



Université de Provence - Aix-Marseille 1  
Laboratoire Géologie des Systèmes  
et des Réservoirs Carbonatés

## **Thèse de doctorat**

*pour obtenir le grade de*

Docteur de l'Université de Provence

Spécialité : Sciences de la terre

École doctorale : Sciences de l'environnement

**Influence de la diagenèse précoce et de la dynamique sédimentaire  
sur la distribution des propriétés pétrophysiques dans les  
réservoirs carbonatés.**

*par* Yannick SANTERRE

Présentée et soutenue publiquement à Marseille le XX Octobre 2010

Devant la commission d'examen composée de :

Philippe MÜNCH	Université de Provence	Président
Brigitte DOLIGEZ	IFP Energies nouvelles	Rapporteur
Emmanuelle VENNIN	Université de Bourgogne	Rapporteur
Gilles CONESA	Université de Provence	Examineur
Benoit VINCENT	Cambridge Carbonates	Examineur
Jean BORGOMANO	Université de Provence	Directeur de thèse
Didier GRANJEON	IFP Energies nouvelles	Co-encadrant



*"La moindre chose contient un peu d'inconnu. Trouvons-le."*  
G. de Maupassant





*À mon père*



# REMERCIEMENTS

Ce travail de thèse a été réalisé au sein du département "stratigraphie-sédimentologie" de l'Institut Français du Pétrole (IFP), en collaboration avec le département de "Géologie des Systèmes et des Réservoirs Carbonatés" (GSRC : EA 4234) de l'Université de Provence Aix-Marseille 1. Il a été cofinancé par l'Institut Français du Pétrole et par l'Association Nationale de la Recherche Technique (ANRT) au moyen d'une bourse CIFRE (convention n°346/2006).

---

Je tiens tout d'abord à remercier M. Didier GRANJEON<sup>1</sup> et M. Jean BORGOMANO<sup>2</sup>, qui m'ont permis d'obtenir cette thèse. Merci pour leur aide et pour leur soutien continu.

Je tiens juste ensuite à remercier chaleureusement mes co-encadrants de thèse, qui se sont eux aussi beaucoup investis dans ce travail : M. Gilles CONESA<sup>2</sup> et M. Youri HAMON<sup>1</sup>. Je souhaiterais également remercier M. Benoit VINCENT<sup>3</sup> sans qui rien n'aurait été possible (merci d'avoir accepté de faire partie de mon jury).

Je voudrais grandement remercier M. Philippe MÜNCH<sup>2</sup> de me faire l'honneur de présider mon jury de thèse. Merci beaucoup également à M<sup>me</sup> Brigitte DOLIGEZ<sup>1</sup> et à M<sup>me</sup> Emmanuelle VENNIN<sup>4</sup> d'avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse.

Mes remerciements vont aussi aux nombreux ingénieurs et techniciens qui m'ont aidé de près ou de loin dans ma recherche : MM. Lionel MARIÉ<sup>2</sup>, Herman RAVELOJAONA<sup>1</sup>, Flavien VAUCHER<sup>1</sup> (litholamellage), Roger NOTONIER<sup>2</sup> (MEB), Patrick LE FOLL, Pierre KÉTÉ (graphisme et logistique), Jean GUELARD<sup>1</sup>, Michel MASSON<sup>1</sup> (pétrophysique), Eric KOHLER<sup>1</sup> (DRX) et Ramon MARTINEZ (Logistique).

Merci à tous mes collègues pour la bonne ambiance partagée au cours de ces trois ans (et un peu plus) : Gilberto ALBERTAO<sup>1</sup>, Lionel ALGIVE<sup>1</sup>, Sandra BURET<sup>1</sup>, Guillaume DUPUIS<sup>1</sup>, Arnaud FOURNILLON<sup>2</sup>, Anne-Edwige HELD<sup>1</sup>, Faker MAKTOUF<sup>1</sup>, Noralid NAVA DE AZOCAR<sup>1</sup>, J. OUDET<sup>2</sup>, Alireza PIRYAEI<sup>1</sup>, Marianna RONDON<sup>1</sup> et Mumtaz SHAH<sup>1</sup>.

Je souhaiterais finalement remercier toute ma famille pour son soutien, spécialement mes parents qui m'ont toujours encouragé dans mes choix, et ma petite femme Jessica que j'aime.

---

<sup>1</sup> Institut Français du Pétrole.

<sup>2</sup> Université Aix-Marseille 1.

<sup>3</sup> Cambridge Carbonates Ltd.

<sup>4</sup> Université de Bourgogne.



# RÉSUMÉ

Prédire la distribution des propriétés pétrophysiques au sein des plates-formes carbonatées est un enjeu majeur de l'industrie pétrolière car celles-ci représentent plus de la moitié des réserves en hydrocarbures. Pour résoudre ce problème, des modélisations basées processus à grande échelle permettant de déterminer l'architecture sédimentaire des plates-formes sont de plus en plus utilisées. Ces modèles prennent en compte de nombreux paramètres (tectonique, eustatisme, hydrodynamisme, sédimentation) mais la diagenèse précoce n'y est généralement que peu ou pas intégrée. Les processus diagénétiques précoces sont pourtant un facteur de contrôle critique des propriétés pétrophysiques dans les plates-formes carbonatées.

Afin de mieux déterminer l'influence de la diagenèse précoce et de la dynamique sédimentaire sur la distribution des propriétés pétrophysiques dans les systèmes carbonatés, une étude pluridisciplinaire (sédimentologie, diagenèse et pétrophysique) a été menée dans cette thèse sur une série de plate-forme mixte carbonatée-silicoclastique relativement récente, et qui a été très peu enfouie : la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet (nord-ouest de la ville de Marseille, France). Cette étude a permis de montrer que cette série a subi de très importantes modifications diagénétiques précoces. Les transformations minéralogiques observées se sont déroulées principalement au cours des phases d'émersion de la plate-forme, qui ont engendrées la circulation de fluides météoriques à travers les sédiments. Les zones météoriques vadoses mises en place au cours de ces périodes d'émersion ont pu être subdivisées en une sous-zone "sommitale", qui présente un néomorphisme très important des éléments de minéralogies instables et/ou une microsparitisation des matrices, et en une sous-zone "non sommitale", qui présente un gradient de néomorphisme et de cimentation des porosités en fonction de la distance à la surface d'émersion. Les zones météoriques phréatiques présentent quant à elles une dissolution très importante de l'ensemble des minéralogies carbonatées instables.

L'étude de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet a permis d'aboutir à une relation entre l'évolution des propriétés pétrophysiques des sédiments (porosité, perméabilité), la dynamique sédimentaire et les processus diagénétiques précoces. Un modèle conceptuel d'évolution des propriétés pétrophysiques pour des sédiments boueux soumis à des conditions climatiques humides en contexte de mer aragonitique a pu être proposé à l'issue de cette thèse.

Au premier ordre, ce modèle montre que les propriétés pétrophysiques des sédiments peuvent être estimées à partir de la quantité originelle en éléments de minéralogies instables, de la position au sein des différentes zones diagénétiques, et du temps de résidence dans ces zones (durée d'émersion des plates-formes).

# TABLE DES MATIÈRES

<b>RÉSUMÉ</b>	<b>9</b>
<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b>	<b>13</b>
<b>Chapitre 1 - ÉTAT DE L'ART</b>	<b>17</b>
1.1. Rappels succincts sur les roches carbonatées	19
1.2. La diagenèse précoce	22
1.3. Les processus diagénétiques précoces	22
1.4. Les zones diagénétiques et leurs processus diagénétiques	30
1.5. Modélisations de la diagenèse précoce	41
1.6. Problématique de la thèse	53
<b>Chapitre 2 - LA SÉRIE OLIGO-AQUITANIENNE DE CARRY-LE-ROUET</b>	<b>55</b>
2.1. Introduction	57
2.2. Contexte géodynamique	59
2.3. Contexte environnemental	61
2.4. Stratigraphie des dépôts oligo-aquitaniens de Carry-le-Rouet	62
2.5. Organisation séquentielle des dépôts	73
2.6. Conclusion	75
<b>Chapitre 3 - ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE - DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE</b>	<b>77</b>
3.1. Introduction	79
3.2. Étude faciologique	79
3.3. Interprétation des associations de faciès en environnements de dépôts	94
3.4. Modèles synthétiques de dépôts	98
3.5. Interprétation séquentielle des dépôts	103
3.6. Dynamique sédimentaire à l'échelle de la plate-forme	106
3.7. Conclusion	112
<b>Chapitre 4 - ÉTUDE DIAGÉNÉTIQUE</b>	<b>115</b>
4.1. Introduction	117
4.2. Méthodologie	117
4.3. Types de ciments	118
4.4. Paragenèse de la série	124
4.5. Synthèse de l'étude diagénétique	190
4.6. Conclusion	199

<b>Chapitre 5 - ÉTUDE PÉTROPHYSIQUE - MODÈLE SYNTHÉTIQUE - DISCUSSION</b>	<b>201</b>
5.1. Introduction	203
5.2. Méthodologie	203
5.3. Types de porosités observés	204
5.4. Résultats des mesures pétrophysiques	209
5.5. Modèle synthétique sédimentologie-diagenèse-pétrophysique	225
5.6. Modèle quantitatif	233
5.7. Discussion	236
5.8. Conclusion	241
<b>CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES</b>	<b>243</b>
Conclusions générales	245
Perspectives	250
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	<b>253</b>
<b>ANNEXE 1 - Étude de la base de données ODP</b>	<b>271</b>
<b>ANNEXE 2 - Classifications des textures de dépôt</b>	<b>276</b>
<b>ANNEXE 3 - Classification des types de porosités</b>	<b>277</b>
<b>ANNEXE 4 - Procédure pour les mesures géochimiques</b>	<b>279</b>



# **INTRODUCTION GÉNÉRALE**



## Introduction générale

Plus de 60 % des réserves mondiales en pétrole, et plus de 40 % des réserves en gaz se trouvent actuellement dans des réservoirs carbonatés (Analyse de marché de Schlumberger 2007). L'étude des roches carbonatées est donc fondamentale pour pouvoir améliorer les productions en hydrocarbures et prolonger les réserves. Les roches carbonatées sont de plus aujourd'hui considérées comme des lieux de stockages potentiels pour le CO<sub>2</sub> industriel (projet PICOREF). Les sédiments à partir desquels les roches carbonatées ont été formées sont la plupart du temps produits et déposés dans des plates-formes marines en milieu tropical (Tucker et Wright 1990). Afin de comprendre et de prédire le développement de ces plates-formes, des modèles conceptuels (Pomar 2001) et des modèles numériques (Strobel *et al.* 1989, Bosence et Waltham 1990, Granjeon 1996, Warrlich *et al.* 2002) ont été développés ces dernières années. Ces modèles utilisent de nombreux paramètres tels que la tectonique (déformations du bassin : subsidence, développement de failles), l'eustatisme (variations du niveau marin), l'hydrodynamisme (courants marins) et l'apport sédimentaire (remplissage du bassin : taux de sédimentation, taux de production). Ils permettent de prédire l'architecture stratigraphique des réservoirs et parfois les caractéristiques pétrophysiques des sédiments. Un des processus majeur contrôlant ces propriétés pétrophysiques est la diagenèse précoce.

En effet, les modifications diagénétiques qui affectent très précocement les sédiments peuvent avoir un effet prépondérant sur les propriétés pétrophysiques plus tardives, par exemple en diminuant fortement les phénomènes de compaction se déroulant au cours de l'enfouissement (Zankl 1969 ; Bathurst 1970). De la même manière, les sédiments qui ont acquis de très faibles propriétés pétrophysiques ont pu servir de barrières de perméabilité dans les réservoirs pétroliers et la diagenèse précoce influence ainsi considérablement la distribution des hydrocarbures au sein des réservoirs carbonatés (Jones *et al.* 2004). La diagenèse précoce est malgré tout souvent ignorée ou peu pris en compte par les modèles conceptuels et les modèles numériques de plate-forme.

Cette thèse a pour objectif de mieux comprendre les relations entre la dynamique sédimentaire, la diagenèse précoce et les propriétés pétrophysiques, afin que celles-ci soient mieux intégrées dans les modèles conceptuels et numériques. Elle s'appuie sur l'étude de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet (nord-ouest de la ville de Marseille, France), qui est une série mixte allant de cônes alluviaux clastiques à une plateforme carbonatée externe, en passant par des systèmes bioconstruits, lagunaires ou bien encore saumâtres. Le faible

enfouissement de cette série a permis une bonne préservation des processus diagénétiques précoces qui l'on affectés. Elle a été étudiée en trois étapes : tout d'abord par une étude sédimentologique et stratigraphique, puis par une étude diagénétique, et par une étude pétrophysique. La synthèse de ces différentes études à finalement aboutit à la conception d'un modèle d'évolution des propriétés pétrophysiques de sédiments carbonatés, en relation avec la dynamique sédimentaire et les processus diagénétiques précoces.

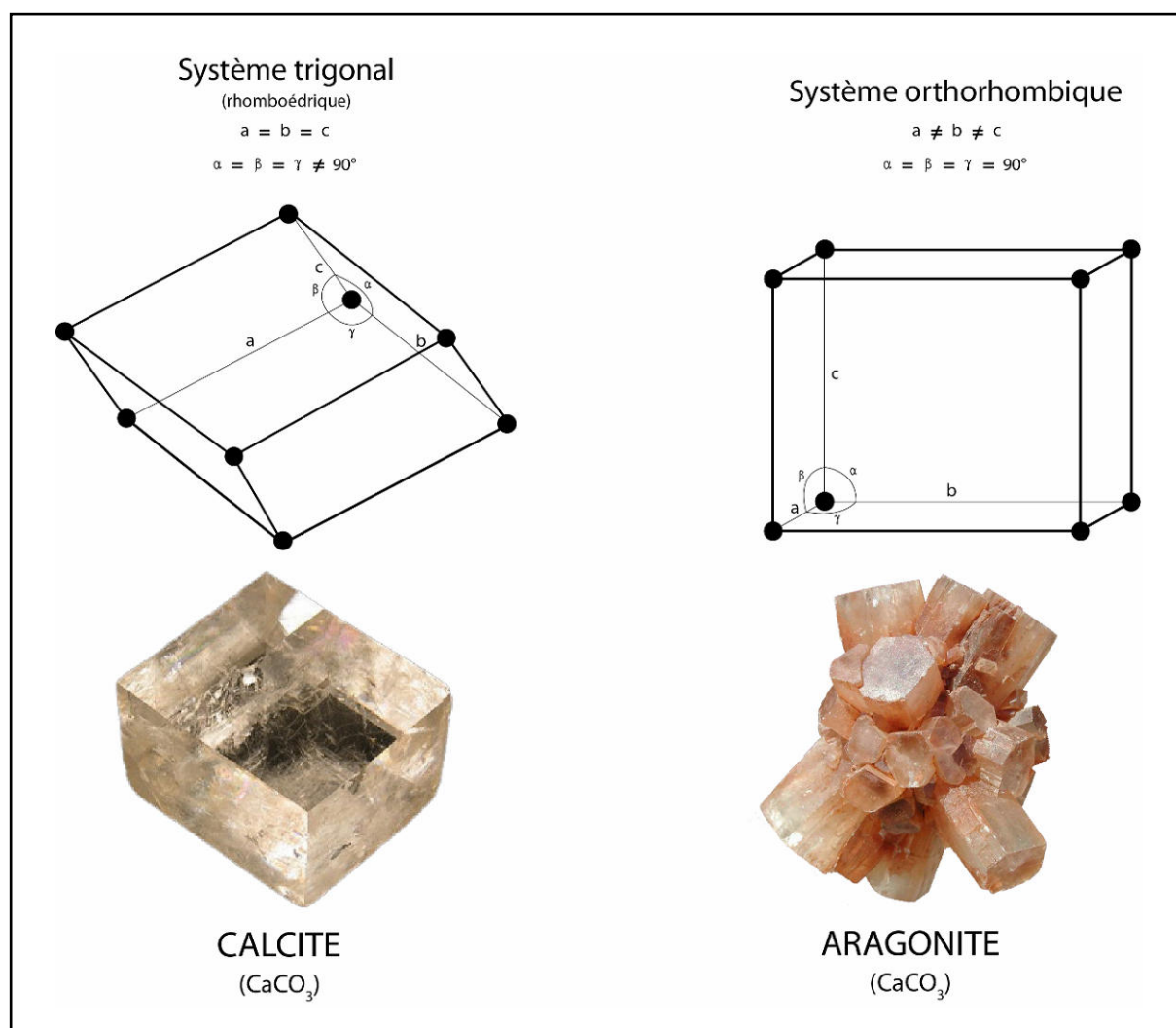
# Chapitre 1

## **ÉTAT DE L'ART**



## 1.1. Rappels succincts sur les roches carbonatées

Les roches carbonatées sont les roches qui contiennent plus de 50 % de minéraux carbonatés issus de l'assemblage d'ions carbonates ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) avec certains cations tels que le fer ( $\text{Fe}^{2+}$  ; Sidérite), le cuivre ( $\text{Cu}^{2+}$  ; malachite) ou le plomb ( $\text{Pb}^{2+}$  ; cérusite), mais plus communément le calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ) et/ou le magnésium ( $\text{Mg}^{2+}$ ). Lorsque ces deux derniers cations sont incorporés à égalité dans les réseaux cristallins, le minéral formé est la **dolomite** ( $(\text{Ca,Mg})\text{CO}_3$ ). Lorsque ce sont les ions calcium qui sont préférentiellement incorporés, deux minéraux polymorphes peuvent être précipités : la **calcite** ( $\text{CaCO}_3$  ayant un système cristallin trigonal ; figure 1.1) et l'**aragonite** ( $\text{CaCO}_3$  ayant un système cristallin orthorhombique ; figure 1.1).



**Figure 1.1** : Comparaison des deux principaux polymorphes de  $\text{CaCO}_3$  : la calcite (système cristallin trigonal (rhomboédrique) ; à gauche) et l'aragonite (système cristallin orthorhombique ; à droite). Caractéristiques et représentations de leur maille élémentaire. Aperçus de ces deux minéralogies dans leur état naturel (photos).

La calcite possède généralement dans son réseau cristallin une quantité plus ou moins importante de magnésium qui lui a été substituée au cours de la précipitation. Si cette quantité est faible (< 5 % molaire) la calcite est alors dite "**LMC**" (pour "Low-Magnesian Calcite"), si elle est plus importante (5 à 20 % molaire) la calcite est dite "**HMC**" (pour "High-Magnesian Calcite"). La calcite LMC est la forme stable de la calcite (aux conditions de pression et de température standard) alors que la calcite HMC est une forme instable (dite "métastable") qui est souvent dissoute ou recristallisée en calcite stable (LMC) au cours du temps (par perte de magnésium ; Bathurst 1975 ; Tucker et Wright 1990).

L'aragonite, contrairement à la calcite, est généralement très pauvre en magnésium (< 2 % molaire ; Bathurst 1975). Il s'agit également d'un minéral instable (métastable) qui est facilement dissout ou recristallisé en calcite stable (LMC) au cours du temps. La solubilité de l'aragonite est plus importante que celle de la calcite HMC, excepté lorsque celle-ci contient une proportion de magnésium supérieure à 12 % molaire (Bathurst 1975 ; Tucker et Wright 1990).

La forte instabilité de ces minéraux carbonatés (aragonite et HMC) conduit à d'importantes modifications au sein des roches carbonatées au cours de leur histoire, depuis le moment de leur dépôt jusqu'à leur enfouissement ou à leur retour en surface.

La taille des minéraux carbonatés contenus dans les roches carbonatées est très variable. Folk (1959 et 1965) introduit ainsi une classification des minéraux carbonatés selon la taille des cristaux : ceux qui ont des tailles inférieures à 4 µm sont appelés "**micrite**", ceux qui ont des tailles comprises entre 5 et 30 µm sont appelés "**microsparite**", ceux qui ont des tailles comprises entre 30 et 50 µm sont appelés "**pseudosparite**", finalement ceux qui ont des tailles supérieures à 50 µm sont appelés "**sparite**".

Les minéraux carbonatés qui constituent les roches carbonatées peuvent se présenter sous trois formes différentes : grain, matrice ou ciment.

Les **grains** (ou "éléments figurés") carbonatés sont des particules qui forment les sédiments. Ils peuvent avoir été produits sur place (ex : coraux) ou bien avoir été transportés par les courants marins. Les grains sont classés en deux grandes catégories : les grains "squelettiques" et les grains "non squelettiques" (Tucker et Wright 1990).



Les grains squelettiques sont ceux issus d'organismes qui peuvent produire leurs propres squelettes. De très nombreux types d'organismes sont capables de "biominéraliser" un squelette carbonaté : mollusques (bivalves, gastéropodes, etc.), brachiopodes, échinodermes, coraux, foraminifères, bryozoaires, éponges, etc.

Les grains non squelettiques sont ceux qui ne proviennent pas de squelettes d'organismes. Ils sont eux aussi de natures très variées : ooïdes (grains sphériques millimétriques composés d'une ou de plusieurs couches concentriques autour d'un nucleus), pisolithes (concrétions à structure concentrique de plus de 2 mm), oncoïdes (encroûtements algaires autour d'un nucleus), peloïdes (grains composés de micrite dont la structure interne n'est pas ou peu identifiable) ou bien encore clastes (fragments de sédiments carbonatés lithifiés qui ont été remaniés).

Les **matrices** carbonatées sont des dépôts boueux très fins qui sont constitués de nombreux cristaux caractérisés par de très petites tailles (micrite). L'origine de ces dépôts est diverse (Milliman et Müller 1973 ; Sartori 1974) : strictement chimique (i.e. issue d'une précipitation directe depuis l'eau de mer ; Cloud 1962 ; Meyers *et al.* 1989) ou biogénique (i.e. issue de la désagrégation de squelettes d'organismes comme par exemple les algues calcaires ; Lowenstam et Epstein 1957). Dans ce dernier cas, la minéralogie des matrices carbonatées est alors très fortement dépendante des conditions environnementales (Friedman 1964 ; Sandberg 1983). Dans les environnements marins actuels, les matrices carbonatées déposées dans les plates-formes sont généralement de minéralogie aragonitique, et plus rarement de nature calcitique HMC (localement, cette dernière minéralogie peut être largement dominante ; Husseini et Matthews 1972).

Les **ciments** carbonatés sont des cristaux de grandes tailles (sparite) qui ont été précipités à partir d'un fluide sursaturé circulant à l'intérieur de la porosité du sédiment. Ce fluide peut être de nature marine, météorique ou profonde (subsurface : hydrothermalisme). Les ciments carbonatés qui précipitent à partir d'eau météorique ou de subsurface sont presque toujours de nature calcitique faiblement magnésienne (LMC). En revanche, les ciments carbonatés qui précipitent actuellement à partir d'eau marine sont de nature aragonitique ou calcitique hautement magnésienne (HMC). En effet, bien que l'eau de mer soit très fortement sursaturée en calcite stable LMC (Morse 2003), celle-ci n'y précipite pas librement. Ce phénomène a été expliqué par l'existence d'un fort effet inhibiteur de l'ion magnésium ( $Mg^{2+}$ ) sur la précipitation de la calcite LMC (Pytkowicz 1965 ; Berner 1975).

Chacun de ces trois différents constituants des roches carbonatées (grain, matrice, ciment) peut présenter des minéralogies instables (aragonite ou calcite HMC), et sont donc susceptibles d'être dissous ou transformés pour des formes plus stables (calcite LMC) au cours du temps. Ces variations minéralogiques se déroulant dans les sédiments carbonatés entraînent de profondes modifications de leurs propriétés pétrophysiques initiales.

## 1.2. La diagenèse précoce

Le terme "**diagenèse**" désigne l'ensemble des processus qui affectent les sédiments après leur dépôt dans des conditions de pression et température faibles de subsurface où le métamorphisme n'opère pas encore (températures < 200°C ; profondeurs < 8 km (2-3 kBar) ; Tucker et Wright 1990). La diagenèse conduit à la transformation des sédiments initiaux (dépôts meubles) en roches sédimentaires (dépôts consolidés).

La **diagenèse précoce** est la diagenèse qui se déroule pendant ou juste après le dépôt des sédiments, avant qu'ils ne soient recouverts par une épaisseur trop importante de nouveaux sédiments (processus superficiel). Elle est souvent désignée par le terme "éogénèse" (Choquette et Pray 1970), qui désigne en fait l'intervalle de temps compris entre le dépôt ultime du sédiment (postérieur à toutes les phases de remaniements sédimentaires) et son enfouissement au delà d'une profondeur à laquelle plus aucun processus de surface n'opère (bioturbation, etc.). Les limites de l'éogénèse sont assez délicates à établir mais on peut considérer qu'elle débute au niveau de l'interface eau-sédiment (dans le cas de sédiments immergés) ou de l'interface air-sédiment (dans le cas de sédiments émergés) et qu'elle se termine quelques mètres plus bas (Choquette et Pray 1970).

## 1.3. Les processus diagénétiques précoces

De nombreux processus diagénétiques sont susceptibles d'affecter très rapidement les sédiments carbonatés après leur dépôt ; les plus fréquents sont la dissolution, la cimentation, le remplacement, la compaction, la bioérosion, la ferruginisation, la phosphatisation ou bien encore la glauconitisation.

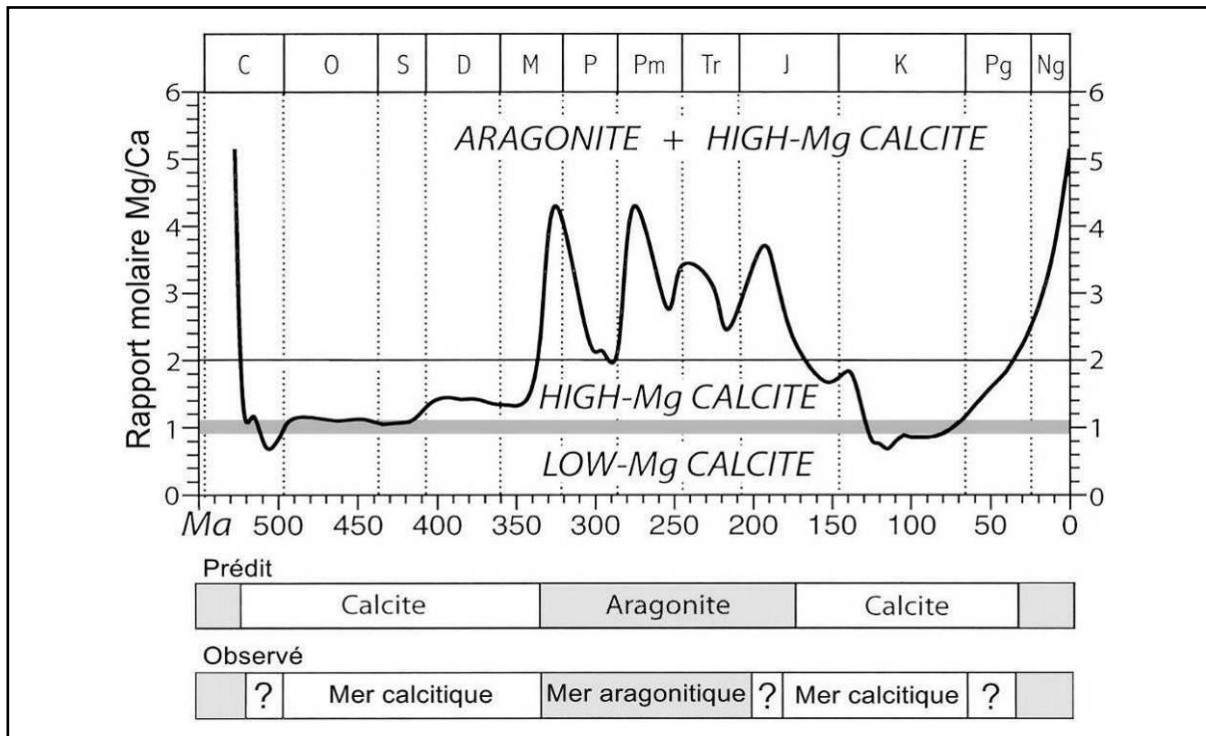
### 1.3.1. La dissolution

Le processus de dissolution peut être très précoce dans un sédiment. Il conduit à l'augmentation de sa porosité et à la diminution de sa cohésion. Ce processus est engendré par la solubilisation de minéraux par le fluide qui circule dans l'espace poreux du sédiment. Ce fluide a pour caractéristique d'être sous-saturé vis-à-vis du minéral qu'il dissout.

Les fluides météoriques dissolvent l'ensemble des minéraux carbonatés car ils en sont initialement fortement sous-saturés (eau issue des pluies). Le processus de dissolution s'y produit alors à toutes les échelles depuis la dissolution microscopique d'une coquille de bivalve jusqu'à la création de larges reliefs karstiques.

Les fluides marins sont en revanche actuellement sursaturés (en surface) vis-à-vis de la calcite (LMC = 6 fois plus ; HMC  $\approx$  à l'équilibre ; Morse 2003) et de l'aragonite (4 fois plus ; Morse 2003). Cette sursaturation entraîne rarement la dissolution de ces minéralogies à l'exception de cas particuliers (forte oxydation de matière organique (Sanders 2003 ; Wright et Cherns 2004 ; James *et al.* 2005 ; Knoerich et Mutti 2006), mers froides (Kyser *et al.* 1998 ; Brachert et Dullo 2000 ; Nelson et James 2000), eaux profondes situées en dessous de la CCD ou de l'ACD (Tucker et Wright 1990)). Le chimisme de l'eau de mer n'a néanmoins pas été constant au cours des temps géologiques impliquant que les eaux marines ont pu dissoudre les minéraux carbonatés pendant certaines périodes. En effet, Sandberg (1983 et 1985) a montré l'existence d'une alternance entre des périodes où les minéraux carbonatés précipités étaient essentiellement de minéralogie calcitique LMC (périodes dites de "mers calcitiques" ; figure 1.2) et d'autres où la minéralogie dominante précipitée était aragonitique ou calcitique HMC (périodes dites de "mers aragonitiques" ; cas actuel ; figure 1.2). Cette observation, qui a été réalisée à partir de l'étude de carbonates considérés comme abiotiques (ooïdes, ciments et boues carbonatées), a été corroborée ensuite par de nombreuses autres études basées sur des éléments de natures très variées : à partir de micrites (Lasemi et Sandberg 1984), de minéraux évaporitiques (Hardie 1996 et 2003), de bioconstructions récifales (Stanley et Hardie 1998) ou bien encore d'échinodermes (Dickson 2004). Pendant les périodes de mers calcitiques, les eaux marines ont pu dissoudre directement les éléments possédant des minéralogies aragonitiques ou calcitiques HMC (Palmer *et al.* 1988 ; Cherns et Wright 2000 ; Palmer et Wilson 2004). L'oscillation entre les mers aragonitiques et les mers calcitiques a été expliquée par une variation importante du chimisme de l'eau de mer (notamment de son rapport Mg/Ca ; figure 1.2) et de la  $PCO_2$  de l'atmosphère au cours du temps (Sandberg 1983 et 1985).

Ces changements ont pu être reliés aux grands cycles tectono-eustatiques se déroulant tout au long du Phanérozoïque.



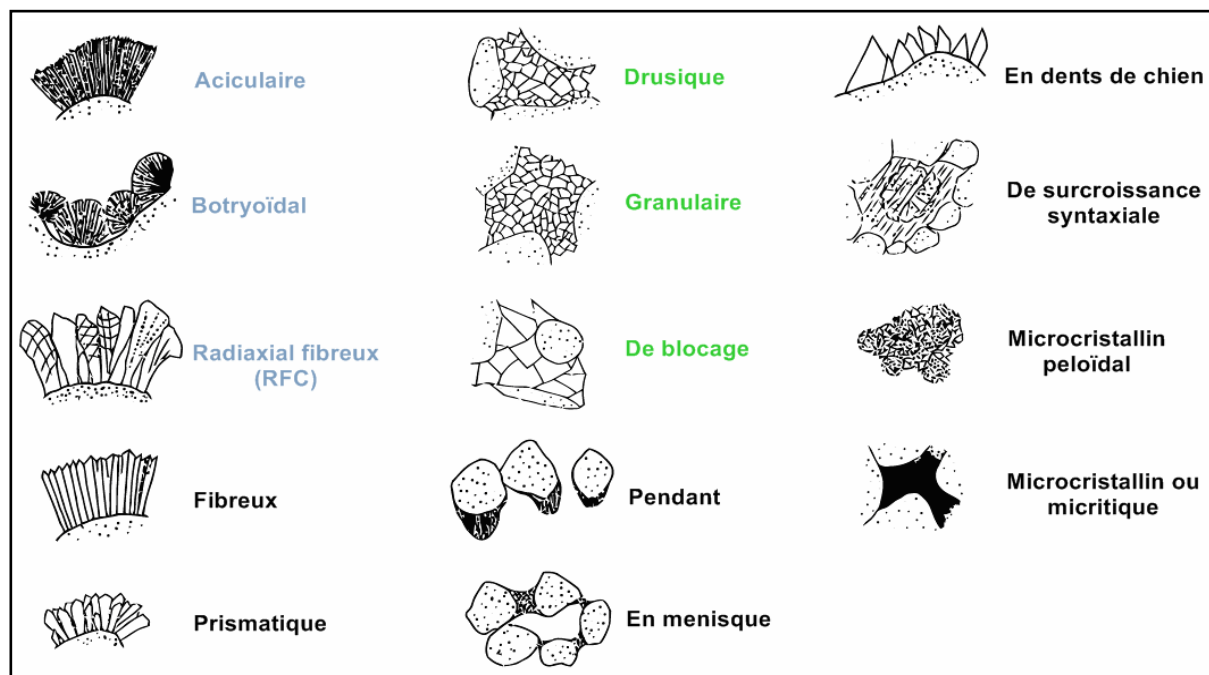
**Figure 1.2 :** Variation temporelle des minéralogies carbonatées abiologiques précipitées dans des conditions marines en fonction du rapport Mg/Ca de l'eau de mer (modifié d'après Sandberg 1983).

### 1.3.2. La cimentation

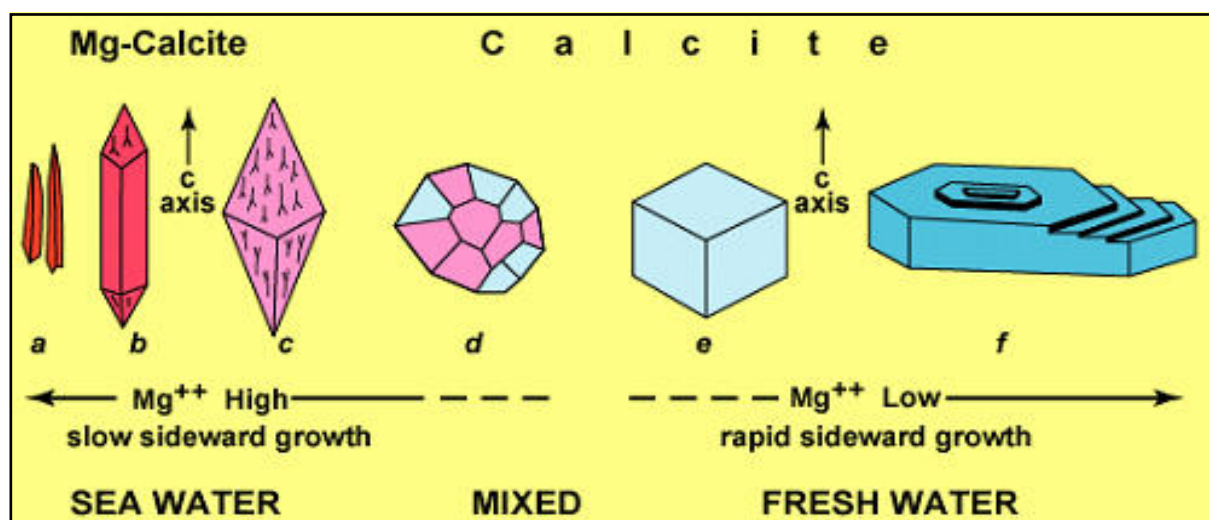
Le processus de cimentation peut être très précoce dans les sédiments carbonatés. Il entraîne une lithification des sédiments et conduit à une réduction de leur porosité. Il est engendré par la circulation d'un fluide sursaturé vis-à-vis du minéral qui est précipité. Le processus débute par une phase de nucléation du cristal et se poursuit ensuite par une phase de croissance cristalline. Il engendre la formation de surfaces (ou "fonds") durcies appelées "hardgrounds" (Bathurst 1975 ; Bromley 1975). Les processus biologiques peuvent avoir une influence considérable sur la cimentation des carbonates (Macintyre et Videtich 1979 ; Folk et Lynch 2001 ; Dickson *et al.* 2008 ; Hillgärtner *et al.* 2008).

Les cristaux précipités possèdent des formes très variables (figure 1.3) qui dépendent de leur minéralogie (rapport Mg/Ca pour la calcite ; figure 1.4) : les ciments aragonitiques et calcitiques HMC présentent toujours un axe de croissance privilégié de leurs cristaux (axe c ; figure 1.4) ; les ciments calcitiques LMC en revanche ne présentent la plupart du temps aucun

axe de croissance privilégié (figure 1.4). Etant donné que les eaux marines actuelles précipitent principalement des minéralogies aragonitiques ou calcitiques HMC (cf. parag. 1.3.1.) et que les eaux météoriques précipitent presque toujours des minéralogies calcitiques LMC, il est donc souvent aisé de déterminer les conditions de formation des ciments observés dans les sédiments (figure 1.3).



**Figure 1.3** : Terminologie des différentes morphologies de ciments précoces carbonatés (modifié d'après Flügel 2004). Les morphologies notées en bleu sont celles qui sont actuellement précipitées à partir d'un fluide d'origine marine ; les morphologies notées en vert sont celles qui sont actuellement précipitées à partir d'un fluide d'origine météorique ; les morphologies notées en noir sont celles qui sont actuellement précipitées soit à partir d'un fluide d'origine marine, soit à partir d'un fluide d'origine météorique.



**Figure 1.4** : Variation morphologique des cristaux de calcite en fonction du rapport Mg/Ca de leur réseau cristallin (d'après Moore 2001).

### 1.3.3. Le remplacement

Le processus de remplacement consiste en la dissolution d'une phase minérale d'un côté d'un très fin film de fluide (de moins de 1 µm d'épaisseur) et en la précipitation concomitante d'une nouvelle phase minérale de l'autre côté de celui-ci, sans qu'il n'y ait de création de porosité (Kinsman 1969 ; Pingitore 1976 ; Maliva *et al.* 2000 ; Webb *et al.* 2009). Si la nouvelle phase solide précipitée est de nature minéralogique différente de la précédente, on parle alors de **remplacement** au sens strict (ex : calcite => dolomite : *dolomitisation*). Si la nouvelle phase solide précipitée est un polymorphe de la minéralogie précédente, on parle alors d'**inversion** (ex : aragonite => calcite : *calcitisation*). Enfin, si la nouvelle phase solide précipitée est identique à la précédente mais que la taille des cristaux est modifiée, on parle alors de **recristallisation** (ex : calcite LMC (micrite) => calcite LMC (microsparite) : *microsparitisation*). Le processus de **néomorphisme** (Folk 1965) correspond à l'ensemble formé par les processus d'*inversion* et de *recristallisation*. Lorsque le processus de recristallisation conduit à une augmentation de la taille des cristaux, on parle de *néomorphisme aggradant* (Folk 1965 ; couramment observé). Lorsque le processus de recristallisation conduit à une diminution de la taille des cristaux, on parle alors de *néomorphisme dégradant* (Folk 1965 ; peu commun). Tous ces différents processus de remplacement peuvent affecter les différents constituants des sédiments.

Les matrices carbonatées sont fréquemment "microsparitisées", c'est-à-dire que les cristaux qui les composent présentent une augmentation de leurs tailles (de micrite à microsparite). Folk (1959 et 1965) a proposé d'expliquer ce phénomène par une recristallisation des cristaux micritiques originels suite à un lessivage des ions magnésium présents initialement dans les réseaux cristallins (phénomène de néomorphisme aggradant). Néanmoins, Steinen (1978), Lasemi et Sandberg (1984 et 1993) puis Munnecke *et al.* (1997) ont pu démontrer que la microsparite formée dans les matrices recristallisées était en fait un microciment qui était précipité à l'intérieur de la microporosité intercristalline originelle des matrices, et qu'il ne s'agissait donc pas d'un processus de néomorphisme.

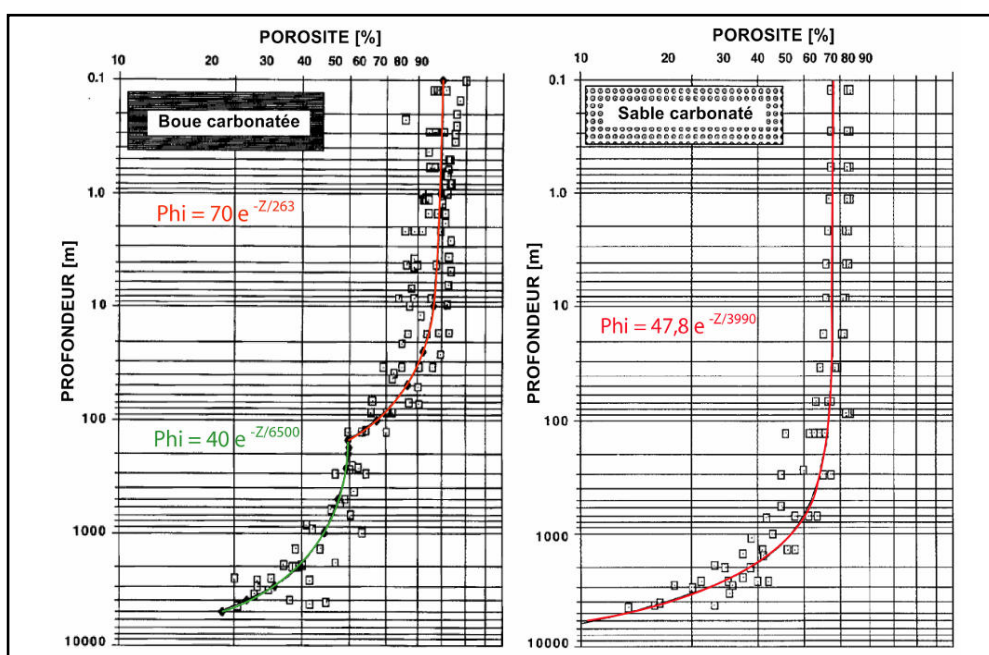
### 1.3.4. La compaction

Le processus de compaction peut être considéré comme précoce puisqu'il débute très peu de temps après le dépôt du sédiment. Il existe plus précisément deux types de compaction : la compaction mécanique et la compaction chimique.

La compaction mécanique est un processus qui aboutit à la diminution de la porosité et du volume du sédiment. Il consiste en un réarrangement plus compact et graduel des grains sous l'effet de l'augmentation de la charge lithostatique issue de l'accumulation des sédiments sus-jacents. Ce mode de compaction diffère suivant la texture et la nature du matériel compacté :

Les sédiments qui ont des textures boueuses sont très affectés par ce type de compaction qui a pour conséquence une forte expulsion d'eau. La nature du sédiment est critique puisqu'une boue pélagique n'aura pas la même évolution sur un diagramme porosité-profondeur qu'une boue de plate-forme étant donné qu'elles ne possèdent pas les mêmes caractéristiques intrinsèques (morphologie des cristaux, quantité de porosité intragranulaire, etc. ; Moore 2001). L'expulsion de l'eau est par conséquent un phénomène plus important dans une boue de plate-forme que dans une boue pélagique.

Les sédiments de textures granulaires comme les sables carbonatés perdent initialement leur porosité par un réarrangement mécanique plus compact de leurs particules. La phase suivante de perte de porosité consiste en une fracturation des particules ou bien en leurs déformations (plasticité des pelloïdes par exemple). Les effets produits par la compaction mécanique sur les sédiments carbonatés peuvent dans certains cas être considérablement réduits lorsqu'il existe un processus de cimentation précoce de la porosité des sédiments (Zankl 1969 ; Bathurst 1970).



**Figure 1.5** : Courbes de variation des porosités en fonction des profondeurs d'enfouissement pour une boue carbonatée (à gauche) et pour un sable carbonaté (à droite ; modifié d'après Goldhammer 1997). Remarquez l'utilisation de deux lois exponentielles bien distinctes dans le premier cas mais d'une seule dans le second.

Goldhammer (1997) a étudié les modifications de porosité de sédiments carbonatés boueux et de sables carbonatés engendrées par une compaction mécanique (enfouissement). Il propose alors des lois de compaction bien distinctes selon ces deux types de sédiments (figure 1.5). Celles-ci sont assez proches de celles proposées auparavant par Schmoker et Halley (1982) et Bond et Kominz (1984).

La compaction chimique (Lloyd 1977) intervient généralement postérieurement à la compaction mécanique et n'est donc pas un processus précoce. L'augmentation des contraintes liées à l'enfouissement engendre la dissolution de minéraux carbonatés aux niveaux des contacts entre les grains. Il en résulte une diminution de la porosité et la formation de microstylolithes. Lorsque l'un des deux grains en contact est moins facilement dissout il se forme alors des contacts concavo-convexes. Toutes ces structures peuvent exister également à plus grande échelle (stylolithes, joints de dissolution et grains impressionnés). Les minéraux dissout aux niveaux des zones sous contraintes sont alors intégrés dans le fluide percolant qui s'enrichit jusqu'à la sursaturation ; des précipitations surviennent alors généralement dans certaines zones peu éloignées de la source (Bathurst 1991).

### **1.3.5. La bioérosion**

Le processus de bioérosion consiste en l'érosion d'un substrat par des processus biologiques (Neumann 1966). Ce processus peut être très précoce puisqu'il est susceptible d'affecter un sédiment dès son dépôt (processus syn-sédimentaire). Il permet généralement d'accroître la porosité des sédiments ou des roches, et cela à différentes échelles (Chazottes *et al.* 1995) : macroscopique (perforations par des organismes lithophages), mésoscopique (perforations de tests par des éponges) ou bien encore microscopique (micritisation des parois des grains par des bactéries, des algues ou des champignons endolithiques (i.e. vivant à l'intérieur du sédiment)).

### **1.3.6. La ferruginisation**

La ferruginisation est une précipitation de minéraux ferrifères à l'intérieur de la porosité des sédiments (cimentation). La concentration en fer de l'eau de mer est très faible ( $[Fe^{3+}] \approx 0,003$  ppm), néanmoins en conditions anoxiques, la réduction des sulfates par des bactéries endolithiques peut engendrer la formation de sulfures de fer comme la pyrite ( $FeS_2$  cubique ; Dickson *et al.* 2008) ou la marcassite ( $FeS_2$  orthorhombique). Lorsque tout le soufre



est consommé, le minéral qui précipite est un carbonate de fer : la sidérite ( $\text{FeCO}_3$ ). La ferruginisation se déroule préférentiellement au cours des périodes à très faibles taux de sédimentation correspondant à des surfaces transgressives ou à des surfaces d'inondation maximale de la plate-forme (niveaux condensés). Elle provoque alors la formation de hardgrounds très superficiels au niveau de l'interface eau-sédiment.

Le processus de ferruginisation peut également se dérouler dans un contexte météorique, pendant une période d'émersion des sédiments de la plate-forme engendrée par une chute du niveau marin relatif. Dans ces conditions oxydantes, ce sont des oxydes de fer qui sont généralement précipités (essentiellement de l'hématite :  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

### **1.3.7. La phosphatisation**

La phosphatisation est une précipitation de minéraux phosphatés (généralement de l'apatite :  $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{Cl},\text{F})$ ) dans la porosité des sédiments (cimentation). Ce processus est favorisé dans des environnements très pauvres en oxygène (Jarvis 1992) mais peut tout de même se produire plus rarement dans des environnements bien oxygénés (Pomoni-Papaoannou 1994). Ce processus est donc généralement associé à des niveaux condensés (Krajewski 2006).

### **1.3.8. La glauconitisation**

Le processus de glauconitisation consiste en la formation de "glauconite" dans les sédiments. La glauconite est un minéral argileux qui se forme précocement en milieu marin peu profond (plateau continental) au niveau de l'interface eau/sédiment (Odin et Fullagar 1988). Il se présente le plus souvent sous forme de petits grains de couleurs verdâtres ("glauconie"). La présence de ce minéral caractérise les milieux pauvres en oxygène et témoigne d'un ralentissement de la sédimentation. Il est donc généralement observé dans les niveaux condensés.

Il existe d'autres processus diagenétiques précoces de cimentations (précipitations d'évaporites, de quartz, etc..) et de remplacements (silicification, etc.) mais ils sont généralement associés à des environnements ou des climats très spécifiques (sebkha, etc.).

## 1.4. Les zones diagénétiques et leurs processus diagénétiques

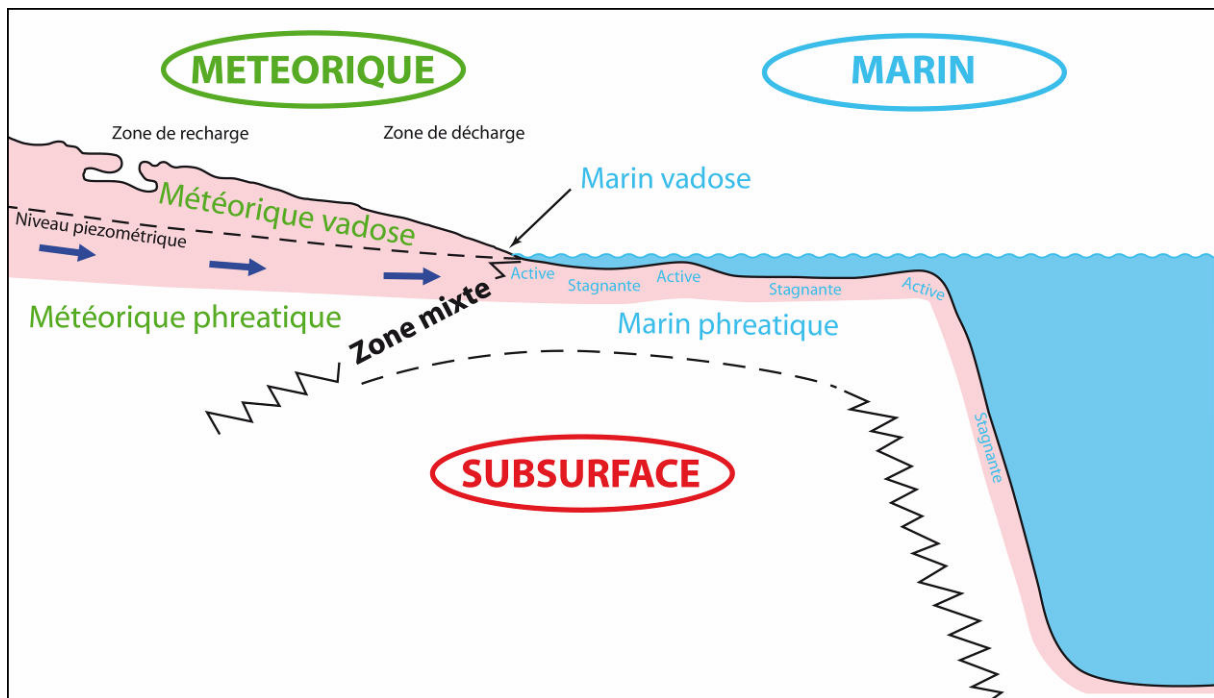
Les processus diagénétiques peuvent se dérouler au sein de trois grands environnements (ou "domaines") : l'environnement **marin**, l'environnement **météorique** et l'environnement de **subsurface** (Tucker et Wright 1990 ; Moore 2001 ; figure 1.6). L'environnement marin et l'environnement météorique peuvent chacun être subdivisés en deux grandes zones diagénétiques, selon la saturation continue ou non en fluide de la porosité des sédiments (Longman 1980) : les zones qui sont constamment saturées en fluides sont dites "**phréatiques**" et les zones qui ne sont que périodiquement saturées en fluides (voire jamais) sont dites "**vadoses**". Dans l'environnement météorique, la limite entre ces zones diagénétiques vadoses et phréatiques correspond au niveau piézométrique (sommet de la nappe phréatique ; figure 1.6). Une zone de transition, appelée **zone de mélange** (ou "zone mixte"), existe entre les environnements marin et météorique (figure 1.6).

Les processus diagénétiques précoces se déroulent de manière relativement superficielle et peuvent donc se mettre en place au sein de cinq des grandes zones diagénétiques précédemment décrites : dans la zone marine phréatique, dans la zone marine vadoses, dans la zone météorique phréatique, dans la zone météorique vadoses et dans la zone de mélange (figure 1.6 - zones rosées).

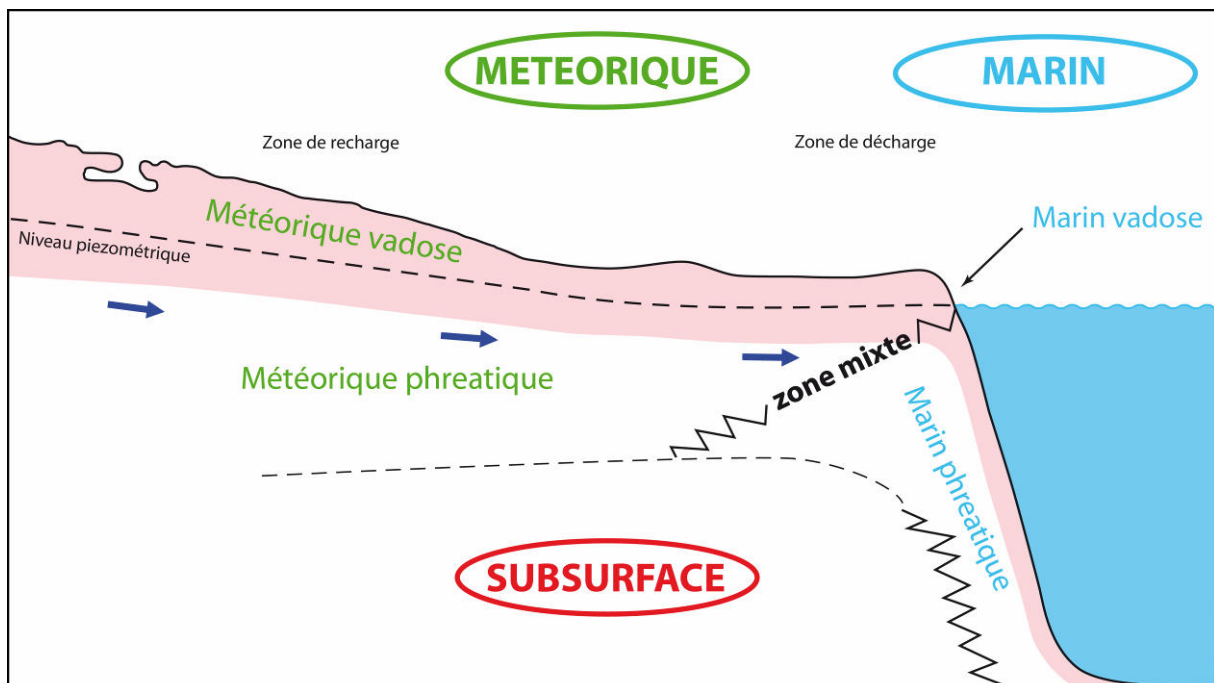
### 1.4.1. La zone marine phréatique

La zone marine phréatique est celle où la porosité des sédiments est constamment saturée par une eau marine. La majorité des sédiments carbonatés est déposée dans cette zone (Longman 1980 ; Moore 2001). La zone marine phréatique peut être subdivisée en deux : une zone marine phréatique de surface et une zone marine phréatique d'enfouissement (Melim *et al.* 1995, 2001 et 2002).

La zone marine phréatique de surface correspond à la partie la plus superficielle de la zone marine phréatique, là où les sédiments sont déposés. Elle est elle-même subdivisée en deux sous-zones qui présentent des caractéristiques diagénétiques différentes : les zones marines phréatiques actives et les zones marines phréatiques stagnantes (Longman 1980 ; Tucker et Wright 1990).



**Figure 1.6** : Distribution des différents environnements et zones diagenétiques sur un profil hypothétique de plate-forme en contexte de haut niveau marin (modifié d'après Moore 2001). La zone rosée est celle où sont susceptibles de se produire les processus diagenétiques précoces.



**Figure 1.7** : Distribution des différents environnements et zones diagenétiques sur un profil hypothétique de plate-forme en contexte de bas niveau marin (modifié d'après Moore 2001). La zone rosée est celle où sont susceptibles de se produire les processus diagenétiques précoces. Remarquez l'importante redistribution des zones diagenétiques par rapport au contexte de haut niveau marin (Figure 1.6).

Dans les zones marines phréatiques **actives**, des ciments marins précoces sont précipités dans les sédiments sous l'effet d'un flux important d'eau traversant leurs pores (Longman 1980). Ces zones sont généralement associées à des environnements qui présentent un fort hydrodynamisme, par exemple près des côtes, aux niveaux de hauts-fonds (shoals ...) ou en bordure de plate-forme (figure 1.6). Les ciments marins précoces actuels qui y précipitent ont des formes allongées caractéristiques, constituant des franges isopaques autour des grains (Flügel 2004 ; figure 1.3). La minéralogie de ces ciments est aragonitique ou calcitique hautement magnésienne. Ces ciments peuvent avoir une origine physico-chimique mais peuvent aussi avoir une origine biochimique. Ils provoquent une lithification très rapide (Friedman 1998) et souvent syn-sédimentaire des sédiments qui aboutit à la formation de fonds durcis (ou "hardgrounds"), comme l'ont montré Shinn (1969) au Qatar et Dravis (1979) aux Bahamas.

Les zones marines phréatiques **stagnantes** sont des zones où aucune cimentation marine précoce ne se déroule dans les sédiments (Longman 1980). Elles sont généralement associées à des environnements qui présentent un très faible hydrodynamisme, par exemple au niveau des rampes externes ou au milieu de lagons ou de lagunes (figure 1.6). Les sédiments qui y sont déposés possèdent des textures très fines (boueuses) qui présentent de très faibles perméabilités (Enos et Sawatsky 1981). Ces faibles perméabilités limitent le flux hydraulique au travers de la porosité, inhibant encore plus le processus de cimentation (Macintyre 1977 ; Macintyre et Aronson 2006). Les processus biologiques sont en revanche très efficaces dans ces zones, générant des enveloppes micritiques autour des bioclastes (Kobluk et Risk 1977 ; Longman 1980 ; Tucker et Wright 1990).

La zone marine phréatique **d'enfouissement** a été définie à partir de l'observation de sédiments provenant de carottes prélevées dans des forages de la plate-forme carbonatée des Bahamas (Melim *et al.* 2002). Il s'agit d'une zone diagénétiquement active située à une profondeur supérieure à 100 m, et dont la porosité est saturée par une eau marine. Les effets liés à la compaction, aux processus de pression-dissolution ou aux ciments tardifs (Melim *et al.* 2002) n'y sont néanmoins pas encore visibles. Les processus diagénétiques dominant sont très semblables à ceux se produisant dans les zones météoriques (création de porosités moldiques, précipitation de ciments calcitiques LMC, néomorphisme, microsparitisation des matrices, etc.), et conduisent tout comme eux à la formation de sédiments minéralogiquement stables (entièrement en calcite LMC). Ces caractéristiques diagénétiques similaires entre ces

deux zones montrent qu'une paragenèse (i.e. enchaînement chronologique des différentes phases diagénétiques observées) qui est uniquement basée sur des observations pétrographiques peut être très incertaine. La diagenèse marine phréatique d'enfouissement peut néanmoins être aisément distinguée de son homologue météorique par le biais d'analyses géochimiques des ciments (isotopes stables du carbone et de l'oxygène). Melim *et al.* (2002) expliquent la mise en place de ces processus diagénétiques au sein de conditions marines par la présence de microorganismes endolithiques dégradant la matière organique contenue dans les sédiments (ce processus entraîne une augmentation de la  $P_{CO_2}$  du milieu qui provoque une acidification des eaux).

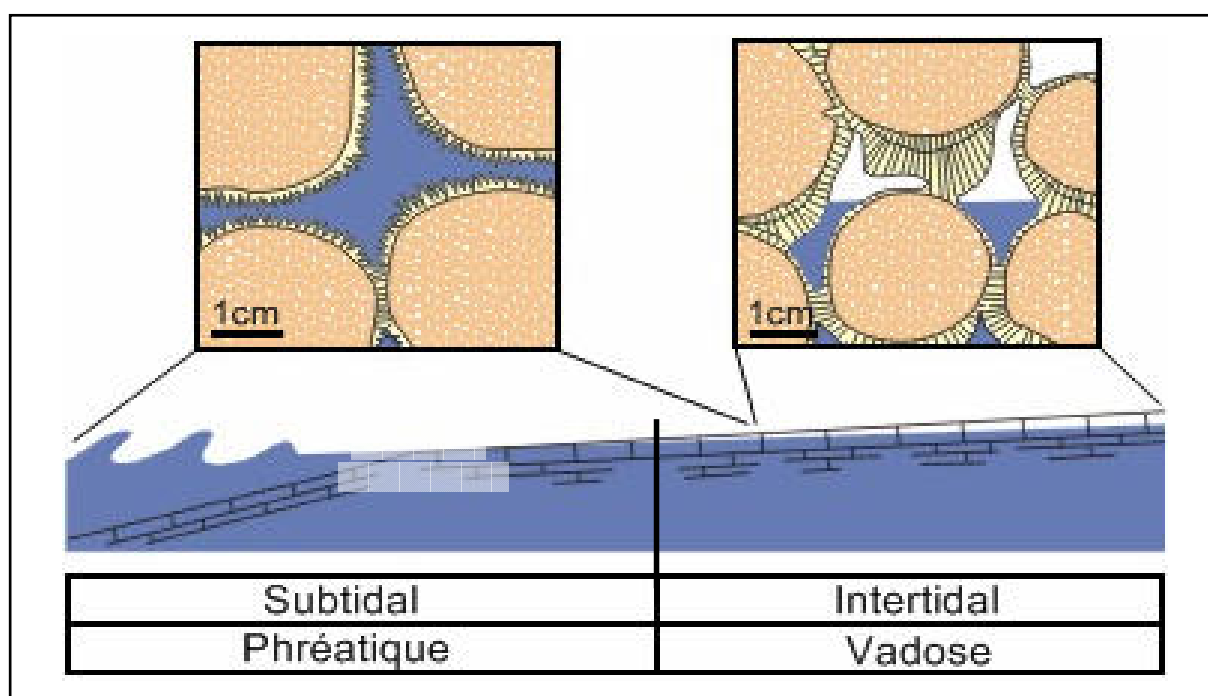
La zone marine d'enfouissement est en fait généralement très peu active diagénétiquement, contrairement à l'observation de Melim *et al.* (2002). En effet, dans la plupart des autres cas de séquences sédimentaires relativement récentes étudiées, les sédiments qui sont restés longtemps dans des conditions marines phréatique d'enfouissement n'ont subi qu'une diagenèse extrêmement limitée : leurs éléments de minéralogies instables ont été très bien préservés et leurs matrices n'ont pas ou peu été lithifiées (Friedman 1964 ; Steinen et Matthew 1973 ; Steinen 1974 ; Buchbinder et Friedman 1980 ; Vollbrecht et Meischner 1996).

#### **1.4.2. La zone marine vadose**

La zone marine vadose est celle où la porosité des sédiments est périodiquement saturée par une eau marine (mélange air et eau). Elle correspond à la zone de balancement des marées, entre le niveau de haute mer de vives-eaux et le niveau de basse mer de vives-eaux (zone "intertidale" ; Purser 1980 ; figure 1.6). La porosité est alternativement saturée par un fluide marin au cours des périodes de flots puis insaturée au cours des périodes de jusants. Une partie des pores des sédiments est donc périodiquement remplie par de l'air (certains pores restent néanmoins saturés en eau marine car celle-ci peut être retenue par capillarité). Les sédiments se trouvant dans des zones intertidales peuvent être dans certains cas très précocement lithifiés par des ciments marins et forment des "beachrocks" (Neumeier 1998). La répartition de ces beachrocks est plus importante autour des mers chaudes de l'équateur et des tropiques (Bahamas, Golfe persique, etc.) que dans les zones tempérées. La cimentation des beachrocks peut être liée soit à une évaporation importante, soit à une diminution de la  $PCO_2$  de l'eau de mer (dégazage), soit au fort hydrodynamisme régnant dans la zone intertidale ; ce dernier permet une importante circulation d'eau marine à travers la porosité des sédiments.

Les beachrocks actuellement formés dans la partie inférieure de la zone intertidale (qui est la plupart du temps saturée en eau marine) sont lithifiés par des ciments à morphologies allongées formant des franges isopaques autour des grains (figure 1.8 ; figure 1.3). La minéralogie de ces ciments est généralement aragonitique, plus rarement calcitique hautement magnésienne.

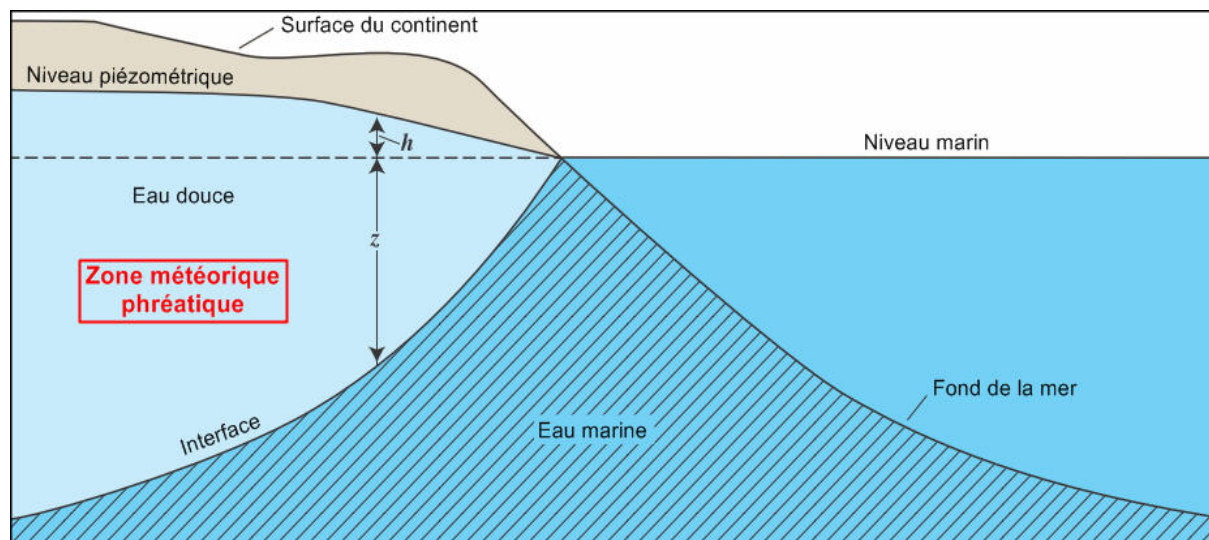
Les beachrocks qui sont formés dans la partie intermédiaire à supérieure de la zone intertidale (qui est moins fréquemment saturée en eau marine) sont lithifiés par des ciments à morphologies allongées très asymétriques (figure 1.8). En effet, l'air présent dans les pores de ces sédiments engendre la formation de ciments montrant des formes gravitaires : ciments pendants ou en ménisques (figure 1.3). La minéralogie de ces types de ciments est généralement aragonitique, plus rarement calcitique hautement magnésienne. Des ciments asymétriques de types microcristallins (figure 1.3) sont également responsables de la lithification des sédiments dans cette zone et de la formation de beachrocks. La minéralogie de ces ciments est alors calcitique hautement magnésienne.



**Figure 1.8** : Profil schématique localisant les types de ciments précoces et leur environnement de formation (modifié d'après Boulvain 2007).

### 1.4.3. La zone météorique phréatique

La zone météorique phréatique est celle où la porosité des sédiments est saturée en permanence par une eau douce météorique. Elle est située en dessous du niveau piézométrique (figure 1.6). Son étendue peut être déterminée approximativement à l'aide de la relation de Ghyben-Herzberg (Davis et DeWiest 1966 ; Todd 1980), qui indique que l'épaisseur de la zone phréatique située en dessous du niveau marin est à peu près quarante fois plus importante que celle qui est située au dessus (figure 1.9). La zone météorique phréatique est généralement le siège d'importantes dissolutions car l'eau circulant à travers les pores des sédiments est à l'origine très fortement sous-saturée vis-à-vis des principaux minéraux carbonatés (pluies). Malgré cela, le chargement progressif de ces eaux en minéraux carbonatés suite aux dissolutions successives se produisant tout au long de la zone de recharge (figure 1.6) peut aboutir à la sursaturation du fluide et ainsi permettre la précipitation de ciments calcitiques LMC au niveau de la zone de décharge (Longman 1980 ; Moore 2001 ; figure 1.6). Il en résulte un gradient de porosité selon le sens d'écoulement de la nappe puisque de nombreuses porosités moldiques sont ouvertes dans la zone de recharge alors que de nombreuses porosités intergranulaires sont fermées dans la zone de décharge (Moore 2001). Les ciments précoces précipités sont constitués de cristaux calcitiques LMC qui possèdent la plupart du temps des morphologies dites "equant" (Tucker et Wright 1990 ; Flügel 2004), c'est-à-dire qu'ils ne présentent aucun axe de croissance privilégié (contrairement aux ciments marins ; cf. parag. 1.3.2.). Le développement de ce type de cristaux entraîne la formation de ciments présentant l'aspect de mosaïques (figure 1.3). Les éléments aragonitiques ou calcitiques HMC contenus dans les zones météoriques phréatiques peuvent être dans certains cas entièrement ou partiellement néomorphisés en calcite LMC : si la circulation des fluides à travers les pores des sédiments n'est pas trop importante (car cela engendre ainsi une forte interaction eau-roche favorisant ce processus ; Caron et Nelson 2009) ou si le fluide n'est pas trop insaturé en  $\text{CaCO}_3$  (Caron et Nelson 2009). Néanmoins la plupart du temps le passage régulier d'une grande quantité de fluide météorique fortement sous-saturé en  $\text{CaCO}_3$  dans les sédiments de cette zone engendre plutôt une dissolution importante des éléments de minéralogies instables (Friedman 1964 ; Steinen et Matthews 1973 ; Steinen 1974 ; Buchbinder et Friedman 1980). De la même manière, l'oxydation de la matière organique contenu dans les sédiments des zones météoriques phréatiques conduit à une acidification des eaux (augmentation de la  $\text{PCO}_2$ ), entraînant une dissolution importante (Whitaker et Smart 2007a et b).



**Figure 1.9** : Configuration de la zone météorique phréatique (en bleu clair) en contexte côtier (modifié d'après Barlow 2003). La relation de Ghyben-Herzberg ( $z = \alpha \cdot h$  avec  $\alpha = (\rho_{\text{eau douce}} / (\rho_{\text{eau marine}} - \rho_{\text{eau douce}})) \approx 40$ ) permet de déterminer l'épaisseur approximative de la zone météorique phréatique.

De nombreuses études ont pu tout de même montrer que la zone météorique phréatique pouvait dans certains cas être très peu active diagénétiquement :

Le **flux d'eau traversant la porosité des sédiments** de la zone météorique phréatique est un paramètre très important sur l'activité diagénétique de cette zone (Tucker et Wright 1990). Longman (1980) subdivise ainsi la zone météorique phréatique en une zone météorique phréatique active et en une zone météorique phréatique stagnante.

La zone météorique phréatique **active** correspond à la partie supérieure de la zone météorique phréatique, là où il existe une circulation importante d'eau météorique provoquée par les apports continus en nouveaux fluides (pluies). De nombreuses transformations diagénétiques se produisent dans cette zone (dissolutions et cimentations essentiellement ; Longman 1980).

La zone météorique phréatique **stagnante** correspond quant à elle à la partie inférieure de la zone météorique phréatique, là où la circulation d'eau météorique est beaucoup moins importante. Dans ces conditions les eaux météoriques qui ont préalablement précipité leur excès de  $\text{CaCO}_3$  (au niveau de la zone active) sont généralement à l'équilibre avec celui-ci (elles sont tout juste saturées). Il en résulte que très peu de transformations diagénétiques se produisent au sein de cette zone (faible cimentation et néomorphisme essentiellement ; Longman 1980). La zone météorique phréatique peut donc dans ce cas apparaître diagénétiquement très peu active.



Le **climat** joue également un rôle fondamental sur les processus diagénétiques se déroulant dans cette zone car il contrôle directement la quantité d'eau météorique (pluies) disponible pour alimenter les nappes (Ward 1973 ; Harrison 1975 et 1977 ; Moore 2001). Un climat aride ou semi-aride engendre ainsi la formation d'une zone phréatique très peu épaisse (voire absente ; Longman 1980) et qui présente un flux d'eau météorique beaucoup moins important que dans le cas d'un climat humide (Longman 1980 ; Moore 2001). Les éléments possédant des minéralogies instables contenus dans une zone météorique phréatique en contexte climatique aride seront alors beaucoup plus longtemps préservés sous leurs formes originelles que dans un contexte climatique humide (Budd 1988b). La zone météorique phréatique peut donc apparaître très peu active diagénétiquement si le climat est aride.

L'**épaisseur de la zone météorique vadose** qui est située juste au-dessus de la zone météorique phréatique (cf. partie suivante) possède également une très grande importance sur l'activité diagénétique de cette dernière. En effet, si la distance entre la surface du sol et le niveau piézométrique est très grande (par exemple lors d'une chute majeure du niveau marin), les fluides qui percolent à travers l'épaisse zone vadose peuvent être entièrement saturés en  $\text{CaCO}_3$  avant d'atteindre la zone phréatique. Dans ce cas, la zone phréatique peut apparaître totalement inactive diagénétiquement (Melim 1996 ; Melim *et al.* 2002). Whitaker *et al.* (2006) ont néanmoins démontré que la présence de conduites rapides d'eau météorique à travers la zone vadose dans les systèmes karstifiés pouvait rendre la zone phréatique diagénétiquement active malgré une épaisseur de zone vadose très importante.

Un certain **éloignement par rapport au niveau piézométrique** peut également entraîner l'absence de modifications diagénétiques dans les sédiments de la zone météorique phréatique. En effet, le sommet de la zone phréatique peut recevoir des eaux très fortement chargées en  $\text{CO}_2$  organique (provenant des sols sus-jacents) qui ont percolé à travers la zone vadose (Whitaker et Smart 2007a). Ces eaux ont un pouvoir de dissolution très important et peuvent alors engendrer de très fortes modifications diagénétiques localisées uniquement à proximité de la source, c'est-à-dire du niveau piézométrique (Mc Clain *et al.* 1992). La partie de la zone météorique phréatique qui est éloignée du niveau piézométrique peut ainsi être diagénétiquement inactive.

Un **taux de fluctuation très important du niveau marin** peut également engendrer la formation de zones météoriques phréatiques diagénétiquement inactives. Le déplacement très rapide d'une lentille d'eau douce à travers une colonne sédimentaire dans un climat aride à

semi aride peut ne pas avoir été enregistré diagénétiquement (Steinen et Matthews 1973 ; Quinn 1991).

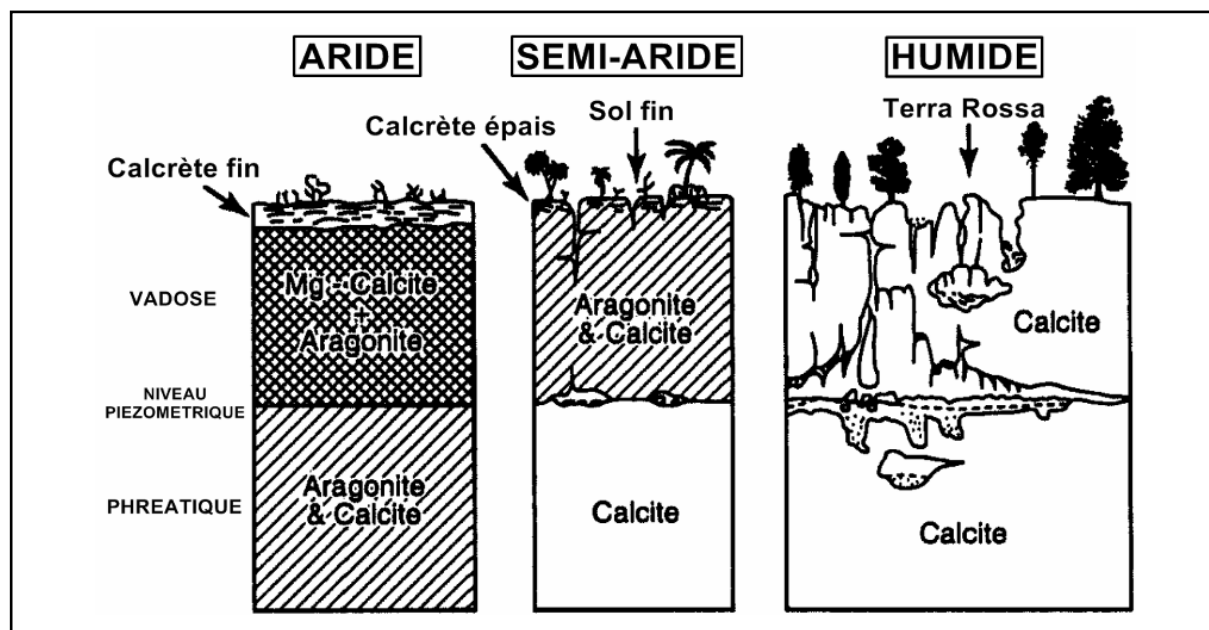
Finalement, si une **stabilisation minéralogique complète préalable des sédiments** s'est déroulée avant qu'ils ne se retrouvent au sein d'une zone météorique phréatique, cette dernière peut alors être totalement inactive diagénétiquement (Maliva *et al.* 2001 ; Melim *et al.* 2002).

#### 1.4.4. La zone météorique vadose

La zone météorique vadose est celle où la porosité des sédiments est périodiquement saturée par une eau douce météorique (mélange air et eau). Elle est située entre la surface continentale et le niveau piézométrique (figure 1.6). Cette zone est le siège d'importantes dissolutions car l'eau qui y circule est à l'origine très fortement sous-saturée vis à vis des minéraux carbonatés (pluies). Le chargement des eaux douces en carbonates par dissolutions successives de  $\text{CaCO}_3$  au cours de la percolation à travers la zone vadose peut aboutir à leur sursaturation et donc à la précipitation de ciments. Longman (1980) découpe ainsi cette zone en une zone de dissolution (partie haute) et en une zone de précipitation (partie basse). La présence d'air dans les pores engendre la formation de ciments à morphologies gravitaires asymétriques (morphologies en ménisques ou pendants ; Flügel 2004 ; figure 1.3). D'autres ciments ne présentant pas cette asymétrie peuvent y être également précipités ; il s'agit de ciments calcitiques LMC à l'aspect de mosaïques, formé par des cristaux possédant des tailles assez homogènes comme dans le cas de la zone météorique phréatique (figure 1.3). Les éléments aragonitiques sont souvent néomorphisés en calcite LMC dans la zone vadose étant donné que le flux d'eau moyen traversant les sédiments est relativement faible par rapport à celui de la zone météorique phréatique (cela entraîne que l'interaction eau-roche y est généralement forte ; Steinen 1974 ; Pingitore 1976 ; Buchbinder et Friedman 1980 ; Sherman *et al.* 1999).

Le climat joue un rôle crucial sur l'action de la diagenèse dans la zone météorique vadose car il contrôle la quantité d'eau disponible (pluies) pour pouvoir développer les processus diagénétiques. Les éléments possédant des minéralogies instables peuvent ainsi très longtemps préserver leurs minéralogies originelles sous un climat aride ou semi-aride (car l'apport en eau y est très faible ; Harrison 1975 ; Steinen et Matthews 1973 ; Quinn 1991 ; Moore 2001) ; ils sont en revanche beaucoup plus rapidement dissous (ou néomorphisés) sous un climat humide (car l'apport en eau y est bien plus important ; Harrison 1975 ;

Budd 1988b). Le climat joue également un rôle sur les processus diagénétiques se déroulant à plus grande échelle (figure 1.10) : en contexte climatique humide, le sommet de la zone vadose est karstifié (formation d'un "épikarst" (i.e. karst superficiel) ; Esteban et Klappa 1983 ; Moore 2001) ; en contexte climatique aride, le sommet de la zone vadose n'est pas karstifié mais un calcrète est développé (James 1972 ; Ward 1973 ; Harrison 1977 ; Esteban et Klappa 1983 ; Moore 2001).

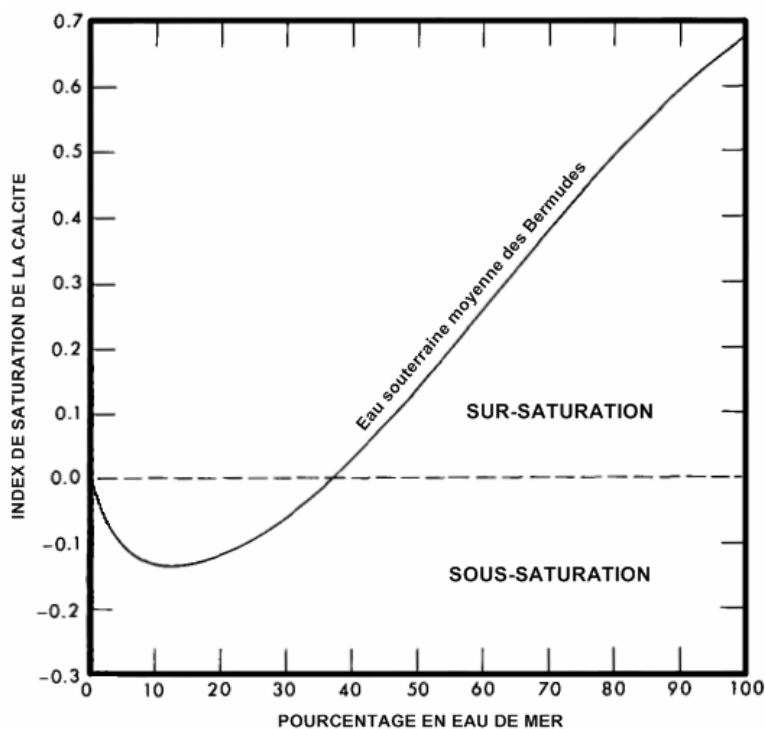


**Figure 1.10** : Influence du climat sur la diagenèse météorique précoce de la zone météorique vadose (modifié d'après James et Choquette 1984).

#### 1.4.5. La zone de mélange

La zone de mélange (ou "zone mixte") est une zone de transition où les sédiments sont continuellement saturés en eau dont la salinité reflète un mélange entre des eaux marines et des eaux douces météoriques (figure 1.6). Elle a longtemps été considérée comme une zone de dolomitisation intense (Hanshaw *et al.* 1971 ; Land *et al.* 1975) mais ce modèle est aujourd'hui critiqué (Smart et Dawans 1988 ; Melim *et al.* 2002 ; Melim *et al.* 2004). Cette zone réplique sensiblement la zone phréatique météorique et la zone marine d'enfouissement (Melim *et al.* 2002 ; Melim *et al.* 2004) car elle est le siège d'importantes dissolutions (Plummer 1975 ; Smart et Dawans 1988 ; Budd 1988b ; Melim *et al.* 2004). Des ciments calcitiques LMC y ont été observés (Steinen 1974 ; Melim *et al.* 2004) mais ils sont néanmoins généralement rares (Halley et Harris 1979 ; Longman 1980 ; Budd 1988b). La présence de grandes cavités de dissolution a pu être reportée dans certaines zones de

mélange (Hanshaw et Back 1980 ; Mylroie et Carew 1990). Les modèles numériques réalisés par Sanford et Konikow (1989) puis par Rezaei *et al.* (2005) permettent d'expliquer la formation de ces cavités par l'existence d'un fort taux de dissolution de la calcite dans les zones de mélange aux niveaux des zones côtières où il existe une convection très importante.



**Figure 1.11** : Courbe théorique de l'index de saturation de la calcite d'un mélange entre une eau douce souterraine moyenne des Bermudes et une eau marine (modifié d'après Plummer *et al.* 1976).

La distribution de ces différentes zones diagenétiques est contrôlée principalement par la position du niveau marin relativement au profil sédimentaire (Steinen et Matthews 1973). Toute variation de cette position entraîne une redistribution très importante de l'ensemble des zones (figure 1.7). Cela implique que les modifications diagenétiques enregistrées dans les sédiments (i.e. stabilisation minéralogique) sont bien souvent le résultat de la superposition de plusieurs environnements diagenétiques qui se succèdent au cours du temps dans la plateforme (Steinen et Matthews 1973 ; Sherman *et al.* 1999 ; Quinn 1991). Halley et Harris (1979) puis Budd (1988b) ont néanmoins montré qu'une stabilisation minéralogique complète des sédiments est possible en moins d'un cycle de variation eustatique (Milankovich). De la même manière, Melim *et al.* (2002) expliquent que ce sont les toutes premières périodes d'émersions qui sont diagenétiquement enregistrées dans les sédiments et non pas les périodes d'émersions de plus grandes ampleurs qui se déroulent ultérieurement. Cette interaction

dynamique entre les processus diagénétiques et les variations du niveau marin relatif conduit à la formation de séries sédimentaires complexes qui présentent des alternances de niveaux minéralogiquement stabilisés (i.e. 100% LMC) et de niveaux minéralogiquement non stabilisés (Buchbinder et Friedman 1980 ; Matthews et Frohlich 1987 ; Quinn 1991).

## **1.5. Modélisations de la diagenèse précoce**

De très nombreuses modélisations ont eu pour but de déterminer l'effet de la diagenèse précoce sur les sédiments carbonatés. La première méthode qui a été utilisée reposait essentiellement sur des modélisations géostatistiques. Celles-ci ont pour but de décrire l'hétérogénéité spatio-temporelle d'un paramètre à l'aide de variogramme (Matheron 1962 et 1963 ; Journel et Huijbregts 1978). Le variogramme est une mesure de la variance spatiale d'un paramètre tel que le faciès, la porosité ou la perméabilité (e.g. Journel 1996 ; Yao et Journel 2000 ; Frykman 2001 ; Pelgrain de Lestang *et al.* 2002 ; Labat 2004 ; Falivene *et al.* 2009). La définition des caractéristiques pétrophysiques dans ces modèles est cependant souvent directement liée aux faciès. Seuls quelques travaux récents ont cherché à décrire séparément les faciès et la pétrophysique (Labourdette *et al.* 2007a ; Doligez *et al.* 2009).

Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéresserons à une seconde méthode, plus orientée vers les processus physico-chimiques. Ces modélisations basées processus ont en effet l'avantage de chercher à comprendre les processus à une échelle donnée ; cette compréhension permettant ensuite de mieux appréhender un système réel, puis à mieux prédire les évolutions possibles. Elles ont été développées à trois échelles distinctes : (1) à l'échelle du pore, (2) à l'échelle de la colonne sédimentaire, et (3) à l'échelle de la plateforme.

### **1.5.1. Modélisation géochimique à l'échelle du pore**

Une première approche de la diagenèse précoce correspond à des modélisations géochimiques de transport-réactif à une très petite échelle. Leurs but est de déterminer les réactions et équilibres chimiques se déroulant à l'échelle du pore, c'est-à-dire les interactions existant entre la surface solide du sédiment (i.e. le minéral) et le fluide qui percole à travers sa porosité.

De très nombreux auteurs se sont ainsi efforcés à déterminer le taux de dissolution et le taux de précipitation de la calcite et/ou de l'aragonite (pour une revue plus détaillée voir Morse et Arvidson 2002). La plupart du temps ces taux sont déterminés expérimentalement (Baumann *et al.* 1985 ; Buhmann et Dreybrodt 1985a et b ; Buhmann et Dreybrodt 1987 ; Zhang et Mucci 1989 ; Dreybrodt et Buhmann 1991 ; Svensson et Dreybrodt 1992 ; Brown *et al.* 1993 ; Gutjahr *et al.* 1996 ; Lebron et Suarez 1996 ; Liang *et al.* 1996 ; Dreybrodt *et al.* 1997 ; Jordan et Rammensee 1998 ; Alkattan *et al.* 1998 ; Lebron et Suarez 1998 ; Zhang et Dawe 1998 ; Zuddas et Mucci 1998 ; Kennish et Lutz 1999 ; Alkattan *et al.* 2002 ; Cubillas *et al.* 2005 ; Pokrovski *et al.* 2005 et 2009 ; Finneran et Morse 2009) ; dans certains cas, ils sont également déterminés à l'aide de modélisations numériques (Rezaei *et al.* 2005 ; Kaufmann et Dreybrodt 2007 ; Flukiger et Bernard 2009 ; Bouchelaghen 2010 ; Algive *et al.* 2009). Les lois cinétiques obtenues expérimentalement sont généralement décrites sous la forme d'une équation de type :

$$R = k |\Omega - 1|^n$$

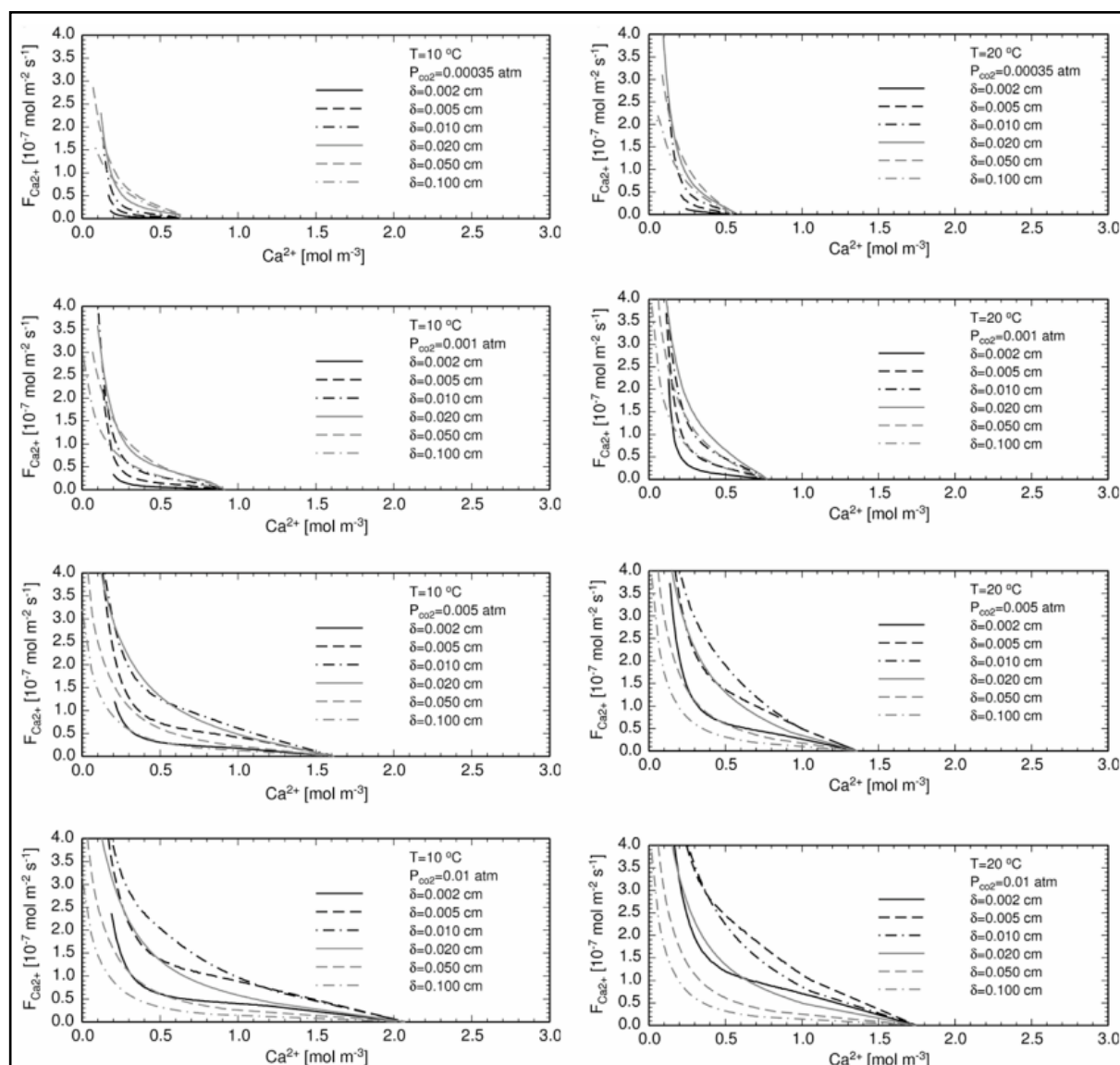
où  $R$  est le taux de dissolution ou de précipitation du minéral,  $k$  est une constante réactionnelle déterminée empiriquement qui dépend du rapport surface de solide(minéral)/volume de fluide (Buhmann et Dreybrodt 1985a et b ; Dreybrodt *et al.* 1997 ; Morse et Arvidson 2002),  $\Omega$  est l'état de saturation du fluide vis-à-vis du minéral,  $n$  est une constante positive déterminée empiriquement qui correspond à l'ordre de la réaction. Les taux de dissolution et de précipitation obtenus par les différentes études sont très variables car ils dépendent de nombreux paramètres tels que la température (Alkattan *et al.* 1998), la  $\text{PCO}_2$  (Lebron et Suarez 1998 ; Pokrovski *et al.* 2005), le pH (Alkattan *et al.* 1998), la composition du fluide (magnésium : Compton et Brown 1994, Zhang et Dawe 2000, Arvidson *et al.* 2006, Ruiz-Agudo *et al.* 2009 ; phosphates : Berner et Morse 1974 ; Sulfates : Mucci *et al.* 1989 ; MO dissoute : Lebron et Suarez 1996 ; etc.), ou la salinité (force ionique : Zuddas et Mucci 1998 ; Finneran et Morse 2009). Quelques valeurs de  $k$  et de  $n$  sont données à titre d'exemples dans la figure 1.12.

	CALCITE		ARAGONITE	
	DISSOLUTION	PRECIPITATION	DISSOLUTION	PRECIPITATION
<b>Morse et al. 1979</b> - eau de mer			* $1 < \Omega < 0,44 \rightarrow n = 2,93$ * $\Omega < 0,44 \rightarrow 2,93 < n < 7,27$	
<b>Keir 1980</b> - eau de mer - Tests de coccolithes et de foraminifères	n=4,5		n=4,2	
<b>Walter et Morse 1985</b> - eau de mer - $P_{CO_2} : 10^{-2,5}$ atm - $T^* : 25^{\circ}C$	n=2,9		n=2,5	
<b>Zhong et Mucci 1989</b> - eau de mer de salinités différentes - $T^* : 25^{\circ}C$		2,8 < n < 3,27 $08,61.10^{-15} < k < 5,28.10^{-14}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>		1,8 < n < 2,36 $3,42.10^{-13} < k < 63,175.10^{-12}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>
<b>Svensson et Dreybrodt 1992</b> - eau douce H <sub>2</sub> O-CO <sub>2</sub> -CaCO <sub>3</sub> - $T^* : 20^{\circ}C$	* $0,6 < \Omega < 0,8 \rightarrow 1,5 < n < 2,3$ $\rightarrow 1,6.10^{-10} < k < 2,2.10^{-10}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> * $\Omega < 0,8 \rightarrow 3 < n < 4$			
<b>Gutjahr et al. 1996</b> - eau de mer - $T^* : 20^{\circ}C$	1,59 < n < 2,04 $0,89.10^{-10} < k < 1,58.10^{-10}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>	1,13 < n < 1,38 $0,164.10^{-10} < k < 0,281.10^{-10}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>	3,19 < n < 3,3 $1,0.10^{-10} < k < 1,1.10^{-10}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>	1,05 < n < 1,17 $0,041.10^{-10} < k < 0,056.10^{-10}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>
<b>Hales et Emerson 1997</b> - eau de mer	n=1			
<b>Jordan et Rammensee 1998</b> - $P_{CO_2} : 10^{-3,5}$ atm - $T^* = 24^{\circ}C$	R = $1,5.10^{-10}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>			
<b>Alkattan et al. 1998</b> - (-0,96) < pH < 3,19 - $T^* : 25^{\circ}C$	$5,15.10^{-9} < R < 8,38.10^{-5}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>			
<b>Cubillas et al. 2005</b> - Test de bivalves - 5,1 < pH < 9,8 - $T^* : 25^{\circ}C$	n=1,25 $k = 1,82.10^{-10}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>		n=0,86 $k = 2,69.10^{-10}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>	
<b>Finneran et Morse 2009</b> - eau salée - pas de Mg <sup>2+</sup> - pas de PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> - peu de Ca <sup>2+</sup> - 0,4 < Ω < 0,8 - $T^* : 25^{\circ}C$	n=1 $2,22.10^{-10} < k < 3,33.10^{-9}$ mol.cm <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>			

**Figure 1.12** : Exemples de taux de dissolution ( $R$ ), d'ordres de réaction ( $n$ ) et de constantes de réaction ( $k$ ) pour la dissolution et la précipitation de la calcite et de l'aragonite ( $\Omega$  : état de saturation du fluide vis-à-vis du minéral considéré).

**Kaufmann et Dreybrodt (2007)** ont réalisé un modèle numérique permettant de fournir des courbes théoriques de variation du taux de dissolution de la calcite pour le cas d'un système "pur" CaCO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. Ils montrent alors qu'il existe un comportement identique de variation de ce taux en fonction de la saturation du fluide en calcite, quelque soit la température, la PCO<sub>2</sub> ou l'épaisseur du film de fluide (figure 1.13) : si la solution est fortement insaturée vis-à-vis de la calcite ( $[Ca^{2+}] < 0,3$  mol.m<sup>-3</sup>), le taux de dissolution est très important et diminue très rapidement de plus d'un ordre de grandeur sur une gamme relativement courte, depuis des valeurs proches de 10<sup>-6</sup> mol.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup> à des valeurs situées autour de 10<sup>-7</sup> mol.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup> ; si la solution est moins fortement insaturée ( $[Ca^{2+}] > 0,3$  mol.m<sup>-3</sup>), le taux de dissolution de la calcite varie beaucoup moins rapidement et peut être approximé par une relation linéaire (Buhmann et Dreybrodt 1985a). Kaufmann et Dreybrodt montrent ainsi l'existence de deux types de lois différentes de variation du taux de dissolution de la calcite en fonction de la saturation du fluide : des "lois à taux rapide" pour les fortes insaturations, et des "lois à taux lent" pour les insaturations moins importantes. Les lois à taux rapide peuvent être appliquées dans le cas de systèmes karstiques, où les pluies (fluides très insaturés) dissolvent fortement la surface exposée. Le temps pour que le fluide atteigne l'équilibre avec la calcite pour une PCO<sub>2</sub>

donnée dépend de l'épaisseur du film de fluide ainsi que de la température (par exemple pour un film épais de 0,002 cm le temps pour atteindre l'équilibre est de 60 min à 10°C et de seulement 20 min à 20°C ; un film de 0,01 cm d'épaisseur met en revanche 60 min pour atteindre l'équilibre à 20°C). Les expériences réalisées en laboratoire par Kaufmann et Dreybrodt à partir d'un bloc de calcaire montrent une très bonne corrélation avec leur modèle numérique.



**Figure 1.13 :** Taux de dissolution de la calcite ( $F_{Ca^{2+}}$ ) en fonction de la saturation du fluide en calcite ( $Ca^{2+}$ ) d'après le modèle numérique développé par Kaufmann et Dreybrodt (2007).



### 1.5.2. Modélisation géochimique à l'échelle de la colonne sédimentaire supérieure

Une seconde approche de la diagenèse précoce correspond à des modélisations géochimiques de transport-réactif à une échelle un peu plus grande. Le but de ces modélisations est de déterminer les conditions géochimiques dans la partie supérieure de la colonne sédimentaire (conditions synsédimentaires). Cela est réalisé en prenant en compte les réactions d'oxydo-réduction des différentes espèces chimiques présentes dans le fluide, et leurs interactions avec la dégradation de la matière organique contenue dans les dépôts.

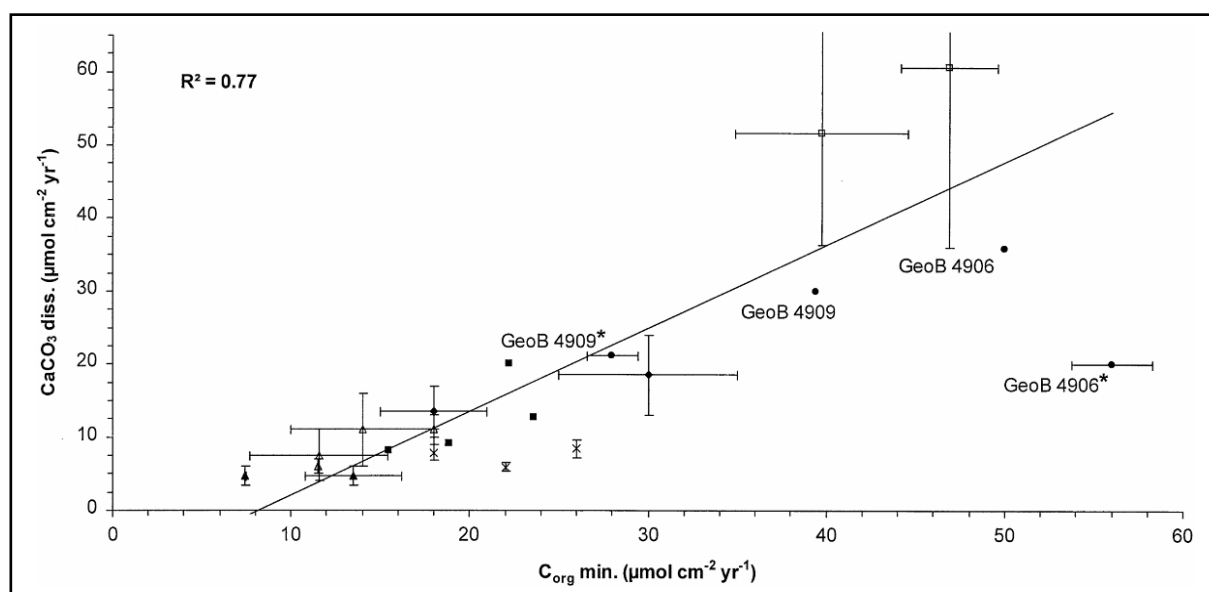
Les modèles réalisés par les différents auteurs permettent d'établir les propriétés géochimiques du milieu en fonction de la profondeur d'enfouissement (Wijsman *et al.* 2002 ; Aller *et al.* 2004 ; Anggara Kasih *et al.* 2008). Certaines études ont abouti à la création de codes numériques (OXMEDIA : Soetaert *et al.* 1996 ; STEADYSED : Wang et Van Cappelen 1996 ; CANDI : Boudreau 1996 ; CoTReM : Adler *et al.* 2001 ; MEDIA : Meysman *et al.* 2003). Des bases de données ont également été créées afin de répertorier l'ensemble des réactions chimiques pouvant être intégrées dans ces codes (KB : Regnier *et al.* 2002 ; dSED : Katsev *et al.* 2004). Les modèles numériques utilisent généralement l' "équation générale diagénétique" (Berner 1980) qui traduit la conservation de la masse entre la phase solide (i.e. minéraux formant le sédiment) et la phase liquide (i.e. fluide contenu dans la porosité du sédiment) du système (relation advection-diffusion-réaction) :

$$\frac{\partial \xi C_i}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left[ -\xi D \frac{\partial C_i}{\partial x} + \omega \xi C_i \right] + \sum \xi REAC_i$$

Où  $x$  est la profondeur du sédiment à partir du fond de la mer,  $t$  est le temps et  $C_i$  est la concentration des espèces  $i$ . Pour les espèces en solution,  $\xi$  représente la fraction liquide (i.e. la porosité) ; pour les composants solides,  $\xi$  représente la fraction solide (i.e. 1 - la porosité).  $D$  est le coefficient de dispersion-diffusion,  $\omega$  est la vitesse advective et  $\sum \xi REAC$  est la somme de toutes les productions/consommations des espèces  $i$  dans les réactions biochimiques. Les processus de transport inclus dans cette équation sont la diffusion moléculaire et la bio-irrigation pour les espèces en solution, la bioturbation pour les composants solides et l'advection à la fois pour les espèces en solution et pour les composants solides.

**Pfeifer *et al.*** (2002) montrent à l'aide d'un modèle numérique de ce type (basé sur le code CoTReM) que de forts taux de dissolutions de  $\text{CaCO}_3$  ( $35 \mu\text{mol.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$  ; figure 1.14)

peuvent être observés à la surface des sédiments situés au dessus de la lysocline<sup>1</sup> lorsque le taux de minéralisation de leur carbone organique est très important ( $50 \mu\text{mol}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$ ). En effet, la libération de  $\text{CO}_2$  provoquée par la décomposition de la matière organique peut entraîner la dissolution de carbonate de calcium même lorsque les sédiments sont situés en dessous d'une colonne d'eau sursaturée en  $\text{CaCO}_3$ . Pfeifer *et al.* montrent que c'est la minéralisation de la matière organique par l'oxygène qui est le principal processus permettant cette dissolution ( $\text{O}_2 = 77\%$  du taux de minéralisation), suivi de la minéralisation par les nitrates ( $\text{NO}_3^- = 17\%$ ), les sulfates ( $\text{SO}_4^{2-} = 3\%$ ) et les hydroxydes ferriques ( $\text{Fe}(\text{OH})_3 = 3\%$ ).



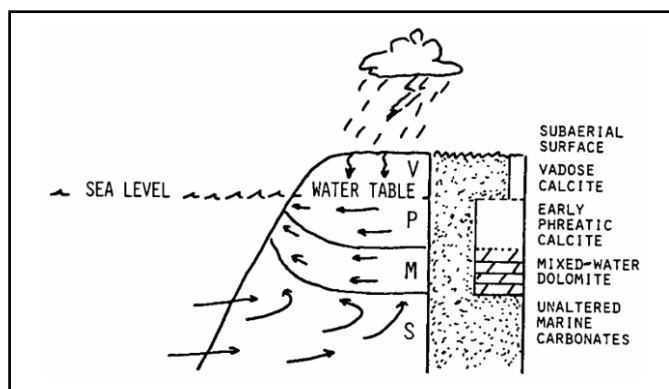
**Figure 1.14 :** Compilation d'études fournissant des taux de dissolution de  $\text{CaCO}_3$  en fonction de taux de minéralisation du  $\text{C}_{\text{org}}$ , pour des sédiments déposés sous une grande profondeur d'eau (d'après Pfeifer *et al.* 2002).

### 1.5.3. Modélisation hydrogéologique à l'échelle de la plate-forme

Une dernière approche de la diagenèse précoce consiste en des modélisations à très grande échelle, où la distribution des processus diagénétiques est liée à la répartition des grandes zones hydrologiques se formant lors de l'émersion des plateformes (modèles couplés avec la stratigraphie séquentielle : Mazzulo 1994 ; Moore 2001). Cette approche est celle qui sera suivie au cours de notre travail de thèse.

<sup>1</sup> Profondeur (océanique) à partir de laquelle la solubilité du  $\text{CaCO}_3$  augmente fortement.

**Matthews et Frohlich** (1987) sont les premiers à établir un modèle 1D couplant à la fois les processus sédimentaires, tectoniques (subsidence), eustatiques et diagénétiques. Leur modèle permet de reproduire l'évolution d'une plate-forme carbonatée soumise à des cycles glacio-eustatiques de haute fréquence (10 000 à 100 000 ans). Dans ce modèle, les phases d'émersion de la plate-forme engendrent la mise en place de quatre grands environnements diagénétiques (Figure 1.15) : météorique vadose, météorique phréatique, mélange et marin phréatique. Un taux de calcitisation de l'aragonite originellement présente dans les sédiments est alors attribué à chacun des environnements diagénétiques (ces taux sont constants et basés sur les études de carbonates récents). La zone météorique phréatique (Figure 1.15) présente le taux de calcitisation le plus élevé (5% / ka), suivi par la zone météorique vadose (0,1% / ka), la zone marine phréatique (0,02% / ka) et la zone de mélange (0% / ka). Un taux de dolomitisation (constant) des sédiments contenus dans la zone de mélange est également simulé (5% / ka ; Figure 1.13). La composition minéralogique des sédiments au cours du temps correspond alors à la somme des produits des temps de résidence cumulés au sein de chacune des zones diagénétiques avec leurs différents taux de transformations diagénétiques. Les épaisseurs de la zone phréatique et de la zone de mélange sont fixées au début par l'utilisateur et ne varient pas dans le temps (modèle statique ; respectivement 5m et 1m). L'épaisseur de la zone vadose dépend quant à elle de la position du niveau marin au cours du temps. Les résultats de ce modèle montrent que l'interaction entre la subsidence, le niveau marin et la sédimentation engendre une stratigraphie diagénétique très compliquée, avec de nombreuses alternances entre des zones totalement stabilisées et des zones partiellement stabilisées. Ce résultat a été confirmé par Quinn et Matthews (1990) qui améliorent ce modèle et l'applique au cas de l'atoll d'Enewetak (Micronésie). La simulation qu'ils réalisent permet alors de très bien reproduire les tendances minéralogiques et les surfaces d'émersions observées.



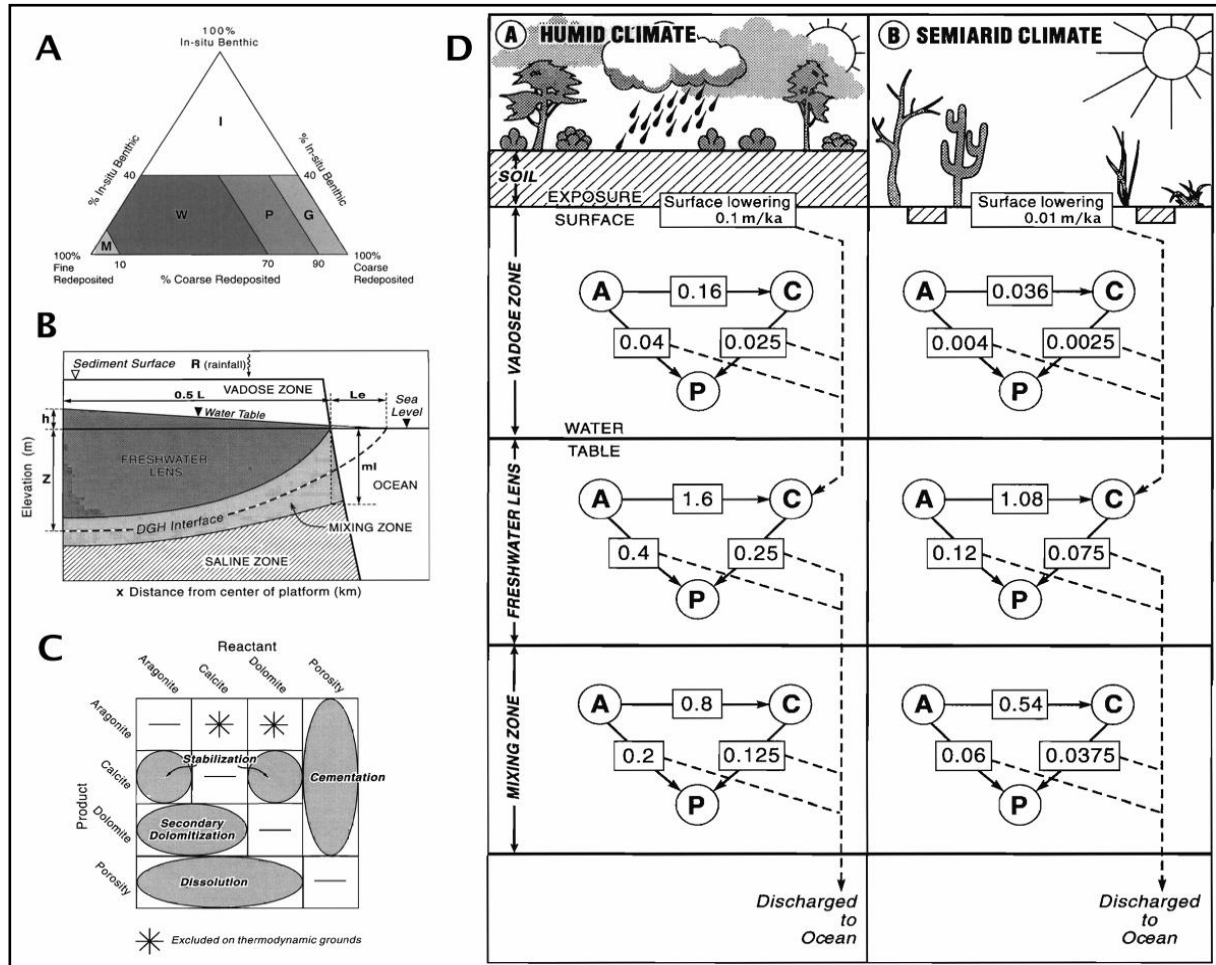
**Figure 1.15** : Modèle statique utilisé par Matthews et Frohlich (1987) indiquant les principaux environnements diagénétiques et leurs taux de transformations diagénétiques relatifs.

**Whitaker *et al.*** (1997 et 1999) réalisent la première modélisation numérique 2D couplant la diagenèse, la sédimentation, la tectonique, l'eustatisme et le climat. Il s'agit une fois encore de simuler l'évolution d'une plate-forme carbonatée soumise à des cycles glacio-eustatiques de haute fréquence. Le modèle de Whitaker *et al.* (nommé "CARBONATE+" ; Whitaker *et al.* 1999), repose sur le modèle stratigraphique développé par Bosence et Waltham (1990) et Bosence *et al.* (1994). Ce dernier permet de construire des surfaces successives de la plate-forme à partir de plusieurs paramètres : taux de production sédimentaire (qui dépend de la profondeur d'eau ; Bosscher et Schlager 1992), taux d'érosion sédimentaire, taux de redéposition sédimentaire et espace d'accommodation (qui dépend essentiellement des variations du niveau marin et de la subsidence). A ce modèle de base, Whitaker *et al.* (1997) ajoutent un rapport grossier/fin aux sédiments produits *in situ*. Les sédiments déposés au dessus d'une limite de vague définie par l'utilisateur sont sujets au remaniement. Une distance de transport différente est attribuée à la fraction grossière (distance courte) et à la fraction fine (courte longue). Des textures de dépôt (Dunham 1962) sont alors obtenues pour les sédiments redéposés en fonction de leur rapport grossier/fin (figure 1.16A). Les sédiments émergés sont uniformément érodés à un taux défini par l'utilisateur. Un rapport aragonite/calcite est attribué aux sédiments produits *in situ* sous une faible tranche d'eau<sup>1</sup> (i.e. carbonates benthiques). Les sédiments produit *in situ* sous une forte tranche d'eau (i.e. carbonates pélagiques) sont quant à eux considérés comme entièrement calcitique. La minéralogie des sédiments redéposés est calculée à partir du rapport aragonite/calcite du sédiment source. La porosité de dépôt des sédiments est considérée comme homogène et définie initialement par l'utilisateur (elle ne dépend pas encore de leur texture).

Comme dans les modèles précédents, l'émersion de la plate-forme engendre l'installation de quatre grandes zones diagénétiques (figure 1.16B) : une zone météorique vadose, une zone météorique phréatique, une zone de mélange et une zone marine phréatique. En revanche, l'épaisseur de ces zones varie dans l'espace et dans le temps, et n'est plus directement défini par l'utilisateur comme dans les modèles précédents. Celles-ci dépendent alors de plusieurs paramètres : la position du niveau marin, la largeur de la plateforme exposée, le rapport recharge météorique (différence entre précipitations et évapotranspiration) sur perméabilité des sédiments à grande échelle ("conductivité hydraulique" : considérée comme uniforme, et définie par l'utilisateur dans le modèle de Whitaker *et al.*).

---

<sup>1</sup> Cela permet d'appliquer le modèle aussi bien à des périodes de mer aragonitique qu'à des périodes de mers calcitiques (cf. parag. 1.3.1.).



**Figure 1.16 :** Modèle de Whitaker *et al.* (1999). A) Définition des textures de dépôts. B) Distribution des zones diagenétiques au sein de la plate-forme émergée. C) Ensemble de processus diagenétiques simulés. D) Exemples de taux de transformations diagenétiques (en % / ka) pour un climat humide et pour un climat semi-aride en fonction des zones diagenétiques (A : aragonite ; C : calcite ; P : porosité ; flèches en gras : transferts de masses à l'intérieur de la zone ; flèches en pointillées : transferts de masses entre les zones). L'efficacité des processus diagenétiques est de 80% dans le cas du climat humide et de 90% dans le cas du climat aride.

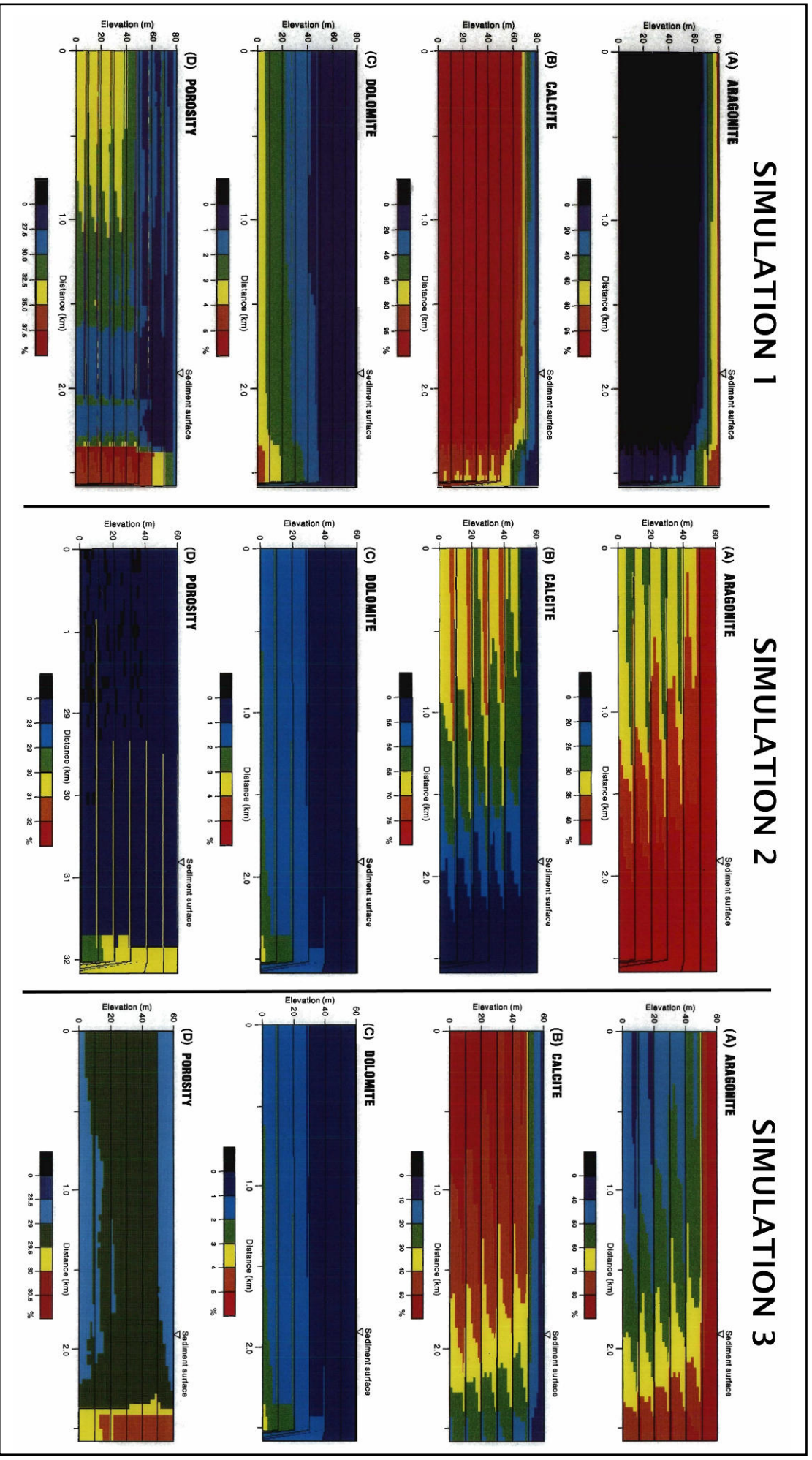
Le modèle permet de simuler les variations de minéralogie et de porosité engendrées par plusieurs processus diagenétiques précoces (figure 1.16C) : cimentation de la porosité, dissolution des minéralogies carbonatées (aragonite, calcite, dolomite) et stabilisations minéralogiques (remplacements). Pour cela, il considère un équilibre de transfert de masse entre la fraction solide du dépôt (i.e. les minéraux carbonatés) et la porosité. L'ordre et l'interaction entre les différents processus diagenétiques simulés sont contraints par les propriétés thermodynamiques (par exemple la dissolution de la calcite ne peut se produire en présence d'aragonite étant donné que cette dernière possède une solubilité plus importante). Le processus de calcitisation de l'aragonite et de la dolomite (remplacement) provoque une diminution de la porosité car ces deux minéralogies possèdent des densités plus élevées que la calcite (cf. parag. 1.1.). Le processus de dolomitisation provoque quant à lui une

augmentation de la porosité (également liée à une différence de densité). Le processus de dissolution de l'aragonite, de la calcite ou de la dolomite entraîne une augmentation de la porosité. Finalement, le processus de cimentation entraîne une diminution de la porosité. Les phénomènes de dissolution et de cimentation se produisant dans le modèle sont liés au fait que les processus de remplacements ne possèdent pas une efficacité de 100% (Budd 1988b) : une partie de la matière est libérée dans le milieu et reprécipité ensuite.

Les différentes zones diagénétiques présentent des taux de transformations diagénétiques distincts qui varient en fonction du climat. Un climat humide montre ainsi des taux qui sont bien plus élevés qu'un climat aride (figure 1.16D). L'évolution minéralogique des sédiments au cours du temps dépend de leur rapport aragonite/calcite initial ainsi que du temps passé au sein de chacune des différentes zones diagénétiques (avec leurs taux de transformations diagénétiques respectifs).

Whitaker *et al.* (1999) ont effectué plusieurs simulations avec différents paramètres (figure 1.17) : un climat humide (taux de transformations diagénétiques élevés et recharge météorique importante ; simulation 1), un climat "hybride" semi-aride (taux de transformations diagénétiques élevés et recharge météorique faible ; simulation 2) et un climat semi-aride (taux de transformations diagénétiques faibles et recharge météorique faible ; simulation 3).

La simulation de plate-forme en contexte climatique humide (figure 1.17 - simulation 1) montre que les sédiments sont sujets à une perte importante de leurs minéralogies aragonitiques au cours de leur première exposition à des conditions météoriques. La quantité d'aragonite dans la partie sommitale de la section simulée décroît en fonction de la profondeur. Elle décroît également latéralement depuis la marge vers l'intérieur de la plate-forme. Il n'existe en revanche presque plus d'aragonite dans la partie moyenne et inférieure de la section simulée. La distribution de la calcite est approximativement l'inverse de celle de l'aragonite car la calcite provient essentiellement de la stabilisation de l'aragonite. L'abondance de la dolomite est légèrement plus élevée près de la marge de la plateforme car les sédiments s'y trouvant sont restés plus longtemps au sein d'une zone marine phréatique (seule zone où se déroule le processus de dolomitisation dans le modèle de Whitaker *et al.*). La dolomite ne représente néanmoins jamais plus de 5% des sédiments. La simulation effectuée révèle une distribution des porosités complexe mais qui montre toujours une diminution générale des valeurs depuis la bordure de la plateforme vers l'intérieur.



**Figure 1.17 :** Résultats des trois simulations réalisées par Whitaker *et al.* (1999) pour un climat humide (simulation 1), pour un climat "hybride" (simulation 2) et pour un climat semi-aride (simulation 3). Répartitions des minéralogies aragonitiques (A), calcitiques (B) et dolomitiques (C). Répartition de la porosité (D :  $\Phi_{\text{initiale}} = 30\%$ ).

La simulation de plate-forme en contexte climatique "hybride" semi-aride (figure 1.17 - simulation 2) présente une certaine quantité d'aragonite tout au long de sa section (contrairement au cas du climat humide). Cela est expliqué par un temps de résidence cumulé moins important au sein de la zone météorique phréatique (car celle-ci est moins épaisse : recharge faible). Il existe néanmoins toujours la tendance générale de diminution de la quantité d'aragonite depuis la marge de la plate-forme vers l'intérieur. La quantité d'aragonite diminue également au sein de chacun des cycles sédimentaires. La distribution de la calcite correspond de nouveau à l'inverse de celle de l'aragonite. L'abondance de la dolomite est un peu plus élevée que dans la simulation précédente étant donné que les sédiments sont restés plus longtemps dans une zone marine phréatique (car la zone météorique phréatique est plus fine). La simulation montre une distribution des porosités relativement simple avec une cimentation généralement forte dans toute la section. Cela est lié au fait que la quantité de  $\text{CaCO}_3$  provenant de la dissolution de la surface d'émergence et de la zone vadose est de même importance que dans le cas du climat humide (taux de transformations diagenétiques élevés), mais que la zone météorique phréatique qui la reçoit est trois fois moins épaisse (recharge plus faible).

La simulation de plate-forme en contexte climatique semi-aride (figure 1.17 - simulation 3) montre que les sédiments conservent une quantité d'aragonite beaucoup plus importante que dans les deux cas précédents. La quantité d'aragonite décroît en fonction de la profondeur au sein de chaque cycle sédimentaire. Elle décroît également latéralement depuis la marge vers l'intérieur de la plate-forme. La distribution de la calcite est de nouveau approximativement l'inverse de celle de l'aragonite. La distribution de la dolomite est la même que dans le cas du modèle hybride car le taux de dolomitisation ne dépend pas du climat. La simulation effectuée révèle une distribution de porosité relativement simple où la majorité des sédiments présentent une faible diminution de leurs valeurs originelles (i.e. 30%).

Le modèle développé par Whitaker *et al.* permet donc de prédire une distribution des porosités au sein des plateformes carbonatées, néanmoins les processus diagenétiques simulés sont considérés comme uniformes au sein de chaque zone où ils se déroulent. Whitaker *et al.* précisent ainsi que l'ajout de sous zones diagenétiques sera nécessaire afin de mieux expliquer les observations réalisés sur les carbonates modernes (par exemple la différence entre la partie active et la partie inactive de la zone météorique phréatique).



## 1.6. Problématique de la thèse

Les sédiments carbonatés peuvent subir de très importantes modifications minéralogiques et texturales très rapidement après leur dépôt (Friedman 1964). Ces transformations conduisent à une très forte variabilité spatiale de leurs propriétés pétrophysiques (Lucia 1999). L'objectif de ce travail de thèse est ainsi d'améliorer la compréhension des processus diagénétiques précoces qui affectent les sédiments carbonatés, et de déterminer leur impact sur la distribution des propriétés pétrophysiques dans les réservoirs carbonatés ; le but ultime de cette étude étant d'intégrer ces observations dans les modèles stratigraphiques numériques.

Pour étudier la diagenèse précoce et ses interactions sur les propriétés pétrophysiques, la méthode utilisée au cours de cette thèse a été la réalisation d'une étude pluridisciplinaire sur une série sédimentaire relativement récente et qui n'a pas été trop profondément enfouie (diagenèse précoce mieux préservée). Après avoir présenté dans un premier temps cette série (chapitre 2), l'analyse se focalisera ensuite sur son étude sédimentologique (chapitre 3), puis sur son étude diagénétique (chapitre 4) et finalement sur son étude pétrophysique (chapitre 5). L'ensemble de ces recherches sera alors synthétisé sous la forme d'un modèle, qui sera discuté dans la dernière partie de notre étude (chapitre 5).

La série examinée affleure dans le Sud-Est de la France (Carry-le-Rouet), elle possède un âge Oligocène supérieur à Miocène inférieur et son enfouissement maximal n'a été que d'une centaine de mètres seulement (Oudet com. orale). Un autre intérêt majeur de cette série est la grande diversité de ses faciès, qui permet d'étudier la diagenèse précoce sur un grand nombre de substrats différents. La "série oligo-aquitanienn-aquitaniennne de Carry-le-Rouet" a de plus été très intensément étudiée des points de vue stratigraphiques et sédimentologiques par de nombreux auteurs (Matheron 1839 et 1842 ; Denizot 1933 ; Catzigras 1943 ; Andreïeff *et al.*, 1972 ; Nury 1990 ; Galloni 1996 et 2003 ; Galloni *et al.* 2001 ; Borgovini 2002 et 2003, Fournillon 2007 ; Fournillon *et al.* 2008 ; Conesa *et al.* 2009 ; Demory *et al.* 2010 ; Oudet *et al.* 2010 ; etc.).



## Chapitre 2

# **LA SÉRIE OLIGO- AQUITANIENNE DE CARRY-LE-ROUET**



## 2.1. Introduction

Le secteur étudié est situé dans la ville de Carry-le-Rouet, dans le Sud-Est de la France, dans le département des Bouches-du-Rhône (Basse Provence), au nord-ouest de la ville de Marseille (figure 2.1). Il s'agit d'une étroite bande (figure 2.2) où affleure une série mixte silicoclastique et carbonatée. Cette série a été déposée sur le flanc sud d'un petit massif calcaire appelé "la Nerthe" (figure 2.1 et figure 2.2). A cause d'une très forte urbanisation du secteur, les affleurements étudiés sont tous situés le long des falaises et des plages qui bordent cette partie du littoral méditerranéen (appelée "côte bleue").



**Figure 2.1 :** Localisation du secteur étudié (ellipse rouge). Remarquez l'orientation est-ouest de ces reliefs. Notez que le secteur étudié se situe sur le flanc sud d'un petit massif appelé "la Nerthe".

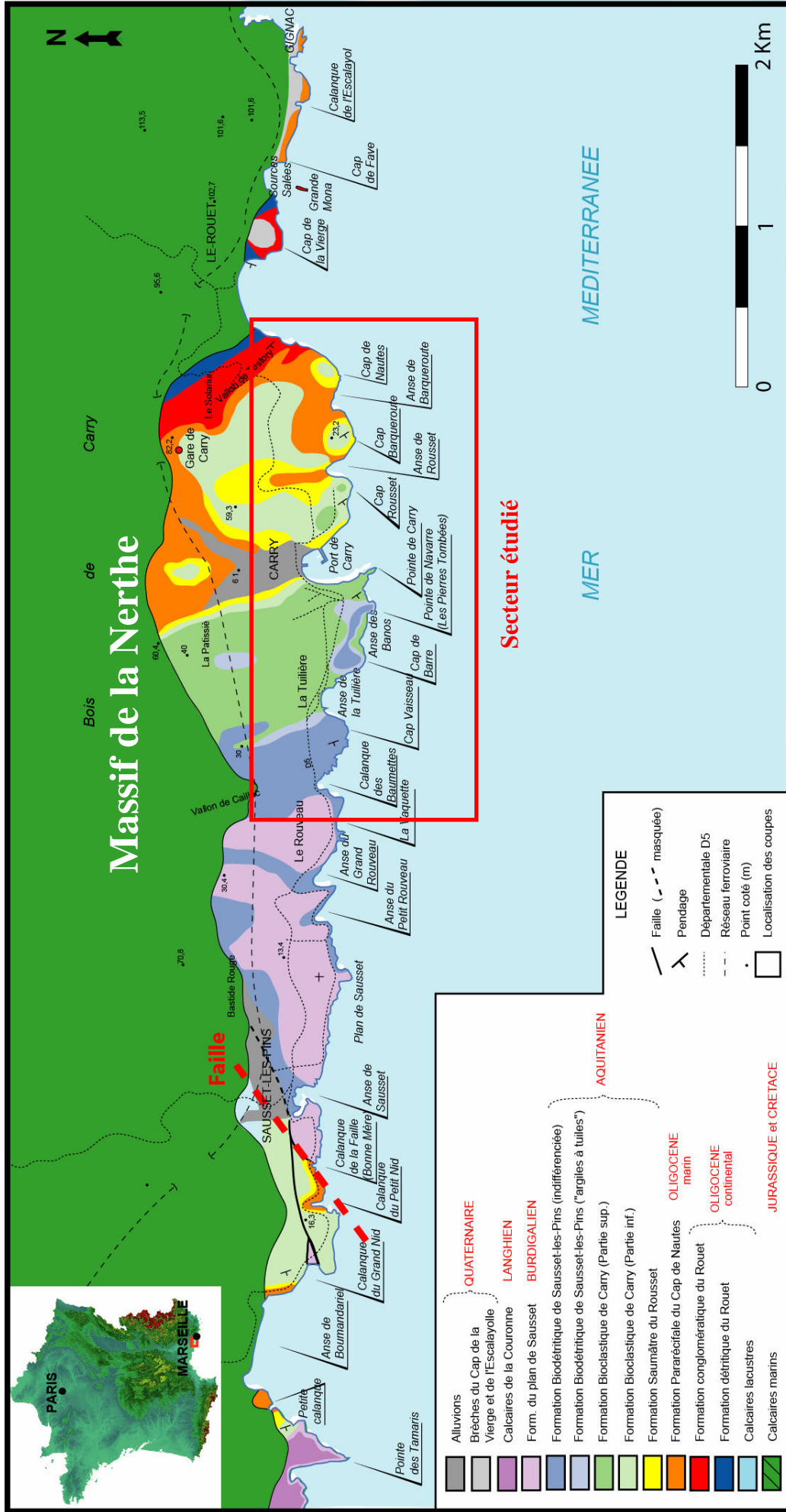
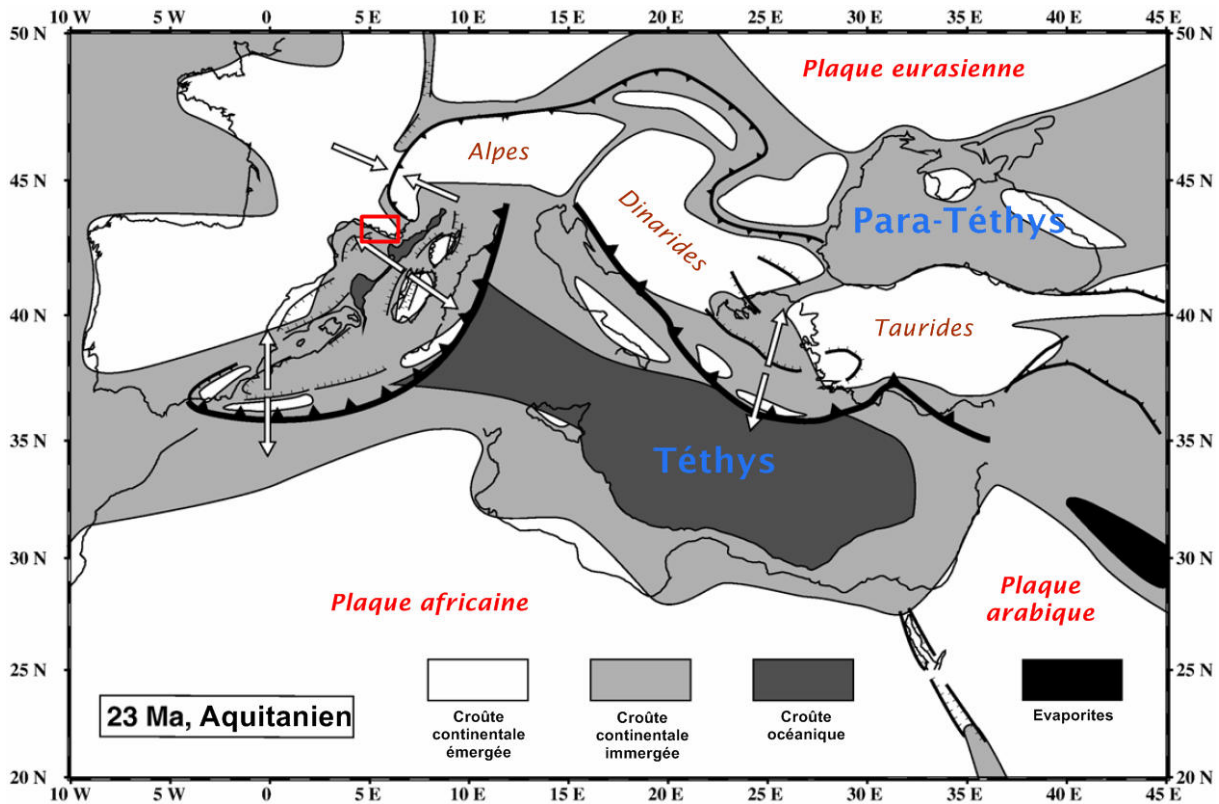


Figure 2.2 : Carte géologique du littoral de la Nerthe fournissant la répartition des formations définies par Andreieff *et al.* (1972).

## 2.2. Contexte géodynamique

Les dépôts étudiés se sont mis en place au cours de l'Oligocène supérieur (Chattien) et du Miocène inférieur (Aquitanien). A cette époque l'Europe est partiellement recouverte par deux grandes mers formant de nombreuses aires de sédimentations (Jolivet *et al.* 2006 ; figure 2.3). La plus vaste d'entre elles était la mer dite "Téthysienne" qui reliait les eaux de l'Océan Atlantique à celles de l'Océan Indien via l'actuel golfe persique. La seconde était la mer dite "Paratéthysienne", située un peu plus au nord et qui s'étendait de l'Europe centrale jusqu'au Kazakhstan. Ces deux mers étaient séparées l'une de l'autre par de nombreux reliefs (Alpes, Dinarides, Taurides, etc ; figure 2.3) qui sont hérités de la phase orogénique Alpine qui a débuté à l'ère Tertiaire. Cette dernière est issue de la collision des plaques africaine et arabe (qui remontent vers le nord) avec la plaque eurasiennne.

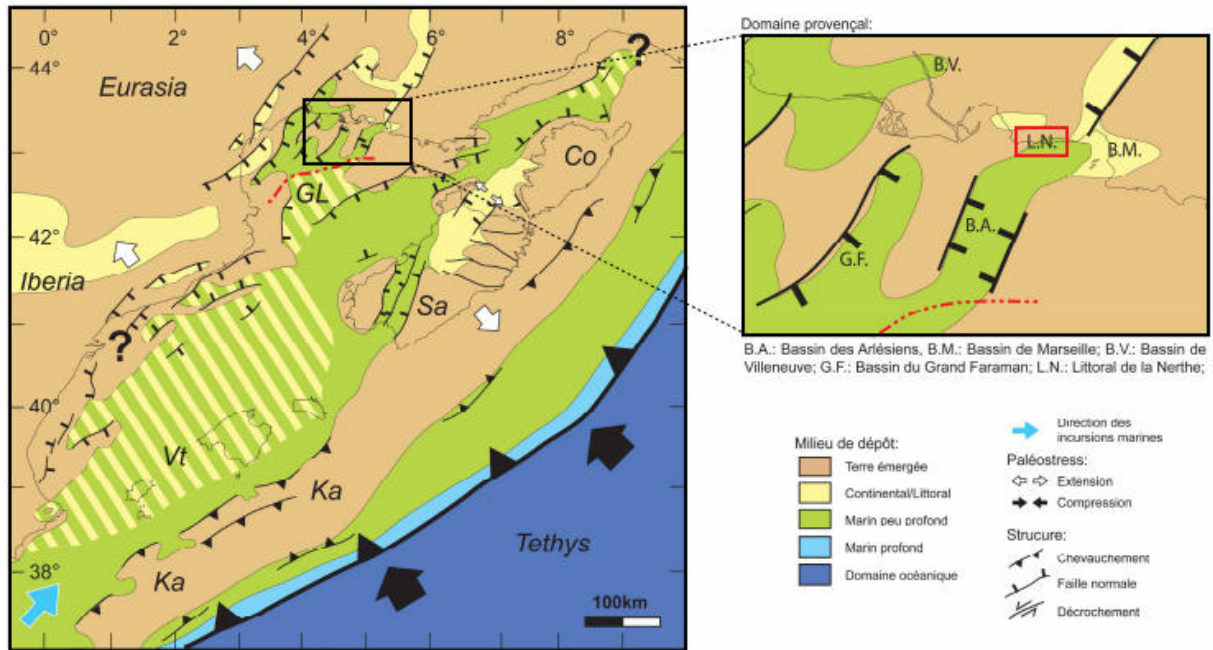


**Figure 2.3 :** Carte paléogéographique du secteur Méditerranéen au cours de l'Aquitanien (modifié d'après Jolivet *et al.* 2006). Remarquez que la zone étudiée (rectangle rouge) est située sur la bordure occidentale de la marge nord de la mer Téthysienne.

Au cours de l'Oligocène et durant tout l'Aquitanien (Oudet 2008, figure 2.4) se met en place dans le secteur étudié une phase de rifting liée au début du retrait du panneau plongeant de la zone de subduction des Apennins. Ce régime extensif engendre assez rapidement l'ouverture



du bassin Liguro-provençal puis son élargissement par accréation océanique (Edel 1980 ; Le Douaran *et al.* 1984 ; Rehault *et al.* 1984 ; Nury 1990 ; Hippolyte *et al.* 1993). Cette tectonique régionale se traduit par la rotation anti-horaire d'environ 45° du bloc Corso-sarde (entre 20,5 et 15 Ma, paroxysme entre 20,5 à 18 Ma ; Gattacceca *et al.* 2007).



Les sédiments de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet se sont déposés plus précisément sur le flanc Sud d'un petit massif montagneux appelé "la Nerthe" (figure 2.2). Ce massif est en fait le prolongement occidental de la chaîne de l'Étoile (figure 2.1). Il est formé par un grand anticlinal Crétacé (faciès Urgonien) à cœur Jurassique d'axe est-ouest (Monleau 1973), mis en place lors de la phase compressive pyrénéo-provençale (Éocène supérieur ; Champion *et al.* 2000). Les dépôts de Carry-le-Rouet remplissent la partie nord d'une gouttière synclinale d'axe est-ouest dont le fond est positionné à moins de dix kilomètres au sud du massif de la Nerthe (Oudet 2008 ; figure 2.4).



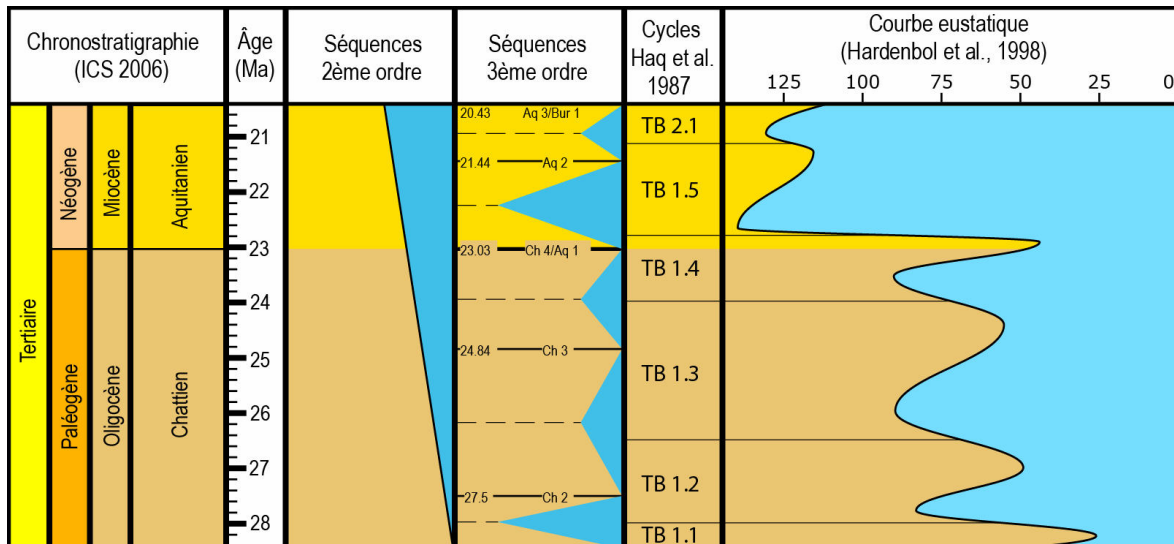
### 2.3. Contexte environnemental

Le climat de l'Europe au Chattien et à l'Aquitaniennne était chaud et assez humide (climat tempéré chaud ou subtropical) avec des températures moyennes supérieures à 15-16°C (Utescher *et al.* 2007 ; Erdei *et al.* 2007 ; Akgün *et al.* 2007 ; Bruch et Zhilin 2007). Alvinerie *et al.* (1992) évoquent un climat tropical au Chattien supérieur dans le bassin Aquitain. Chateauneuf et Nury (1995) indiquent un climat de type méditerranéen (i.e. tempéré chaud) au Chattien et pendant tout l'Aquitaniennne dans le bassin d'Aix-en-Provence. Les études paléoclimatiques réalisées directement sur la série de Carry-le-Rouet (Andreieff *et al.* 1972) montrent un climat tempéré chaud à subtropical dont l'hygrométrie (i.e. humidité de l'air) est variable au cours du temps (climat à tendance sèche à la base de la série puis climat plus humide voir subtropical au sommet ; Chateauneuf *dans* Andreieff *et al.* 1972).

Les précipitations annuelles moyennes étaient généralement supérieures à 1000 mm (Utescher *et al.* 2000 et 2007 ; Syabryaj *et al.* 2007). Un réchauffement climatique progressif a lieu depuis le début de la période Chattienne jusqu'au tout début de la période Aquitaniennne (Sittler 1967 ; Mosbrugger *et al.* 2005 ; Akgün *et al.* 2007). Ensuite, tout au long de l'Aquitaniennne un léger refroidissement général est observé (Nagy 1990 ; Planderová 1991 ; Akgün *et al.* 2007 ; Kroh 2007 ; Utescher *et al.* 2007). Les conditions climatiques de la fin de l'Aquitaniennne restent tout de même bien meilleures que celles qui régnaient au début de la période chattienne.

Les mers de l'époque étaient des mers "aragonitiques" (cf. parag. 1.3.1. ; figure 1.2), à partir desquelles précipitaient majoritairement de l'aragonite et de la calcite HMC. Les mers Téthys et Para-Téthys étaient chaudes (19 à 20°C en moyenne pour les eaux de surface de la Téthys ; Bosellini et Perrin 2008) et donc propices au développement de bioconstructions récifales tout au long des plates-formes peu profondes qui bordaient leurs marges (Görür *et al.* 1995).

Les périodes chattienne et aquitaniennne font partie du début de la phase transgressive du grand cycle marin du second ordre qui se déroule au cours du Néogène (qui en toute rigueur débute à la fin du Paléogène ; Hardenbol *et al.* 1998 ; figure 2.5). Le niveau marin montre à plus haute fréquence (troisième ordre) des oscillations autour d'une moyenne de +70 m (par rapport au niveau marin actuel) durant la période Chattienne et autour de +125 m durant la période Aquitaniennne (Hardenbol *et al.* 1998 ; figure 2.4).



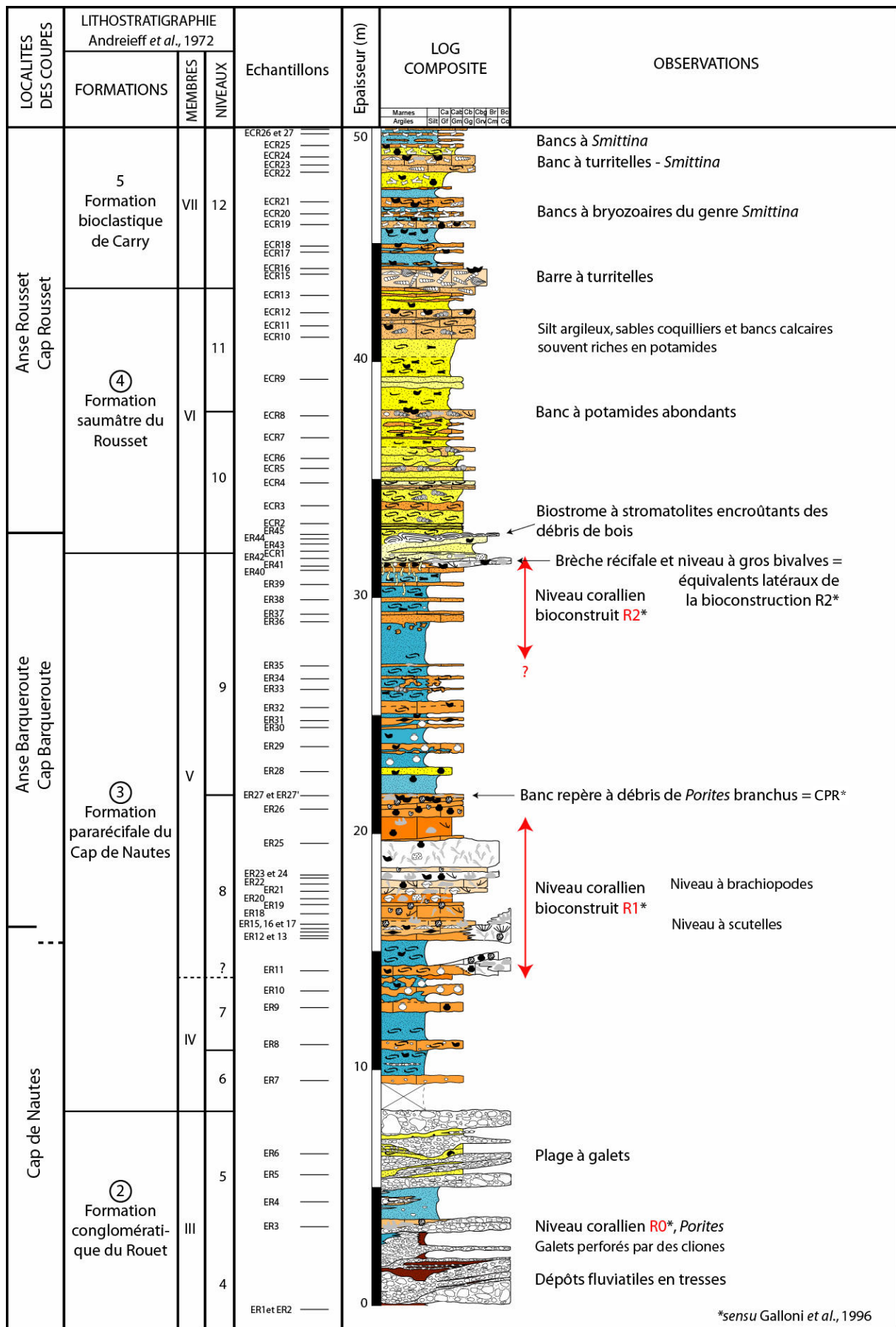
**Figure 2.5 :** Variations du niveau marin (charte eustatique) au cours des périodes Chattienne et Aquitane (modifié à partir du logiciel "Time Scale Creator").

## 2.4. Stratigraphie des dépôts oligo-aquitane de Carry-le-Rouet

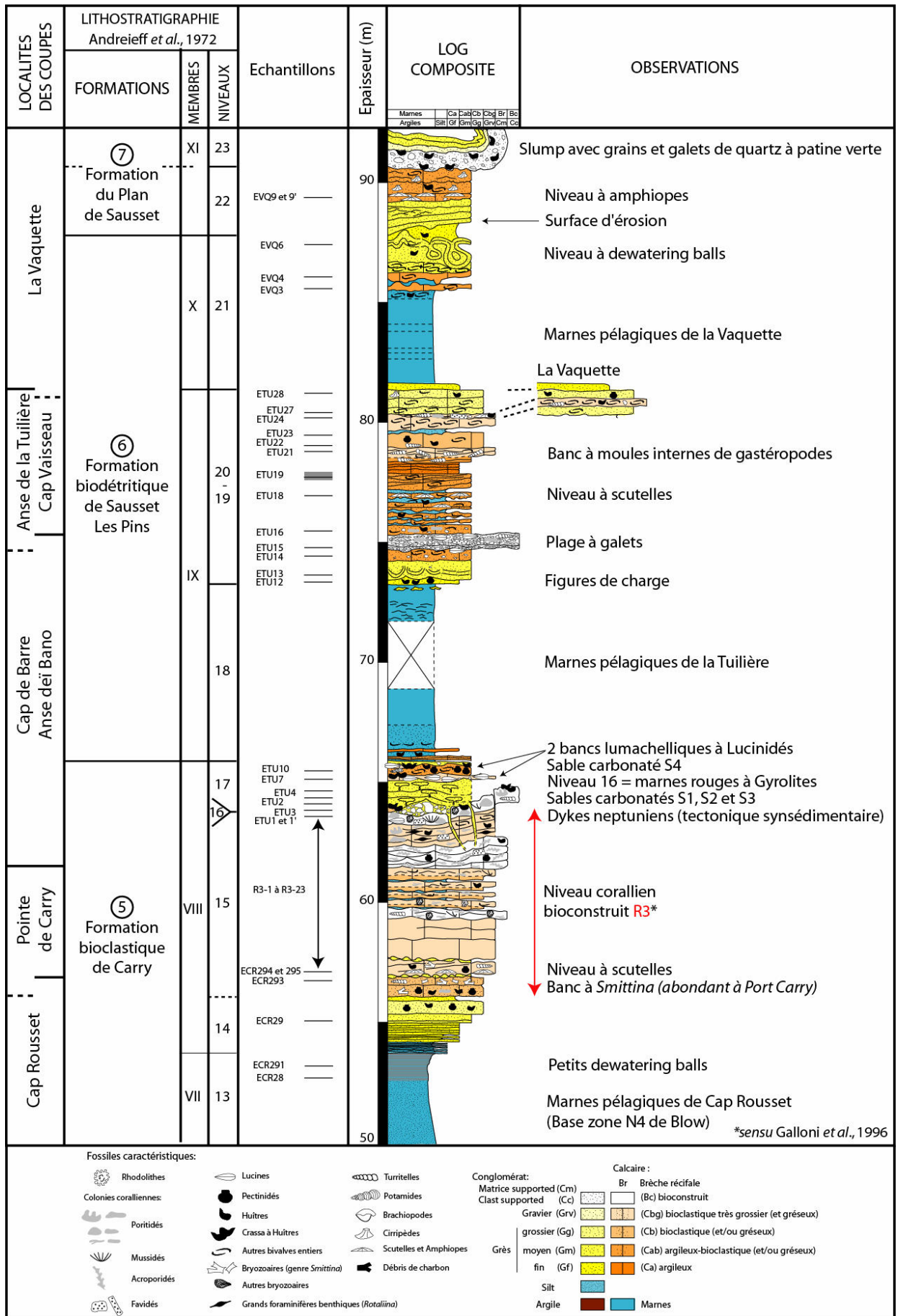
La série oligo-aquitane de Carry a fait l'objet de nombreuses études. Le travail de référence sur la série de Carry-le-Rouet a été mené par Andreieff *et al.* (1972).

Il s'agit d'un regroupement de nombreuses études pluridisciplinaires très variées telles que l'analyse de la macrofaune, de la microfaune (ostracodes, foraminifères, nannofossiles calcaires), des argiles ou bien encore des pollens. Ces travaux aboutissent à une interprétation précise des paléo-environnements de dépôts, des conditions paléo-écologiques et de la paléogéographie régnant à l'époque. Les auteurs remarquent que la transgression marine aquitane observée à Carry-le-Rouet est bien plus précoce que la transgression observée pour le stratotype (basé en Aquitaine) ; Andreieff *et al.* proposent donc dans cet ouvrage d'établir un parastratotype de l'Aquitane pour le domaine Provençal. La série a ainsi été découpée en sept grandes formations : respectivement "formation détritique du Rouet", "formation conglomératique du Rouet", "formation pararécifale du cap de Nautès", "formation saumâtre du Rousset", "formation bioclastique de Carry-le-Rouet", "formation biodétritique de Sausset-les-Pins" et "formation du plan de Sausset".

Les noms de ces formations seront couramment utilisés tout au long de ce manuscrit de thèse. Chacune d'elle va maintenant être décrite, depuis la base de la série jusqu'à son sommet (figure 2.6 et figure 2.7). Les descriptions fournies sont basées à la fois sur les travaux déjà existants mais également sur l'analyse de terrain que nous avons menée dans le cadre de ce travail.



**Figure 2.6** : Partie inférieure de la coupe stratigraphique synthétique de la série de Carry-le-Rouet (modifié d'après Conesa dans Besson *et al.* 2005). Echantillonnage réalisé au cours de l'étude et description sommaire des principaux niveaux. Notez la présence de trois bioconstructions coralliennes ("R0", "R1" et "R2"). Légende disponible sur la figure suivante.



**Figure 2.7 :** Partie supérieure de la coupe stratigraphique synthétique de la série de Carry-le-Rouet (modifié d'après Conesa dans Besson et al. 2005). Echantillonnage réalisé au cours de l'étude et description sommaire des principaux niveaux. Notez la présence d'une quatrième bioconstruction corallienne ("R3").



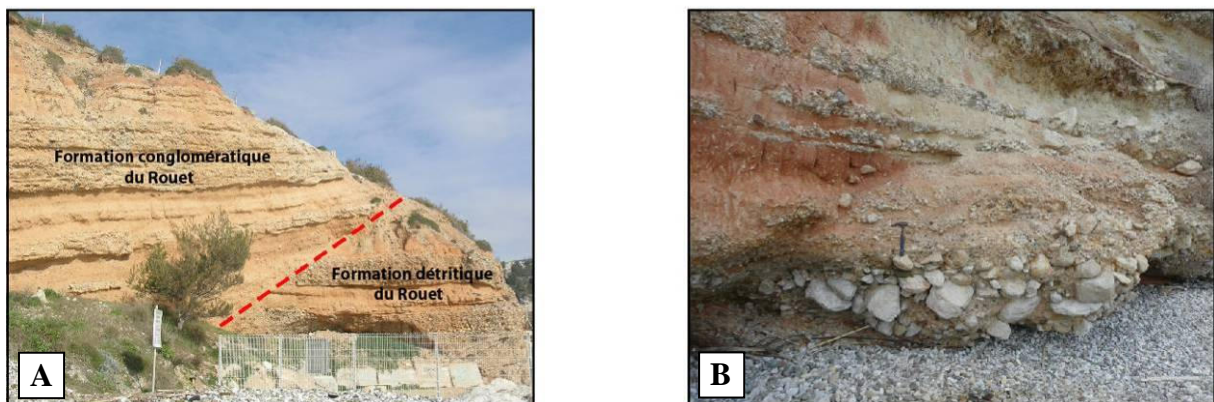
### 2.4.1. Formation détritique du Rouet

Glantzboeckel et l'Homer (*dans Andreieff et al. 1972*) décrivent cette formation comme étant une alternance de grès glauconieux plutôt grossiers et de marnes rouges silteuses avec des passées de poudingues polygéniques à bases érosives. Ces dépôts contiennent de nombreux *Microcodium*. La formation affleure bien à l'ouest de l'anse du Rouet et peu dans sa partie est (figure 2.8A). Selon Colomb (*dans Andreieff et al. 1972*) les éléments qui la composent seraient issus de deux sources : la principale située au nord (reliefs provençaux) et la secondaire située au sud (massif paléozoïque vestige de l'ancien axe Maures-Pyrénées).

### 2.4.2. Formation conglomératique du Rouet

Cette formation repose sur la formation précédente par l'intermédiaire d'une discordance angulaire érosive (figure 2.8A). Elle est constituée de nombreux chenaux à bases érosives remplis d'éléments conglomératiques polygéniques alternant avec des dépôts plus fins de grès ou de marnes rouges argilo-silteuses. Ces dépôts peuvent parfois posséder des éléments calcaires blancs de très grande taille (faciès Urgonien ; figure 2.8B) issus du substratum mésozoïque de la Nerthe par une source de direction nord-ouest (Mercier *dans Andreieff et al. 1972*). Dans la partie médiane de cette formation une petite bioconstruction corallienne (nommée "R0" par Galloni 1996) se met en place sur une base conglomératique. La partie supérieure de la formation comporte des marnes de couleur grisée contenant des débris de bivalves et des conglomérats possédant quelques fois des ciments calcaires blanchâtres.

## Formation conglomératique du Rouet



**Figure 2.8 :** **A)** Aperçu de la discordance angulaire érosive (trait rouge en pointillés) se trouvant à la base de la formation conglomératique du Rouet (anse du Rouet ouest). **B)** Aperçu d'un chenal de la formation conglomératique du Rouet (anse du Rouet). Notez la taille importante des éléments transportés ainsi que le granoclassement positif du remplissage.

### 2.4.3. Formation pararécifale du cap de Nautes

Cette formation débute par une alternance de bancs calcaréo-gréseux et de marnes riches en lignite et en débris coquilliers. Au-dessus apparaît un premier ensemble bioconstruit corallien de grande étendue (nommé "R1" par Galloni 1996 ; figure 2.9A). Il s'agit en fait d'un assemblage de trois petits pâtés coralliens plats qui passent latéralement à des lithologies marneuses ou calcaréo-gréseuses. Sa puissance maximale est de 7 m et son extension latérale est d'environ 350 m (Galloni 1996 et 2003). Un niveau à nombreux débris de poritidés branchus surmonte cet édifice ; il s'agit d'un banc repère (appelé "CPR" pour "Corps à Poritidés Repère" par Galloni 1996 ; figure 2.9A et B) qui ressort très bien dans les affleurements et qu'il est possible de suivre sur plusieurs centaines de mètres le long du littoral.

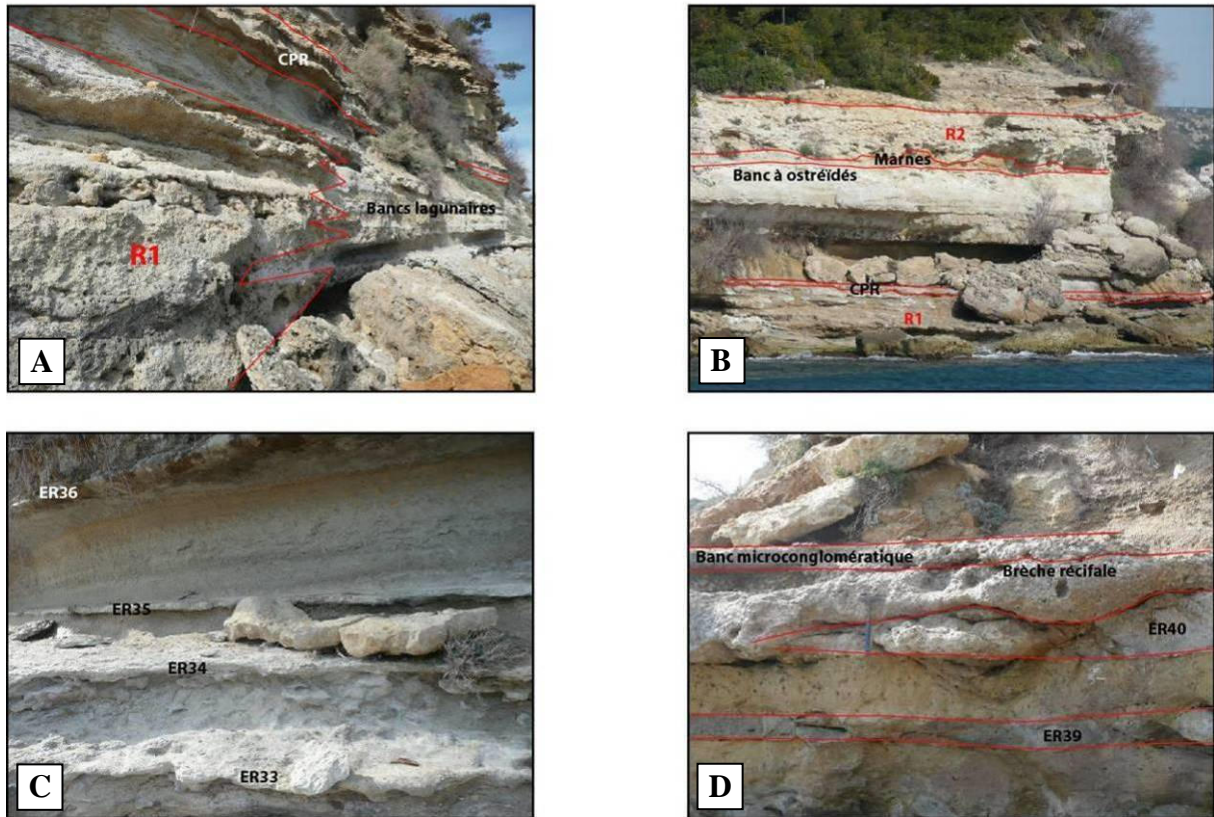
À l'est de l'anse de Barqueroute (figure 2.2), le banc CPR est surmonté d'un petit niveau marneux puis d'un banc gréseux très induré (figure 2.6). Au-dessus apparaît un épais niveau marneux surmonté d'un épais banc gréso-calcaire dont le sommet est très riche en bivalves ostréidés. Un nouvel ensemble bioconstruit (nommé "R2" par Galloni 1996) repose ensuite sur un petit niveau marneux à l'aspect très chaotique (figure 2.9B). Cet édifice possède une puissance maximale de 4 m et son extension latérale est d'environ 350 m (Galloni 1996).

À l'ouest de l'anse de Barqueroute, le banc CPR est surmonté d'un niveau marneux puis d'un banc gréseux. Au-dessus se met en place un épais niveau marneux puis une épaisse alternance entre des bancs calcaréo-gréseux et des niveaux marneux (figure 2.9C). L'ensemble bioconstruit R2 qui est bien visible du côté est de l'anse prend dans sa partie ouest la forme d'une brèche corallienne peu épaisse (figure 2.9D). Plus à l'ouest encore, ce niveau devient un calcaire argilo-gréseux à gros bivalves et débris de bois (figure 2.10A). L'établissement de corrélations entre les bancs situés à l'est de l'anse de Barqueroute avec ceux situés à l'ouest s'avère difficile et a fait l'objet de plusieurs interprétations (Monleau *et al.* 1988 ; Galloni 1996 et 2003 ; Borgovini 2002 et 2003).

La formation pararécifale du cap de Nautes se termine par un sable très grossier (microconglomératique) à débris de bois et à fragments de coraux (figure 2.9D). Il a été décrit auparavant comme érodant la surface sommitale de la bioconstruction R2 (Andreieff *et al.* 1972 ; Monleau *et al.* 1989) mais nos observations, tout comme celles de Galloni (1996 et

2003), n'ont pas permis de voir une telle surface. Cette dernière interprète ce dépôt comme étant issu d'une reprise de l'érosion des aires continentales environnantes.

## Formation pararécifale du cap de Nautes



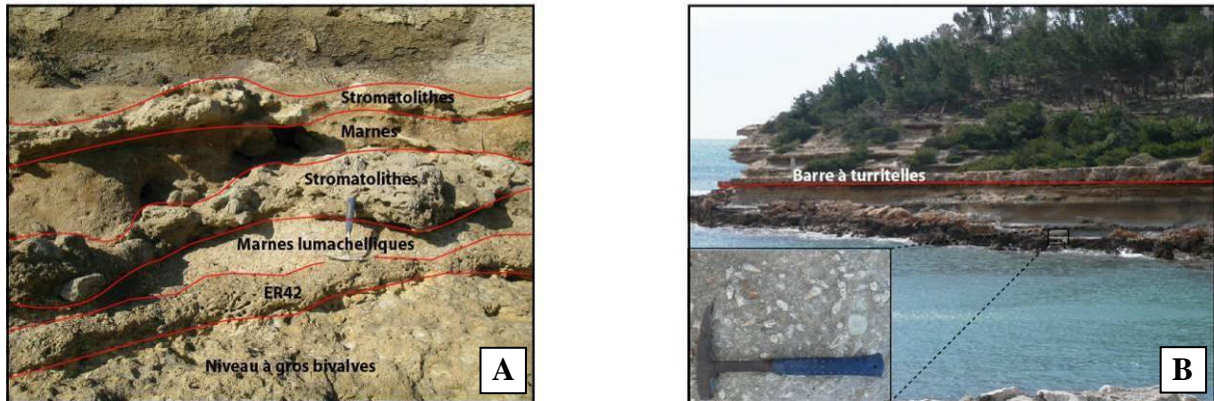
**Figure 2.9 :** A) Aperçu du premier ensemble bioconstruit "R1" de la formation pararécifale du cap de Nautes (cap de Nautes). B) Aperçu du deuxième ensemble bioconstruit "R2" de la formation pararécifale du cap de Nautes (cap Barqueroute est). C) Aperçu de l'alternance de niveaux marneux et de bancs calcaréo-gréseux de la formation pararécifale du cap de Nautes (cap Barqueroute est). D) Aperçu des bancs formant la partie sommitale de la formation pararécifale du cap de Nautes (cap Barqueroute ouest).

### 2.4.4. Formation saumâtre du Rousset

Cette formation débute localement par de fins niveaux marneux très souvent lumachelliques (bivalves et gastéropodes) qui sont surmontés de niveaux stromatolithiques formant des tapis algaires encroûtant (figure 2.10A). Ils sont surmontés par une alternance de niveaux silto-marneux et de bancs calcaréo-gréseux qui sont la plupart du temps très riches en gastéropodes de type *Potamides* (figure 2.10B). L'ensemble de ces bancs contient une importante quantité de matériel silteux ainsi que de nombreux débris de lignite. La fin de la formation saumâtre est marquée par l'apparition d'un banc repère riche en turritelles ("ECR15") appartenant à la formation sus-jacente (figure 2.10B).



## Formation saumâtre du Rousset



**Figure 2.10 :** **A)** Aperçu des niveaux stromatolithiques de la base de la formation saumâtre du Rousset (cap Barqueroute ouest). **B)** Aperçu de la partie supérieure de la formation saumâtre du Rousset (anse du Rousset). Notez la présence de nombreux bancs très riches en gastéropodes (détail). Remarquez la présence de la "barre à turritelles" marquant la fin de la formation saumâtre du Rousset (trait rouge).

### 2.4.5. Formation bioclastique de Carry

La première partie de la formation bioclastique de Carry débute par un banc de couleur rougeâtre, très riche en gastéropodes et qui est couramment appelé "barre à turritelles" (figure 2.10D). On peut le suivre facilement depuis le haut des falaises du cap de Naute jusqu'au cap Rousset sur environ 900 m. Au-dessus de celui-ci alternent des niveaux marneux et des bancs calcaires argilo-gréseux riches en bryozoaires de type *Smittina* (dét. Moissette dans Borgovini 2002 ; figure 2.11A). Un épais niveau de marnes ("marnes pélagiques de cap Rousset") qui présente de nombreuses bioturbations ainsi que des structures d'échappement de fluides vient ensuite coiffer ces bancs (figure 2.11A et B).

La seconde partie de la formation bioclastique de Carry débute par un niveau grés-carbonaté très bioturbé, présentant des figures de charge et des structures d'échappement de fluides (figure 2.11A et B). Il forme des dunes sableuses d'échelles métriques qui présentent parfois des structures progradantes. Au-dessus s'établit un troisième ensemble bioconstruit corallien (nommé "R3" par Galloni 1996 ; figure 2.11A, B, C et D). Il possède une épaisseur d'environ 6 m et peut être suivi latéralement sur plus de 2 km.

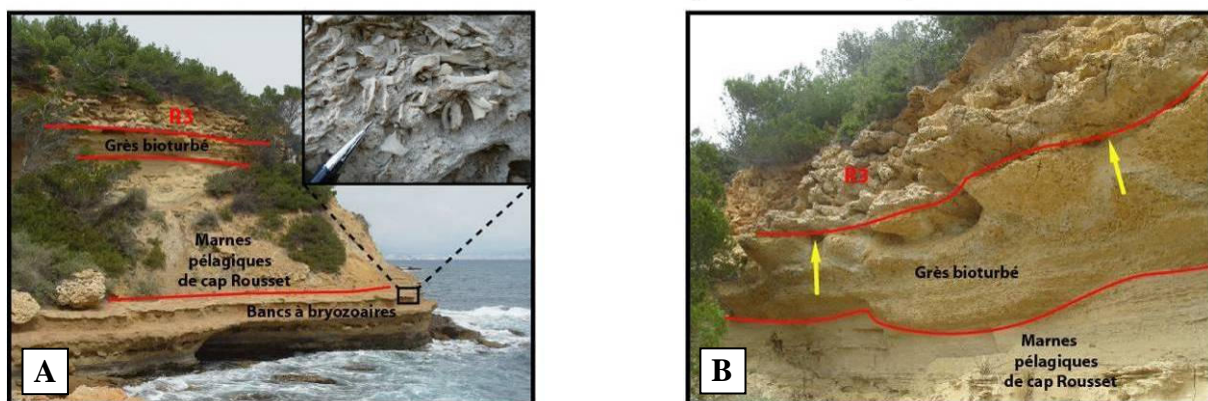
Au niveau de la Pointe de Carry-le-Rouet (figure 2.2), le sommet de la bioconstruction R3 montre de nombreux niveaux sableux qu'il est possible de distinguer (figure 2.11C). R3 est coiffé de deux bancs grés-calcaires successifs dont le premier possède une couleur beige clair (que nous avons décidé de nommer "S2" pour "sable n°2") et le second une couleur

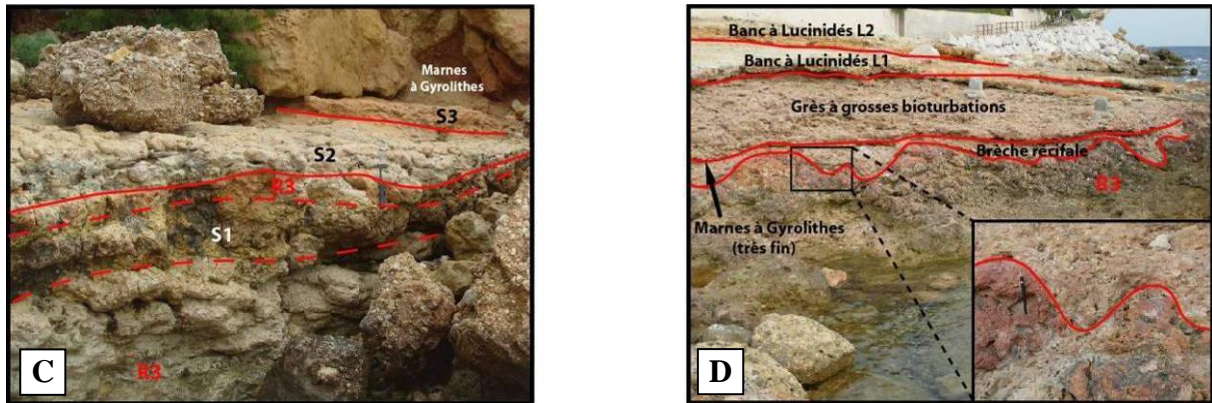


rougeâtre (nommé "S3" pour "sable n°3"). A l'intérieur de la bioconstruction R3 apparaît un autre banc grésocalcaire qui possède lui une couleur jaunâtre (nommé "S1" pour "sable n°1"). Au-dessus de ces sables repose un niveau repère de marnes qui possèdent une couleur rougeâtre caractéristique et qui est intensément bioturbé par l'ichnogène *Gyrolites* (figure 2.11C et D). Le sommet de la formation bioclastique de Carry dans ce secteur est constitué d'une alternance de niveaux marneux et de bancs calcaréo-gréseux bioturbés. Il existe quelques petits débris coralliens dans les bancs formant la partie la plus haute de la formation à cet endroit.

Plus à l'ouest, au niveau de l'anse de la Tuilière (figure 2.2), le sommet de la bioconstruction R3 apparaît nettement raviné (figure 2.11D). Une brèche contenant de nombreux coraux se dépose alors sur cette surface. Celle-ci est très grossière vers le centre de l'anse où elle présente de petits blocs décimétriques de calcaires blancs (faciès Urgonien). Au sommet de la brèche corallienne on retrouve le niveau repère des marnes rouges à *Gyrolites* mais celui-ci possède cette fois-ci une épaisseur vraiment très faible. Un grès à matrice carbonatée (nommé "S4" pour "sable n°4") présentant de grosses bioturbations apparaît alors au-dessus de ce niveau marneux repère (figure 2.11D). Le sommet de la formation bioclastique de Carry est constitué dans ce secteur par une alternance entre des bancs grésocalcarés pauvres en faune et des bancs grésocalcarés lumachelliques à bivalves lucinidés (bancs nommés "L1" et "L2" ; figure 2.11D). Les niveaux fossilifères ont la particularité de présenter des ferruginisations importantes.

### Formation bioclastique de Carry





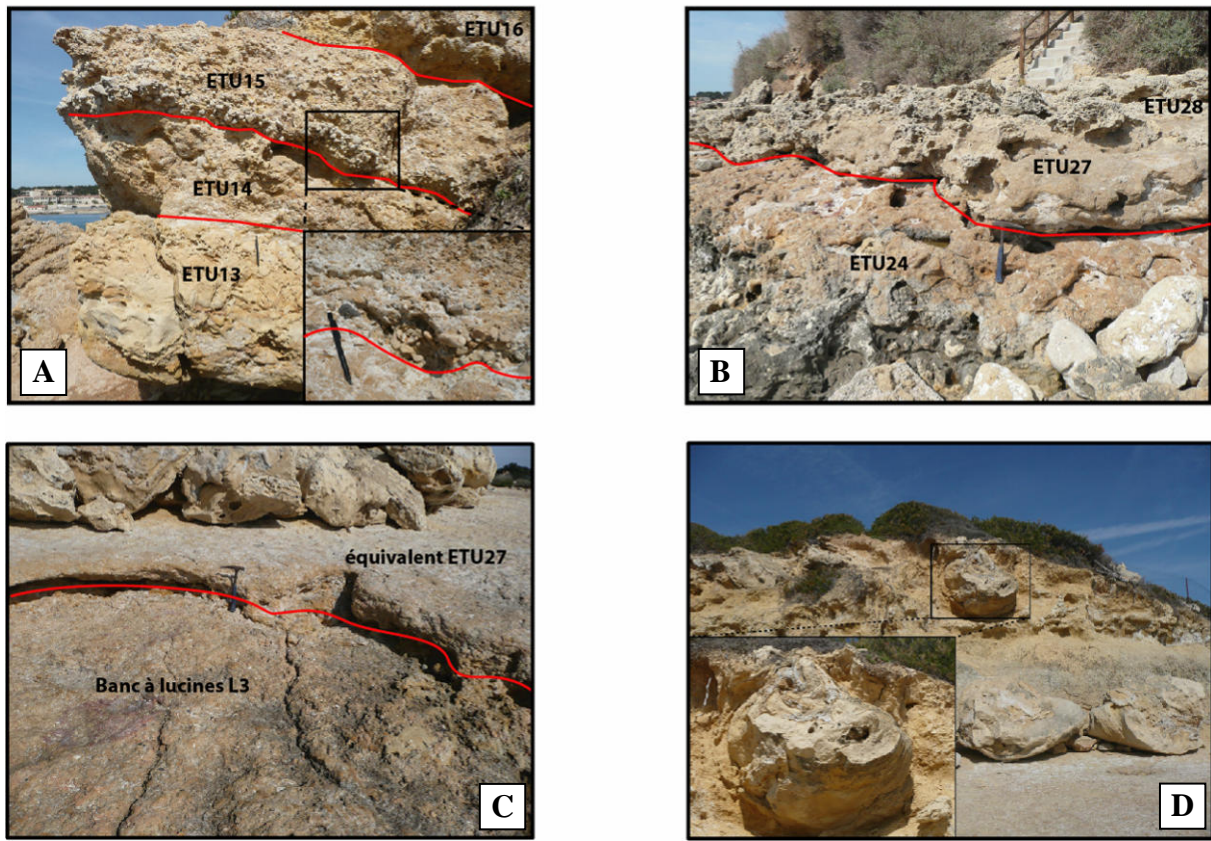
**Figure 2.11 :** **A)** Aperçu de la formation bioclastique de Carry (cap Rousset). Notez la présence de bancs très riches en bryozoaires *Smittina* (détail) et de la bioconstruction corallienne "R3". **B)** Aperçu de la base de la bioconstruction R3 (cap Rousset). Remarquez l'infiltration de sable *per ascensum* à l'intérieur de la bioconstruction (flèches noires). **C)** Aperçu du sommet de la bioconstruction R3 (Pointe de la Navarre). Remarquez la présence de trois sables bien distincts (S1, S2 et S3). **D)** Aperçu du sommet de la bioconstruction R3 (anse de la Tuilière). Notez la surface très ravinée du sommet de R3 et le remplissage par une brèche récifale (détail). Remarquez qu'il n'existe ici qu'un seul niveau sableux (S4) situé cette fois ci au-dessus et non en dessous des marnes à *Gyrolites*.

#### 2.4.6. Formation biodétritique de Sausset-les-Pins

Cette formation débute par un épais niveau de marnes appelées "marnes pélagiques de la Tuilière". Il est surmonté par un banc gréséo-carbonaté à figures de charges (figure 2.12A) qui est lui-même surmonté d'un autre banc gréséo-carbonaté bioclastique ("ETU14" ; figure 2.12A). Un niveau repère conglomératique fossilifère vient alors éroder ce dernier ("ETU15" ; figure 2.12A). Au-dessus se met en place une alternance entre des bancs calcaréo-gréseux bioclastiques et des fins niveaux marno-silteux. Un niveau repère très riche en moules internes de gastéropodes vient recouvrir ces bancs. La formation biodétritique de Sausset-les-Pins présente ensuite plusieurs niveaux calcaréo-gréseux dont l'un est très fossilifère ("ETU24" ; figure 2.12B). Ce dernier passe latéralement à un banc lumachellique à bivalves lucinidés dans le secteur de la Vaquette (banc nommé "L3" ; figure 2.12C). Le sommet de la formation comprend un second niveau épais de marnes appelées "marnes pélagiques de la Vaquette" qui est surmonté par un niveau gréséo-calcaire qui présente des structures de déformations viscoplastiques de tailles métriques appelés classiquement "*slumping balls*" (Andreieff *et al.* 1972 ; figure 2.12D). Il s'agirait en fait de structures engendrées par des mouvements de fluides dans les sédiments encore meubles et il faudrait donc plutôt parler de "*dewatering balls*".



## Formation biodétritique de Sausset-les-Pins

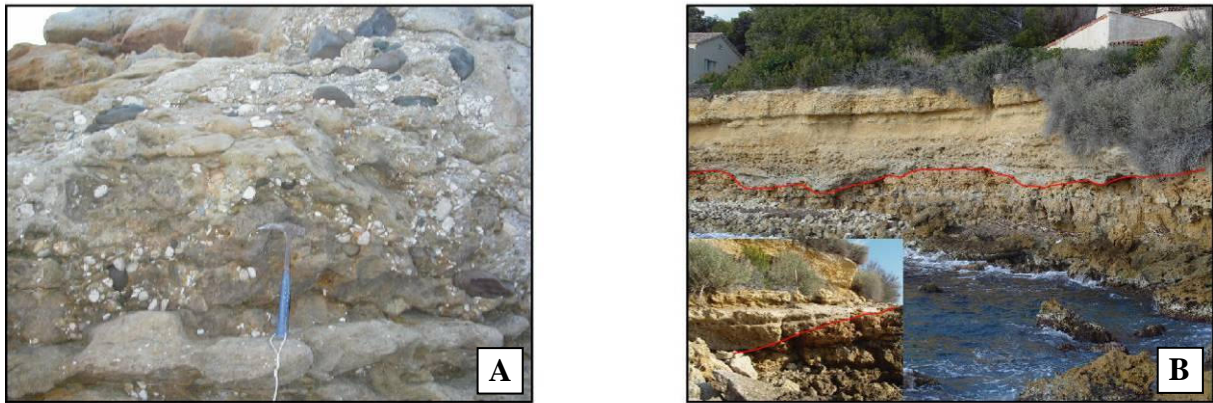


**Figure 2.12 :** **A)** Aperçu de la formation biodétritique de Sausset-les-Pins (cap de Barre). Notez la présence d'une surface érosive (détail). **B)** Aperçu de la formation biodétritique de Sausset-les-Pins (cap Vaisseau). **C)** Aperçu de la formation biodétritique de Sausset-les-Pins (La Vaquette). **D)** Aperçu de la formation biodétritique de Sausset-les-Pins (La Vaquette). Observez les grandes structures en "dewatering balls" (détail).

### 2.4.7. Formation du plan de Sausset

Cette formation n'a pas été étudiée en détail dans ce travail de thèse. Elle débute par une surface érosive affectant le niveau grés-carbonaté à "dewatering balls" (Conesa dans Besson *et al.* 2005 ; figure 2.7). Au dessus de cette surface se déposent des niveaux sableux puis calcaréo-sableux bioclastiques. Un niveau grés-conglomératique à grandes huîtres et petits galets verts apparaît ensuite au-dessus sous la forme d'un slump fortement érosif (matériel d'âge Burdigalien ; Andreieff *et al.* 1972 ; figure 2.13A). Une petite séquence de dépôts, antérieur au niveau slumpé (probablement d'âge Aquitainien supérieur) peut être observée un peu plus à l'ouest de la Vaquette (figure 2.13B). Elle présente des structures chenalissantes érosives qui n'apparaissent pas à la Vaquette car elles y ont été probablement érodées par le grand slump.

## Formation du plan de Sausset

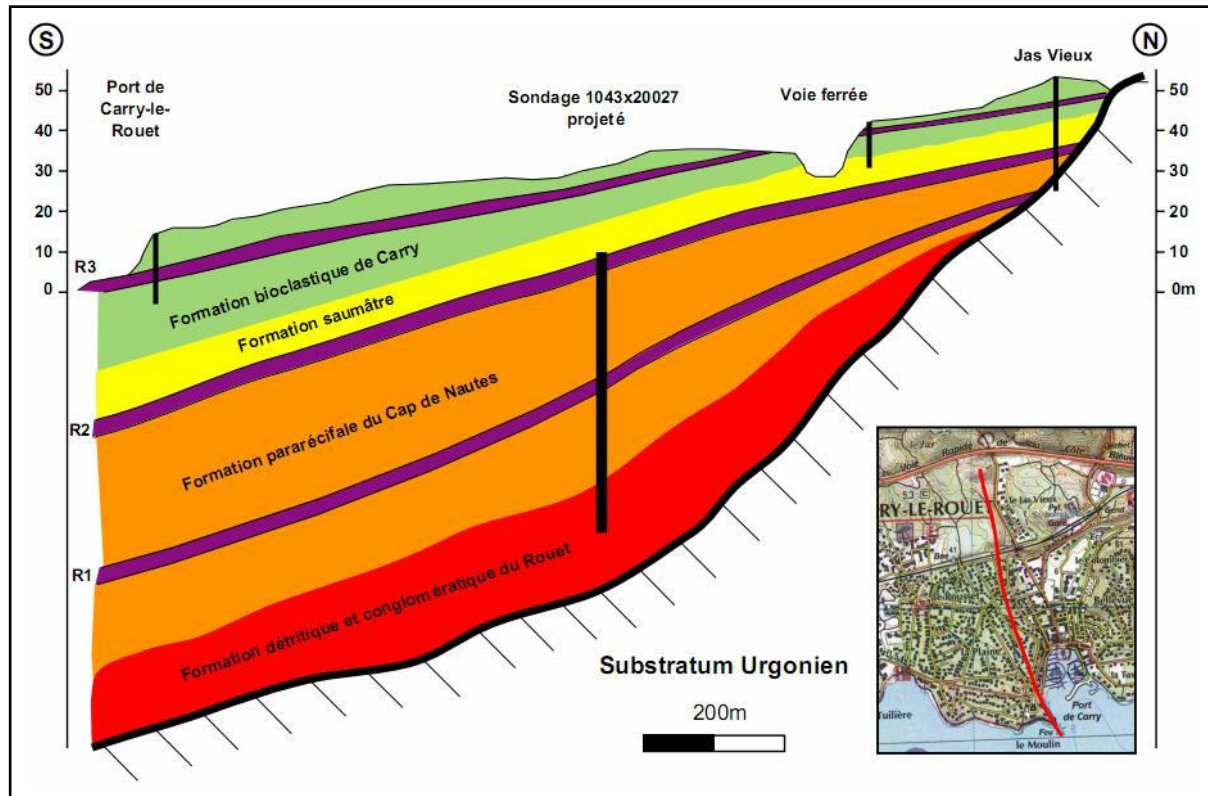


**Figure 2.13 :** **A)** Aperçu du slump qui tronque le sommet de la formation du plan de Sausset (La Vaquette). **B)** Aperçu des dépôts du sommet de la formation du plan de Sausset visibles à l'ouest de La Vaquette. Ces dépôts ont été entièrement érodés par le slump dans la partie située à l'est de La Vaquette. Remarquez les structures chenalissantes (trait rouge).

La série décrite précédemment affleure également dans le secteur de Boumandariel-Tamaris ; figure 2.2). Celle-ci possède alors une épaisseur beaucoup moins importante (environ 30 m) que dans le secteur étudié (environ 95 m). Nous nous focaliserons par la suite sur le secteur de Carry-le-Rouet, où la série est dite "épaisse".

Un profil interprétatif des dépôts oligo-aquitaniens de Carry-le-Rouet a été récemment proposé par Oudet (2008 ; figure 2.14). Il s'agit d'un profil nord-sud qui est basé sur la corrélation de la série "épaisse" de Carry-le-Rouet (représentée au niveau du port de Carry-le-Rouet) avec un sondage (sondage 1043X20027) et deux coupes d'affleurements (voie ferrée et Jas Vieux) situés plus au nord dans les terres. Les corrélations envisagées par Oudet montrent alors un épaissement sédimentaire général important en direction du sud. Les dépôts oligo-aquitaniens y constituent des prismes sédimentaires discordants sur le substratum mésozoïque (la Nerthe). Dans ce modèle, la série épaisse de Carry-le-Rouet représenterait un domaine proximal intermédiaire.

Les sédiments oligo-miocènes du secteur se sont donc déposés en discordance sur un substratum très fortement structuré (constitué par les calcaires mésozoïques du massif de la Nerthe) et présentant un pendage général dirigé vers le sud. L'ensemble des dépôts aurait par la suite été basculé en direction de l'ouest puisque la série étudiée montre à l'heure actuelle des pentes d'environ 3-4° vers le sud-ouest (Borgovini 2003).

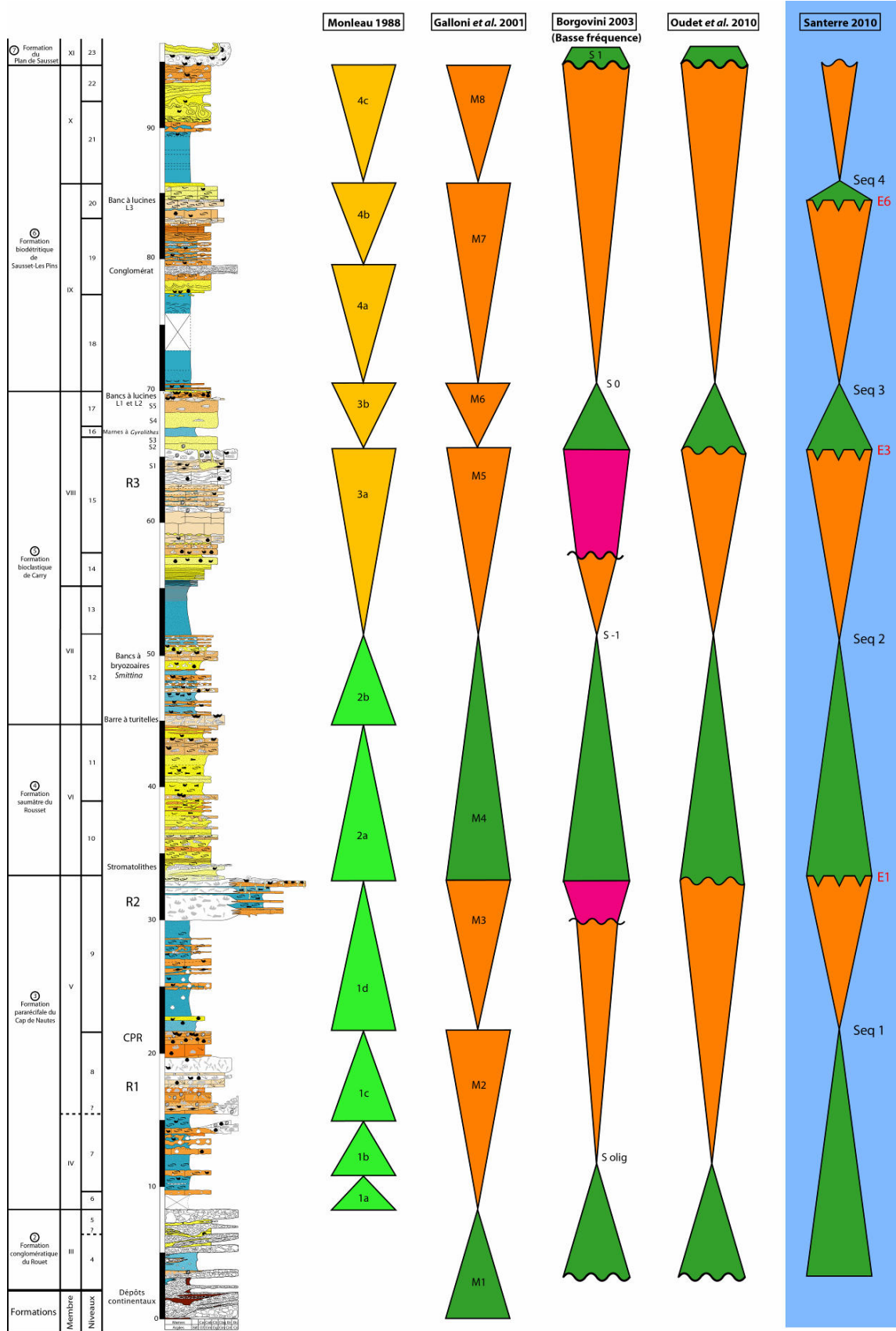


**Figure 2.14 :** Modèle d'organisation générale des dépôts de la série épaisse de Carry-le-Rouet (représentée au niveau du port de Carry-le-Rouet) suivant un axe nord-sud (d'après Oudet 2008).

## 2.5. Organisation séquentielle des dépôts

Monleau *et al.* (1988 et 1989) proposent pour la première fois un cadre séquentiel aux dépôts de Carry-le-Rouet. Ils définissent des séquences de faciès, allant soit d'un pôle interne vers un pôle externe (ex : passage de marnes lagunaires proximales à une bioconstruction récifale plus distale), ou d'un pôle externe vers un pôle interne (ex : passage de marnes pélagiques externes à des bioconstructions et sables littoraux). Ils subdivisent ainsi la série en quatre grandes séquences et en onze séquences d'ordre supérieur (figure 2.15). Les six premières petites séquences, qui montrent des milieux marins internes à leur base et des milieux marins plus externes à leur sommet, représenteraient selon les auteurs une succession de transgressions. Les cinq petites séquences suivantes, qui montrent des milieux marins externes à leur base et des milieux marins plus internes à leur sommet, correspondraient à une succession de régressions. Monleau *et al.* font correspondre l'ensemble de ces dépôts au cycle eustatique de troisième ordre nommé "TB 1.4" par Haq *et al.* (1987 ; figure 2.5), et proposent de placer le maximum de transgression à la fin de la première grande séquence (toit du R2).





**Figure 2.15 :** Comparaison entre les interprétations séquentielles de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet réalisées par différents auteurs (Monleau 1988 ; Galloni *et al.* 2001 ; Borgovini 2003 ; Oudet *et al.* 2010 ; Santerre 2010 (voir les chapitres suivants)). Les cycles définis par Monleau n'ont pas la même signification que ceux des autres auteurs (voir texte) et des couleurs différentes ont donc été choisies pour les représenter.

Galloni (1996 et 2003) et Galloni *et al.* (2001) proposent huit séquences régressives-transgressives, délimitées par des surfaces remarquables ou des changements brusques de sédimentation (figure 2.15). Ce découpage est très similaire à celui proposé par Monleau *et al.* (1988) mais certaines des séquences ont été regroupées et d'autres interprétées différemment. En effet, les quatre premières petites séquences de Monleau *et al.* (séquences 1a à 1d) sont interprétées par Galloni comme des régressions (baisse du niveau marin relatif), et non plus comme des transgressions au sens de Monleau *et al.* (passage interne vers externe ; figure 2.15). Les deux manières de définir une séquence de dépôt (externe vers interne pour Monleau *et al.* et régression-transgression marine pour Galloni), fournissent en revanche une interprétation similaire de la partie supérieure de la série, car elle correspondrait à une succession de phases d'approfondissement puis de comblement de l'espace disponible par des marnes puis par des sables et enfin par des calcaires (souvent des bioconstructions).

Borgovini (2002 et 2003) complète le modèle séquentiel de Galloni en y ajoutant la notion de régression forcée de Posamentier *et al.* (1992), et en se calant sur les séquences provençales de Rubino *et al.* (1990). Le modèle proposé par Borgovini est assez proche de ceux des auteurs précédents mais il considère l'existence de quatre grandes séquences de troisième ordre dans la série (S olig, S -1, S 0 et S 1 ; figure 2.15).

Oudet *et al.* (2010) ont proposé très récemment un modèle séquentiel qui est très similaire à celui de Borgovini (2003) mais qui n'utilise pas le concept de régression forcée (figure 2.15) étant donné qu'aucun cortège de ce type n'a pu être observé clairement sur les lignes sismiques fournies par ces auteurs (cf. parag. 3.4.).

## 2.6. Conclusion

Ce chapitre a permis dans un premier temps de poser le cadre général (géographique, géodynamique, eustatique et climatique) de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet. Les sédiments étudiés ont été déposés sur le flanc sud d'un petit anticlinal d'axe est-ouest (massif de la Nerthe) bordant la marge nord d'une mer "aragonitique" pendant une période climatique chaude et humide. La série "épaisse" de Carry-le-Rouet a enregistré plusieurs cycles sédimentaires, dans des contextes continentaux, saumâtres et marins. L'enfouissement de la série semble avoir été modéré, ce qui en fait un témoin majeur de l'interaction des processus sédimentaires et diagénétiques sur les propriétés pétrophysiques des roches.

Le but des trois chapitres suivants va être d'étudier plus en détail la dynamique sédimentaire, puis la diagenèse et enfin les caractéristiques pétrophysiques de cette série.





# Chapitre 3

## **ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE**

-

## **DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE**



### 3.1. Introduction

L'étude sédimentologique menée dans ce chapitre a pour but de déterminer le plus précisément possible la dynamique sédimentaire des dépôts de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet afin de mieux comprendre ensuite les relations pouvant exister entre les processus sédimentaires et diagénétiques. Une étude de terrain détaillée (figure 3.1), a permis d'appréhender la diversité et la complexité des environnements sédimentaires enregistrés dans la série de Carry-le-Rouet, allant de systèmes fluviaux à des environnements marins profonds (profondeur d'eau autour de 50 m, voire plus), en passant par des lagons ou lagunes envahies de récifs coralliens. En plus d'un levé de coupes sédimentologiques et d'une description macroscopique des sédiments, un échantillonnage vertical serré des bancs de la série a été accompli (figure 2.8 et figure 2.9). L'étude des lames minces à l'aide d'un microscope optique a permis une analyse pétrographique des roches, ainsi qu'une étude diagénétique et pétrophysique qui sera décrite dans les chapitres suivants. Les éléments constitutifs des roches ont été décrits de manière semi quantitative par détermination visuelle avec charte. Cette étude sédimentologique nous a permis d'apprécier la géométrie et la répartition des différents corps sédimentaires qui composent la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet. Dans ce chapitre, nous allons d'abord présenter les différents faciès observés, puis l'interprétation des associations de faciès en environnements de dépôts, afin d'aboutir à la reconstitution de la dynamique sédimentaire synthétisée sur la figure 3.1.

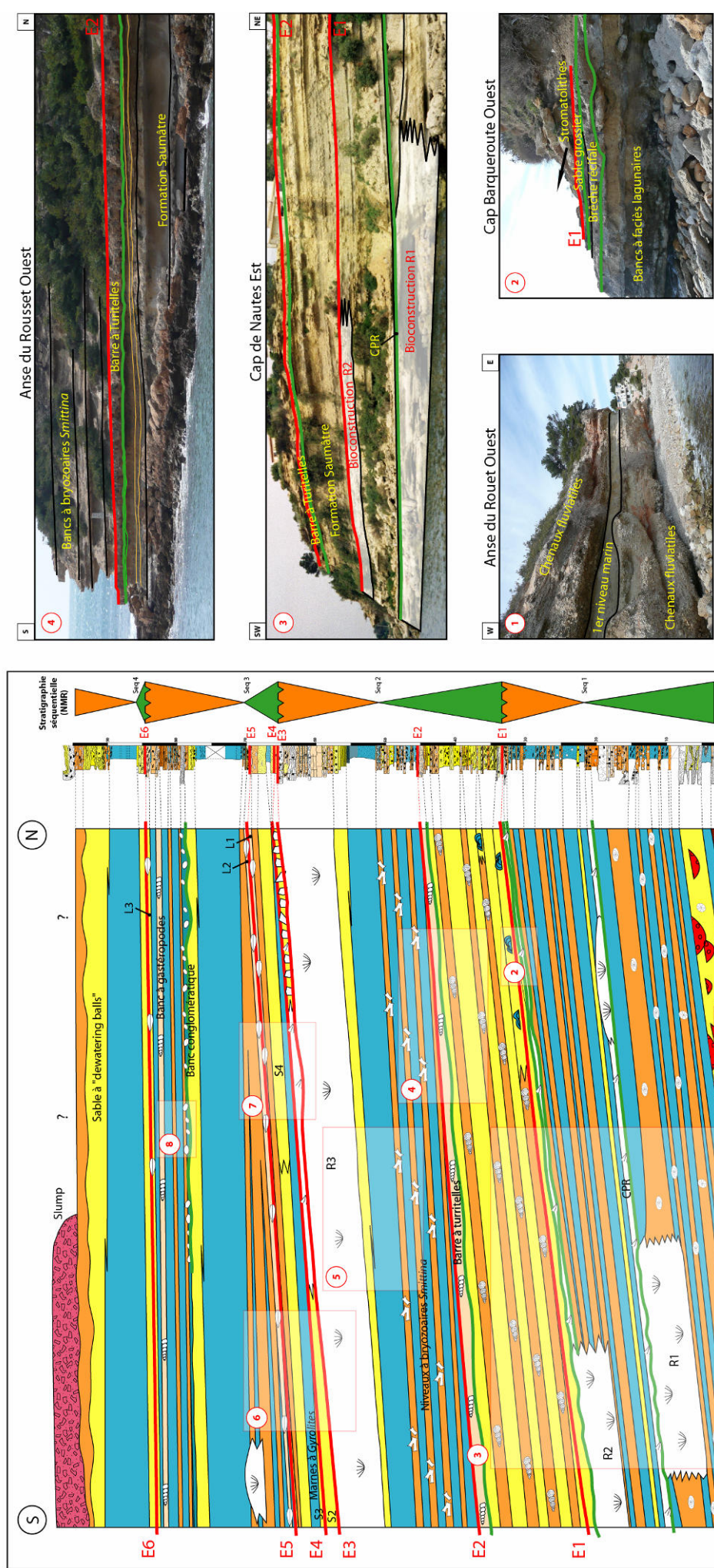
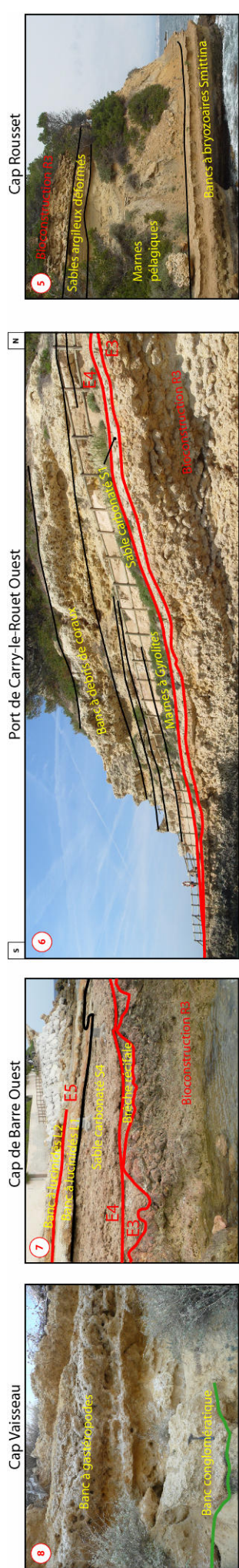
### 3.2. Étude faciologique

L'analyse faciologique des dépôts de la série montre qu'il existe un large spectre de faciès correspondant à des sédiments déposés au sein d'une plate-forme carbonatée soumise à de fortes influences détritiques (plate-forme mixte). Un total de vingt faciès différents appartenant à cinq grands groupes faciologiques peuvent y être décrit (figure 3.2) :

#### 3.2.1. Faciès mixtes dominés par la fraction détritique

##### 3.2.1.1. Faciès bréchiques, conglomératiques et gréseux (DET 1)

Il s'agit d'un assemblage de trois faciès que nous avons regroupé sous ce nom car possédant des caractéristiques similaires et situés à la base de la série (formation conglomératique du Rouet).



**Figure 3.1:** Photos d'affleurements montrant la diversité des environnements sédimentaires présents dans la série de Carry-le-Rouet, avec le positionnement des surfaces remarquables observées (surfaces d'émerisons en rouge et surfaces d'érosions en vert). L'étude sédimentaire a permis de proposer un modèle simplifié de la dynamique sédimentaire.



Le premier faciès est une brèche monogénique composée d'éléments calcaires mésozoïques (faciès Urgonien) pouvant posséder des tailles très importantes (jusqu'à 1 m ; figure 3.3A) dans une matrice calcaréo-gréseuse pouvant contenir des tests de gastéropodes Hélicidés (Borgovini 2003).

Le second faciès est un conglomérat polygénique. Les éléments y ont majoritairement la taille de galets (calcaires mésozoïques, dolomites mésozoïques, quartzites, silex, etc. ; Mercier *dans* Andreieff *et al.* 1972) mais on peut y observer de nombreuses autres classes granulométriques plus fines (graviers, granules, etc.). Sa matrice contient de très nombreux grains de quartz et feldspath de tailles très diverses (de <50 µm à 600 µm) et peut dans certains cas être à dominante carbonatée. La présence de gastéropodes Hélicidés a été décrite dans ce sous-faciès par Nury (1990). Quelques *Microcodium*s ont été observés lors de l'analyse pétrographique (figure 3.3B).

Le dernier faciès est un microconglomérat mal trié contenant des graviers polygéniques très fins à moyens. La matrice contient de nombreux grains de quartz. Ce microconglomérat forme des bancs continus entre des dépôts de faciès conglomératique.

#### 3.2.1.2. *Faciès gréseux à grosses pistes (DET 2)*

Ce faciès est un grès à matrice carbonatée qui est très souvent bioturbé sous la forme de grosses pistes cylindriques noduleuses à sections décimétriques (figures d'affouillements de crustacés *Thalassinides* ; Monleau *et al.* 1989 ; figure 3.3C). Microscopiquement il s'agit d'un grès très fin possédant des grains de quartz et feldspath subanguleux très bien triés (taille moy.  $\approx$  75 µm (échantillon S2a), 100 µm (échantillon ETU2) ; figure 3.3D). Il contient également de nombreux éléments micritiques subanguleux à arrondis (lithoclastes ou péloïdes de taille identique à celle des grains de quartz). On y observe en plus quelques petits grains de glauconie, de rares débris de *Microcodium* et des bivalves (pectinidés et huîtres), échinodermes (amphiopes) et amphistéginidés. La faune est globalement peu présente.

#### 3.2.1.3. *Faciès gréseux à Swaley Cross Stratifications (DET 3)*

Ce faciès est un grès argilo-carbonaté formant des dunes (mégarides) et présentant parfois des "Swaley Cross Stratifications" ("SCS" ; Leckie et Walker 1982 ; figure 3.3E). Ce faciès est presque toujours affecté de figures d'échappement de fluides et/ou de figures de charge. Il est densément bioturbé par de petites pistes et de petits terriers tubulaires à sections

Facès	Mixite à dominance détritique					Bioconstruit			Remaniement - démantèlement			Mixite à fraction carbonatée importante					Marneux			
	DET 1	DET 2	DET 3	DET 4	DET 5	BIO 1	BIO 2	BIO 3	RD 1	RD 2	RD 3	CA 1	CA 2	CA 3	CA 4	CA 5	MN 1	MN 2	MN 3	MN 4
<b>Granulométrie</b>	Brèche/ Conglomérat	Sable très fin	Sable très fin	Sable très fin	Silt	/	/	/	Brèche	Brèche/Sable très grossier	Brèche/Sable très grossier	Sable très fin	Brèche/Sable très grossier	Brèche/Sable très grossier	Brèche/Sable très grossier	Sable très fin	Argile	Argile	Argile	Argile
<b>Texture</b>	/	/	/	/	/	Bidstone	Rudstone	Boundstone	Floatstone/ Rudstone	Rudstone	Floatstone/ Rudstone	Packstone	Wackestone	Packstone	Packstone	Packstone	/	/	/	/
<b>Caractéristique</b>	Facès très grossier	Grosses pistes	Swaley Cross Stratification	Débris de spongiaires	Peu induré	Stromatholites en place	Rhodotholites en place	Coraux en place	Brèche récifale très proche des bioconstructions	Brèche récifale plus éloignée des bioconstructions	Bryozoaires <i>Smithina</i>	<i>Microcodium</i>	Gastéropodes <i>Potamides</i>	Gastéropodes <i>Lucinidés</i>	Bivalves + Gastéropodes	Mollusques + Bivalves	Rhizoïles + <i>Microcodium</i>	Biourbation <i>Gyrolites</i>	Biourbation + Lignite	Foraminifères planctoniques
Rhizoïlle	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	++	.	.	.
Lignite	.	.	.	++	++	++	.	.	.	.	.	+	+	.	.	+	.	.	+++	.
Microcodium	++	+	.	.	/	.	.	.	.	.	.	++	+	+	.	+	++	.	.	.
Stromatholithe	.	.	.	.	/	+++	.	.	.	.	.	.	+	+	.	.	.	.	.	.
Mollusque	.	.	+	.	/	+	+++	+	+	++	+	+	+	.	.	+++	.	.	.	.
Amphiségnidé	.	+	.	.	/	.	+	+++	++	++	.	.	.	.	.	++	.	.	.	.
Lépidocyclimidé	Brèche	.	.	.	/	.	.	++	+	.	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.
Autre f. benthique	.	.	.	.	/	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	++	.	.	.	+
Rhodoïlle	Facès	+	.	.	/	+	+++	+++	++	++	++	.	+	+	+	++	.	.	.	.
Foraminifère encroûtant	Foraminifère encroûtant	.	.	.	/	.	++	++	++	++	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.
Coraux	.	.	.	.	/	.	+	+++	+++	++	.	.	+	.	.	+	.	.	.	.
Echinoderme	.	+	.	.	/	+	+	++	++	++	+	.	+	.	+	++	.	.	.	.
Bryozoaire	.	.	.	.	/	.	++	+	+	+++	.	+	+	.	+	+	.	.	.	.
Spongiaire	.	.	.	+++	/	.	.	.	.	.	+	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Foraminifère planctonique	.	.	.	?	/	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	++
Bivalve	+	+	+	+	+	+	+	++	++	++	+	++	++	+++	++	+++	.	+	+	+
Gastéropode	+	.	.	.	+	.	+	+	++	++	.	+	+	+	++	++	+	.	.	.
Biourbation	.	++	++	.	+	.	.	.	++	++	.	.	+	.	.	+	.	+++	++	++

Légende : / Pas de données ; Non observé ; + ; ++ ; +++ Courant ; ++++ Abondant

**Figure 3.2 :** Tableau récapitulatif des principales caractéristiques macroscopiques et microscopiques des vingt faciès établis par l'étude faciologique de la série. Un dégradé de couleurs représentant l'abondance des différents constituants des faciès est utilisé afin de faciliter la lecture.

centimétriques. Microscopiquement ce faciès est un grès très fin contenant des grains de quartz et feldspath subanguleux mal triés (taille moy.  $\approx 110 \mu\text{m}$ ) ainsi que des éléments micritiques subanguleux à arrondis (lithoclastes ou péloïdes de taille identique à celle des grains de quartz ; figure 3.3F). Il contient peu de macrofaune et de microfaune, représentées respectivement par des bivalves et des miliolidés.

#### 3.2.1.4. Faciès à débris de spongiaires (DET 4)

Ce faciès apparaît très peu dans la série puisqu'il ne forme que quelques rares bancs de la formation bioclastique de Carry-le-Rouet (figure 3.3G). Il est caractérisé par la présence de spicules d'éponges siliceuses, formant des structures en petits bâtonnets éparses non colorés à l'alizarine (figure 3.3H). Ce faciès est un grès carbonaté qui contient de nombreux grains de quartz et feldspath subanguleux mal triés (taille variable suivant les échantillons) et une faune pauvre comprenant quelques rares bivalves. On peut également remarquer la présence de quelques foraminifères planctoniques. La matrice de ce faciès est silto-carbonatée et contient une quantité plus importante de matière organique végétale que les autres faciès (nombreux petits fragments de lignite ; figure 3.3H).

#### 3.2.1.5. Faciès silto-sableux (DET 5)

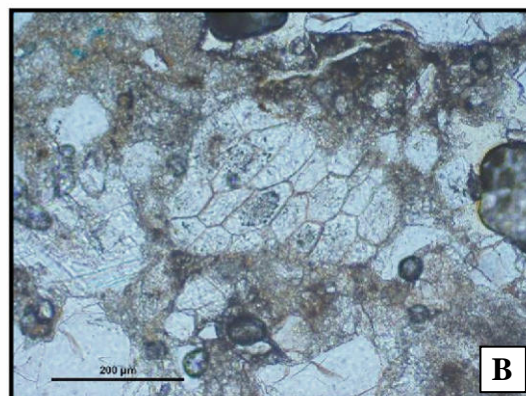
Ce faciès correspond à un dépôt silto-sableux généralement peu consolidé, contenant de petits morceaux de lignite comme le faciès DET 4 (figure 3.3I) et une quantité variable de coquilles de mollusques (bivalves et gastéropodes). Il est présent dans la formation saumâtre du Rousset entre les bancs grés-carbonatés riches en gastéropodes.

## FACIÈS MIXTES DOMINÉS PAR LA FRACTION DÉTRITIQUE

Photo macroscopique

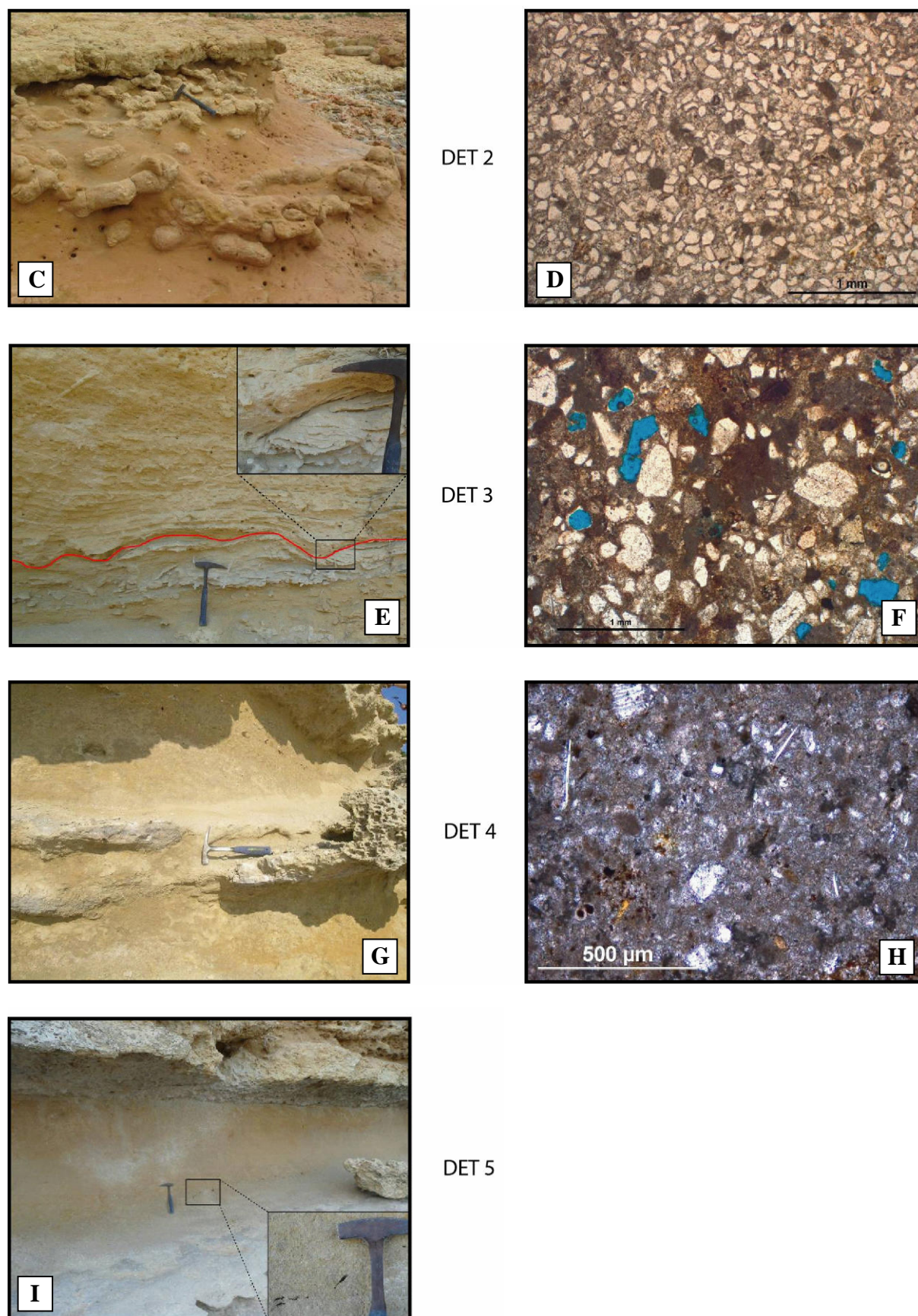


Photo microscopique



DET 1





**Figure 3.3 :** Photographies à l'échelle macroscopique (à gauche) et à l'échelle microscopique (à droite) des différents faciès mixtes dominés par la fraction détritique de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet. A) Aspect macroscopique du faciès DET 1 (sous-faciès bréchiue monogénique ; Anse du Rouet). Remarquez la



taille importante des éléments. **B)** Aspect microscopique du faciès DET 1 (échantillon ER6). Notez la présence d'un *Microcodium* (au centre). **C)** Aspect macroscopique du faciès DET 2 (Cap de Barre). Remarquez les grosses pistes cylindriques noduleuses (marteau pour échelle). **D)** Aspect microscopique du faciès DET 2 (échantillon S2). Notez l'absence de faune et l'excellent tri des éléments. **E)** Aspect macroscopique du faciès DET 3 (Port Carry ouest). Remarquez la présence de *Swaley Cross Stratifications* (zoom). **F)** Aspect microscopique du faciès DET 3 (échantillon ECR29). Notez l'absence de faune et le mauvais tri des éléments. **G)** Aspect macroscopique du faciès DET 4 (Cap Rousset). Remarquez l'aspect nodulaire des bancs. **H)** Aspect microscopique du faciès DET 4 (échantillon ECR18). Notez la présence de débris de spongiaires (bâtonnets), de foraminifères (aspect globuleux en bas à gauche) et de grains de matière organique (noirs). **I)** Aspect macroscopique du faciès DET 5 (Anse de Rousset). Remarquez la faible consolidation des dépôts et la présence de débris ligneux (zoom).

### 3.2.2. Faciès bioconstruits

#### 3.2.2.1. Faciès *bindstone* à *stromatolithes* (BIO 1)

Ce faciès ne présente qu'une seule occurrence dans la série, à la base de la formation saumâtre du Rousset. Il s'agit de bioconstructions stromatolithiques présentant une structure encroûtante (texture "bindstone"), parfois épaisse (60cm) en forme de dômes ou de lames (figure 3.4A), en fonction du substrat sur lequel ces tapis algaires se développent (sables grossiers ou plus fins, marnes sableuses lumachelliques à bivalves ou branches d'arbres). Microscopiquement, ils se développent de manière concentrique (figure 3.4B) ou en formant des structures arbustives.

#### 3.2.2.2. Faciès *rudstone* à *rhodolithes* (BIO 2)

Ce faciès est caractérisé par son abondance en rhodolithes formant des bancs très riches en petits nodules globuleux blanchâtres (figure 3.4C). Il apparaît dans l'ensemble bioconstruit R3, et très discrètement dans l'ensemble bioconstruit R1. Les rhodolithes sont composés d'algues rouges à thalles lamellaires ou branchus (détail des thalles : figure 3.4D) encroûtant différents nuclei (fragments de bryozoaires, de coraux, etc.). Le faciès contient différents types de foraminifères dont des formes encroûtantes (acervulinidés), des miliolidés abondants et quelques amphistéginidés. On peut y observer également des restes d'échinodermes et des débris de bryozoaires. Ce faciès possède très peu de grains de quartz et de feldspath ; ceux-ci sont subanguleux et petits (moins de 100 µm). La matrice de ce faciès est carbonatée.

#### 3.2.2.3. Faciès *boundstone* à *coraux* (BIO 3)

Ce faciès est issu du développement de bioconstructions coralliennes (texture bafflestone ou framestone ; figure 3.4E). Il apparaît à quatre reprises dans la série (bioconstructions R0, R1, R2 et R3). Plusieurs études approfondies de ces bioconstructions

ont été réalisées (Chevalier 1961 ; Galloni 1996 et 2003 ; Galloni *et al.* 2001). Il existe une variété assez importante de familles coralliennes notamment dans la bioconstruction R3 (Galloni 1996) : poritidés, favidés, mussidés, acroporidés, etc. Il existe également une grande diversité de morphoses coralliennes : branchues, massives, globuleuses, en gerbes, etc. La matrice qui se dépose entre les branches des coraux et dans les petites cavités intrasquelettiques est fine et carbonatée (micrite) et ne contient quasiment pas de grains de quartz et feldspath (figure 3.4F). Les autres éléments qui constituent ce faciès sont très diversifiés : rhodolithes, amphistéginidés, miliolidés, lepidocyclinidés, foraminifères encroûtants, échinodermes, bryozoaires, bivalves et gastéropodes.

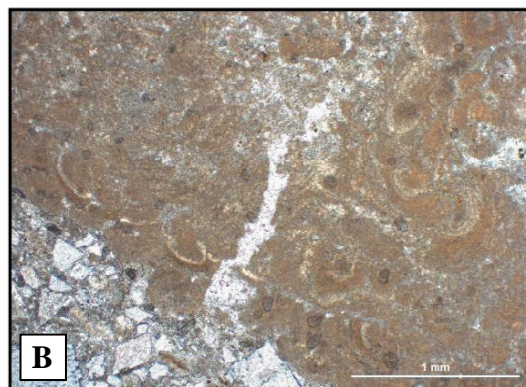
### FACIÈS BIOCONSTRUITS

Photo macroscopique

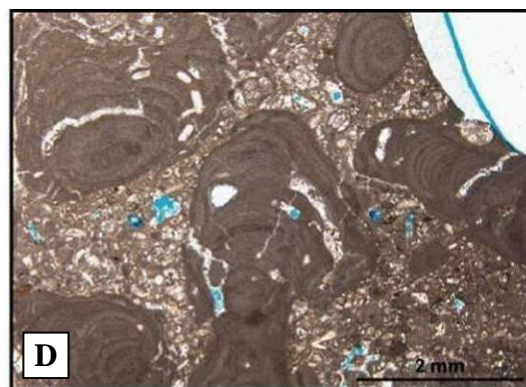


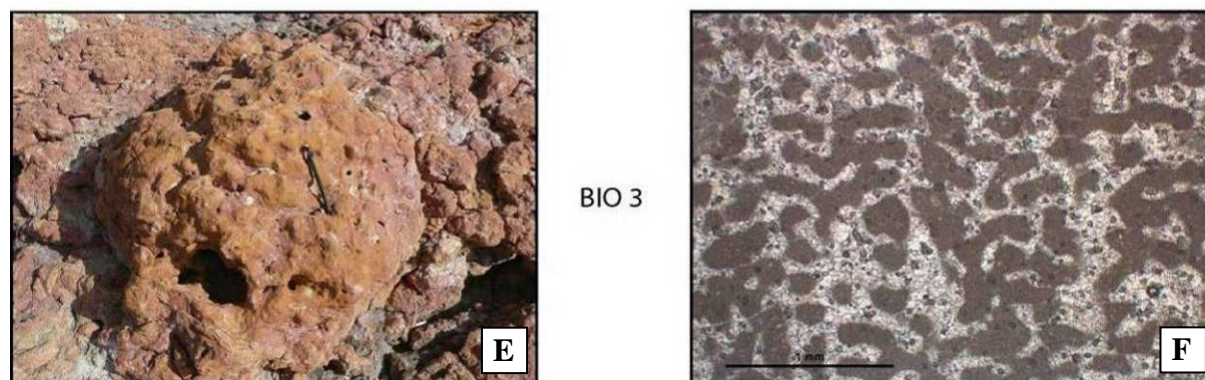
BIO 1

Photo microscopique



BIO 2





**Figure 3.4 :** Photographies à l'échelle macroscopique (à gauche) et à l'échelle microscopique (à droite) des différents faciès bioconstruits de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet. **A)** Aspect macroscopique du faciès BIO 1 (Cap Barqueroute). Observez l'aspect encroûtant des stromatolithes. **B)** Aspect microscopique du faciès BIO 1 (échantillon ER43'). Notez le développement de manière concentrique des stromatolithes. **C)** Aspect macroscopique du faciès BIO 2 (pointe de Navarre). Remarquez l'aspect en petites boules blanches des rhodolithes. **D)** Aspect microscopique du faciès BIO 2 (échantillon R3-5). Notez la structure particulière des rhodolithes. **E)** Aspect macroscopique du faciès BIO 3 (Anse de Bano). Remarquez la morphologie en dôme du corail (crayon pour échelle). **F)** Aspect microscopique du faciès BIO 3 (échantillon R2-4). Notez la microstructure particulière du corail.

### 3.2.3. Faciès de remaniement et de démantèlement

#### 3.2.3.1. Faciès floatstone / rudstone à coraux (RD 1)

Ce faciès est constitué essentiellement par des débris de coraux (figure 3.5A). Il est issu du démantèlement des bioconstructions coralliennes en place et en est donc généralement peu éloigné. Il forme des bancs progradants, généralement constitués par des morphoses coralliennes de type branchues (plus facilement brisées et transportées). Le sédiment qui se dépose entre les débris des coraux peut présenter deux textures différentes : mudstone à wackestone (figure 3.5B) ou bien wackestone à packstone. Il peut contenir des restes de bivalves, de rhodolithes, d'échinodermes (oursins), d'amphistéginidés et de foraminifères encroûtants. Cette différence de texture pourrait être expliquée par une variation des conditions d'hydrodynamisme de dépôt.

#### 3.2.3.2. Faciès détritique grossier à débris variés (RD 2)

Ce faciès peut prendre différentes formes mais il est toujours grossier et contient des débris d'éléments coralliens : brèche à débris de coraux, microconglomérat ou conglomérat (figure 3.5C). Il présente toujours une surface basale érosive. On y observe un grand nombre d'éléments différents dont des grains de quartz de grande taille (moins de 200  $\mu\text{m}$  à plus de 2 mm), des feldspath, de nombreux lithoclastes de nature très variée (stromatolithes, calcaires mésozoïques, rhodolithes, etc.) ainsi que des bioclastes eux aussi très variés (coraux,



gastéropodes, miliolidés, bivalves, rhodolithes, échinodermes ; figure 3.5D). La matrice de ce faciès est silto-carbonatée.

### 3.2.3.3. Faciès floatstone / Rudstone à bryozoaires *Smittina* (RD 3)

Ce faciès est caractérisé par la présence de bryozoaires du genre *Smittina* (dét. P. Moissette dans Borgovini 2002 ; figure 3.5E). Il forme une série de petits bancs au sein de la formation bioclastique de Carry. Les *Smittina* sont des bryozoaires qui forment des colonies rigides en petits buissons fragiles, formés de branches à rameaux dichotomiques. Ce faciès possède en outre de nombreux grains de quartz et de feldspath, subanguleux et plus ou moins grossiers, des grains de glauconie et dans certains cas une quantité importante de bivalves et/ou de grands lithoclastes (stromatolithes essentiellement ; figure 3.5F). Sa matrice est essentiellement argilo-silteuse mais contient aussi une petite fraction carbonatée micritique.

## FACIÈS DE REMANIEMENTS ET DE DÉMANTÈLEMENTS

Photo macroscopique

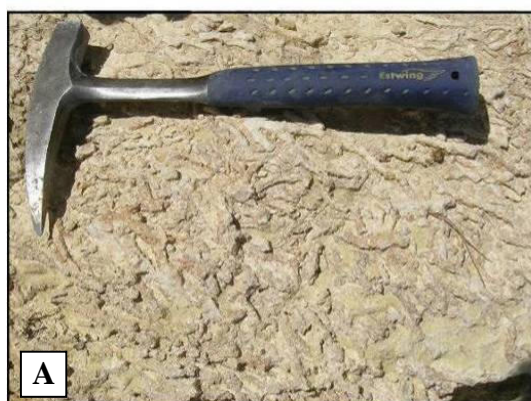
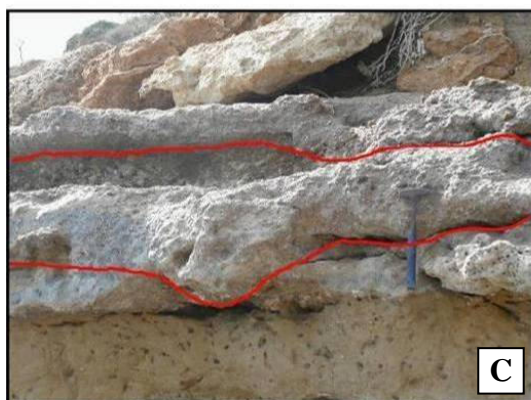
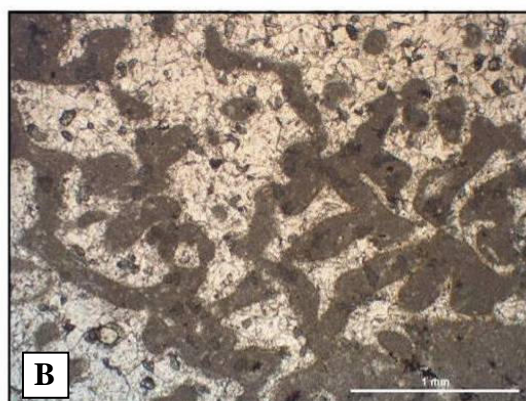
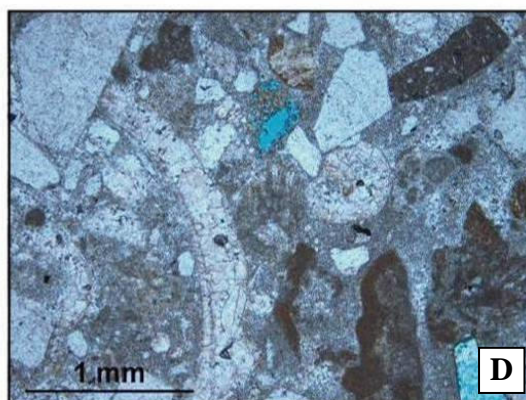


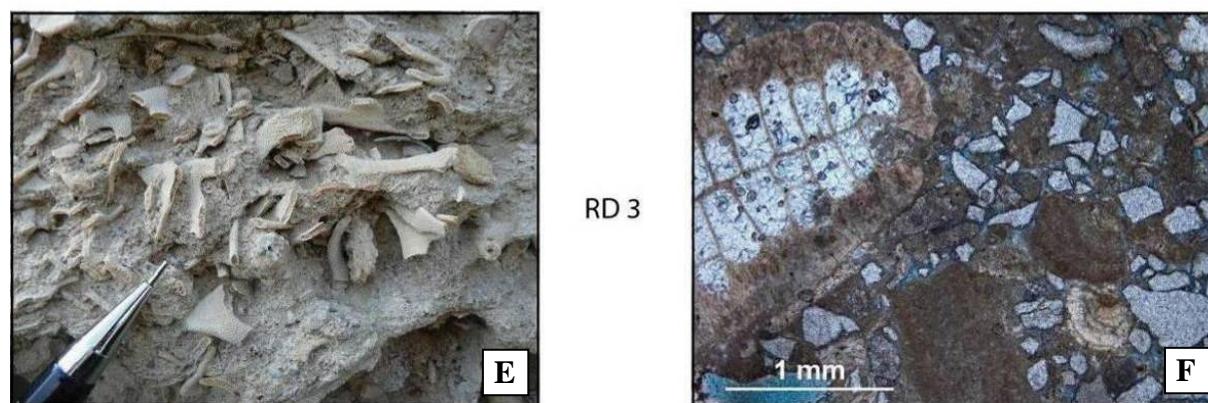
Photo microscopique

RD 1



RD 2





**Figure 3.5 :** Photographies à l'échelle macroscopique (à gauche) et à l'échelle microscopique (à droite) des différents faciès de remaniement et de démantèlement de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet. **A)** Aspect macroscopique du faciès RD 1 (Pointe de la Navarre). Observez l'enchevêtrement de branches brisées de coraux et leur orientation préférentielle. **B)** Aspect microscopique du faciès RD 1 (échantillon R3-6). Notez la structure particulière des coraux. **C)** Aspect macroscopique du faciès RD 2 (Cap Barqueroute). Remarquez la surface basale très érosive des bancs. **D)** Aspect microscopique du faciès RD 2 (échantillon ER42). Notez le très mauvais tri des éléments. **E)** Aspect macroscopique du faciès RD 3 (Cap Rousset). Observez l'enchevêtrement de branches brisées de bryozoaires. **F)** Aspect microscopique du faciès RD 3 (échantillon ECR19). Notez la structure particulière des bryozoaires (à gauche) et la présence de lithoclastes de stromatolithes (à droite).

### 3.2.4. Faciès mixtes à fraction carbonatée importante

#### 3.2.4.1. Faciès à bivalves et *Microcodium* (CA 1)

Ce faciès est rare car il n'apparaît qu'une seule fois, à la base de la formation pararécifale du Cap de Nautès (figure 3.6A). Il est caractérisé par son contenu en bivalves associé à de nombreux *Microcodium* (figure 3.6B). Ce packstone contient beaucoup de grains de quartz et de feldspath bien triés (taille moy.  $\approx 75 \mu\text{m}$ ). Sa matrice est silto-carbonatée et on peut y observer quelques rares grains de glauconie et de matière organique (lignite).

#### 3.2.4.2. Faciès à gastéropodes *Potamides* (CA 2)

Ce faciès est caractérisé par son contenu important en gastéropodes de type potamides (figure 3.6C). Il forme une succession de bancs bien apparents de la formation saumâtre du Rousset. Il s'agit de packstones qui contiennent des grains de quartz subanguleux très mal triés (de moins de  $50 \mu\text{m}$  à parfois plus de  $1 \text{mm}$ ), des feldspaths ainsi que des lithoclastes (stromatolithes essentiellement ; figure 3.6D). Hormis les gastéropodes, la faune est principalement constituée de bivalves. La matrice de ce faciès est silto-carbonatée et contient quelques rares petits débris de matière organique (lignite).

#### 3.2.4.3. *Faciès lumachellique à bivalves lucinidés (CA 3)*

Ce faciès est caractérisé par sa richesse en bivalves de type lucinidés (figure 3.6E). Il forme quelques bancs au sommet de la formation bioclastique de Carry. Hormis les bivalves (figure 3.6F), la macrofaune est essentiellement constituée d'huîtres encroûtantes et de quelques pectinidés. Ce packstone à wackestone contient de nombreux quartz et feldspath subanguleux très mal triés (de moins de 50 à 700 µm), quelques rares petits lithoclastes de calcaires mésozoïques arrondis (Faciès Urgonien ?) et parfois des débris micritiques arrondis à subanguleux (lithoclastes ou péloïdes ?). Borgovini (2003) y observe la présence de galets clionnés. La matrice de ce faciès est silto-carbonatée.

#### 3.2.4.4. *Faciès à gastéropodes et bivalves (CA 4)*

Ce faciès apparaît dans la partie supérieure de la série (figure 3.6G). Il est caractérisé par son contenu en gastéropodes mais possède en plus de nombreux bivalves (figure 3.6H). Il s'agit d'un packstone qui contient de nombreux quartz subanguleux mal triés ainsi que des feldspaths. Les autres éléments pouvant être associés sont très divers : des lithoclastes (calcaire mésozoïque essentiellement) associés à des débris roulés d'algues rouges et de rares débris de coraux ou bien encore des échinodermes (oursins). La matrice de ce faciès est essentiellement carbonatée mais peut contenir un peu de silts.

#### 3.2.4.5. *Faciès à miliolidés et mollusques (CA 5)*

Ce faciès forme des bancs calcaires argilo-gréseux latéralement aux bioconstructions coralliennes (figure 3.6I). Il est caractérisé par la présence importante de foraminifères porcelanés de type miliolidés associés à de nombreux bivalves et/ou gastéropodes (figure 3.6J). Ce packstone contient de nombreux grains de quartz subanguleux mal triés (taille moy. variable autour de 100 µm). On y trouve également des feldspath et souvent quelques débris d'échinodermes (plaques et radioles d'oursins) ainsi que des amphistéginidés et des soritidés. Certains échantillons présentent en outre des fragments de rhodolithes ou de coraux. La matrice de ce faciès est carbonatée et contient de rares petits débris de lignite.

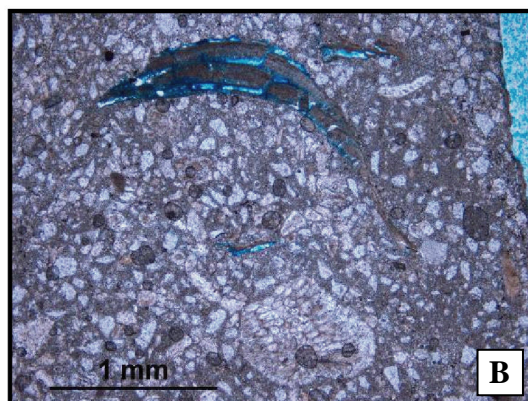


## FACIÈS MIXTES A FRACTION CARBONATÉE IMPORTANTE

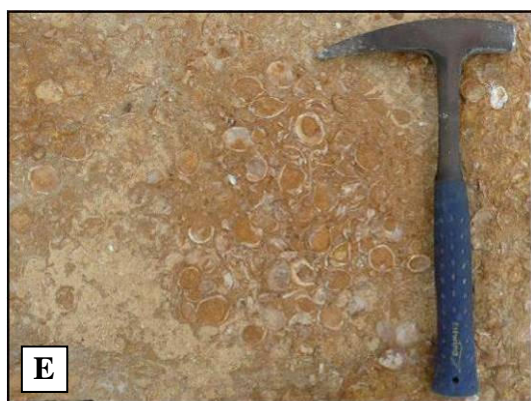
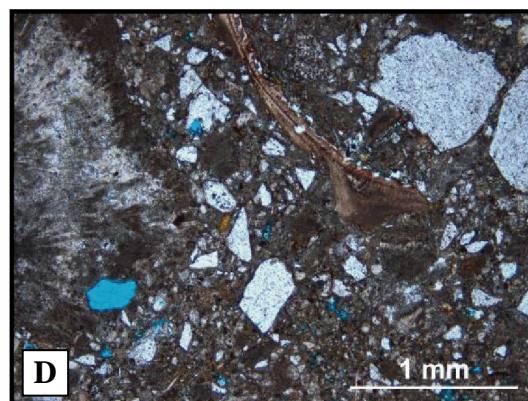
Photo macroscopique



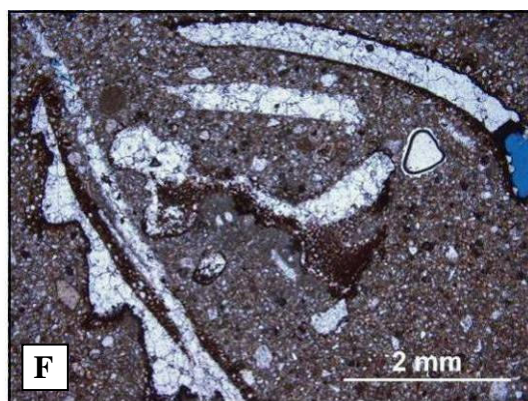
CA 1



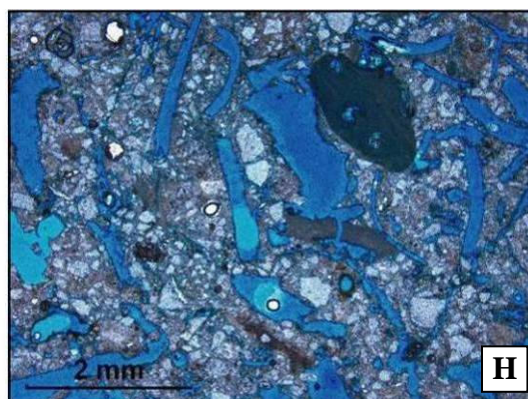
CA 2



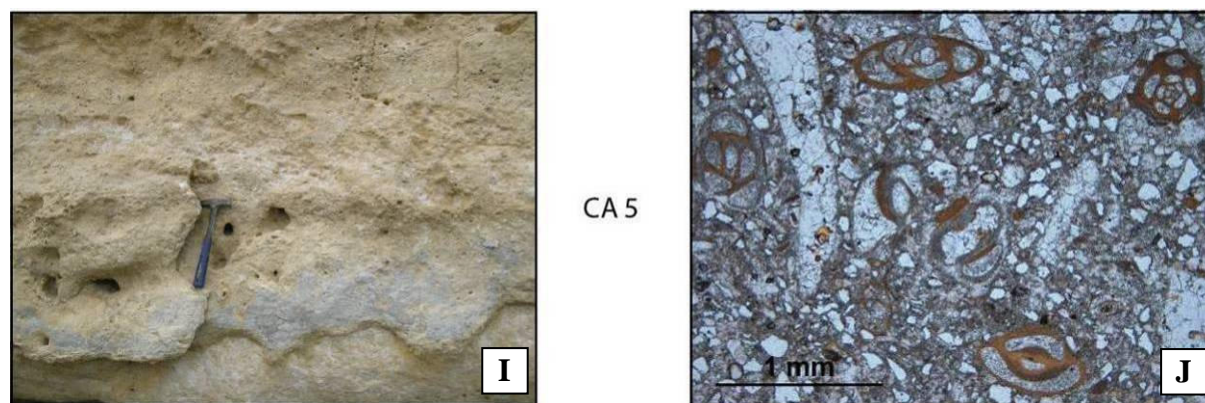
CA 3



CA 4







**Figure 3.6 :** Photographies à l'échelle macroscopique (à gauche) et à l'échelle microscopique (à droite) des différents faciès mixtes à fraction carbonatée importante de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet. **A)** Aspect macroscopique du faciès CA 1 (Cap de Naute). **B)** Aspect microscopique du faciès CA 1 (échantillon ER8). Notez que le bon tri des éléments ainsi que la présence d'un *Microcodium* (en bas) et d'un bivalve (en haut). **C)** Aspect macroscopique du faciès CA 2 (Anse de Rousset). Remarquez la quantité importante de gastéropodes (Potamides). **D)** Aspect microscopique du faciès CA 2 (échantillon ECR4). Notez le mauvais tri des éléments et la présence d'un lithoclaste de stromatolithe (à gauche). **E)** Aspect macroscopique du faciès CA 3 (Anse de la Tuilière). Remarquez la quantité importante de bivalves (lucinidés). **F)** Aspect microscopique du faciès CA 3 (échantillon ETU10). Notez la structure particulière des bivalves. **G)** Aspect macroscopique du faciès CA 4 (Cap Vaisseau). **H)** Aspect microscopique du faciès CA 4 (échantillon ETU21). **I)** Aspect macroscopique du faciès CA 5 (Cap de Nautes). **J)** Aspect microscopique du faciès CA 5 (échantillon ER11). Remarquez la quantité très importante de miliolites et de bivalves.

### 3.2.5. Faciès marneux

#### 3.2.5.1. Marnes à gastéropodes hélicidés (MN 1)

Il s'agit de marnes silteuses situées à la base de la série (formation conglomératique du Rouet ; figure 3.7A). Elles sont de couleur rouge, indiquant la présence d'oxyde de fer et/ou de manganèse. Elles présentent des traces de racines calcifiées (rhizolithes) et contiennent parfois de petits galets (millimétriques à centimétriques). La macrofaune est composée de gastéropodes hélicidés (*Helix Ramondii* ; Andreieff *et al.* 1972).

#### 3.2.5.2. Marnes à *Gyrolites* (MN 2)

Ce sont des marnes silteuses riches en bioturbations de l'ichnogène *Gyrolites* (figure 3.7B). Elles sont observées uniquement dans la formation bioclastique de Carry. Elles possèdent une couleur rouge indiquant la présence d'oxyde de fer et/ou de manganèse. Il s'agit d'un niveau repère qu'il est facile de suivre sur les affleurements.

#### 3.2.5.3. Marnes à lignite (MN 3)

Ce sont des marnes grisâtres silteuses à gréseuses qui contiennent une quantité importante de lignite (figure 3.7C). Elles sont souvent bioturbées par des terriers verticaux et

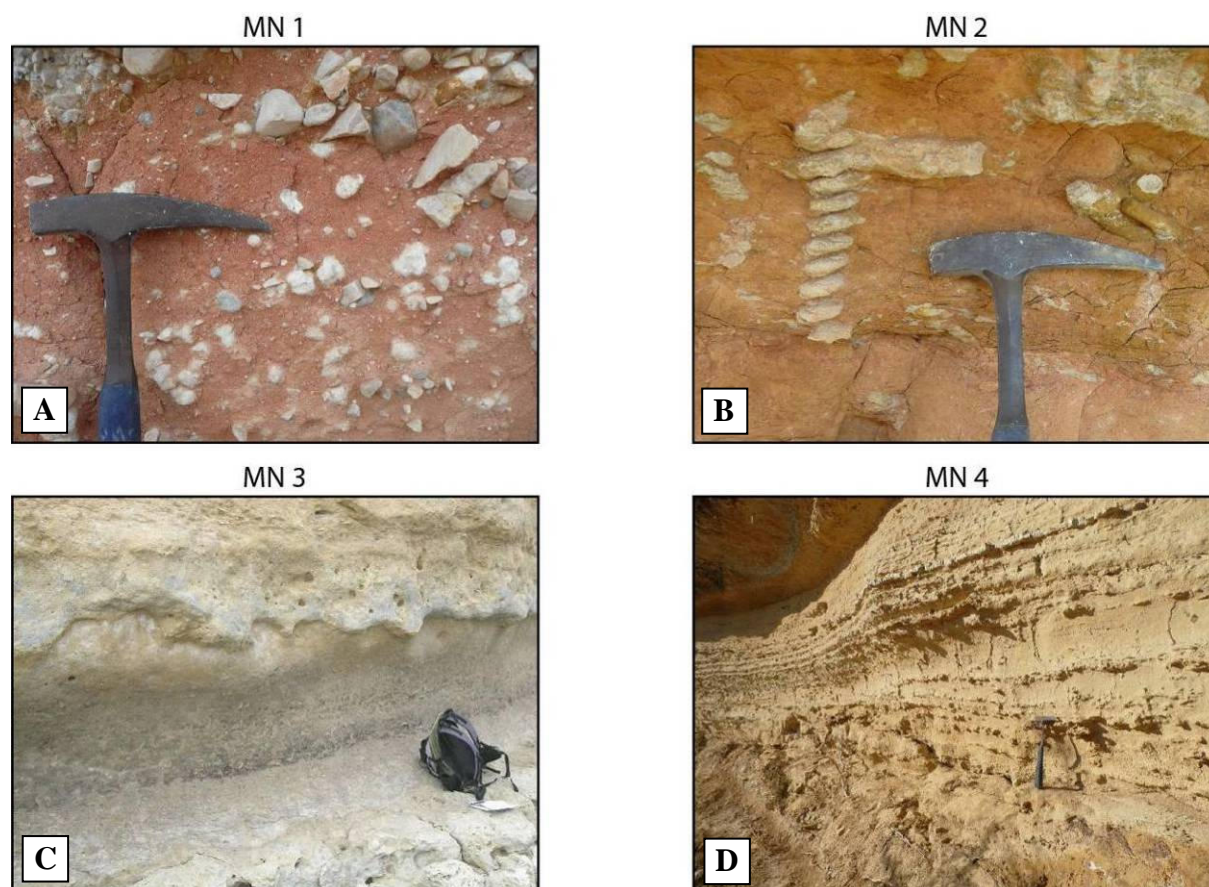


horizontaux et peuvent dans certains cas s'avérer être très riches en débris coquilliers (lumachelles à bivalves).

#### 3.2.5.4. Marnes à foraminifères planctoniques (MN 4)

Il s'agit de marnes silteuses laminées qui contiennent des foraminifères planctoniques globigérinidés (Andreieff *et al.* 1972 ; figure 3.7D). Elles présentent la plupart du temps des bioturbations. Ces dépôts marneux possèdent des épaisseurs relativement importantes par rapport aux autres niveaux marneux de la série de Carry-le-Rouet.

### FACIÈS MARNEUX



**Figure 3.7 :** Photographies à l'échelle macroscopique des différents faciès marneux de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet. **A)** Faciès MN 1 (Anse du Rouet). Remarquez la présence de rhizolithes (nodules blancs). **B)** Faciès MN 2 (Pointe de la Navarre). Observez la morphologie en ressort de la bioturbation *Gyrolites*. **C)** Faciès MN 3 (Cap de Nautes). Remarquez l'important contenu en lignite (niveau noir) et la bioturbation de ce faciès. **D)** Faciès MN 4 (Cap Rousset). Notez l'importante bioturbation de ce faciès.

### 3.3. Interprétation des associations de faciès en environnements de dépôts

Afin d'établir les environnements de dépôts ayant existé au sein de la plate-forme oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet, les faciès définis précédemment ont été regroupés en plusieurs associations de faciès (Figure 3.8). En effet, dans la majorité des cas, un faciès sédimentaire peut correspondre à plusieurs environnements de dépôt. C'est donc l'association de plusieurs faciès correspondant à un même milieu de sédimentation qui autorise l'identification d'un environnement de dépôt.

		Environnements de dépôts					
		Continental	PF interne saumâtre	PF interne à salinité normale	Recifal et perirécifal	PF externe	
<b>Faciès</b>	Détritiques	DET 1					
		DET 2					
		DET 3					
		DET 4					
		DET 5					
	Bioconstruits	BIO 1					
		BIO 2					
		BIO 3					
	Remaniement & démantèlement	RD 1					
		RD 2					
		RD 3					
	Carbonatés	CA 1					
		CA 2					
		CA 3					
		CA 4					
		CA 5					
	Mameux	MN 1					
		MN 2					
		MN 3					
		MN 4					

**Figure 3.8 :** Tableau des correspondances entre les faciès définis précédemment (à gauche) et les différents environnements de dépôts au sein desquels ils sont susceptibles d'être observés (les faciès notés en gras sont ceux qui ne sont caractéristiques que d'un seul environnement de dépôt).

### 3.3.1. Association de faciès correspondant à un environnement continental

#### - *Faciès DET 1 et MN 1*

Les brèches et conglomérats (**faciès DET 1**) montrent des structures chenalisantes très érosives qui sont remplies par des sédiments présentant souvent un granoclassement positif (figure 2.8B). La présence de *Microcodium* (calcifications induites par une activité biologique dans des paléosols, Klappa 1979 ; Alonso-Zarza *et al.* 1998 ; Kabanov *et al.* 2008), de gastéropodes pulmonés d'eau douce de type *Helix Ramondii* (Andreieff *et al.* 1972), ainsi que la présence de nombreuses traces de racines calcifiées (rhizolithes) dans les marnes rouges (**faciès MN 1**) qui s'intercalent entre ces brèches et conglomérats démontrent leur origine continentale.

Cette association de faciès peut être interprétée comme un système de rivières en tresses et de plaine d'inondation reliant le paléo-massif de la Nerthe au domaine marin (fan delta).

### 3.3.2. Association de faciès de plate-forme interne saumâtre

#### - *Faciès BIO 1, CA 2 et MN 2*

Les stromatolithes (**faciès BIO 1**) sont formés par des micro-organismes qui vivent à l'heure actuelle dans des eaux chaudes qui peuvent être saumâtres (ex : Australie - Lac Clifton) ou marines (ex : Bahamas, Australie - Shark Bay, Golfe Persique, etc.). Les stromatolithes se développent aussi dans certaines zones côtières aux reliefs généralement plats dans la zone de balancement des marées (zone intertidale, Purser 1980). L'Homer (*dans Andreieff et al.* 1972) replace les stromatolithes de la série de Carry-le-Rouet dans un milieu saumâtre formant une "étroite plaine maritime séparant la mer des reliefs". La morphologie des stromatolithes est très plane ce qui pourrait indiquer selon Galloni (1996) une croissance dans des eaux très peu profondes. Les stromatolithes semblent avoir perduré pendant toute la période de dépôt de la formation saumâtre du Rousset puisque plusieurs lithoclastes de stromatolithes ont pu être observés dans les bancs de cette formation lors de notre analyse pétrographique.

Les potamides (**faciès CA 2**) sont des organismes "euryhalins", c'est-à-dire qu'ils supportent de très fortes variations de salinités (Alimen 1948, Briot 2008). Ils traduisent généralement des conditions de salinité douces à saumâtres (Foucault et Raoult 1995). Selon Catzigras (*dans Andreieff et al.* 1972), ils manifestent "un milieu saumâtre avec influence fluviatile".

Cet auteur note la présence d'huîtres et de coraux en place traduisant également une influence marine dans ces dépôts. Carbonnel (*dans Andreieff et al. 1972*) suggère que la formation saumâtre aurait été déposée sous une profondeur de quelques dizaines de centimètres seulement et ajoute qu'elle traduirait l'installation définitive d'une biocénose à posidonies (herbier).

Enfin, l'ichnogre *Gyrolites* (**faciès MN 2**) a été décrit dans des environnements calmes et protégés de mers marginales dont les salinités sont variables (Netto *et al.* 2007, Wetzel *et al.* 2010). Ce dépôt a été longtemps considéré comme possédant une origine continentale (Andreieff *et al.* 1972), mais Galloni (1996) a démontré son origine marine en y détectant la présence de nombreux foraminifères benthiques.

Cette association de faciès (BIO 1, CA 2 et MN 2), traduit ainsi l'existence d'un milieu de dépôt saumâtre sur une partie de la plate-forme interne de Carry-le-Rouet. De telles conditions peuvent se former à proximité du débouché d'une rivière apportant une importante quantité d'eau douce dans la mer.

### 3.3.3. Association de faciès de plate-forme interne à salinité normale

#### - *Facès CA 3 et CA 5*

Les lucinidés (**facès CA 3**) sont une famille de bivalves fouisseur qui est "bien adaptée aux habitats proches de la côte" (Giere 1985). Ce sont des animaux chemoautotrophes, c'est-à-dire qu'ils produisent leurs composés organiques sans l'aide de la lumière; les organismes obtiennent leur énergie en oxydant des substances inorganiques qui dans le cas des lucinidés sont des sulfures issus de la décomposition de matière organique (Giere 1985 ; Johnson *et al.* 2002 ; Caro *et al.* 2009). Pour cette raison, ce type de bivalve vit enfoui sous quelques dizaines de centimètres de sédiment, dans des milieux réducteurs à forts apports en matière organique comme des herbiers (Barnes et Hickman 1999 ; Johnson *et al.* 2002 ; Glover et Taylor 2007) ou des mangroves (Frenkiel *et al.* 1996 ; Leбата 2000). Les lucinidés peuvent néanmoins être observés dans des eaux bien plus profondes mais ils y sont beaucoup plus rares (Duperron *et al.* 2007). Les observations suggèrent que la plus grande diversité de lucinidés est obtenue dans les environnements récifaux (au sens large), surtout quand ces récifs sont oligotrophes (Glover et Taylor 2007). Dans le cas de Carry-le-Rouet, il n'est pas très aisé de déterminer précisément le milieu de dépôt des lucinidés. Néanmoins, la présence très fréquente d'environnements récifaux dans la série et la présence

de petits débris coralliens dans les bancs équivalents latéraux des bancs à lucines semble indiquer un milieu de type herbier très proche de la côte dans un contexte globalement récifal. Les miliolidés (**faciès CA 5**) sont des foraminifères porcelanés caractéristiques de milieux marins chauds, calmes et peu profonds de plates-formes internes, qui vivent au niveau de lagons ou de lagunes (Chaproniere 1975 ; Bignot 2001). Dans la série, ils apparaissent le plus souvent dans les bancs déposés latéralement aux bioconstructions coralliennes.

Cette association de faciès montre l'existence d'un milieu de dépôts de plate-forme interne à salinité normale, de type lagon ou lagune. Cet environnement est lié au développement d'une barrière naturelle sur la plate-forme (des bioconstructions dans le cas de lagons ou des bancs sableux dans le cas de lagunes).

### **3.3.4. Association de faciès récifale et pararécifale**

*- Faciès BIO 2, BIO 3 et RD 1*

Certains dépôts de la série ont été produits *in situ* par des organismes constructeurs. Il peut s'agir d'algues rouges calcaires (**faciès BIO 2**) mais la plupart du temps il s'agit de coraux (**faciès BIO 3**). Les bioconstructions développées par ces organismes sont assez planes (Galloni 1996) et forment de petits bancs discontinus qui sont dispersés à différents endroits sur la plate-forme.

Lorsque les coraux en place sont remaniés, leurs débris sont alors transportés puis déposés un peu plus loin sur la plate-forme, généralement sur les pentes des bioconstructions. Il en résulte une accrétion latérale de ces bioconstructions, bien observable à l'est de la pointe de la Navarre par exemple. Le faciès déposé est alors de type floatstone ou rudstone suivant la quantité de matrice déposée entre les éléments issus du remaniement (**faciès RD 1**).

Cette association de faciès montre l'existence de bioconstructions coralliennes et algaires sur la plate-forme interne, engendrant la formation de lagons protégés.

### **3.3.5. Association de faciès de plate-forme externe**

*- Faciès DET 3, DET 4, RD 3 et MN 4*

Les SCS (**faciès DET 3**) sont typiquement produits lors d'épisodes de tempêtes dans la zone comprise entre la limite inférieure des vagues de beau temps et la limite inférieure des vagues de tempêtes (Tillman 1986 ; Arnott 1992). Ils sont généralement préservés dans la

partie supérieure de cette zone où il existe une combinaison entre un flux oscillatoire et un courant unidirectionnel non négligeable (Dumas et Arnott 2006).

Les bryozoaires du genre *Smittina* (**faciès RD 3**) vivent dans des eaux relativement froides, à des profondeurs allant de 20 à 50 m dans la méditerranée actuelle (Moissette *et al.* 2006 et 2007). Ces organismes se fixent sur des substrats durs dans des endroits peu éclairés. L'abondance et la très bonne conservation des *Smittina* dans les dépôts de Carry-le-Rouet semblerait indiquer qu'ils n'ont été que peu transportés.

Les bancs à débris de spongiaires (**Faciès DET 4**) et les épais niveaux marneux (**Faciès MN 4**), qui contiennent de nombreux foraminifères planctoniques indiquent un milieu de dépôts assez profonds. Ces foraminifères vivent dans la partie supérieure des mers ouvertes (zone photique) et sont préférentiellement déposés dans les sédiments éloignés du littoral. Ils caractérisent une certaine océanité du milieu (Bignot 2001).

Cette association de faciès montre l'existence d'un environnement de dépôt de type plate-forme externe assez profonde (plus de 50 m) et ouverte sur la mer.

### 3.4. Modèles synthétiques de dépôts

La série de Carry-le-Rouet peut être décomposée en deux grands ensembles sédimentaires, délimités par les bancs très riches en bryozoaires *Smittina* qui correspondent à un fort épisode d'ennoiement de la plate-forme (profondeurs de dépôt de l'ordre de 20 à 50 m ; cf. parag. 3.3.).

Les sédiments de la partie basse de la série se sont déposés soit en milieu continental (i.e. formation détritique et conglomératique du Rouet), soit en milieu de plate-forme interne restreinte, saumâtre (formation saumâtre du Rousset, partie supérieure de la formation conglomératique du Rouet) ou à salinité normale avec un lagon parsemé de constructions coralliennes (formation pararécifale du Cap de Nautes). La partie inférieure de la formation bioclastique de Carry-le-Rouet marque un ennoiement avec l'installation d'un milieu de plate-forme externe.

Les sédiments de la partie haute de la série (i.e. partie supérieure de la formation bioclastique de Carry-le-Rouet, formation biodétritique de Sausset-les-Pins et formation du plan de Sausset) présentent des environnements de dépôts beaucoup plus contrastés. Trois grands cycles sédimentaires peuvent y être observés. Chacun d'entre eux débute par un épais dépôt de

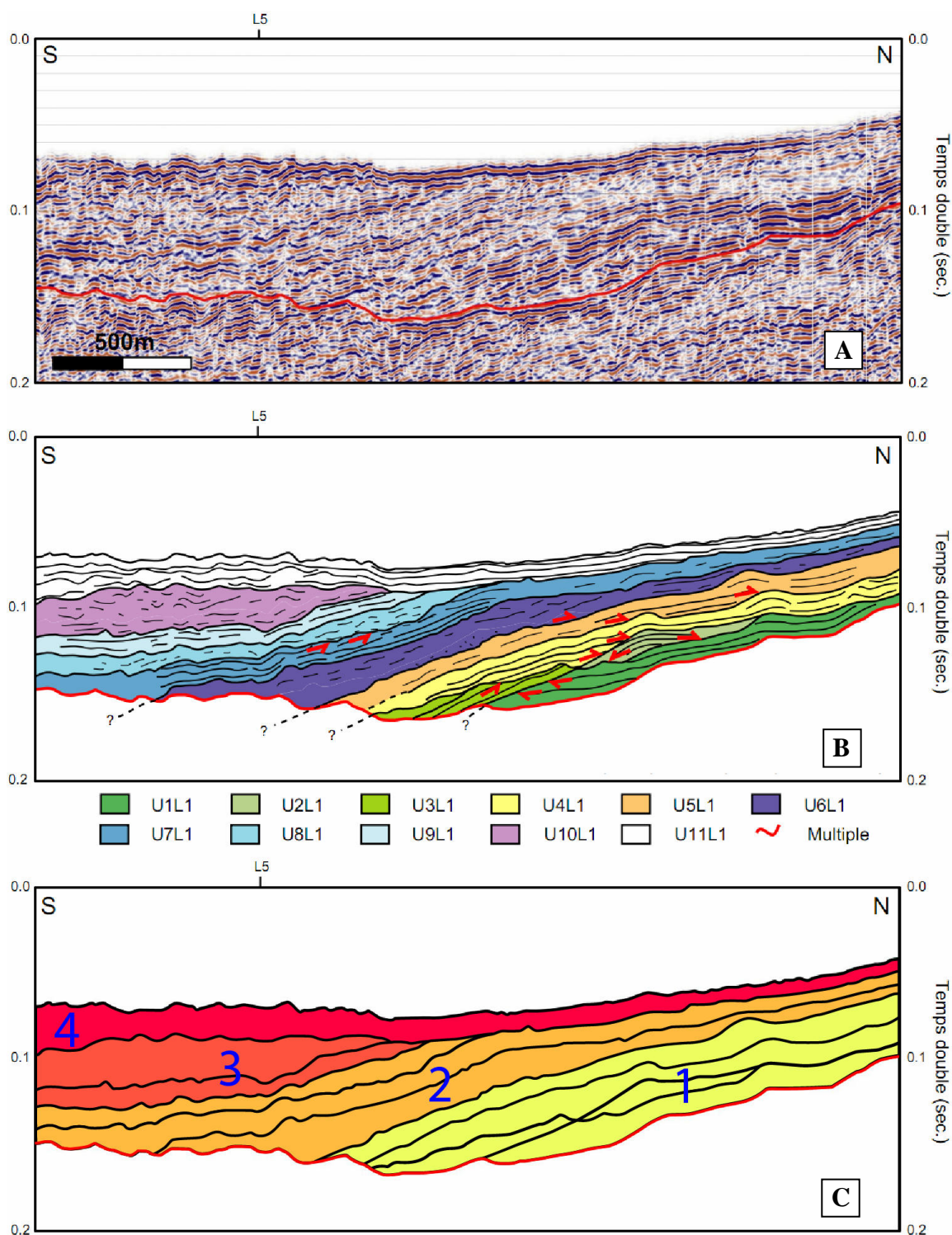
marnes pélagiques (marnes pélagiques de Cap Rousset, de la Tuilière et de la Vaquette ; figure 2.7). Au-dessus des marnes se déposent des sables carbonatés pauvres en faune et qui ont la particularité de présenter de nombreuses structures de déformations visqueuses (figures de charge et/ou figures d'échappement de fluides) ; ces sables montrent dans certains cas des structures dunaires progradantes (mégarides) et des Swaley Cross Stratification. Les cycles se terminent alors soit par l'édification d'une bioconstruction corallienne (cas de la bioconstruction R3), soit par le dépôt de sédiments calcaréo-gréseux bioclastiques à caractère très littoral. Cette cyclicité avait déjà été remarquée et décrite par Monleau (1988) puis par Galloni (1996) ; ces auteurs l'avaient interprétée comme résultant d'une succession de phases d'approfondissement rapide puis de comblements de la plateforme.

Un profil sismique nord-sud de la plate-forme de Carry-le-Rouet (Oudet 2008), a permis d'imager l'évolution du système sédimentaire (Oudet 2008 ; figure 3.9A). L'interprétation des réflecteurs et terminaisons sismiques montre des corps sédimentaires qui globalement progradent vers le sud (figure 3.9B). Parmi les dépôts syn-rift (unités U1L1 à U8L1, Oudet 2008 ; figure 3.9B), deux grands ensembles sédimentaires ayant des profils de dépôts bien distincts sont identifiables (figure 3.9C).

Le premier ensemble, correspondant aux unités U1L1 à U5L1, montre des sédiments aggradant formant une plate-forme de type rampe homoclinale à faible pendage (Pomar 2001). Ces rampes sont caractérisées par des structures en forme de dômes qui ont été interprétées comme des bioconstructions récifales (Fournillon 2007 ; Oudet 2008). Ce premier ensemble pourrait correspondre à la partie distale des dépôts de la partie basse de la série de Carry-le-Rouet (équivalent des ensembles bioconstruits R1 et R2).

Le second ensemble du profil sismique, correspondant aux unités U6L1 à U8L1, montre des sédiments progradant rapidement vers le sud et formant une plate-forme de type rampe à rupture de pente distale (Pomar 2001). On peut remarquer que contrairement au premier ensemble, ce second ensemble ne montre aucune structure en forme de dôme à sa surface. Ce deuxième ensemble pourrait correspondre à la partie distale des dépôts de la partie haute de la série de Carry-le-Rouet.





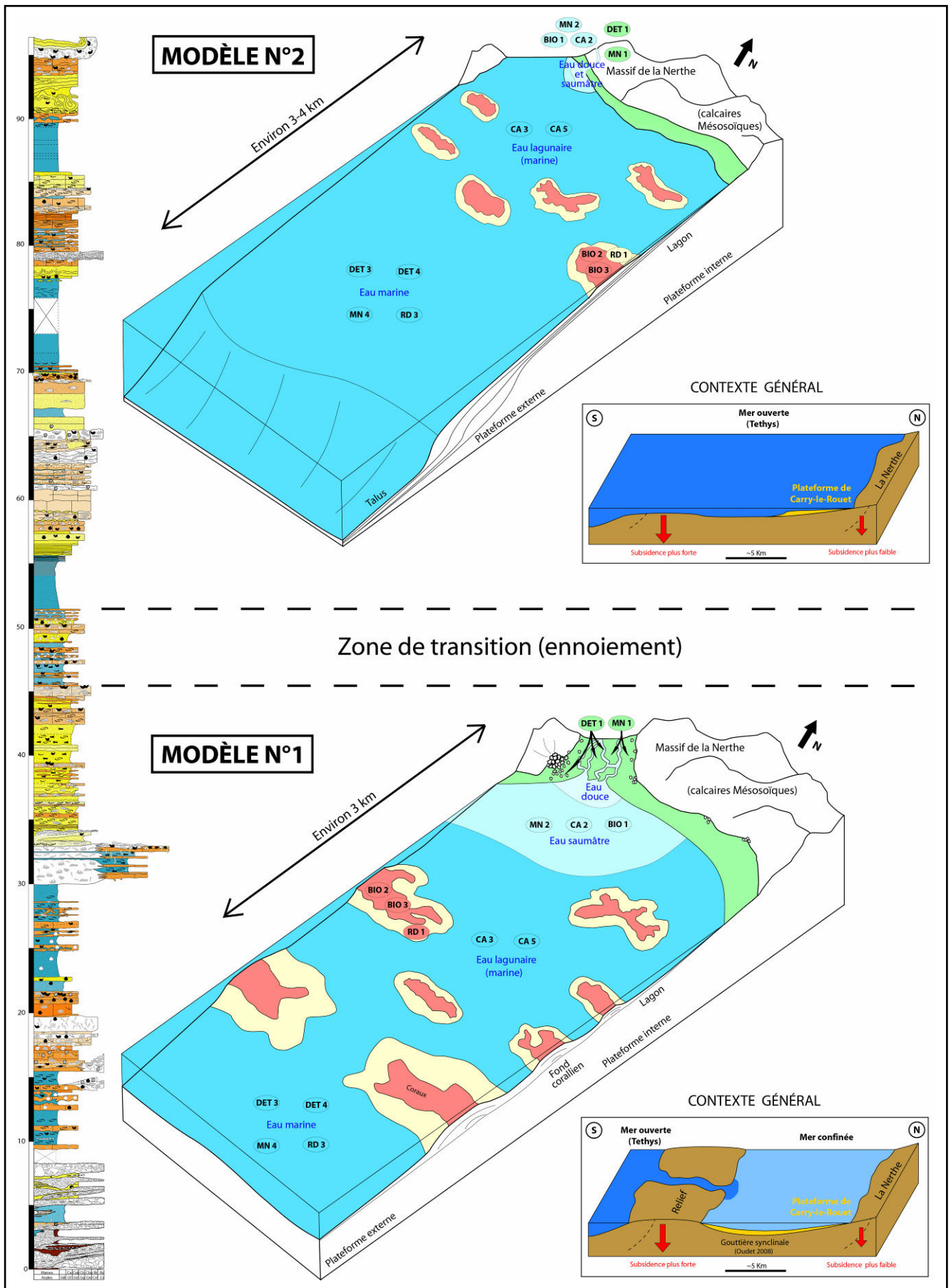
**Figure 3.9 :** Ligne sismique "L1" tirée perpendiculairement au littoral de Carry-le-Rouet au niveau du Cap de Nautes (Oudet 2008). **A)** Ligne sismique non interprétée. La ligne rouge représente le multiple. **B)** Ligne sismique interprétée par Oudet (2008). Cet auteur reconnaît 11 unités distinctes qu'il nomme U1L1 à U11L1 (légende). Remarquez la présence de structures en formes de dômes dans les unités les plus anciennes. L'unité U2L1 a été interprétée comme une bioconstruction corallienne par Fournillon (2007) et par Oudet (2008). **C)** Découpage de la ligne sismique en 4 grands ensembles : le premier ensemble (1) forme une rampe homoclinale (une fois débasculée) ; le second ensemble (2) montre une rampe à rupture de pente distale ; le troisième ensemble (3) forme une rampe dont la morphologie est variable au cours du temps ; le dernier ensemble (4) forme une rampe homoclinale. Les deux premiers ensembles sont interprétés comme des dépôts syn-rift d'âge Oligocène à Aquitaniens alors que le troisième et le quatrième sont considérés comme post-rift et d'âge Burdigalien à actuel (Oudet 2008).



A partir de l'ensemble des observations et des interprétations précédentes, deux modèles synthétiques de dépôt présentant deux paléo-morphologies de plates-formes différentes peuvent être proposés pour la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet (figure 3.10).

Dans le premier modèle (correspondant à la partie basse de la série ; figure 3.10 - modèle n°1), la plate-forme est considérée comme une rampe homoclinale confinée dans une petite dépression topographique liée à l'importante structuration du substratum mésozoïque ("gouttière synclinale" d'axe est-ouest observée par Oudet 2008 ; cf. parag. 2.3. ; figure 3.10 - contexte général). Sur cette rampe se développent sur une large étendue des bioconstructions coralliennes engendrant un certain isolement des dépôts les plus proximaux. Un environnement lagunaire très calme et très turbide de type fond de baie à herbiers (Galloni 1996) dans lequel s'établissent des fonds coralliens très plats (ensembles bioconstruits R1 et R2) se met en place dans la zone la plus proximale. La plate-forme est soumise à d'importants flux terrigènes plus ou moins grossiers issus d'un système fluvial assez proche (vraisemblablement un système fluvial en tresse issu de la Nerthe) ; ce dernier apporte des eaux douces à l'intérieur du lagon, aboutissant à l'établissement de conditions saumâtres près de la source (formation saumâtre du Rousset). Localement, des tapis stromatolithiques se développent le long du littoral au niveau de certaines zones côtières possédant des morphologies très planes et des salinités très variables (conditions saumâtres liées au système fluvial actif).

Dans le second modèle proposé (correspondant à la partie haute de la série ; figure 3.10 - modèle n°2) la plate-forme est considérée comme une rampe à rupture de pente distale qui prograde vers le sud. Bien que ce système soit bien plus ouvert que le précédent (ouverture du système probablement liée au rifting ; figure 3.10 - contexte général), la plateforme enregistre tout de même à plusieurs reprises des conditions plus restreintes. Des bioconstructions coralliennes peuvent se développer dans la partie la plus proximale engendrant la création d'un milieu lagunaire (ensemble bioconstruit R3). Des dépôts marneux saumâtres (marnes à *Gyrolites*) peuvent également être déposés à proximité d'une source d'eau douce (celle-ci ne semble toutefois n'avoir été active que très peu de temps contrairement au premier modèle).



**Figure 3.10 :** Modèles conceptuels de dépôt pour la partie basse (modèle n°1) et pour la partie haute (modèle n°2) de la série oligo-aquitainienne de Carry-le-Rouet. Les associations de faciès caractérisant un environnement de dépôt (parag. 3.2.) ont été reportées sur ces modèles. Le modèle n°1 correspond à une rampe homoclinale formée dans un milieu confiné (contexte général). Le modèle n°2 correspond à une rampe à rupture de pente distale formée dans un milieu beaucoup plus ouvert sur la mer (contexte général).

### 3.5. Interprétation séquentielle des dépôts

En associant l'étude sédimentologique précédente et notre étude diagénétique (cf. chap. 4), il a été possible de fournir une interprétation séquentielle nouvelle aux dépôts de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet (figures 2.15 et 3.11).

L'étude diagénétique a permis de montrer l'existence de six surfaces d'émersions dans la série (nommées "E1" à "E6" ; figure 3.11 - traits rouges sur le log). La durée de chacune de ces émersions est très difficile à estimer, néanmoins certaines surfaces marquées par d'importants phénomènes de karstification correspondent à de longues périodes d'expositions de la plate-forme à des fluides météoriques (émersions "E1", "E3" et "E6"). Ces surfaces peuvent ainsi être considérées comme des limites de séquences majeures pour les variations du niveau marin relatif. Les autres émersions (émersions "E2", "E4" et "E5") montrent des processus diagénétiques moins marqués et correspondent certainement à des périodes d'expositions beaucoup plus courtes de la plate-forme (cf. chap. 4).

La série a ainsi été subdivisée en quatre grandes séquences d'augmentation puis de diminution du niveau marin relatif ("Seq 1" à "Seq 4") qui ont une origine tectono-eustatique (cf. parag. 3.7.). Le modèle séquentiel proposé est très proche de ceux fournis par les auteurs précédents (figure 2.15) mais il présente néanmoins quelques différences notables.

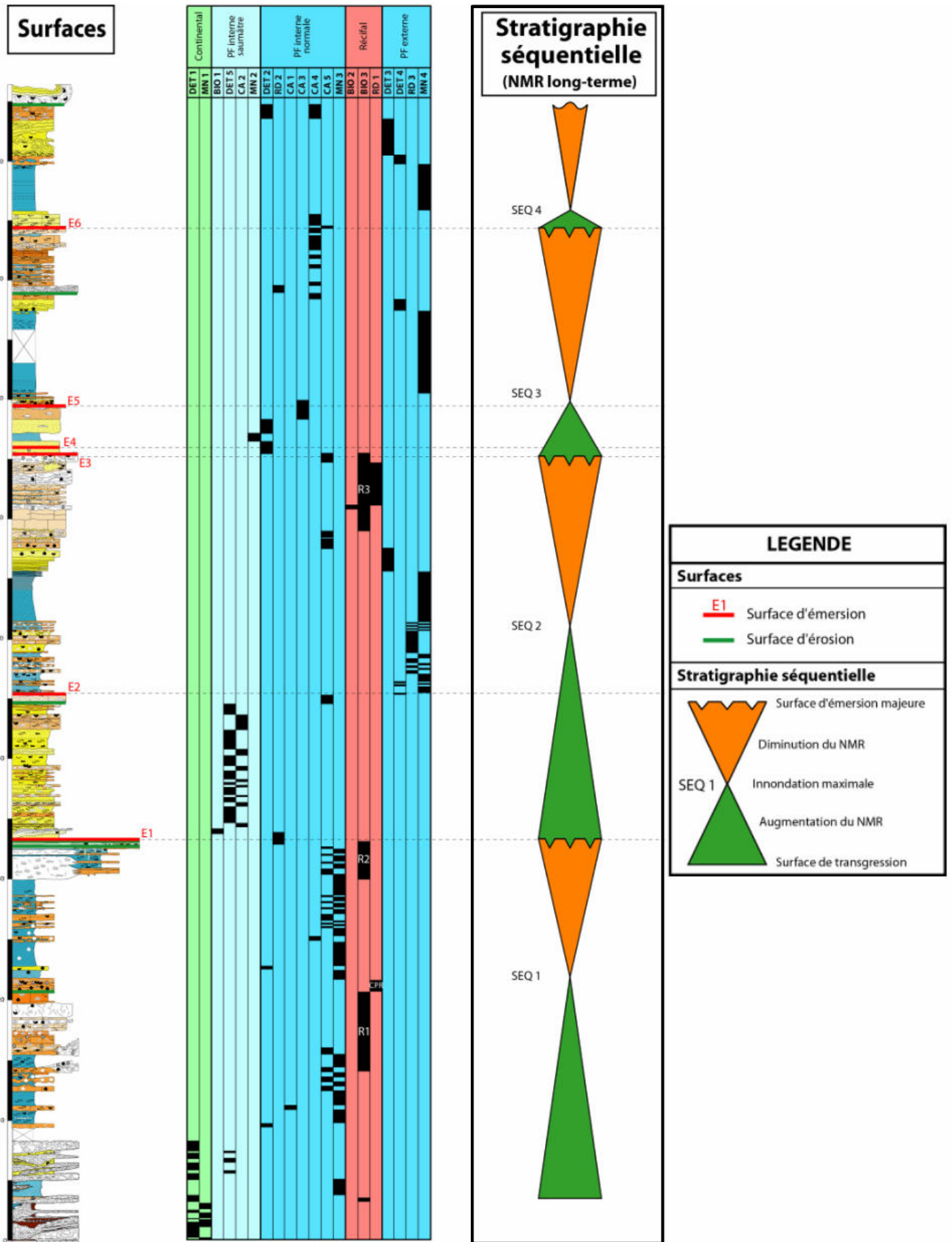
Nous avons décidé de ne pas utiliser le concept de régression forcée dans notre modèle (contrairement à Borgovini 2003 ; figure 2.15). En effet, Oudet (2008) ne reconnaît sur ses lignes sismiques à haute résolution tirées au large de Carry-le-Rouet (figure 3.9) aucun prisme de régression forcée pouvant correspondre à ceux proposés par Borgovini (2003). De plus aucun profil 2D ne permet à terre de confirmer aisément l'existence de ces prismes.

La première séquence proposée (Seq 1) est très semblable à celle de Borgovini (2003) et de Oudet *et al.* (2010). Elle débute par l'envasement des dépôts continentaux de la base de la série et se termine après le développement de la bioconstruction R2. La position du maximum d'inondation est assez difficile à établir étant donné que cette partie de la série n'est constituée que par des environnements récifaux (R1 et R2) ou péri-récifaux (marnes lagunaires) qui ne traduisent pas d'importantes variations du niveau marin relatif. Ce phénomène peut être expliqué par la configuration générale du système sédimentaire qui montre une connectivité limitée avec la mer (modèle n°1 ; figure 3.10). Cette faible communication ne permet probablement pas aux sédiments de la série de Carry-le-Rouet de bien enregistrer les

variations du niveau marin. Nous considérons (contrairement aux auteurs précédents) que l'épais niveau marneux coiffant la bioconstruction R1 peut être considéré comme un maximum d'inondation (relatif) de la plate-forme puisqu'il semble séparer deux petits cycles sédimentaires qui sont terminés à chaque fois par une bioconstruction récifale (respectivement R1 et R2). Cette première séquence se termine par une émergence majeure de la plate-forme (surface E1 ; figure 3.11). Celle-ci a pu être identifiée par l'étude diagénétique (cf. parag. 4.4. - première partie), qui montre que la limite de séquence serait plus exactement située au-dessus du banc microconglomératique coiffant la bioconstruction R2. Les auteurs précédents ont placé cette limite juste en dessous de ce banc (i.e. sommet de R2 ; figure 2.15).

La deuxième séquence envisagée (Seq 2) est également très similaire à celle des auteurs précédents (figure 2.15). L'inondation maximale est marquée par l'apparition de bancs riches en bryozoaires du genre *Smittina*, qui traduisent une forte bathymétrie (cf. parag. 3.3.). Cette deuxième séquence se termine de nouveau par une émergence majeure de la plate-forme après le développement de la bioconstruction R3 (surface E3 ; figure 3.11). Cette émergence a pu être clairement démontrée par l'étude diagénétique (cf. parag. 4.4. - troisième partie).

La troisième séquence (Seq 3) débute par une augmentation du niveau marin relatif, tout comme dans l'interprétation proposée par Borgovini (2003) et par Oudet *et al.* (2010) mais contrairement à celles de Galloni *et al.* (2001) et de Monleau (1988). Celle-ci interprète les dépôts de cette partie comme l'un des nombreux cycles "marnes-sables-carbonates" qui peuvent être observés dans la partie haute de la série. Selon cet auteur, les cycles correspondraient à des phases successives de comblements de l'espace disponible (régressions). Nous considérons les niveaux sableux (sables S2 et S3) ainsi que le niveau marneux (marnes à *Gyrolites*) de la base de cette troisième séquence comme des dépôts de très faibles bathymétries. A "Port Carry" (figure 2.2), ces dépôts sont recouverts par des bancs sableux bioclastiques contenant des restes de coraux puis par un épais niveau de marnes pélagiques. Nous interprétons cette évolution sédimentaire comme une augmentation générale du niveau marin relatif et non comme un simple comblement passif de l'espace disponible. La troisième séquence se termine de nouveau par une émergence majeure de la plate-forme après le dépôt du banc lumachellique à lucinidés "L3" (surface E6 ; figure 3.11). Cette émergence a pu être identifiée grâce à l'étude diagénétique (cf. parag. 4.4. - cinquième partie). Les auteurs précédents n'avaient pas connaissance de cette importante surface d'émergence (figure 2.15) et notre troisième séquence ne correspond ainsi à aucune des interprétations séquentielles précédentes.



**Figure 3.11** : Coupe sédimentologique synthétique de la série de Carry-le-Rouet, avec la localisation des différentes surfaces remarquables observées, l'interprétation en environnement de dépôt et le découpage séquentiel proposé.

La quatrième séquence (Seq 4) débute par une augmentation du niveau marin relatif, depuis des dépôts sableux carbonatés littoraux jusqu'à un épais niveau de marnes pélagiques marquant l'inondation maximale de la plate-forme. La partie régressive de cette quatrième séquence a été en partie rabotée par les dépôts Burdigalien sous la forme d'un grand slump. Cette dernière séquence ne correspond à aucune de celles proposées par les auteurs précédents (figure 2.15) qui n'avaient pas reconnu l'émersion constituant sa base.

### **3.6. Dynamique sédimentaire à l'échelle de la plate-forme**

La coupe de Carry-le-Rouet peut être corrélée avec deux autres coupes situées plus au nord dans les terres mais également avec un sondage réalisé lui aussi plus au nord (Oudet 2008 ; figure 3.12 - profil de droite). Le profil nord-sud ainsi réalisé permet alors d'apprécier la géométrie et l'épaisseur des différentes formations à terre (cf. parag. 2.5.).

Ce profil peut être mis en relation avec la ligne sismique (ligne "L1") tirée en mer (Oudet 2008 ; figure 3.12 - profil de gauche). Les deux profils sont distants l'un de l'autre d'environ 500 m suivant un axe nord-sud et d'environ 1 km suivant un axe est-ouest (figure 3.12 - carte). Ils ne sont pas directement corrélables puisque l'axe  $z$  du profil situé à terre correspond à une distance (unité = mètres) alors que l'axe  $z$  du profil situé en mer correspond à un temps double (unité = secondes). Afin de mettre en cohérence les deux profils, une conversion temps-profondeur a été réalisée sur la ligne sismique avec une vitesse moyenne homogène de 3075 m/s (figure 3.12). Cette valeur est la vitesse moyenne des dépôts syn-rift calculée par Oudet (2008) à partir d'un ensemble de mesures pétrophysiques (densité, porosité,  $V_p$  et  $V_s$ ) effectuées sur des cylindres de roches ("plugs") qu'il a récolté à différents niveaux de la série de Carry-le-Rouet.

Oudet (2008) réalise à partir de ses mesures pétrophysiques une "sismique synthétique". Il s'agit d'une courbe représentant les contrastes d'impédance acoustique théoriques de la coupe de Carry (pseudo puits 1D). Il propose alors des corrélations entre le profil sismique tiré en mer et la coupe de Carry-le-Rouet.



S

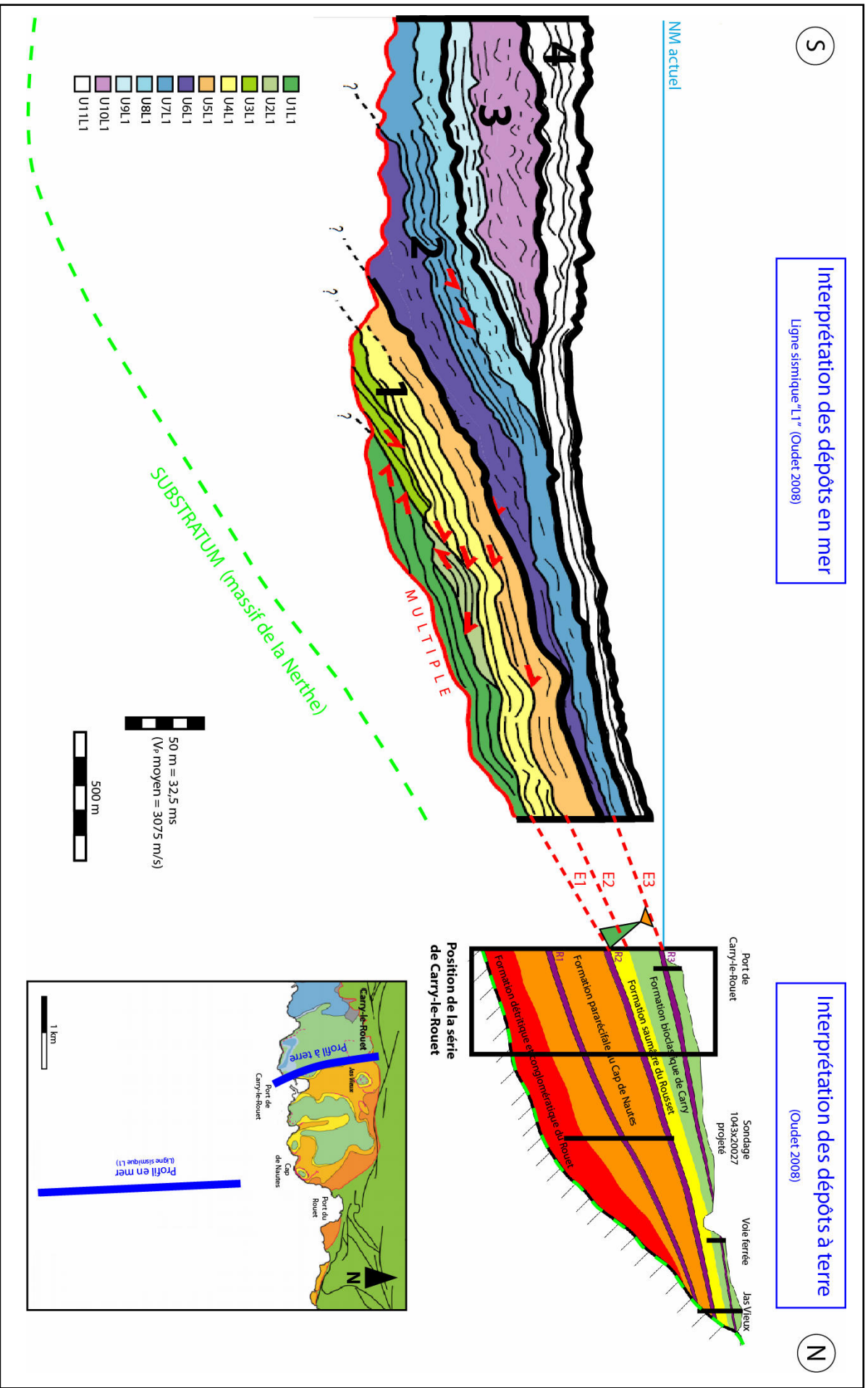
### Interprétation des dépôts en mer

Ligne sismique "L1" (Oudet 2008)

### Interprétation des dépôts à terre

(Oudet 2008)

N



**Figure 3.12 :** Corrélations de la série oligo-aquitanienne de Carry-le-Rouet (Rectangle noir) avec les coupes et sondages obtenus à terre (profil de droite ; d'après Oudet 2008), et avec la ligne sismique "L1" tirée en mer (profil de gauche ; ligne et interprétation d'après Oudet 2008). Carte de positionnement des deux profils (en bas à droite). Positions des trois premières surfaces d'émissions reconnues dans la série de Carry-le-Rouet (traits en pointillés rouges).

Il note une très bonne corrélation entre la discordance angulaire observée entre les unités U9L1 et U10L1 sur le profil sismique et celle observée sur le terrain pour la limite Aquitanien-Burdigalien (niveau slumpé fortement érosif à la Vaquette). Il interprète la structure en forme de dôme (unité U2L1) comme l'équivalent distal du niveau récifal R2 et l'unité sous-jacente (unité U1L1) comme l'équivalent distal du niveau récifal R1.

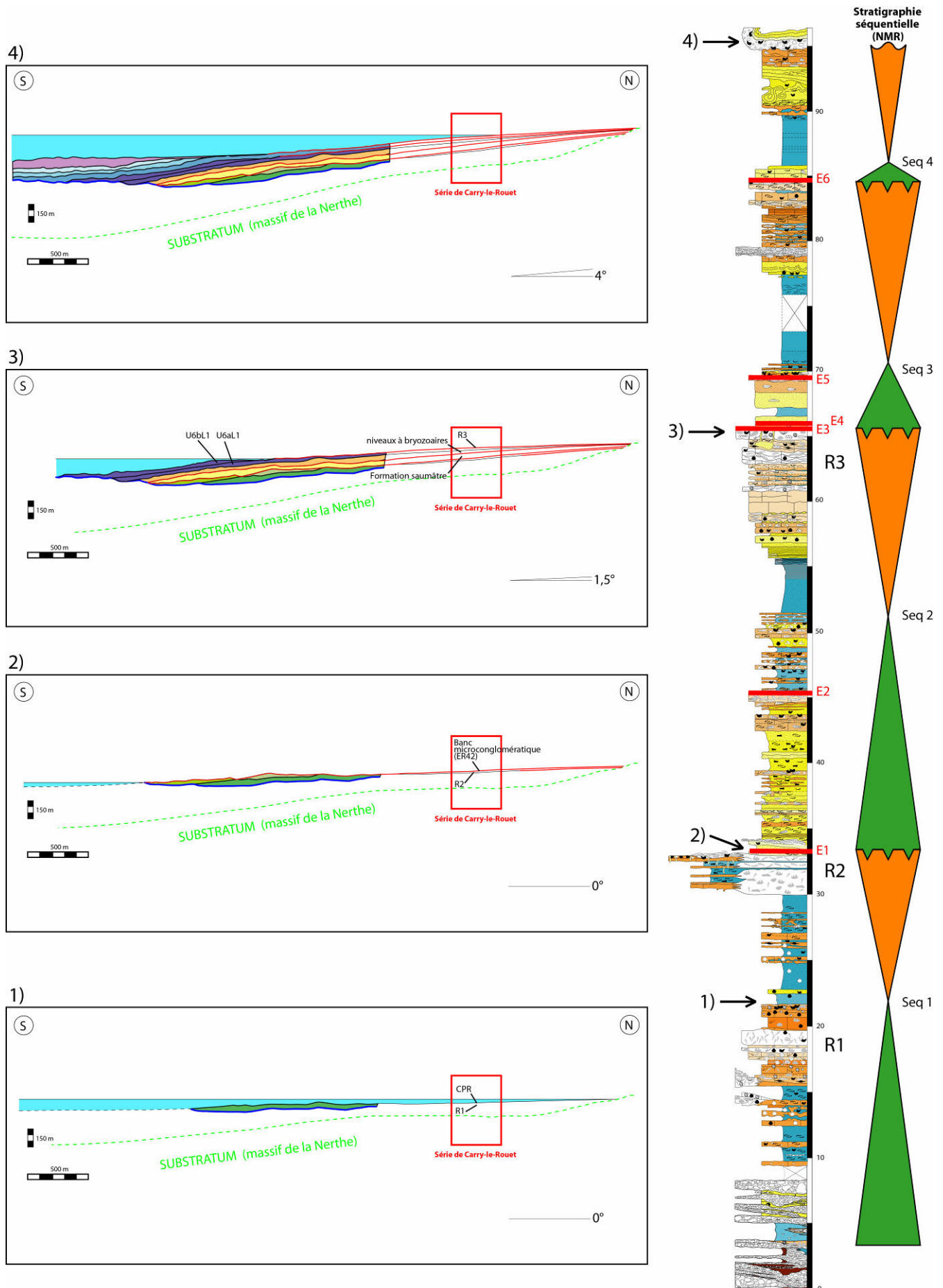
Il suppose alors que les niveaux de la base de la série (formation détritique et conglomératique du Rouet) et le contact avec le substratum sont situés en dessous du multiple. Finalement, Oudet remarque que les unités U4L1 et U5L1 qui présentent une tendance rétrogradante (terminaisons en "onlap") correspondent très bien au fort ennoisement observé au-dessus du niveau récifal R2 dans la série de Carry-le-Rouet (niveaux à bryozoaires *Smittina*).

A partir de cette interprétation des unités sismiques et de notre travail sur la dynamique sédimentaire à petite échelle (qui inclut nos observations diagénétiques ; cf. parag. 3.5.), nous pouvons proposer un modèle de dynamique sédimentaire à plus grande échelle (figure 3.13). Ce modèle utilise les unités sédimentaires telles qu'elles ont été définies par Oudet (2008). Les unités ont été mises à l'échelle 1:1 puis débasculées d'un certain angle afin de contrer l'effet lié à la subsidence provoquée par la phase de rifting qui a affecté les dépôts (cf. parag. 2.3.). L'angle de débasculement a été choisi en fonction de la géométrie qui nous apparaissait la plus plausible pour chacune des unités au moment de leur dépôt. Quatre épisodes importants de l'histoire sédimentaire de la plate-forme de Carry-le-Rouet sont représentés sur la figure 3.13 :

### **Episode n°1)**

Ce premier épisode correspond à la fin du dépôt de l'unité U1L1. Cette unité est interprétée comme l'équivalent distal du niveau bioconstruit "R1" de la série de Carry-le-Rouet (Oudet 2008). Le réflecteur sommital de l'unité correspond au sommet de la bioconstruction R1 ou plus exactement au sommet du banc "CPR" qui la coiffe. En effet, le banc CPR est surmonté par un épais niveau de marnes mis en place au cours d'une augmentation importante du niveau marin relatif (inondation maximale de la séquence n°1 ; figure 3.11). Le contraste existant entre ces deux lithologies pourrait avoir provoqué le fort contraste d'impédance acoustique qui peut être observé sur la ligne sismique à haute résolution.





**Figure 3.13 :** Profil interprétatif nord-sud de la plate-forme de Carry-le-Rouet représentée à quatre épisodes de son histoire sédimentaire (échelle 1:1). Les profils sont basés sur l'interprétation de la ligne sismique "L1" (tirée au large du Cap de Nautes) de Oudet (2008). Localisation de la coupe de Carry-le-Rouet (rectangle rouge) et des surfaces d'émersions supposées (lignes rouges) sur les différents profils. Positions des quatre épisodes sur la coupe synthétique de Carry-le-Rouet (modifiée d'après Conesa 2005) et sur l'interprétation séquentielle proposée dans cette thèse (à droite).

Un débasculement de 5° de l'unité U1L1 par rapport à son image originale (i.e. telle qu'elle apparaît sur la sismique actuelle à une échelle 1:1) a été réalisé. Il en résulte une morphologie de rampe homoclinale à faible pendage correspondant à notre modèle de dépôt n°1 (figure 3.10).

### **Episode n°2)**

Le second épisode proposé dans la figure 3.13 correspond à la fin du dépôt des unités U2L1 et U3L1. Ces unités sont interprétées comme des équivalents distaux du niveau bioconstruit récifal R2 de la série de Carry-le-Rouet. Le réflecteur sommital correspond au sommet de la bioconstruction R2 ou plus exactement à la transition entre la série à dominance calcaréo-gréseuse (formation pararécifale du cap de Nautés) et la série à dominance silto-gréseuse (formation saumâtre du Rousset) qui prograde au-dessus.

Aucun basculement n'a été réalisé par rapport à l'image de l'épisode précédent. Il en résulte de nouveau une morphologie de rampe homoclinale à faible pendage sur laquelle viennent se développer des bioconstructions coralliennes (modèle de dépôt n°1 ; figure 3.10).

L'image proposée dans ce second épisode correspond plus particulièrement à la première période d'émersion de la plate-forme (tout au moins la première période d'émersion qui soit enregistrée diagénétiquement au niveau de la série de Carry-le-Rouet ; surface E1). Cette émersion est engendrée par une chute importante du niveau marin relatif à la fin de la séquence n°2 (figure 3.11). La cause principale de cette chute est difficile à estimer mais l'apparente stabilité de l'ensemble des dépôts tendrait à lui accorder une origine plutôt eustatique.

### **Episode n°3)**

Ce troisième épisode correspond à la fin du dépôt des unités U4L1, U5L1 et U6L1. Ces unités sont interprétées comme des équivalents distaux de la formation saumâtre et de la formation bioclastique de Carry (Oudet 2008). Les deux premières unités (U4L1 et U5L1) montrent clairement des biseaux d'aggradation ("onlap") ; ils correspondent ainsi aux dépôts transgressifs de notre deuxième séquence de dépôt (Seq 2 ; figure 3.11 et 3.12). La surface d'émersion qui apparaît à l'intérieur de cette phase transgressive (i.e. "E2") correspond à une émersion mineure de la plate-forme. La troisième unité (U6L1) correspond aux dépôts régressifs de cette même séquence. Sur l'image de la figure 3.13, l'unité U6L1 a été subdivisée en deux sous-unités (U6aL1 et U6bL1). Ce choix peut être justifié par

l'existence d'un point d'inflexion sur le réflecteur sommital de cette unité (figure 3.12) ; celui-ci semble indiquer l'existence de deux phases de sédimentation distinctes.

Un basculement important de la plate-forme de Carry-le-Rouet, intervenant après le dépôt de l'unité U6aL1 pourrait être à l'origine du développement d'un petit prisme sédimentaire sur la plate-forme (formant l'unité U6bL1). Ce basculement d'origine tectonique pourrait expliquer le fait que l'ensemble bioconstruit R3, qui a été déposée juste avant cet accident, possède un aspect très fortement déstabilisé et bréchifié (Galloni 1996). Une rotation de 1,5° de l'ensemble des unités préalablement déposées a été réalisée par rapport à l'épisode précédent. Le type de plate-forme qui se développe à partir de cet épisode correspond alors à une rampe présentant une rupture de pente en position distale (modèle de dépôt n°2 ; figure 3.10).

#### **Episode n°4)**

Le dernier épisode représenté correspond à la fin du dépôt des unités U7L1 à U10L1. Ces unités sont interprétées comme des équivalents distaux de la formation biodétritique de Sausset-les-Pins et de la formation du plan de Sausset (Oudet 2008). Dans le détail les dépôts de la série de Carry-le-Rouet sont assez difficilement corrélables aux unités observées en sismique néanmoins quelques rapprochements peuvent être effectués.

L'unité U7L1 qui semble montrer des biseaux d'aggradation à sa base et une troncature d'érosion à son sommet (figure 3.12) peut être mise en équivalence avec notre troisième séquence de dépôt ; en effet, l'étude diagénétique menée dans cette thèse a montré qu'il existait une période d'émersion importante à la fin de cette séquence (surface E6). Cette émersion peut avoir entraîné l'apparition de la troncature d'érosion observée en position distale (lors de la chute du niveau marin relatif correspondant ou bien lors de la remontée qui l'a suivie).

L'unité U10L1 qui a été déposée postérieurement à la période de rifting dans une dépression et dont les réflecteurs sont très discontinus et d'amplitudes variables (Oudet 2008) peut facilement être mise en relation avec la grande structure slumpée érosive se trouvant au sommet de la série de Carry-le-Rouet (dépôts Burdigalien). Un basculement d'origine tectonique peut de nouveau être avancé pour la formation de cette grande structure. En effet, une rotation d'un angle de 2,5° de l'ensemble des unités déposées a été réalisée par rapport à l'épisode précédent. Ce mouvement pourrait correspondre au rejeu important d'une faille à la limite syn/post-rift qui aurait engendré un effondrement de la partie sud du profil, mais également un léger basculement des dépôts syn-rift vers l'ouest (Oudet 2008).

### 3.7. Conclusion

La description faciologique de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet a permis de déterminer vingt faciès différents qui ont été rassemblés en cinq grandes classes faciologiques (parag. 3.2.).

Le regroupement de plusieurs faciès en associations de faciès a alors autorisé l'établissement de cinq grands environnements de dépôts (parag. 3.3.).

L'étude stratigraphique a montré que la série étudiée présentait deux modes de sédimentation bien distincts avec un système sédimentaire toujours très restreint dans sa partie inférieure et un système sédimentaire beaucoup plus ouvert dans sa partie supérieure (parag. 3.4.). Ce contraste a pu être mis en relation avec un changement morphologique de la plate-forme grâce à l'analyse du profil sismique nord-sud fourni par Oudet (2008).

La plate-forme de Carry-le-Rouet est ainsi interprétée au début comme une rampe homoclinale formée dans un petit bassin peu connecté avec la mer et soumis à un important flux terrigène (issu des rivières environnantes ; modèle de dépôt n°1). Cette hypothèse est en accord avec les observations de Oudet (2008) qui montre que les dépôts syn-rifts sont confinés dans des dépressions est-ouest du substratum mésozoïque ("gouttière synclinale") et dans des bassins limités par des failles. La phase de rifting qui affecte la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet entraîne alors un basculement général des dépôts et conduit à la formation d'une rampe à rupture de pente distale bien plus ouverte sur la mer (modèle de dépôt n°2). Cette océanisation du système peut être expliquée par l'effondrement d'un faible relief (seuil topographique) situé plus au sud de la plate-forme.

L'étude sédimentaire associée à l'étude diagénétique de la série a conduit à l'élaboration d'un nouveau cadre séquentiel (parag. 3.5.). Celui-ci présente quatre grandes séquences d'augmentation puis de diminution du niveau marin relatif, séparés entre eux par de longues périodes d'émersion de la plate-forme. Ces séquences permettent d'établir une histoire dynamique à petite échelle de la sédimentation des dépôts de Carry-le-Rouet.

La comparaison de l'histoire sédimentaire de la série avec l'agencement des corps sédimentaires observés à une plus grande échelle sur un profil sismique de la plate-forme (Oudet 2008) a permis de proposer une dynamique sédimentaire plus globale (parag. 3.6.). Le modèle proposé montre que la dynamique sédimentaire des dépôts de la plate-forme de Carry-le-Rouet est à la fois liée à des variations eustatiques mais surtout à une importante

activité tectonique qui est liée à la phase de rifting qui affecte le secteur à cette époque. La subsidence qui apparaît assez faible au début (figure 3.13 - épisodes 1 et 2) devient ensuite beaucoup plus importante avec de courtes périodes correspondant à des basculements importants de la plate-forme (entraînant une rotation cumulée d'environ 4° de l'ensemble des dépôts ; figure 3.13 - épisodes 3 et 4).

Ce chapitre de la thèse montre très bien l'importance de réaliser une étude diagénétique approfondie en plus d'une étude sédimentaire classique (c.à.d. sans analyse diagénétique) afin d'obtenir une histoire sédimentaire plus précise.



## Chapitre 4

# **ÉTUDE DIAGÉNÉTIQUE**





## 4.1. Introduction

L'étude diagénétique a pour but de répertorier, de décrire et de comprendre les processus diagénétiques qui ont affecté les sédiments déposés durant l'Oligocène et l'Aquitaniens dans le secteur de Carry-le-Rouet. Ceci permettra de déterminer ensuite quel est l'impact de la diagenèse précoce sur les propriétés pétrophysiques des sédiments.

Malgré le nombre important d'études réalisées sur la série oligo-aquitaniens de Carry-le-Rouet, aucune ne s'est intéressée à l'histoire diagénétique de ces dépôts. Les travaux pétrographiques effectués avaient tous une finalité faciologique et faunistique, afin de déterminer les paléo-environnements de dépôts et leurs évolutions dans l'espace et dans le temps (cf. parag. 3.1.). Malgré cette absence de description diagénétique précise, plusieurs surfaces importantes ont néanmoins été remarquées et décrites mais pas toujours de manière complète (Andreieff *et al.* 1972 ; Monleau 1988 ; Borgovini 2002 et 2003 ; Conesa (non publié)). Cette thèse est donc le premier travail descriptif et interprétatif de la diagenèse de la série oligo-aquitaniens de Carry-le-Rouet.

## 4.2. Méthodologie

L'étude diagénétique menée dans ce chapitre est basée à la fois sur une analyse très détaillée des affleurements et sur l'analyse pétrographique de 216 lames minces réalisées à partir des échantillons prélevés (figure 2.6 et figure 2.7). Les lames minces ont été colorées à l'aide d'une solution de rouge d'alizarine et de ferricyanure de potassium suivant la méthode décrite par Dickson (1965 et 1966). Cette coloration permet de déterminer rapidement la nature minéralogique de certains constituants de la roche : la calcite non ferrifère et l'aragonite apparaissent colorées en rose, la calcite ferrifère en mauve ou en pourpre et l'ankérite (i.e. dolomite ferrifère) en bleu turquoise (Dickson 1966). Les couleurs des autres minéralogies présentes (dolomite non ferrifère, quartz, glauconite, etc.) restent inchangées.

Les lames minces ainsi colorées ont été observées à l'aide d'un microscope optique (modèle Nikon éclipse LV100) associé à une caméra CCD (modèle ProgRes C10 plus) permettant de réaliser des prises photographiques. Les textures, les types de ciments et les types de porosités rencontrés sur chacune des lames ont été décrits suivant les classifications classiquement utilisées en pétrographie sédimentaire (classifications de Dunham (1962) et d'Embry et Klovan (1971) pour les textures (cf. annexe 2), classification de Flügel (2004) pour les types de ciments (figure 1.3) et

classifications de Choquette et Pray (1970) et de Lucia (1995) pour les types de porosités (cf. annexe 3)).

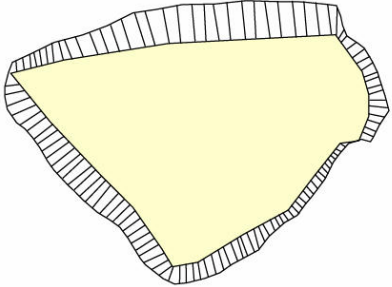
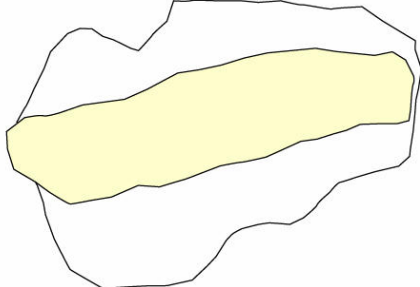
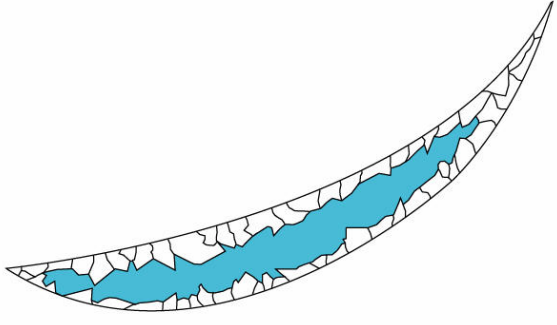
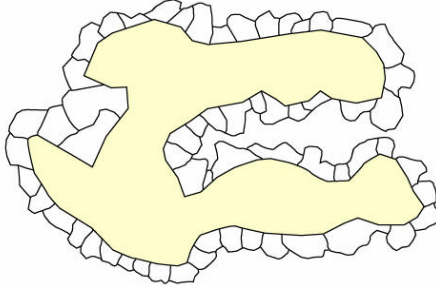
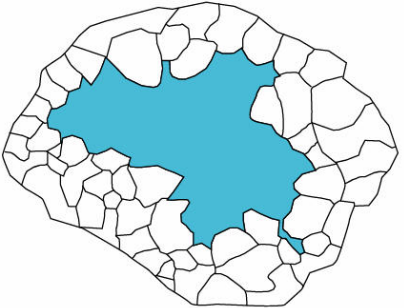
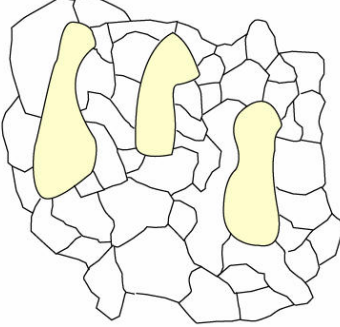
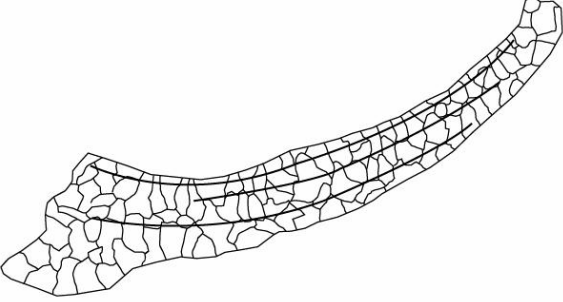
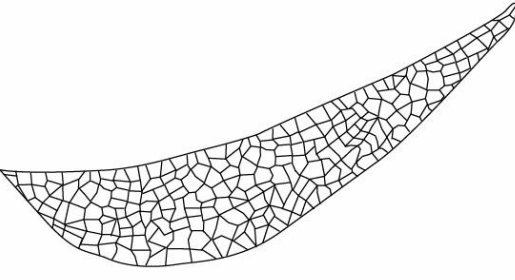
Les ciments reconnus ont été ensuite observés à l'aide d'une cathodoluminescence froide, avec un courant de tension entre 15 à 18 keV. Des photos ont été prises à partir d'une caméra CCD (modèle ProgRes C10 plus) reliée au microscope optique (modèle éclipse ME600). La cathodoluminescence est une technique qui possède de très nombreuses applications (Pagel *et al.* 2000) mais celle qui nous intéresse plus particulièrement est la visualisation de la distribution de certains éléments dans les réseaux cristallins des ciments. Celle-ci permet de distinguer les différentes phases successives de cimentation et ainsi d'établir leur chronologie relative d'apparition (en utilisant les principes de recoupement et de superposition). L'utilisation de cet outil est fondamentale afin d'obtenir une histoire diagénétique complète et précise (Chapoulie *et al.* 2005).

Plusieurs échantillons (sous forme de plots à surfaces fracturées) ont été observés par microscopie électronique à balayage (MEB - modèle PHILIPS XL30) à l'Université de Provence. Cette analyse a permis d'imager et de déterminer la minéralogie de plusieurs constituants de ces roches (par microanalyse spectrométrique EDS).

Finalement 50 prélèvements ciblés de matrices ou de ciments ont été échantillonnés à l'aide d'une "fraise de dentiste" sous contrôle binoculaire. Les poudres ainsi obtenues ont été envoyées à l'Institut de géologie et de minéralogie de l'Université de Erlangen-Nürnberg (Allemagne) afin d'en obtenir leurs mesures isotopiques du carbone et de l'oxygène ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  ; cf. annexe 4). Celles-ci permettent de déterminer la nature des fluides à partir desquels les ciments ont été précipités (i.e. origine météorique ou marine) et ainsi de mieux déterminer les changements successifs d'environnements diagénétiques dans lesquelles se sont retrouvés les sédiments.

### **4.3. Types de ciments**

Les ciments observés au cours de l'étude pétrographique possèdent tous des minéralogies calcitiques ou aragonitiques (ils sont colorés en rouge ou en mauve à l'aide de la solution d'alizarine et de ferricyanure de potassium). Leurs morphologies et leurs tailles sont très variées, ce qui permet de les classer en plusieurs grands types suivant la classification de Flügel (2004) :

<p>Fibreux*</p>	<p>Ciment de croissance syntaxiale*</p>
	
<p>Dent de chien*</p>	<p>Granulaire* (frangeant)</p>
	
<p>Granulaire*</p>	<p>De blocage* (à drusique*)</p>
	
<p>Néomorphique de blocage</p>	<p>Néomorphique granulaire</p>
	

\* Selon les "cement types" de Flügel 2004

**Figure 4.1 :** Schémas des types de ciments observés au cours de l'analyse pétrographique de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet (ciments en blanc, porosités en bleu et "substrats" en jaune).

#### 4.3.1. Ciments fibreux

Ce type de ciment forme des franges plus ou moins isopaques de cristaux fibreux (i.e. rapport hauteur/largeur du cristal supérieur à 6:1 ; Folk 1965) se développant de manière normale à un substrat (figure 4.1). Il possède une minéralogie généralement aragonitique ou calcitique hautement magnésienne mais peut parfois avoir été recristallisé en calcite faiblement magnésienne (Flügel 2004).

Dans la série de Carry-le-Rouet, le substrat de ce ciment est majoritairement constitué de grains de quartz. Les franges de ciment possèdent des épaisseurs faibles (moins de 30  $\mu\text{m}$ ) et sont presque toutes déconnectées les unes des autres par le biais d'une matrice fine silto-carbonatée. Ce ciment occupe donc peu d'espace et il ne peut avoir entraîné de fortes modifications des propriétés pétrophysiques des roches de la série. Ce type de ciment apparaît au sommet de la formation pararécifale du Cap de Nautes ainsi qu'à de nombreuses reprises à la base de la formation saumâtre du Rousset (figure 4.2).

#### 4.3.2. Ciments de croissances syntaxiales

Ce type de ciment pousse en continuité avec un débris squelettique d'échinoderme (figure 4.1). Il possède souvent une minéralogie calcitique hautement magnésienne mais peut également avoir été recristallisé en calcite faiblement magnésienne (Bathurst 1975 ; Flügel 2004).

Dans la série étudiée, les échinodermes ne sont jamais fortement concentrés dans les sédiments et la présence d'une matrice fine silto-carbonatée dans les porosités interparticulaires empêche ou limite le développement de ce type de ciment. Ceci explique sa faible occurrence et le fait qu'il n'apparaisse développé qu'à l'intérieur de porosités issues de dissolutions moldiques. Il faut noter que même lorsque ce ciment est présent, il n'est généralement pas très développé. Ce type de ciment modifie donc très peu les propriétés pétrophysiques des roches de la série. On le retrouve à différents endroits de la série, notamment dans la formation pararécifale du Cap de Nautes (figure 4.2).

#### 4.3.3. Ciments en "dent de chien"

Ce type de ciment forme des cristaux très pointus (figure 4.1) qui se développent de manière normale ou subnormale à un substrat. La minéralogie de ce type de ciment est calcitique (Flügel 2004).

Dans la série étudiée, il peut être rencontré soit sous la forme de cristaux espacés, soit sous la forme d'une vraie frange continue. L'observation pétrographique montre qu'on le trouve toujours à

l'intérieur de porosités issues de dissolutions moldiques. La capacité de ce ciment à obstruer les pores est variable suivant l'avancement de sa croissance. Il peut donc dans certains cas modifier significativement les propriétés pétrophysiques des roches. Ce ciment apparaît à différents endroits de la série, notamment dans la formation pararécifale du Cap de Nautes (figure 4.2).

#### **4.3.4. Ciments granulaires (frangeants)**

Ce type de ciment ressemble au précédent mais ses cristaux possèdent des terminaisons beaucoup moins pointues et il forme une frange toujours continue (figure 4.1). Les cristaux se développent de manière normale au substrat et leurs tailles sont relativement homogènes (autour de 50  $\mu\text{m}$ ). La minéralogie de ce type de ciment est calcitique (Flügel 2004).

Dans la série étudiée, ce ciment apparaît uniquement dans les porosités moldiques, notamment celles issues de la dissolution de coraux. Ce ciment n'obstrue généralement pas tout le pore mais il peut néanmoins modifier significativement les propriétés pétrophysiques. On le retrouve à plusieurs endroits dans la série, notamment au niveau de la bioconstruction R1 de la formation pararécifale du Cap de Nautes (figure 4.2).

#### **4.3.5. Ciments granulaires**

Ce type de ciment est formé de nombreux cristaux équidimensionnels (figure 4.1). La taille de ses cristaux (100 à 150  $\mu\text{m}$ ) est petite par rapport à la taille du pore qu'ils obstruent, lui donnant un aspect de mosaïque. La minéralogie de ces ciments est calcitique (Flügel 2004).

Dans la série étudiée, il occupe des porosités moldiques qu'il ne comble pas toujours totalement. Les ciments granulaires possèdent donc une influence variable mais généralement importante sur les propriétés pétrophysiques des roches de la série. Ils apparaissent à de nombreuses reprises tout au long de celle-ci (figure 4.2).

#### **4.3.6. Ciments de blocages (à drusiques)**

Ce type de ciment est lui aussi formé de nombreux cristaux (figure 4.1) mais leur taille est toujours importante par rapport à la taille des pores qu'ils obstruent (250  $\mu\text{m}$  à  $> 1 \text{ mm}$ ). L'aspect de mosaïque demeure néanmoins mais à une plus grande échelle. La minéralogie de ce type de ciment est calcitique, hautement ou faiblement magnésienne (Flügel 2004). Il peut arriver que l'on observe une augmentation progressive de la taille des cristaux depuis le bord jusqu'au centre de la cavité cimentée ; dans ce cas la morphologie du ciment est dite "drusique".

Dans la série étudiée, la morphologie drusique côtoie très souvent la morphologie de blocage et il est parfois assez délicat de les distinguer (c'est pourquoi nous avons choisi de les regrouper).

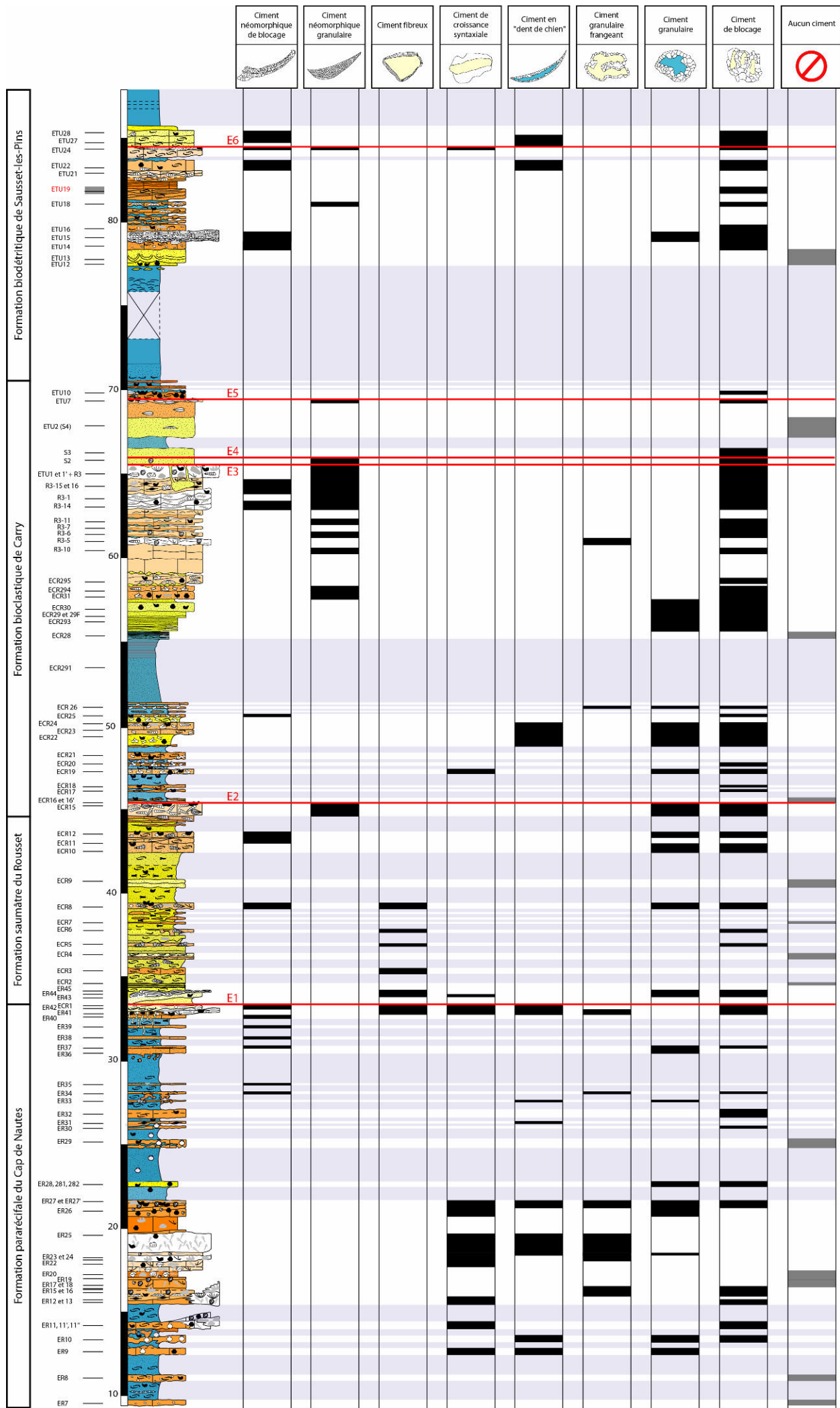


Figure 4.2 : Distribution des différents types de ciments observés au cours de l'analyse pétrographique des lames minces de la série de Carry-le-Rouet.

Ce type de ciment est toujours précipité à l'intérieur de porosités moldiques (coraux, bivalves etc.), qu'il colmate presque toujours entièrement. Les ciments de blocages sont donc les ciments qui modifient le plus fortement les propriétés pétrophysiques des roches de la série. Ils apparaissent très fréquemment tout au long de celle-ci (figure 4.2).

#### **4.3.7. Ciments néomorphiques de blocage**

Ce type de ciment néomorphique est formé d'une mosaïque de cristaux qui possèdent de grandes tailles par rapport à celles des objets qui ont été néomorphisés (250  $\mu\text{m}$  à plus de 1 mm ; figure 4.1). Malgré cela, ce ciment conserve assez bien la structure originelle de l'élément. Il possède très souvent une couleur brunâtre très pale qui rappelle celle de l'aragonite originelle du test (Caron et Nelson 2009). Il est observable dans plusieurs niveaux dans la série (figure 4.2).

#### **4.3.8. Ciments néomorphiques granulaires**

Ce type de ciment néomorphique est lui aussi formé d'une mosaïque de cristaux mais ces derniers possèdent des tailles plus petites (généralement moins de 50  $\mu\text{m}$ ) par rapport à celles des objets qui ont été néomorphisés, ce qui lui donne une morphologie granulaire (figure 4.1). Ce ciment conserve très peu la structure originelle de l'élément et ne montre pas (ou très peu) de couleur pale brunâtre contrairement au type de ciment précédent. Néanmoins, d'autres indices permettent de démontrer son caractère néomorphique. Ce ciment possède un aspect toujours très sale ("nuageux" ; Steinen 1974 ; Vollbrecht et Meischner 1996) car il possède un nombre important de très petites inclusions (matière organique originelle ou cristaux d'aragonite piégés). Il possède une luminescence très nuageuse qui diffère beaucoup de celle classiquement observée avec un ciment précipité à l'intérieur d'une cavité moldique (i.e. zonée et centripète). Enfin, ce type de ciment n'apparaît jamais au-dessus d'un dépôt géopète. On observe ce type de ciment néomorphique à plusieurs endroits dans la série (figure 4.2).

La grande majorité des ciments observés lors de l'analyse pétrographique des lames minces présente des morphologies qui sont caractéristiques de minéralogies calcitiques faiblement magnésiennes (Flügel 2004 ; figure 1.3). L'association des morphologies des ciments rencontrés dans la série de Carry-le-Rouet est celle classiquement décrite pour des sédiments ayant subi d'importantes transformations diagénétiques dans des conditions météoriques (Flügel 2004). Seuls les ciments à structures gravitaires asymétriques tels que les ciments pendants ou les ciments en ménisques (Flügel 2004) n'y apparaissent pas. Cette absence peut

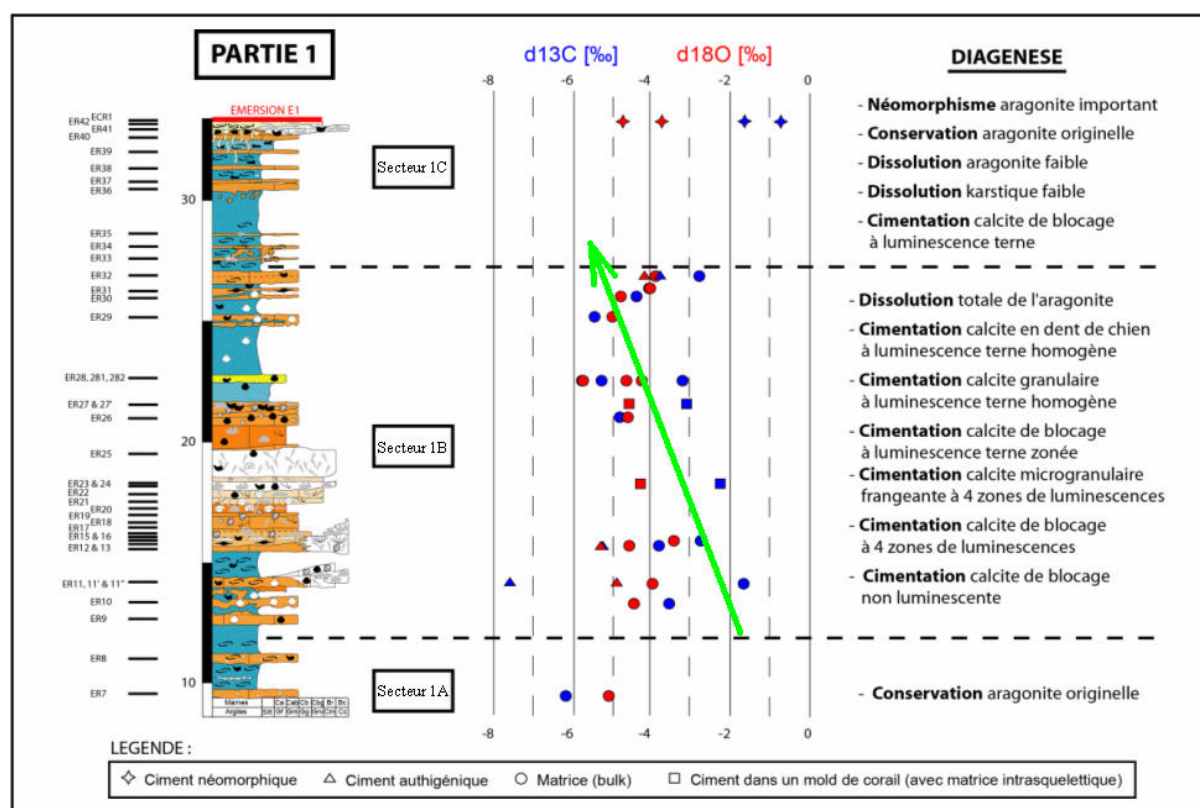


néanmoins être facilement expliquée du fait de l'existence d'une matrice fine qui remplit l'ensemble des porosités interparticulaires de presque tous les échantillons analysés. Les ciments fibreux sont les seuls ciments observés qui sont interprétés comme possédant une origine marine (Flügel 2004). Les ciments de la série ont donc principalement enregistré une influence diagénétique météorique.

#### 4.4. Paragenèse de la série

L'analyse pétrographique des lames minces associée aux observations de terrain a permis de retracer l'histoire diagénétique (ou "paragenèse" : enchaînement chronologique des différentes phases diagénétiques observées) des sédiments de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet. Cette histoire peut être subdivisée en cinq grandes parties dont chacune présente des modifications diagénétiques liées à une ou plusieurs phases d'émersion. Chacune de ces cinq grandes parties peut être subdivisée en plusieurs secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques distinctes.

##### 4.4.1. Première partie



**Figure 4.3 :** Coupe stratigraphique synthétique de la première partie de la série. Mesures des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ ) réalisées sur les échantillons prélevés dans cette partie. Subdivision en 3 secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes (les observations ne représentent pas un enchaînement chronologique).

#### 4.4.1.1. Observations

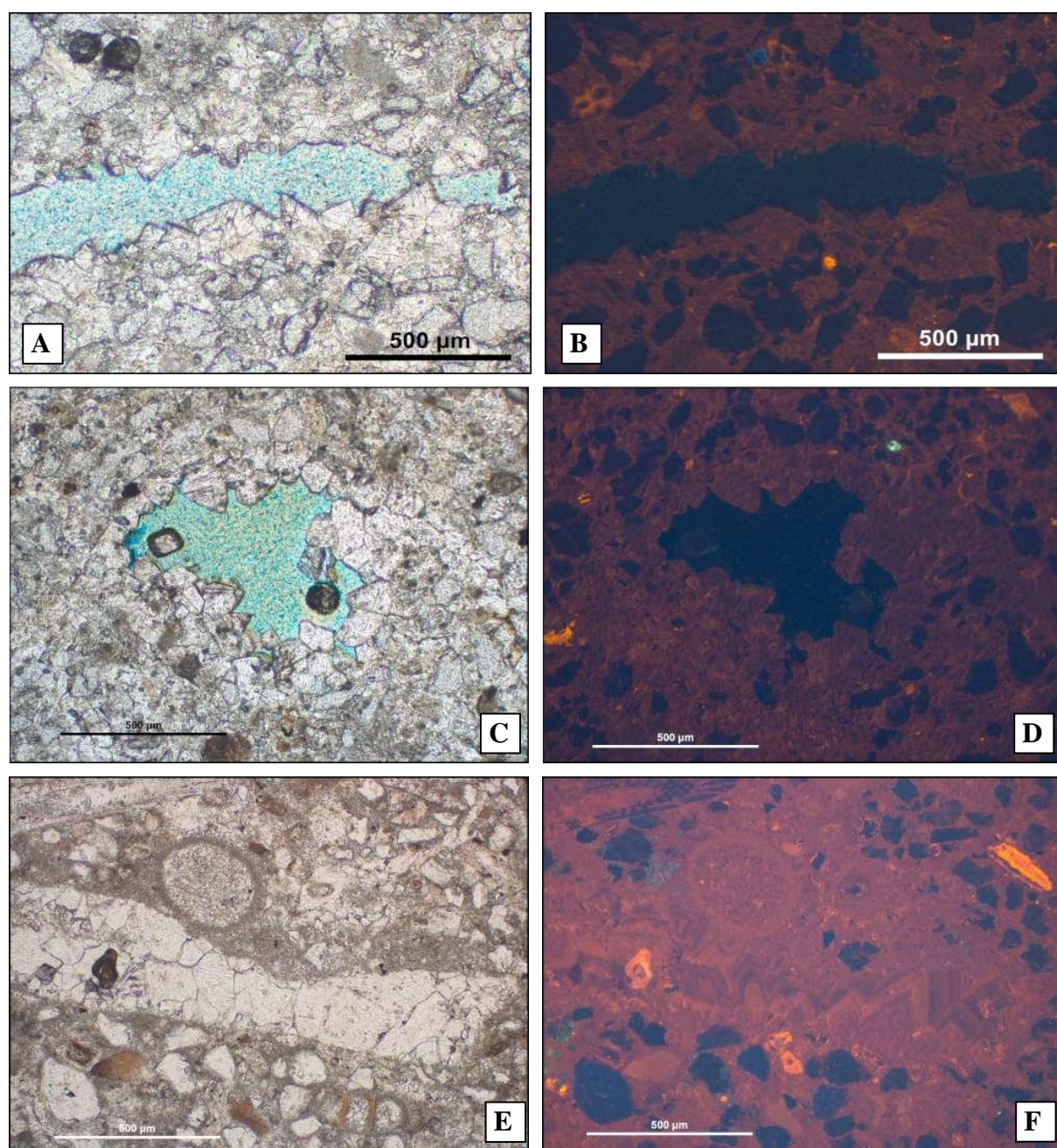
La première partie de la série peut être subdivisée en trois secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes (figure 4.3) :

Le **secteur 1A** (ER7 à ER8) est caractérisé par une bonne préservation des éléments aragonitiques (bivalves). Seule une légère dissolution des bords de ces éléments a été observée. L'analyse pétrographique n'a pas montré la présence de ciment dans ce premier secteur.

Les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène réalisées à partir des matrices sont très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ER7})} = -6,31\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ER7})} = -5,11\text{‰}$  (figure 4.3).

Le **secteur 1B** (ER9 à ER32) est caractérisé par une dissolution totale de tous les éléments possédant une minéralogie originelle aragonitique (coraux de la bioconstruction R1 et bivalves des bancs à faciès lagunaires). Une importante quantité de porosité moldique a donc été créée à l'issue de cette première étape au sein de ce second secteur. Une phase postérieure de cimentation de cette porosité peut être observée.

Les ciments précipités dans les bancs situés à la base du secteur 1B présentent une gradation dans leurs morphologies : le banc ER9 (figure 4.3) possède majoritairement des ciments en dent de chien qui obstruent assez peu les porosités moldiques (figure 4.4A) ; le banc ER10 possède lui majoritairement des ciments granulaires qui obstruent un peu plus les porosités moldiques (figure 4.4C) ; les bancs ER11 et ER12 possèdent majoritairement des ciments de blocage qui obstruent entièrement les porosités moldiques (figure 4.4E). Ces ciments possèdent des minéralogies calcitiques non ferrifères et des luminescences ternes orangées qui sont totalement homogènes pour les échantillons ER9 et ER10 (figure 4.4B et D) mais zonées pour les échantillons ER11 et ER12 (figure 4.4F). Il s'agit probablement de deux phases de cimentation distinctes mais aucun recoupement entre les ciments à luminescences homogènes et les ciments à luminescences zonées n'a pu être observé.

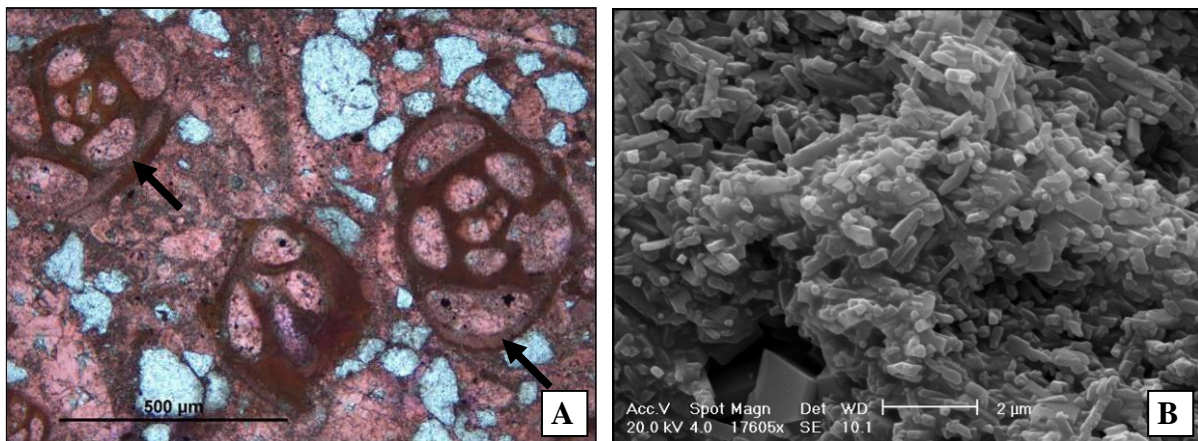


**Figure 4.4 :** **A)** Aperçu par microscopie optique du ciment précipité dans une porosité moldique de bivalve du banc ER9. Notez la morphologie en dent de chien du ciment. **B)** Aperçu de A) par cathodoluminescence. Notez la luminescence orange terne du ciment identique à celle de la matrice. **C)** Aperçu par microscopie optique du ciment précipité dans une porosité moldique de bivalve du banc ER10. Notez la morphologie granulaire du ciment. **D)** Aperçu de C) par cathodoluminescence. Notez la luminescence orange terne du ciment identique à celle de la matrice. **E)** Aperçu détaillé par microscopie optique du ciment précipité dans une porosité moldique de bivalve du banc ER11. Notez la morphologie de blocage du ciment. **F)** Aperçu de E) par cathodoluminescence. Notez la luminescence orange terne du ciment à la base (identique à celle de la matrice) puis l'importante zonation du reste du ciment. Remarquez la croissance du ciment à partir d'une morphologie en dent de chien.



Les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène mesurés à partir de la matrice de l'échantillon ER10 sont faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ER10})} = -3,54\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ER10})} = -4,40\text{‰}$  (figure 4.3). Les rapports isotopiques mesurés à partir des ciments à luminescences fortement zonées des échantillons ER11 et ER12 montrent des valeurs encore plus faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ER11})} = -7,58\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ER11})} = -4,89\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ER12})} = -5,27\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ER12})} = -5,30\text{‰}$  (figure 4.3). Les mesures isotopiques des matrices de ces mêmes échantillons donnent des valeurs beaucoup moins faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ER11})} = -1,87\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ER11})} = -3,91\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ER12})} = -3,76\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ER12})} = -4,50\text{‰}$  (figure 4.3).

Ces valeurs moins faibles sont reliées à la quantité importante de milioles prélevée en même temps que les matrices (problème de résolution de l'échantillonnage). En effet, les milioles contenues dans les échantillons prélevés n'ont été que très partiellement recristallisées en calcite faiblement magnésienne (LMC ; figure 4.5A). Elles conservent donc aujourd'hui encore une grande partie de leurs cristaux calcitiques hautement magnésiens originels (HMC ; figure 4.5B). Le signal géochimique obtenu à partir de ces matrices très riches en milioles est ainsi lié à un phénomène de mélange entre un signal provenant des matrices (recristallisées) et un signal provenant des milioles. Un phénomène similaire peut se produire avec les mesures isotopiques réalisées à partir de ciments néomorphiques étant donné que ces derniers englobent assez souvent de nombreux cristaux de l'aragonite originelle des tests (Maliva *et al.* 2001).



**Figure 4.5 :** **A)** Aperçu par microscopie optique des milioles contenues dans l'échantillon ER11 (coloré à l'alizarine). Remarquez que certaines parois des milioles ont été partiellement recristallisées (flèches noires). **B)** Aperçu par microscopie électronique à balayage de la structure de la paroi d'une miliole de l'échantillon ER12. Notez la bonne préservation des cristaux calcitiques hautement magnésiens originels (petits bâtonnets). Remarquez un début de recristallisation de ces cristaux.

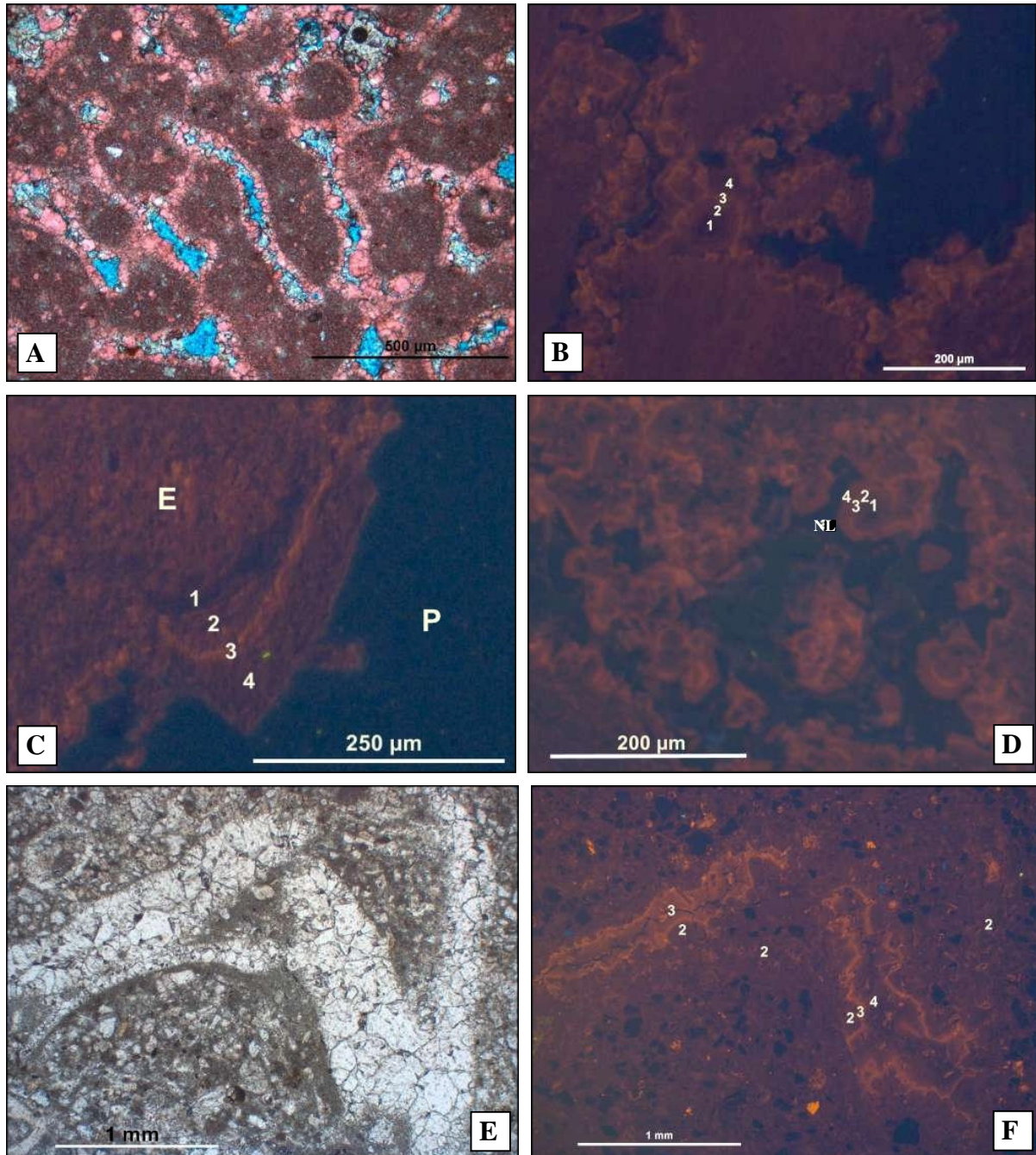
Un autre ciment a été observé dans le secteur 1B lors de l'analyse pétrographique. Il s'agit d'un ciment précipité dans l'importante porosité moldique de la bioconstruction R1. Il possède une morphologie microgranulaire qui forme une frange plus ou moins isopaque (20 à 50  $\mu\text{m}$ ) n'obstruant pas beaucoup la porosité (figure 4.6A). Ce ciment possède une minéralogie calcitique non ferrière et sa luminescence présente une succession caractéristique de quatre phases présentant chacune des luminescences différentes. La succession débute par une phase de nucléation de petits cristaux totalement non luminescents (pas toujours bien visibles ; phase 1 de la figure 4.6B). Elle continue par une phase de croissance cristalline possédant une luminescence orange foncée très terne (phase 2 de la figure 4.6B). Une bande caractéristique à luminescente orange vive apparaît au cours d'une troisième phase (phase 3 de la figure 4.6B). Finalement la dernière phase présente une luminescence orange foncée terne (phase 4 de la figure 4.6B).

On retrouve une succession de luminescence identique dans les ciments syntaxiaux qui croissent à l'intérieur des porosités moldiques de la bioconstruction R1 (figure 4.6C). De la même manière, elle apparaît dans le niveau riche en bivalves ostréidés (figure 2.9B) situés sous la bioconstruction R2 (figure 4.6D). Elle peut finalement être observée dans les ciments de blocage qui remplissent les porosités moldiques (bivalves) des bancs à faciès lagunaires situés entre les deux bioconstructions (figure 4.6E et F). Dans ce dernier cas, la succession de luminescence n'apparaît pas toujours de manière complète. En effet, la croissance très rapide des ciments de blocage entraîne la fermeture rapide des pores les plus petits qui n'enregistrent donc que les premières phases de cimentation (figure 4.6F).

Les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène mesurés à partir des ciments possédant cette succession caractéristique de luminescence<sup>1</sup> montrent des valeurs faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ER}23)} = -2,36\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ER}23)} = -4,28\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ER}27)} = -3,07\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ER}27)} = -4,63\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ER}32)} = -3,89\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ER}32)} = -4,12\text{‰}$  (figure 4.3).

---

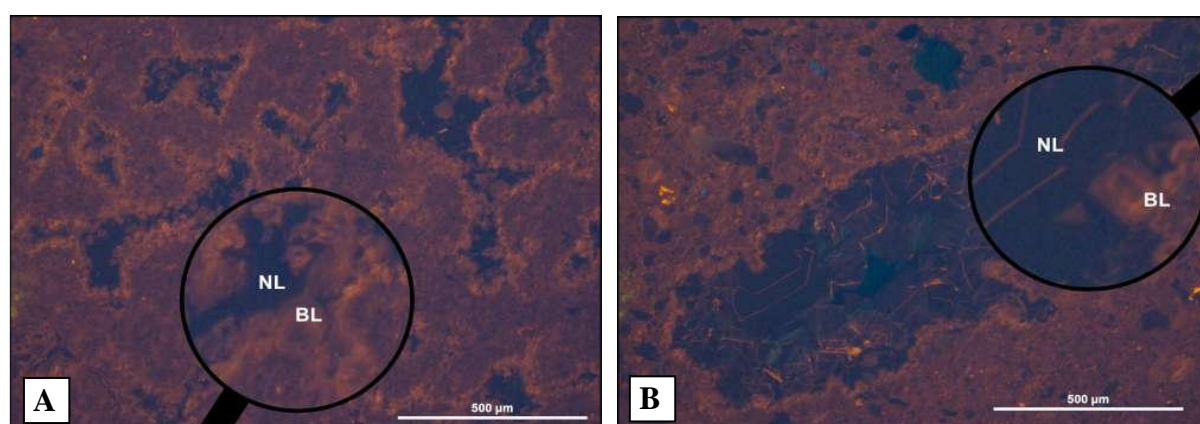
<sup>1</sup> Etant donné la très petite taille des ciments dans les échantillons ER23 et ER27, les rapports isotopiques mesurés correspondent en fait au mélange du signal géochimique provenant du ciment lui-même et de celui de la matrice carbonatée prélevée en même temps (problème de résolution du prélèvement).



**Figure 4.6 :** **A)** Aperçu par microscopie optique du ciment de morphologie microgranulaire frangeant dans une porosité moldique de corail au niveau de la bioconstruction R1 (coloré à l'alizarine ; ER16). Notez la minéralogie calcitique non ferrifère. **B)** Aperçu à la cathodoluminescence du ciment microgranulaire frangeant (ER27). Notez la succession de quatre phases de luminescences différentes typique de ce ciment (notées de 1 à 4). **C)** Aperçu à la cathodoluminescence d'un ciment syntaxial poussant dans une porosité moldique de corail (ER27). Notez l'enregistrement de quatre phases strictement identiques au précédent (E=échinoderme ; P = porosité). **D)** Aperçu à la cathodoluminescence d'un ciment microgranulaire issu du banc riche en ostréidés situé sous le R2 (R2-2). Notez qu'il présente lui aussi les quatre phases successives caractéristiques et qu'il montre en plus un ciment postérieur totalement non luminescent (NL). **E)** Aperçu par microscopie optique du ciment de blocage remplissant la porosité moldique d'un bivalve. Cet échantillon est issu d'un des bancs à faciès lagunaire situé au-dessus de la bioconstruction R1 (ER32). **F)** Aperçu de E) par cathodoluminescence. Notez l'enregistrement incomplet des quatre phases de cimentation dans les ciments. Notez la différence de développement de la phase de croissance cristalline n°3 entre le ciment remplissant la porosité moldique située à gauche et celui remplissant la porosité moldique située à droite.



Un dernier ciment a pu être observé dans le secteur 1B de la première partie. Il s'agit d'un ciment qui remplit lui aussi l'intérieur de porosités moldiques (figure 4.7A). Il possède une morphologie de blocage et une minéralogie calcitique non ferrifère. Il a la particularité de ne présenter aucune luminescence (figure 4.7A). Lorsqu'il est très développé, il montre néanmoins quelques très fines bandes de luminescences ternes orangées (figure 4.7B). Ce ciment est toujours précipité postérieurement au ciment qui présente les quatre zones de luminescences (figure 4.7A et B). On observe la succession de ces deux ciments de manière très ponctuelle, depuis la bioconstruction récifale R1 (figure 4.7A et B) jusqu'au banc riche en bivalves ostréidés situé sous la bioconstruction R2 (figure 4.6D).

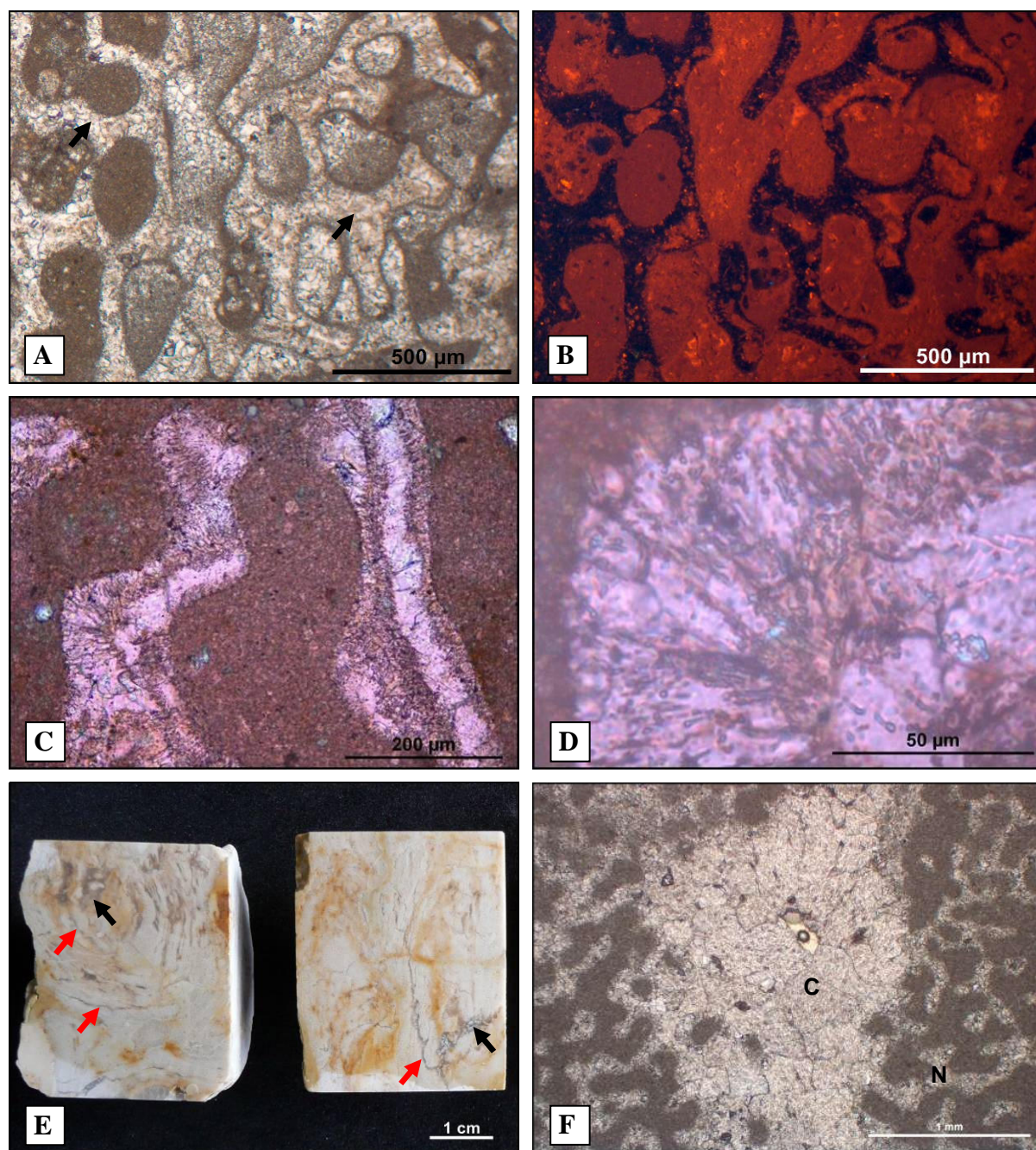


**Figure 4.7 :** **A)** Aperçu à la cathodoluminescence des ciments précipités dans une porosité moldique de corail de la bioconstruction R1 (ER16). Notez la succession entre un premier ciment microgranulaire frangeant à bande luminescente (BL) et un ciment totalement non luminescent (NL). **B)** Aperçu à la cathodoluminescence des ciments précipités dans une porosité moldique de bivalve du niveau bioconstruit R1 (ER15). Notez une fois de plus la succession entre un premier ciment microgranulaire frangeant à bande luminescente (BL) et un ciment globalement non luminescent (NL) mais qui possède néanmoins quelques fines bandes luminescentes orangées.

Le **secteur 1C** (ER33 à ER42/ECR1) est caractérisé par la présence d'éléments qui ont conservé leur minéralogie aragonitique originelle et d'éléments qui ont été entièrement néomorphisés. L'analyse pétrographique de la bioconstruction R2 montre que ses coraux ont été fortement néomorphisés en calcite faiblement magnésienne. Le ciment qui remplace les coraux est un ciment granulaire qui présente une couleur brunâtre très pale (figure 4.8A). Sa luminescence est globalement nulle bien qu'elle soit tachetée de zones de luminescences orangées, lui donnant un aspect nuageux (figure 4.8B). Le ciment néomorphique englobe des petits cristaux de la structure aragonitique fibreuse originelle des coraux (figure 4.8C et D). Il existe de nombreuses très petites cavités de dissolutions karstiques qui sont reliées entre elles par un micro-réseau de canaux de dissolutions dans les coraux de R2 (figure 4.8E et F).

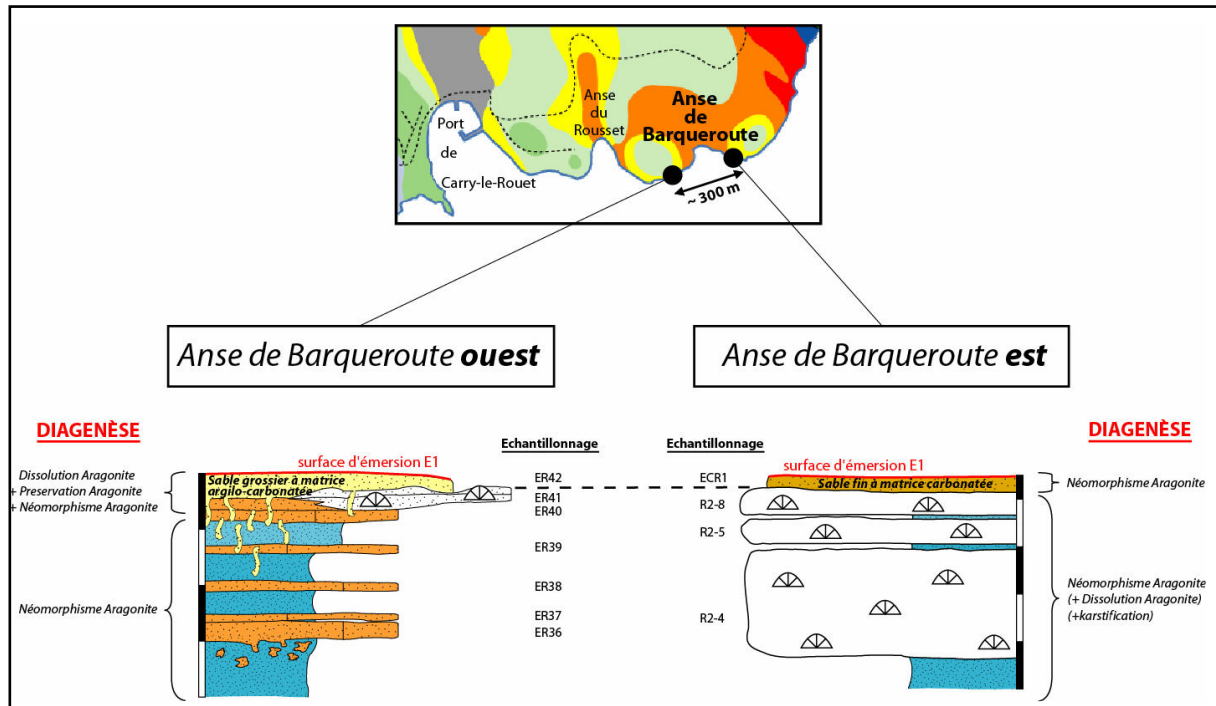


L'ensemble de cette porosité karstique est totalement fermé par un ciment de blocage (figure 4.8F) possédant une minéralogie calcitique non ferrifère et une luminescence terne orangée.



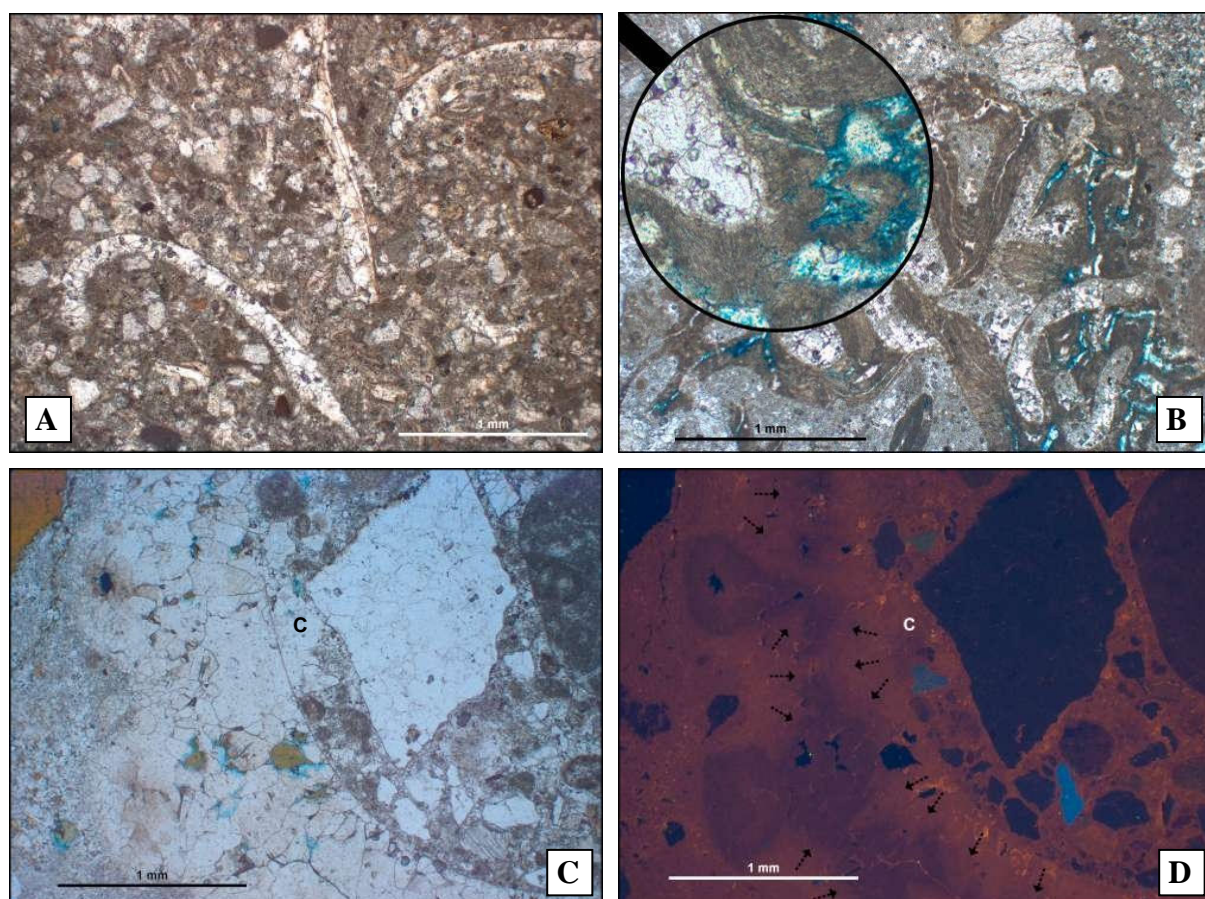
**Figure 4.8 :** **A)** Aperçu au microscope optique du ciment néomorphique des coraux de la bioconstruction R2 (R2-5). Notez la couleur brunâtre très pale du ciment (flèches noires). **B)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez la luminescence très faible et très nuageuse du ciment néomorphique. **C)** Aperçu au microscope optique du ciment néomorphique d'un corail de R2 (coloré à l'alizarine ; R2-5). Observez la très bonne préservation de la structure aragonitique fibreuse du corail originel. **D)** Vue détaillée d'une partie de C) (coloré à l'alizarine). Remarquez que le ciment néomorphique semble avoir englobé des cristaux fibreux de l'aragonite originelle du corail. Notez la présence de petits cristaux fibreux dans le ciment (probablement des inclusions d'aragonite). **E)** Aperçu des petites cavités de dissolutions karstiques (flèches noires) et du réseau karstique (flèches rouges) affectant les coraux de la bioconstruction R2. Notez que les cavités et le réseau sont fortement cimentés. **F)** Aperçu au microscope optique d'une très petite cavité de dissolution karstique cimentée (C) dans la bioconstruction R2 néomorphisée (N ; R2-4).

A l'est de l'anse de Barqueroute (figure 4.9), le banc situé au-dessus de la bioconstruction R2 (banc ECR1) montre un néomorphisme très important de tous ses éléments aragonitiques (figure 4.10A). A l'ouest de l'anse (figure 4.9), l'équivalent latéral de ce banc (banc microconglomératique ER42) contient lui des éléments possédant aujourd'hui encore leurs minéralogies aragonitiques originelles (figure 4.10B). Il possède en outre des éléments totalement dissous (porosité moldique) et des éléments totalement néomorphisés (figure 4.10C). Le ciment néomorphique présente une couleur brunâtre très pale, sa minéralogie est calcitique non ferrifère et sa luminescence est terne orangée puis devient rougeâtre (figure 4.10D). Un ciment non néomorphique est précipité dans les porosités intrasquelettiques des éléments néomorphisés (figure 4.10D). Il possède les mêmes caractéristiques que le ciment néomorphique excepté sa couleur brunâtre observée en lumière naturelle (figure 4.10C).



**Figure 4.9 :** Coupes stratigraphiques de la série dans la partie ouest et dans la partie est de l'anse de Barqueroute (extrait de la carte géologique du secteur). Echantillonnage réalisé et processus diagénétiques observés dans chacune des deux parties.





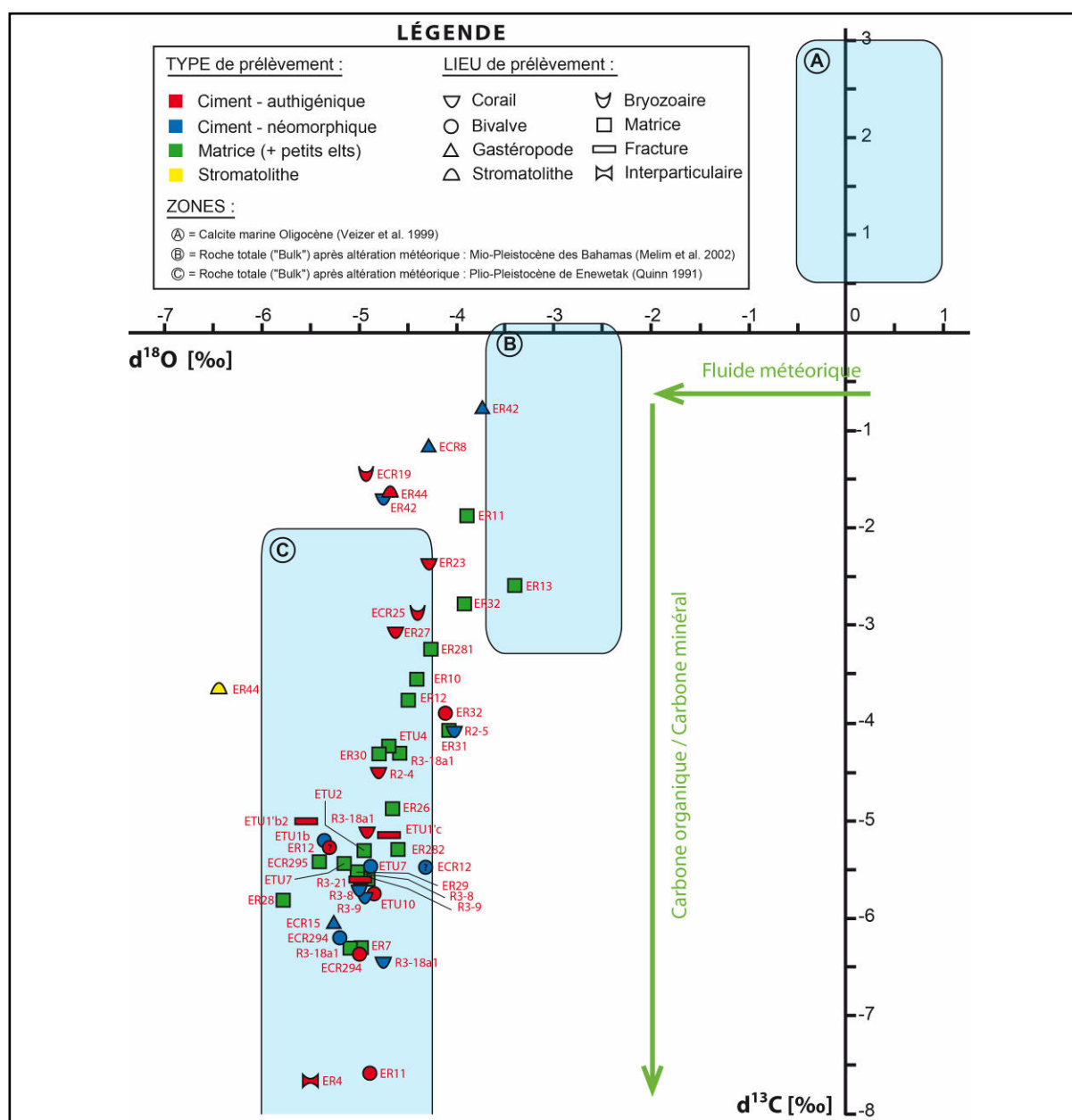
**Figure 4.10 :** **A)** Aperçu par microscopie optique de bivalves totalement néomorphisés (ECR1). Notez la préservation de la structure interne originelle des bivalves. **B)** Aperçu par microscopie optique d'un corail ayant conservé sa minéralogie aragonitique originelle (ER42). **C)** Aperçu par microscopie optique d'une section transversale d'un gastéropode néomorphisé (ER42). Notez la coloration pale brunâtre du ciment néomorphique. Remarquez la présence d'un ciment de blocage dans la cavité intrasquelettique (C). **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez la luminescence terne qui passe de l'orange au rougeâtre indiquant le chemin suivi par le processus de néomorphisme. Il s'initie par les bords extérieur et intérieur du gastéropode puis progresse vers l'intérieur du test (flèches noires). Remarquez la similitude de la luminescence du ciment néomorphique avec celles du ciment non néomorphique (c) et de la matrice.

#### 4.4.1.2. Interprétation

Les transformations diagénétiques décrites dans cette première partie de la série de Carry-le-Rouet sont les mêmes que celles se produisant lorsque des sédiments carbonatés sont soumis à des conditions météoriques (cf. parag. 1.4.).

L'existence d'importants phénomènes de dissolutions (karstiques et non karstiques) et de néomorphisme implique la circulation de fluides sous-saturés en aragonite dans la porosité des sédiments (cas des fluides météoriques). L'association morphologique des ciments observés et leurs minéralogies calcitiques faiblement magnésiennes traduisent également la présence de conditions météoriques (Flügel 2004). Toutes les analyses géochimiques du carbone et de l'oxygène réalisées à partir des ciments et des matrices des échantillons prélevés dans la série montrent des rapports isotopiques très faibles, caractéristiques de sédiments qui

ont été minéralogiquement stabilisés à partir de fluides météoriques (et non marins ou mixtes ; Allan et Matthews 1982 ; Given et Lohmann 1986 ; Budd 1988a et b ; Budd et Land 1990). Finalement, le diagramme croisé réalisé à partir de l'ensemble des mesures géochimiques présente une très forte variabilité des rapports isotopiques du carbone mais une très faible variabilité des rapports isotopiques de l'oxygène (figure 4.11) ; ce comportement est typiquement observé dans les cas de sédiments stabilisés dans des conditions météoriques (Allan et Matthews 1982 ; Lohmann 1988 ; Quinn 1991 ; Moore 2001 ; Melim *et al.* 2002).



**Figure 4.11** : Diagramme croisé des mesures géochimiques ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  et  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ) réalisées à partir de l'ensemble des échantillons prélevés dans la série. Remarquez la très forte variation des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  et la très faible variabilité des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$ . Ce comportement est typiquement observé avec des sédiments minéralogiquement stabilisés dans des conditions météoriques. Comparaison avec plusieurs gammes de valeurs isotopiques fournies par différents auteurs (cadres bleus).

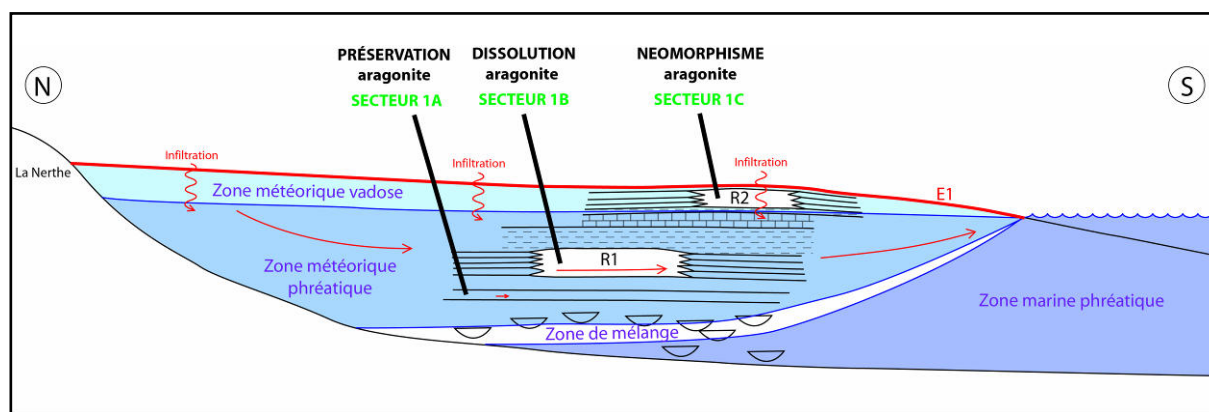
Tous ces arguments indiquent donc clairement l'existence d'une émergence de la plate-forme (tout au moins d'une partie de celle-ci) engendrée par une chute importante du niveau marin relatif. Dans de telles circonstances, quatre zones diagénétiques se mettent en place dans la colonne sédimentaire : une zone météorique vadose, une zone météorique phréatique, une zone de mélange et une zone marine phréatique (cf. parag. 1.4. ; figure 4.12). Chacune de ces zones possède des caractéristiques diagénétiques particulières que l'on peut essayer de comparer avec celles des différents secteurs que nous avons établis dans cette première partie de la série. Dans le cas de la première partie, seules deux zones sont bien exprimées (zones météoriques vadose et phréatique). De plus, la zone phréatique peut-être subdivisée en deux sous-zones, active et inactive.

Le **secteur 1A** est interprété comme une paléozone météorique phréatique inactive (ou très peu active) au cours de la première émergence enregistrée dans la série (figure 4.12). En effet, les éléments aragonitiques contenus dans ce secteur ont été bien préservés et les mesures isotopiques indiquent une stabilisation des matrices à partir de fluides de natures météoriques. La très faible insaturation en carbonate de calcium des fluides des zones météoriques phréatiques inactives permet la conservation partielle des grands éléments aragonitiques et la recristallisation des fines matrices carbonatées (cf. parag. 1.4.3.).

Le **secteur 1B** est interprété comme une paléozone météorique phréatique active (figure 4.12) car l'ensemble des éléments aragonitiques qu'il contenait ont tous été entièrement dissous (aucun processus de néomorphisme observé). Les analyses isotopiques qui y ont été effectuées indiquent une stabilisation des sédiments à partir de fluides météoriques. La dissolution complète de toute l'aragonite des coraux de la bioconstruction R1 et de toute l'aragonite des bivalves des bancs lagunaires de ce secteur nécessite la circulation d'une très importante quantité de fluides insaturés vis-à-vis de ce minéral. De telles conditions sont réunies dans les zones météoriques phréatiques actives (cf. parag. 1.4.3.).

Le **secteur 1C** est interprété comme une paléozone météorique vadose (figure 4.12) car les éléments aragonitiques qu'il contient ont été soit préservés, soit fortement néomorphisés en calcites faiblement magnésiennes. La préservation des éléments aragonitiques est beaucoup plus favorisée dans les zones météoriques vadoses que dans les zones météoriques phréatiques (Steinen et Matthews 1973 ; Buchbinder et Friedman 1980 ; Matthews et Frohlich 1987 ; Quinn et Matthews 1990 ; Quinn 1991 ; Whitaker *et al.* 1997 et 1999 ; Melim *et al.* 2002). En effet, le flux d'eau insaturé en carbonate de calcium qui traverse les zones vadoses (i.e. les

pluies) est beaucoup moins important et beaucoup moins régulier que celui qui traverse les zones météoriques phréatiques (Pingitore 1976 ; Quinn 1991). Il en résulte une interaction eau-roche généralement beaucoup plus forte au sein des zones vadoses (Pingitore 1976 ; Caron et Nelson 2009), pouvant conduire à un néomorphisme important des éléments aragonitiques s'y trouvant. De nombreuses publications témoignent d'un rapide processus de néomorphisme affectant les coraux lorsqu'ils sont soumis à des conditions météoriques vadoses (Pingitore 1976 ; Buchbinder et Friedman 1980 ; Sherman *et al.* 1999 ; McGregor et Gagan 2003 ; Rabier *et al.* 2008). L'important néomorphisme observé dans les coraux de la bioconstruction R2 (secteur 1C) peut donc traduire une stabilisation minéralogique en contexte météorique vadose.



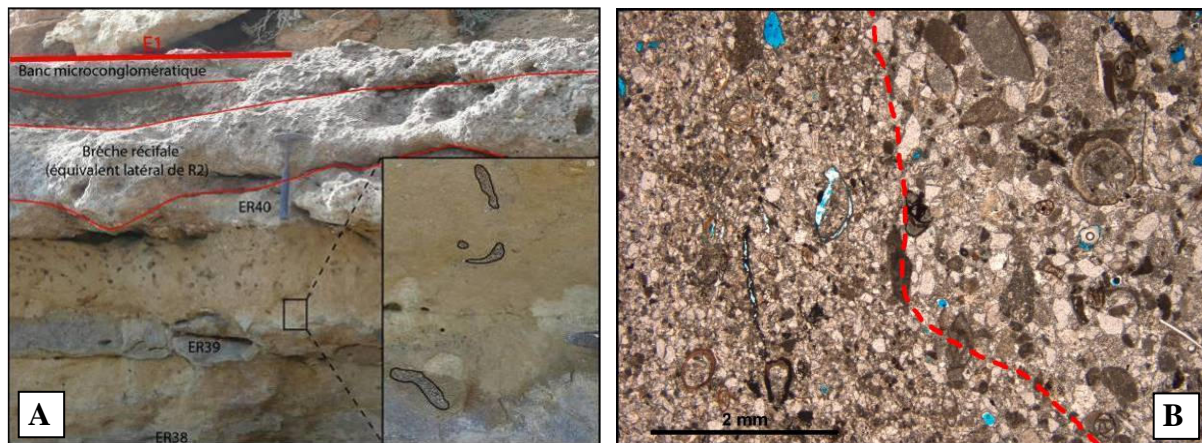
**Figure 4.12 :** Modèle conceptuel de la distribution des zones diagénétiques (en bleu) dans les sédiments de la première partie de la série au cours de la première émergence (E1).

La position de la surface d'émergence ("E1") de cette première partie de la série est assez difficile à déterminer précisément étant donné qu'aucun indice clair d'émergence n'a pu être identifié sur les affleurements de Carry-le-Rouet (paléosols, rhizolithes, calcrètes, ciments asymétriques vadoses, silts vadoses, etc.). La difficulté de retrouver une surface d'émergence a déjà été évoquée par plusieurs auteurs (Durllet et Loreau 1996 ; Railsback *et al.* 2003). Durllet et Loreau (1996) ont montré que les surfaces d'émergences pouvaient être rabotées lors des épisodes transgressifs postérieurs, et être remplacées par des surfaces d'ablation. Néanmoins dans notre cas, l'étude sédimentologique (chap. 3) montre que cette surface d'émergence pourrait correspondre au sommet du niveau microconglomératique qui ensable la bioconstruction R2 (figure 4.13A). En effet ce banc marque le passage de conditions marines franches (indiquées par la présence de coraux) à des conditions très proches du littoral (indiquées par la présence de stromatolithes). Cette observation indique l'existence d'une



chute importante du niveau marin relatif (limite Seq 1-Seq 2 ; figure 3.11), qui peut être mise en relation avec les processus diagénétiques observés dans la première partie de la série.

Les bioturbations observées au sommet de la première partie de la série (figure 4.13A) à l'ouest de l'anse de Barqueroute (figure 4.9) nous permettent de montrer clairement que la surface d'émersion est localisée au-dessus du banc microconglomératique. En effet, ces bioturbations (figures d'affouillement) affectent l'ensemble des bancs supérieurs et sont remplies par le sable microconglomératique (figure 4.13A et B). Ceci implique que les bancs bioturbés n'étaient pas encore lithifiés au moment du dépôt de ce dernier. Or, puisqu'une exposition de sédiments carbonatés à des conditions météoriques se traduit généralement par une induration, la surface d'émersion recherchée ne peut donc se situer qu'au dessus du banc microconglomératique (postérieurement à la bioturbation).



**Figure 4.13 :** **A)** Aperçu de la première partie de la série et de sa surface sommitale d'émersion "E1" (ouest de l'anse de Barqueroute). Remarquez la présence d'une très intense bioturbation dans l'ensemble des bancs situés en dessous de la surface E1. Détail sur les bioturbations. Notez que le sable grossier qui remplit les bioturbations est très similaire à celui présent juste en dessous de la surface E1 (sable microconglomératique). **B)** Aperçu du contact entre le sable qui remplit les bioturbations (à droite) et le sable qui a été bioturbé (à gauche ; ER39). Remarquez la grande différence de taille granulométrique existant entre les deux sables.

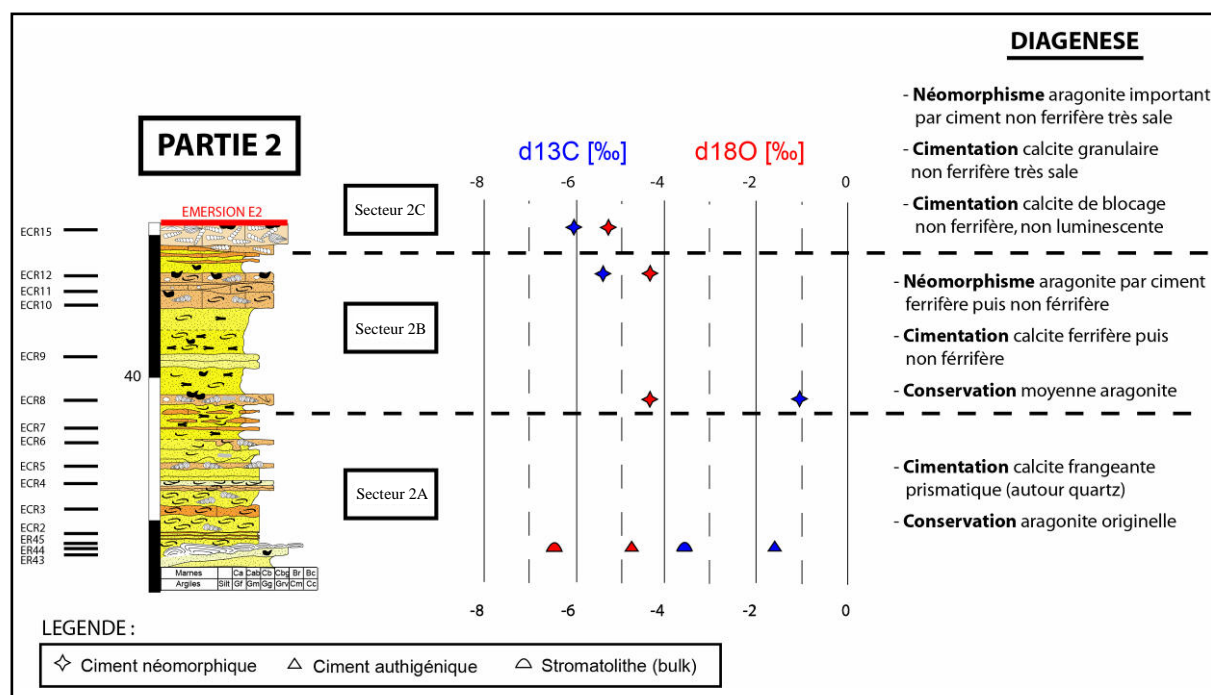
La texture et la taille des éléments constituant les sédiments traversés par les fluides météoriques semblent jouer un rôle primordial sur l'importance et le type de processus diagénétiques mis en place. Ceci peut être montré par l'étude du niveau sableux coiffant la bioconstruction R2 de part et d'autre de l'anse de Barqueroute (figure 4.9) : lorsque celui-ci possède une texture boueuse très dense et des grains de relativement petites tailles (échantillon ECR1 collecté à l'est de l'anse de Barqueroute ; figure 4.10A), il présente un processus de néomorphisme très important de ses éléments aragonitiques. En revanche, lorsque celui-ci possède une texture moins boueuse et des grains de plus grandes tailles



(échantillon ER42 collecté à l'ouest de l'anse de Barqueroute ; figure 4.10C), les éléments aragonitiques qu'il contient sont soit préservés, soit néomorphisés, soit dissous (totalement ou partiellement).

Ce contraste entre les processus diagénétiques qui affectent un même banc exposé à des conditions diagénétiques identiques est assez marquant. Une observation similaire a été décrite par Melim *et al.* (2002) mais à partir de l'étude de sédiments minéralogiquement stabilisés dans des conditions phréatiques marines d'enfouissement (cf. parag. 1.4.1.). Ces auteurs montrent qu'un système diagénétique très fermé est créé dans le cas de sédiments possédant des textures boueuses. La fermeture de ce système est liée aux très faibles perméabilités initiales de ce type de sédiments (Enos et Sawatsky 1981) qui entraînent un ralentissement (voir même un arrêt) de la circulation du fluide percolant à travers leurs porosités. Le carbonate de calcium dissous dans le sédiment boueux par le fluide est alors généralement recyclé sur place par le biais d'un processus de néomorphisme des éléments aragonitiques. En revanche, dans le cas de sédiments possédant des textures non boueuses, un système beaucoup plus ouvert est développé. L'ouverture de ce système est liée aux fortes perméabilités de ce type de sédiments qui permet une très bonne circulation du fluide à travers la porosité (Enos et Sawatsky 1981). Le recyclage du carbonate de calcium dissous par ce fluide n'existe plus dans ce cas car celui-ci est beaucoup plus facilement exporté. Il en résulte que les éléments aragonitiques apparaissent principalement dissous et non plus néomorphisés. Le processus de néomorphisme observé dans les zones vadoses serait ainsi largement favorisé au sein des sédiments boueux peu perméables car ces derniers sont capables de conserver par capillarité (Evans et Ginsburg 1987) une certaine quantité d'eau météorique à l'intérieur de leurs microporosités matricielles (ce qui entraîne une forte interaction eau-roche ; Caron et Nelson 2009). Dans les sédiments très perméables en revanche, l'eau est rapidement évacuée ce qui défavorise le processus de néomorphisme (car l'interaction eau-roche est plus faible ; Caron et Nelson 2009). Une simple différence de perméabilité initiale entre les deux échantillons prélevés à environ 300 m l'un de l'autre de part et d'autre de l'anse de Barqueroute pourrait donc expliquer la différence entre les processus diagénétiques observée pour une même zone diagénétique (i.e. sommet de la zone météorique vadose).

## 4.4.2. Deuxième partie

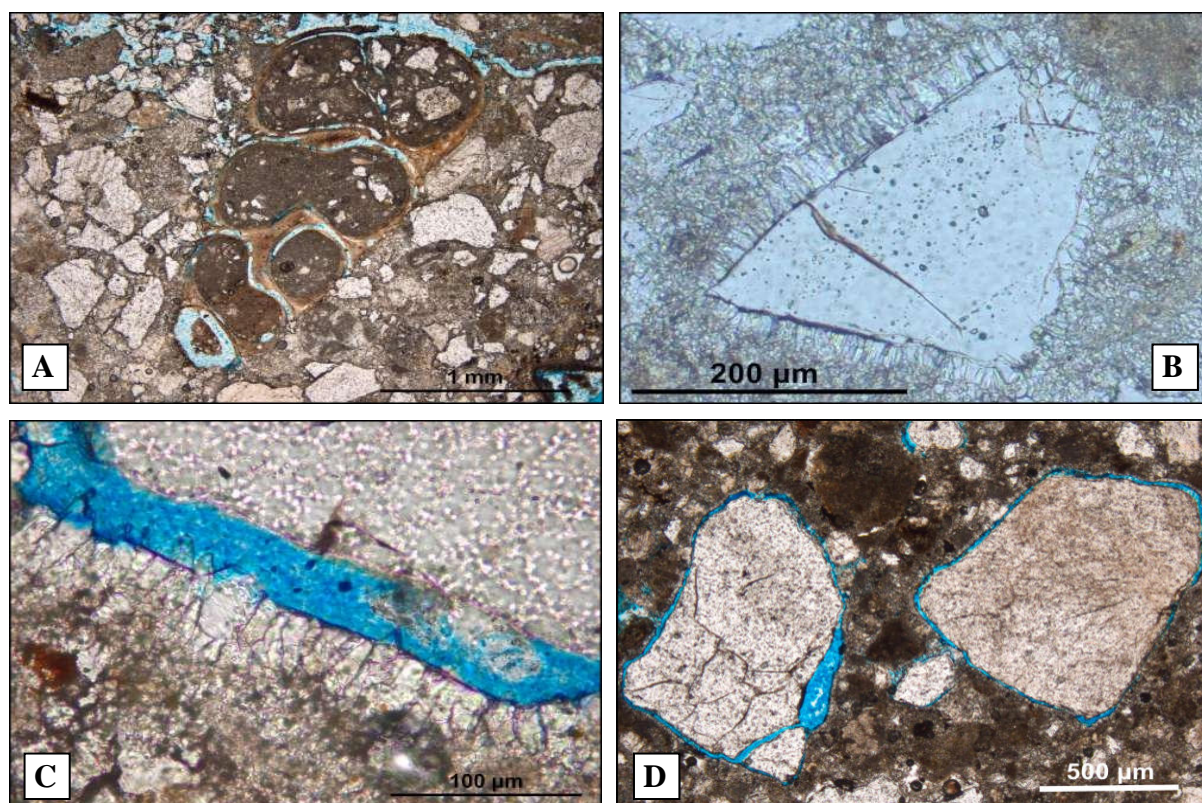


**Figure 4.14 :** Coupe stratigraphique synthétique de la seconde partie de la série. Mesures des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ ) réalisées sur les échantillons prélevés dans cette partie. Subdivision en 3 secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes (les observations ne représentent pas un enchainement chronologique).

### 4.4.2.1. Observations

Cette seconde partie de la série peut être subdivisée en trois secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes (figure 4.14) :

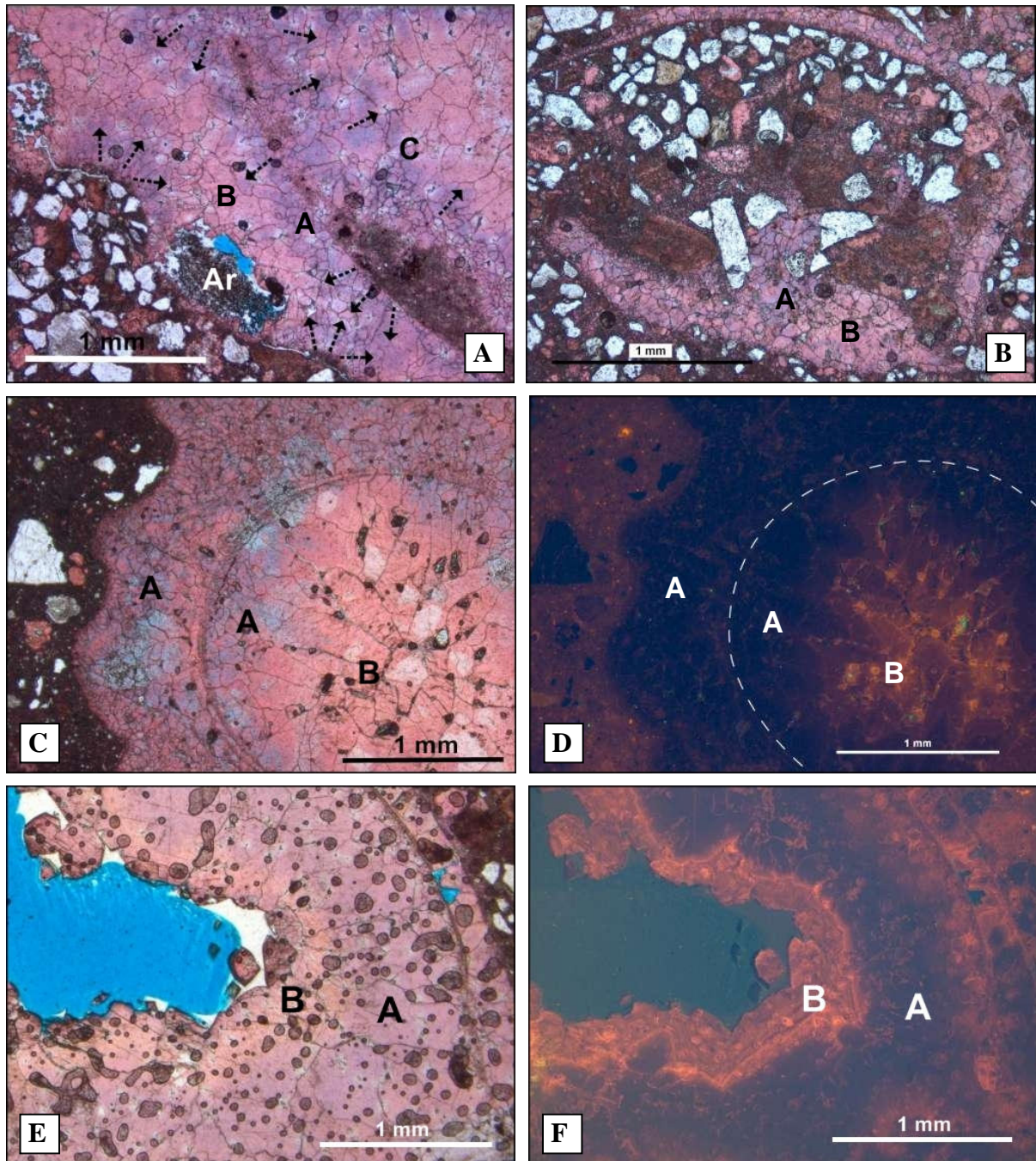
Le **secteur 2A** (ER43 à ECR7) est caractérisé par une bonne conservation des éléments aragonitiques (figure 4.15A). Un ciment frangeant fibreux peut être observé dans la quasi-totalité des bancs qui le compose (figure 4.15B). Ce ciment possède une minéralogie calcitique ou aragonitique et sa luminescence est orangée et terne. Il apparaît presque toujours autour de grains de quartz et ses cristaux possèdent des tailles comprises entre 10 et 30  $\mu\text{m}$  de longueur. Ce ciment apparaît souvent sous forme de reliques dont ne subsiste plus que l'extrémité la plus éloignée du grain sur lequel il a été nucléé (figure 4.15C). Une fine porosité répliquant la morphologie extérieure du grain de quartz apparaît alors dans ce cas (figure 4.15D).



**Figure 4.15 :** **A)** Aperçu par microscopie optique d'un bivalve ayant conservé sa minéralogie aragonitique originelle (ECR4). Notez la couleur brunâtre du test. **B)** Aperçu par microscopie optique du ciment frangeant fibreux (ER43). **C)** Aperçu par microscopie optique de la porosité (en bleu) créée après la dissolution partielle de la frange de ciment entourant un grain de quartz (ECR3). **D)** Aperçu par microscopie optique des porosités (en bleu) mimant les contours des grains de quartz (ECR3).

Le **secteur 2B** (ECR8 à ECR13) est caractérisé par une préservation moins importante des éléments aragonitiques et par la présence d'éléments néomorphisés. Les ciments néomorphiques précipités sont dans un premier temps de nature calcitique ferrifère puis deviennent assez brusquement calcitiques non ferrifères (figure 4.16A, B et C). Cette succession se retrouve également dans les ciments authigéniques (non néomorphiques) précipités dans les porosités intrasquelettiques (figure 4.16 A, C et E). Les ciments ferrifères (néomorphiques ou non) possèdent des morphologies de blocage à granulaire et ne montrent pas ou très peu de luminescence (figure 4.16D et F). Ceci est en accord avec le fait que cet élément est considéré comme un inhibiteur de luminescence (Pagel *et al.* 2000). Les ciments non ferrifères (néomorphiques ou non) possèdent des morphologies de blocage à granulaire et montrent des luminescences orangées (figure 4.16D) souvent zonées (figure 4.16F). Les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène de ces ciments (mélange entre le ciment ferrifère et le ciment non ferrifère) montrent des valeurs très différentes lorsqu'il s'agit d'un ciment néomorphique ou d'un ciment authigénique :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ECR8})} = -1,18\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ECR8})} = -4,3\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ECR12})} = -5,46\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ECR12})} = -4,33\text{‰}$  (figure 4.14).

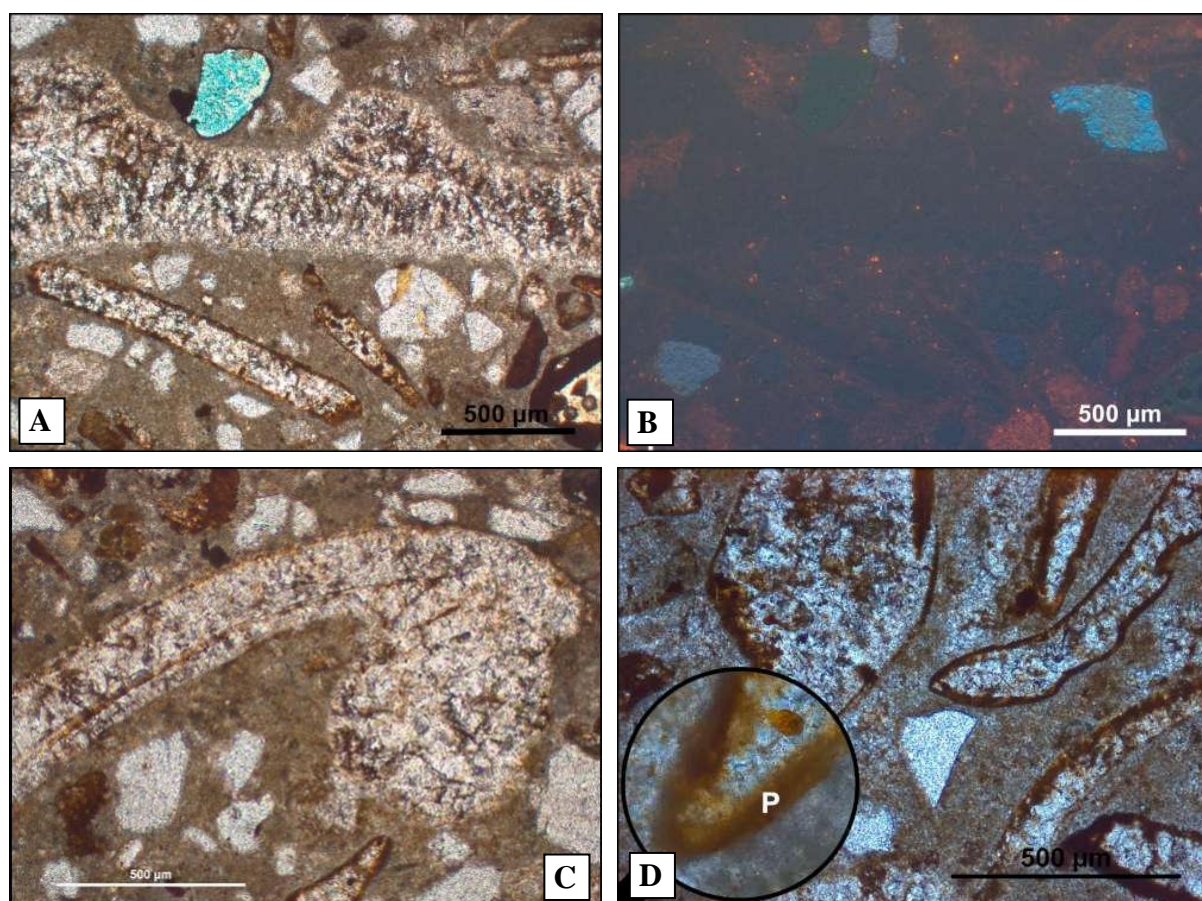




**Figure 4.16 :** **A)** Aperçu par microscopie optique du ciment néomorphique d'un gastéropode (coloré à l'alizarine ; ECR8). Notez la succession entre un premier ciment néomorphique possédant une minéralogie calcitique ferrifère (A) et un second ciment néomorphique possédant une minéralogie calcitique non ferrifère (B). Remarquez la présence d'un ciment non néomorphique (C) présentant la même succession de minéralogie dans la cavité intrasquelettique du gastéropode. Notez la présence de restes de l'aragonite originelle du gastéropode au centre de la carène (Ar). **B)** Aperçu par microscopie optique du ciment néomorphique (?) d'un gastéropode (coloré à l'alizarine ; ECR10). Notez de nouveau la présence des minéralogies A et B. **C)** Aperçu par microscopie optique du ciment néomorphique d'un gastéropode (coloré à l'alizarine ; ECR8). Notez la succession entre les minéralogies A et B à la fois pour le ciment néomorphique et pour le ciment non néomorphique qui est précipité dans la cavité intrasquelettique. **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez la très faible luminescence de la minéralogie A et la luminescence plus intense de la minéralogie B. **E)** Aperçu par microscopie optique du ciment (non néomorphique) précipité dans une porosité intrasquelettique de bivalve (coloré à l'alizarine ; ECR8). Notez la succession entre les minéralogies A et B. **F)** Aperçu à la cathodoluminescence de E). Notez la très faible luminescence de la minéralogie A et la luminescence zonée et plus intense de la minéralogie B.



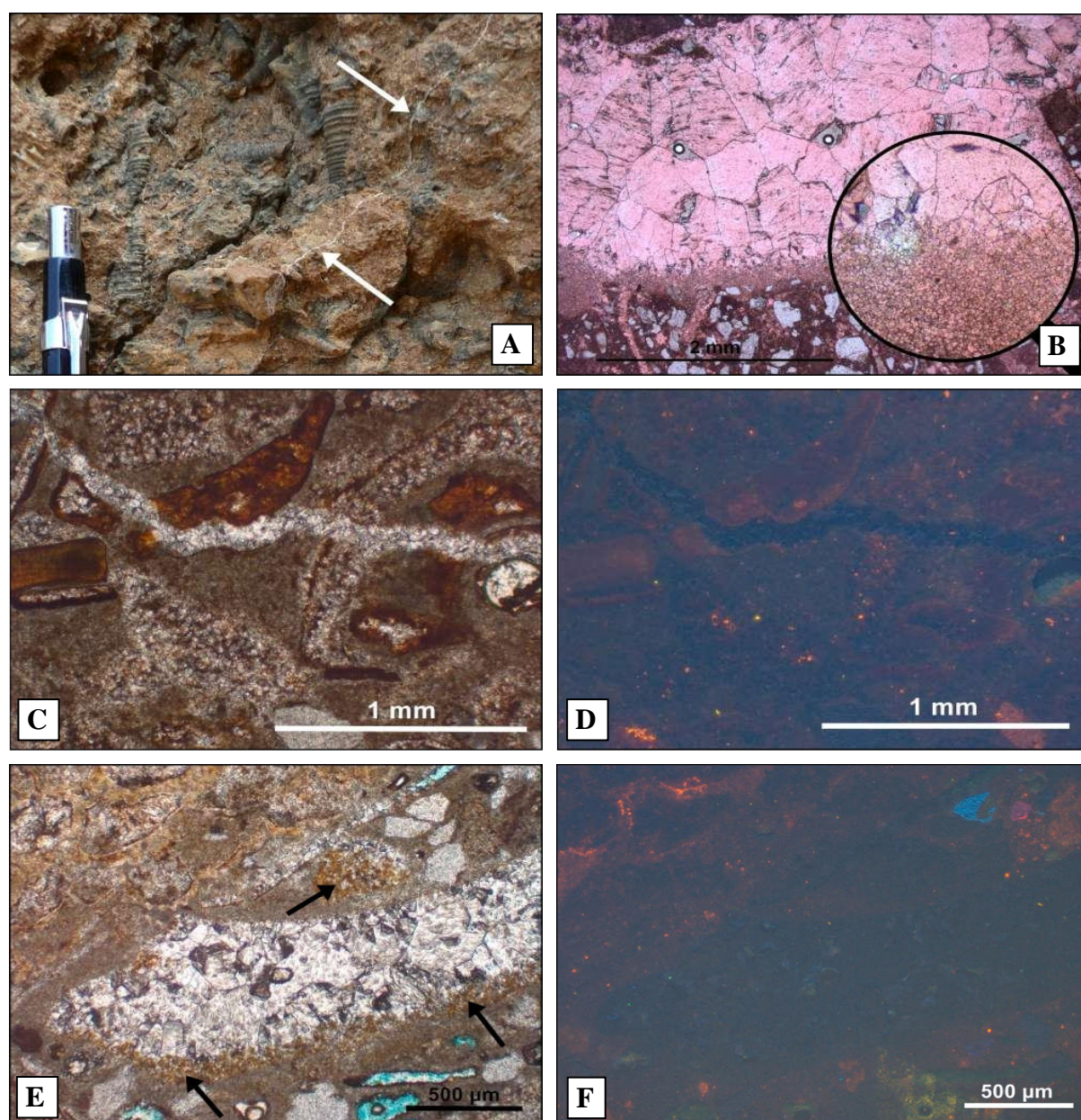
Le **secteur 2C** (ECR15 : "barre à turritelles") est caractérisé par un néomorphisme très intense de l'ensemble des éléments originellement aragonitiques (figure 4.17A et C). Le ciment néomorphique précipité est un ciment granulaire de minéralogie calcitique entièrement non ferrifère, possédant une luminescence très faible voir nulle (figure 4.17B). Il possède un aspect très sale car il contient de nombreuses petites inclusions de couleurs brunâtres. Les éléments néomorphisés sont très souvent recouverts d'une pellicule plus ou moins épaisse possédant elle aussi cette couleur brunâtre (figure 4.17D). Les mesures géochimiques des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène réalisées sur ce ciment montrent qu'il est fortement enrichi en isotopes légers :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ECR15})} = -6,04\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ECR15})} = -5,37\text{‰}$  (figure 4.14).



**Figure 4.17 :** **A)** Aperçu par microscopie optique du ciment néomorphique d'un gastéropode (ECR15). Notez l'aspect très sale du ciment. **B)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez la luminescence très faible du ciment néomorphique. **C)** Aperçu par microscopie optique du ciment néomorphique d'un bivalve (?) (ECR15). Remarquez l'aspect très sale du ciment et la bonne préservation de la structure interne originelle du test. **D)** Aperçu par microscopie optique des éléments néomorphisés (ECR15). Notez l'aspect très sale des cristaux et la présence d'une pellicule brunâtre (P) enrobant de nombreux éléments.



Un autre ciment a été observé dans le secteur 2C. Il s'agit d'un ciment remplissant un petit réseau de fractures affectant la barre à turritelles (figure 4.18A). Ce ciment est limpide et possède une morphologie de blocage (figure 4.18B et C). Sa minéralogie est calcitique non ferrifère et sa luminescence est nulle (figure 4.18D). Les fractures qu'il obstrue recoupent les éléments néomorphisés (figure 4.18C). Un fin sédiment micritique à microsparitique est souvent déposé à la base des fractures avant que le ciment ne se développe (figure 4.18B). Ce ciment peut être observé également dans quelques rares porosités moldiques (figure 4.18E et F) et dans ce cas il se développe souvent au-dessus d'un fin dépôt géopète (différent du précédent puisque sa couleur est cette fois ci brunâtre).



**Figure 4.18 :** **A)** Aperçu d'une petite fracture (flèches blanches) remplie de calcite dans la barre à turritelles (ECR15). **B)** Aperçu par microscopie optique d'une fracture remplie par un ciment de blocage (coloré à



l'alizarine ; ECR15). Remarquez le fin dépôt micritique antérieur à la cimentation (détail). Notez la minéralogie calcitique non ferrifère de ce dépôt et du ciment. **C)** Aperçu par microscopie optique d'une fracture remplie par un ciment de blocage (ECR15). Remarquez que la fracture recoupe le ciment néomorphique. **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez l'absence de luminescence du ciment remplissant la fracture. **E)** Aperçu par microscopie optique d'une cavité moldique de bivalve remplie par un ciment de blocage (ECR15). Remarquez les dépôts géopètes antérieurs à la cimentation (flèches noires). **F)** Aperçu à la cathodoluminescence de E). Notez l'absence de luminescence du ciment de blocage.

#### 4.4.2.2. Interprétation

Les ciments frangeants fibreux observés dans le secteur 2A sont interprétés comme des ciments marins précoces (Flügel 2004). Ce sont les seuls ciments d'origine marine qui ont été relevés lors de l'analyse pétrographique. Ce type de ciment est connu pour se former dans les sédiments bénéficiant d'une circulation très importante d'eau de mer à travers leur porosité (zone marine phréatique active ; cf. parag. 1.4.1.). C'est pour cette raison qu'il est souvent observé à l'intérieur de dépôts possédant des textures "grainstones", qui présentent de fortes perméabilités initiales. Les sédiments grainstones sont déposés dans des environnements caractérisés par une certaine agitation du milieu comme les zones de plages ou les hauts fonds (shoals, barrières récifales, etc.).

Dans la série de Carry-le-Rouet, les ciments frangeants fibreux n'ont pas été formés sur place mais ont été plutôt transportés avec les grains de quartz qu'ils entourent. En effet, la grande quantité de matrice contenue dans les sédiments n'aurait pas permis de créer de ciments fibreux (car celle-ci entraîne une très faible perméabilité). Les grains de quartz ont été apportés depuis une zone de circulation plus active comme une zone de plage par exemple. La distance de transport est toutefois très faible puisque les ciments fibreux sont très bien préservés (peu fracturés).

Les autres ciments observés dans cette seconde partie de la série indiquent plutôt des modifications diagénétiques dans un contexte météorique. Les faibles rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène qui y ont été mesurés confirment cette hypothèse (figure 4.14). Les trois secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes ne correspondent pas du tout à celles décrites précédemment dans la première partie de la série.

Le **secteur 2A** est interprété comme une paléozone marine phréatique au cours de la seconde émergence enregistrée dans la série (figure 4.19). En effet, les éléments aragonitiques s'y trouvant ont été très bien préservés, ce qui indique généralement un contexte météorique vadose ou phréatique marin (Friedman 1964 ; Steinen et Matthews 1973 ; Steinen 1974 ; Buchbinder et Friedman 1980 ; cf. parag. 1.4.). Si le secteur 2A était considéré comme une paléozone météorique vadose, cela impliquerait que son épaisseur devait être supérieure à 15 m au moment de l'émergence. Cette hypothèse nécessiterait une chute drastique du niveau marin relatif dans un contexte sédimentaire qui est globalement transgressif (cf. parag. 3.5.), ce qui est très peu probable.

Le **secteur 2B** est également interprété comme une paléozone marine phréatique (figure 4.19) car ses éléments aragonitiques ont eux aussi été très bien préservés à l'issue de la seconde période d'émergence affectant la série. En effet, les processus de néomorphisme et de cimentation qui ont pu être observés dans ce secteur (i.e. ciments ferrifères devenant ensuite non ferrifères) sont considérés comme des phases diagénétiques postérieures à la deuxième émergence. Ceci est indiqué par la présence de ciments identiques dans les niveaux riches en bryozoaires *Smittina* qui sont situés au-dessus de la seconde surface d'émergence reconnue (cf. troisième partie).

Le **secteur 2C** est interprété comme une paléozone météorique vadose (figure 4.19). Son toit est considéré comme la seconde surface d'émergence de la série ("E2"). L'histoire diagénétique du secteur 2C apparaît totalement déconnectée de celle du secteur sus-jacent (secteur 3A) et du secteur sous-jacent (secteur 2B). Ce phénomène peut être expliqué par une stabilisation minéralogique très précoce de la barre à turritelles (secteur 2C), qui n'aurait pas permis l'enregistrement des processus diagénétiques ultérieurs (i.e. ciments ferrifères devenant non ferrifères). Plusieurs indices trahissent l'existence d'une lithification précoce de la barre à turritelles dans un milieu météorique vadose.

Les éléments possédant une minéralogie originellement aragonitique y ont subi un très important néomorphisme ; ce processus est couramment observé au sein des zones météoriques vadoses (cf. parag. 1.4.4.). Les rapports isotopiques très faibles des ciments néomorphiques précipités (figure 4.14) indiquent clairement une stabilisation minéralogique à partir de fluides possédant une origine météorique (et non marine). La minéralogie calcitique non ferrifère et la luminescence presque nulle de ces ciments néomorphiques traduisent en

plus des conditions de précipitation oxydantes<sup>1</sup>. Ces conditions sont remplies dans les zones météoriques vadoses où ce type de ciment est couramment décrit (Ali 1995 ; Booler et Tucker 2002).

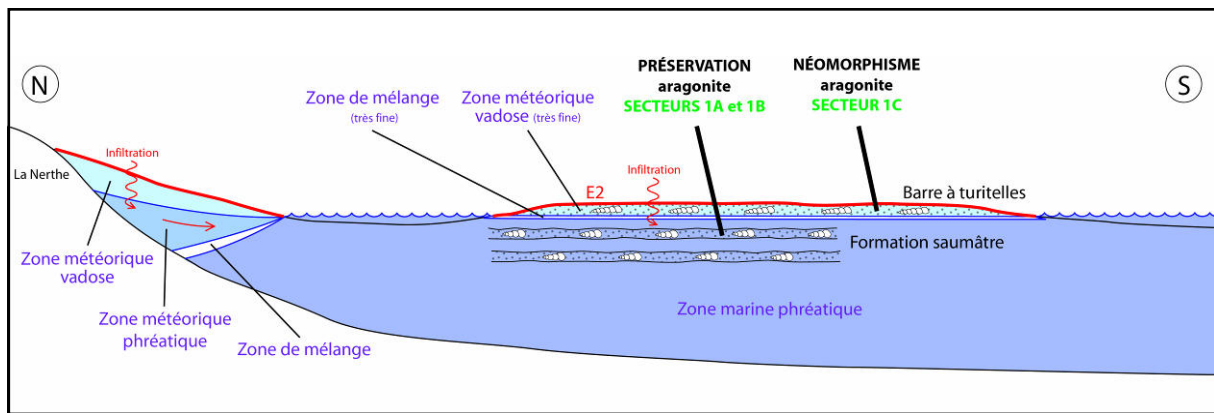
Le réseau de fractures qui parcourt la barre à turritelles peut avoir été mis en place soit très précocement après l'émergence de ce banc, soit plus tardivement après le dépôt des sédiments sus-jacents. Si la phase de fracturation est tardive, les bancs situés au-dessus et en dessous de la barre à turritelles devraient être également affectés par les fractures. Ce n'est pas ce qui est observé sur les affleurements actuels. Si en revanche la phase de fracturation est très précoce, seuls les bancs bien lithifiés au cours de la seconde émergence (i.e. ceux qui ont passé un certain temps dans des conditions météoriques : secteur 2C) devraient être affectés. C'est ce qui peut être observé sur les affleurements actuels où seule la barre à turritelles présente des fractures. Un argument de plus en faveur d'une fracturation précoce de la barre à turritelles est la minéralogie calcitique non ferrifère et l'absence de luminescence des ciments de blocage qui ont été précipités à l'intérieur des fractures (celles-ci indiquent des conditions de précipitation oxydantes<sup>1</sup>). Enfin, un dernier argument en faveur d'une lithification précoce de la barre à turritelles liée à son exposition à des conditions météoriques vadoses est la présence d'un fin dépôt micritique antérieur au processus de cimentation des fractures. Il pourrait s'agir de "crystal silt" (Dunham 1969), typiquement déposé à l'intérieur de zones météoriques vadoses (Bathurst 1975).

La barre à turritelles peut donc être considérée comme une surface durcie ("hardground") formée dans un contexte météorique vadose (et non marin). Aucuns phénomènes liés à l'existence d'une zone météorique phréatique ou à une zone de mélange n'a pu être établi en dessous de la zone vadose. Cette absence pourrait être expliquée par la configuration très plane du système sédimentaire. En effet, une petite chute du niveau marin relatif aurait entraîné l'émergence de quelques hauts fonds très plats de la plate-forme comme la barre à turritelles. Les zones vadoses très fines créées au sein de ces hauts fonds très plats sont alors totalement déconnectées de la zone vadose continentale (figure 4.19) et reposent directement

---

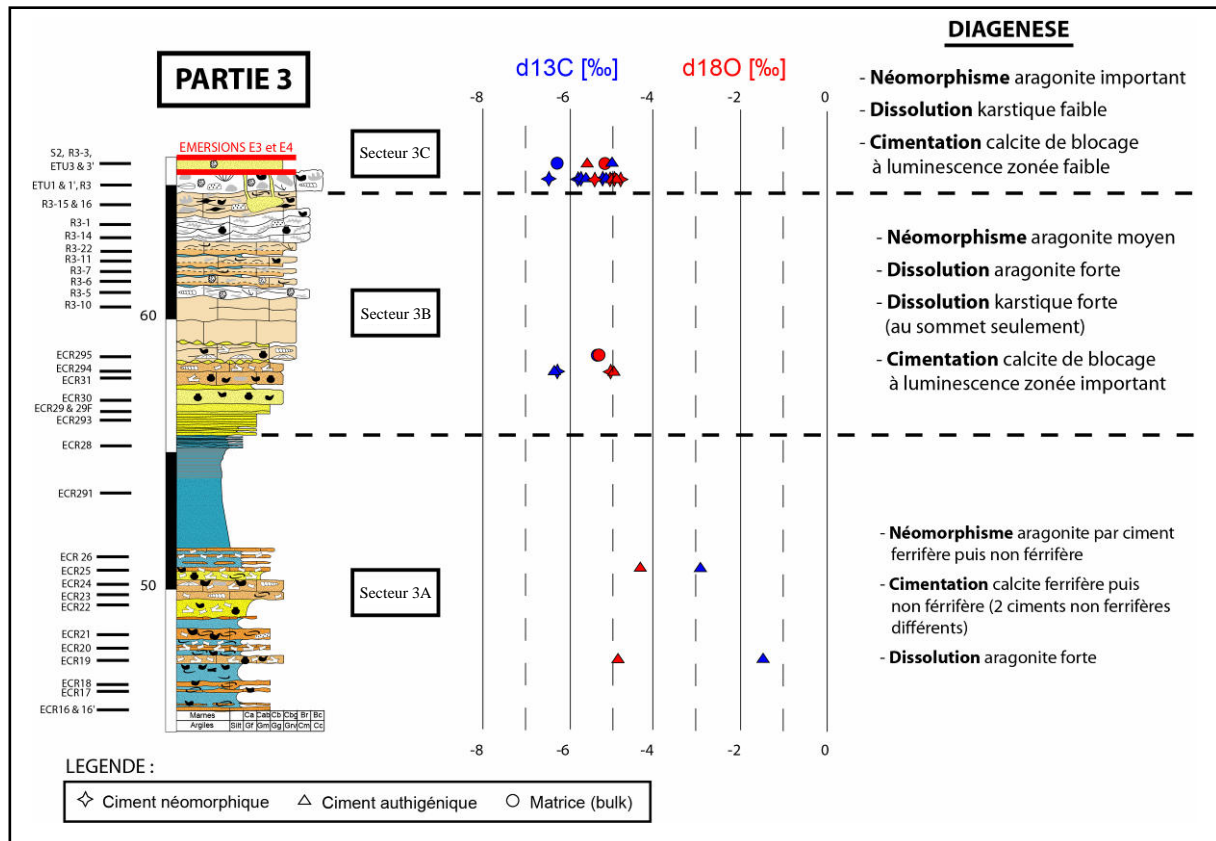
<sup>1</sup> La luminescence d'un ciment est principalement fonction du fer et du manganèse qui a pu être incorporé dans son réseau cristallin (Tucker et Wright 1990). Dans les fluides, le manganèse (qui est le principal activateur de luminescence) et le fer (qui est le principal inhibiteur de luminescence) se trouvent généralement sous leurs formes ioniques réduites bivalentes ( $Mn^{2+}$  et  $Fe^{2+}$ ). Lorsque ces fluides sont soumis à des conditions très oxydantes, le manganèse et le fer qu'ils contiennent sont complexés sous la forme d'oxydes. Ces deux éléments ne peuvent alors plus se substituer à l'ion calcium ( $Ca^{2+}$ ) dans les réseaux cristallins de calcites qui précipitent à partir de ces fluides. Les calcites précipitées dans des conditions très oxydantes ne contiennent donc que très peu de manganèse et de fer dans leurs réseaux, et ne montrent bien souvent aucune luminescence. Elles présentent donc également une minéralogie non ferrifère lorsqu'elles sont colorées à l'alizarine.

sur des sédiments gorgés d'eau marine. Une durée d'émersion très courte n'aurait alors pas autorisé le développement d'une lentille d'eau douce pérenne en dessous de la zone météorique vadose (présence d'une fine zone de mélange ?). Le dépôt de la barre à turrítelle s'intègre dans un contexte globalement transgressif du système sédimentaire (cf. parag. 3.4.), ce qui conforte dans l'idée d'une durée d'émersion très courte (plus courte que celle de la première émersion). L'absence de phénomène de karstification dans cette partie de la série confirme également cette hypothèse. Elle implique que le processus très intense de néomorphisme des éléments aragonitiques observé dans la zone météorique vadose est mis en place très rapidement après l'émersion.



**Figure 4.19 :** Modèle conceptuel de la distribution des zones diagénétiques (en bleu) dans les sédiments de la seconde partie de la série au cours de la deuxième émersion enregistrée (E2).

### 4.4.3. Troisième partie



**Figure 4.20 :** Coupe stratigraphique synthétique de la troisième partie de la série. Mesures des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ ) réalisées sur les échantillons prélevés dans cette partie. Subdivision en 3 secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes (les observations ne représentent pas un enchainement chronologique).

#### 4.4.3.1. Observations

Cette troisième partie de la série peut être subdivisée en trois secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes (figure 4.20) :

Le **secteur 3A** (ECR16 à ECR26) est caractérisé par une préservation assez faible des éléments aragonitiques (ils y sont principalement néomorphisés dans la partie haute et dissous dans la partie basse). Les ciments néomorphiques observés dans ce secteur présentent deux phases de croissances cristallines successives : la première phase précipite des ciments de minéralogies calcitiques ferrifères (colorés en mauve à l'alizarine et au ferricyanure de potassium ; figure 4.21A) et la seconde précipite des ciments de minéralogies calcitiques non ferrifères (colorés en rose à l'alizarine et au ferricyanure de potassium ; figure 4.21A). Cette succession de ciments ferrifères puis non ferrifères se retrouve également dans les ciments qui n'ont pas une origine néomorphique (i.e. dans les ciments authigéniques ; figure 4.21C et E).

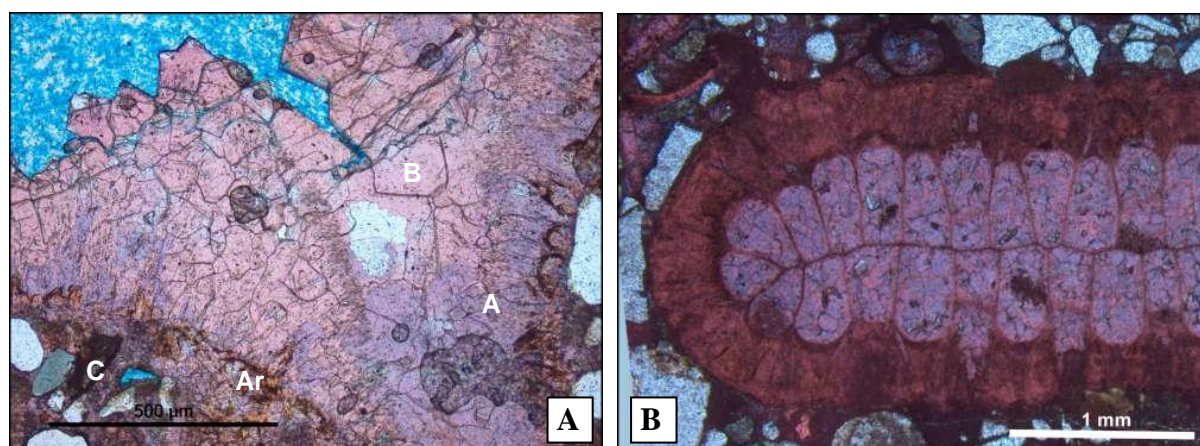
Les ciments ferrifères peuvent être observés dans les matrices (figure 4.21A), dans les porosités intrasquelettiques des bryozoaires *Smittina* (figure 4.21B), dans les coraux (figure 4.21C) ainsi que dans les porosités moldiques (figure 4.21E). Ils possèdent des morphologies de blocage à granulaire et ne montrent pas ou très peu de luminescence (figure 4.21D et F).

Les mesures des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène réalisées à partir des ciments ferrifères contenus dans des cavités intrasquelettiques de bryozoaires<sup>1</sup> montrent des valeurs faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ECR19})} = -1,45\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ECR19})} = -4,93\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ECR25})} = -2,89\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ECR25})} = -4,39\text{‰}$  (figure 4.20).

Les ciments non ferrifères (néomorphiques ou non) croissent en continuité avec les ciments ferrifères mais la transition entre les deux ciments est assez brutale. Ils possèdent des morphologies de blocage à granulaire et montrent des luminescences orangées zonées (figure 4.21D).

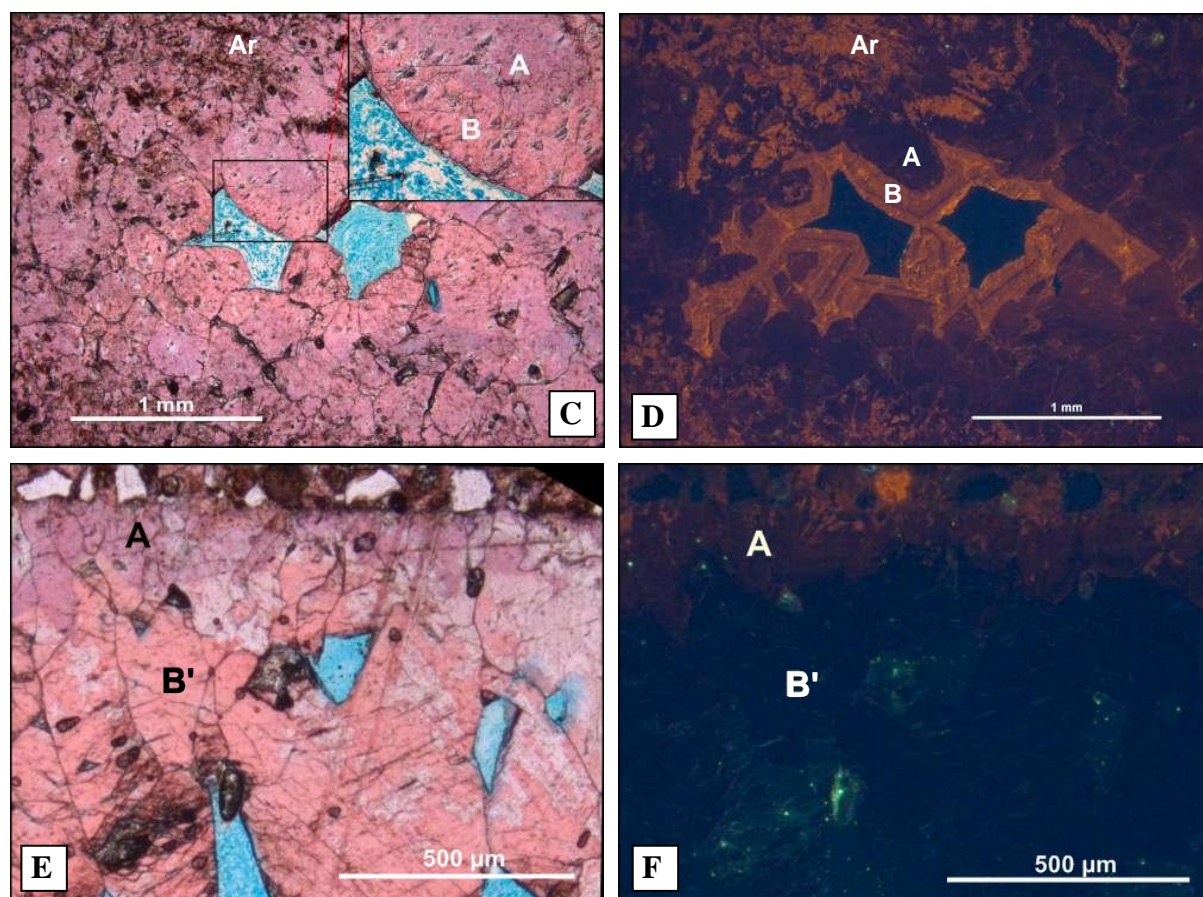
Cette succession de ciments est donc l'exacte réplique de la succession de ciments qui peut être observée dans le secteur 2B de la seconde partie de la série.

Un autre ciment non ferrifère apparaît très ponctuellement dans certaines porosités moldiques de plusieurs lames minces (ECR24 et ECR25). Il est précipité lui aussi en continuité avec la première phase de cimentation ferrifère mais il possède cette fois ci une luminescence totalement nulle (figure 4.21F). Aucun recoupement entre ces deux ciments non ferrifères n'a pu être réalisé bien qu'ils puissent cohabiter au sein d'un même échantillon (ECR25).



<sup>1</sup> Etant donné que les ciments prélevés se trouvent au sein de cavités intrasquelettiques, les rapports isotopiques mesurés correspondent en fait au mélange entre le signal géochimique provenant du ciment lui-même et celui provenant des cristaux formant la structure interne des bryozoaires (qui ont été prélevées en même temps ; problème de résolution du prélèvement ; Figure 4.21B).





**Figure 4.21 :** **A)** Aperçu par microscopie optique de la succession de ciment ferrifère (A) puis non ferrifère (B) dans un gastéropode néomorphisé (coloré à l'alizarine ; ECR24). Notez la présence de ciment ferrifère dans la matrice recristallisée (C). Remarquez la présence de restes d'aragonite brunâtre sur les bords du gastéropode (Ar). **B)** Aperçu par microscopie optique du ciment ferrifère dans la porosité intrasquelettique d'un bryzoaire (ECR19). **C)** Aperçu par microscopie optique de la succession de ciment ferrifère (A) puis non ferrifère (B) dans un corail néomorphisé et dans une cavité intrasquelettique du corail (coloration à l'alizarine ; ECR25). Notez la présence de quelques restes de l'aragonite originelle du corail (Ar) au sein du ciment néomorphique ferrifère. **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez la luminescence nulle à très faible du ciment ferrifère (A) et la luminescence orangée et zonée du ciment non ferrifère (B). **E)** Aperçu par microscopie optique de la succession des ciments ferrifères (A) et non ferrifères (B' ≠ B) dans une porosité moldique d'un bivalve (coloration à l'alizarine ; ECR25). **F)** Aperçu à la cathodoluminescence de E). Notez la luminescence très faible du ciment ferrifère (A) et la luminescence nulle du ciment non ferrifère (B').

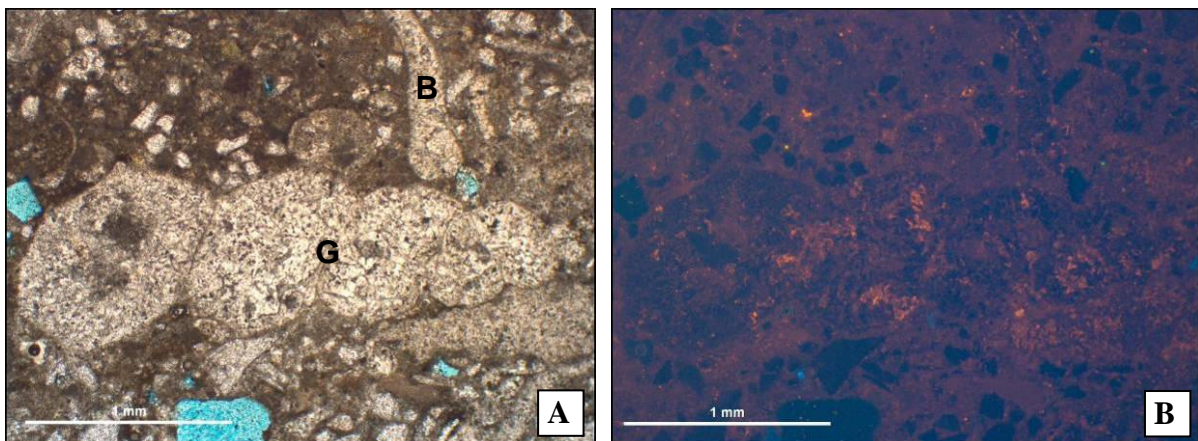
Le **secteur 3B** (ECR28 à R3-16) est caractérisé par une dissolution intense des éléments aragonitiques et en moindre mesure par un néomorphisme de ces derniers. Une cimentation importante obstruant les porosités moldiques est aussi caractéristique de cette zone. La base du secteur 3B est constituée d'un épais niveau sableux (ECR29) présentant de nombreuses figures de charge ; celles-ci forment de grandes structures concaves en forme de demi-sphères (figure 4.22). Ces structures témoignent d'une absence de lithification syn-sédimentaire de ces dépôts.



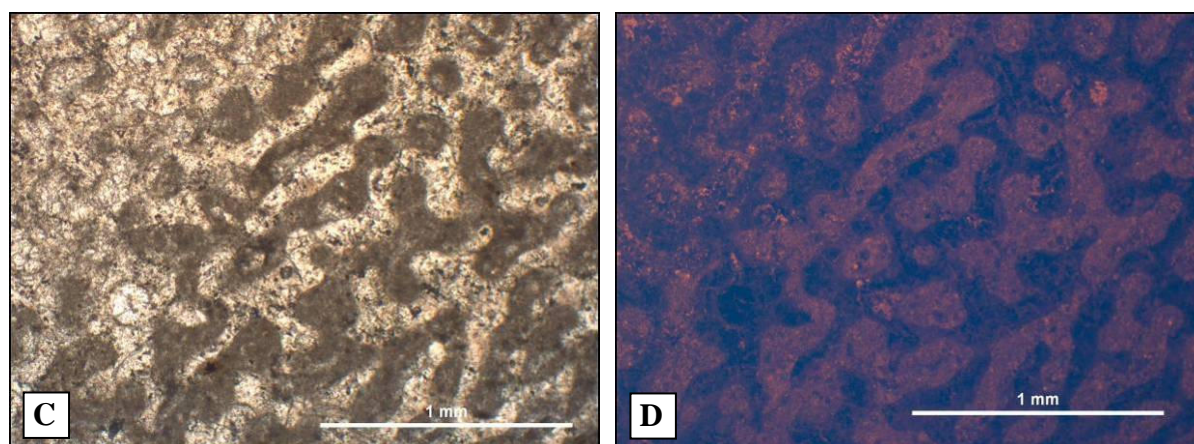


**Figure 4.22** : Aperçu des figures de charge affectant le sable ECR29 (vue de dessus). Observez les structures concaves en forme de demi-sphères (en pointillés). Détail d'une de ces structures (vue de dessus).

Au dessus de ce sable repose des calcaires sableux bioclastiques puis les coraux de la bioconstruction R3 (Galloni 1996). Certains des éléments originellement aragonitiques du secteur 3B ont été entièrement ou partiellement néomorphisés. Le ciment néomorphique précipité à un aspect très sale (lié à la présence d'inclusions) et une morphologie granulaire (figure 4.23A et C). Il possède une minéralogie calcitique non ferrifère et une luminescence très faible et très nuageuse (figure 4.23B et D). Les analyses géochimiques réalisées à partir de ces ciments montrent des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ECR294})} = -6,21\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ECR294})} = -5,21\text{‰}$  (figure 4.20).

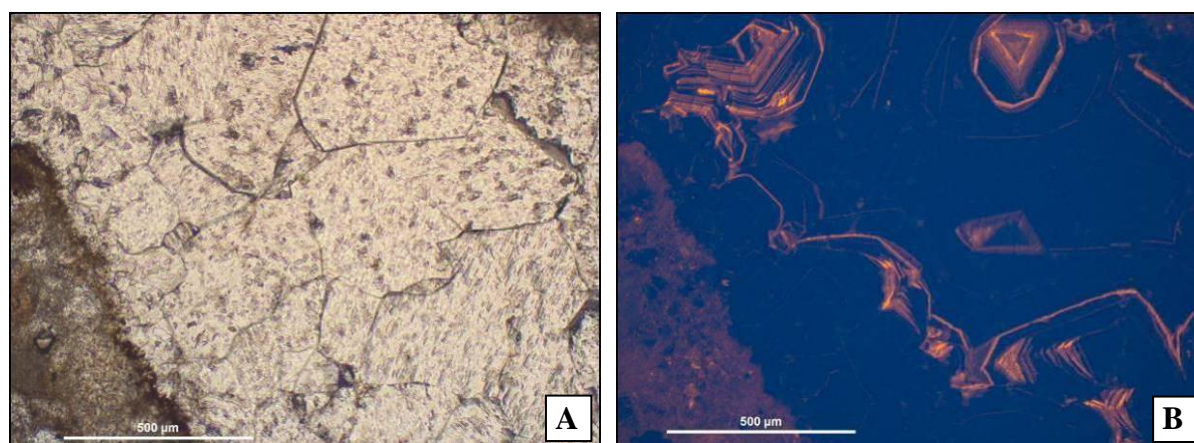


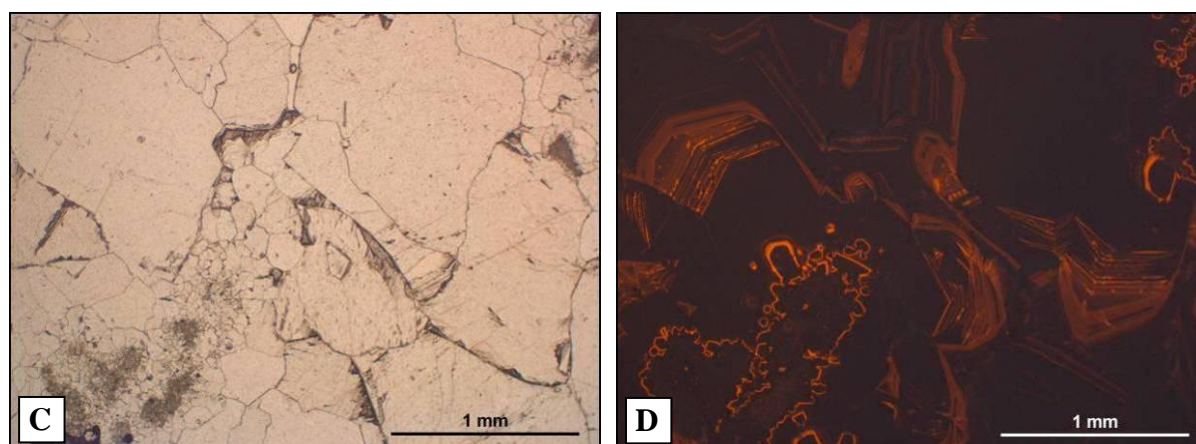




**Figure 4.23 :** **A)** Aperçu par microscopie optique des ciments néomorphiques d'un gastéropode (G) et d'un bivalve (B) (ECR294). Notez l'aspect très sale et la morphologie granulaire des ciments. **B)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez la luminescence très faible et très nuageuse des ciments néomorphiques. **C)** Aperçu par microscopie optique des ciments néomorphiques d'un corail de (R3-1). **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez la luminescence très faible et très nuageuse des ciments néomorphiques.

La majorité des éléments aragonitiques du secteur 3B a été entièrement dissoute. Un ciment de blocage a ensuite été précipité à l'intérieur de l'ensemble des porosités moldiques créées. Il est formé par des cristaux de très grandes tailles conduisant presque toujours à l'occlusion totale des pores (figure 4.24A et C). Ce ciment possède une minéralogie calcitique non ferrifère et sa luminescence est très fortement zonée avec de nombreuses alternances entre des larges bandes totalement non luminescentes et des fines bandes de luminescences orangées (figure 4.24B et D). Les analyses géochimiques réalisées sur ce ciment montrent des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ECR}294)} = -6,38\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ECR}294)} = -4,99\text{‰}$  (figure 4.20). Celles réalisées sur les matrices montrent également des valeurs très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ECR}295)} = -5,42\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ECR}295)} = -5,42\text{‰}$  (figure 4.20).



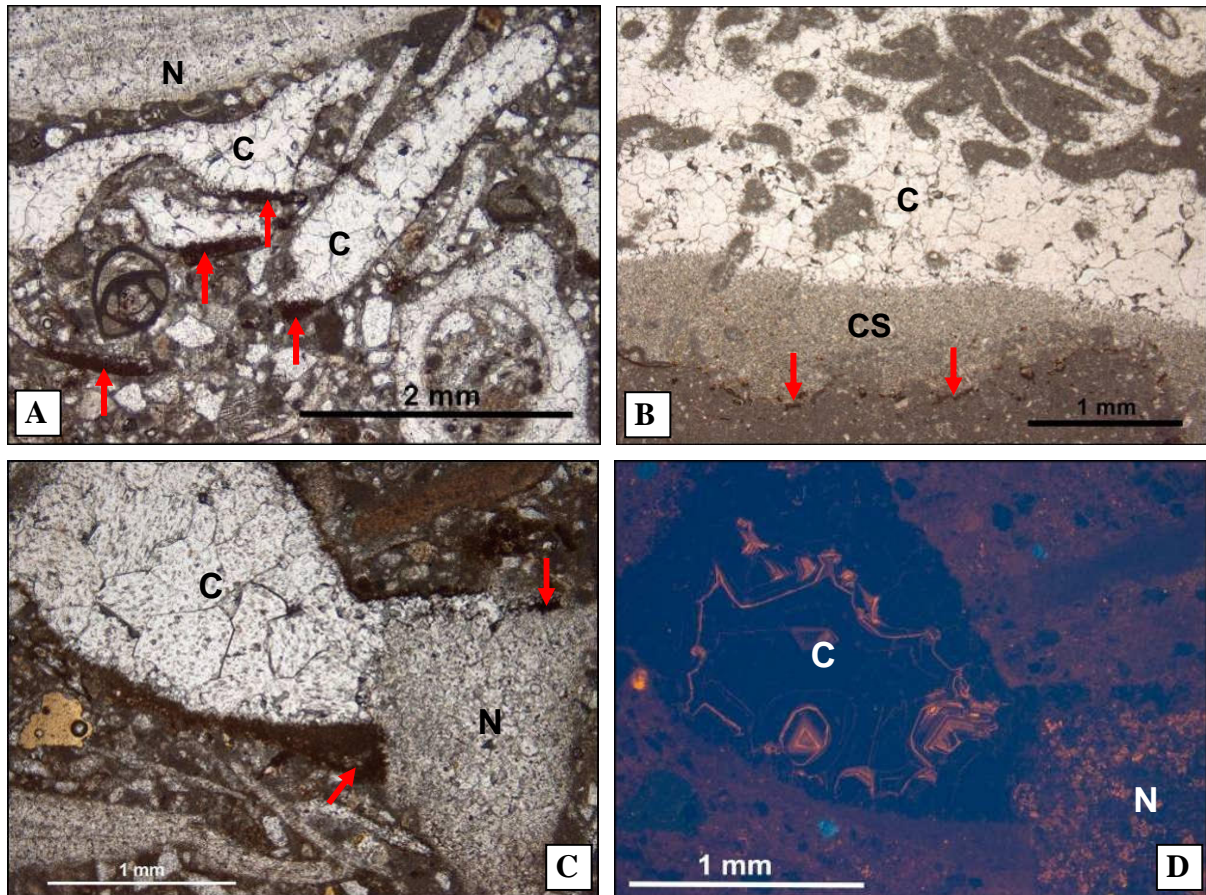


**Figure 4.24 :** **A)** Aperçu par microscopie optique du ciment de blocage dans une cavité moldique de bivalve (ECR294). Notez la taille très importante des cristaux. **B)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez la luminescence très fortement zonée du ciment de blocage. **C)** Aperçu par microscopie optique du ciment de blocage dans la cavité moldique d'un corail (R3-11). Notez la taille très importante des cristaux. **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez la luminescence très fortement zonée du ciment de blocage.

Un sédiment géopète très fin et très opaque peut être observé au fond de nombreuses cavités de dissolutions moldiques de bivalves et de coraux dans le secteur 3B (figure 4.25A et B). Celui-ci a été déposé avant la précipitation du ciment de blocage obstruant les pores (figure 4.25A). Un second dépôt géopète lui aussi très fin mais non opaque surmonte le premier dépôt dans certaines cavités de dissolutions moldiques de coraux (figure 4.25B). Ce sédiment possède une minéralogie calcitique non ferrifère (microsparite). Il a lui aussi été déposé avant la précipitation du ciment de blocage obstruant les pores. Les éléments qui ont été néomorphisés ne montrent jamais de sédiments géopètes puisque le processus de néomorphisme n'engendre pas d'ouverture de porosité.

La présence de ces dépôts géopètes nous permet de déterminer précisément l'ordre d'apparition des différentes phases diagénétiques affectant le secteur 3B (par principe de recoupement ; figure 4.25C et D). La phase diagénétique la plus ancienne est la transformation néomorphique (totale ou partielle) des éléments aragonitiques. La seconde phase est la dissolution totale de toute l'aragonite restante (celle qui n'a pas été néomorphisée), entraînant l'apparition d'une importante quantité de porosité moldique au sein des sédiments. Le fin sédiment géopète opaque est alors déposé au fond de nombreuses cavités de dissolutions moldiques (parfois directement contre les ciments néomorphiques ; figure 4.25C). Le second sédiment géopète (non opaque) est ensuite déposé par-dessus le premier dans certaines porosités moldiques de coraux. La dernière phase diagénétique enregistrée dans les échantillons du secteur 3B est la précipitation du ciment de blocage qui occlut presque toujours l'intégralité des pores.





**Figure 4.25 :** **A)** Aperçu par microscopie optique du sédiment géopète opaque (flèches rouges) déposé au fond de cavités moldiques de bivalves (ECR294). Notez que la précipitation du ciment de blocage (C) est postérieure à ce dépôt. Remarquez la présence d'un bivalve entièrement néomorphisé (N) ne présentant pas de dépôt géopète. **B)** Aperçu par microscopie optique du sédiment géopète opaque (flèches rouges) et du "crystal silt" (CS) déposés au fond d'une cavité moldique de corail (R3-22). Notez que la précipitation du ciment de blocage (C) est postérieure à ces dépôts. **C)** Aperçu par microscopie optique du contact entre le ciment de blocage (C), le ciment néomorphique (N) et le sédiment géopète opaque (flèches rouges ; ECR294). Notez la différence de taille des cristaux entre les deux ciments. Remarquez que le sédiment géopète opaque (flèche rouge) se dépose postérieurement à la précipitation du ciment néomorphique (il bute contre lui). Notez que la précipitation du ciment de blocage est postérieure au dépôt du sédiment géopète opaque. **D)** Détail de C) à la cathodoluminescence. Notez la luminescence fortement zonée du ciment de blocage (C) et la luminescence très nuageuse du ciment néomorphique (N).

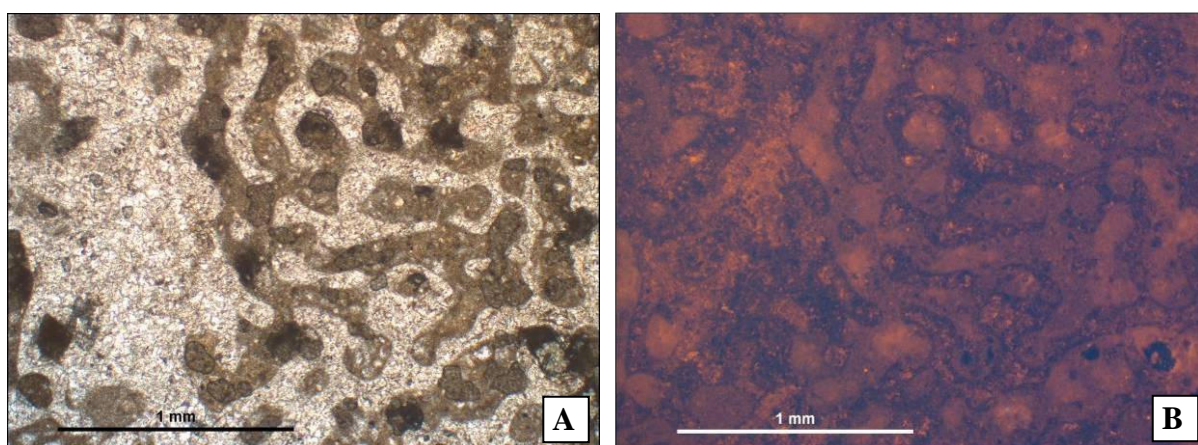
Le **secteur 3C** (ETU1 à S2) est caractérisé par un néomorphisme très intense de l'ensemble des éléments aragonitiques qu'elle contient. Elle est constituée de la partie sommitale de la bioconstruction R3 et du banc grés-carbonaté qui le coiffe (figure 4.20). Le sommet de la bioconstruction R3 forme un banc qui se détache très bien dans le paysage, notamment au niveau de Port Carry (figure 2.2) où il présente une épaisseur de 20 à 30 cm et apparaît comme une véritable croûte (figure 4.26).



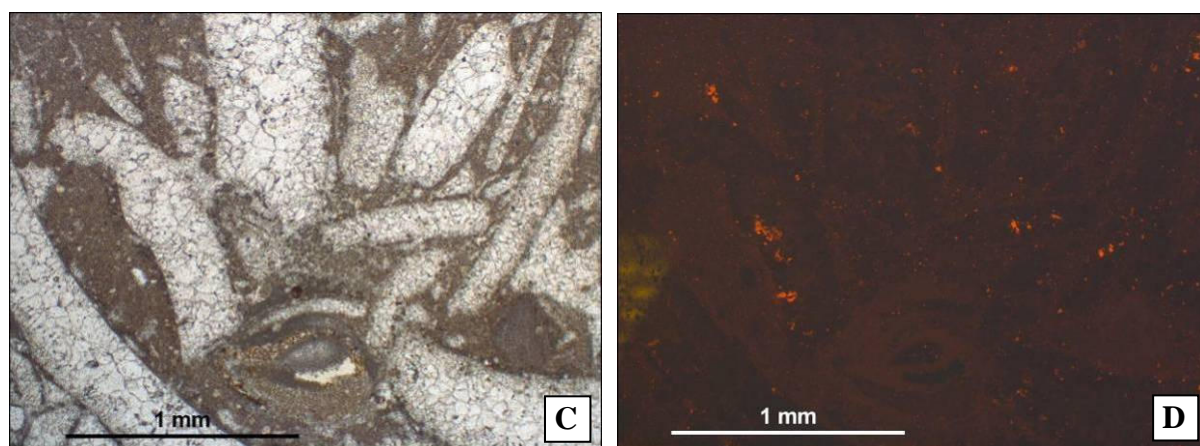


**Figure 4.26** : Aperçu du sommet de la bioconstruction R3 (Port Carry). Notez le détachement important du banc sommital de R3 qui forme une croûte. En haut à gauche : banc sommital de R3 vue du dessus (Port Carry).

Les ciments néomorphiques précipités dans le secteur 3C possèdent des morphologies granulaires (figure 4.27B et D) et des aspects très sales (liés à la présence de nombreuses inclusions dans les cristaux). Leurs minéralogies sont calcitiques non ferrifères et leurs luminescences sont très faibles et très nuageuses (figure 4.27C et E). Les analyses géochimiques réalisées à partir de ces ciments néomorphiques montrent des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{R3-8})} = -5,71\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{R3-8})} = -5,01\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{R3-9})} = -5,78\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{R3-9})} = -4,94\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{R3-18a1})} = -6,45\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{R3-18a1})} = -4,78\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ETU1b})} = -5,21\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ETU1b})} = -5,37\text{‰}$  (figure 4.20).



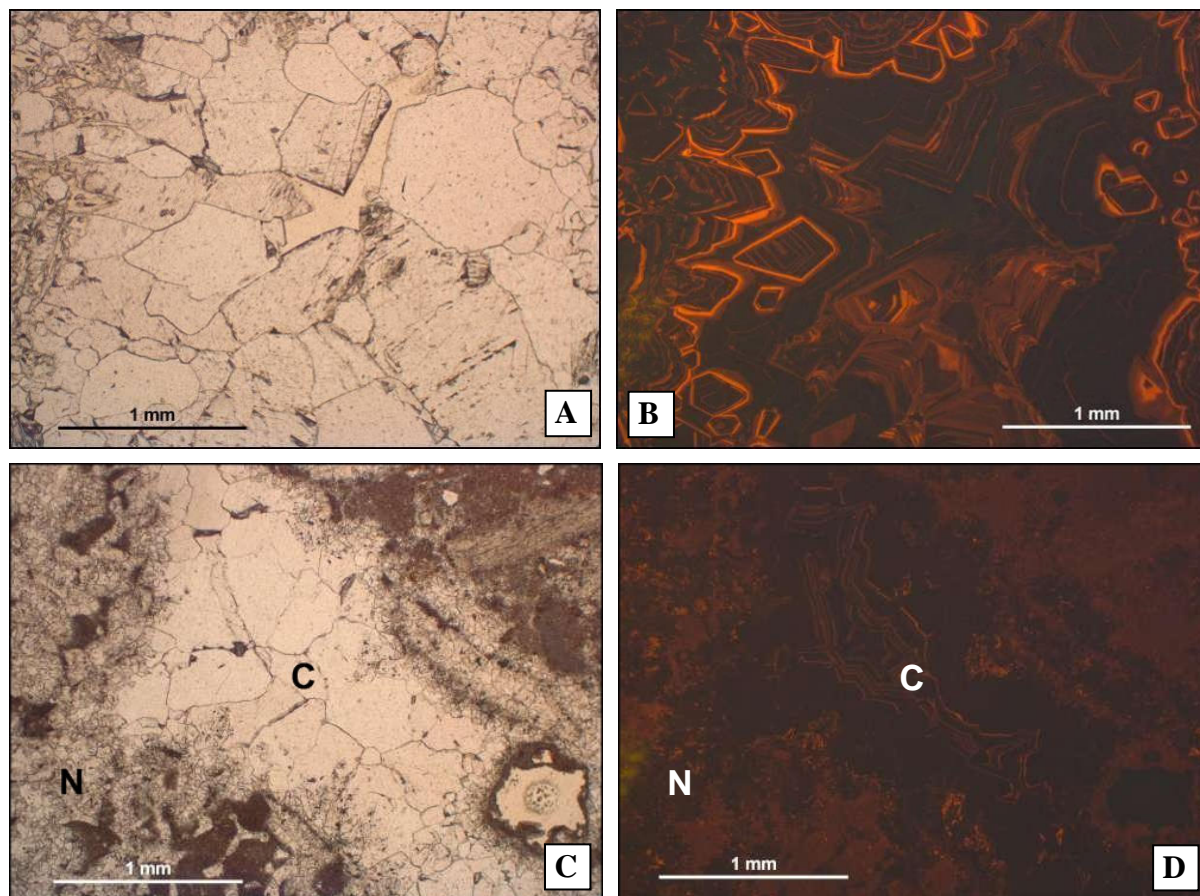




**Figure 4.27 :** **A)** Aperçu par microscopie optique du sédiment formant le banc sommital de R3 au niveau de Port Carry (ETU1'e). Notez le néomorphisme important du corail, caractérisé par un ciment granulaire à l'aspect très sale. **C)** Aperçu à la cathodoluminescence de B). Notez la luminescence très faible et très nuageuse du ciment néomorphique. **D)** Aperçu par microscopie optique du sédiment formant le banc sommital de R3 au niveau de Port Carry (R3-17). Notez le néomorphisme important des bivalves, caractérisé par un ciment granulaire à l'aspect très sale. **E)** Aperçu à la cathodoluminescence de D). Notez la luminescence très faible et très nuageuse des ciments néomorphiques.

Un ciment de blocage peut être observé à l'intérieur de quelques cavités de dissolutions karstiques du secteur 3C (figure 4.28A et C). Ses cristaux peuvent atteindre des tailles très grandes (plus de 2 mm) et possèdent des minéralogies calcitiques non ferrifères. La luminescence de ce ciment de blocage est fortement zonée et montre une alternance entre de larges bandes non luminescentes et de fines bandes de luminescences orangées (figure 4.28B et D). Ce ciment est donc identique à celui qui remplit les porosités moldiques du secteur 3B mais il reste limité à des remplissages karstiques dans le secteur 3C (étant donné qu'il n'existe aucune porosité moldique ouverte dans ce secteur qui est fortement néomorphisé).

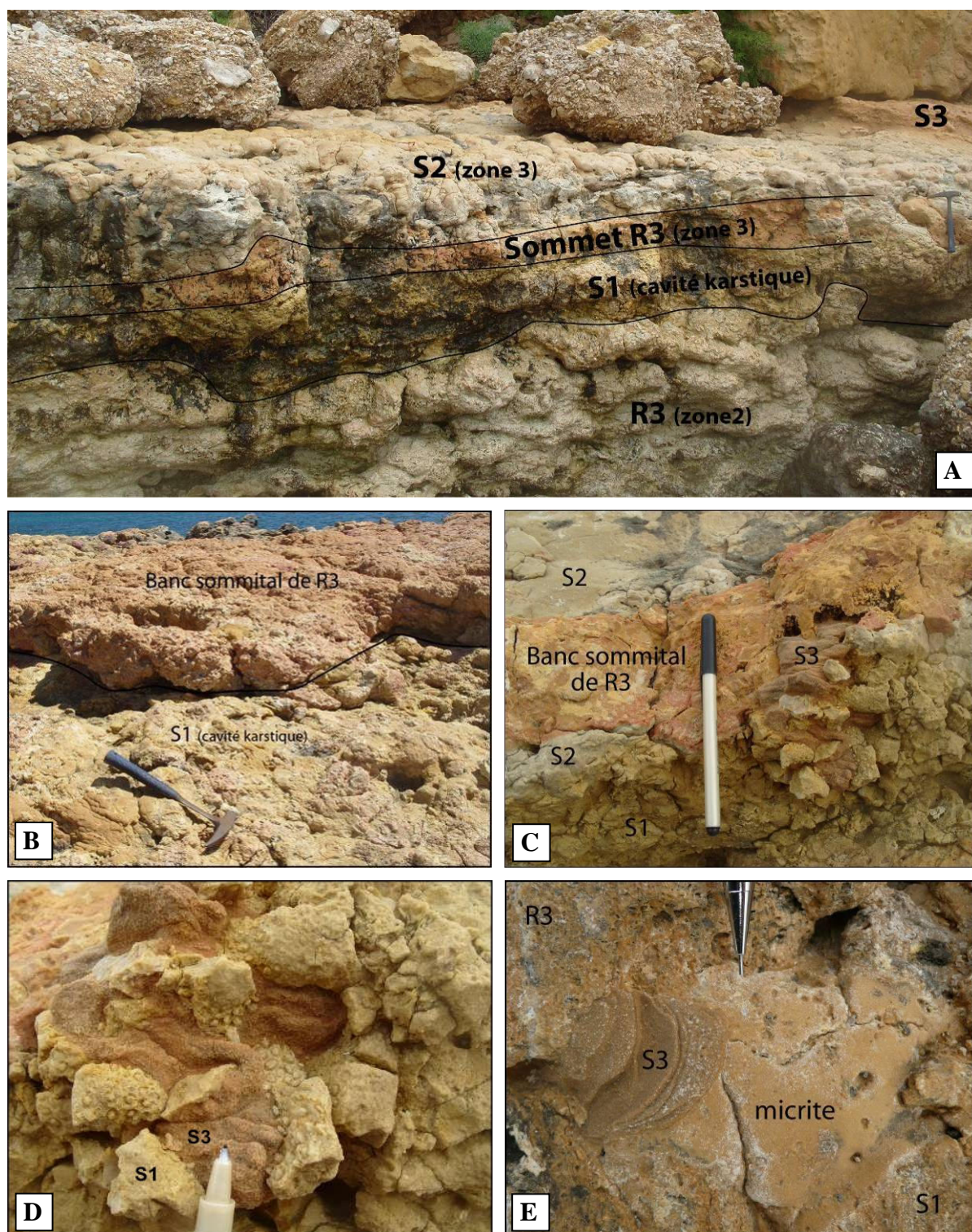
Les analyses géochimiques réalisées à partir des ciments de blocage montrent des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{R3-18a1})} = -5,11\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{R3-18a1})} = -4,91\text{‰}$  (figure 4.20).



**Figure 4.28 :** **A)** Aperçu par microscopie optique du ciment de blocage dans une cavité karstique (R3-18a2). Notez la taille très importante des cristaux. **B)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez la luminescence très fortement zonée du ciment de blocage. **C)** Aperçu par microscopie optique du ciment de blocage (C) dans une petite cavité karstique (R3-18a2). Notez la taille importante des cristaux. Remarquez la présence de ciments néomorphiques (N) possédant des tailles de cristaux beaucoup plus petites et un aspect beaucoup plus sale. **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez la luminescence fortement zonée du ciment de blocage (C) et la luminescence très faible et très nuageuse des ciments néomorphiques (N).

De nombreuses cavités de dissolutions karstiques peuvent être observées directement en dessous du banc formant le sommet de la bioconstruction R3 (intercalés entre les secteurs 3B et 3C). Ces cavités sont très bien exposées dans le secteur de Port Carry-le-Rouet, où elles forment des horizons remplies en grande partie par un sable de couleur jaunâtre nommé "S1" (figure 4.29A et B). Ce sable est chronologiquement le premier à remplir les cavités mais ce n'est pas le seul. Au dessus de S1 se dépose un autre sable nommé "S2", de couleur beige. Il est présent au sommet de certaines cavités karstiques (figure 4.29C) mais également au-dessus de R3 où il forme un véritable banc (figure 4.29A et C). Un dernier sable peut être observé dans les cavités karstiques. Il s'agit d'un sable de couleur rougeâtre nommé "S3" (figure 4.29C et D) qui forme lui aussi un véritable banc, qui recouvre le sable S2 (figure 4.29A). Il est assez peu visible dans les cavités karstiques de R3 et s'y dépose presque systématiquement au-dessus de S1 par l'intermédiaire d'un fin dépôt micritique (figure 4.29E).



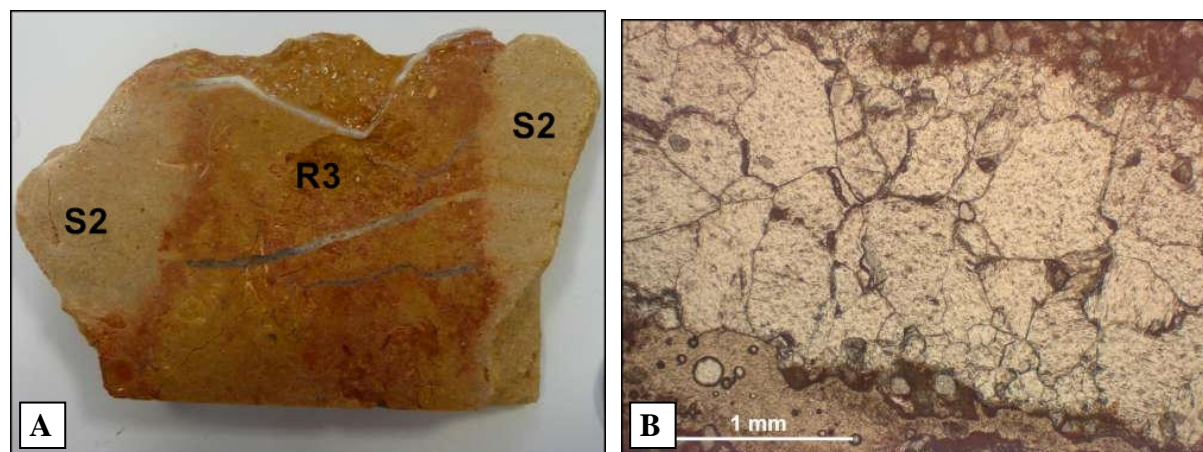


**Figure 4.29 :** **A)** Aperçu du sommet de la bioconstruction R3 (vue en coupe transversale ; ouest de Port Carry). Notez la présence d'un sable jaunâtre (S1) remplissant un horizon karstique situé juste en dessous du banc sommital de R3. Notez la superposition d'un sable beige (S2) et d'un sable rougeâtre (S3) au-dessus de R3. **B)** Aperçu d'une cavité karstique remplie par le sable S1 juste en dessous du banc sommital de R3 (vue oblique ; Port Carry). **C)** Aperçu du sommet de la bioconstruction R3 (vue en coupe transversale ; ouest Port Carry). Notez la superposition des sables S1 et S2 à l'intérieur de la cavité karstique située en dessous du banc sommital de R3. Remarquez la présence d'un troisième sable (S3) dans une cavité karstique affectant le banc sommital de R3. **D)** Vue détaillée de C). Observez le contact entre S1 et S3 et notez que S3 occupe une porosité moldique d'un corail. **E)** Aperçu d'un contact entre les sables S1 et S3 à l'intérieur d'une cavité karstique située juste en dessous du banc sommital de R3 (vue oblique ; Port Carry). Notez la structure laminée de S3 et la présence d'un dépôt micritique entre les deux sables.



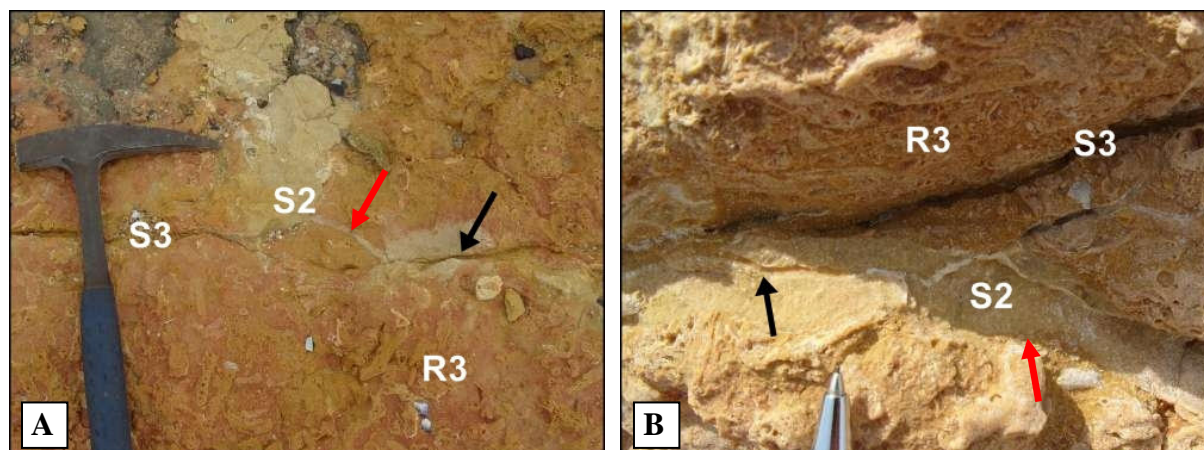
Le banc sommital de la bioconstruction R3 et les différents niveaux sableux situés au-dessus présentent de nombreuses petites fractures très superficielles traduisant une histoire complexe de cimentations précoces. Le remplissage de ces fractures peut être dans certains cas sédimentaire (remplissage par des sables) et dans d'autres cas calcitique (précipitation de ciments sparitiques). Un schéma explicatif simplifié reprenant l'ensemble des phases successives de fracturations observées est fourni dans la partie interprétation de cette troisième partie de la série.

La **première phase de fracturation** (la plus ancienne) est observée à l'ouest de la pointe de la Navarre. Il s'agit de fractures remplies de calcite qui affectent uniquement le banc sommital de R3 mais pas le sable beige S2 qui est déposé juste au-dessus (figure 4.30A). Cela montre que la bioconstruction R3 a été très précocement indurée, fracturée puis cimentée. Le ciment qui comble ces fractures possède une morphologie de blocage (figure 4.30B) et sa minéralogie est calcitique non ferrifère. Il possède une luminescence fortement zonée montrant une alternance entre de larges bandes non luminescentes et de fines bandes luminescentes orangées. Les mesures des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène réalisées sur ce ciment montrent des valeurs très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{R}3-21)} = -5,60\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{R}3-8)} = -4,97\text{‰}$  (figure 4.20).



**Figure 4.30** : Phase de fracturation n°1. **A)** Aperçu d'une section réalisée à partir d'un échantillon prélevé au niveau d'une fracture affectant R3 mais pas S2 (vue de dessus en coupe ; R3-21 ; pointe de la Navarre). **B)** Aperçu par microscopie optique du ciment de blocage précipité dans une des fractures n'affectant que R3 (R3-21). Notez la morphologie de blocage du ciment.

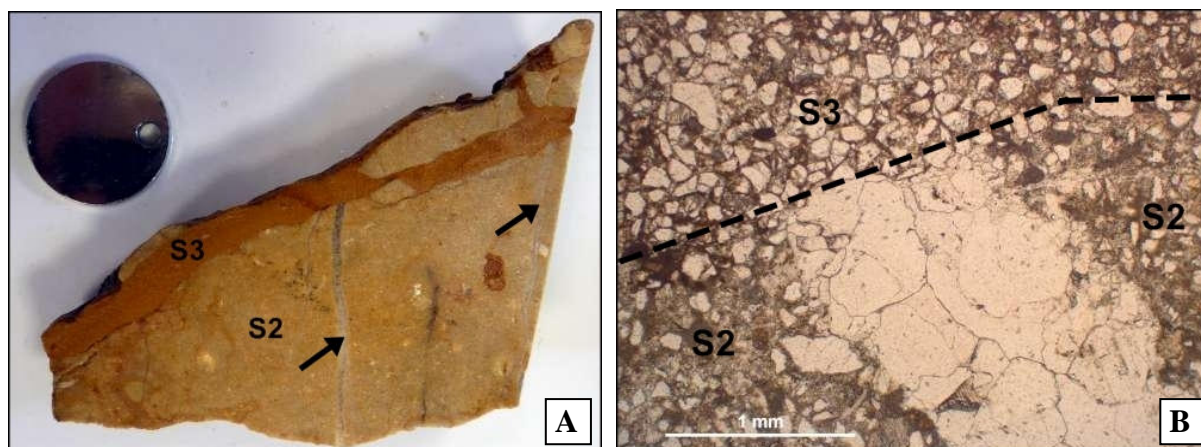
La **seconde phase de fracturation** est visible à Port Carry. Il s'agit de fractures qui affectent le banc sommital de R3 et qui sont remplies par le sable beige S2 (figure 4.31A et B). Ces fractures sont syn-sédimentaires puisqu'elles ont été créées pendant le dépôt du sable S2. Elles ne sont pas très nombreuses et montrent des orientations à peu près est-ouest.



**Figure 4.31** : Phase de fracturation n°2. **A)** Aperçu d'une fracture remplie par le sable S2 affectant le banc sommital de R3 (flèche rouge ; vue de dessus ; Port Carry). Notez que cette fracture est recoupée par une autre fracture remplie par le sable rougeâtre S3 (flèche noire). **B)** Aperçu d'une fracture remplie par le sable S2 affectant le banc sommital de R3 (flèche rouge ; vue de dessus ; Port Carry-le-Rouet). Notez que cette fracture est recoupée par une autre fracture qui est remplie par le sable rougeâtre S3 (flèche noire).

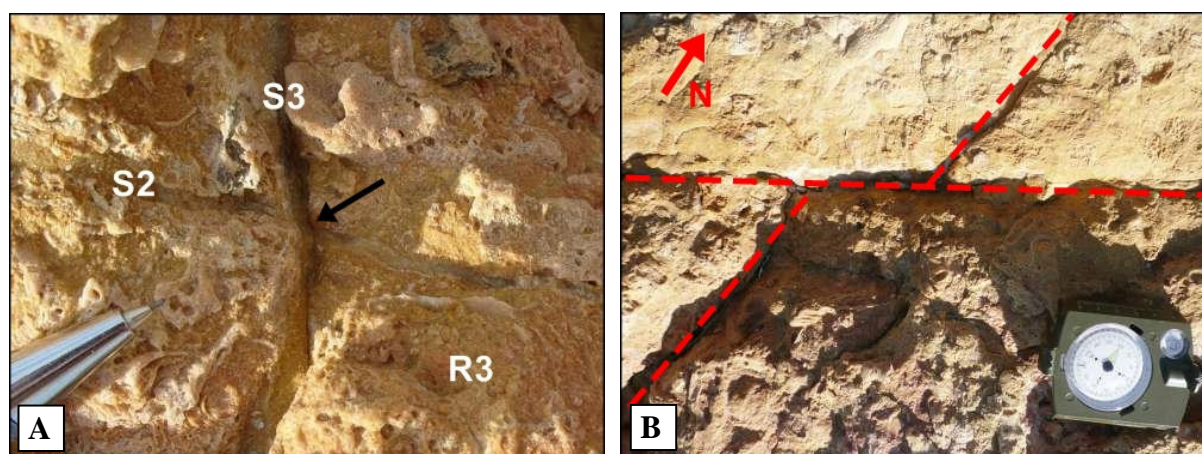
La **troisième phase de fracturation** est également observée à Port Carry. Il s'agit de fractures remplies de calcite qui affectent le sable beige S2 mais pas le sable rougeâtre S3 qui est déposé juste au dessus (figure 4.32A). Cela montre que le sable S2 a été très précocement induré, fracturé puis cimenté. Le ciment qui comble les fractures possède une morphologie de blocage (figure 4.32B) et sa minéralogie est calcitique non ferrifère. Il possède une luminescence fortement zonée montrant une alternance de larges bandes non luminescentes et de fines bandes luminescentes orangées. Les rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène mesurés sur ce ciment montrent des valeurs très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ETU1}^{\text{b2}})} = -5,00\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ETU1}^{\text{b2}})} = -5,56\text{‰}$  (figure 4.20). Ceux qui ont été mesurés sur la matrice du sable S2 montrent également des valeurs très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{R3-18a1})} = -6,28\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{R3-18a1})} = -5,15\text{‰}$  (figure 4.20).





**Figure 4.32** : Phase de fracturation n°3. **A)** Aperçu de fractures remplies par des ciments sparitiques (flèches noires) affectant le sable S2 et recoupées par une autre fracture remplie par le sable rougeâtre S3 (vue de dessus ; ETU1'b2 ; Port Carry). **B)** perçu par microscopie optique d'une fracture remplie par un ciment sparitique affectant le sable S2 (ETU1'b2). Notez que cette fracture est recoupée par une autre fracture remplie par le sable rougeâtre S3.

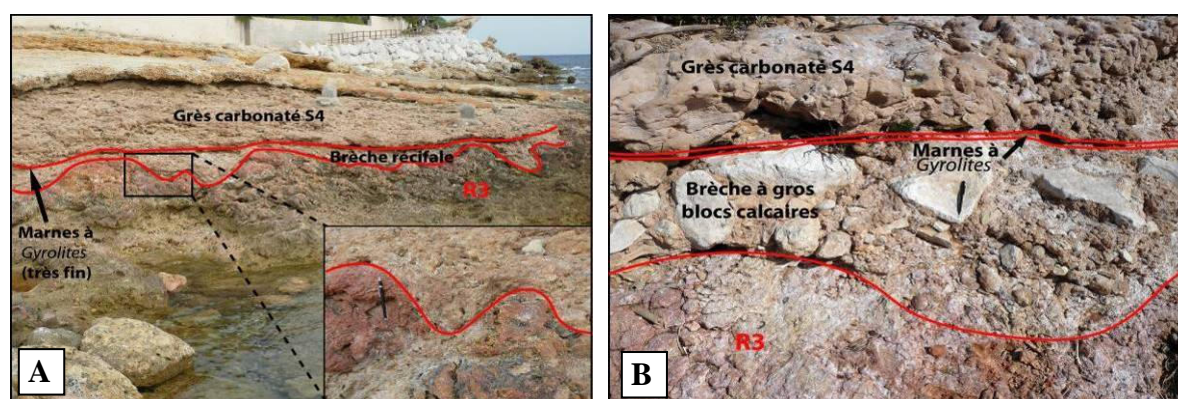
La **quatrième phase de fracturation** est aussi observée à Port Carry. Il s'agit de fractures remplies par le sable rougeâtre S3 qui affectent à la fois le sable S2 et le banc sommital de R3 (figure 4.33A). Ces fractures recoupent clairement la phase de fracturation n°2 (figure 4.31A et B ; figure 4.33A) et la phase de fracturation n°3 (figure 4.32A et B). Cette quatrième phase de fracturation est probablement synsédimentaire mais cela ne peut être clairement démontré. Ces fractures sont très nombreuses et montrent deux orientations conjuguées N-S et NE-SO (figure 4.33B).



**Figure 4.33** : Phase de fracturation n°4. **A)** Aperçu d'une fracture remplie par le sable S3 affectant le banc sommital de R3 (vue de dessus ; Port Carry). Notez que cette fracture recoupe une fracture plus ancienne (flèche noire) remplie par le sable S2 (seconde phase de fracturation). **B)** Aperçu de fractures remplies par le sable S3 affectant le banc sommital de R3 et le sable S2 (vue de dessus ; Port Carry). Noter l'orientation des fractures conjuguées suivant une orientation N-S et une orientation NE-SO.

Cette configuration complexe de fractures affectant le sommet de la bioconstruction R3 et les bancs sableux sus-jacents au niveau de Port Carry n'a pas été observée dans les affleurements situés plus à l'ouest, près de l'anse de la Tuilière. Dans ce secteur, le sommet de R3 ne forme plus une croûte bien visible (comme dans le secteur de Port Carry) mais plutôt une surface karstique possédant un relief très prononcé (figure 4.34A). Sur ce relief très ondulé se met en place une brèche récifale qui devient plus à l'ouest un sable carbonaté contenant de nombreux gros blocs calcaires Urgonien (figure 4.34B).

Les corrélations stratigraphiques réalisées à partir des coupes levées sur le terrain (figure 4.35) permettent de dire que ce niveau bréchiq ue serait l'équivalent latéral des sables déposés dans le secteur de Port Carry<sup>1</sup>. L'analyse pétrographique des sédiments formant cette brèche récifale montre que ses éléments aragonitiques ont été fortement néomorphisés. Le ciment néomorphique possède un aspect très sale, une morphologie granulaire, une minéralogie calcitique non ferrifère et une luminescence très faible et très nuageuse. Un ciment de blocage possédant une minéralogie calcitique non ferrifère et une luminescence fortement zonée montrant des alternances entre de larges bandes non luminescentes et de fines bandes de luminescences orangées peut également y être observé. Ces ciments sont donc identiques aux ciments précipités dans les dépôts du secteur de Port Carry.



**Figure 4.34 :** **A)** Aperçu du sommet de la bioconstruction R3 dans le secteur ouest (Anse de la Tuilière). Observez la surface très ondulée du toit de R3 (détail). **B)** Aperçu du sommet de la bioconstruction R3 dans le secteur ouest (Anse de la Tuilière). Remarquez la présence de nombreux gros blocs calcaires dans le dépôt recouvrant le toit de R3.

<sup>1</sup> En effet, le niveau des marnes rouges à Gyrolites qui affleure très bien dans le secteur peut servir de niveau de référence aux corrélations stratigraphiques. Il indique clairement que le niveau sableux situé au-dessus de R3 dans le secteur ouest (sable S4) n'est pas l'équivalent latéral des sables situés au-dessus de R3 dans le secteur est (sables S2 et S3) : ce premier est situé au-dessus des marnes à Gyrolites alors que ces derniers sont situés en dessous.



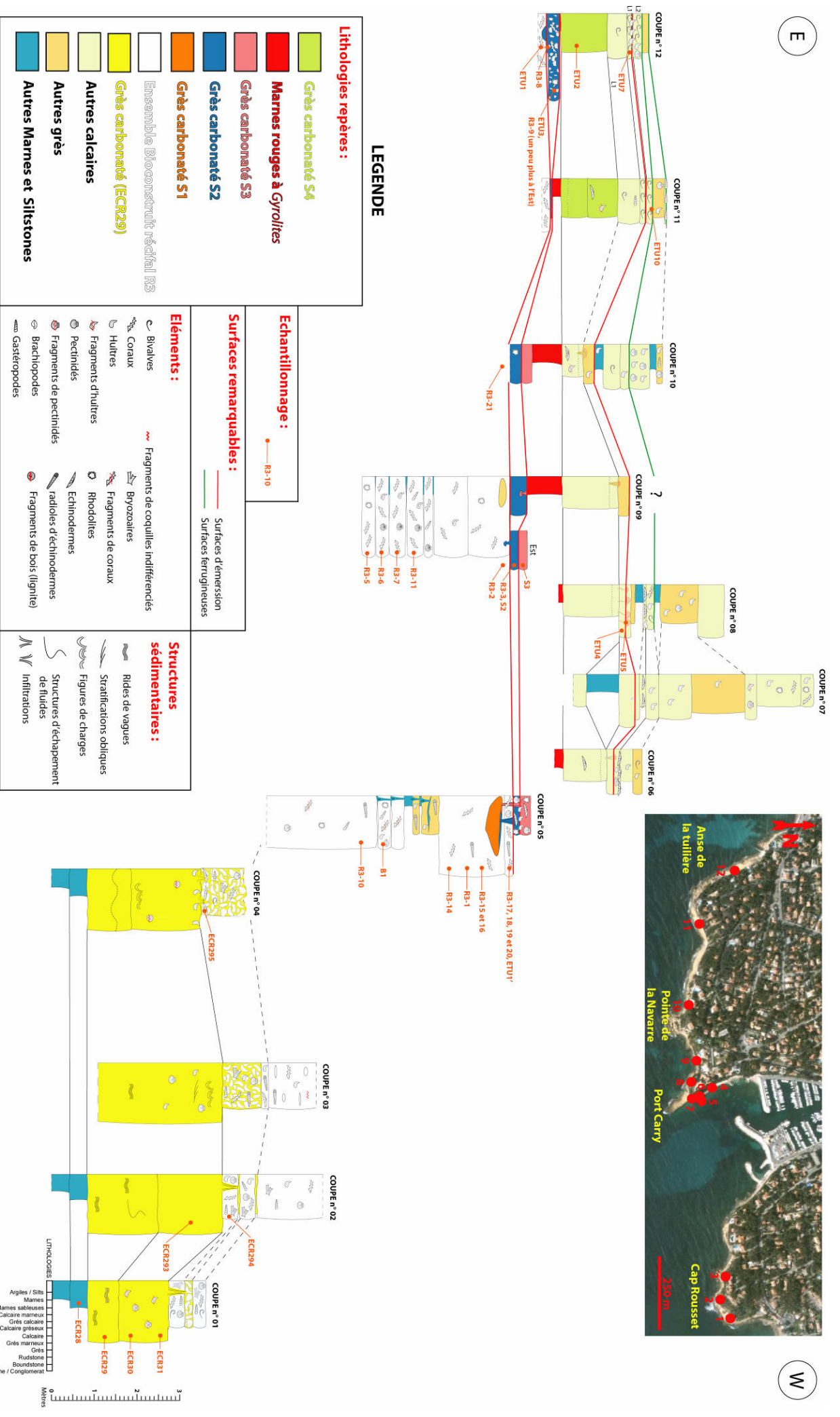


Figure 4.35 : Panneau de corrélation des coupes stratigraphiques levées à différents endroits du littoral de Carry-le-Rouet

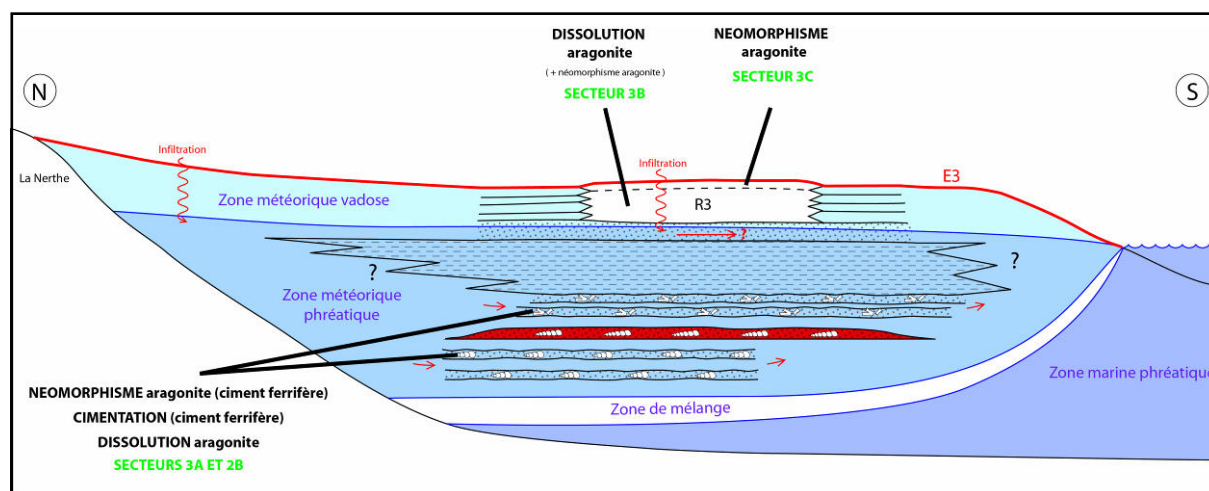
#### 4.4.3.2. Interprétation

L'ensemble des sédiments de cette partie a subi d'importantes modifications diagénétiques liées à l'existence de conditions météoriques. Ceci est très bien indiqué par les faibles rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène mesurés à partir des ciments et des matrices (figure 4.20). De plus, les processus diagénétiques observés correspondent à ceux qui se mettent en place à la suite d'une circulation de fluides météoriques (dissolution karstique, dissolution ou néomorphisme des éléments aragonitiques, précipitation de ciments de blocage à luminescences zonées dans des porosités moldiques ; cf. parag. 1.4.). Finalement, la présence de dépôts micritiques géopètes dans des porosités secondaires (moldiques) est très souvent interprétée comme une marque de conditions météoriques vadoses (Dunham 1969 ; Bathurst 1975 ; Tucker et Wright 1990).

Le **secteur 3A** est interprété comme une paléozone météorique phréatique pendant la troisième période d'émersion enregistrée dans la série (figure 4.36). Les éléments aragonitiques s'y trouvant ont été soit entièrement dissous, soit néomorphisés par des ciments ferrifères. Les ciments ferrifères traduisent l'existence de conditions réductrices dans les sédiments au moment de leurs précipitations. Pour cette raison, ils sont souvent interprétés comme des ciments tardifs, liés à un certain enfouissement des dépôts (Tucker et Wright 1990 ; Hendry *et al.* 1995). La série de Carry-le-Rouet n'ayant été que très peu enfouie (aucune trace de compaction observée, peu de dépôts d'âges postérieurs dans le secteur ; Oudet 2008), il ne peut s'agir de ciments liés à un enfouissement important. Le secteur 3A est en revanche situé en dessous d'un épais niveau marneux de plus de 5 m ("marnes pélagiques du cap Rousset" ; figure 2.11A). Cette couche très imperméable pourrait avoir engendrée une déconnexion importante entre les eaux situées au-dessus du niveau marneux et les eaux situées en dessous du niveau marneux (formation d'une nappe captive). Cette séparation aurait alors conduit à l'établissement d'un milieu réducteur au sein des sédiments de la nappe captive sous-jacente. C'est dans ce contexte qu'auraient été précipités les ciments ferrifères observés à la fois dans le secteur 3A et dans le secteur 2B. Le secteur 2C (barre à Turretelles) n'a quant à lui pas pu enregistrer cette phase diagénétique témoignant de conditions réductrices étant donné que toutes ses minéralogies aragonitiques étaient déjà entièrement stabilisées en calcite faiblement magnésienne à ce moment là (émersion E2).

L'observation de détail des phases de cimentation nous montre que dans le secteur 3A, la cimentation ferrifère est brutalement suivie par une cimentation non ferrifère, ce qui traduit un rétablissement de conditions oxydantes. Ce phénomène implique un arrêt brutal des

apports en fer dans le milieu réducteur, pouvant être interprété comme lié à une reconnexion soudaine des eaux réductrices avec des eaux oxydantes. Si nous nous replaçons dans le contexte dynamique sédimentaire, ce changement de milieu semble être en phase avec une baisse forte du niveau de base, qui aurait induit un mouvement de la nappe phréatique météorique. Le secteur 3A serait ainsi passé en zone météorique vadose, plus oxydante que la zone météorique phréatique.



**Figure 4.36 :** Modèle conceptuel de la distribution des zones diagénétiques (en bleu) dans les sédiments de la troisième partie de la série au cours de la troisième émergence (E3).

Le **secteur 3B** et le **secteur 3C** sont interprétés comme une paléozone météorique vadose au moment de la troisième émergence de la série (figure 4.36). Seule la base de la zone 2 aurait pu faire office de fine zone météorique phréatique (temporaire ?) étant donné l'existence de l'épais niveau marneux très imperméable situé juste en dessous ("marnes pélagiques de cap Rousset").

Un modèle conceptuel intégrant à la fois la diagenèse et la dynamique sédimentaire a pu être réalisé à partir de l'ensemble de nos observations réalisées dans ces deux secteurs (figure 4.37). Il montre que la bioconstruction R3 (**étape 1**) a été exposée à des conditions météoriques pendant une longue période d'émergence de la plate-forme (émergence E3 ; **étape 2**). L'étude diagénétique montre que la phase diagénétique la plus précoce associée à cette émergence est le néomorphisme des éléments aragonitiques. Ce processus est très intense au sommet de la zone vadose (secteur 3C) mais l'est beaucoup moins juste en dessous (secteur 3B). Il entraîne une lithification importante des sédiments qui permet la fracturation précoce du banc sommital de R3 (phase de fracturation n°1). La période d'émergence se prolongeant, un



processus de karstification (épikarst) devient alors de plus en plus visible au sein de ces dépôts carbonatés. Il aboutit à la création de petits golfes de dissolutions au toit du banc fortement néomorphisé (i.e. sommet de la zone vadose : secteur 3C) et à la formation de nombreuses cavités karstiques juste en dessous de celui-ci (créant parfois un horizon karstique). En effet, la stabilisation minéralogique très poussée du banc sommital de R3 lui permet de relativement bien résister au processus de karstification (Moore 2001) contrairement aux sédiments sous-jacents qui contiennent encore de nombreuses minéralogies instables (aragonite). Après cette période de karstification intense de R3, les dépôts sont remis dans des conditions phréatiques marines et un sable S1 (**étape 3**) puis un sable S2 (**étape 4**) viennent alors remplir les cavités karstiques accessibles. Il pourrait exister une courte période d'émersion entre le dépôt de ces deux sables mais aucun argument n'a pu le démontrer clairement. Une phase de fracturation syn-sédimentaire affecte alors le banc sommital de R3 au cours du dépôt du sable S2 et engendre la formation de petits dykes neptuniens (i.e. fractures syn-sédimentaires remplies par un sédiment d'origine marine ; Tucker et Wright 1990 ; Flügel 2004). Une nouvelle période d'émersion (**étape 5**), probablement assez courte (émersion E4), provoque la lithification précoce du sable S2 (et du sable S1) qui est ensuite fracturé puis cimenté par un ciment sparitique (phase de fracturation n°3). Cette induration de S2 est provoquée par un processus de microsparitisation important de sa matrice (figure 4.45D). Un fin sédiment micritique (silt vadose) est déposé au toit de certaines cavités karstiques qui n'ont été que partiellement remplies par le sable S1. Au cours d'un nouvel ennoisement de la plate-forme, un sable S3 est déposé au dessus du sable S2 (**étape 6**). Une phase de fracturation syn-sédimentaire affecte alors le banc sommital de R3 et le sable S2 (précocement lithifié), entraînant de nouveau la formation de dykes neptuniens (phase de fracturation n°4). Ces fractures permettent au sable S3 d'accéder à des cavités karstiques qui n'étaient pas complètement remplies par les sables S1 et S2. La dernière étape du modèle (**étape 7**) correspond au dépôt du niveau repère des marnes rouges à *Gyrolites* dans un milieu saumâtre (cf. parag. 3.3.2.).

Ce modèle dynamique montre que chaque épisode émerusif a entraîné une lithification importante et rapide des sédiments préalablement déposés (notamment de ceux qui étaient situés aux sommets des zones vadoses). Ce phénomène est lié soit à l'existence d'un processus de néomorphisme important des éléments aragonitiques (R3), soit à un processus de microsparitisation importante des matrices carbonatées (S2). La présence de nombreuses phases de fracturations se produisant à la fois au cours des périodes de dépôts (dykes

neptuniens syn-sédimentaires) ou au cours des périodes d'émergence a permis un très bon enregistrement de ces lithifications précoces.

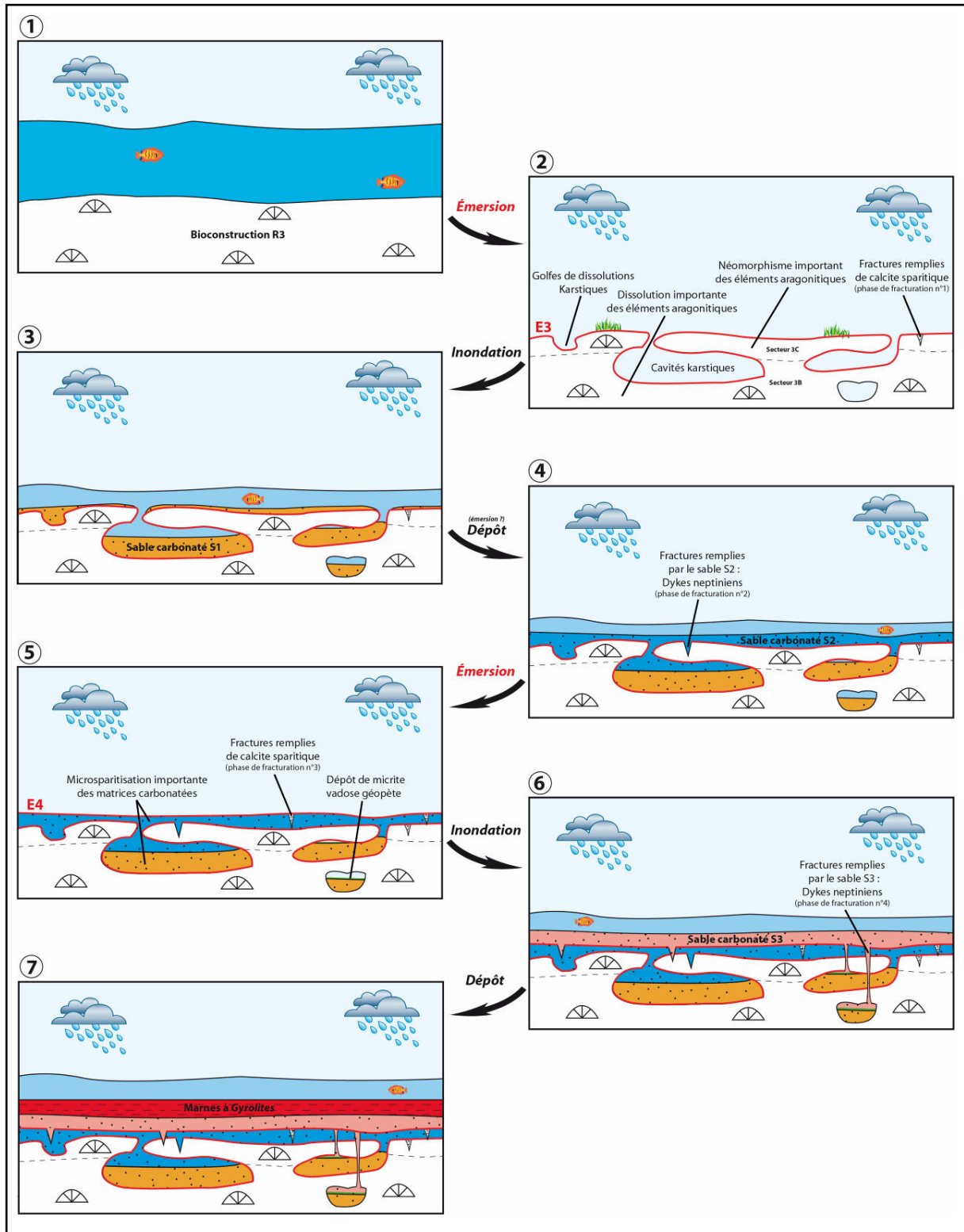
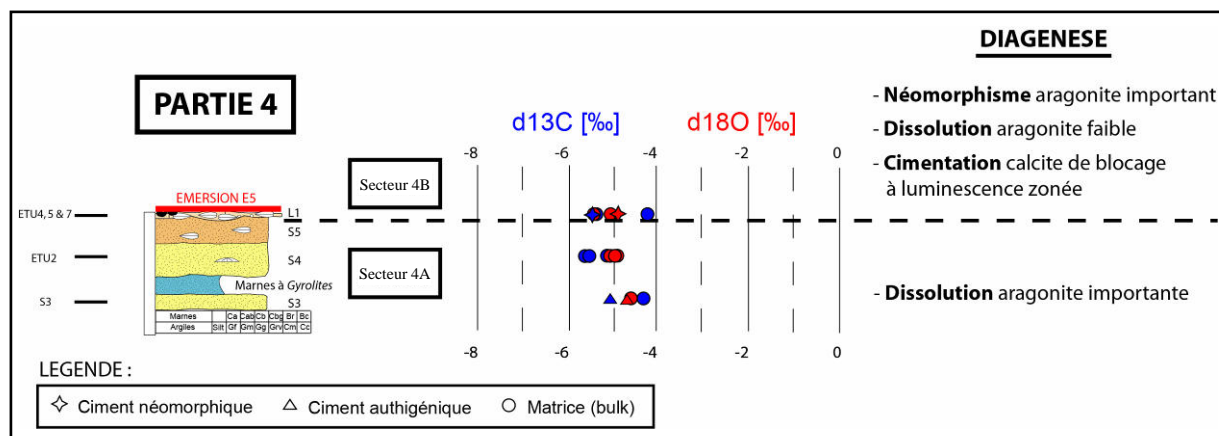


Figure 4.37 : Modèle conceptuel synthétique de l'histoire diagénétique et sédimentaire des sédiments des secteurs 3B et 3C de la troisième partie de la série.

## 4.4.4. Quatrième partie

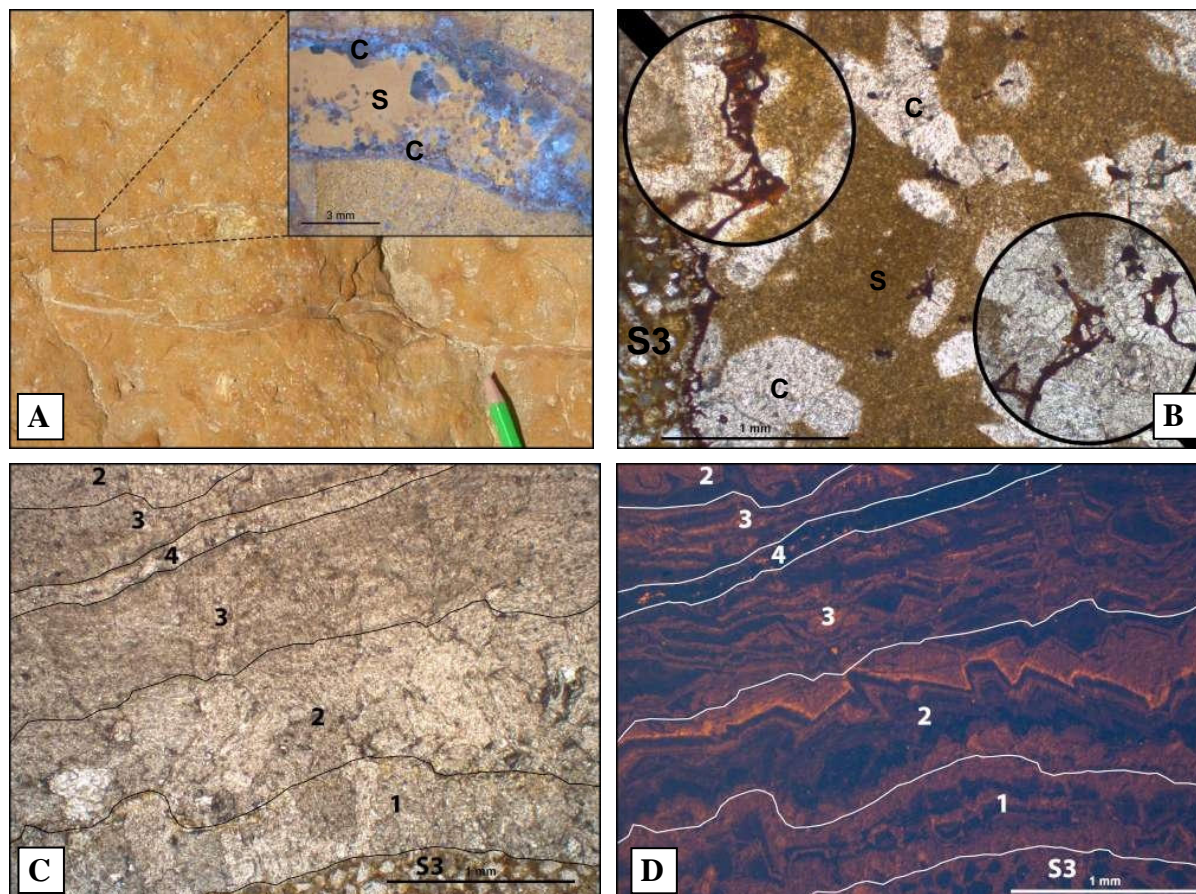


**Figure 4.38 :** Coupe stratigraphique synthétique de la quatrième partie de la série. Mesures des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ ) réalisées sur les échantillons prélevés dans cette partie. Subdivision en 2 secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes (les observations notées ne représentent pas à un enchaînement chronologique).

## 4.4.4.1. Observations

Cette quatrième partie de la série peut être subdivisée en deux secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes (figure 4.38) :

Le **secteur 4A** (S3 à ETU5) est caractérisé par une dissolution intense des éléments aragonitiques. La base de cette zone est constituée par le niveau sableux S3 (rougeâtre). Au niveau de Port Carry ce sable présente de nombreuses petites fractures remplies en partie par un ciment calcitique non ferrifère et en partie par un fin sédiment rougeâtre (figure 4.39A). Des cristaux de calcite sparitique ont également été précipités à l'intérieur du sédiment qui remplit les fractures (figure 4.39A et B). Les ciments calcitiques sont très souvent associés à des structures aciculaires de couleurs brunâtres (oxydes de fer ? figure 4.39B). L'analyse à la cathodoluminescence de ces ciments permet de montrer l'existence d'une succession d'au moins quatre phases de fracturations suivies de quatre phases de cimentations distinctes (figure 4.39C et D). Les ciments précipités possèdent des luminescences fortement zonées présentant des alternances de bandes non luminescentes et de bandes à luminescences orangées (figure 4.39D). Les analyses géochimiques des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène réalisées sur ces ciments montrent des valeurs très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ETU1}'c)} = -5,13\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ETU1}'c)} = -4,69\text{‰}$  (figure 4.38). Ceux qui ont été mesurés sur la matrice du sable S3 montrent eux aussi des valeurs très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{R3-18a1})} = -4,32\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{R3-18a1})} = -4,59\text{‰}$  (figure 4.38).

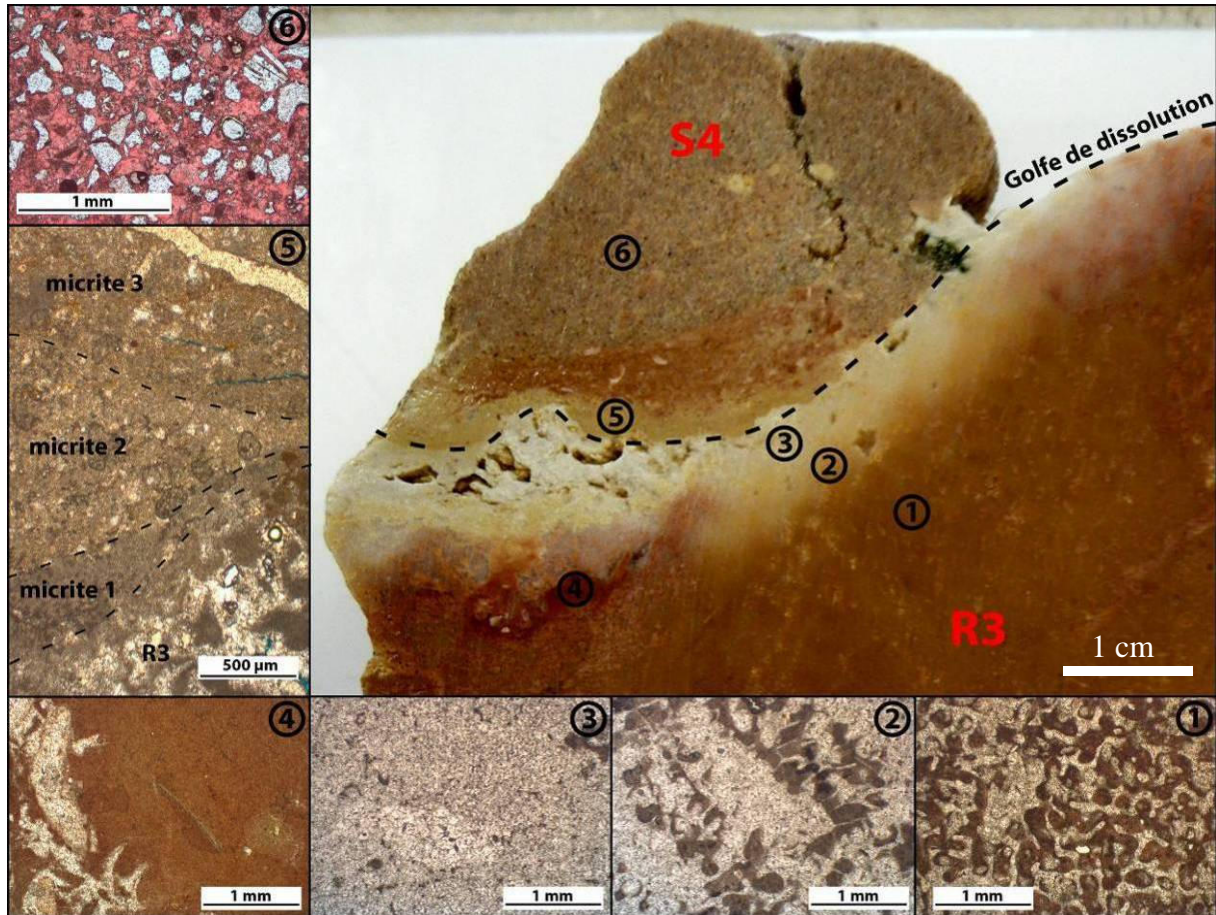


**Figure 4.39 :** **A)** Aperçu des fractures affectant le sable S3 (vue de dessus ; Port Carry). Détail d'une des fractures par microscopie binoculaire (coupe horizontale ; ETU1'd). Notez le remplissage par un ciment sparitique sur les bords (C) et par un fin sédiment rougeâtre au centre (S). Remarquez la présence de cristaux de calcite également à l'intérieur du sédiment rougeâtre (la couleur bleutée des ciments n'est pas liée à une coloration à l'alizarine). **B)** Aperçu par microscopie optique du remplissage d'une fracture affectant le sable S3 (ETU1'd). Notez la présence de cristaux de calcite (C) au milieu du sédiment très fin (S). Remarquez également la présence de fines baguettes brunâtres (oxydes ?) à l'intérieur des ciments calcitiques (détails). **C)** Aperçu par microscopie optique du remplissage d'une fracture affectant le sable S3 (ETU1'd). Notez la succession de quatre phases de fracturations et de cimentations. **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez les luminescences très zonées des quatre ciments remplissant successivement les fractures.

Le secteur 4A se poursuit ensuite par le dépôt des marnes rouges à *Gyrolites* puis par le dépôt d'un épais niveau de sable carbonaté très bioturbé de couleur beige nommé "S4" (figure 4.34A). Au niveau de l'anse de la Tuilière, le sable S4 remplit certains golfes de dissolutions karstiques affectant le sommet de la bioconstruction R3 (figure 4.40). Les analyses géochimiques réalisées sur la matrice de ce sable montrent des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{R3-8})} = -5,52\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{R3-8})} = -5,02\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{R3-9})} = -5,61\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{R3-9})} = -4,92\text{‰}$  ;  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ETU2})} = -5,31\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ETU2})} = -4,94\text{‰}$  (figure 4.38). Un fin sédiment micritique est déposé au fond des golfes de dissolutions karstiques avant S4 (figure 4.40). Dans le détail, il est possible de distinguer trois phases successives de dépôts micritiques (figure 4.40 - photo n°5).



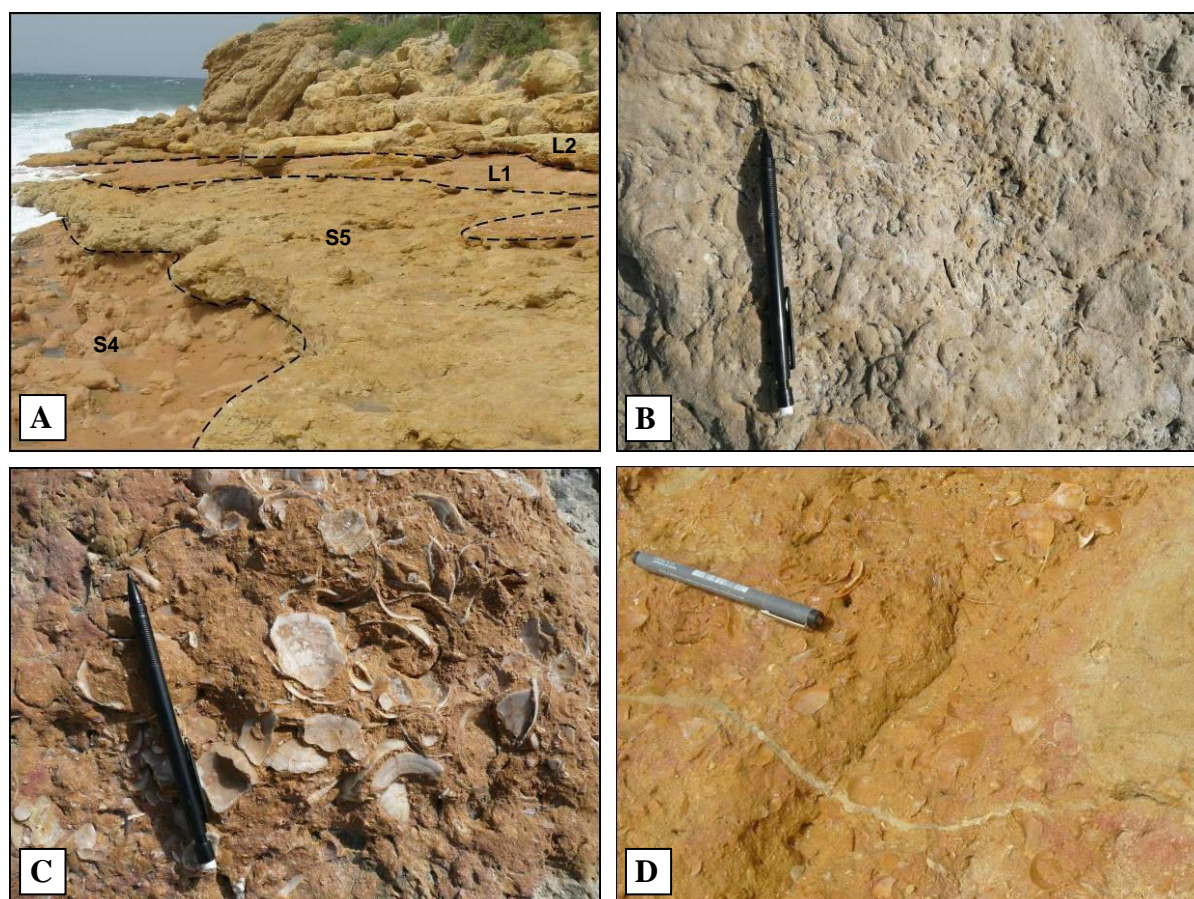
Le secteur 3C se termine par le dépôt d'un dernier sable nommé "S5" au-dessus du sable S4 (figure 4.41A). Le sable S5 a la particularité de présenter de nombreuses cavités de dissolutions moldiques de bivalves (figure 4.41B).



**Figure 4.40 :** Aperçu d'un échantillon montrant les remplissages sédimentaires successifs d'un golfe de dissolution karstique du sommet de la bioconstruction R3 (vue en coupe transversale ; anse de la Tuilière ; R3-8). **1)** Corail entièrement néomorphisé et contenant de la micrite dans sa porosité intrasquelettique. **2)** Corail entièrement néomorphisé et présentant un peu moins de micrite dans sa porosité intrasquelettique. Notez que la micrite semble avoir été en partie recristallisée. **3)** Corail entièrement néomorphisé et ne contenant presque plus aucune trace de micrite dans sa porosité intrasquelettique. **4)** Sédiment fin géopète de couleur rougeâtre qui se dépose sur une surface partiellement dissoute du corail. **5)** Succession de trois sédiments fins géopètes distincts (micrite vadose) qui se déposent sur une surface partiellement dissoute du corail (R3). **6)** Dépôt sablo-carbonaté (S4) remplissant complètement le golfe de dissolution de R3 (coloré à l'alizarine). Notez la microsparitisation importante de la matrice.

Le **secteur 4B** (ETU4 et 7) est caractérisé par un néomorphisme intense des éléments aragonitiques. Il est constitué par un fin banc lumachellique à lucinidés de couleur rougeâtre nommé "L1" (figure 4.41C) qui vient draper le sable S5 (figure 4.41A). A l'anse de la Tuilière, des fractures peuvent être observées dans ce banc ; celles-ci sont alors remplies par le sable S5 sous-jacent (figure 4.41D).



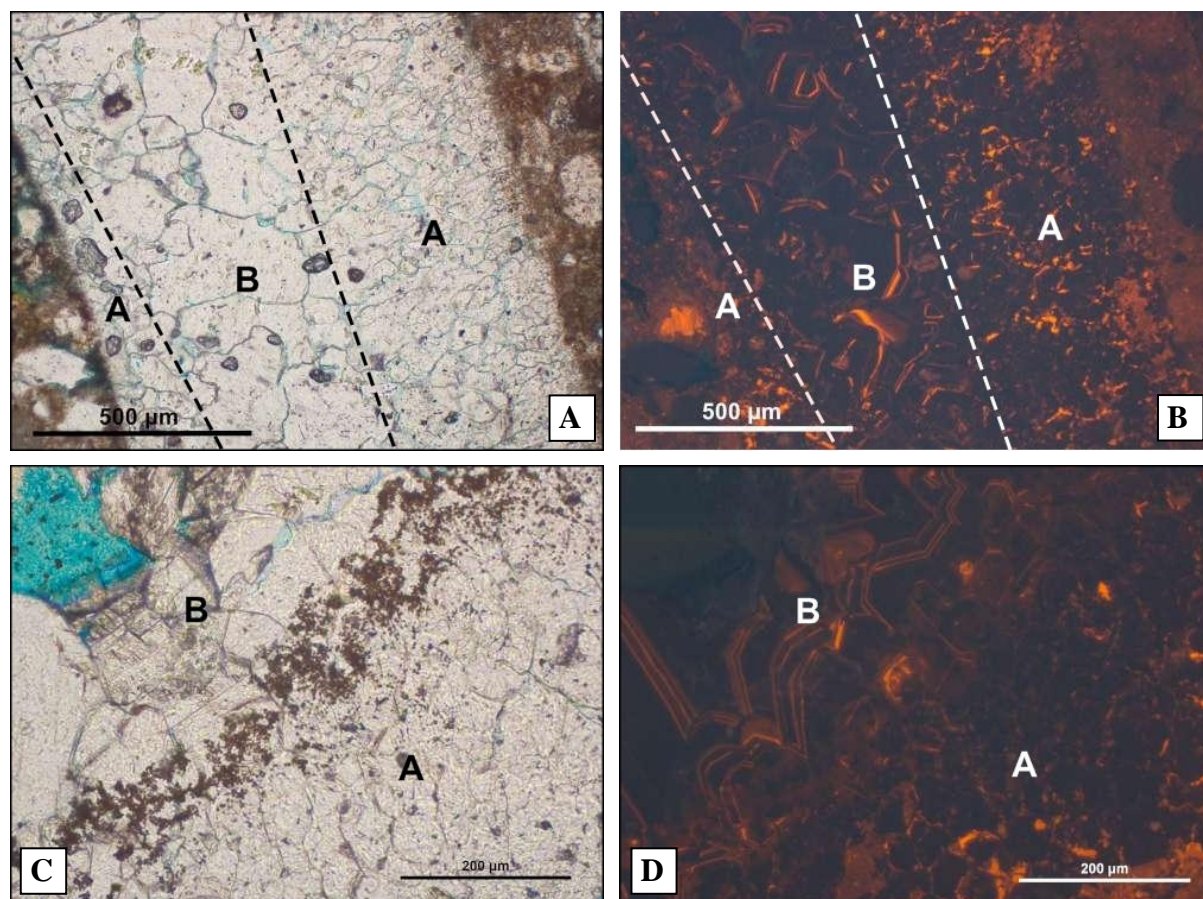


**Figure 4.41 :** **A)** Aperçu de la succession des dépôts visibles à l'anse des Banos. Notez l'existence de deux niveaux sableux (S4 et S5) et de deux niveaux lumachelliques à bivalves lucinidés (L1 et L2). **B)** Aperçu du niveau sableux S5 (vue de dessus). Notez le nombre important de petites cavités de dissolutions moldiques dans ce sable. **C)** Aperçu du niveau lumachellique L1 (vue de dessus). Remarquez que les bivalves lucinidés ne sont pas dissous. **D)** Aperçu d'une fracture du banc L1, remplie par le sable S5.

L'observation microscopique des bivalves contenus dans le banc L1 montre qu'ils ont été fortement néomorphisés (figure 4.42A). Le ciment néomorphique possède une morphologie granulaire et un aspect très sale (lié à la présence d'inclusions). Sa minéralogie est calcitique non ferrifère et sa luminescence est très nuageuse (figure 4.42B). Dans certains cas les bivalves n'ont été que partiellement néomorphisés (figure 4.42A). La partie non néomorphisée de ces bivalves (aragonite) a alors été entièrement dissoute et un ciment a ensuite été précipité à l'intérieur des porosités moldiques créées (figure 4.42A). Ce ciment possède une morphologie de blocage et une minéralogie calcitique non ferrifère. Sa luminescence est fortement zonée avec une alternance entre de larges bandes non luminescentes et de fines bandes de luminescences orangées (figure 4.42B). Un fin sédiment très opaque peut parfois être observé entre ce ciment et le ciment néomorphique (figure 4.42C et D). Les analyses géochimiques réalisées sur les bivalves de L1 (mélange de ciment néomorphique et de ciment non néomorphique) montrent des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène très faibles :



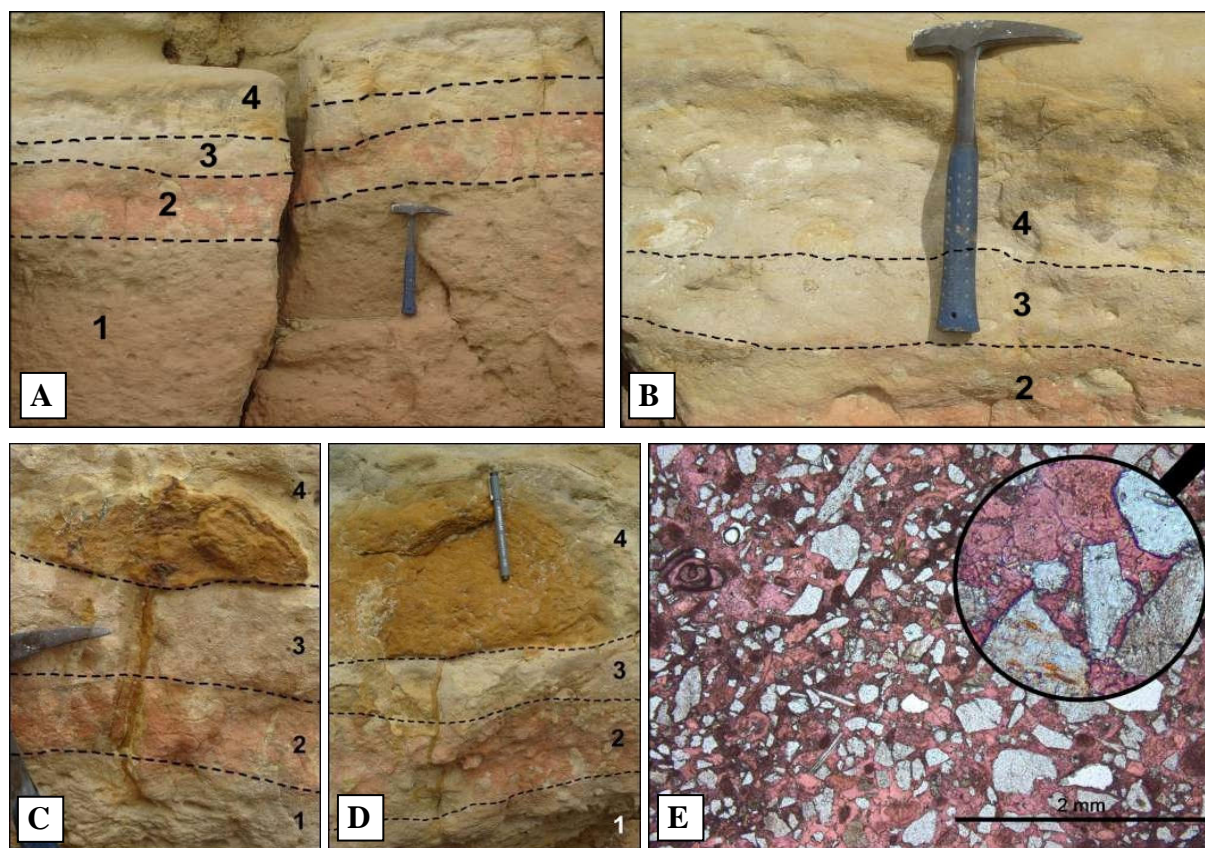
$\delta^{13}\text{C}_{(\text{ETU7})} = -5,47\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ETU7})} = -4,89\text{‰}$  (figure 4.38). Celles réalisées sur la matrice donnent elles aussi des valeurs très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ETU7})} = -5,43\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ETU7})} = -5,19\text{‰}$  (figure 4.38).



**Figure 4.42 :** **A)** Aperçu par microscopie optique d'un bivalve du banc lumachellique à lucinidés L1 (ETU7). Notez qu'une partie du test du bivalve a été entièrement néomorphosée par un ciment granulaire (A) et qu'une autre partie du test a été entièrement cimentée par un ciment de blocage (B). **B)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez que la partie néomorphosée possède une luminescence très nuageuse (A) et que la partie cimentée possède une luminescence fortement zonée (B). **C)** Aperçu par microscopie optique d'un bivalve du banc lumachellique à lucinidés L1 (ETU7). Remarquez la présence d'un fin dépôt très opaque entre la partie du bivalve qui a été néomorphosée (A) et la partie qui a été cimentée (B). **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez que la partie néomorphosée possède une luminescence très nuageuse (A) et que la partie cimentée possède une luminescence fortement zonée (B).

Dans le secteur de Port Carry, les dépôts équivalents latéraux aux sables S4, S5 et au banc L1 ne présentent pas la même configuration (figure 4.35). Un grand banc sableux pouvant être subdivisé en quatre petites unités bien distinctes surmonte cette fois ci les marnes à *Gyrolites* (figure 4.43A). L'unité 1 est constituée par un sable de couleur rougeâtre généralement bioturbé (figure 4.43A). L'unité 2 est également constituée par un sable de couleur rougeâtre mais sa coloration est beaucoup plus intense (figure 4.43A et B). L'unité 3 est constituée par un sable possédant une couleur blanchâtre homogène (figure 4.43A et B) dont la matrice

apparaît fortement recristallisée (figure 4.43E). Les mesures des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone réalisées à partir de la matrice de l'unité 3 possèdent des valeurs faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ETU4})} = -4,22\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ETU4})} = -4,71\text{‰}$  (c). L'unité 4 est constituée par un sable de couleur blanchâtre à grisâtre présentant de nombreuses et fines bandes jaunâtres (figure 4.43A et B). Les unités 2 et 3 présentent assez souvent de petites fractures remplies par un sédiment sableux de couleur jaunâtre (figure 4.43C et D). Au sommet de ces fractures apparaissent des formes en demi-cercles possédant la même couleur que le remplissage (figure 4.43C et D). Cette configuration particulière produit des structures qui ont la forme de parapluies.



**Figure 4.43 :** **A)** Aperçu du grand banc se déposant au-dessus des marnes à *Gyrolites* dans le secteur de Port Carry (vue de coté). Notez la subdivision en 4 sous unités de ce banc. **B)** Aperçu de la partie supérieure du banc. Notez la succession d'un banc rougeâtre (2), d'un banc blanchâtre (3 ; ETU4) et finalement d'un banc présentant de fines bandes jaunâtres (4). **C)** Aperçu d'une structure en forme de parapluie. **D)** Aperçu d'une autre structure en forme de parapluie. **E)** Aperçu par microscopie optique du sable de l'unité 3 (coloré à l'alizarine ; ETU4). Notez la recristallisation importante de la matrice (détail).

#### 4.4.4.2. Interprétation

Les ciments observés dans cette quatrième partie de la série indiquent des modifications diagénétiques dans un contexte météorique. Les faibles rapports isotopiques du

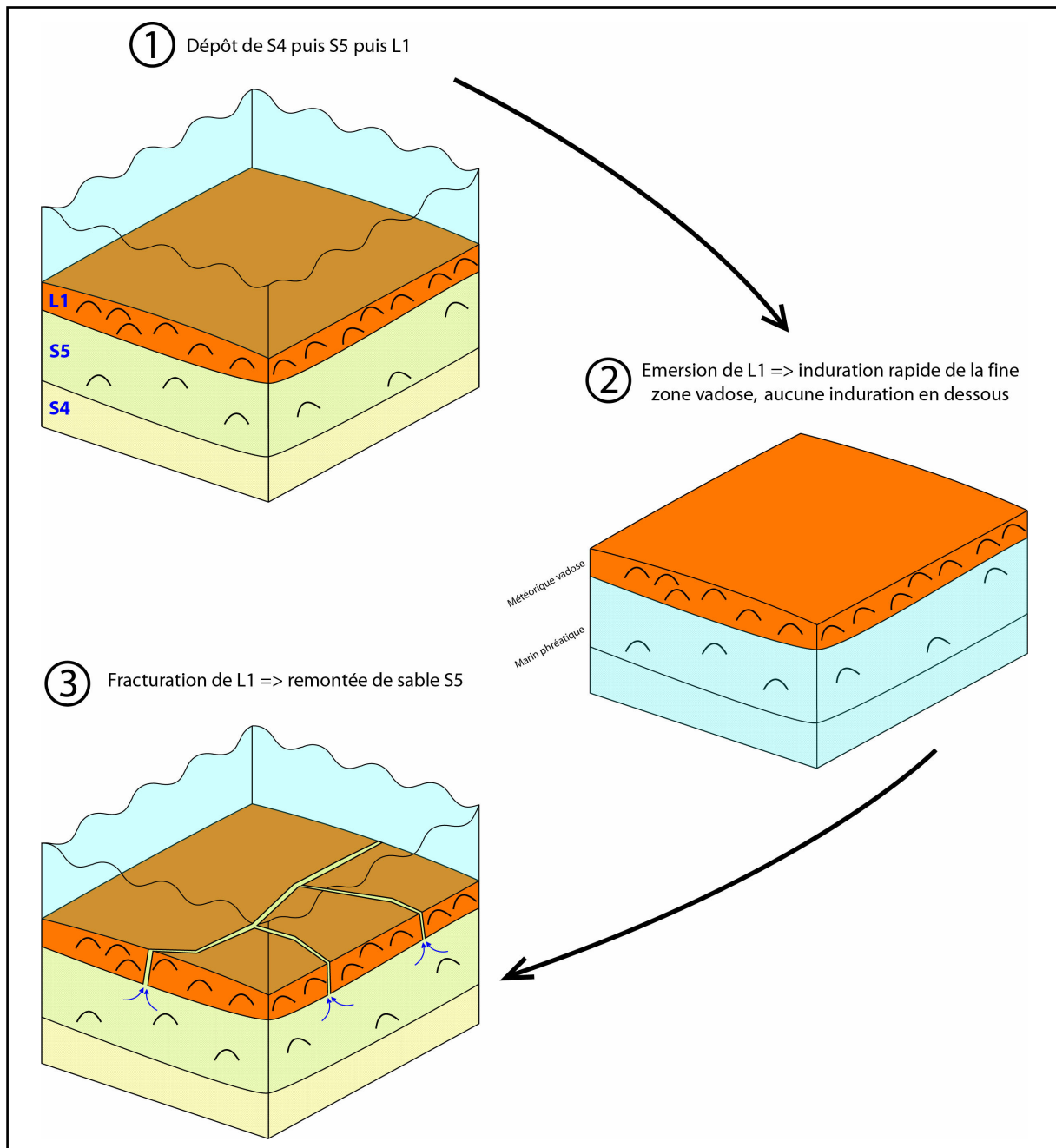
carbone et de l'oxygène qui y ont été mesurés confirment cette hypothèse (figure 4.38 et figure 4.14).

Le **secteur 4A** est interprété comme une paléozone marine phréatique au cours de la cinquième émergence enregistrée dans la série (émergence E5). En effet, les éléments aragonitiques s'y trouvant ont été très bien préservés à l'issue de cette émergence : la phase de dissolution importante des éléments aragonitiques qui peut être observée dans cette zone est interprétée comme une phase diagénétique postérieure à la cinquième émergence (cf. cinquième Partie).

Le **secteur 4B** est interprété comme une paléozone météorique vadose au cours de la cinquième émergence. Les éléments aragonitiques s'y trouvant ont été fortement néomorphisés juste en dessous de la surface d'émergence (configuration diagénétique identique à celle de la deuxième émergence de la série : barre à turritelles). Les bivalves lucinidés contenus dans le banc L1 (sommet de la zone vadose) ont été très fortement néomorphisés alors que ceux du banc situé juste au-dessus (banc lumachellique à lucinidés L2 ; figure 4.41A) ont été totalement dissous, puis totalement cimentés au cours d'une seconde étape. L'existence de ces deux processus bien distincts au sein de deux bancs de compositions strictement identiques situés à seulement quelques centimètres l'un de l'autre est assez remarquable ; il pourrait traduire l'existence d'une histoire diagénétique différente pour chacun des deux bancs. Une lithification importante et un néomorphisme intense des éléments aragonitiques ont pu être constatés juste en dessous de chacune des surfaces d'émergences repérées dans la série (émergences E1, E2, E3 et E4). L'existence d'une surface d'émergence au toit du banc L1 pourrait donc être à l'origine de l'intense phénomène de néomorphisme qui peut y être observé.

Un modèle conceptuel a été conçu afin d'expliquer les observations de terrain (figure 4.44). Il montre l'existence d'une induration précoce des sédiments de la zone météorique vadose (très fine : banc L1) à la suite de leur émergence. Cette émergence est probablement d'une durée courte puisque aucun phénomène de karstification n'a pu être observé et que le système sédimentaire est globalement transgressif (séquence 3 ; figure 3.11). Les sédiments qui étaient situés en dessous (zone marine phréatique) n'ont pas été lithifiés au cours de cette courte émergence (car les eaux marines sont saturées en minéraux carbonatés (cf. parag. 1.3.1.) et n'engendrent généralement aucune lithification (cf. parag. 1.4.1.)). Une phase de fracturation vient alors affecter le banc induré (banc L1), entraînant une remontée du sable S5 sous-jacent à travers les fractures (figure 4.41D).





**Figure 4.44 :** modèle conceptuel expliquant les observations de terrain réalisées sur la quatrième partie de la série. Ce modèle implique une courte émergence des sédiments sommitaux conduisant à l'induration précoce et rapide du banc à lucines L1 (zone météorique vadose) mais pas du sable S5 sous-jacent (zone marine phréatique).

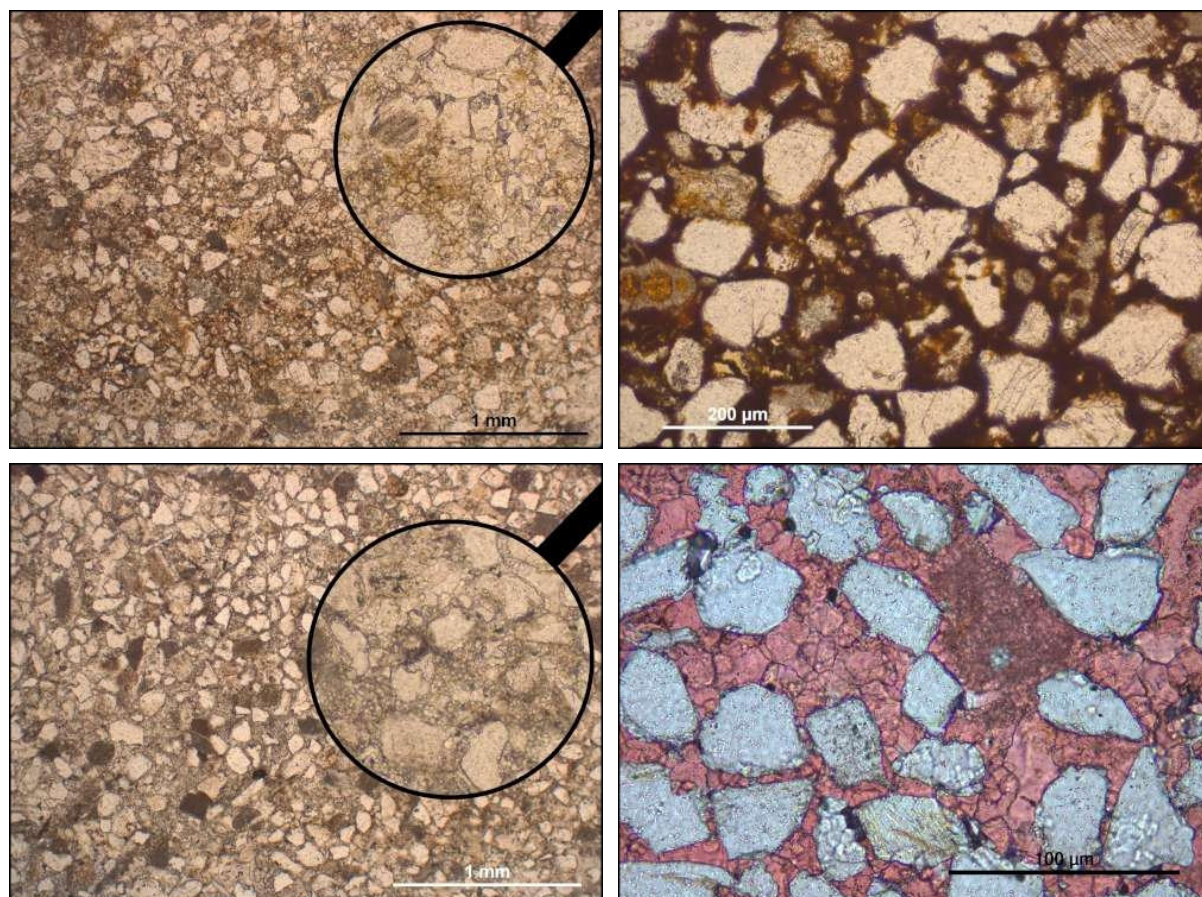
L'existence d'une courte période d'émergence permettrait également d'expliquer les structures en formes de parapluies observées dans le secteur de Port Carry (figure 4.43C et D). En effet, le banc de couleur blanchâtre (unité 3 ; figure 4.43A et B) montre un important processus de microsparitisation de sa matrice (figure 4.43E) et pourrait ainsi correspondre à un niveau lithifié précocement en dessous d'une surface d'émergence (équivalent latéral du banc L1).



La coloration rougeâtre des niveaux sableux situés en dessous de ce banc (unités 1 et 2 ; figure 4.43A et B) proviendrait alors de l'accumulation de très fines particules de fer au sein de leur porosité. La source de ces particules serait le niveau marneux rougeâtre situé en dessous (marnes à *Gyrolites*). La compaction progressive de ce niveau marneux aurait engendré le déplacement de très fines particules de fer à travers la porosité des bancs situés autour de lui. La cimentation très précoce et très intense du banc blanchâtre (unité 3) aurait empêché son imprégnation par ces particules, expliquant l'absence de coloration rougeâtre de celui-ci. La très faible perméabilité de ce banc aurait provoqué une accumulation de particules de fer juste en dessous, aboutissant à la formation de l'unité 2 (qui possède une coloration rougeâtre très intense ; figure 4.43A). Une phase de fracturation des unités 2 et 3 se serait ensuite produite et le sable non consolidé sus-jacent (unité 4) aurait rempli les fractures créées. Celles-ci auraient alors servi de passages préférentiels au fluide circulant à travers la porosité des sédiments. Les fines particules de fer transportées par le fluide se seraient engouffrées dans ces drains et s'y seraient concentrés de plus en plus au cours du temps. Cette accumulation de particules aurait engendré la coloration jaunâtre du sable remplissant les fractures. Après avoir traversé ces fractures, les particules se seraient alors diffusées à l'intérieur de l'unité 4, formant les longues et fines bandes jaunâtres que l'on peut y apercevoir (figure 4.43B). Les particules se seraient néanmoins concentrées préférentiellement à proximité de leurs sources, conduisant aux colorations jaunâtres en formes de demi-sphères aux sommets des fractures (expliquant ainsi les structures en formes de parapluies observées).

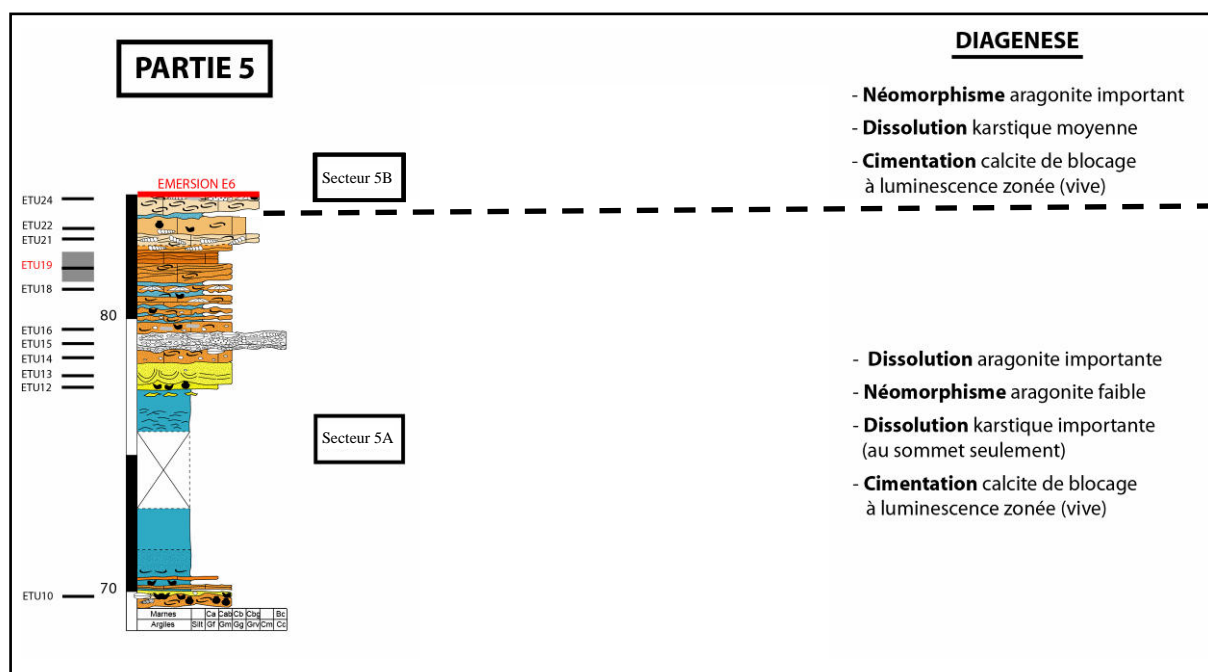
Un phénomène identique apparaît en dessous du niveau marneux rougeâtre (marnes à *Gyrolites*). Le sable S3 qui repose juste en dessous de celui-ci possède une coloration rougeâtre intense alors que le sable S2 (situé en dessous du sable S3) ne la présente pas (figure 4.29A). L'observation microscopique de ces deux sables a montré que S3 contenait de nombreuses très fines particules rougeâtres à jaunâtres (très probablement des oxydes de fer ; figure 4.45A et B) alors que S2 n'en contenait pas (figure 4.45C et D). Cette différence peut être expliquée une fois de plus par l'existence d'une microsparitisation précoce intense de la matrice du sable S2 (figure 4.45D) engendrée par son exposition à des fluides météoriques au toit de la zone vadose (émersion E4 ; cf. troisième partie). Le sable S3 bien que fracturé et rempli par un ciment à luminescence zonée n'est pas considéré comme précocement lithifié (contrairement à S2). En effet, le sédiment fin qui remplit les fractures (figure 4.39A et B) est interprété comme un remplissage par le sédiment marneux rougeâtre déposé juste au-dessus de lui (marnes à *Gyrolites*). L'absence de coloration rougeâtre du sable S2 peut ainsi être

expliquée par sa cimentation précoce qui aurait empêché les fines particules de fer d'y pénétrer. En revanche les meilleures propriétés pétrophysiques du sable S3 (non lithifié précocement) auraient autorisé l'incorporation de ces fines particules dans sa porosité, entraînant sa coloration rougeâtre.



**Figure 4.45 :** **A)** Aperçu par microscopie optique du sable S3 (R3-18b). Notez la recristallisation de sa matrice (détail). Remarquez la couleur jaunâtre de la matrice, indiquant probablement la présence de fines particules de fer. **B)** Aperçu par microscopie optique du sable S3 remplissant l'intérieur d'une fracture du sable S2 (ETU1'a4). Notez la couleur brunâtre dans la porosité interparticulaire, probablement liée à l'accumulation de fines particules de fer. **C)** Aperçu par microscopie optique du sable S2 (S2a). Notez la recristallisation très importante de la matrice (détail). Remarquez l'absence de coloration de la matrice contrairement à celle du sable S3. **D)** Aperçu par microscopie optique du sable S2 (coloré à l'alizarine ; S2a). Notez la microspartisation importante de la matrice.

#### 4.4.5. Cinquième partie



**Figure 4.46** : Coupe stratigraphique synthétique de la cinquième partie de la série. Aucune mesure de rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ ) n'ont été réalisées à partir des échantillons prélevés dans cette partie. Subdivision en 2 secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes (les observations ne représentent pas un enchainement chronologique).

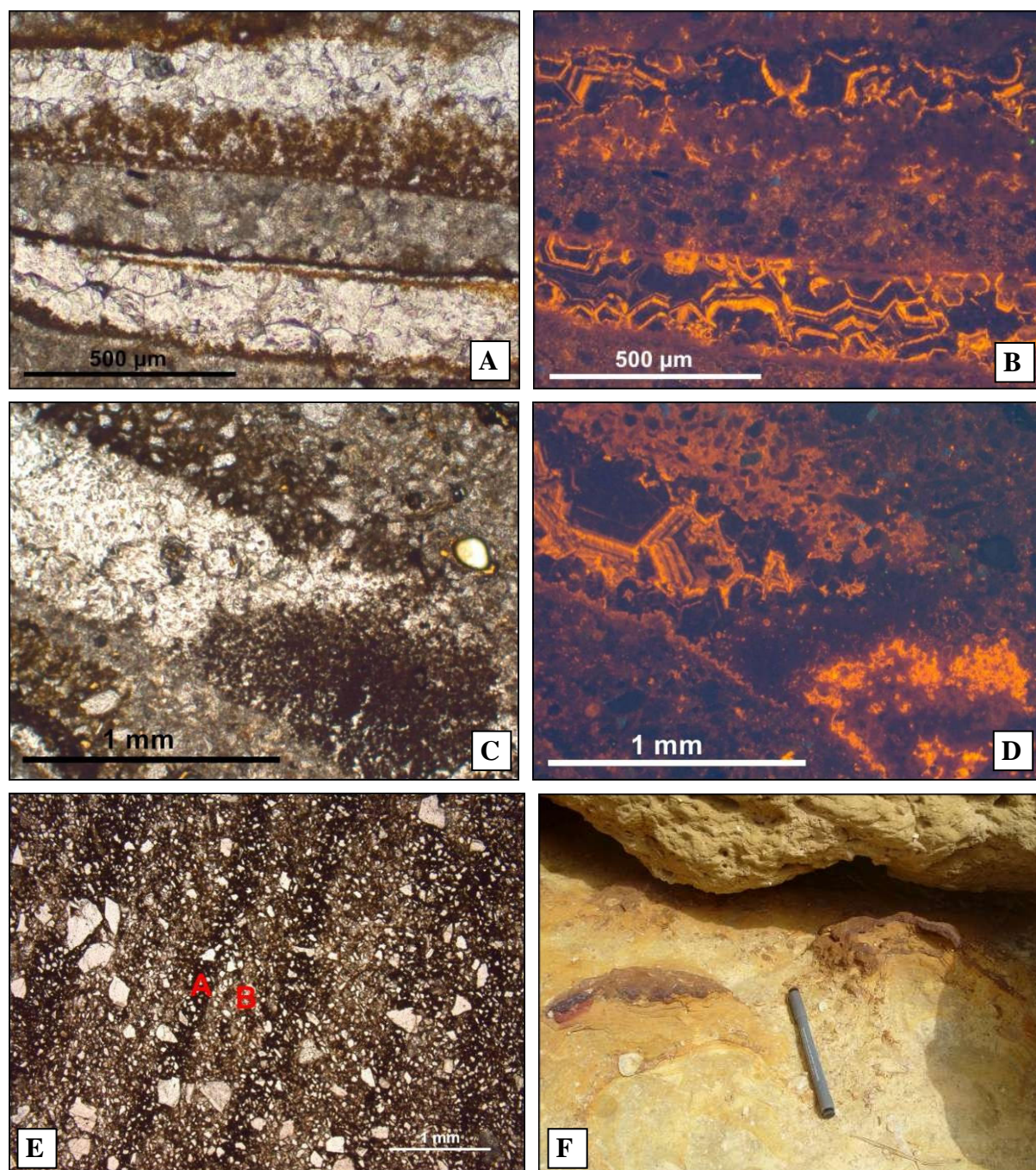
##### 4.4.5.1. Observations

Cette cinquième et dernière partie peut être subdivisée en deux secteurs présentant des caractéristiques diagénétiques différentes (figure 4.46) :

Le **secteur 5A** (ETU10 à ETU22) est caractérisé par une dissolution très intense des éléments aragonitiques et en moindre mesure par leur néomorphisme (dans certains bancs uniquement). Il débute par un banc lumachellique à lucinidés nommé "L2" (figure 4.41A) présentant une ferruginisation très importante. Tous les éléments aragonitiques contenus dans ce banc ont été entièrement dissous. Un ciment de blocage a ensuite obstrué totalement l'ensemble des porosités moldiques ouvertes (figure 4.47A et C). Ce ciment possède une minéralogie calcitique non ferrifère et sa luminescence est fortement zonée avec une alternance de larges bandes non luminescentes et de moins larges bandes à luminescences vives jaunâtres à orangées (figure 4.47B et D). Les analyses géochimiques des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène réalisées sur ce ciment montrent des valeurs très faibles :  $\delta^{13}\text{C}_{(\text{ETU10})} = -5,75\text{‰}$  ;  $\delta^{18}\text{O}_{(\text{ETU10})} = -4,85\text{‰}$  (figure 4.46).



Un fin sédiment géopète très opaque est déposé au fond de nombreuses cavités de dissolutions moldiques avant la précipitation du ciment de blocage (figure 4.47A et C).



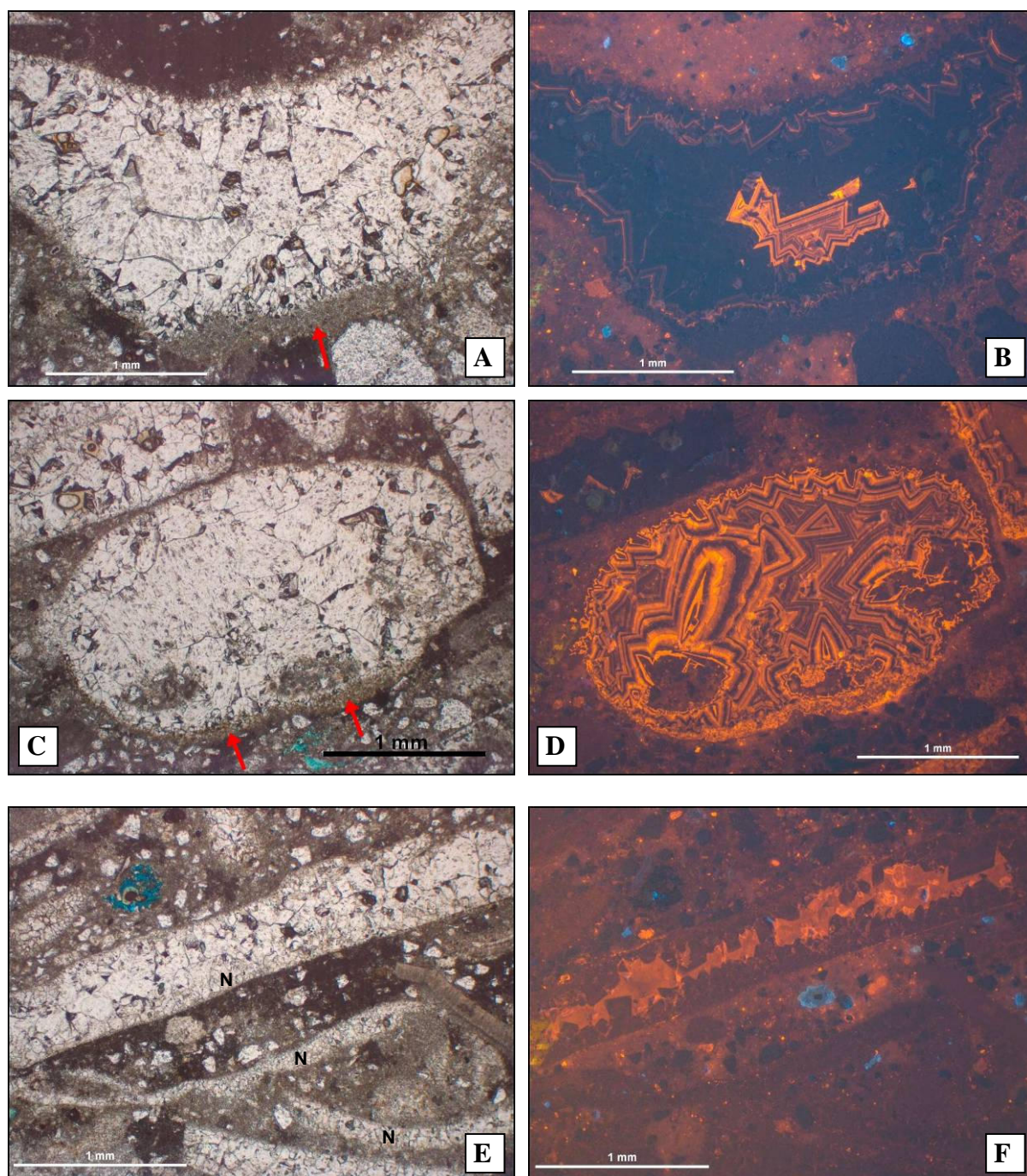
**Figure 4.47 :** **A)** Aperçu par microscopie optique des bivalves du banc L2 (ETU10). Notez que les bivalves ont été totalement dissous puis entièrement cimentés après le dépôt d'un fin sédiment géopète très opaque. **B)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez que le ciment précipité dans les porosités moldiques possède une luminescence fortement zonée avec des luminescences intenses. **C)** Aperçu par microscopie optique d'un bivalve de L2 (ETU10). Notez que le bivalve a été totalement dissous puis entièrement cimenté après le dépôt d'un sédiment géopète opaque. **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez que le ciment précipité dans les porosités moldiques possède une luminescence fortement zonée avec des luminescences intenses. **E)** Aperçu par microscopie optique de la zébrure d'un banc sableux situé juste au-dessus de L2 (ETU10b). Notez l'alternance de zones foncées (A) et de zones plus claires (B). **F)** Aperçu de la croûte ferrugineuse marquant la base des marnes pélagiques de la Tuilière. Notez l'aspect très ferrugineux et la forme en dôme de cette croûte.

Au dessus du banc L2 se met en place un petit banc sableux présentant de nombreuses zébrures (figure 4.47E). Juste en dessous de l'épais niveau marneux venant coiffer ces sédiments ("marnes pélagiques de la Tuilière"), il est possible d'observer une fine couche très sombre formant une croûte d'environ 1 cm d'épaisseur à l'aspect très ferrugineux (figure 4.47F). Cette croûte forme bien souvent de petites structures décimétriques en formes de dômes.

Au dessus de l'épais niveau marneux se dépose un sable bioturbé présentant des figures de charge (ETU12 et ETU13 ; figure 4.46). Ces dernières sont bien moins développées que celles qui ont été observées dans la troisième partie de la série. Le sommet de ce sable est érodé par un niveau très grossier conglomératique (ETU15) contenant de nombreux débris de bivalves. L'analyse pétrographique de ces bivalves montre que la plupart ont été entièrement dissous puis entièrement cimentés par un ciment de blocage (figure 4.48A et C). Ce ciment possède une minéralogie calcitique non ferrifère et sa luminescence est fortement zonée : les premiers ciments précipités ont une luminescence présentant une alternance entre de larges bandes totalement non luminescentes et de fines bandes de luminescences orangées (figure 4.48B et D) ; les ciments précipités ensuite montrent des luminescences présentant une alternance entre des bandes à luminescences vives jaunâtres à orangées et des bandes à luminescences très ternes (figure 4.48B et D). Cette dernière alternance de luminescence rappelle beaucoup celle qui a été observée pour les ciments précipités au sein du banc L2 (figure 4.47B et D). A la base de certaines cavités de dissolutions moldiques, il existe un fin dépôt micritique géopète (non opaque ; figure 4.48A et C). Celui-ci a donc été déposé après une phase de dissolution complète des éléments aragonitiques et avant la phase de précipitation du ciment de blocage.

Quelques bivalves de ce niveau n'ont pas été dissous mais néomorphisés (figure 4.48E). Le ciment néomorphique précipité possède une morphologie granulaire et une minéralogie calcitique non ferrifère. Sa luminescence est très terne et de couleur légèrement rougeâtre (figure 4.48F).



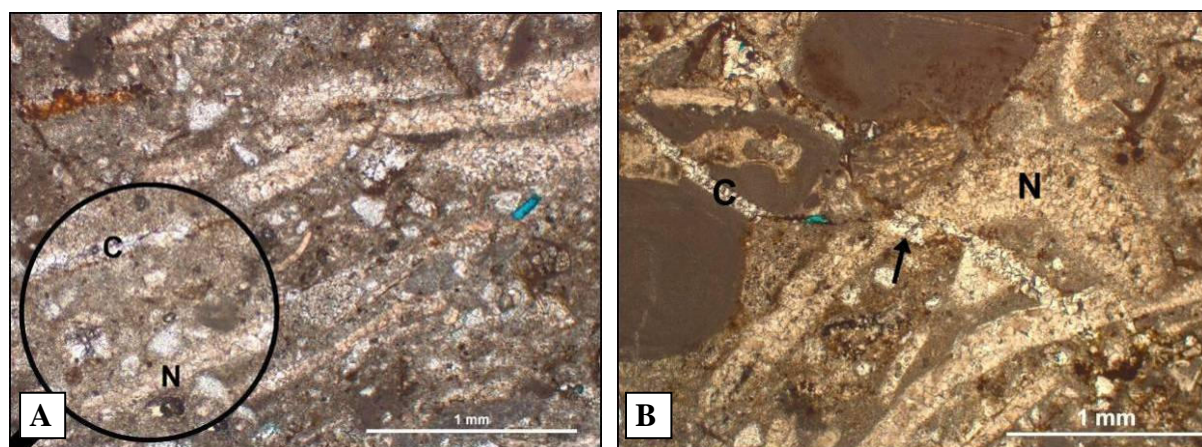


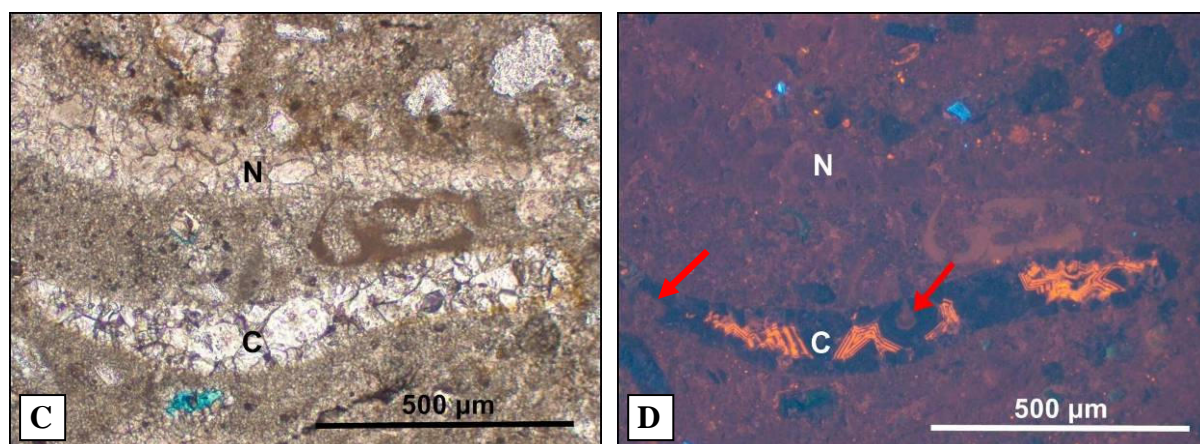
**Figure 4.48 :** **A)** Aperçu par microscopie optique d'un débris de bivalve (?) entièrement dissous puis entièrement cimenté du niveau grossier conglomératique (ETU15). Notez la morphologie de blocage du ciment. Remarquez la présence d'un fin dépôt géopète au fond de la cavité moldique (flèche rouge). **B)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez la luminescence tout d'abord zonée avec de larges bandes non luminescentes et de fines bandes luminescentes orangées puis la luminescence zonée avec des bandes à luminescences très intenses et des bandes à luminescences très ternes. **C)** Aperçu par microscopie optique d'un débris de bivalve (?) entièrement dissous puis entièrement cimenté du niveau grossier conglomératique (ETU15). Notez la morphologie de blocage du ciment. Remarquez la présence d'un fin dépôt géopète au fond de la cavité moldique (flèches rouges). **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez la luminescence zonée avec des bandes à luminescences intenses et des bandes à luminescences ternes. **E)** Aperçu par microscopie optique des bivalves néomorphisés du niveau grossier conglomératique (ETU15). Notez la morphologie granulaire du ciment néomorphique (N). **F)** Aperçu à la cathodoluminescence de E). Notez la luminescence très terne et légèrement rougeâtre des ciments néomorphiques.



Le **secteur 5B** (ETU24) est caractérisé par un néomorphisme très intense des éléments aragonitiques. Il s'agit d'un banc lumachellique très riche en bivalves lucinidés nommé "L3" (figure 4.51A). L'observation des bivalves contenus dans ce banc montre qu'ils ont été très fortement néomorphisés (figure 4.49A). Le ciment néomorphique précipité possède une morphologie granulaire et une couleur brunâtre très pale (figure 4.49A, B et C). Sa minéralogie est calcitique non ferrifère et sa luminescence est identique à celle des éléments néomorphisés du secteur 5A, c'est-à-dire très terne avec une couleur légèrement rougeâtre (figure 4.49D).

Un ciment non néomorphique a pu également être observé au cours de l'analyse pétrographique du banc L3. Il s'agit d'un ciment de blocage possédant une minéralogie calcitique non ferrifère. Ce ciment est présent à la fois dans quelques petites fractures qui recoupent les ciments néomorphiques (figure 4.49B) mais également dans quelques rares porosités moldiques de bivalves (figure 4.49C). La luminescence de ce ciment est fortement zonée avec une alternance entre des bandes à luminescences vives jaunâtres à orangées et des bandes à luminescences très ternes à non luminescentes (figure 4.49D). Cette alternance rappelle une fois de plus celle des ciments précipités dans les porosités moldiques du banc L2 (secteur 5A ; figure 4.47B et D) et du banc grossier conglomératique (secteur 4A ; figure 4.48B et D). Ce ciment est néanmoins beaucoup moins couramment observé au sein du banc L3.

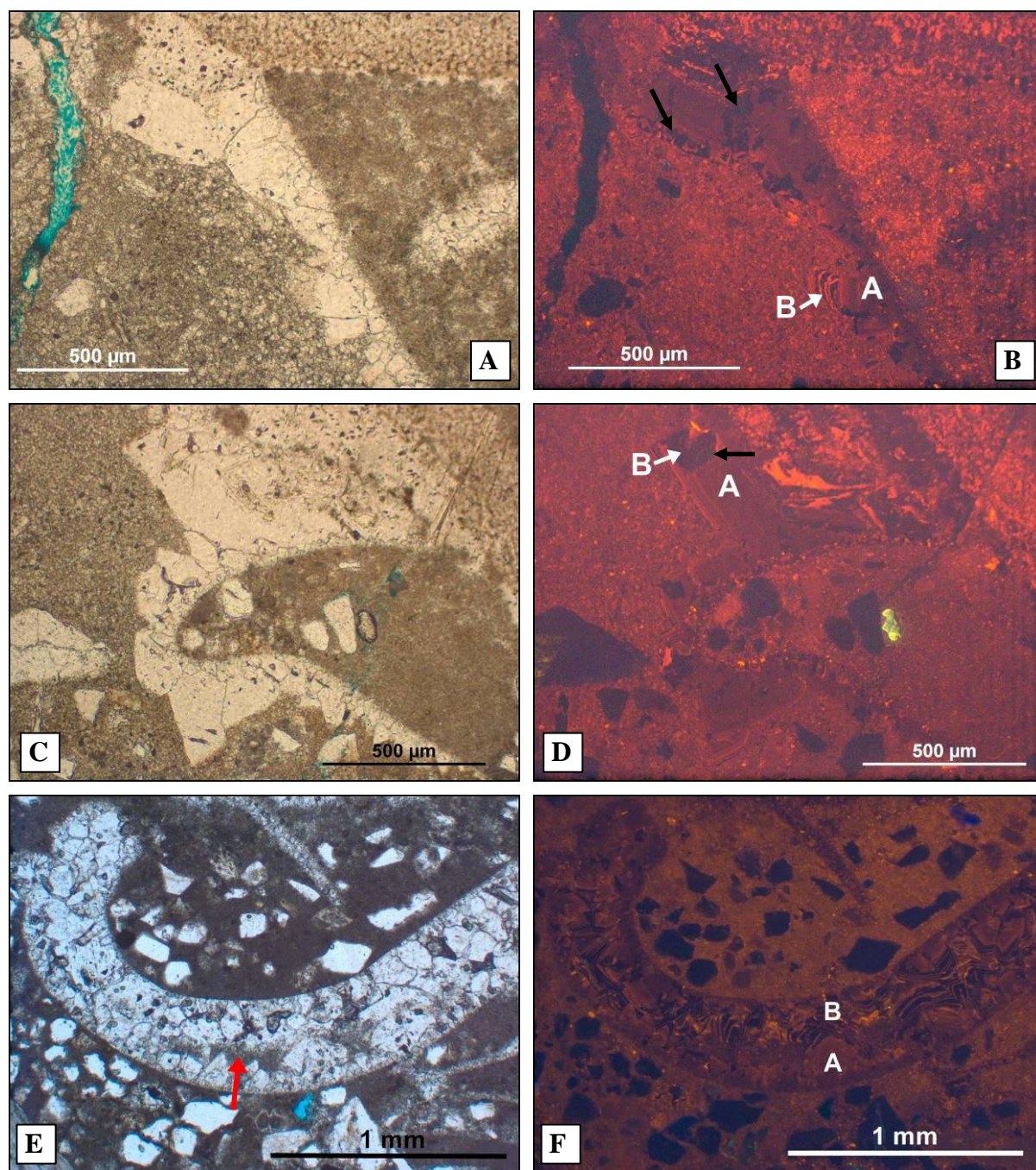




**Figure 4.49 :** **A)** Aperçu par microscopie optique des bivalves néomorphisés du banc L3 (ETU24b). Notez la couleur brunâtre très pale des ciments néomorphiques (N). Remarquez la présence d'un ciment de blocage (C). **B)** Aperçu par microscopie optique d'une fracture remplie par un ciment de blocage (C) recoupant un bivalve entièrement néomorphisé du banc L3 (N ; flèche noire ; ETU24d). **C)** Aperçu par microscopie optique de deux bivalves du banc L3 (ETU24b). Notez que l'un des bivalves a été entièrement néomorphisé (N ; ciment granulaire de couleur brunâtre très pale) et que l'autre a été entièrement dissous puis entièrement cimenté par un ciment de blocage (C). **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez la luminescence très terne et légèrement rougeâtre du bivalve néomorphisé (N). Remarquez la grande similitude entre la luminescence du ciment néomorphique et celle de la matrice recristallisée. Notez la luminescence fortement zonée du ciment de blocage (C) avec une alternance entre des bandes à luminescences intenses et des bandes non luminescentes. Remarquez la présence de zones à luminescences très ternes et légèrement rougeâtres (flèches rouges) laissant penser que le ciment de blocage a été précipité après la dissolution d'un bivalve très partiellement néomorphisé.

Certains bivalves situés au toit du banc L3 présentent une surface très irrégulière (figure 4.50A et C). L'observation à la cathodoluminescence de ces bivalves permet de constater la présence de nombreux petits golfes de corrosions à l'intérieur des ciments qui les constituent (figure 4.50B et D). Ces ciments possèdent des luminescences très ternes de couleurs légèrement rougeâtres qui rappellent beaucoup celles des ciments néomorphiques plusieurs fois décrits précédemment (figure 4.48F et figure 4.49D). Ces ciments néomorphiques supposés ne présentent néanmoins pas la coloration pale brunâtre caractéristique. Les golfes de corrosions sont cimentés par un ciment non luminescent qui est parfois fortement zoné (figure 4.50B) ; celui-ci est assez similaire au ciment de blocage plusieurs fois décrit. Un fin sédiment micritique est déposé après la phase de dissolution qui a engendré la formation des golfes de dissolution dans les ciments néomorphiques et avant que ne soit précipité le ciment de blocage (figure 4.50E et F).

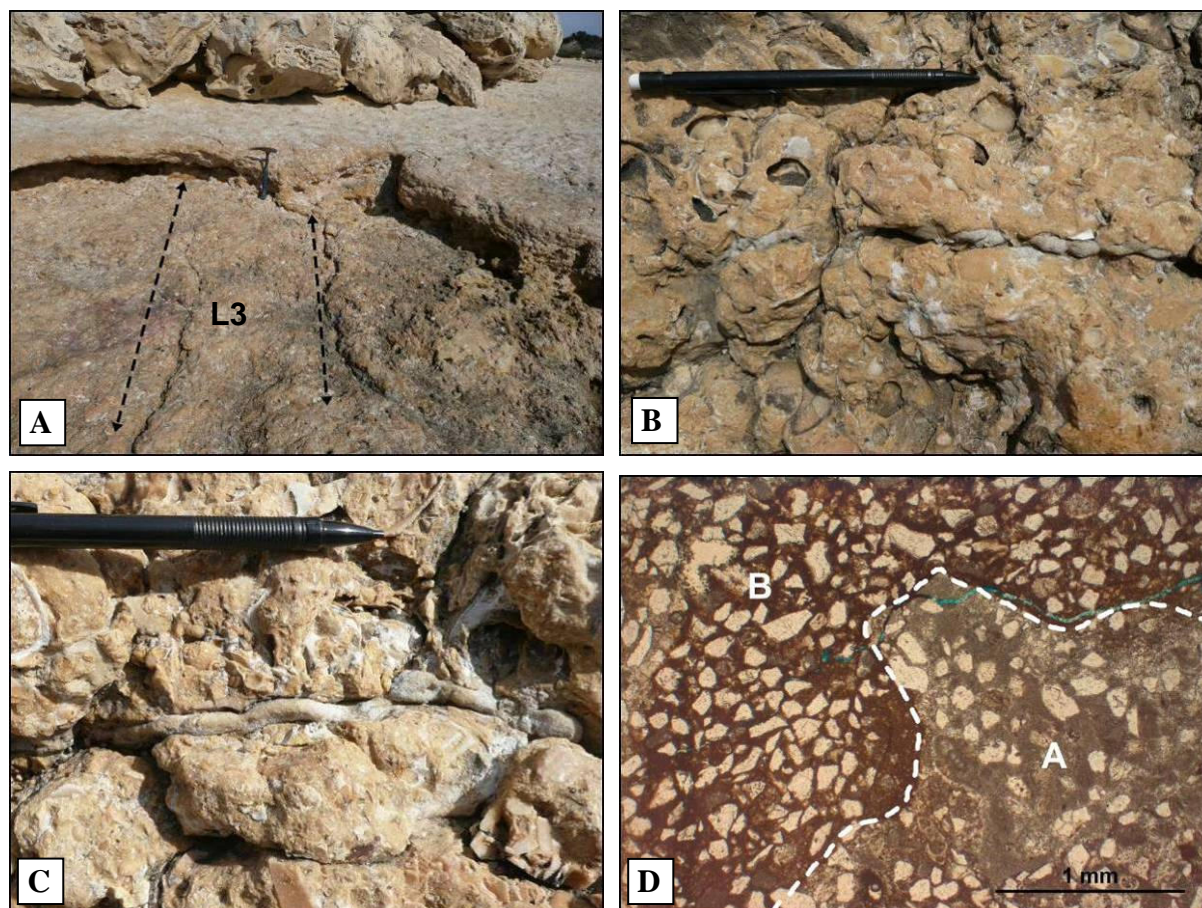




**Figure 4.50 :** **A)** Aperçu par microscopie optique d'un bivalve du banc L3 (ETU24a). Notez la surface très irrégulière du bivalve. **B)** Aperçu à la cathodoluminescence de A). Notez que le bivalve est formé de deux ciments possédant des luminescences différentes (A et B). Remarquez le nombre important de petits golfes de corrosions affectant le ciment A (Flèches noires). Notez la luminescence très zonée du ciment B à certains endroits. **C)** Aperçu par microscopie optique d'un bivalve du banc L3 (ETU24a). Notez la surface très irrégulière du bivalve. **D)** Aperçu à la cathodoluminescence de C). Notez que le bivalve est formé de deux ciments possédant des luminescences différentes (A et B). Remarquez la présence d'un grand golfe de corrosion affectant le ciment A (Flèche noire) et cimenté par le ciment B (Flèche blanche). **E)** Aperçu par microscopie optique d'un bivalve du banc L3 (ETU24a). Notez la présence d'un sédiment géopète très fin (flèche rouge) au-dessus d'une surface très irrégulière de ciment. **F)** Aperçu à la cathodoluminescence de E). Notez que le bivalve est formé de deux ciments possédant des luminescences différentes (A et B). Remarquez que le dépôt géopète repose sur le ciment A et précède la précipitation du ciment B.



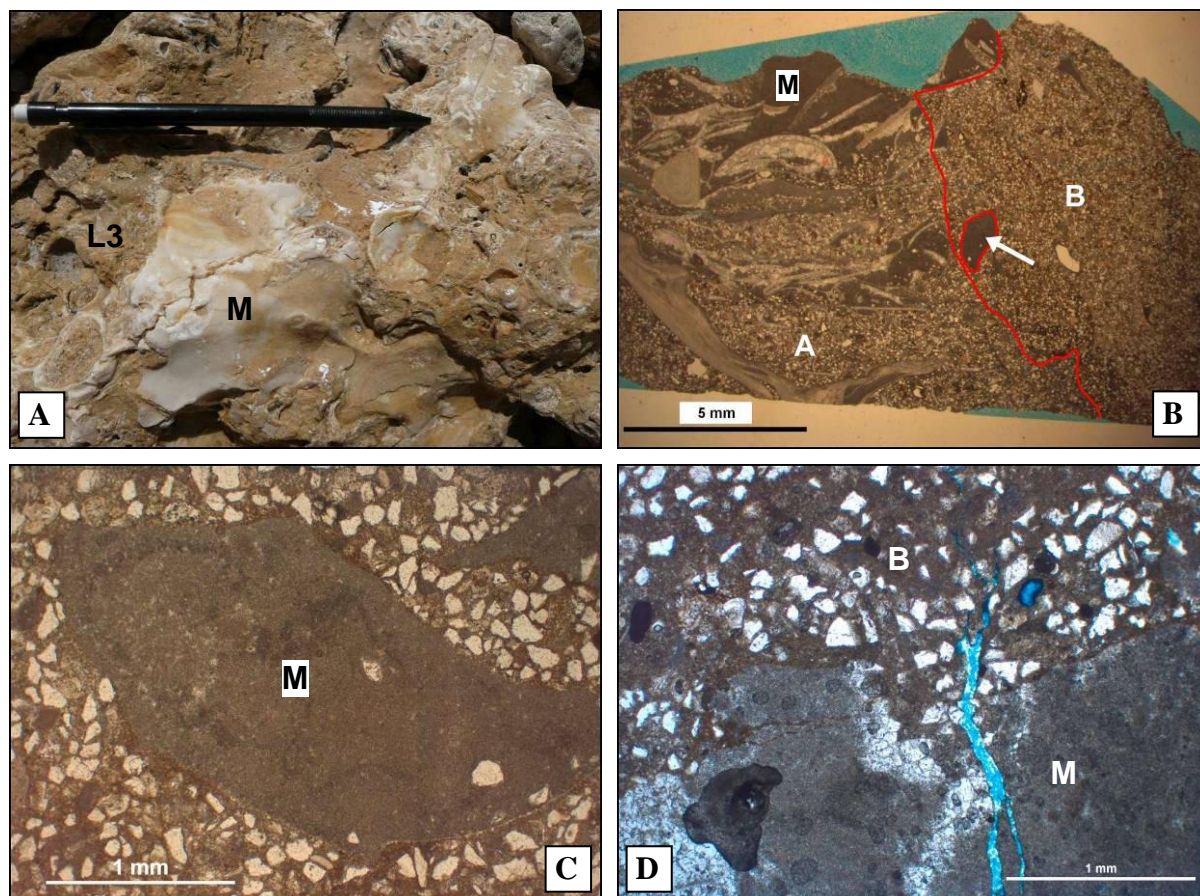
Le sommet du banc L3 est parcouru de nombreuses fractures parallèles entre elles possédant toutes une direction N70 (figure 4.51A). Ces fractures n'affectent pas le sable carbonaté qui a été déposé juste au-dessus (figure 4.51A) mais celui-ci les remplit (figure 4.51B, C et D). Il s'agit donc de fractures syn-sédimentaires.



**Figure 4.51 :** A) Aperçu des fractures affectant le banc L3 (La Vaquette). Notez le parallélisme entre les fractures. Remarquez que les fractures n'affectent pas le dépôt sus-jacent. B) Aperçu d'une fracture affectant le banc L3 (vue de dessus ; La Vaquette). Notez le remplissage sédimentaire de la fracture. C) Aperçu d'une fracture affectant le banc L3 (vue de dessus ; La Vaquette). Notez le remplissage sédimentaire de la fracture. D) Aperçu par microscopie optique d'une fracture affectant le banc L3 (ETU24a). Notez le contact cassant entre les sédiments du banc L3 (A) et les sédiments remplissant la fracture (B). Remarquez la différence de couleur entre les deux sables.

Au sommet du banc L3 apparaît à certains endroits un fin sédiment micritique venant draper la partie supérieure du banc (figure 4.52A). Ce dépôt est lui aussi affecté par la phase de fracturation syn-sédimentaire (figure 4.52B et D). De petits lithoclastes de cette micrite fine peuvent être observés à l'intérieur du sable remplissant les fractures (figure 4.52B et C).

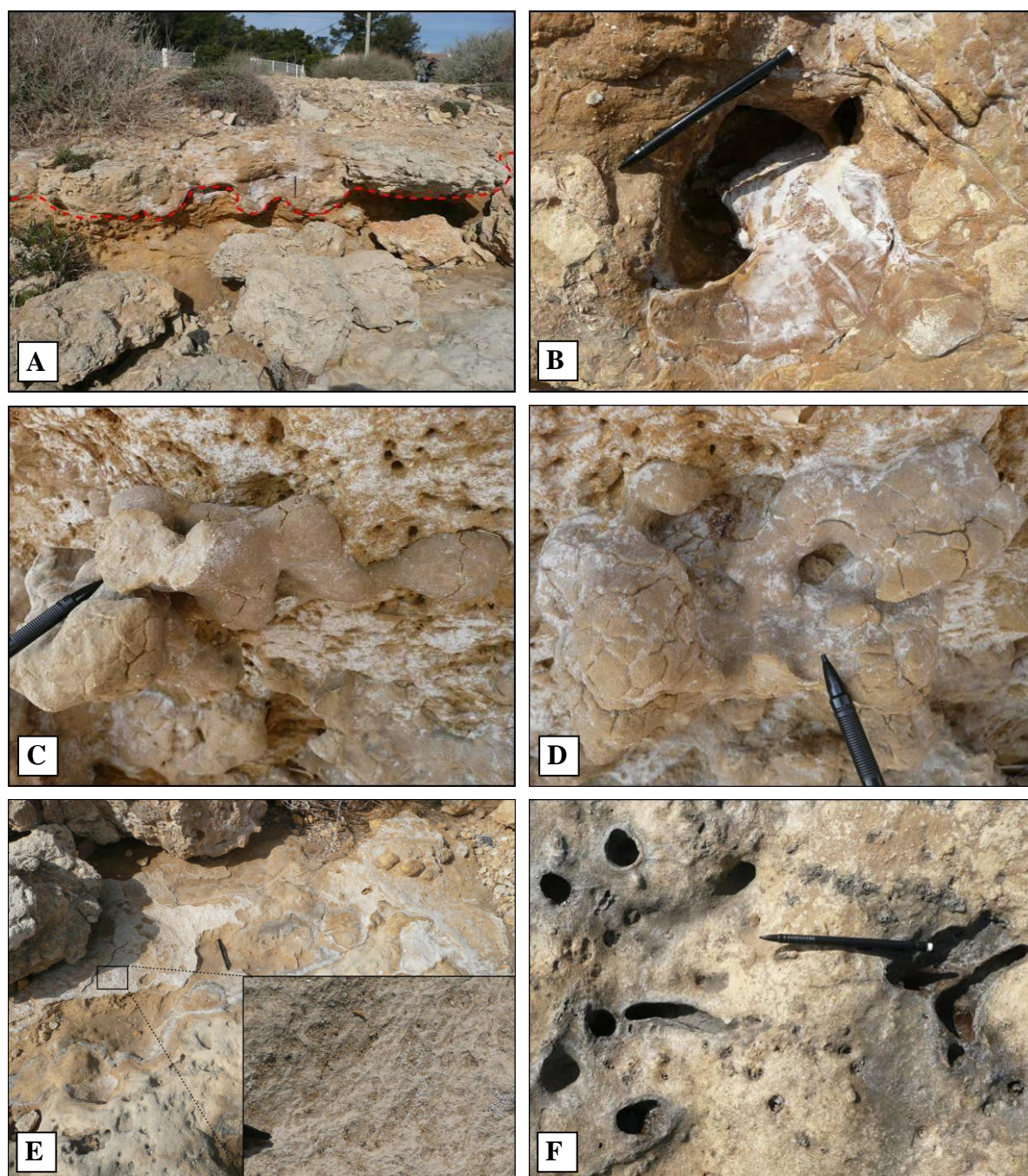




**Figure 4.52 :** **A)** Aperçu (vue de dessus) du sédiment micritique (M) déposé au sommet du banc L3. **B)** Aperçu (section vue de côté) d'une lame mince réalisée à partir d'un échantillon prélevé au niveau d'une fracture du banc L3 (ETU24a). Notez que la fracture est remplie par un sable (B) qui recoupe à la fois les sédiments du banc L3 (A) et le fin sédiment micritique qui a été déposé au-dessus de celui-ci (M). Remarquez la présence d'un petit lithoclaste de ce sédiment micritique à l'intérieur du sable qui remplit la fracture (flèche blanche). **C)** Aperçu par microscopie optique d'un lithoclaste du sédiment micritique (M) à l'intérieur du sable qui remplit une fracture de L3 (ETU24a). **D)** Aperçu par microscopie optique d'une fracture du banc L3. Notez que cette fracture remplie par un sable (B) recoupe le sédiment micritique (M).

A l'ouest de cap Vaisseau, l'équivalent latéral de L3 forme un banc qui ressort très bien de l'affleurement et qui possède une surface basale très sinueuse (figure 4.53A). L'observation des éléments originellement aragonitiques contenus dans ce banc montre qu'ils ont eux aussi été fortement néomorphisés. Le toit de ce banc présente de petites cavités de dissolutions karstiques remplis par un sédiment sableux très fin (figure 4.53B). En dessous de ce banc apparaît un horizon karstique qui est rempli par un dépôt de couleur rougeâtre (figure 4.53A). A l'intérieur de ce dépôt apparaissent des structures globuleuses et des tapis racinaires calcifiés (rhizolithes ; figure 4.53E). Le niveau sablo-carbonaté situé juste en dessous montre de nombreuses perforations verticales (figure 4.53F).





**Figure 4.53 :** **A)** Aperçu de l'équivalent latéral du banc L3 à l'ouest de cap Vaisseau. Remarquez la sinuosité importante de la surface basale de ce banc (pointillés). Notez la présence d'un horizon karstique rempli par un sédiment très fin de couleur rougeâtre qui modèle cette surface. **B)** Aperçu d'une petite cavité de dissolution karstique affectant le sommet du banc équivalant latéral de L3 (vue de dessus). Notez le remplissage par un sédiment sableux très fin. **C)** Aperçu d'une structure globuleuse dans le niveau remplissant l'horizon karstique (rhizoconcrétions probables). **D)** Aperçu d'une structure globuleuse dans le niveau remplissant l'horizon karstique (rhizoconcrétions probables). **E)** Aperçu d'un tapis racinaire calcifié (rhizolithes) dans le niveau remplissant l'horizon karstique. **F)** Aperçu du banc sableux situé en dessous de l'équivalent latéral du banc R3. Remarquez la présence de cavités cylindriques (la plupart du temps verticales) correspondant probablement à des traces de racines.

#### 4.4.5.2. Interprétation

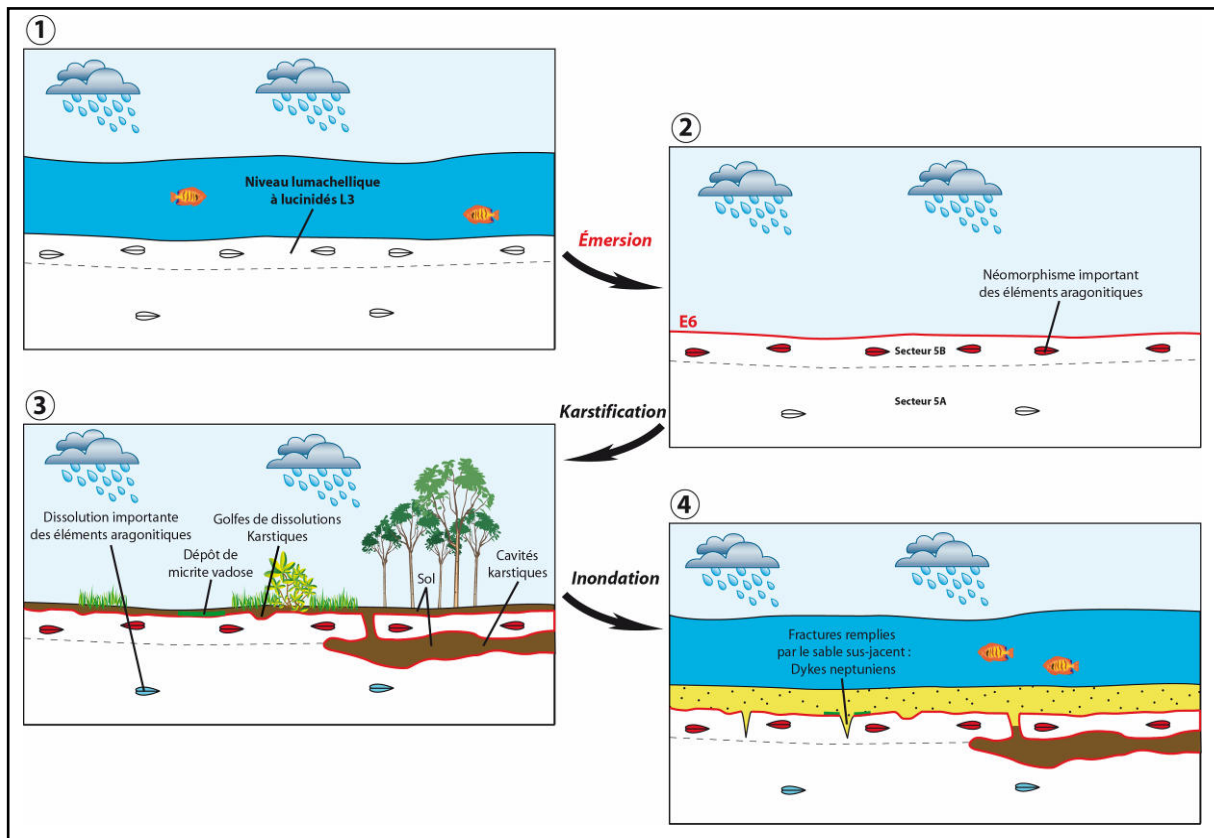
L'ensemble des sédiments de cette dernière partie de la série a subi d'importantes modifications diagénétiques liées à l'existence de conditions météoriques. En effet, les phénomènes diagénétiques observés correspondent très bien à ceux qui se produisent à la suite d'une circulation importante de fluides météoriques (dissolution karstique, dissolution ou néomorphisme des éléments aragonitiques, précipitation de ciments de blocage à luminescences zonées dans des porosités moldiques ; cf. parag. 1.4.). La présence de dépôts micritiques géopètes dans des porosités secondaires (moldiques) est de plus souvent interprétée comme une marque de conditions météoriques vadoses (Dunham 1969 ; Bathurst 1975 ; Tucker et Wright 1990).

Le **secteur 5A** et le **secteur 5B** sont interprétés comme une paléozone météorique vadose au moment de la sixième émergence de la série (émersion E6).

Un modèle conceptuel intégrant à la fois la diagenèse et la dynamique sédimentaire a pu être réalisé à partir de l'ensemble des observations réalisées dans ces deux secteurs (figure 4.54). Il montre que le banc lumachellique à lucinidés L3 et les sédiments sous-jacents (**étape 1**) ont été exposés à des conditions météoriques pendant une longue période d'émersion de la plateforme (émersion E6). La phase diagénétique la plus précoce associée à cette émersion est le néomorphisme des éléments aragonitiques qui engendre une lithification importante des sédiments (**étape 2**). Ce processus apparaît très intense au sommet de la zone vadose (secteur 5B) mais l'est beaucoup moins juste en dessous (secteur 5A ; tout comme dans le cas de l'émersion E3). La période d'émersion se prolongeant, un processus de karstification (épikarst) devient alors de plus en plus visible au sein de ces dépôts carbonatés. Il aboutit à la création de petits golfes de dissolutions au toit du banc fortement néomorphisé (i.e. sommet de la zone vadose : secteur 5B) et à la formation de nombreuses cavités karstiques juste en dessous de celui-ci (créant parfois un horizon karstique ; **étape 3**). En effet, la stabilisation minéralogique très poussée du banc sommital L3 lui permet de relativement bien résister au processus de karstification (Moore 2001) contrairement aux sédiments sous-jacents qui contiennent encore de nombreuses minéralogies instables (aragonite). Quelques ciments néomorphiques de L3 sont néanmoins partiellement dissous et présentent de petits golfes de corrosions. De fins sédiments micritiques (silts vadoses) viennent draper la surface du karst et un sol est développé au-dessus de la surface d'émersion et à l'intérieur des cavités karstiques. En effet, les sédiments fins de couleurs rougeâtres qui comblent les cavités karstiques sont interprétés

comme des "Terra Rossa". Les Terra Rossa sont des paléosols que l'on retrouve communément dans les cavités karstiques (Esteban et Klappa 1983 ; figure 1.10). La présence de tapis racinaires calcifiés (rhizolithes) et de structures globulaires (qui sont interprétées comme des rhizoconcrétions) dans ce sédiment sont des arguments supplémentaires qui soutiennent cette interprétation. Les nombreuses perforations verticales observées dans le banc situé en dessous sont interprétées comme des traces de racines et attesteraient donc également de la présence d'un sol. Après cette période de karstification intense, les dépôts sont remis dans des conditions phréatiques marines et un sable carbonaté vient alors recouvrir le banc L3 (**étape 4**). Une phase de fracturation syn-sédimentaire affecte alors le banc L3 et engendre la formation de petits dykes neptuniens.

Ce modèle dynamique montre une fois de plus que l'épisode émerusif a entraîné une lithification importante et rapide des sédiments préalablement déposés. Dans la partie sommitale de la zone météorique vadose, ce phénomène est lié à l'existence d'un processus de néomorphisme important des éléments aragonitiques (banc L3).



**Figure 4.54 :** Modèle conceptuel synthétique de l'histoire diagénétique et sédimentaire des sédiments des secteurs 5A et 5B de la cinquième partie de la série.



#### 4.5. Synthèse de l'étude diagénétique

L'étude diagénétique de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet peut être synthétisée en une grande paragenèse générale (figure 4.55). Celle-ci montre que les dépôts ont été émergés à au moins six reprises : au toit du banc microconglomératique drapant la bioconstruction R2 (émersion E1), au toit de la barre à turritelles (émersion E2), au toit de la bioconstruction R3 (émersion E3), au toit du niveau sableux S2 (émersion E4), au toit du niveau lumachellique à lucinidés L1 (émersion E5) et enfin au toit du niveau lumachellique à lucinidés L3 (émersion E6).

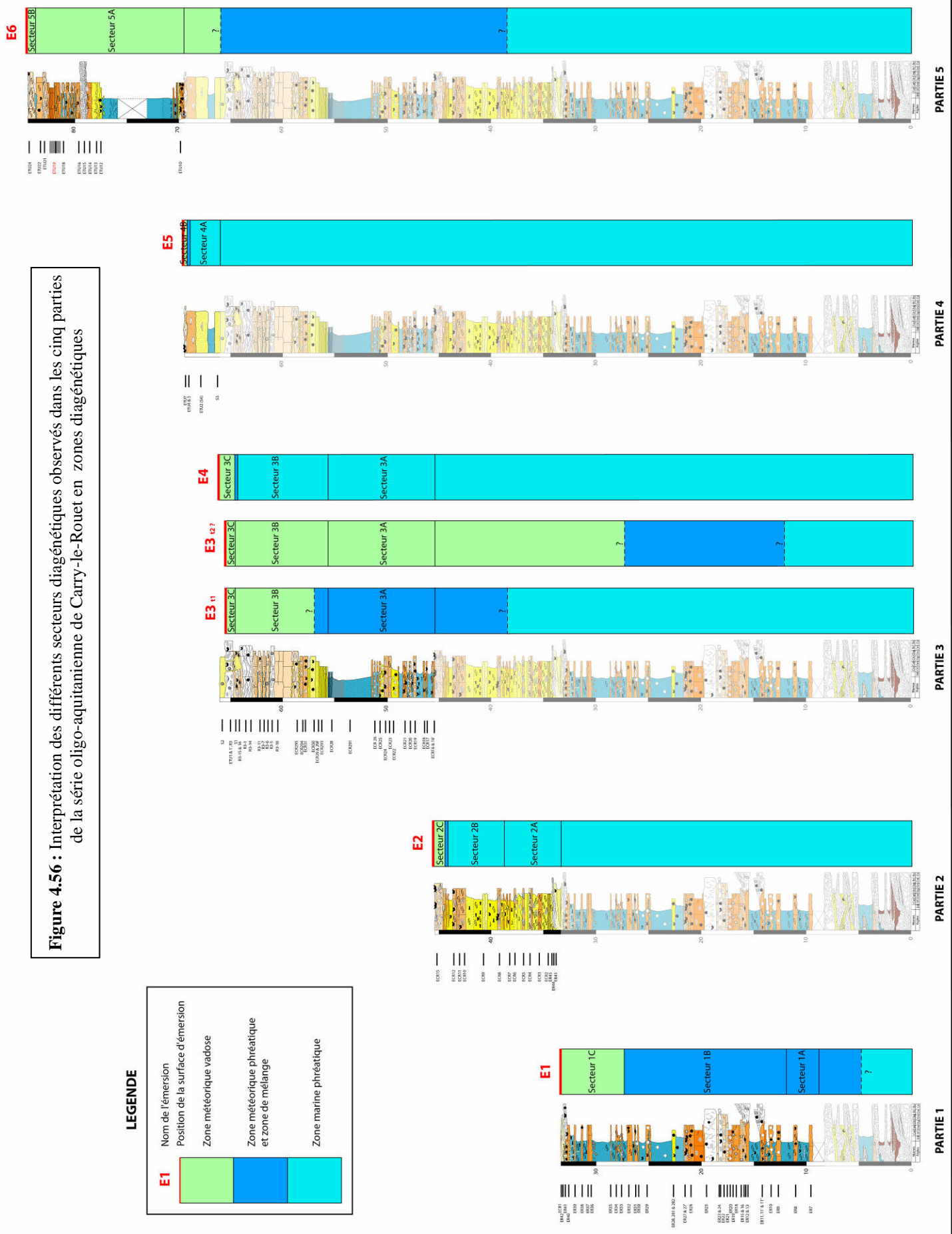
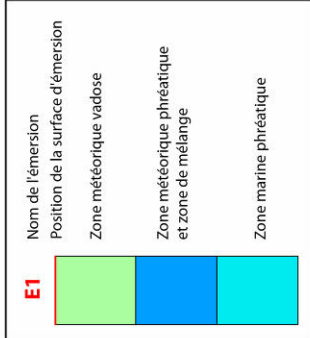
Ces six périodes émerives possèdent des durées variables puisque certaines paraissent courtes (absence de karstification : E2, E4 et E5) alors que d'autres paraissent beaucoup plus longues (présence de karstification : E1, E3 et E6). Les émerions les plus longues peuvent être considérées comme des limites de séquences majeures de variation du niveau marin relatif (cf. parag. 3.4.). Les émerions les plus courtes peuvent elles aussi être considérées comme des limites de séquences, mais des limites mineures correspondant à un ordre supérieur de variation du niveau marin relatif.

Chacun des épisodes émerifs a entraîné l'installation de conditions météoriques au sein des sédiments préalablement déposés. La circulation de fluides météoriques insaturés en minéraux carbonatés (notamment en aragonite) dans les porosités de ces sédiments non stabilisés minéralogiquement a engendré de très nombreuses modifications diagénétiques précoces. L'omniprésence des phénomènes liés à la diagénèse météorique précoce est assez frappante dans la série de Carry-le-Rouet. Une observation identique a pu être réalisée dans d'autres séries carbonatées, comme par exemple celle de Malampaya (Philippines ; Fournier *et al.* 2004, Fournier et Borgomano 2007). Les processus diagénétiques sont de différentes natures et de différentes intensités suivant l'environnement diagénétique dans laquelle se trouvaient les sédiments. Ainsi, un modèle de découpage entre une zone météorique vadose, une zone météorique phréatique et une zone marine phréatique peut être proposé pour chacune des périodes émerives repérées (figure 4.56).



**Figure 4.56 :** Interprétation des différents secteurs diagenétiques observés dans les cinq parties de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet en zones diagenétiques

**LEGENDE**



TEMPS

PARTIE 5

PARTIE 4

PARTIE 3

PARTIE 2

PARTIE 1

La diagenèse liée à des zones de mélanges n'a pas pu être repérée dans les sédiments de Carry-le-Rouet ; cela pourrait être expliqué par le fait que les processus se déroulant dans cette zone consistent principalement en une dissolution des minéraux carbonatés instables et très peu en une précipitation de ciments (Plummer 1975 ; Plummer *et al.* 1976 ; Buchbinder et Friedman 1980 ; Lohmann 1988 ; Moore 2001 ; Melim *et al.* 2002 ; cf. parag. 1.4.5.). A cause de ce phénomène, les valeurs isotopiques mesurées à partir de sédiments stabilisés dans une zone de mélange peuvent être très proches des valeurs isotopiques de la zone météorique (Lohmann 1988). Nous avons donc décidé de confondre la zone de mélange avec la zone météorique phréatique dans le modèle proposé (figure 4.56).

#### **4.5.1. Processus diagénétiques précoces observés dans les zones marines phréatiques**

La zone marine phréatique peut être subdivisée en deux environnements diagénétiques : la zone marine phréatique de surface et la zone marine phréatique d'enfouissement (Melim *et al.* 2002 ; cf. parag. 1.4.1.).

Tous les sédiments étudiés ont été déposés à l'origine au sein d'une zone marine phréatique de surface (excepté les dépôts continentaux de la base de la série). Malgré cela, quasiment aucune diagenèse associée à cet environnement n'a pu être relevée au cours de notre étude diagénétique. Seuls quelques ciments frangeants fibreux (figure 4.15B) sont considérés comme des ciments possédant une origine marine ; ils sont toutefois interprétés comme des ciments allochtones, provenant du démantèlement d'un autre secteur (cf. partie 2 de la série). Cette absence notable de diagenèse marine syn-sédimentaire peut être expliquée par la présence systématique de boue dans l'ensemble des sédiments étudiés. De nombreux auteurs ont pu remarquer cette particularité que possèdent les sédiments boueux (James *et al.* 1976 ; Macintyre 1977 ; Lighty 1985 ; Sherman *et al.* 1999 ; Macintyre et Aronson 2006 ; cf. parag. 1.4.1.). Les matrices empêchent le développement des ciments marins car elles entraînent de très faibles perméabilités initiales (Enos et Sawatsky 1981) qui limite fortement les déplacements des fluides dans la porosité. Un flux d'eau important à travers la porosité des sédiments favorise grandement la formation des ciments marins (zone marine phréatique active ; Longman 1980 ; Tucker et Wright 1990 ; cf. parag. 1.4.1.). Les sédiments boueux comme ceux de Carry-le-Rouet sont principalement déposés dans des milieux peu agités et sont donc très rarement précocement lithifiés dans un domaine marin de surface (zone marine phréatique stagnante ; Longman 1980 ; Tucker et Wright 1990 ; cf. parag. 1.4.1.).



L'ensemble des sédiments de la série de Carry-le-Rouet a été exposé à des conditions phréatiques marines d'enfouissement pendant une bonne partie de son histoire (figure 4.56). Néanmoins, aucun des processus diagénétiques observés n'a pu être relié à cette zone. Melim *et al.* (2002 et 2004) ont pourtant montré que celle-ci pouvait être diagénétiquement très active et aboutir à une stabilisation minéralogique très importante des sédiments (mimant la diagenèse météorique ; cf. parag. 1.4.1.). Dans ce cas, des ciments possédant des signatures isotopiques marines sont précipités. Aucun ciment de ce type n'a pu être identifié dans la série de Carry-le-Rouet. Les sédiments situés dans des zones phréatiques marines d'enfouissement montrent en revanche à chaque fois une très bonne préservation de leur contenu aragonitique. Cette observation est en accord avec celles de nombreux auteurs qui ont constaté que des sédiments soumis pendant de longues périodes à des conditions marines phréatiques d'enfouissement ne subissent qu'une diagenèse très fortement limitée (Friedman 1964 ; Steinen et Matthews 1973 ; Steinen 1974 ; Buchbinder et Friedman 1980 ; Vollbrecht et Meischner 1996).

#### **4.5.2. Processus diagénétiques précoces observés dans les zones météoriques phréatiques (associées aux zones de mélanges)**

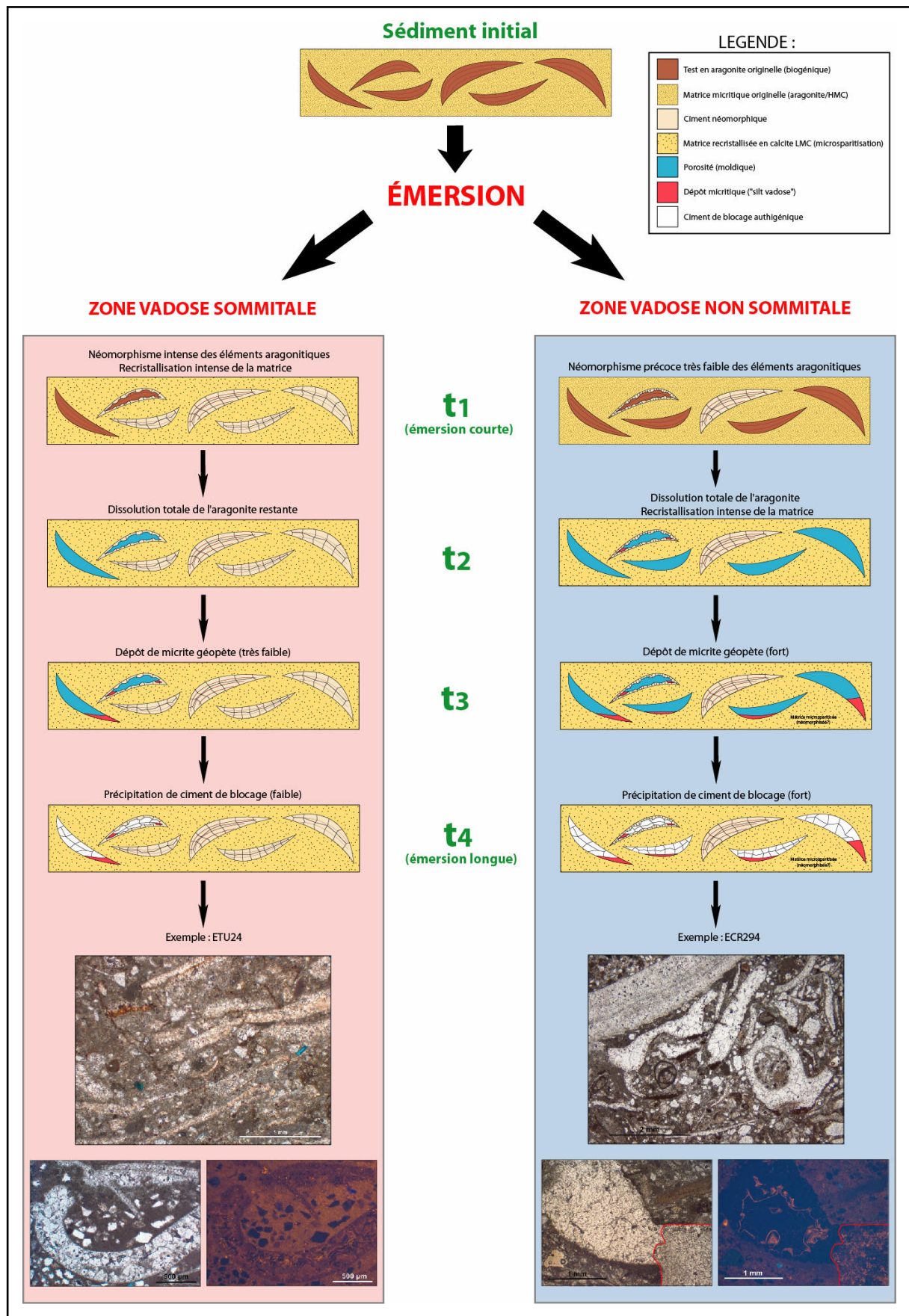
Les sédiments de la série de Carry-le-Rouet qui se sont retrouvés au sein d'une zone météorique phréatique (ou d'une zone de mélange) présentent généralement une dissolution très importante de leurs éléments aragonitiques. Dans quelques cas particuliers, ces éléments peuvent néanmoins avoir été préservés (si la zone phréatique était inactive : secteur 1A ; cf. parag. 1.4.3.) ou néomorphisés (si la zone phréatique était captive et qu'elle présentait un flux d'eau peu important : secteur 3A). Un processus de cimentation a pu également être couramment observé au sein de cette zone. Son intensité dépend fortement de la perméabilité et de la composition minéralogique originelle des sédiments. En effet, un sédiment très perméable et qui possède une grande quantité de minéraux instables (exemple : bioconstruction R1) autorise un flux d'eau important à travers sa porosité. Il en résulte que la majorité du  $\text{CaCO}_3$  qui y est dissous se retrouve facilement exporté et est donc très peu précipité sur place (cimentation faible des pores). En revanche un sédiment beaucoup moins perméable et qui possède une quantité moins importante de minéraux instables (exemple : bancs à faciès lagunaires) limite plus fortement le déplacement du  $\text{CaCO}_3$  qui y est dissous. Celui-ci est alors beaucoup plus facilement reprécipité et exporté beaucoup moins loin avant sa reprécipitation (cimentation forte des pores). Il en résulte que l'intensité des cimentations

observées dans les sédiments stabilisés dans des conditions météoriques phréatiques est très hétérogène. Les matrices des sédiments qui ont été exposés à des conditions météoriques phréatiques ont été entièrement recristallisées et partiellement cimentées (processus de microsparitisation plus ou moins intense).

#### **4.5.3. Processus diagénétiques précoces observés dans les zones météoriques vadoses**

Les sédiments de la série qui ont été exposés à des zones météoriques vadoses présentent des processus diagénétiques différents selon qu'ils étaient situés au sommet de la zone (zone vadose sommitale) ou bien dans sa partie sous-jacente (zone vadose non sommitale). Un modèle synthétique transcrivant les observations pétrographiques (échelle microscopique) réalisées au sein de ces deux sous-zones permet de bien illustrer l'important contraste diagénétique existant entre elles (figure 4.57).

Les sédiments carbonatés situés dans des zones vadoses sommitales (zones peu épaisses de moins de 50 cm) présentent un intense processus de microsparitisation de leurs matrices et/ou de néomorphisme de leurs éléments aragonitiques. Ces deux processus entraînent une lithification très précoce et très rapide des sédiments se trouvant juste en dessous des surfaces d'émersions. Ils engendrent la formation de croûtes protectrices aux toits des sédiments exposés (création de surfaces durcies). La perméabilité initiale (qui est liée à la texture et à la taille des grains) des sédiments semble jouer un rôle primordial sur ces processus. En effet, le néomorphisme semble largement favorisé dans les sédiments possédant de très faibles perméabilités initiales (i.e. sédiments boueux ; cf. interprétation de la première partie). L'induration rapide des sédiments se trouvant aux sommets des zones vadoses permet un très bon enregistrement des phases tectoniques précoces (par le biais de fractures remplies soit par des ciments sparitiques, soit par des sédiments marins (petits dykes neptuniens). Les sédiments de la zone vadose sommitale résistent bien au processus de karstification qui affecte les sédiments ; seuls quelques petits golfes de dissolutions et de petites cavités karstiques peuvent y être observés.



**Figure 4.57 :** Modèle synthétique illustrant les processus diagénétiques microscopiques observés dans les sédiments stabilisés au sein de zones météoriques vadoses. Deux sous-zones possédant des processus diagénétiques très différents peuvent être distinguées : une zone vadosse sommitale qui présente un néomorphisme très important de ses éléments aragonitiques et une zone vadosse non sommitale qui présente une importante préservation puis une importante dissolution de ses éléments aragonitiques.

Les sédiments carbonatés situés dans des zones vadoses non sommitales présentent pour leur part un processus de néomorphisme beaucoup moins développé. Les éléments aragonitiques y sont généralement beaucoup plus longtemps préservés sous leurs formes originelles. Le processus de karstification affectant les sédiments entraîne ainsi l'ouverture de nombreuses porosités moldiques dans cette partie de la zone vadose (contrairement à la zone vadose sommitale qui elle a été très rapidement minéralogiquement stabilisée ; figure 4.57). La karstification engendre également la formation de cavités karstiques aux sommets des zones vadoses non sommitales (création d'horizons karstiques). Ces cavités peuvent alors être comblées soit par un sol (*Terra Rossa* ; cinquième partie), soit par un sédiment issu du réennoisement du système si aucun remplissage n'a été réalisé auparavant (troisième partie). Une cimentation importante des porosités moldiques accompagne souvent le processus de karstification. Celle-ci apparaît très bien dans les zones vadoses non sommitales (car les porosités moldiques y sont nombreuses) mais beaucoup moins bien dans les zones vadoses sommitales (car les porosités moldiques y sont très peu nombreuses).

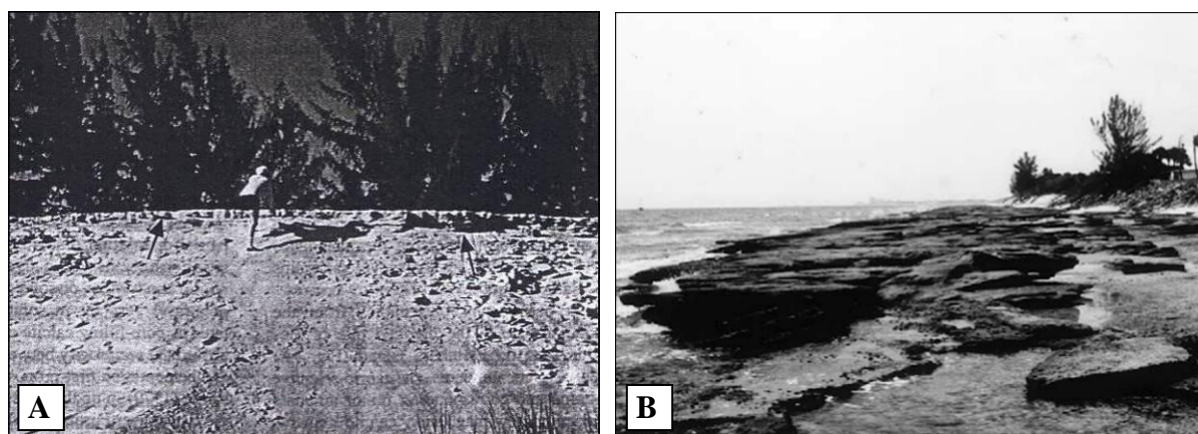
Ce découpage de la zone vadose en une zone sommitale et en une zone non sommitale avait déjà été remarqué par plusieurs auteurs. En effet, des dépôts précocement lithifiés formant des croûtes aux sommets de certaines zones vadoses ont déjà été reportés :

Dravis (1996) remarque la présence d'une zone indurée de 10 à 20 cm d'épaisseur, localisée au toit d'un sable oolithique aux Bahamas (figure 4.58A). Il indique que sa lithification est extrêmement rapide puisque cette croûte s'est formée en moins de 10 ans. Le processus de cimentation du sable est lié à la dissolution très superficielle de l'aragonite constituant les oolithes puis à la précipitation d'une faible quantité de ciment calcitique au niveau des contacts entre les grains. Dravis explique que cette lithification très précoce des sédiments retarde fortement leurs remaniements par l'eau ou le vent. Ce processus est selon cet auteur en partie responsable du fait que les sédiments des plates-formes carbonatées peu profondes sont préférentiellement transportés dans les bassins avoisinants au cours des périodes de hauts niveaux marins et beaucoup moins au cours des périodes de bas niveaux marins.

Spurgeon *et al.* (2003) étudient des beachrocks affleurant le long de la côte ouest de la Floride (figure 4.58B). Ils démontrent au moyen d'une étude diagénétique que ces beachrocks ne sont pas de vrais beachrocks puisqu'ils ont été formés dans des conditions météoriques et non dans des conditions marines. Les datations au carbone 14 réalisées par ces auteurs montrent que ces faux beachrocks ont été formés en moins de 1600 ans d'exposition à des conditions



météoriques vadoses, peut-être même en moins de 800 ans. Les sédiments lithifiés sont des sables constitués par de très nombreux débris coquilliers (sables bioclastiques). Les bivalves aragonitiques contenus dans ces sédiments présentent un néomorphisme partiel des bords de leurs tests. Les ciments à l'origine de la cohésion des sédiments sont des ciments calcitiques de blocage et des ciments calcitiques palissadiques isopaques. Spurgeon *et al.* remarquent que cette croûte protège très bien la plage (située plus en arrière) de l'érosion causée par les vagues. Néanmoins, elle limite également fortement l'accrétion sédimentaire sur cette même plage. Lors des épisodes de tempêtes, les vagues atteignent directement la plage et l'érode ; lorsque les conditions redeviennent normales, la présence des faux beachrocks empêche alors la plage de se remplir à nouveau par des sédiments. Ainsi, la lithification précoce de sédiments se trouvant au sommet d'une zone vadose peut fortement influencer la dynamique sédimentaire notamment dans le cas de systèmes côtiers.



**Figure 4.58 :** **A)** Aperçu de la croûte (flèches noires) décrite par Dravis (1996) dans un sable oolithique des Bahamas. **B)** Aperçu de la croûte (faux beachrocks) décrite par Spurgeon *et al.* (2003) dans un sable bioclastique de la côte ouest de la Floride.

Dans les deux cas de lithification précoce précédemment exposés, les sédiments affectés sont des dépôts sableux de plage possédant des textures grainstones (i.e. ne contenant pas de boue). L'étude diagénétique de la série de Carry-le-Rouet nous permet de compléter ces observations puisqu'elle montre que la lithification précoce de sédiments carbonatés situés au sommet d'une zone vadose peut également se dérouler à partir de sédiments possédant des textures boueuses et qui ne sont pas forcément des dépôts de plages. Les mécanismes diagénétiques mis en œuvre dans ce type de sédiment sont toutefois très différents de ceux décrits précédemment pour les sédiments grainstones. L'induration observée dans les sédiments boueux est liée soit à un processus de microsparitisation intense des matrices, soit à un processus de néomorphisme intense des éléments aragonitiques.

## 4.6. Conclusion

L'étude diagénétique menée dans ce quatrième chapitre de thèse a permis de déterminer et de classifier les différents ciments qui ont pu être observés au cours de nos analyses pétrographiques (parag. 4.3.).

Elle a permis de décrire pour la première fois l'ensemble des processus diagénétiques qui ont affecté de manière précoce les sédiments de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet (parag. 4.4.).

Ce travail a donné lieu à l'établissement de la première paragenèse générale de la série (parag. 4.5.). Celle-ci montre que la majorité des sédiments ont été minéralogiquement stabilisés en calcite LMC à cause du passage de fluides météoriques à travers leurs porosités. Plusieurs modèles dynamiques ont été proposés afin d'expliquer nos observations microscopiques et macroscopiques. Six périodes d'émersions ont pu être reconnues et justifiées ; trois d'entre elles correspondent à des chutes majeures du niveau marin relatif (émersions E1, E3 et E6) et les trois autres à des chutes mineures (émersions E2, E4 et E5). La reconnaissance et la hiérarchisation de ces surfaces d'émersions a ainsi permis une amélioration de la compréhension de la dynamique sédimentaire de la série (cf. parag. 3.5.).

Les processus diagénétiques opérant dans les sédiments de Carry-le-Rouet sont différents en fonction de leur zone diagénétique de stabilisation minéralogique. Un modèle synthétique reliant les processus diagénétiques aux zones diagénétiques a ainsi pu être proposé. Il montre que les zones phréatiques marines sont très peu actives diagénétiquement (qu'il s'agisse de zones phréatiques marines de surface ou de zones phréatiques marines d'enfouissement). Les zones météoriques phréatiques sont en revanche diagénétiquement très actives puisqu'elles aboutissent presque toujours à la dissolution complète de l'ensemble des éléments aragonitiques contenu dans les sédiments. Les zones météoriques vadoses montrent des processus diagénétiques qui sont distincts en fonction de la position au sein de cette zone. Dans les zones vadoses sommitales, d'intenses processus de microsparitisation des matrices ou de néomorphisme des éléments aragonitiques peuvent être observés. Ces processus apparaissent même lorsque les émersions semblent posséder des durées très courtes (émersions E2, E4 et E5). Ils engendrent la formation de croûtes protectrices aux toits des sédiments émergés, qui permettent de limiter fortement les processus d'érosion et de remaniement. Dans les zones vadoses non sommitales, les éléments aragonitiques sont

préservés plus longtemps sous leur forme originelle mais sont tout de même entièrement dissous au bout d'un certain temps par le processus de karstification. Ce découpage de la zone vadose en deux secteurs présentant des processus diagénétiques très différents avait déjà été reporté auparavant mais uniquement dans le cas de dépôts de plages possédant des textures non boueuses (Dravis 1996 ; Spurgeon *et al.* 2003). Notre étude permet donc de compléter ces observations avec des sédiments de textures boueuses, qui ne sont pas forcément des dépôts de plage.

Les processus diagénétiques précoces observés dans la série oligo-aquitaniennne de Carry-le-Rouet permettent de fortement modifier les propriétés pétrophysiques initiales des sédiments. L'étude pétrophysique menée dans le chapitre suivant permettra de montrer cette interaction.

# Chapitre 5

## **ÉTUDE PÉTROPHYSIQUE**

-

## **MODÈLE SYNTHÉTIQUE**

-

## **DISCUSSION**





## 5.1. Introduction

L'étude menée dans ce dernier chapitre a pour objectif principal d'améliorer la compréhension des liens unissant les processus diagénétiques précoces aux propriétés pétrophysiques des sédiments initiaux de la série étudiée. La corrélation entre les paramètres pétrophysiques, diagénétiques et sédimentaires des échantillons sera analysée dans le cadre stratigraphique de la série afin de servir de base à la conception d'un modèle synthétique.

Il n'existe actuellement aucune étude portant sur les propriétés pétrophysiques des roches de la série de Carry-le-Rouet. Seul Oudet (2008) au cours de sa thèse a réalisé 32 mesures de porosités par pycnométrie hélium sur des échantillons qu'il a prélevés. Cet auteur ne s'en sert néanmoins que pour établir des vitesses sismiques dans le but de réaliser une sismique synthétique de la série (cf. parag. 3.6.).

## 5.2. Méthodologie

L'étude pétrophysique a consisté dans un premier temps à déterminer quels étaient les différents types de porosités présents dans chacun des échantillons prélevés. Pour cela, les porosités observées au cours de l'analyse pétrographique des lames minces ont été classées suivant la classification de Choquette et Pray (1970) et suivant la classification de Lucia (1995). Afin de faciliter l'observation du réseau poreux, les échantillons ont été imprégnés par une résine époxy teintée en bleu, lors de la phase d'induration des blocs servant à la fabrication des lames minces.

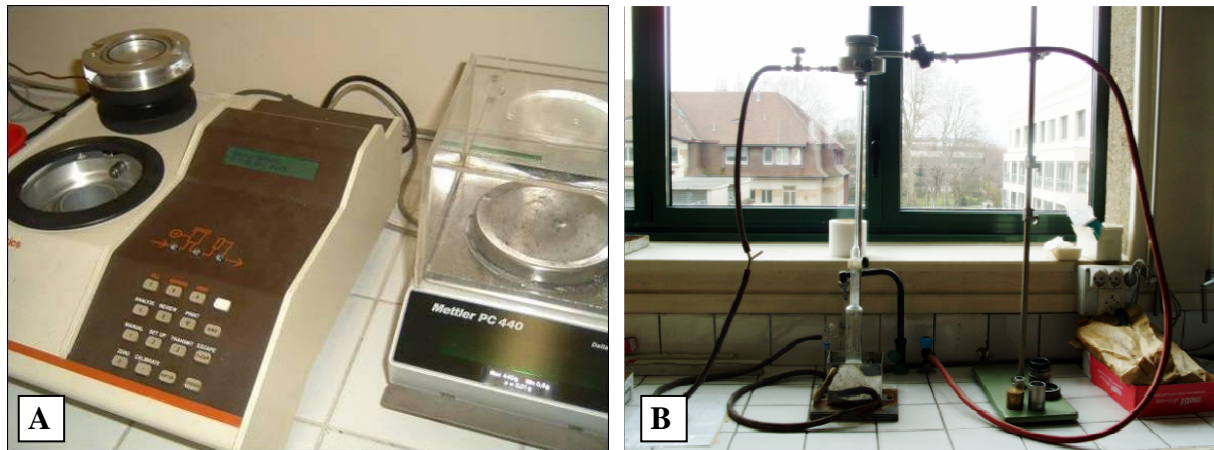
La microporosité contenue dans les matrices n'étant pas observable à l'aide d'un simple microscope optique standard, des analyses par microscopie électronique à balayage (MEB) ont été effectuées sur 12 échantillons, à l'Université d'Aix-Marseille 1.

Les propriétés pétrophysiques des roches de la série ont été mesurées sur 103 échantillons cylindriques ("plugs") issus de blocs prélevés lors des différentes campagnes de terrain. Les porosités des échantillons ont été mesurées à l'aide d'un porosimètre hélium (pycnométrie ; figure 5.1A). Cet appareil mesure le volume de solide occupé par l'échantillon (préalablement séché dans une étuve) en utilisant la loi des gaz parfaits de Laplace ( $P.V = n.R.T$ )<sup>1</sup>. En déterminant le volume total de l'échantillon (mesuré soit géométriquement soit à l'aide d'un appareil *GéoPyc 1360* de *Micromeritics*), il est alors aisément possible de

---

<sup>1</sup> P = pression (en Pa) ; V = volume (en m<sup>3</sup>) ; n = quantité de matière (de gaz, en mol) ; R = constante universelle des gaz parfaits ( $\approx 8,314 \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}\cdot\text{mol}^{-1}$ ) ; T = température absolue (en °K).

déterminer sa porosité ( $\Phi = 1 - (V_{\text{solide}}/V_{\text{total}})$ ). Les perméabilités des échantillons ont été mesurées à l'aide d'un perméamètre à charge variable (figure 5.1B). Il s'agit d'un appareil permettant de calculer des perméabilités à l'air à partir de la loi d'écoulement de Darcy ( $K = (B \cdot \eta \cdot L)/(S \cdot t)$ )<sup>1</sup>.



**Figure 5.1 :** Appareillage utilisé pour mesurer les propriétés pétrophysiques des plugs d'échantillons. A) Porosimètre à hélium. B) Perméamètre à charge variable.

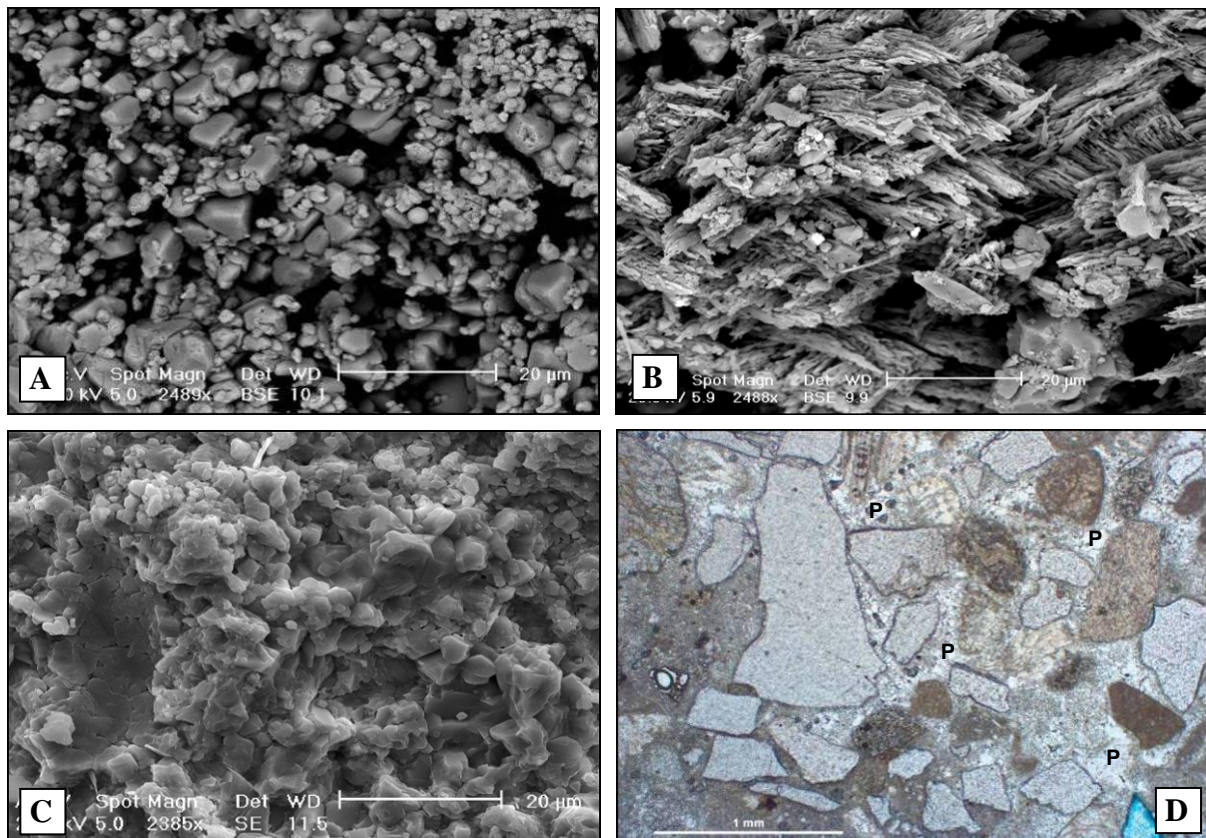
### 5.3. Types de porosités observés

La classification retenue pour décrire les types de porosités rencontrés est celle de Lucia (1995 ; cf. Annexe 3) car celle-ci permet une meilleure caractérisation pétrophysique du système poreux. En effet, celui-ci propose une classification de la porosité qui est essentiellement basée sur les propriétés pétrophysiques associées aux types de réseaux poreux. Lucia montre que le paramètre le plus utile afin de déterminer les propriétés pétrophysiques d'une roche est la taille des pores contenus entre les particules (i.e. les grains ou les cristaux) qui la compose. Il appelle ce premier type de porosité "*porosité interparticulaire*" ("interparticle"). Les autres types de porosités sont dits "*vacuolaires*" ("vuggy") et peuvent eux aussi modifier fortement les propriétés pétrophysiques. Les porosités vacuolaires dites "*connectées*" ("touching vugs") peuvent modifier à la fois les porosités et les perméabilités alors que les porosités vacuolaires dites "*isolées*" ("separate vugs") modifient les porosités mais très peu les perméabilités.

<sup>1</sup> K = perméabilité à l'air absolue (en mD) ; B = coefficient fourni par chacun des tronçons du tube ;  $\eta$  = viscosité dynamique de l'air (en poise) ; L = longueur de l'échantillon (en cm) ; S = section de l'échantillon (en cm) ; t = temps d'écoulement (en s).

### 5.3.1. Porosités interparticulaires

Ce type de porosité correspond à de la microporosité entre les cristaux formant les matrices des échantillons (porosité intercristalline), et entre les grains initiaux du sédiment (porosité intergranulaire). Dans le cas de la série de Carry-le-Rouet, la porosité intercristalline est dominante. En effet, la matrice remplit l'intégralité des espaces poreux situés entre les grains dans presque tous les échantillons. La porosité intergranulaire n'a été observée que dans de très rares échantillons, mais même lorsqu'elle existait initialement, elle a été totalement occluse par des ciments de blocage (figure 5.2D). La porosité intercristalline possède donc une influence primordiale sur les valeurs pétrophysiques mesurées. Elle a été observée lors des analyses au MEB. Dans la plupart des cas cette microporosité est située entre des cristaux micritiques (figure 5.2A) mais elle peut se situer entre des feuillets d'argile (figure 5.2B). Dans certains échantillons les matrices ont été fortement recristallisées par un processus de microsparitisation et une partie de la microporosité intercristalline a été obstruée (figure 5.2C).

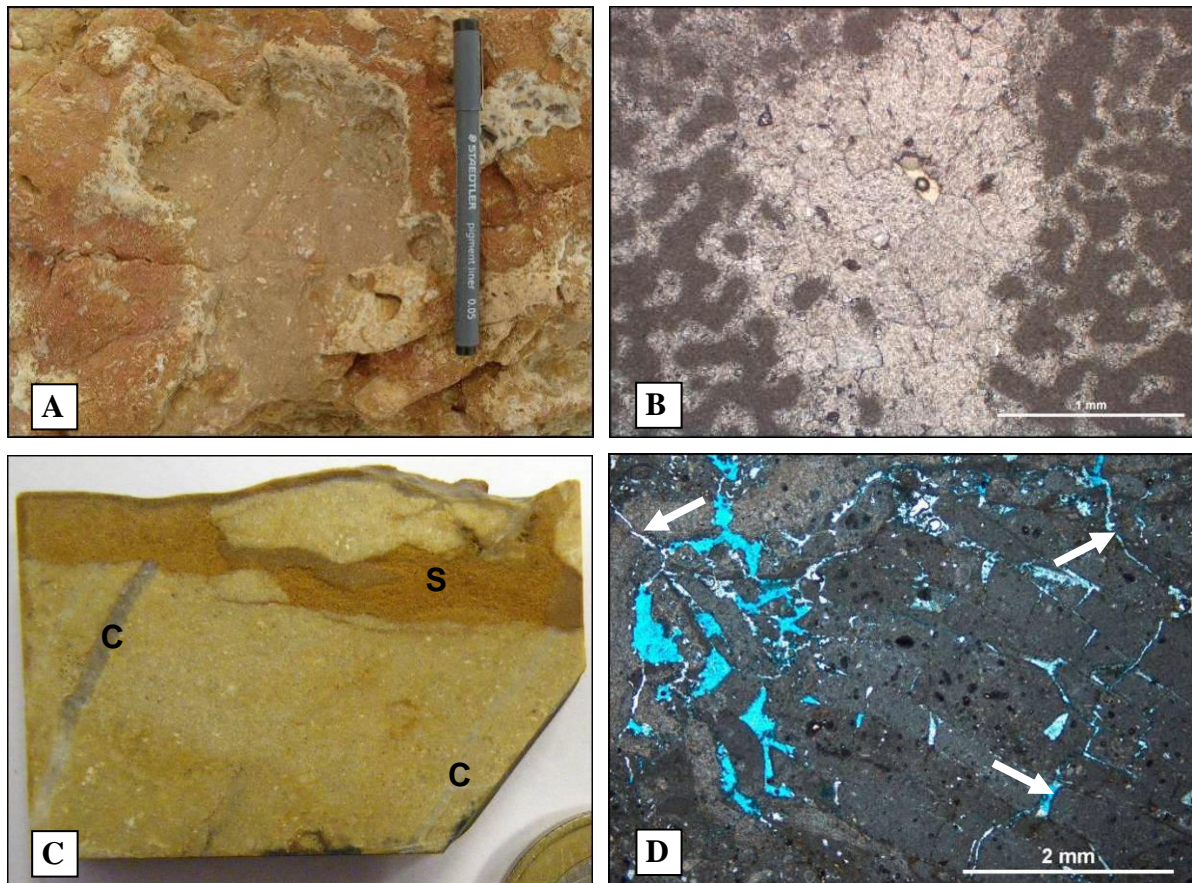


**Figure 5.2 :** A) Aperçu au MEB de la porosité interparticulaire intercristalline contenue dans une matrice micritique (ECR29). B) Aperçu au MEB de la porosité interparticulaire intercristalline contenue dans une matrice argileuse (ER42). Remarquez la structure en feuillets des minéraux argileux. C) Aperçu au MEB d'une matrice microsparitisée (ETU1). Remarquez la faible quantité de porosité interparticulaire intercristalline. D) Aperçu par microscopie optique d'une ancienne porosité interparticulaire intergranulaire (P), aujourd'hui totalement obstruée par un ciment sparitique (ER42).



### 5.3.2. Porosités vacuolaires connectées

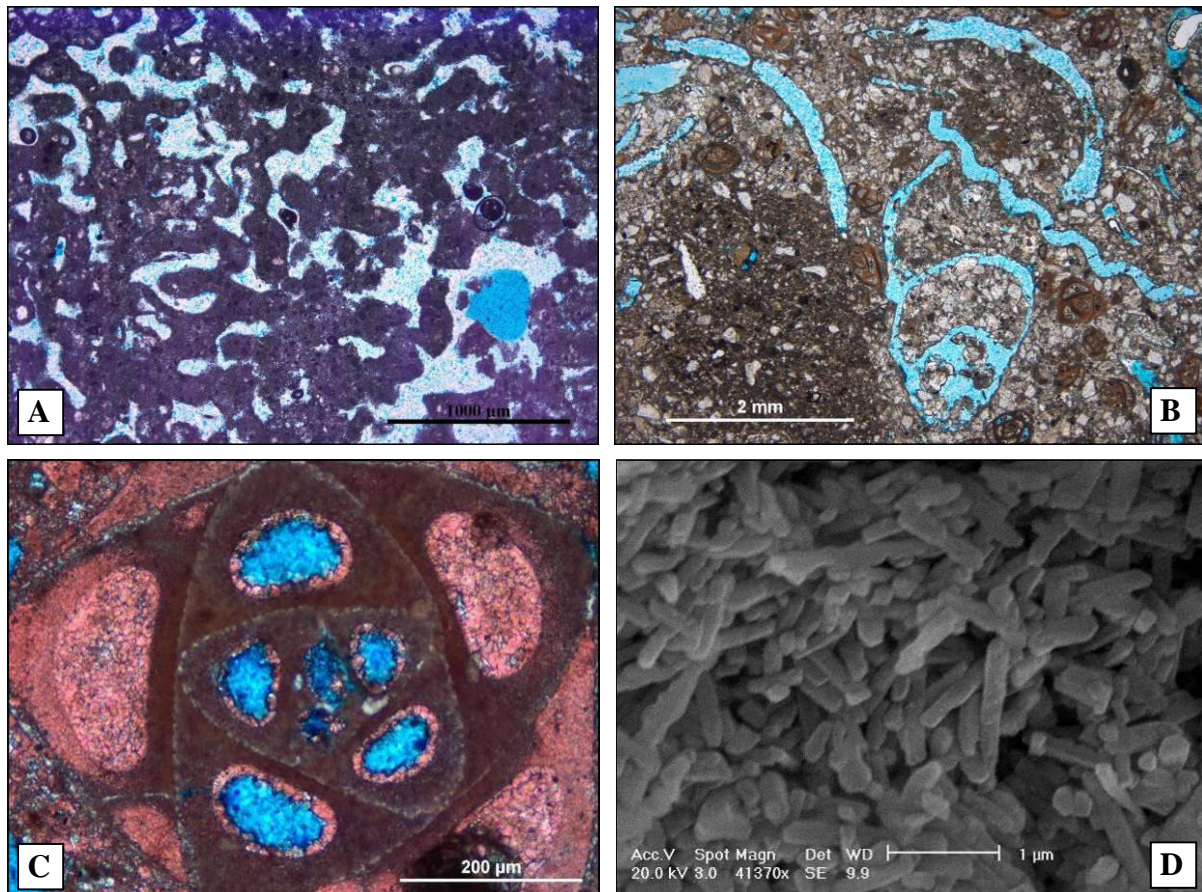
Ce type de porosité est représenté par des porosités cavernueuses (Lucia 1995) formant des cavités (karstiques) à différentes échelles (figure 5.3A et B). Ces cavités sont presque toujours occluses soit par des sables (figure 5.3A), soit par des ciments sparitiques (figure 5.3B) et ne contribuent donc pas aux porosités mesurées. La porosité vacuolaire connectée est également représentée par des fractures (Lucia 1995). Ces dernières sont elles aussi complètement occluses soit par des ciments (figure 5.3C), soit par des sables (figure 5.3C) et ne contribuent donc pas aux porosités mesurées. Finalement, ce type de porosité est représenté par des microfractures connectant des porosités moldiques (Lucia 1995 ; figure 5.3D). Celles-ci ont une influence notable sur les perméabilités mesurées mais elles ne sont observées que dans de très rares échantillons issus de la bioconstruction R1.



**Figure 5.3 :** A) Aperçu de la porosité vacuolaire connectée de type cavernueuse de grande échelle (golfe de dissolution karstique ; vue de dessus du toit de la bioconstruction R3). Cette cavité est remplie par un sable. B) Aperçu par microscopie optique de la porosité vacuolaire connectée de type cavernueuse de petite échelle (petite cavité de dissolution karstique ; R2-4). Cette cavité est remplie par un ciment sparitique. C) Aperçu de la porosité vacuolaire connectée de type fracture (ETU1'b2). Notez que les fractures sont remplies soit par un ciment (C), soit par un sable (S). D) Aperçu par microscopie optique de la porosité vacuolaire connectée de type microfracture connectant des porosités moldiques (flèches blanches ; ER22).

### 5.3.3. Porosités vacuolaires isolées

Ce type de porosité est très largement représenté par des porosités moldiques (i.e. issues de la dissolution sélective d'éléments possédant des minéralogies instables ; Lucia 1995 ; figure 5.4A et B). Ce type de porosité joue donc un rôle fondamental sur les valeurs pétrophysiques mesurées dans les échantillons de la série. La porosité vacuolaire déconnectée est également représentée par des porosités intrafossiles (Lucia 1995 ; cette porosité est aussi souvent appelée "porosité intrasquelettique" ; figure 5.4C). Finalement, la porosité vacuolaire déconnectée est représentée par la microporosité intragranulaire (Lucia 1995), comprise entre les cristaux constituant les grains (les tests d'organismes par exemple ; figure 5.4D). Ces deux derniers types de porosité ne jouent pas un rôle très important sur les propriétés pétrophysiques mesurées dans les échantillons de la série.



**Figure 5.4 :** A) Aperçu par microscopie optique de la porosité vacuolaire déconnectée de type moldique (corail de R1 ; ER17). B) Aperçu par microscopie optique de la porosité vacuolaire déconnectée de type moldique (bivalves et gastéropodes ; ER31). C) Aperçu par microscopie optique de la porosité vacuolaire déconnectée de type intrafossile (loges d'une miliole ; ER25 coloré à l'alizarine). D) Aperçu au MEB de la porosité vacuolaire déconnectée de type intragranulaire (test de miliole ; ER25).



L'étude pétrographique des échantillons montre donc qu'il existe un nombre important de types de porosités différents dans la série. Malgré cette observation, seulement deux types possèdent un rôle prépondérant sur les valeurs de porosité et de perméabilité mesurées. Il s'agit des *porosités intercrystallines* et des *porosités moldiques*. Les autres types sont peu communs ou ont été totalement obstrués par des ciments ou par des sédiments. Les mesures pétrophysiques obtenues sont donc directement reliées à la quantité de ces deux types de pores qui possèdent des tailles très différentes : des micropores (porosités intercrystallines) et des macropores (porosités moldiques).

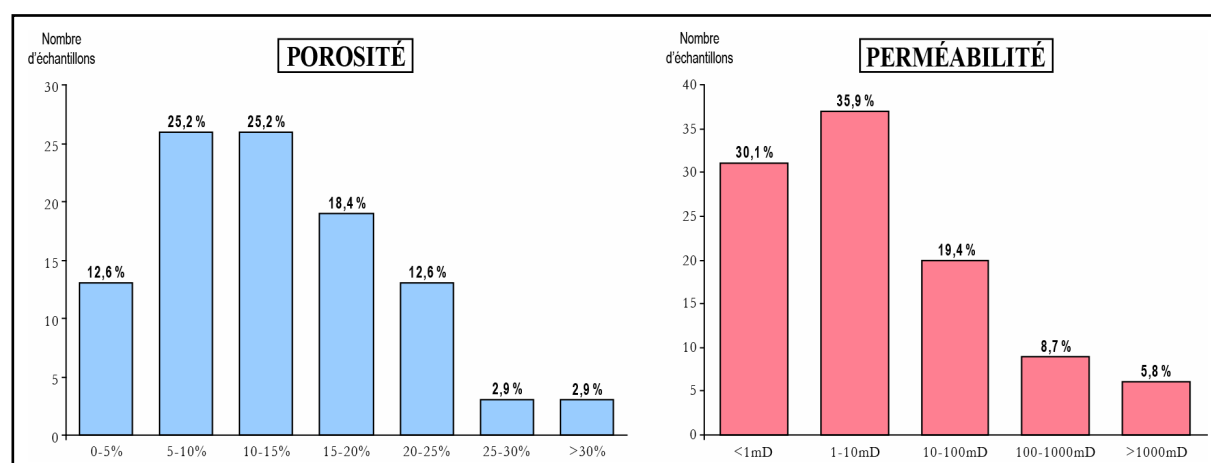
Le volume de porosité intercrystalline contenu dans un échantillon est fonction de la quantité de matrice qu'il renferme ainsi que de la taille et de l'arrangement de microcristaux formant cette matrice. Il est également fonction de la cimentation de ce type de pores. La porosité intercrystalline est généralement très bien interconnectée mais son abondance est associée à de très faibles perméabilités étant donnée la petitesse des pores et la très forte tortuosité du système poreux (Enos et Sawatsky 1981 ; Lucia 1999). Néanmoins, les roches contenant beaucoup de porosité intercrystalline sont de très bons réservoirs pétroliers, par exemple au Moyen Orient (Budd 1989 ; Moshier 1989, Volery *et al.* 2009).

Le volume de porosité moldique contenu dans un échantillon est fonction de la quantité en éléments de minéralogies instables qui ont été dissous (aragonite et calcite HMC principalement). Il est également fonction de la cimentation postérieure de ce type de pores. La porosité moldique est souvent considérée comme une porosité peu ou non connectée (Lucia 1999) et sa présence n'améliore que faiblement la perméabilité des roches. En grande quantité, ce type de pores peut toutefois induire de plus fortes perméabilités par une diminution de la tortuosité et une augmentation de l'interconnexion des pores

## 5.4. Résultats des mesures pétrophysiques

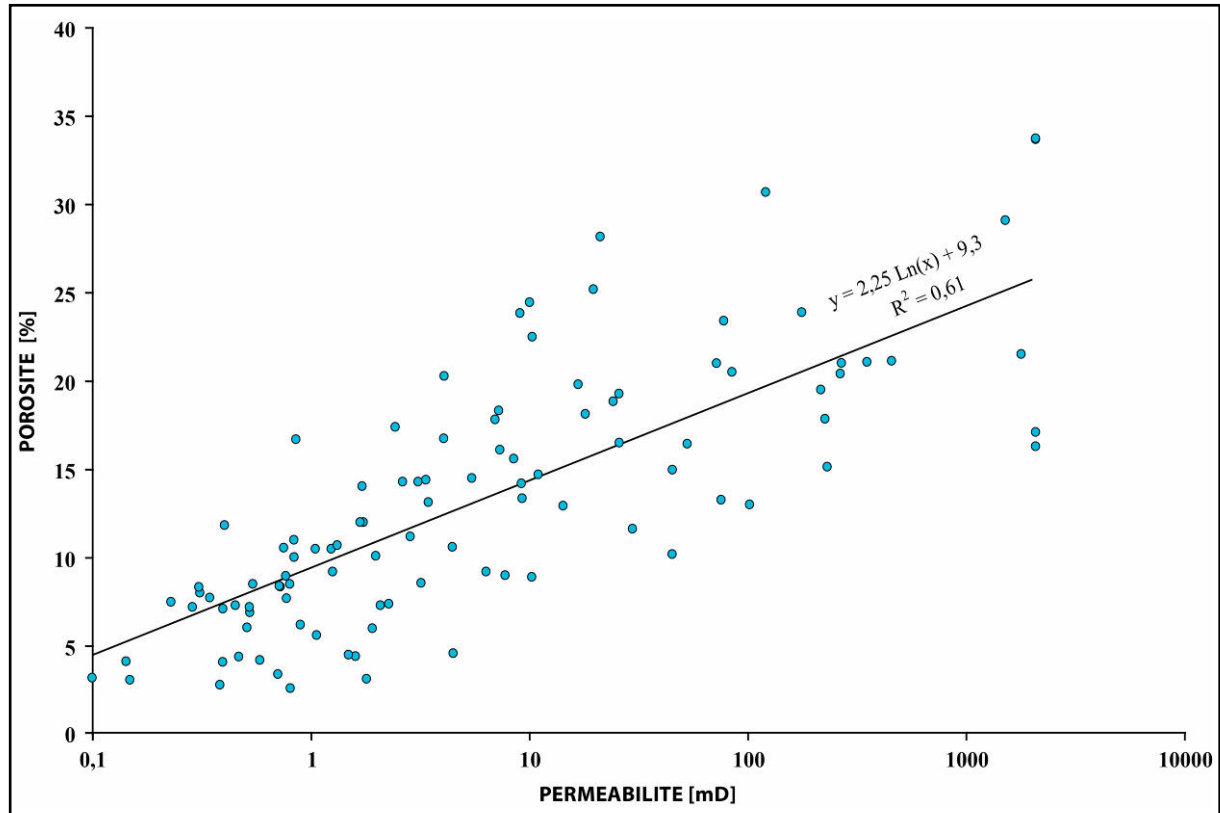
Les porosités mesurées sont comprises entre 2,6 % et 35,3 %. Plus de la moitié des mesures (63 %) montrent des porosités inférieures à 15 % (figure 5.5). Cette simple observation indique clairement l'existence d'importants phénomènes de cimentation au sein des échantillons analysés, étant donné que les sédiments dont ils proviennent n'ont été que relativement peu enfouis (perte de porosité liée au phénomène de compaction assez faible) et que leurs porosités initiales étaient bien plus élevées (Enos et Sawatsky 1981).

Les perméabilités s'échelonnent quant à elles sur la totalité de la gamme de sensibilité du perméamètre utilisé, c'est-à-dire de 0,1 mD à plus de 2 000 mD. La majorité des échantillons (66 %) ont des perméabilités inférieures à 10 mD (figure 5.5), ce qui est lié à la fois à la texture originelle très fine des sédiments (textures boueuses) et à l'existence d'importants phénomènes de cimentation des porosités.



**Figure 5.5 :** Distribution des valeurs de porosités (à gauche) et des valeurs de perméabilités (à droite) mesurées à partir des plugs d'échantillons de la série.

Le diagramme croisé porosité-perméabilité ("Phi-K") a été représenté à partir de l'ensemble des mesures pétrophysiques réalisées (figure 5.6). Il montre une large distribution des points bien qu'une tendance générale d'augmentation corrélée de la porosité et de la perméabilité puisse être observée (ce qui se traduit par une covariance positive et forte entre ces deux variables :  $cov = 1504$ ). Le coefficient de corrélation des points reste cependant assez faible ( $R^2_{\text{logarithmique}} = 0,61$ ), comme dans la plupart des séries carbonatées (Ehrenberg et Nadeau 2005 ; Ehrenberg *et al.* 2006a et b).



**Figure 5.6 :** Diagramme croisé porosité-perméabilité de l'ensemble des mesures pétrophysiques réalisées à partir des échantillons prélevés dans la série de Carry-le-Rouet. Droite et coefficient de corrélation des points.

Le diagramme Phi-K a été comparé avec l'abaque synthétique de Nurmi (1986), qui propose des gammes de valeurs de porosité et de perméabilité pour différentes textures de roches carbonatées (figure 5.7). Les propriétés pétrophysiques des échantillons de Carry-le-Rouet ne sont pas du tout cohérentes avec cet abaque car celui-ci ne tient pas assez compte des modifications engendrées par les processus diagénétiques. En effet, nos données montrent que deux échantillons possédant des textures identiques peuvent présenter des propriétés pétrophysiques très différentes (figure 5.7).

Le diagramme Phi-K a ensuite été comparé aux classes pétrophysiques de Lucia (1995 ; figure 5.8). Cette classification permet de prédire les propriétés pétrophysiques des roches carbonatées et dolomitiques en fonction de la taille moyenne de leurs grains ou de leurs cristaux ( $\approx$  textures). Les échantillons de la série de Carry-le-Rouet étant pour la plupart des packstones ils devraient en principe se situer dans la classe pétrophysique n°3. Ce n'est pas ce qui est observé (figure 5.8) car la classification de Lucia ne peut en réalité être appliquée que sur des roches ne présentant aucune porosité de type vacuolaire, ce qui n'est pas le cas des échantillons analysés.



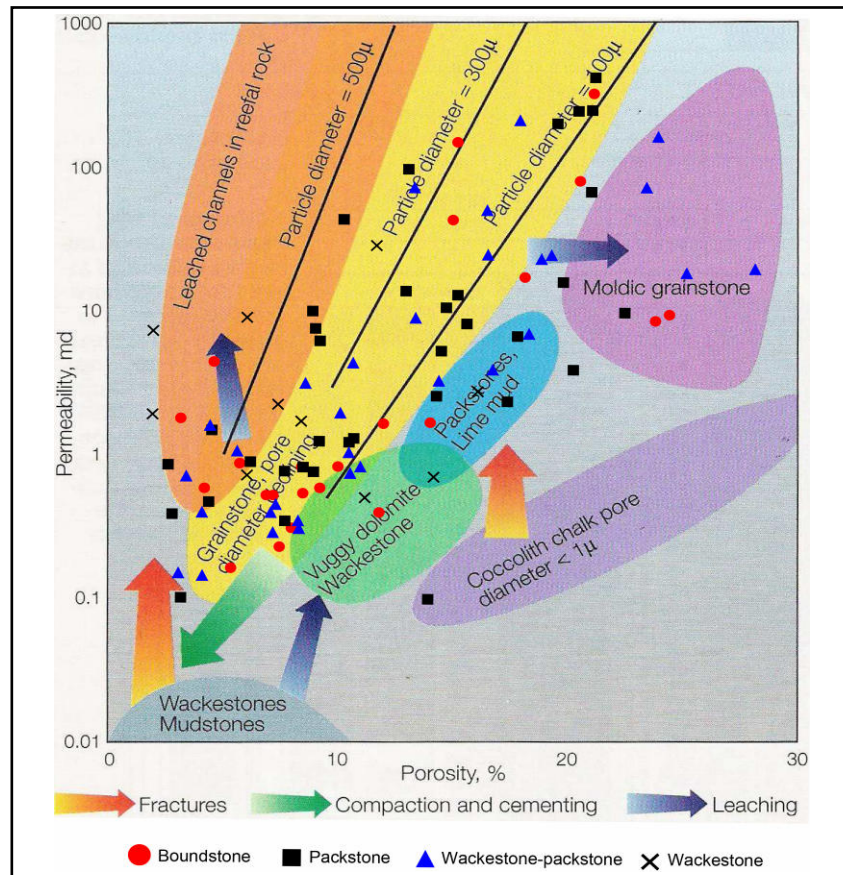


Figure 5.7 : Comparaison entre l'abaque de Nurmi (1986) et les mesures pétrophysiques réalisées sur les échantillons de la série de Carry-le-Rouet.

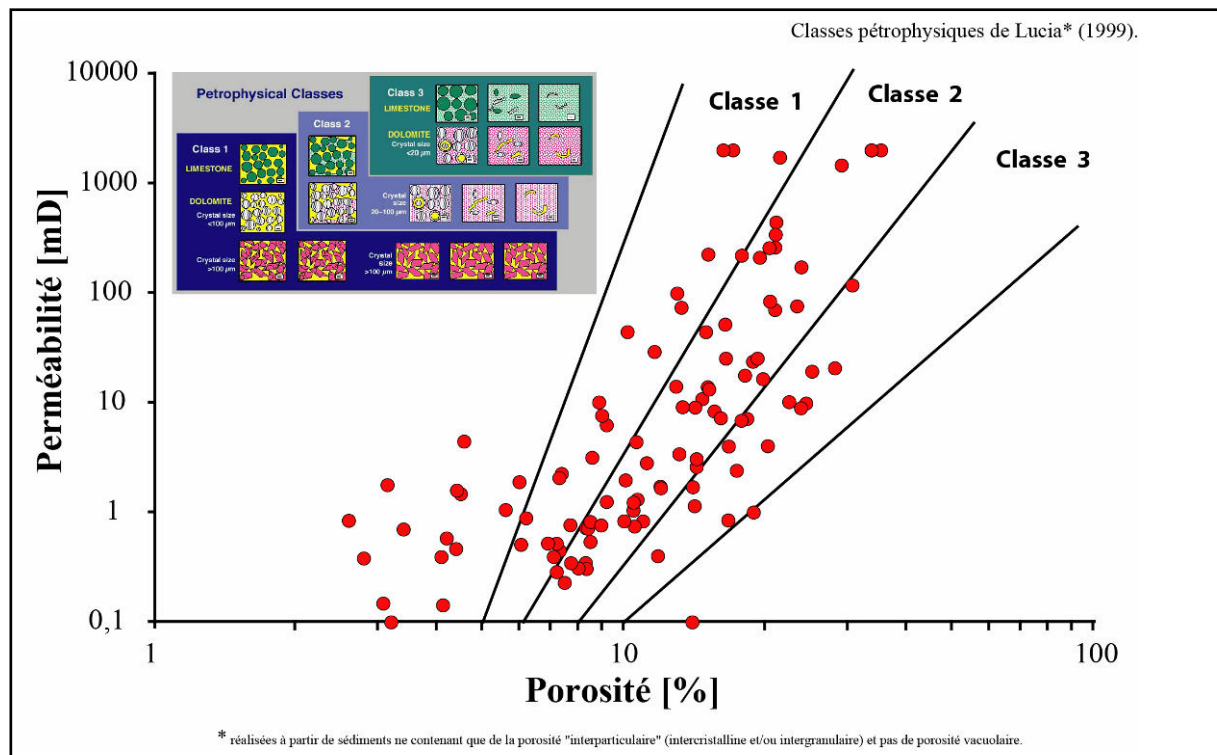
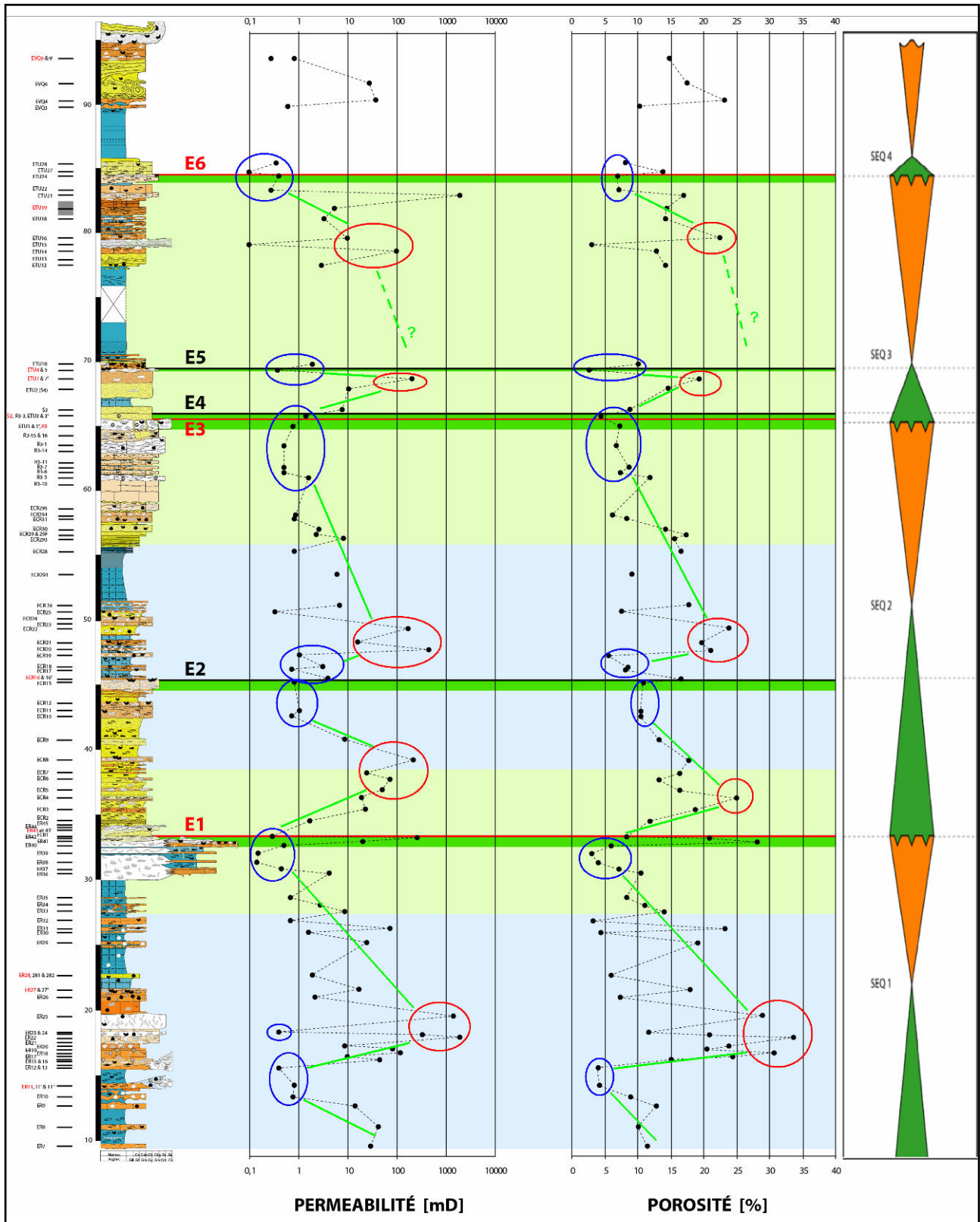


Figure 5.8 : Comparaison entre les classes pétrophysiques de Lucia (1995) et les mesures réalisées sur les échantillons de la série de Carry-le-Rouet.

Les mesures de porosité et de perméabilité ont ensuite été représentées le long de la colonne stratigraphique de la série afin d'apprécier les variations verticales de ces deux paramètres (figure 5.9). Les deux courbes expriment alors des tendances identiques et leurs variations sont presque toujours corrélées.

Une cyclicité peut être observée au premier ordre à la fois sur la courbe des porosités et sur la courbe des perméabilités. Cinq grands cycles d'augmentation puis diminution des propriétés pétrophysiques peuvent être distingués (figure 5.9). Ces grands cycles semblent suivre les séquences sédimentaires définies précédemment : les valeurs les plus faibles (ellipses bleues) sont généralement situées au voisinage des surfaces tandis que les valeurs les plus fortes semblent se situées en début de transgression. Il n'y a cependant pas une adéquation parfaite entre cycles sédimentaires et cycles pétrophysiques. Afin d'analyser ces grandes tendances, le diagramme Phi-K a été habillé selon différents paramètres sédimentaires et diagénétiques dans le but de mesurer leurs influences respectives.

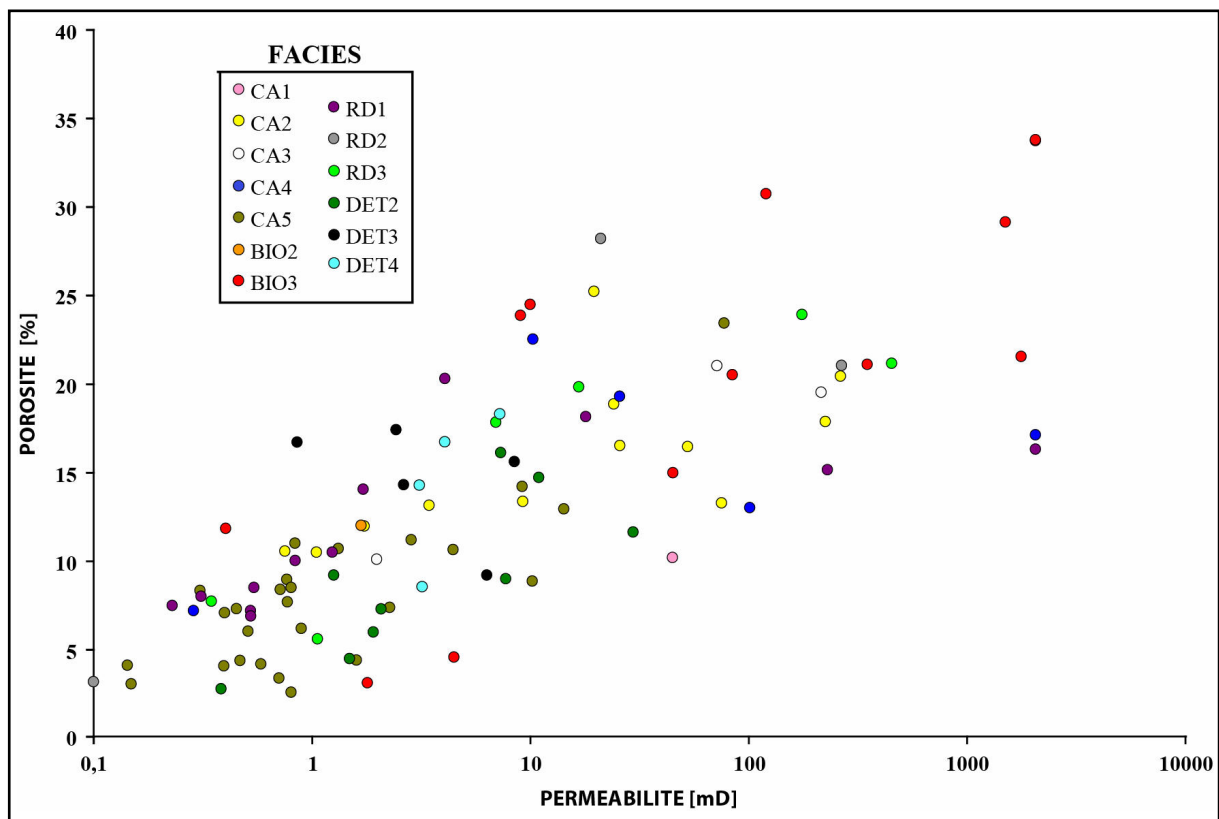


**Figure 5.9 :** Variations verticales des perméabilités et des porosités mesurées le long de la colonne stratigraphique. Positions des pôles à fortes (ellipses rouges) et à faibles (ellipses bleues) propriétés pétrophysiques ; tendances générales au premier ordre (traits noirs). Positions des surfaces d'émersions (en rouge = émersion majeure ; en noir = émersion mineure). Distribution des zones diagénetiques de stabilisations minéralogiques (en bleu = zone météorique phréatique ; en vert clair = zone météorique vadose non sommitale ; en vert foncé = zone météorique vadose sommitale).

### 5.4.1. Relation entre dynamique sédimentaire et propriétés pétrophysiques

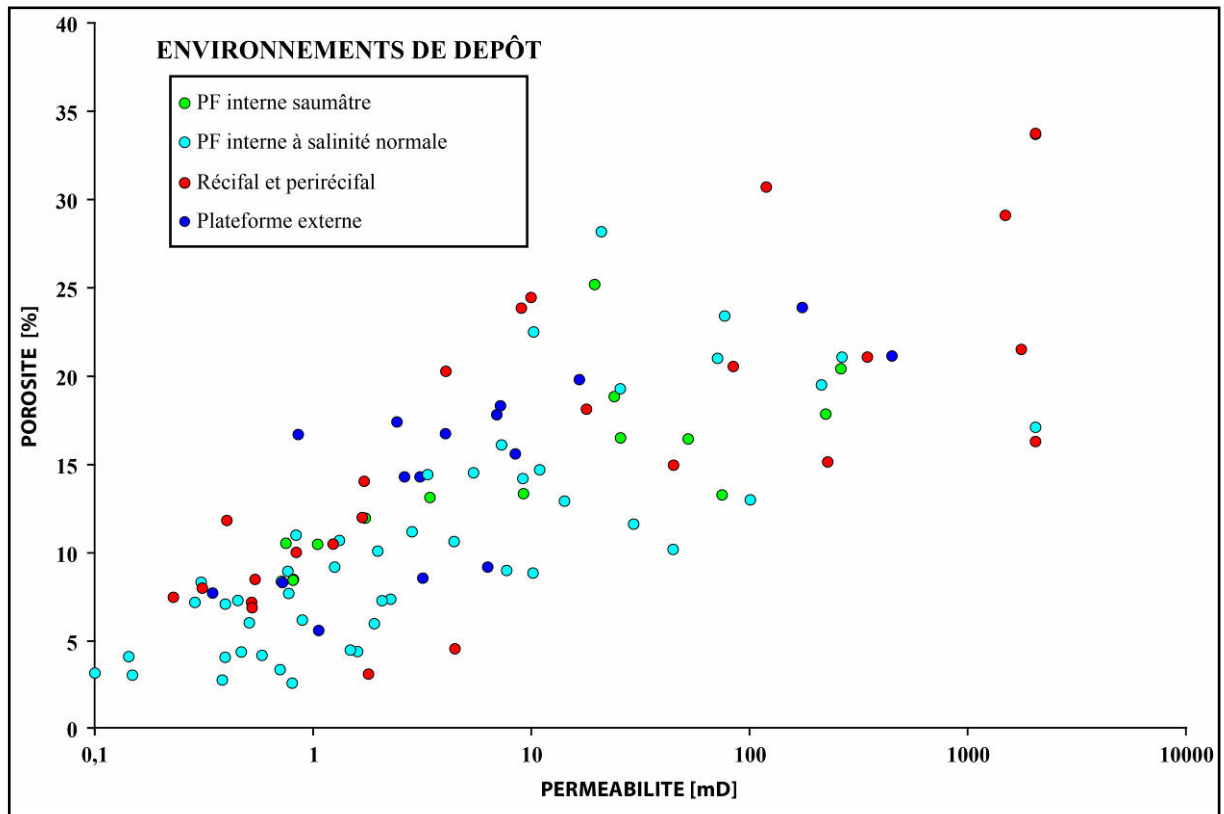
Dans un premier temps, comme les "cycles" pétrophysiques semblent reproduire les séquences sédimentaires, nous avons cherché à trouver une relation entre dynamique sédimentaire et pétrophysique.

Le diagramme Phi-K a ainsi été associé aux faciès sédimentaires (figure 5.10), puis aux environnements de dépôts définis dans le chapitre 3.4 (figure 5.11), et finalement aux cycles stratigraphiques (figure 5.12). L'analyse de ces trois diagrammes confirme la première observation faite sur la figure 5.9 : bien qu'une relation semble exister entre cycles sédimentaires et pétrophysiques, les faciès, les environnements de dépôt, et la dynamique sédimentaire (régression-transgression), seuls ne peuvent pas expliquer les variations pétrophysiques.

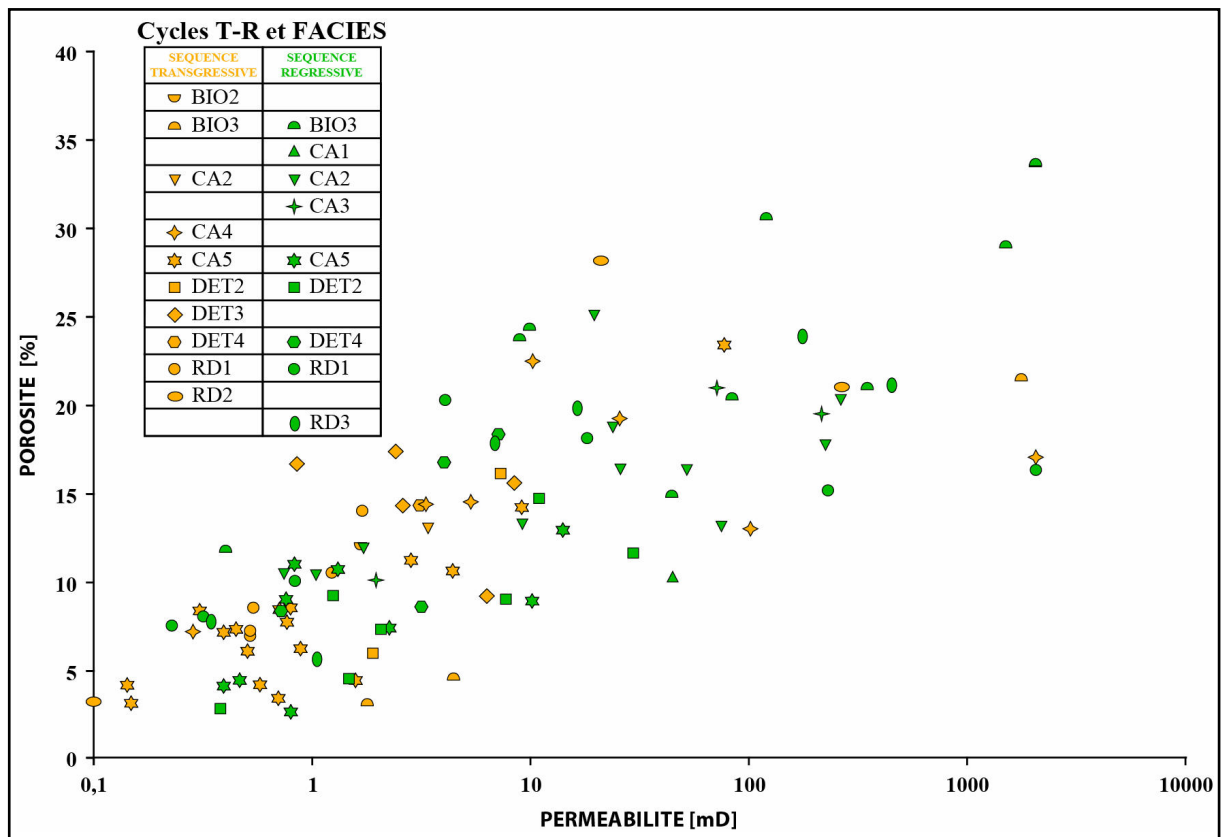


**Figure 5.10** : Diagramme croisé des mesures pétrophysiques habillé selon les faciès définis dans le chapitre 3.3. Remarquez que chacun des faciès peut posséder des propriétés pétrophysiques très variables.





**Figure 5.11** : Diagramme croisé des mesures pétrophysiques habillé selon les environnements de dépôts définis dans le chapitre 3.4. Equation et coefficient de corrélation de la droite de tendance (logarithmique) réalisée à partir de l'ensemble des points. Remarquez la tendance générale d'augmentation de K selon Phi.










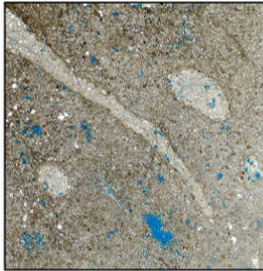

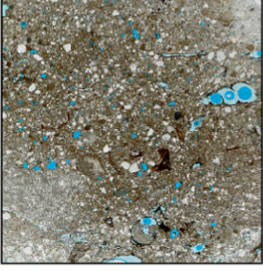

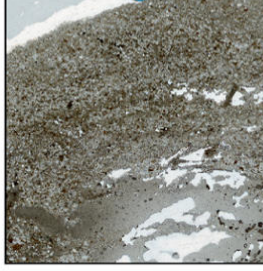
**Figure 5.12** : Diagramme croisé des mesures pétrophysiques habillé selon les cycles transgressifs et régressifs définis dans le chapitre 3.5 et selon les faciès définis dans le chapitre 3.3.

Comme la porosité moldique est l'un des deux types de porosité dominant dans la série de Carry-le-Rouet (cf. parag. 5.3.), c'est la composition originelle des faciès en éléments possédant des minéralogies instables (aragonite et calcite HMC ; cf. parag. 1.2.) qu'il est important de déterminer.

Pour vérifier cela, nous avons enrichi la notion de faciès sédimentaires pour définir des faciès minéralogiques. Les échantillons ont été classés en trois grands groupes (par détermination visuelle sur plugs et lames minces). Le premier correspond aux échantillons dont la quantité originelle en éléments aragonitiques et calcitiques HMC est faible. Le second groupe correspond aux échantillons dont la quantité originelle en éléments aragonitiques et calcitiques HMC est forte. Le dernier groupe contient des échantillons de minéralogies aragonitiques et calcitiques HMC moyennes. Cette classification prend en compte à la fois les éléments qui ont des tailles macroscopiques (visibles à l'œil nu sur les plugs ; figure 5.13) et ceux qui ont des tailles microscopiques (visibles au microscope sur les lames minces ; figure 5.13). Dans la série étudiée, la très grande majorité des échantillons peuvent être classés dans l'un des deux premiers groupes (forte quantité = 65,5% des échantillons ; faible quantité = 27% des échantillons ; quantité moyenne = 7,5% des échantillons). Cela signifie que lorsque des éléments aragonitiques ou calcitiques HMC sont présents dans les sédiments de Carry-le-Rouet, ils le sont en règle générale en grande quantité.

Des comptages de points ont été réalisés à partir de plusieurs lames minces issues d'échantillons caractéristiques des groupes qui ont de fortes et de faibles quantités initiales en éléments de minéralogies instables (i.e. groupes 1 et 2), à partir d'échantillons de différents faciès. En effet, la plupart des faciès sédimentaires définis dans le chapitre 3.3. peuvent présenter des échantillons qui appartiennent à chacun des trois groupes puisque leurs compositions peuvent varier (notamment leur contenu en bivalves et en gastéropodes aragonitiques). Les comptages de points permettent de déterminer des pourcentages caractéristiques de la quantité originelle en éléments de minéralogies instables pour les deux groupes analysés. Cette quantité correspond simplement à la somme des éléments qui possèdent encore aujourd'hui leurs minéralogies instables originelles (peu de cas) et des éléments qui ont été visiblement dissous ou néomorphisés. Les échantillons qui présentent moins de 1% d'éléments aragonitiques ou calcitiques HMC (par comptage de point sur lame mince) sont ainsi considérés comme originellement pauvres (groupe 1 ; figure 5.13) ; ceux qui ont un pourcentage supérieur à environ 10 % sont considérés comme originellement riches

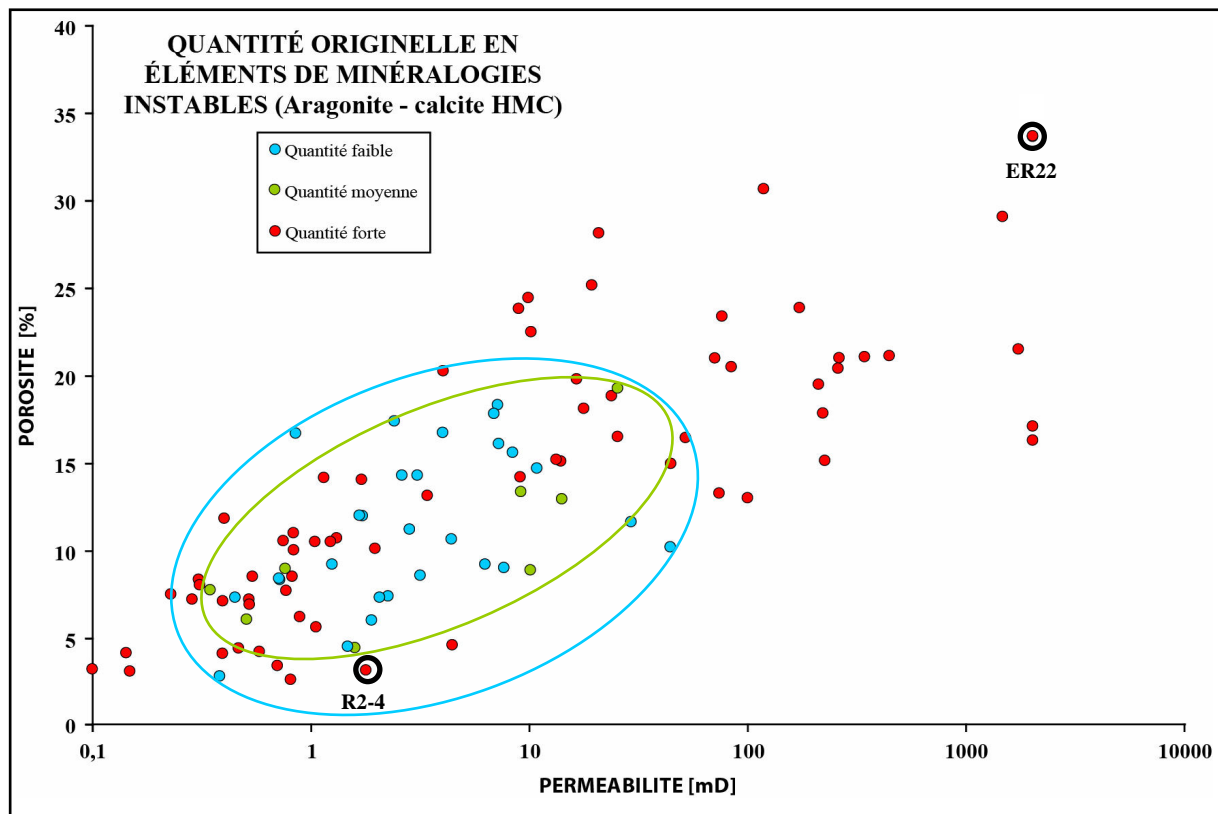
(groupe 2 ; figure 5.13). Les échantillons qui ont un pourcentage intermédiaire entre ces deux valeurs sont considérés comme moyennement riches (groupe 3 ; figure 5.13). Cette méthode peut introduire un biais négatif lié à la petite dimension des lames minces par rapport au bloc mesuré (figure 5.13 - ECR4).

	QUANTITÉ ORIGINELLE EN ÉLÉMENTS DE MINÉRALOGIES INSTABLES <b>FORTE</b>	QUANTITÉ ORIGINELLE EN ÉLÉMENTS DE MINÉRALOGIES INSTABLES <b>FAIBLE</b>
<b>FACIES CA5</b>	 <p><b>ER31</b> Phi : 23,4 % K : 75,8 mD Ar/HMC : 15 %</p> 	 <p><b>ER35</b> Phi : 8,4 % K : 0,7 mD Ar/HMC &lt; 1 %</p> 
<b>FACIES RD3</b>	 <p><b>ECR21</b> Phi : 19,8 % K : 16,4 mD Ar/HMC : 12 %</p> 	 <p><b>ECR26</b> Phi : 17,8 % K : 6,9 mD Ar/HMC &lt; 1 %</p> 
<b>FACIES CA1</b>	 <p><b>ECR4</b> Phi : 25,2 % K : 19,3 mD Ar/HMC : 7 %</p> 	 <p><b>ECR2</b> Phi : 12 % K : 1,7 mD Ar/HMC &lt; 1 %</p> 

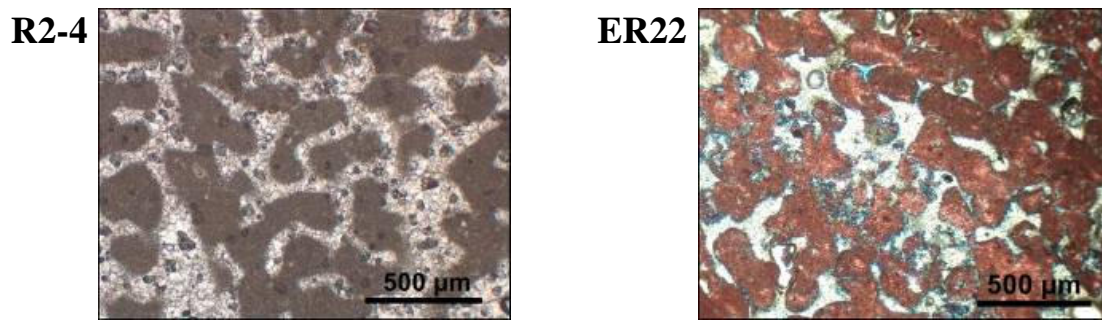
**Figure 5.13** : Aperçu d'échantillons (sous forme de plugs et de lames minces) très riches (à gauche) ou très pauvres (à droite) en éléments de minéralogies instables, appartenant à trois faciès différents (CA5, RD3 et CA1). Propriétés pétrophysiques (mesurées à partir des plugs) et pourcentage en éléments de minéralogies instables (mesurées par comptage de point sur lame mince) de ces échantillons.

Les propriétés pétrophysiques des trois groupes d'échantillons précédemment définis ont été représentées sur un diagramme Phi-K (figure 5.14). Celui-ci montre alors que les échantillons qui contiennent une quantité originelle en éléments de minéralogies instables faible ou moyenne occupent approximativement le même espace (respectivement ellipse bleue et ellipse verte); leurs propriétés pétrophysiques bien qu'assez largement réparties correspondent à des porosités et des perméabilités relativement faibles ( $3\% < \Phi < 19\%$  ;  $0,4\text{mD} < K < 44\text{mD}$ ). Les échantillons qui contiennent en revanche une grande quantité originelle d'éléments aragonitiques ou calcitiques HMC sont pour leur part très largement répartis sur l'ensemble de la gamme de porosité et de perméabilité ( $3\% < \Phi < 34\%$  ;  $0,1\text{mD} < K < 2000\text{mD}$ ).

Le paramètre "quantité originelle en éléments de minéralogies instables" ne peut donc expliquer à lui seul les propriétés pétrophysiques observées. En effet, deux échantillons qui possèdent des faciès et des quantités originelles en éléments de minéralogies instables strictement identiques peuvent avoir des propriétés pétrophysiques très différentes; par exemple s'il existe ou non une cimentation de leurs porosités moldiques (échantillons R2-4 et ER22 de la figure 5.14).







**Figure 5.14** : Diagramme croisé des mesures pétrophysiques habillé selon les quantités originelles en éléments de minéralogies instables (aragonite et calcite HMC) contenue dans les échantillons. Comparaison de deux échantillons "R2-4" et "ER22", présentant des faciès (BIO3) et des quantités originelles en éléments de minéralogies instables identiques (fortes) mais possédant pourtant des propriétés pétrophysiques très différentes (cercles noirs). Cela est expliqué par la présence (R2-4) ou par l'absence (ER22) d'un ciment obstruant les pores (photos des lames minces par microscopie optique).

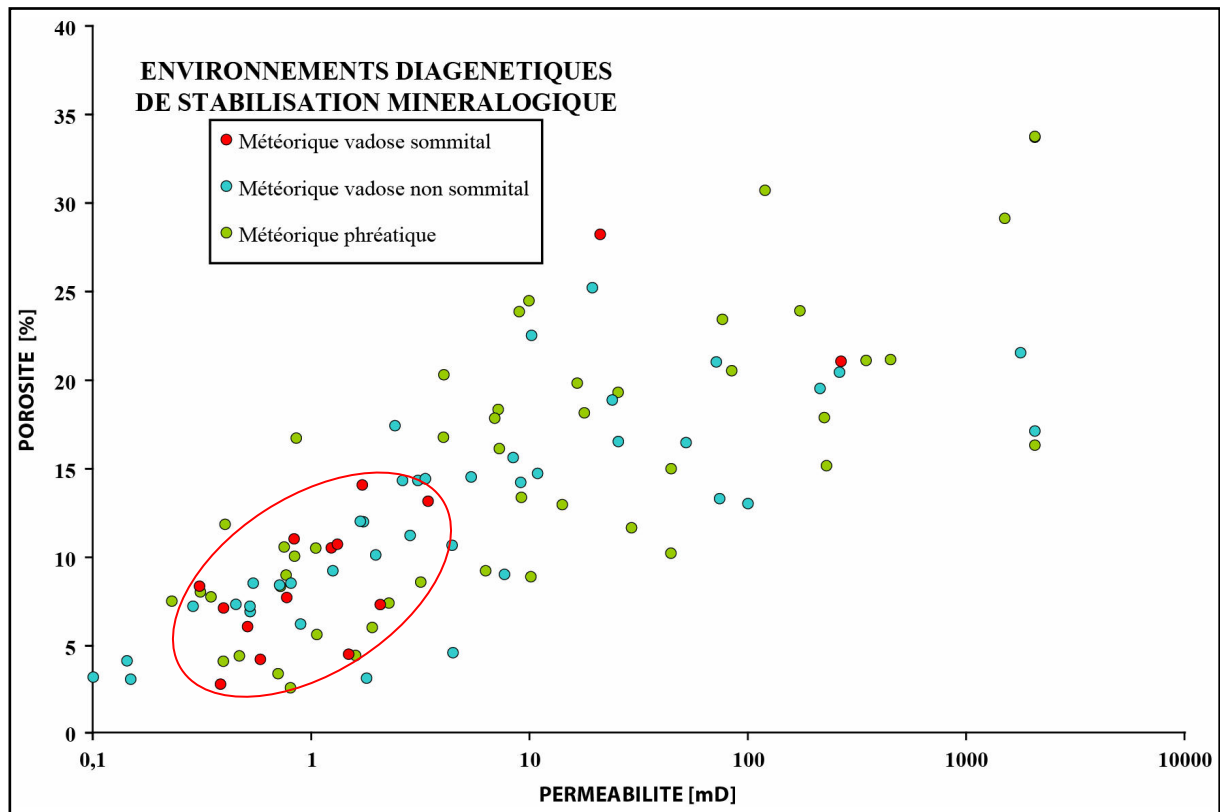
#### 5.4.2. Relation entre processus diagénétiques et propriétés pétrophysiques

Comme une analyse des processus sédimentaires seuls, ou couplés à une caractérisation minéralogique, ne suffit pas à expliquer les variations pétrophysiques, la prise en compte des processus diagénétiques qui ont affecté les sédiments est donc essentielle dans la caractérisation des propriétés pétrophysiques des échantillons de la série de Carry-le-Rouet. Ces processus sont liés à la circulation de fluides marins ou de fluides météoriques à travers la porosité des sédiments. La nature du fluide dépend directement des variations du niveau marin relatif, qui peut entraîner des successions de phases d'émersions et d'inondations de la plateforme (provoquant une alternance de circulation de fluides marins et de fluides météoriques dans les pores).

Les processus diagénétiques observés dans les échantillons de la série sont en fait presque tous liés uniquement à la circulation de fluides de natures météoriques (cf. parag. 4.5.). C'est donc principalement au cours des différentes phases d'émersions de la série que les propriétés pétrophysiques initiales des sédiments ont été fortement modifiées, c'est-à-dire à la fin des demi-cycles régressifs. Ces émersions engendrent très souvent une stabilisation minéralogique importante des sédiments de départ par des processus diagénétiques qui diffèrent selon la zone diagénétique dans laquelle la stabilisation s'est produite (cf. parag. 4.5.).

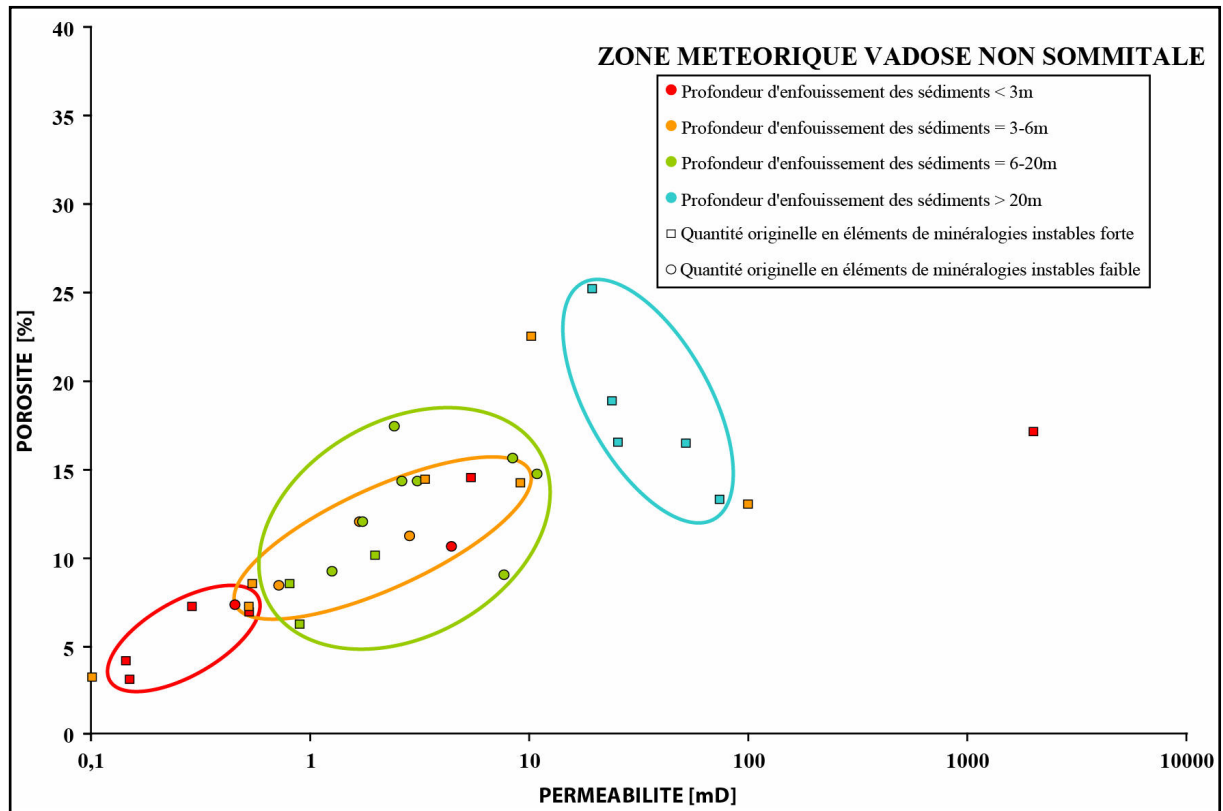
Le diagramme Phi-K a donc été associé aux différentes zones diagénétiques de stabilisation minéralogique interprétées dans le chapitre 4.5 (figure 5.15). Il montre que les échantillons

qui ont été minéralogiquement stabilisés dans des conditions météoriques phréatiques ou dans des conditions météoriques vadoses non sommitales ont des propriétés pétrophysiques très largement réparties. Seuls les échantillons qui ont été stabilisés dans des zones météoriques vadoses sommitales présentent presque tous de faibles porosités et perméabilités (ellipse rouge). La détermination de la zone diagénétique de stabilisation minéralogique d'un échantillon ne suffit donc pas à elle seule pour pouvoir prédire ses propriétés pétrophysiques.



**Figure 5.15 :** Diagramme croisé des mesures pétrophysiques habillé selon les environnements diagénétiques définis dans le chapitre 4.5.

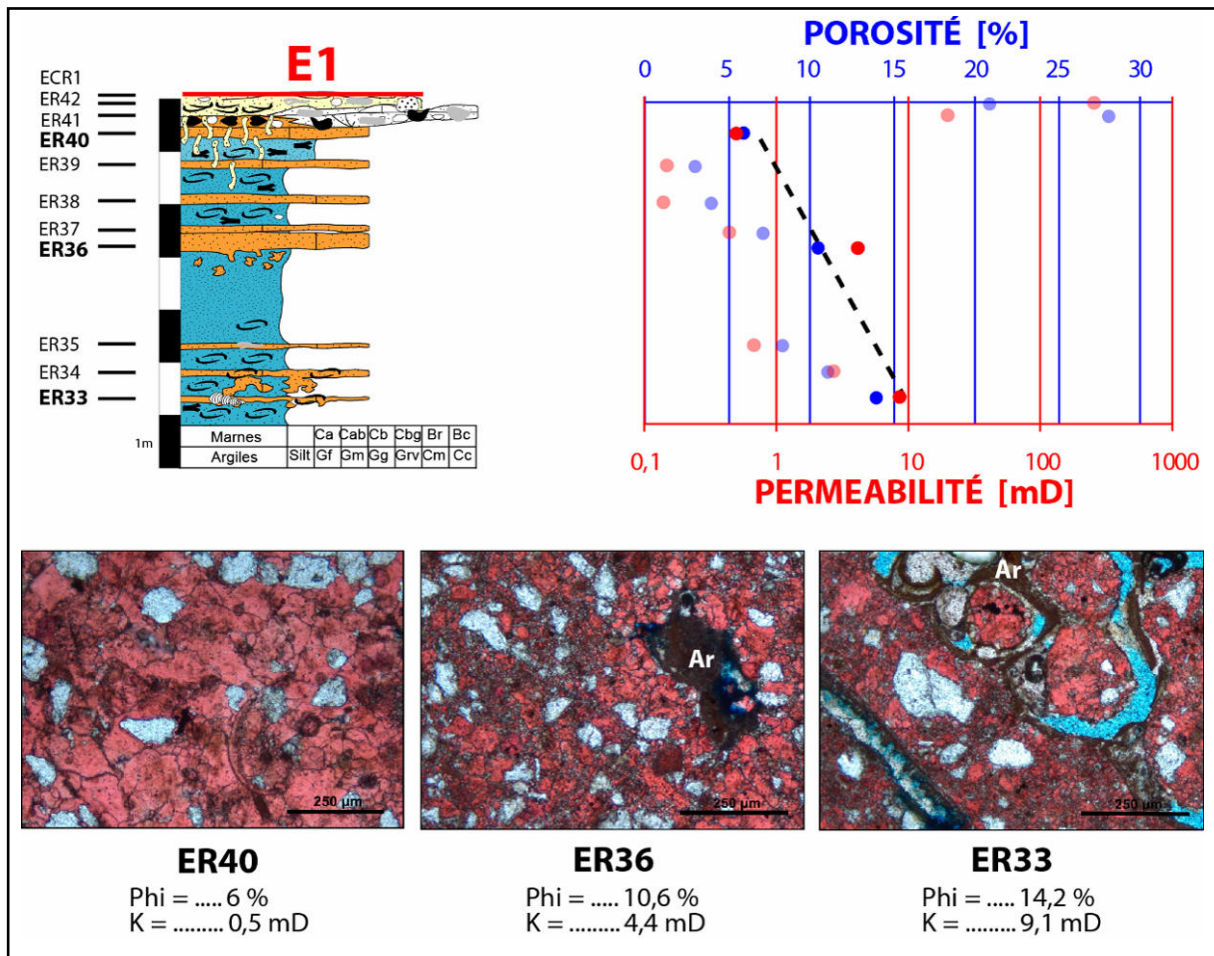
La position des sédiments à l'intérieur des zones diagénétiques semble en revanche le permettre. En effet, il existe dans les zones météoriques vadoses non sommitales une augmentation générale des propriétés pétrophysiques en fonction de la profondeur d'enfouissement des sédiments (figure 5.9). Le diagramme Phi-K réalisé à partir des échantillons de cette zone permet de bien montrer ce phénomène (figure 5.16).



**Figure 5.16** : Diagramme croisé des propriétés pétrophysiques des échantillons qui ont été minéralogiquement stabilisés au sein de zones météoriques vadoses non sommitales, habillé selon leurs profondeurs d'enfouissements (en dessous des surfaces d'émersions).

La première partie de la série de Carry-le-Rouet permet d'illustrer cette tendance au sein d'une série d'échantillons possédant tous un faciès identique (faciès lagunaire "CA5" ; figure 5.17). L'augmentation progressive des propriétés pétrophysiques de ces échantillons selon leurs profondeurs d'enfouissements (i.e. éloignement à la surface d'émersion "E1") est liée à une différence de quantité de porosité moldique et/ou de porosité intercristalline (cf. parag. 5.3.).

Les éléments possédant des minéralogies instables contenus dans les sédiments formant la partie supérieure de la zone vadose ont été néomorphisés en calcite LMC (bivalves et gastéropodes aragonitiques essentiellement). Ceux qui sont en revanche contenus dans les sédiments formant la partie inférieure de la zone vadose ont été mieux préservés (restes d'aragonite ; figure 5.17). Cette différence entraîne l'apparition d'une faible quantité de porosité moldique dans la partie inférieure qui n'existe pas dans la partie supérieure (figure 5.17). Celle-ci contribue donc en partie à l'augmentation des propriétés pétrophysiques qui peut être observée.



**Figure 5.17** : Porosités et perméabilités mesurées sur les échantillons provenant de la paléozone météorique vadose de la première partie de la série de Carry-le-Rouet (colonne stratigraphique à gauche). Les échantillons ER33 à ER40 ont un faciès identique (CA5). Remarquez l'augmentation générale des propriétés pétrophysiques en fonction de la profondeur d'enfouissement des sédiments (trait en pointillé). Les points à fortes valeurs situés au sommet sont des échantillons qui ont des grandes tailles de grains et qui n'ont pas une texture très boueuse. Aperçu par microscopie optique de trois échantillons (colorés à l'alizarine) pris à différentes profondeurs d'enfouissement. Remarquez la très forte microsparitisation de la matrice de ER40 et la microsparitisation plus faible des matrices des échantillons ER36 et ER33. Notez la présence d'éléments de minéralogies aragonitiques partiellement dissous (Ar) dans les échantillons ER36 et ER33 (entraînant la formation de porosité moldique dans ces échantillons). Remarquez que le processus de microsparitisation paraît plus prononcé à proximité des éléments aragonitiques (source probable de  $\text{CaCO}_3$ ).

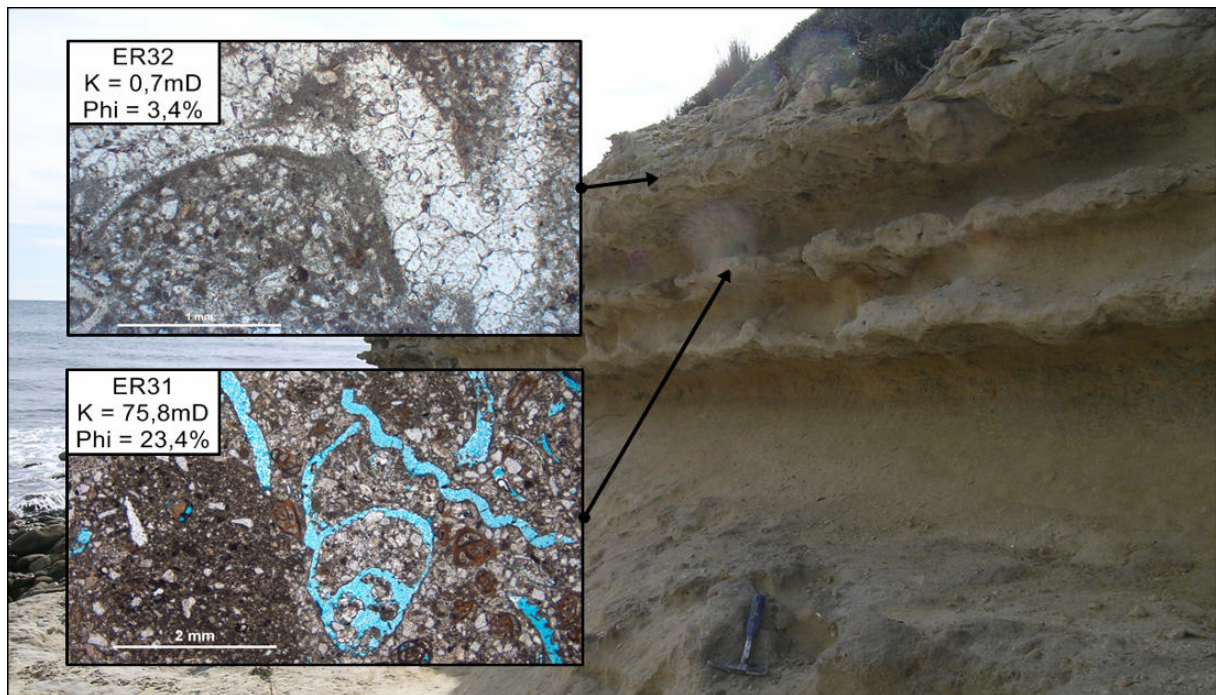
En plus de ce phénomène, les différences de propriétés pétrophysiques mesurées entre les échantillons semblent aussi provenir d'une différence d'intensité de microsparitisation des matrices (Steinen 1978 ; Munnecke *et al.* 1997) entre les dépôts de la partie supérieure de la zone vadose et ceux de la partie inférieure. Celle-ci entraîne alors une différence de quantité de microporosité intercrystalline dans les sédiments. Ce phénomène reste néanmoins assez difficile à démontrer à l'aide de nos observations par microscopie optique standard. Les colorations à l'alizarine réalisées permettent tout de même de supposer son existence



(figure 5.17). Les compositions minéralogiques originelles des matrices étant très probablement les mêmes (faciès identique), la différence d'avancement du processus de microsparitisation observée pourrait être liée uniquement à une différence de quantité de fluide météorique ayant circulé à travers les microporosités intercrystallines des différents échantillons.

Les processus diagénétiques se déroulant au sein des différentes zones diagénétiques permettent donc d'expliquer les grandes tendances de variations des propriétés pétrophysiques qui ont pu être observées dans les sédiments de la série de Carry-le-Rouet. De nombreux échantillons s'écartent néanmoins de ces tendances générales de premier ordre (figure 5.9). En effet, il existe une hétérogénéité parfois très forte des processus diagénétiques à l'intérieur d'une même zone diagénétique (variabilité intrinsèque ; Ehrenberg *et al.* 2006b). Celle-ci est liée à des phénomènes locaux qui sont très difficilement prédictibles. Une simple variation du flux d'eau circulant à travers les pores d'une même zone diagénétique peut avoir pour effet de fortement modifier l'importance des processus diagénétiques mis en place. De la même manière, une simple différence de texture et/ou de taille de grains peut également engendrer de fortes disparités de processus diagénétiques (cf. discussion dans la partie interprétation du parag. 4.4. - première partie). Finalement, une différence d'intensité de cimentation des porosités moldiques liée à des sursaturations locales peut également entraîner de très grands écarts de propriétés pétrophysiques au sein d'une même zone.

Pour illustrer l'existence de ces phénomènes locaux, les échantillons ER31 et ER32 peuvent être pris comme exemples (figure 5.18). En effet, ces deux échantillons ont été stabilisés au sein d'une même zone diagénétique (météorique phréatique) et ils ont des caractéristiques identiques (faciès, texture, taille de grains, quantité originelle en éléments de minéralogies instables, etc.). Malgré la faible distance qui les sépare verticalement sur l'affleurement (50 cm), ces deux échantillons présentent des propriétés pétrophysiques opposées (figure 5.18). Cette forte disparité s'explique par l'existence d'un phénomène très local de cimentation importante des porosités moldiques uniquement dans l'un des deux échantillons (ER32). Il est très difficile d'expliquer l'origine de ce phénomène étant donné que rien ne permet de distinguer ces deux échantillons. Bathurst (1975) propose un concept de "banc donneur" et de "banc récepteur" pour expliquer la cimentation d'un calcaire à partir de  $\text{CaCO}_3$  provenant de la dissolution d'un autre calcaire. Ce type de mécanisme pourrait avoir opéré dans ces bancs.



**Figure 5.18** : Aperçu de l'affleurement où ont été prélevés les échantillons ER31 et ER32 (Cap Barqueroute ouest). Aperçu par microscopie optique des lames minces de ces deux échantillons et propriétés pétrophysiques mesurées. Remarquez la grande différence de cimentation des porosités moldiques entre les deux échantillons bien que ceux-ci ne soient espacés que de quelques dizaines de centimètres seulement.

Ces phénomènes locaux de cimentation des porosités moldiques peuvent se dérouler dans des zones météoriques phréatiques ou dans des zones météoriques vadoses non sommitales, mais jamais dans des zones météoriques vadoses sommitales (car celles-ci montrent toujours un néomorphisme important de leurs éléments de minéralogies instables). Il en résulte une forte variabilité des propriétés pétrophysiques des échantillons contenus dans ces deux premières zones, et une faible variabilité des propriétés pétrophysiques des échantillons contenus dans cette dernière zone (figure 5.15). Malgré cela, au premier ordre il demeure toujours une grande tendance générale d'augmentation des propriétés pétrophysiques en fonction de l'éloignement aux surfaces d'émersions, tant que le sédiment reste en zone météorique vadose. Un modèle général reliant les propriétés sédimentaires, les propriétés diagénétiques et les propriétés pétrophysiques peut maintenant être proposé.

## 5.5. Modèle synthétique sédimentologie-diagenèse-pétrophysique

L'étude pluridisciplinaire menée dans ce travail de thèse permet d'élaborer un modèle conceptuel d'évolution précoce des propriétés pétrophysiques au cours du temps pour des sédiments possédant des textures boueuses (figure 5.19). Ce modèle synthétise à la fois les observations sédimentologiques (chapitre 3), les observations diagénétiques (chapitre 4) et les mesures pétrophysiques (chapitre 5) qui ont été réalisées sur les sédiments de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet mais il intègre également plusieurs études géologiques antérieures (cf. parag. 1.4.). Il considère la partition de la colonne sédimentaire émergée en trois zones présentant des caractéristiques chimiques et hydrologiques différentes (~ équivalent des "zones hydrologiques" de Whitaker *et al.* (1997 et 1999) ; cf. parag. 1.5.4.) :

- une zone météorique vadose sommitale
- une zone météorique vadose non sommitale
- une zone météorique phréatique

L'étude diagénétique de la série de Carry-le-Rouet montre que les modifications diagénétiques se déroulant dans chacune de ces trois zones sont différentes (zones diagénétiques). Néanmoins, celles-ci conduisent toujours à une stabilisation minéralogique plus ou moins complète des sédiments. En effet, les minéralogies instables initialement présentes dans les sédiments (aragonite et calcite HMC) sont progressivement transformées en minéralogies plus stables (calcite LMC) à cause du passage de fluides météoriques au sein du système poreux. La quantité d'eau météorique circulant à travers les pores et le degré d'insaturation en  $\text{CaCO}_3$  de ces eaux déterminent alors le type et l'intensité des processus diagénétiques se déroulant à l'intérieur de chacune des zones. Il en résulte une évolution diagénétique et pétrophysique particulière des sédiments en fonction de la zone diagénétique dans laquelle ils ont été minéralogiquement stabilisés. Cette évolution dépend de la durée pendant laquelle les sédiments ont été exposés à des conditions météoriques, c'est-à-dire la durée de l'émersion. Cette approche est très similaire à celle utilisée par Matthews et Frohlich (1987), Quinn et Matthews (1990) et Whitaker *et al.* (1997 et 1999), où la composition minéralogique du sédiment et ses propriétés pétrophysiques sont reliées au temps de résidence cumulée au sein de chacune des différentes "zones hydrologiques" (cf. parag. 1.5.4.).

Les propriétés pétrophysiques initiales des sédiments de Carry-le-Rouet ont été recherchées. Enos et Sawatsky (1981) ont pu déterminer les porosités et les perméabilités de dépôt de sédiments possédant différentes textures (selon Dunham 1962). Les sédiments contenant une importante proportion de matrice boueuse (mudstones et wackestones) ont alors des porosités moyennes de dépôt de 70 % et des perméabilités moyennes de dépôt de 200 mD. Les sédiments contenant une proportion de matrice boueuse moins importante et beaucoup plus de grains (packstones) ont des porosités moyennes de dépôt de 60 % et des perméabilités moyennes de dépôt de 2000 mD. Finalement, les sédiments ne contenant pas du tout de boue mais uniquement des grains (grainstones) ont des porosités moyennes de dépôt de 45 % et des perméabilités moyennes de dépôt de 30000 mD.

Les sédiments déposés dans la série de Carry-le-Rouet sont pour la plupart des packstones à wackestones qui contiennent une quantité relativement importante de grains de quartz dans leurs matrices carbonatées (environ 15 à 20 % en moyenne). On peut donc suggérer des porosités initiales moyennes inférieures à celle d'un vrai packstone (entre 40 et 50 %) et des perméabilités initiales moyennes légèrement supérieures à celle d'un vrai packstone (autour de 5000 mD). Ces propriétés pétrophysiques de dépôt sont modifiées précocement lorsque les sédiments sont soumis à des conditions météoriques pendant les différentes phases d'émersions qu'ils subissent (figure 5.19).

### 5.5.1. Emersions de courte durée

Dans la **zone météorique vadose sommitale**, un processus très intense de néomorphisme des éléments de minéralogies instables et/ou un processus de microsparitisation des matrices se mettent en place très rapidement dans les sédiments (figure 5.19). Ils sont engendrés par la circulation épisodique d'une quantité moyenne d'eau météorique fortement insaturée en  $\text{CaCO}_3$  dans les pores (pluies). Ces processus diagénétiques entraînent une chute drastique très précoce des propriétés pétrophysiques initiales (Steinen 1978). A Carry-le-Rouet, les sédiments montrent des valeurs de porosités comprises entre 5 et 10 % et des valeurs de perméabilités inférieures à 0,1 mD (figure 5.19). Une très faible quantité de minéralogie instable peut dans certains cas être conservée à l'issue de ce type d'émersion.

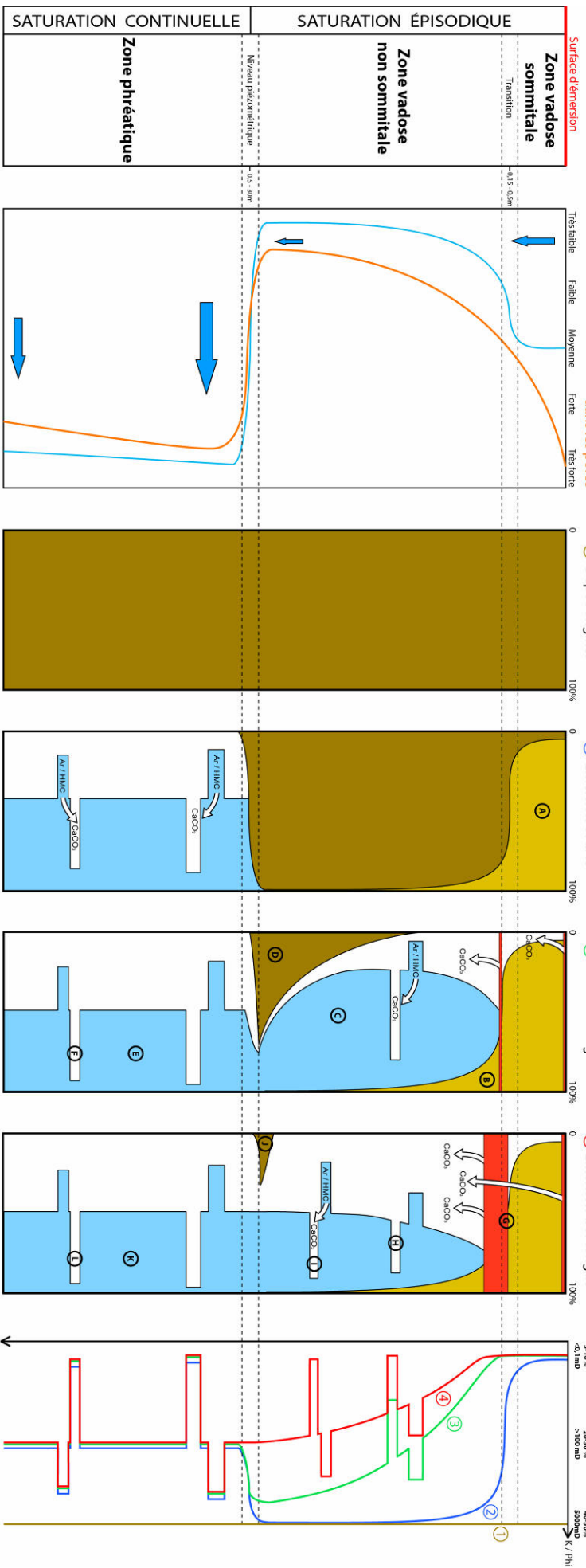


### Zones diagenétiques (hydrozones)

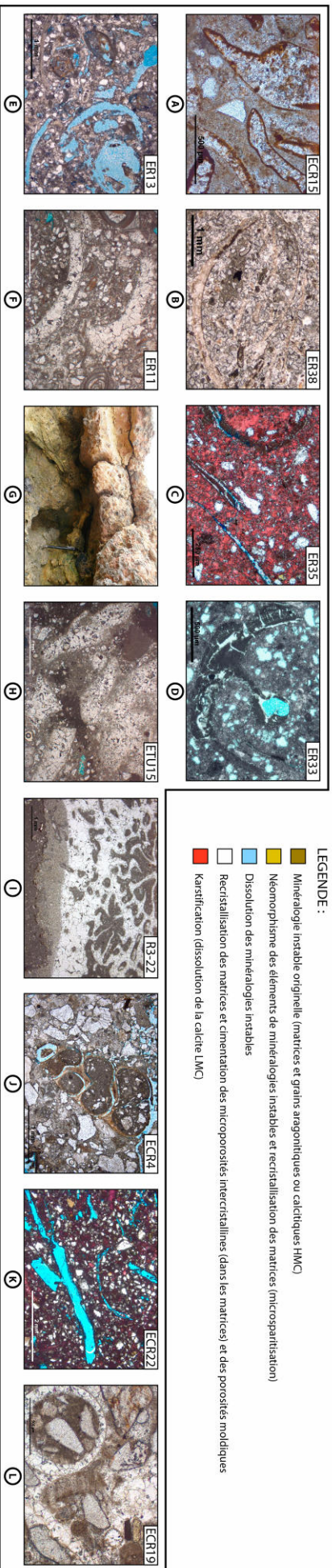
Quantité de eau météorique circulant à travers les pores  
 Insaturation en  $\text{CaCO}_3$  des eaux circulant dans les pores

### Processus diagenétiques et modification minéralogiques au cours du temps

### Propriétés pétrophysiques



### Photographies



**Figure 5.19 :** Modèle conceptuel dévolution des propriétés pétrophysiques de sédiments marins boueux soumis à des conditions météoriques. Compartimentation de la colonne sédimentaire émergée en trois zones diagenétiques possédant des propriétés hydrologiques et chimiques différentes. Modifications des minéralogies instables originelles en fonction de la durée relative de l'émergence. Photographies (lames minces et terrain) correspondant à différent stades de la stabilisation minéralogique.

Dans la **zone météorique vadose non sommitale**, le processus de néomorphisme des éléments de minéralogies instables et le processus de microsparitisation des matrices peuvent également être observés mais leurs intensités diminuent très fortement en fonction de la distance à la surface d'émersion (figure 5.19). Ce comportement est lié à deux phénomènes : une diminution progressive de la quantité d'eau météorique percolant à travers les pores des sédiments (provenant uniquement des pluies) et une diminution de l'insaturation de ces eaux en  $\text{CaCO}_3$ . Une très grande partie des éléments conservent ainsi leurs minéralogies instables originelles (Steinen et Matthews 1973 ; Steinen 1974 ; Buchbinder et Friedman 1980) et sont alors susceptibles d'être stabilisé au cours des émerions suivantes (préservation de leur "potentiel diagénétique"). Les propriétés pétrophysiques de ces sédiments sont donc probablement assez proches de celles qu'ils avaient au moment de leur dépôt à l'issue de l'émersion, notamment celles des sédiments qui sont situés dans la partie la plus basse de la zone vadose (la plus éloignée de la source d'eau météorique).

Dans la **zone météorique phréatique**, un très intense et très rapide processus de dissolution des éléments possédant des minéralogies instables est couramment observé (Steinen et Matthews 1973 ; Steinen 1974 ; Buchbinder et Friedman 1980 ; Maliva *et al.* 2001 ; figure 5.19). Il est associé à une recristallisation importante des matrices et à une cimentation moyenne des porosités intercrystallines et des porosités moldiques. Ces transformations diagénétiques sont liées au passage continu d'une quantité très importante d'eau météorique fortement insaturée en  $\text{CaCO}_3$  provenant essentiellement de la nappe phréatique mais également (en moindre mesure) des pluies qui ont percolé à travers la zone vadose (Harris 1971). Elles entraînent de profondes modifications des propriétés pétrophysiques originelles des sédiments (Steinen 1978) mais permettent tout de même de conserver une quantité relativement importante de porosité, principalement sous la forme de porosités moldiques (porosité secondaire). Certaines parties de la zone phréatique peuvent présenter très ponctuellement de très fortes cimentations de leurs porosités moldiques et de leurs porosités intercrystallines (microsparitisation). Ces processus engendrent alors de très fortes diminutions des propriétés pétrophysiques ; il s'agit néanmoins de phénomènes très locaux qui sont probablement liés à des phénomènes de "banc donneur" et de "banc récepteur" de  $\text{CaCO}_3$  (Bathurst 1975).

Les émerSIONS qui ont des durées courtes (émerSIONS mineures) sont donc uniquement enregistrées par les processus diagénetiques qui se sont mis en place de manière très rapide au sein de la colonne sédimentaire, c'est-à-dire au sommet des zones vadoses par le néomorphisme des éléments aragonitiques et la microsparitisation des matrices, et dans les zones phréatiques par la dissolution des éléments aragonitiques et la recristallisation des matrices. Dans la série de Carry-le-Rouet, les émerSIONS courtes (E2, E4 et E5) n'apparaissent que sous la forme de croûtes calcaires (correspondant aux paléozones vadoses sommitales) fortement cimentées et souvent encroutées par des bivalves ; elles rappellent de ce fait beaucoup les fonds durcis ("hardgrounds") qui ont été formés en contextes marins. Ces croûtes calcaires qui ont été formées très précocement présentent presque toujours de nombreuses fractures qui sont elles même précoces (formation de dykes neptuniens ou de fractures remplies par des ciments d'origines météoriques).

### 5.5.2. ÉmerSIONS de longue durée

Dans la **zone météorique vadose sommitale**, les rares minéralogies instables qui n'ont pas été rapidement néomorphisées ou recristallisées en calcite stable (LMC) sont entièrement dissoutes puis entièrement cimentées (figure 5.19). Cela ne fait que très peu varier les propriétés pétrophysiques qui étaient déjà auparavant très faibles. La source de ce ciment est très probablement issue de la karstification qui affecte de manière très superficielle le toit de la zone (dissolution des minéralogies stables LMC).

Dans la **zone météorique vadose non sommitale**, un front de dissolution des minéralogies instables se déplace progressivement depuis le sommet vers la base de la zone (figure 5.19). Il est associé à une recristallisation des matrices et à une cimentation des porosités intercrystallines et des porosités moldiques. Ces processus présentent un gradient d'intensité en fonction de la distance à la surface d'émerSION. L'existence de ce gradient entraîne une augmentation progressive des porosités et des perméabilités depuis le sommet de la zone. Des phénomènes locaux de transfert de  $\text{CaCO}_3$  peuvent se produire et engendrer de très fortes cimentations ponctuelles des porosités moldiques et des porosités intercrystallines. Ils provoquent alors une très forte diminution des propriétés pétrophysiques. Un début de karstification se produit également tout en haut de la zone météorique vadose non sommitale ; il se développe à cet endroit car les très faibles propriétés pétrophysiques acquises très précocement par les sédiments situés dans la zone vadose sommitale limitent fortement l'effet

de ce processus dans cette zone, contrairement à la zone sous-jacente. Ce processus de karstification sert probablement de source de  $\text{CaCO}_3$  au processus de cimentation des porosités qui se produit en dessous. Une partie des minéralogies instables qui n'ont pas encore été fortement affectées par le front de dissolution descendant est préservée dans la partie la plus éloignée de la surface d'émersion. Ces sédiments possèdent alors des porosités et des perméabilités relativement plus élevées que les sédiments situés au-dessus car se rapprochant beaucoup plus des propriétés pétrophysiques initiales.

Dans la **zone météorique phréatique**, une très légère augmentation du degré de cimentation des porosités intercrystallines et des porosités moldiques se produit (figure 5.19). Ces mécanismes sont très peu développés car il n'existe plus de source importante de  $\text{CaCO}_3$  disponible pour obstruer encore plus les pores. En effet, toutes les minéralogies instables présentes initialement ont été préalablement dissoutes ou transformées en calcite stable. Seule une karstification des roches situées plus en amont de la nappe phréatique permet d'amener une faible quantité de  $\text{CaCO}_3$  dans le milieu par le biais de dissolutions successives des minéralogies stables présentes au niveau de la zone de recharge (celle-ci est probablement peu éloignée dans le cas de Carry-le-Rouet). Maliva *et al.* (2001) décrivent une nappe phréatique actuelle possédant un flux d'eau météorique très important (transmissivité très forte) mais qui est diagénétiquement inactive (très faible cimentation de calcite). Ils expliquent alors ce phénomène par le fait qu'il n'existe plus aucune source de  $\text{CaCO}_3$  puisque la totalité des minéralogies carbonatées instables ont été rapidement stabilisées au tout début de leur histoire diagénétique.

### 5.5.3. Emersions de très longues durées

Dans la **zone météorique vadose sommitale**, la karstification se déroulant à la surface se poursuit et des golfes de dissolutions apparaissent (figure 5.19). De la même manière, la karstification se déroulant en dessous de la zone se poursuit également et entraîne la dissolution d'une partie des minéralogies stables situées à la base ; il en résulte la formation d'une surface basale ondulée. Les propriétés pétrophysiques des sédiments compris à l'intérieur de la zone ne sont quasiment pas modifiées.

Dans la **zone météorique vadose non sommitale**, la karstification se produisant dans la partie haute se développe également et une quantité relativement importante de minéralogies stables est dissoute (figure 5.19). Ce processus entraîne la création de niveaux karstiques au

toit de la zone. La dissolution karstique fournit une quantité importante de  $\text{CaCO}_3$  dans les sédiments situés en dessous, ce qui provoque la formation d'un gradient de cimentation des porosités intercrystallines et des porosités moldiques en fonction de la distance à cette source. Dans la partie basse de la zone, là où il restait encore auparavant des minéralogies instables, des phénomènes locaux de cimentations importantes des porosités intercrystallines et des porosités moldiques peuvent avoir été produits. Une petite quantité d'aragonite peut être dans certains cas préservée dans la partie la plus éloignée de la surface d'émersion, lorsque la zone vadose est très épaisse. Ces différents processus entraînent une diminution générale des propriétés pétrophysiques tout en préservant un gradient en fonction de la distance à la surface d'émersion.

Dans la **zone météorique phréatique**, il ne se passe quasiment plus de modifications diagénétiques, seul un très léger processus de cimentation des porosités intercrystallines et des porosités moldiques se produit (Maliva *et al.* 2001). La source du  $\text{CaCO}_3$  est une fois de plus liée à un phénomène de karstification qui affecte les roches situées plus en amont dans la nappe phréatique. Les propriétés pétrophysiques ne sont donc que très peu diminuées.

Les émerisions qui ont des durées longues ou très longues (émerisions majeures) présentent donc une augmentation générale au premier ordre des porosités et des perméabilités de leurs sédiments en fonction de la distance aux surfaces d'émerisions. Ce sont donc apparemment ces types d'émerisions qui possèdent une importance fondamentale sur les propriétés pétrophysiques qui ont été mesurées dans les échantillons de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet (E1 : émerision longue ; E3 et E6 : émerisions très longues). La durée des émerisions observées est très difficile à quantifier, qu'il s'agisse des émerisions courtes, des émerisions longues ou bien des émerisions très longues.

Dravis (1996) indique une durée d'exposition aérienne de moins de 10 ans pour permettre la lithification sur 10 à 20 cm d'épaisseur de sables oolithiques situés au sommet d'une zone météorique vadose dans les Bahamas (cf. parag. 4.5. ; figure 4.58A). Les processus diagénétiques impliqués (i.e. dissolution superficielle des oolithes suivie d'une reprécipitation aux niveaux des contacts entre les grains) sont néanmoins très différents de ceux observés dans la zone météorique vadose sommitale de la série de Carry-le-Rouet (i.e. néomorphisme des éléments aragonitiques et microsparitisation des matrices).



Spurgeon *et al.* (2003) indique la formation d'une croûte protectrice au sommet d'une zone vadose de Floride en moins de 1600 ans d'exposition à des fluides météoriques (peut être même en moins de 800 ans ; cf. parag. 4.5. ; figure 4.58B). Néanmoins, une fois encore les processus diagénétiques mis en jeu (i.e. précipitation de ciments calcitiques de blocage et de ciments calcitiques palissadiques isopaques entre les grains) sont très différents de ceux observés à Carry-le-Rouet.

Il n'existe donc apparemment pas d'études permettant de quantifier précisément la durée nécessaire aux processus diagénétiques qui ont opéré aux sommets de chacune des zones vadoses de la série de Carry-le-Rouet. Ces processus sont probablement très rapides à l'échelle de la série, tout comme ceux décrits par les auteurs précédents pour des sédiments résident dans la même zone (Dravis 1996 ; Spurgeon *et al.* 2003). Cette rapidité supposée est corroborée par le fait que ces processus sont toujours les plus anciens qui ont été enregistrés dans les sédiments (processus de néomorphisme des éléments aragonitiques toujours antérieure au processus de dissolution des éléments aragonitiques, lui-même antérieur au processus de cimentation des porosités moldiques).

Le modèle proposé (figure 5.19) montre qu'il existe un diachronisme très important entre les processus diagénétiques qui affectent la colonne sédimentaire au cours d'une même émergence. En effet, Steinen et Matthews (1973) ont montré à partir de sédiments carbonatés récents (105 000 ans) provenant de la Barbade (Caraïbes), que les processus diagénétiques précoces se produisant dans les zones météoriques phréatiques étaient bien plus rapides que ceux se produisant dans les zones météoriques vadoses. La stabilisation minéralogique complète des matrices des sédiments a été réalisée en moins de 5000 ans lorsque celles-ci ont été au moins une fois soumises à une zone météorique phréatique. Les matrices des sédiments qui ont en revanche été alternativement soumises à des zones météoriques vadoses et à des zones marines phréatiques (qui n'ont donc jamais connu de passage dans une zone météorique phréatique) ont quant à elles très bien préservé leurs minéralogies instables originelles (aragonite et calcite HMC), malgré des durées d'expositions à des conditions météoriques vadoses pouvant atteindre plus de 100 000 ans.

Wright (1982) décrit une karstification de sédiments oolithiques d'âge carbonifère dans un contexte climatique humide. La description qu'il fait de ces sédiments ressemble beaucoup à nos observations réalisées aux niveaux des émergences E3 et surtout E6 (cimentation des sédiments avant le développement d'une karstification, formation d'un étroit horizon karstique

de 10 à 20 cm d'épaisseur situé juste en dessous d'un banc fortement fracturé qui présente de nombreuses dépressions et une surface basale ondulée, remplissage de cet horizon ainsi que des fractures par des argiles provenant d'un paléosol situé juste au-dessus). Les affleurements qu'il étudie ne montrent pas de figures caractéristiques de karstification à grande échelle (effondrements karstiques, dolines, etc.), tout comme dans le cas de Carry-le-Rouet. Wright estime alors que la longueur de temps nécessaire pour produire le degré de karstification observé est relativement courte, probablement quelques milliers d'années seulement. La karstification observée pour les émergences E3 et E6 (émergences très longues) pourrait donc avoir été produite pendant cette même gamme de temps. La karstification mise en place au cours de l'émergence E1 (émergence longue) qui apparaît encore moins développée nécessite donc probablement une durée encore plus courte. Wright ajoute néanmoins qu'une durée vraisemblablement plus importante a été nécessaire afin de produire le degré de cimentation observé des sédiments (cimentation préalable à la karstification).

## 5.6. Modèle quantitatif

Le modèle conceptuel proposé dans la partie précédente montre différents comportements pétrophysiques en fonction de la zone diagénétique de stabilisation minéralogique des sédiments. Ces comportements peuvent être modélisés quantitativement à partir de nos mesures pétrophysiques réalisées sur les échantillons prélevés dans la série.

Les sédiments stabilisés dans des **zones météoriques vadoses sommitales** montrent toujours de très faibles propriétés pétrophysiques (figure 5.15). Une valeur moyenne de porosité et de perméabilité a donc été attribuée à chacun des échantillons de cette zone afin d'obtenir une mesure estimée de leurs propriétés pétrophysiques. Celle-ci a été calculée à partir des échantillons possédant de fortes et de faibles quantités originelles en éléments de minéralogies instables (figure 5.20). Une variabilité intrinsèque faible a été ajoutée à ces valeurs moyennes afin de mieux restituer la réalité.

Les sédiments stabilisés dans des **zones météoriques vadoses non sommitales** présentent quant à eux une grande tendance générale d'augmentation de leurs propriétés pétrophysiques en fonction de la distance aux surfaces d'émergences (pour les émergences majeures ; figure 5.16).

Zone diagénétique de stabilisation minéralogique	Quantité originelle en minéralogies instables	Perméabilité estimée	Porosité estimée
Météorique vadose sommitale	Forte	$K = 0,7 \text{ mD} + \text{Aléa faible}$	$\text{Phi} = 8,5 \% + \text{Aléa faible}$
	Faible	$K = 0,9 \text{ mD} + \text{Aléa faible}$	$\text{Phi} = 5,2 \% + \text{Aléa faible}$
Météorique vadose non sommitale	Forte	$K = 0,43 \times 10^{\wedge}(d/0,323) + \text{Aléa moyen}$	$\text{Phi} = 4 \times \ln(d/0,0045) + \text{Aléa moyen}$
	Faible	$K = 0,4 \times 10^{\wedge}(d/0,76) + \text{Aléa moyen}$	$\text{Phi} = 2 \times \ln(d/0,0015) + \text{Aléa moyen}$
Météorique phréatique	Forte	$K = 96,8 \text{ mD} + \text{Aléa fort}$	$\text{Phi} = 22,2 \% + \text{Aléa fort}$
	Moyen	$K = 13,3 \text{ mD} + \text{Aléa fort}$	$\text{Phi} = 13,6 \% + \text{Aléa fort}$
	Faible	$K = 3,8 \text{ mD} + \text{Aléa fort}$	$\text{Phi} = 12,4 \% + \text{Aléa fort}$

Figure 5.20 : Tableau récapitulatif des équations utilisées pour obtenir les propriétés pétrophysiques estimées du modèle quantitatif.

Afin de simuler ce comportement, l'ensemble des mesures pétrophysiques réalisées sur des échantillons stabilisés dans cette zone ont été représentés en fonction de leur distance normalisée à la surface d'émergence (figure 5.21). Des courbes traduisant les grandes tendances générales ont alors été tracées pour les échantillons possédant de fortes et de faibles quantités originelles en éléments de minéralogies instables (figure 5.21). Les équations de ces courbes ont été établies afin d'obtenir des lois permettant d'attribuer des valeurs estimées de porosité et de perméabilité aux échantillons des zones vadoses non sommitales. Une variabilité intrinsèque modérée a été ajoutée aux valeurs estimées par ces courbes afin de mieux simuler la réalité (variabilité liée à des phénomènes locaux ; figure 5.20).

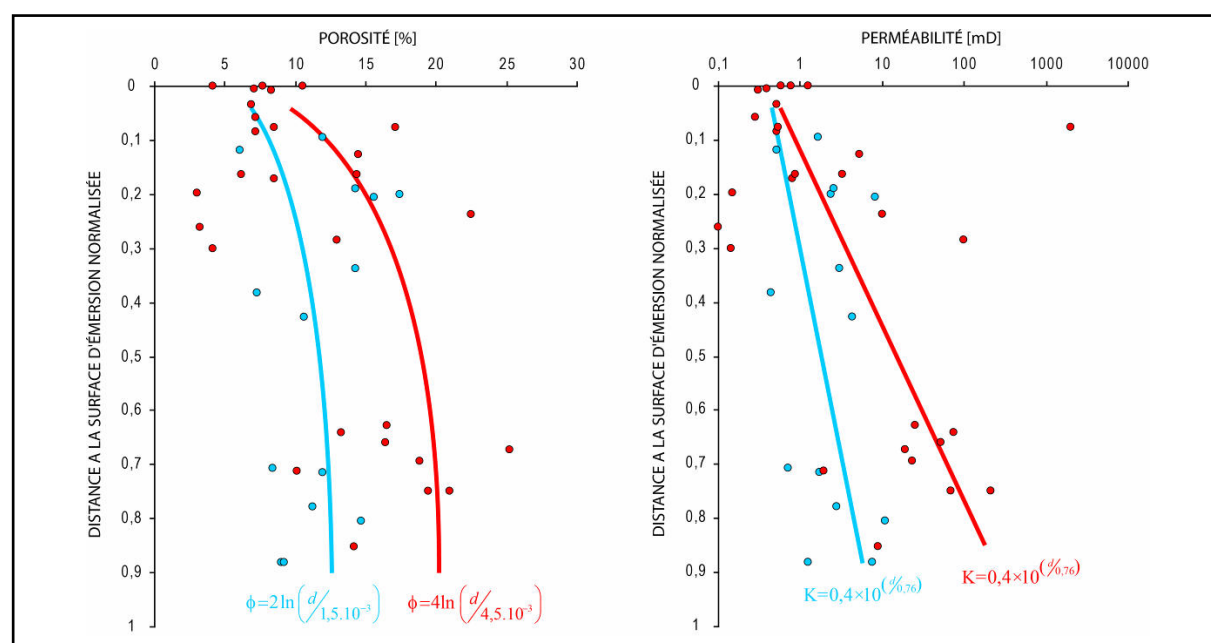
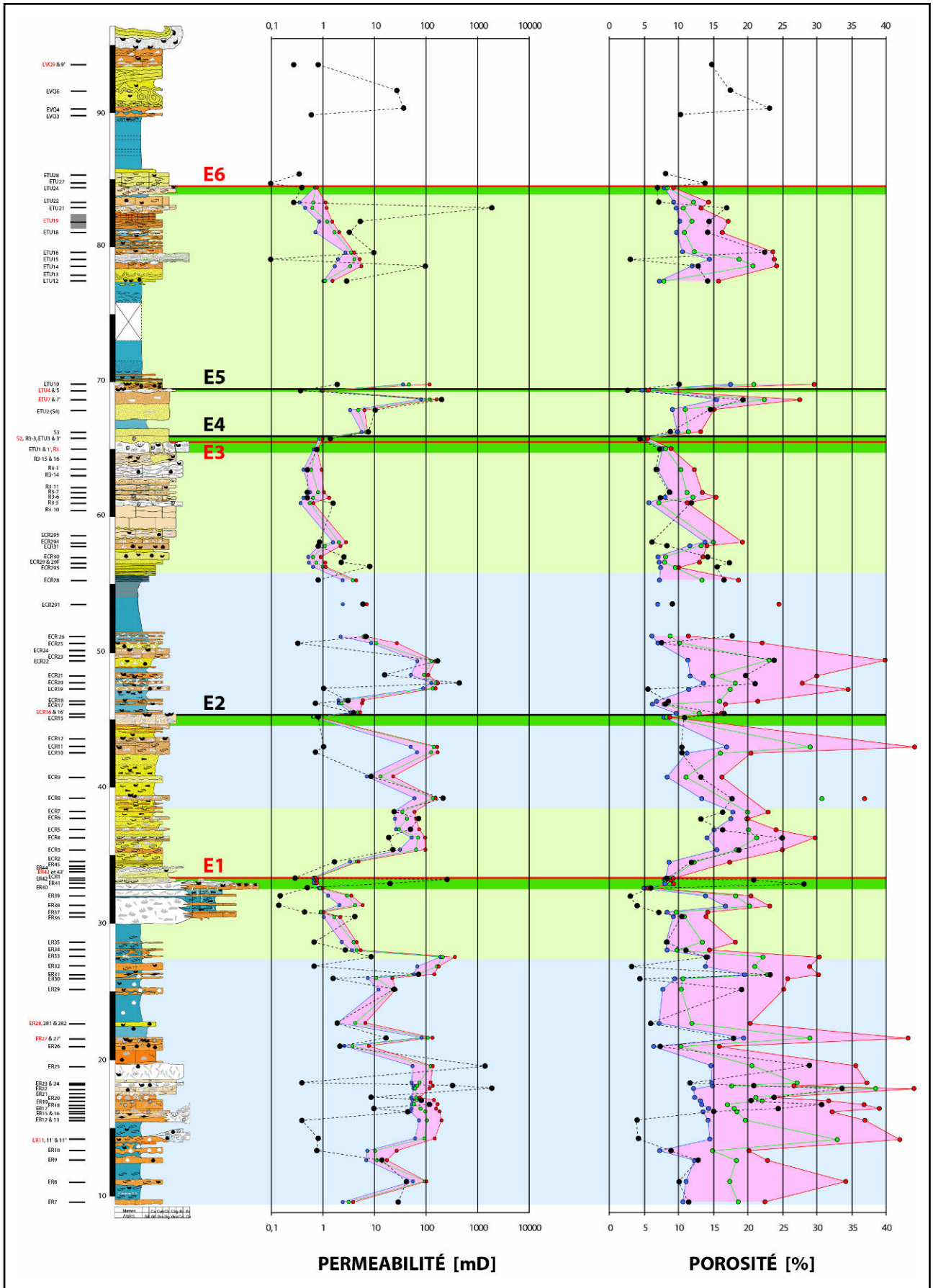


Figure 5.21 : Représentation des mesures de porosités et de perméabilités des échantillons de la série de Carry-le-Rouet qui ont été stabilisés dans des zones météoriques vadoses, en fonction de leurs distances (normalisées) à la surface d'émergence. Courbes générales d'évolution estimée.



**Figure 5.22** : Comparaison entre les valeurs de porosités et de perméabilités estimées par le modèle (en bleu : courbe estimée minimale ; en vert : courbe estimée moyenne ; en rouge : courbe estimée maximale) et les valeurs de porosités et perméabilités mesurées sur les plugs d'échantillons (en noir).

Les sédiments stabilisés dans des **zones météoriques phréatiques** présentent généralement de fortes propriétés pétrophysiques. Une valeur moyenne de porosité et de perméabilité a donc été attribuée à chacun des échantillons de cette zone afin d'obtenir une mesure estimée de leurs propriétés pétrophysiques. Celle-ci a été calculée à partir des échantillons possédant de fortes et de faibles quantités originelles en éléments de minéralogies instables (figure 5.20). Une variabilité intrinsèque forte a été ajoutée à ces valeurs moyennes afin de mieux reproduire la réalité (variabilité liée à des phénomènes locaux ; figure 5.20).

Le modèle ainsi établi (figure 5.22) permet de reproduire relativement bien les grandes tendances générales d'augmentation de la porosité et de la perméabilité en fonction de la distance aux surfaces d'émersions, en proposant des valeurs moyennes, minimales et maximales. Dans le détail en revanche, il existe tout de même quelques différences entre le modèle et les observations, en particulier au voisinage du R1, où notre modèle surestime les perméabilités. Cet écart important est lié à une variation latérale importante de faciès, et donc de fluides, comme discuté ci-dessus.

## **5.7. Discussion**

Le modèle développé dans cette thèse est basé sur l'étude détaillée de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet. La question est de savoir si celui-ci peut être appliqué à d'autres séries de plates-formes carbonatées. Il est donc nécessaire de définir dans un premier temps les limites de ce modèle. Celui-ci sera alors ensuite comparé à d'autres études antérieures similaires afin de voir s'il peut être appliqué plus globalement.

### **5.7.1. Limites d'application du modèle**

#### *5.7.1.1. Contexte sédimentaire*

Les textures des échantillons étudiés sont toutes des textures boueuses. Il s'agit de packstones à wackestones qui contiennent une part importante de matrice entre leurs grains. La présence de ces matrices, qui sont essentiellement carbonatées, engendre l'apparition de processus diagénétiques spécifiques, qui sont différents de ceux associés aux sédiments dépourvus de matrice (Melim *et al.* 2002). C'est notamment le cas du processus de néomorphisme qui est fréquent dans ce type de sédiments. En effet, la très faible perméabilité provoquée par la présence d'une matrice permet de conserver dans le milieu les ions carbonates qui ont été dissous. Il en résulte un phénomène de recyclage du CaCO<sub>3</sub> qui aboutit



au développement plus fréquent des processus de néomorphisme de l'aragonite et de microsparitisation des matrices. Cela a pu être explicitement démontré à partir de l'étude des sédiments qui ont été déposés de part et d'autre du cap de Barqueroute (cf. discussion dans la partie interprétation du parag. 4.4. - première partie). Le modèle proposé, qui montre très bien l'importance des processus diagénétiques sur la distribution des propriétés pétrophysiques, devra donc être modifié dans le cas de sédiments dépourvus de matrice boueuse.

La matrice des sédiments étudiés contient généralement une importante quantité de grains de quartz (15-20 %). Cette particularité provoque une diminution des porosités et une augmentation des perméabilités de ces sédiments par rapport à ceux qui n'en possèdent pas. Les valeurs de porosités et de perméabilités attribuées au modèle étant basées sur ces sédiments mixtes, dans le cas de sédiments non mixtes elles doivent être probablement un peu différentes. Néanmoins, la tendance générale des courbes demeure (s'il s'agit de sédiments boueux). Le modèle proposé est donc également valable dans le cas de sédiments boueux ne présentant pas de grains de quartz, après correction des valeurs.

#### 5.7.1.2. Contexte climatique

Le climat joue un rôle majeur sur les processus diagénétiques mise en place au sein des sédiments carbonatés qui ont été émergés (Moore 2001). En effet, la quantité d'eau disponible influence directement le type et l'efficacité de la plupart des processus diagénétiques précoces (figure 5.16). Le climat exerce également une influence très importante sur la distribution et l'épaisseur des différentes zones diagénétiques (Moore 2001). La série étudiée a été émergée à plusieurs reprises au cours de l'oligo-aquitainien, période pendant laquelle un climat chaud et humide de type méditerranéen (tempéré chaud) à subtropical opérait en Europe (cf. parag. 2.3.). Les précipitations annuelles moyennes étaient généralement supérieures à 1000 mm (Utescher *et al.* 2000 et 2007, Syabryaj *et al.* 2007). Il en résulte qu'au cours des phases d'émersions majeures de la série, des phénomènes de karstifications peuvent être observés. Les séries sédimentaires carbonatées qui ont été émergées dans des contextes climatiques arides ou semi arides ne montrent pas ce phénomène mais présentent plutôt des calcrètes (James 1972 ; Harrison 1977 ; Esteban et Klappa 1983 ; figure 1.10). Les minéralogies instables y sont beaucoup moins facilement dissoutes du fait d'un apport en eau météorique nettement moins important (Ward 1973 ; Harrison 1977). Le modèle proposé devra donc être adapté pour des sédiments qui ont été émergés dans des conditions climatiques arides ou semi-arides.

### 5.7.1.3. Contexte minéralogique

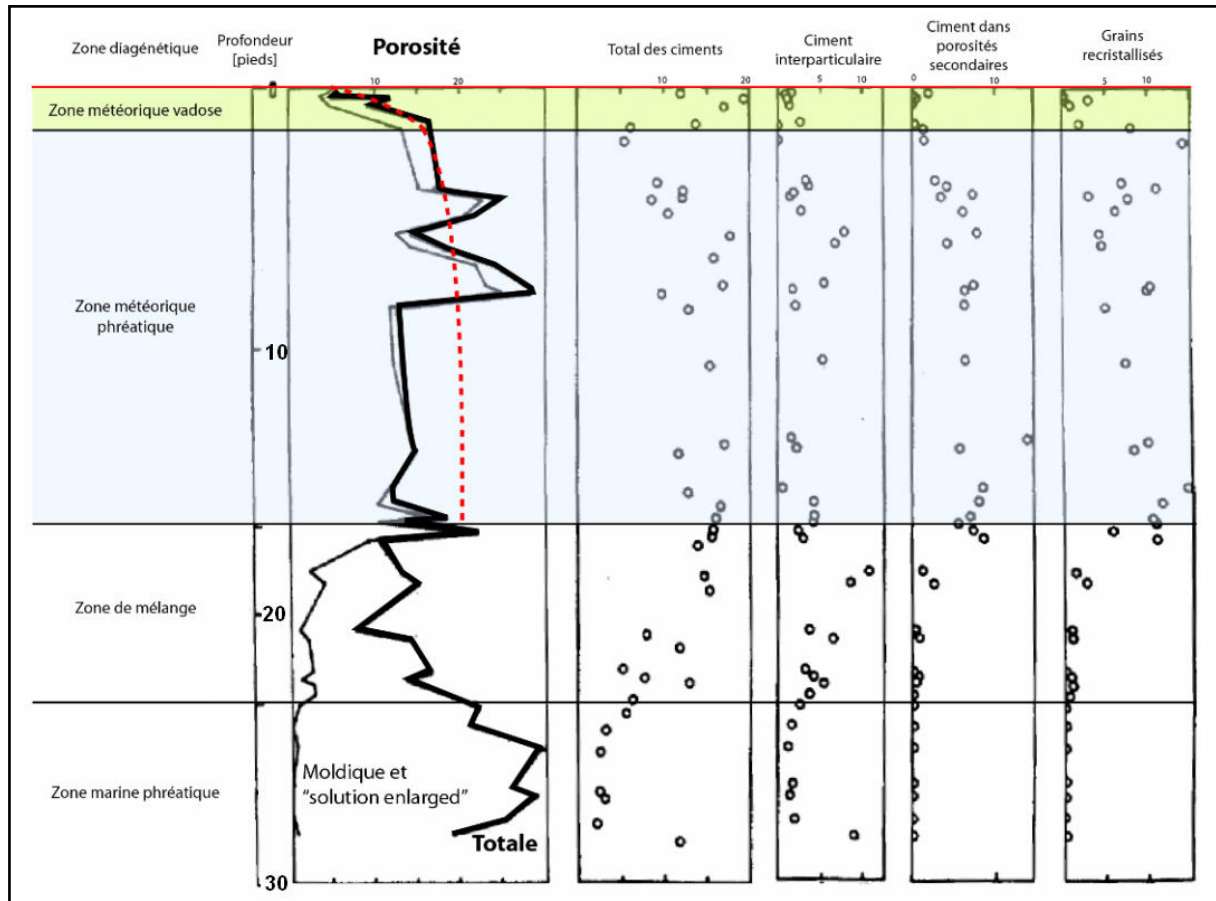
La période géologique pendant laquelle les sédiments ont été déposés a une importance capitale. En effet, il existe au cours des temps géologiques une alternance entre des périodes de "mers aragonitiques" et des périodes de "mers calcitiques" (figure 1.2). Les minéralogies des sédiments déposées au cours de ces périodes sont très différentes (aragonite et calcite HMC majoritairement en périodes de mers aragonitiques, et calcite LMC principalement en périodes de mers calcitiques). Étant donné que la minéralogie des constituants des sédiments (notamment des matrices) influence fortement la diagenèse se déroulant pendant les périodes d'émersions, il en résulte très probablement des comportements très distincts au cours de ces deux types de périodes. La série étudiée ayant été déposée pendant une période de mer aragonitique (oligo-aquitainien), le modèle devra être modifié dans le cas de sédiments déposés au cours de périodes de mers calcitiques.

### 5.7.2. Comparaison avec des publications antérieures

L'existence de comportements pétrophysiques similaires à ceux observés dans la série de Carry-le-Rouet (i.e. augmentation des propriétés pétrophysiques en fonction de la distance aux surfaces d'émersions) a été recherchée dans d'autres cas de séries sédimentaires carbonatées. Il n'existe en fait que très peu de données complètes (propriétés sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques) disponibles dans la littérature. Celles-ci le sont encore moins si l'on ne recherche que des séries possédant toutes leurs caractéristiques en commun avec celle de Carry-le-Rouet (sédiments boueux, contexte climatique humide et mer aragonitique). Peu de comparaisons directes peuvent donc être fournies. Quelques rapprochements avec d'autres séries carbonatées peuvent tout de même être réalisés.

Steinen (1974) fournit des mesures de porosités de calcaires d'âge Pléistocène provenant de la Barbade (Caraïbes ; figure 5.23). Il décrit les processus diagénétiques qu'il observe dans ces sédiments boueux et propose alors un découpage en trois zones diagénétiques : une zone météorique vadose (0 à 2 m) qui est "bien cimentée et où la matrice est partiellement recristallisée", une zone météorique phréatique (2 à 20 m) qui est "bien cimentée et où la matrice est entièrement recristallisée" et finalement une zone marine à mixte (20 à 30 m environ) qui est "peu cimentée et possède une matrice peu ou pas recristallisée". Les porosités des sédiments ont été déterminées par Steinen à l'aide de comptages de points sur lames minces. L'auteur remarque alors que la porosité totale des sédiments situés dans la zone

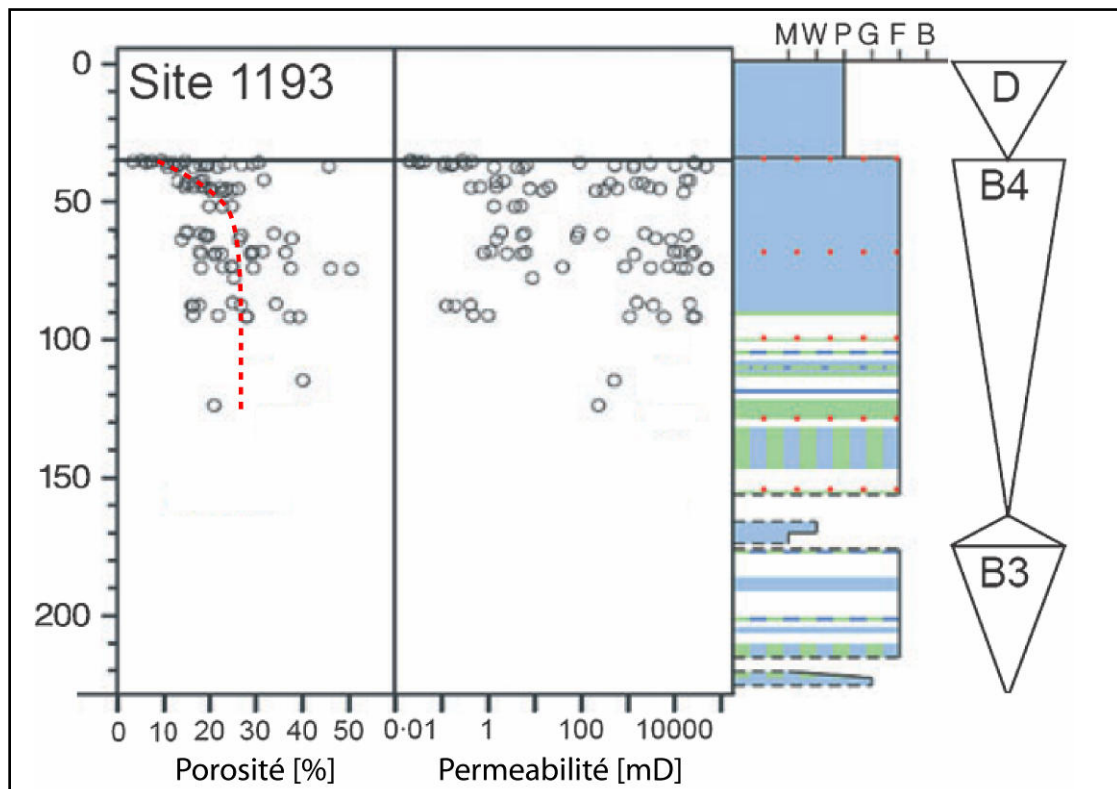
météorique phréatique est essentiellement liée au processus de dissolution des éléments aragonitiques s'y trouvant (présence de porosités moldiques). La même observation a été relevée dans notre étude des sédiments de Carry-le-Rouet (cf. parag. 5.5.). La courbe de variation verticale des mesures de porosités produite par Steinen (figure 5.23) montre qu'il existe une décroissance générale au premier ordre de ce paramètre en fonction de la distance à la surface d'émersion.



**Figure 5.23** : Courbe de variation verticale des mesures de porosités (par comptage de points sur lames minces) d'échantillons provenant du forage 17 de la Barbade (modifié d'après Steinen 1974). Remarquez la tendance de décroissance générale des porosités en fonction de la distance à la surface d'émersion (trait rouge en pointillés).

Cette tendance est observée bien que le climat à la Barbade soit semi-aride et non pas humide. Les processus diagénétiques expliquant cette tendance ne sont en fait pas les mêmes que ceux qui ont été établis dans le cas de Carry-le-Rouet. En effet, le sommet de la zone vadose n'est pas karstifié mais présente une calcrète (caractéristique de climats arides à semi-aride ; figure 1.10). Les éléments aragonitiques se trouvant dans cette zone vadose ont été très bien conservés bien qu'ils soient restés plus de 100 000 ans dans celle-ci (Steinen et Matthews 1973). Les ciments précoces qui font diminuer les propriétés pétrophysiques des sédiments

contenus dans la zone vadose sont des ciments micritiques ou des ciments aciculaires (de type "needle fiber"). Les éléments aragonitiques qui ont été à un moment donné de leur histoire au sein d'une zone météorique phréatique ont été quant à eux très fortement dissous, tout comme ceux de Carry-le-Rouet. Néanmoins, les porosités moldiques créées sont la plupart du temps fortement cimentées, contrairement à celles de Carry-le-Rouet (où elles ne le sont que très localement). Ceci pourrait être expliqué par un positionnement des sédiments plus proche de la zone de décharge (zone de cimentation privilégiée) que de la zone de recharge (zone de dissolution privilégiée ; Moore 2001).



**Figure 5.24** : Distribution des mesures de porosités et de perméabilités des échantillons (plugs) prélevés au niveau du site 1193 de la campagne ODP 194 (modifié d'après Ehrenberg *et al.* 2006b). Remarquez la tendance de décroissance des porosités en fonction de la distance à la surface d'émergence située au toit de la séquence B4 (trait rouge en pointillés).

Ehrenberg *et al.* (2006b) fournissent des mesures de porosités et de perméabilités de calcaires d'âge Miocène (mer aragonitique), prélevés lors de la campagne ODP 194 au niveau de la grande barrière de corail Australienne (plateau Marion ; site de forage 1193 ; figure 5.24). Celles-ci montrent alors une grande tendance générale d'augmentation des valeurs de porosités en fonction de la distance à une surface d'émergence (figure 5.24), tout comme dans le cas de Carry-le-Rouet. Cette tendance est en revanche beaucoup moins bien visible avec les

mesures de perméabilités (figure 5.24). Ehrenberg *et al.* interprètent la surface d'émersion (située au sommet de la séquence B4 ; figure 5.24) comme une surface karstique possible (i.e. surface formée au cours d'une émersion majeure de la série, dans un contexte climatique humide). La texture des sédiments étudiés est "floatstone" (Embry et Klovan 1971), c'est-à-dire qu'ils contiennent une grande quantité de boue, tout comme dans le cas des sédiments de Carry-le-Rouet. Cet exemple montre donc que les tendances observées à Carry-le-Rouet peuvent apparemment l'être également dans d'autres séries sédimentaires carbonatées boueuses, qui ont été émergées dans un contexte climatique humide pendant une période de mer aragonitique.

## 5.8. Conclusion

L'étude des propriétés pétrophysiques des sédiments de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet a permis de décrire pour la première fois l'ensemble des types de porosités qui peuvent y être observés (parag. 5.3.). La description fournie montre qu'il existe un nombre important de types de porosités différents, mais que seulement deux d'entre eux sont à l'origine des valeurs de porosités et de perméabilités mesurées : la porosité intercrystalline et la porosité moldique.

Les mesures de porosités et de perméabilités fournies dans ce chapitre sont les premières mesures pétrophysiques réalisées à partir d'échantillons de la série de Carry-le-Rouet qui aient été interprétées pétrographiquement. Elles ont montré qu'il existait de très importants processus de cimentations précoces dans les sédiments causés par le passage de fluides météoriques au sein du système poreux durant les différentes périodes d'émersions de la plateforme.

La représentation des variations verticales des propriétés pétrophysiques mesurées a permis d'identifier l'existence d'une cyclicité au premier ordre des valeurs de porosités et de perméabilités (parag. 5.4.). Ces deux paramètres augmentent sensiblement en fonction de la distance aux surfaces d'émersions majeures. Pour expliquer ces tendances le diagramme Phi-K créé à partir de l'ensemble des mesures pétrophysiques a été associé à différents paramètres. Les environnements de dépôts, les faciès ou les cycles transgressifs/régressifs ne permettent pas seuls d'estimer les caractéristiques pétrophysiques d'une roche, par contre, ils contrôlent la texture et surtout la minéralogie des sédiments. Ils ont ainsi un rôle majeur sur la répartition des propriétés pétrophysiques.



En résumé, les principaux paramètres nécessaires pour pouvoir prédire les propriétés pétrophysiques des roches de la série de Carry-le-Rouet sont :

- Le faciès minéralogique, caractérisé par la texture de la roche et sa quantité originelle en éléments de minéralogies instables (forte ou faible).
- La zone diagénétique de stabilisation minéralogique (vadose sommitale, vadose non sommitale ou phréatique).
- La durée de l'émersion (courte, longue, très longue).

Notre modèle synthétique simplifié reliant les propriétés sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysiques au cours du temps (parag. 5.5.) est bâti sur la caractérisation de trois grandes zones diagénétiques : une **zone météorique phréatique** qui montre de très importants phénomènes de dissolutions des éléments possédant des minéralogies instables, une **zone météorique vadose non sommitale** qui montre un gradient de néomorphisme et de cimentation des porosités depuis son sommet, et une **zone météorique vadose sommitale** qui montre un important néomorphisme des éléments de minéralogies instables et/ou une microsparitisation importante des matrices. Ces derniers processus engendrent la formation de croûtes protectrices aux sommets des zones vadoses qui permettent de bien préserver l'enregistrement sédimentaire en limitant très fortement les phénomènes d'érosion et de remaniement se déroulant généralement lors des transgressions ultérieures.

Le temps de résidence des sédiments au sein de ces différentes zones (et donc la durée des émergences) permet d'expliquer les grandes tendances de variations des propriétés pétrophysiques observées (parag. 5.5.). Un modèle quantitatif simplifié basé sur nos observations sédimentologiques, diagénétiques et pétrophysique permet de reproduire assez correctement ces grandes tendances (parag. 5.6.).

**CONCLUSIONS  
GÉNÉRALES  
ET  
PERSPECTIVES**



## Conclusions générales

La caractérisation pétrophysique des systèmes de plates-formes carbonatées est un enjeu majeur de l'industrie pétrolière car ils constituent de très nombreux réservoirs d'hydrocarbures. Les propriétés pétrophysiques des sédiments carbonatés sont modifiées au cours de leur enfouissement par différents processus diagénétiques précoces (enfouissement limité), et tardifs (enfouissement important). Bien que la diagenèse précoce ne soit active que dans une faible zone d'enfouissement, elle peut considérablement influencer les propriétés pétrophysiques finales d'un réservoir carbonaté. En effet, les multiples variations du niveau marin relatif peuvent entraîner l'émersion des plates-formes carbonatées. Au cours de ces émergences, la circulation de fluides météoriques à travers la porosité des sédiments provoque de très importantes transformations diagénétiques précoces telles que de la dissolution, de la cimentation ou le néomorphisme. Afin d'estimer l'effet de ces processus diagénétiques précoces sur les propriétés pétrophysiques, plusieurs méthodes sont couramment utilisées : réalisation d'abaques, modélisations géostatistiques, ou modélisations basées processus depuis une échelle microscopique (pore) jusqu'à une échelle macroscopique (plate-forme).

Dans cette thèse, nous nous sommes plus particulièrement intéressés à l'impact de la diagenèse précoce à grande échelle (plateforme). Pour cela une étude pluridisciplinaire (sédimentologique, diagénétique et pétrophysique) a été réalisée sur une série sédimentaire qui a été déposée au sein d'une plate-forme carbonatée, et qui a été très peu enfouie (meilleure préservation du signal diagénétique et pétrophysique précoce) : la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet (nord-ouest de Marseille, France). Notre travail a permis dans un premier temps d'améliorer les connaissances locales sur la caractérisation sédimentologique, diagénétique et pétrophysique de ces dépôts. De manière plus générale, l'étude des dépôts tertiaires de Carry-le-Rouet a également contribué à améliorer les connaissances sur les relations entre les processus diagénétiques précoces, la dynamique sédimentaire et les propriétés pétrophysiques des systèmes carbonatés de plate-forme. En effet, un modèle conceptuel reliant ces différents paramètres a pu être construit à l'issue de cette thèse.

### Contributions à l'étude de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet.

#### Sédimentologie

L'étude sédimentologique menée dans notre étude a permis de fournir une interprétation des paléo-environnements de dépôt de la série oligo-aquitaine de Carry-le-

Rouet à partir de son analyse faciologique. Deux grands ensembles sédimentaires ont pu être identifiés : le premier correspond à la partie inférieure de la série qui présente des milieux de dépôts très restreints et peu de cyclicité sédimentaire ; le second correspond à la partie supérieure de la série qui présente des milieux de dépôt plus ouverts et des cycles sédimentaires beaucoup mieux exprimés. Ces deux grands ensembles sédimentaires ont pu être reliés aux deux grandes morphologies de plates-formes observées sur le profil sismique de la plate-forme (Oudet 2008) : une rampe homoclinale très plane et confinée dans de petites dépressions topographiques liées à l'importante structuration du substratum (partie inférieure), et une rampe à rupture de pente distale ouverte sur la mer et progradant vers le sud (partie supérieure). Ce changement morphologique semble avoir été contrôlé par la tectonique affectant le secteur à cette époque (phase de rifting). L'étude de Carry-le-Rouet a ainsi permis de mettre en avant l'importance cruciale de la tectonique régionale sur la sédimentation de ces plates-formes carbonatées.

### Diagenèse

Notre étude diagénétique est la première à avoir été réalisée sur la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet. Elle a permis de montrer l'existence de six différentes phases d'émersions, dont trois majeures et trois mineures. Cela a conduit à l'élaboration d'un nouveau cadre séquentiel autorisant une meilleure compréhension de la dynamique sédimentaire à une échelle locale et à une échelle régionale. Quatre grandes séquences de variations du niveau marin relatif, délimitées entre elles par des surfaces correspondant à des émersion majeures de la plate-forme, ont ainsi pu être proposées. L'établissement de la paragenèse a montré que les épisodes émerifs, qui entraînent la circulation de fluides météoriques dans la porosité des sédiments, sont à l'origine de toutes les modifications minéralogiques qui ont pu être observées dans la série. En effet, les émersion ont provoqué une importante dissolution des éléments possédant des minéralogies carbonatées instables (aragonite et HMC) et la précipitation de ciments présentant des minéralogies, des morphologies, des luminescences et des mesures géochimiques ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ ) témoignant de conditions météoriques. D'importants phénomènes de microsparitisation des matrices et de néomorphisme des éléments de minéralogie aragonitique ont également pu être observés à l'intérieur de certains bancs de la série. L'étude des dépôts de Carry-le-Rouet a ainsi permis d'illustrer les différents types de processus diagénétiques qui peuvent affecter précocement les sédiments d'une plate-forme carbonatée.



### Pétrophysique

L'étude pétrophysique a permis de mettre en avant la prédominance de deux grands types de porosité dans l'ensemble des dépôts boueux de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet : la porosité intercrystalline et la porosité moldique. Elle a également permis de fournir de nombreuses mesures de porosité et de perméabilité (les premières réalisées) sur presque tous les bancs de la série. Les résultats de ces mesures ont montré l'existence de très fortes et de très faibles valeurs de porosités et de perméabilités ( $2,6 < \Phi < 35,3 \%$  ;  $0,1 < K < 2000 \text{ mD}$ ). L'analyse de la série de Carry-le-Rouet a ainsi permis de mettre en évidence l'hétérogénéité pétrophysique qui peut être induite par les processus diagénétiques précoces.

### **Contribution sur l'évolution diagénétique et pétrophysique des plates-formes carbonatées.**

Le modèle conceptuel établi est globalement en accord avec les modèles diagénétiques actuels (cf. parag. 1.5.4.). Les transformations diagénétiques se déroulent au cours des phases d'émersion de la plate-forme (périodes de bas niveaux marins relatifs) et engendrent une stabilisation minéralogique des sédiments. Chaque émersion entraîne la mise en place d'une zone météorique vadose (insaturée en fluide) et d'une zone météorique phréatique (saturée en fluide). L'évolution de la composition minéralogique des sédiments dépend alors du temps de résidence cumulé au sein de ces deux zones diagénétiques. Les zones météoriques phréatiques présentent des taux de transformation diagénétique qui sont globalement plus importants que ceux des zones météoriques vadoses. Ce contraste explique l'alternance de zones totalement stabilisées (100% LMC) et de zones partiellement stabilisées (restes d'aragonite et de HMC) qui est couramment observée dans les séries sédimentaires carbonatés récentes.

Dans notre modèle, les zones de mélange ont été associées aux zones météoriques phréatiques. En effet, notre étude de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet a permis d'observer des processus diagénétiques liés à l'existence de zones météoriques vadoses et de zones météoriques phréatiques, mais aucun processus ne semble être relié à l'existence d'une zone de mélange (aucunes traces de dolomitisation ou de valeurs isotopiques caractéristiques ; cf. parag. 1.4.5.). Étant donné que les zones de mélanges et les zones phréatiques conduisent toutes les deux à une dissolution importante des minéralogies carbonatées, et qu'elles sont adjacentes, celles-ci ont été confondues. Cette observation confirme les doutes émis par

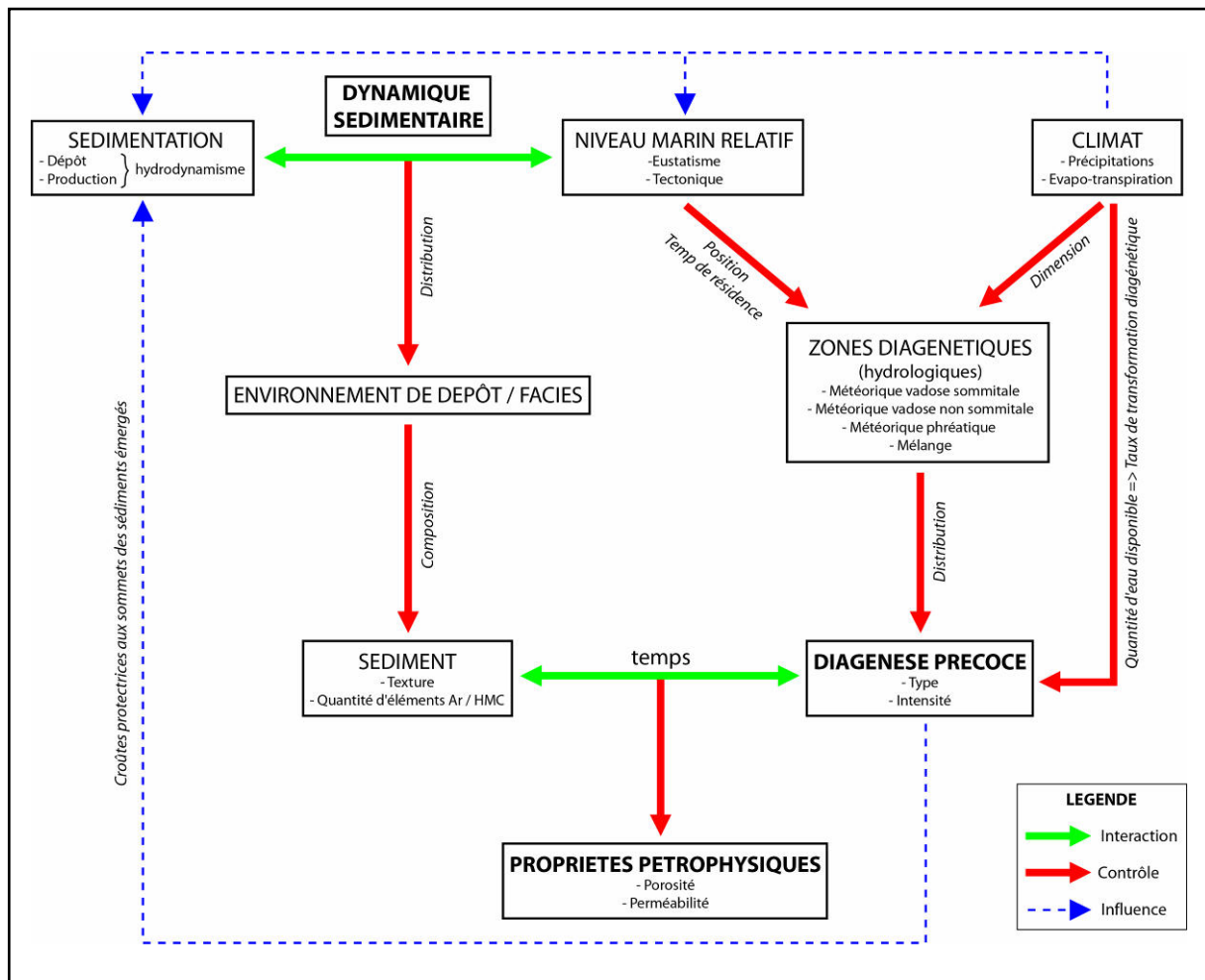
Melim *et al.* (2002) sur l'existence d'un phénomène courant de dolomitisation dans les zones de mélange.

Les zones météoriques vadoses ont été subdivisées en deux parties bien distinctes : une partie "sommitale" qui présente un très intense et rapide processus de néomorphisme des éléments de minéralogies instables et/ou de microsparitisation des matrices ; une partie "non sommitale" (sous-jacente) qui présente un faible processus de néomorphisme et un gradient (diminution) de cimentation des porosités moldiques et intercrystallines en fonction de la distance aux surfaces d'émersion. Les processus diagénétiques se déroulant dans les zones vadoses sommitales engendrent la formation rapide de croûtes protectrices très peu poreuses et très peu perméables au sommet de chacun des cycles sédimentaires qui a été émergé. Cette observation permet de montrer que la diagenèse précoce météorique peut exercer un contrôle important sur la dynamique sédimentaire en limitant fortement les phénomènes de remaniement et d'érosion (Dravis 1996) ; cela montre également que la diagenèse précoce joue également un rôle prépondérant sur la distribution des hydrocarbures au sein des réservoirs pétroliers en permettant la formation de barrières précoces de perméabilité (Ehrenberg *et al.* 2006b).

La superposition des différentes zones diagénétiques utilisées dans notre modèle (respectivement de haut en bas : zone météorique vadose sommitale, zone météorique vadose non sommitale, et zone météorique phréatique (associée à la zone de mélange)) est à l'origine de la formation d'une grande tendance d'augmentation des propriétés pétrophysiques en fonction de la distance aux surfaces d'émersions. En effet, selon leur position dans la colonne sédimentaire émergée, les sédiments reçoivent une quantité plus ou moins importante de fluides sous-saturés en carbonate de calcium. Il en résulte des types et des taux transformation diagénétique très variables dans l'espace. Cette hétérogénéité diagénétique se traduit alors par une hétérogénéité des valeurs de porosité et de perméabilité.

Malgré l'existence de cette grande tendance pétrophysique de premier ordre, des phénomènes locaux de cimentation ou de dissolution plus importants peuvent néanmoins se produire ponctuellement et conduire à de fortes modifications des propriétés pétrophysiques. En effet, l'étude de la série oligo-aquitaine de Carry-le-Rouet a pu montrer qu'il existait toujours une certaine hétérogénéité des processus diagénétiques au sein d'une même zone diagénétique.

En résumé, le modèle proposé à l'issu de cette thèse montre que les propriétés pétrophysiques des sédiments carbonatés de plate-forme résultent de l'interaction dans le temps entre les processus diagénétiques précoces et la composition des sédiments (figure 6.1). La composition des sédiments est contrôlée par la dynamique sédimentaire (c'est-à-dire l'interaction entre le niveau marin relatif et la sédimentation) qui détermine la distribution des environnements de dépôts et des faciès. Les processus diagénétiques précoces sont quant à eux en partie contrôlés par le niveau marin relatif qui défini la position des différentes zones diagénétiques ainsi que le temps de résidence des sédiments dans celles-ci. Ils sont également contrôlés par le climat qui influence la dimension des zones diagénétiques (notamment l'épaisseur de la zone météorique phréatique). Le climat exerce en plus un contrôle direct sur les processus diagénétiques car il détermine la quantité d'eau météorique disponible pour réaliser les transformations diagénétiques.



**Figure 6.1 :** Schéma simplifié des relations permettant de déterminer les propriétés pétrophysiques des sédiments carbonatés de plate-forme.

## Perspectives

Notre étude permet de suggérer quelques pistes pour modifier et améliorer les modèles diagénétiques numériques actuels. L'analyse de la série de Carry-le-Rouet montre en effet clairement que les processus diagénétiques se déroulant au sein d'une même zone diagénétique ne sont pas uniformément répartis contrairement à ce que proposent les modèles aujourd'hui (cf. parag. 1.5.4.). Des taux de transformations diagénétiques variables devraient ainsi être intégrés à l'intérieur de chacune des zones diagénétiques. Pour les zones météoriques vadoses par exemple, l'incorporation d'un gradient vertical du taux de calcitisation permettrait de bien reproduire les observations diagénétiques et pétrophysiques de la série de Carry-le-Rouet.

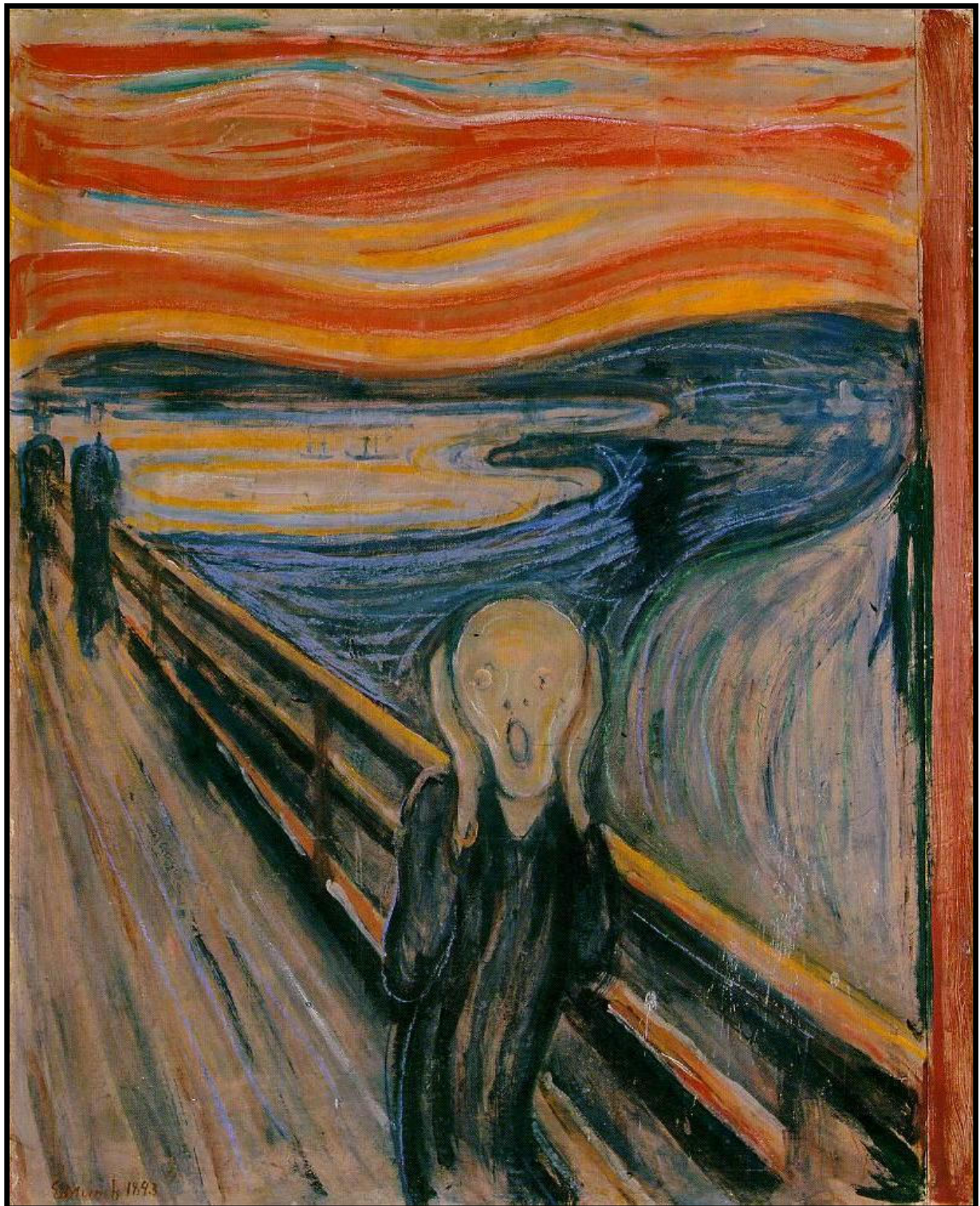
L'étude de la série de Carry-le-Rouet a permis de montrer l'importance cruciale de la texture des sédiments sur le type de processus diagénétique mis en place. Les textures boueuses qui ont de faibles perméabilités initiales engendrent ainsi un phénomène de recyclage du  $\text{CaCO}_3$  dissous, conduisant à l'apparition plus fréquente d'un processus diagénétique de néomorphisme. Les sédiments non boueux qui possèdent des perméabilités initiales bien plus fortes entraînent une exportation importante du  $\text{CaCO}_3$  dissous, conduisant à l'apparition plus fréquente du processus diagénétique de dissolution. Ainsi, des types de transformations diagénétiques différents devraient être incorporés dans les modèles en fonction de la texture des sédiments déposés.

La réalisation d'un échantillonnage supplémentaire permettrait d'améliorer notre modèle synthétique et de déterminer plus précisément les lois pétrophysiques à intégrer dans des modèles numériques de caractérisation des réservoirs. Il permettrait en plus d'apprécier la variabilité latérale des processus diagénétiques et des propriétés pétrophysiques (2D).

Une meilleure détermination des âges des dépôts permettrait de déterminer plus précisément la durée des phases émerives majeures de la plate-forme de Carry-le-Rouet, et ainsi d'affiner encore un peu plus notre modèle.

Finalement, puisque notre modèle synthétique est applicable dans le cas de séries sédimentaires de plate-forme présentant des textures boueuses et déposées au cours de périodes de mers aragonitiques en contexte climatique humide, il serait nécessaire de réaliser d'autres études sur des sédiments possédant des caractéristiques différentes, afin de pouvoir fabriquer un modèle plus global qui couvrirait tous les cas de figures possibles (par exemple des sédiments boueux mais dans un contexte climatique aride, etc.).





*"Skrik" ("le cri") par Edvard Munch - 1893*





# RÉFÉRENCES

## BIBLIOGRAPHIQUES

- ADLER, M., HENSEN, C., WENZHÖFER, F., PFEIFER, K., SCHULZ, H.D., **2001** - Modeling of calcite dissolution by oxic respiration in suprally-soclinal deep-sea sediments, *Marine Geology*, V. 177, p. 167-189.
- AKGUN, F., KAYSERI, M.S., AKKIRAZ, M.S., **2007** - Palaeoclimatic evolution and vegetational changes during the late Oligocene-Miocene period in western and central Anatolia (Turkey), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 253, Issue 1-2, p. 56-90.
- ALGIVE, L., BEKRI, S., LERAT, O., NADER, F., VIZIKA, O., **2009** - Reactive Pore Network Modeling technology to evaluate the impact of diagenesis on the petrophysical properties of a rock, IPTC Conference, Doha, 7–9 December.
- ALI, M.Y., **1995** - Carbonate cement stratigraphy and timing of diagenesis in a Miocene mixed carbonate-clastic sequence, offshore Sabah, Malaysia, *Sedimentary Geology*, V. 99, p. 191-214.
- ALIMEN, H., **1948** - Considérations sur l'espèce oligocène Potamides lamarcki Brong. et sur sa répartition en France, *Société Géologique de France*, V. 18, p. 97-114.
- ALKATTAN, M., OELKERS, E.H., DANDURAND, J.-L., SCHOTT, J., **2002** - An experimental study of calcite and limestone dissolution rates as a function of pH from -1 to 3 and temperature from 25 to 80°C, *Chemical Geology*, V. 151, Issues 1-4, p. 199-214.
- ALKATTAN, M., OELKERS, E.H., DANDURAND, J.-L., SCHOTT, J., **2002** - An experimental study of calcite and limestone dissolution rates as a function of pH from 1 to 3 and temperature from 25 to 80°C, *Chemical Geology*, V. 151, p. 199-214.
- ALLAN, J.R., MATTHEWS, R.K., **1982** - Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis, *Sedimentology*, V. 29, Issue 6, p. 797-817.
- ALLER, R.C., HEILBRUN, C., PANZECA, C., ZHU, Z., BALTZER, F., **2004** - Coupling between sedimentary dynamics, early diagenetic processes, and biogeochemical cycling in the Amazon–Guianas mobile mud belt: coastal French Guiana, *Marine Geology*, V. 208, p. 331-360.
- ALONSO ZARZA, A.M., SANZ, M.E., CALVO, J.P., ESTEVEZ, P., **1998** - Calcified root cells in Miocene pedogenic carbonates of the Madrid Basin; evidence for the origin of *Microcodium*, *Sedimentary Geology*, V. 116, Issue 1-2, p. 81-97.
- ALVINERIE, J., ANTUNES, M.T., CAHUZAC, B., LAURIAT-RAGE, A., MONTENAT, C., PUJOL, C., **1992** - Synthetic data on the paleogeographic history of Northeastern Atlantic and Betic-Rifian basin, during the Neogene (from Brittany, France, to Morocco), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 95, Issue 3-4, p. 263-286.
- ANDREIEFF, P., ANGLADA, R., CARBONNEL, G., CATZIGRAS, F., CAVELIER, C., CHATEAUNEUF, J.J., COLOMB, E., GLINTZBOECKEL, C., JACOB, C., LAI, J., L'HOMER, A., LEZAUD, L., LORENZ, C., MERCIER, H., PARFENOFF, A., **1972** - Contribution à l'étude de l'Aquitainien - La coupe de Carry-le-Rouet (Bouches-du-Rhône, France). *Cinquième congrès du Néogène Méditerranéen*, Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), V. 4, p. 135.
- ANGGARA KASIH, G.A., CHIBA, S., YAMAGATA, Y., SHIMIZU, Y., HARAGUCHI, K., **2008** - A Modeling early diagenesis of sediment in Ago Bay, Japan. A comparison of steady state and dynamic calculations, *Ecological modelling*, V. 215, p. 40-54.

- ARNOTT, R. W. C., **1992** - Ripple cross-stratification in swaley cross-stratified sandstones of the Chungo Member, Mount Yamnuska, Alberta, *Canadian Journal of Earth Sciences*, V. 29, Issue 8, p. 1802-1805.
- ARVIDSON, R.S., COLLIER, M., DAVIS, K.J., VINSON, M.D., AMONETTE, J.E., LUTTGE, A., **2006** - Magnesium inhibition of calcite dissolution kinetics, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 70, Issue 3, p. 583-594.
- BARLOW, P.M., **2003**- Ground water in fresh water-salt water environments of the Atlantic Coast, Ed. U.S. Geological Survey, p. 121.
- BARNES, P.A.G., HICKMAN, C.S., **1999** - Lucinid bivalves and marine angiosperms : a search for causal relationships. *The Seagrass Flora and Fauna of Rottnest Island, Western Australia*, p. 215-238.
- BATHURST, R.G.C., **1970** - Problems of lithification in carbonate muds, *Proc. geol. Ass.*, V. 81, p. 429-440.
- BATHURST, R.G.C., **1975** - Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in sedimentology, Elsevier Sci. Publ. Co, Ed. 12.
- BATHURST, R.G.C., **1991** - Pressure-dissolution and limestone bedding : the influence of stratified cementation, *Cycles and events in stratigraphy*, p. 450-463.
- BAUMANN, J., BUHMANN, D., DREYBRODT, W., SCHULZ, H.D., **1985** - Calcite dissolution kinetics in porous media, *Chemical Geology*, V. 53, p. 219-228.
- BERNER, R.A., MORSE, J.W., **1974**. Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water: IV. Theory of calcite dissolution, *Am. J. Sci.*, V. 274, p. 108-134.
- BERNER, R.A., **1975** - The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water, *Geochimica and Cosmochimica Acta*, V. 39, Issue 4, p. 489.
- BERNER, R.A., **1980** - Early Diagenesis: A Theoretical Approach, Ed. Princeton University Press.
- BESSON, D., BORGOVINI, R., CONESA, G., CORNEE, J.J., DEMORY, F., DEXCOTE, Y., DUVAIL, C., GALLONI, F., LE STRAT, P., MÜNCH, P., OUDET, J., PARIZE, O., REYNAUD, J.-Y., RUBINO, J.-L., **2005** - Les systèmes Oligo-Miocènes carbonatés et clastiques de Basse-Provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant pays alpin, *Livret guide du 10ème Congrès de l'Association des Sédimentologues Français*.
- BIGNOT, G., **2001** - Introduction à la micropaléontologie, Ed. Gordon & Breach.
- BOND, G.C., KOMINZ, M.A., **1984** - Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains ; implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning, *Geological Society of America Bulletin*, V. 95, Issue 2, p. 155-173.
- BOOLER, J.P., TUCKER, M.E., **2002** - Distribution and geometry of facies and early diagenesis : the key to accommodation space variation and sequence stratigraphy : Upper Cretaceous Congost Carbonate Platform, Spanish Pyrenees, *Sedimentary Geology*, V. 146, 225-247.
- BORGOVINI, R., **2002** - Dynamique sédimentaire et anatomie des dépôts récifaux coralliens et faciès associés du Miocène inférieur du littoral de la Nerthe (secteur de Sausset-les-Pins, SE France), paléoenvironnements, stratigraphie séquentielle, *Mem. DEA de l'Université de Provence Aix-Marseille I*, p. 39.
- BORGOVINI, R., **2003** - Stratigraphie et faciès de la base du cycle Néogène de Basse Provence (littoral de la Nerthe : Carry-le-Rouet, Sausset-les-Pins), *Rapport Total, E&P*, p. 134.
- BORRE, M., FABRICIUS, I., **1998** - Chemical and mechanical processes during burial diagenesis of chalk : an interpretation based on specific surface data of deep-sea cores, *Sedimentology*, V. 45, p. 755-769.

- BOSSCHER, H., SCHLAGER, W., 1992 - Computer simulation of reef growth, *Sedimentology*, V. 39, p. 503-512.
- BOSELLINI, F.R., PERRIN, C., 2008 - Estimating Mediterranean Oligocene-Miocene sea-surface temperatures ; an approach based on coral taxonomic richness, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 258, Issue 1-2, p. 71-88.
- BOSENCE, D.W.J., WALTHAM, D.A., 1990 - Computer modeling the internal architecture of carbonate platforms, *Geology*, V. 18, p. 26-30.
- BOSENCE, D.W.J., POMAR, L.P., WALTHAM, D.A., LANKESTER, T.H.G., 1994 - Computer modeling a Miocene carbonate platform, Mallorca, Spain, *AAPG Bulletin*, V. 78, p. 247-266.
- BOUCHELACHEM, F., 2010 - A numerical and analytical study on calcite dissolution and gypsum precipitation, *Applied Mathematical Modelling*, V. 34, p. 467-480.
- BOUDREAU, B.P., 1996 - A method-of-lines code for carbon and nutrient diagenesis in aquatic sediments, *Computers & Geosciences*, V. 22, Issue 5, p. 479-496.
- BOULVAIN, F., 2007 - Diagenèse et dynamique des bassins sédimentaires, *Cours internet de l'Université de Liège*, [http://www2.ulg.ac.be/geolsed/sedim/compl\\_sedim.htm](http://www2.ulg.ac.be/geolsed/sedim/compl_sedim.htm).
- BRACHERT, T.C., DULLO, W.C., 2000 - Shallow burial diagenesis of skeletal carbonates ; selective loss of aragonite shell material (Miocene to Recent, Queensland Plateau and Queensland Trough, NE Australia) ; implications for shallow cool-water carbonates, *Sedimentary Geology*, V. 136, Issue 3-4, p. 169-187.
- BRIOT, D., 2008 - Sr isotopes of the shells of the euryhaline gastropod *Potamides lamarcki* from the Oligocene of the French Massif Central and Paris Basin ; a clue to its habitats, Elsevier, Ed. 268, V. 1-2, p. 116-122.
- BROMLEY, R.G., 1975 - Trace fossils at omission surfaces, *The Study of Trace Fossils*. Ed. Springer-Verlag, p. 399-428.
- BROWN, C.A., COMPTON, R.G., NARRAMORE, C.A., 1993 - The kinetics of Calcite Dissolution/Precipitation, *Journal of colloid and interface science*, V. 160, p. 372-379.
- BRUCH, A.A., ZHILIN, S.G., 2007 - Early Miocene climate of central Eurasia ; evidence from Aquitanian floras of Kazakhstan, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 248, Issue 1-2, p. 32-48.
- BUCHBINDER, L.G., FRIEDMAN, G.M., 1980 - Vadose, phreatic, and marine diagenesis of Pleistocene-Holocene carbonates in a borehole ; Mediterranean coast of Israel, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 50, Issue 2, p. 395-407.
- BUDD, D.A., 1988a - Petrographic products of freshwater diagenesis in Holocene ooid sands, Schooner Cays, Bahamas, *Carbonates and Evaporites*, V. 3, Issue 2, p. 143-163.
- BUDD, D.A., 1988b - Aragonite-to-calcite transformation during fresh-water diagenesis of carbonates ; insights from pore-water chemistry, *Geological Society of America Bulletin*, V. 100, Issue 8, p. 1260-1270.
- BUDD, D.A., 1989 - Micro-rhombic calcite and microporosity in limestones : a geochemical study of the lower Cretaceous Thamama Group, U.A.E. *Sedimentary Geology*, V. 63, p. 293-311.
- BUDD, D.A., LAND, L.S., 1990 - Geochemical imprint of meteoric diagenesis in Holocene ooid sands, Schooner Cays, Bahamas ; correlation of calcite cement geochemistry with extant groundwaters, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 60, Issue 3, p. 361-378.
- BUHMANN, D., DREYBRODT, W., 1985a - The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas 1. Open System, *Chemical Geology*, V. 48, p. 189-211.

- BUHMANN, D., DREYBRODT, W., **1985b** - The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas 2. Closed System, *Chemical Geology*, V. 53, p. 109-124.
- BUHMANN, D., DREYBRODT, W., **1987** - Calcite dissolution kinetics in the system H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub> - CaCO<sub>3</sub> with participation of foreign ions, *Chemical Geology*, V. 64, p. 89-102.
- CARO, A., GOT, P., BOUVY, M., TROUSSELLIER, M., GROS, O., **2009** - Effects of Long-Term Starvation on a Host Bivalve (*Codakia orbicularis*, Lucinidae) and Its Symbiont Population, *Applied and environmental microbiology*, p. 3304-3313.
- CARON, V., NELSON, C.S., **2009** - Diversity of neomorphic fabrics in New Zealand Plio-Pleistocene cool-water limestones ; insights into aragonite alteration pathways and controls, *Journal of Sedimentary Research*, V. 79, Issue 4, p. 226-246.
- CATZIGRAS, F., **1943** - L'Aquitainien marin de Carry-le-Rouet, *Thèse de l'Université de Marseille Aix-Marseille 1*.
- CHAMPION, C., CHOUKROUNE, P., CLAUZON, G., **2000** - La déformation post-miocène en Provence occidentale, *Geodinamica Acta*, V. 13, Issue 2-3, p. 67-85.
- CHAPOULIE, R., CAZENAVE, S., CEREPİ, A., **2005** - Apport de la cathodoluminescence a haute résolution a l'étude de la diagenèse météorique dans les formations sédimentaires carbonatées, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. V. 337, Issue 3, p. 337-346.
- CHAPRONIERE, G. C. H., **1975** - Palaeoecology of Oligo-Miocene larger Foraminifera, Australia, *Alcheringa*, V. 1, Issue 1, p. 37-58.
- CHATEAUNEUF, J.-J., NURY, D., **1995** - La flore de l'Oligocène de Provence méridionale ; implications stratigraphiques, environnementales et climatiques, *Géologie de la France*, V. 1995, Issue 2, p. 43-55.
- CHAZOTTES, V., LE CAMPION-ALSUMARD, T., PEYROT-CLAUSADE, M., **1995** - Bioerosion rates on coral reefs: interactions between macroborers, microborers and grazers (Moorea, French Polynesia), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 113, Issues 2-4, p. 189-198.
- CHERNS, L., WRIGHT, V.P., **2000** - Missing molluscs as evidence of large-scale, early skeletal aragonite dissolution in a Silurian sea, *Geology*, V. 28, Issue 9, p. 791-794.
- CHEVALIER, J.P., **1961** - Recherches sur les madréporaires et les formations récifales Miocènes de la Méditerranée occidentale, *Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série*, Ed. 40, V. 93.
- CHOQUETTE, P.W., PRAY, L.C., **1970** - Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, V. 54, Issue 2, p. 207-250.
- CLOUD, I.E., **1962** - Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas, *U.S. Geol. Survey Profess. Papers*, V. 350. p. 138.
- COMPTON, R.G., BROWN, C.A., **1994** - The Inhibition of Calcite Dissolution/Precipitation: Mg<sup>2+</sup> Cations, *Journal of Colloid and Interface Science*, V. 165, Issue 2, p. 445-449.
- CONESA, G., BRUNA, P.O., LAMARCHE, J., DEMORY, F., RIBAUD, A., SANTERRE, Y., **2009** - Tectono-sedimentary record of rifting in Oligocene-Lower Miocene marine deposits from the Liguro-Provençal margin (West Marseilles, South-East France). *Tectonic and Sedimentation*, 16-18 February, Bonn, Germany, abstract and poster.
- CUBILLAS, P., KÖHLER, S., PRIETO, M., CHAÏRAT, C., OELKERS, E.H., **2005**, Experimental determination of the dissolution rates of calcite, aragonite, and bivalves, *Chemical Geology*, V. 216, p. 59-77.
- DAVIS, S.N., DEWIEST, R.J.M., **1966** - Hydrogeology, Ed. John Wiley, p.463.



- DEMORY, F., CONESA, G., OUDET, J., MANSOURI, H., MÜNCH, P., BORGOMANO, J., THOUVENY, N., GISQUET, F., MARIÉ, L., **2010** - Magnetostratigraphy and paleoenvironments in shallow-water carbonates: the Oligocene-Miocene sediments of the northern margin of the Liguro-Provençal basin (West Marseilles, south-eastern France), *BSGF*.
- DENIZOT, G., **1933** - Révision de la feuille de Marseille au 80,000<sup>ème</sup>, *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France*, V. 38, Issue 190, p. 160.
- DICKSON, J.A.D., **1965** - A modified staining technique for carbonates in thin section, *Nature*, V. 205, Issue 4971, p. 587.
- DICKSON, J.A.D., **1966** - Carbonate identification and genesis as revealed by staining, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Ed. 36, V. 2, p. 491-505.
- DICKSON, J.A.D., **2004** - Echinoderm skeletal preservation ; calcite-aragonite seas and the Mg/Ca ratio of Phanerozoic oceans, *Journal of Sedimentary Research*, V. 74, Issue 3, p. 355-365.
- DICKSON, J.A.D, WOOD, R.A., BU AL ROUGHA, H., SHEBL, H., **2008** - Sulphate reduction associated with hardgrounds: Lithification afterburn!, *Sedimentary Geology*, V. 205, p. 34-39.
- DOLIGET, B., BEUCHER, H., PONTIGGIA, M., ORTENZI, A., MARIANI, A., **2009** - Comparison of methodologies and geostatistical approaches for diagenesis quantification, AAPG Annual Convention & Exhibition, 7-10 June, Denver (USA).
- DRAVIS, J., **1979** - Rapid and widespread generation of Recent oolitic hardgrounds on a high energy Bahamian platform, Eleuthera Bank, Bahamas, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 49, Issue 2, p. 195.
- DRAVIS, J.J., **1996** - Rapidity of freshwater calcite cementation ; implications for carbonate diagenesis and sequence stratigraphy, *Sedimentary Geology*, V. 107, Issue 1-2, p. 1.
- DREYBRODT, W, BUHMANN, D., **1991** - A mass transfer model for dissolution and precipitation of calcite from solutions in turbulent motion, *Chemical Geology*, V. 90, p. 107-122.
- DREYBRODT, W., EISENLOHR, L., MADRY, B., RINGER, S., **1997** - Precipitation kinetics of calcite in the system CaCO<sub>3</sub> - H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub>: The conversion to CO<sub>2</sub> by the slow process H<sup>+</sup> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> -> CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O as a rate limiting step, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 61, Issue 18, p. 3897-3904.
- DUMAS, S., ARNOTT, R.W.C., **2006** - Origin of hummocky and swaley cross-stratification ; the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate, *Geology*, V. 34, Issue 12, p. 1073-1076.
- DUNHAM, R.J., **1962** - Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*, p. 108.
- DUNNINGTON, H.V., **1967** - Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs, *Proceedings - World Petroleum Congress*, V. 2, p. 339.
- DUPERRON, S., FIALA-MÉDIONI, A., CAPRAIS, J-C, OLU, K., SIBUET, M., **2007** - Evidence for chemoautotrophic symbiosis in a Mediterranean cold seep clam (*Bivalvia* : *Lucinidae*) : comparative sequence analysis of bacterial 16S rRNA, APS reductase and RubisCO genes, *FEMS Microbiology Ecology*, V. 59, p. 64-70.
- DURLET, C., LOREAU, J.P., **1996** - Séquence diagénétique intrinsèque des surfaces durcies ; mise en évidence de surface d'émersion et de leur ablation marine ; exemple de la plate-forme bourguignonne, Bajocien (France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Série II. Sciences de la Terre et des Planètes, V. 323, Issue 5, p. 389-396.
- EDEL, J.B., **1980** - Étude paléomagnétique en Sardaigne ; conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale, *Thèse de l'Université de Strasbourg*.

- EHRENBERG, S.N., NADEAU, P.H., **2005** - Sandstone vs. carbonate petroleum reservoirs- A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships, *AAPG Bulletin*, V. 89, Issue 4, p. 435-445.
- EHRENBERG, S.N., EBERLI, G.P., KERAMATI, M., MOALLEMI, S.A., **2006a** - Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs, *AAPG Bulletin*, V. 90, p.91-114.
- EHRENBERG, S.N., EBERLI, G.P., BAECHLE, G., **2006b** - Porosity-permeability relationships in Miocene carbonate platforms and slopes seaward of the Great Barrier Reef, Australia (ODP Leg 194, Marion Plateau), V. 53, Issue 6, P. 1191-1438.
- EMBRY, A.F., KLOVAN, J.E., **1971** - A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, V. 19, Issue 4, p. 730.
- ENOS, P., SAWATSKY, L.H., **1981** - Pore networks in Holocene carbonate sediments, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 51, Issue 3, p. 961.
- ERDEI, B., HABLY, L., KAZMER, M., UTESCHER, T., BRUCH, A.A., **2007** - Neogene flora and vegetation development of the Pannonian domain in relation to palaeoclimate and palaeogeography, Elsevier, Ed. 253, V. 1-2, p. 115-140.
- ESTEBAN, M., KLAPPA, C., **1983** - Subaerial exposure environment, Carbonate depositional environments, *AAPG Memoir 33*, p. 1-54.
- EVANS, C.C., GINSBURG, R.N., **1987** - Fabric-selective diagenesis in the late Pleistocene Miami Limestone, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 57, Issue 2, p. 311-318.
- FALIVENE, O., CABELLO, P., ARBUÉS, P., MUNOZ, J.A., CABRERA, L., **2009** - A geostatistical algorithm to reproduce lateral gradual facies transitions: Description and implementation, *Computers & Geosciences*, V. 35, p. 1642 - 1651.
- FINNERAN, D.W., MORSE, J.W., **2009** - Calcite dissolution kinetics in saline waters, *Chemical Geology*, V. 268, p. 137-146.
- FLÜGEL, E., **2004** - Microfacies of carbonate rocks ; analysis, interpretation and application, Ed. Springer.
- FLUKIGER, F., BERNARD, D., **2009** - A new numerical model for pore scale dissolution of calcite due to CO<sub>2</sub> saturated water flow in 3D realistic geometry: Principles and first results, *Chemical Geology*, V. 265, p. 171-180.
- FOLK, R.L., **1959** - Practical petrographic classification of limestones, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, V. 43, Issue 1, p. 1.
- FOLK, R.L., **1965** - Some aspects of recrystallization in ancient limestones, *Society for Sedimentary Geology*, p. 14.
- FOLK, R.L., LYNCH, F.L., **2001** - Organic matter, putative nannobacteria and the formation of ooids and hardgrounds, *Sedimentology*, V. 48, Issue 2, p. 215-229.
- FOUCAULT, A., RAOULT, J.-F., **1995** - Dictionnaire de Géologie. Ed. Dunod.
- FOURNIER, F., MONTAGGIONI, L., BORGOMANO, J., **2004** - Paleoenvironments and high-frequency cyclicity from Cenozoic South-east Asian shallow-water carbonates ; a case study from the Oligo-Miocene buildups of Malampaya (offshore Palawan, Philippines), *Marine and Petroleum Geology*, V. 21, Issue 1, p. 1-21.
- FOURNIER, F., BORGOMANO, J., **2007** - Geological significance of seismic reflections and imaging of the reservoir architecture in the Malampaya gas field (Philippines), *AAPG Bulletin*, V. 91, Issue 2, p. 235-258.

- FOURNILLON, A., **2007** - Reconstitution paléoenvironnementale par l'étude géostatistique et multivariée des assemblages biosédimentologiques : le cas d'une plate-forme mixte carbonatée / silicoclastique, l'Oligo-Miocène de la Nerthe (W, Marseille), *Mém. DEA de l'Université de Provence Aix-Marseille 1*.
- FOURNILLON, A., VISEUR, S., CONESA, G., OUDET, J., **2008** - Reconstitution paléoenvironnementale haute résolution par l'utilisation de méthodes géostatistiques : l'exemple des bioconstructions coralliennes oligocènes de Carry-le-Rouet (Ouest Marseille), *22ème Réunion des Sciences de la Terre, Nancy*, Livre des Résumés, p. 400.
- FRENKIEL, L., GROS, O., MOUËZA, M., **1996**. - Gill structure in *Lucina pectinata* (Bivalvia : Lucinidae) with reference to hemoglobin in bivalves with symbiotic sulphur-oxidising bacteria, *Marine Biology*, V. 125, p. 511-524
- FRIEDMAN, G.M., **1964** - Early diagenesis and lithification in carbonate sediments, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 34, Issue 4, p. 777-813.
- FRIEDMAN, G.M., **1998** - Rapidity of marine carbonate cementation ; implications for carbonate diagenesis and sequence stratigraphy ; perspective, *Sedimentary Geology*, V. 119, Issue 1-2, p. 1-4.
- FRYKMAN, P., **2001** - Spatial variability in petrophysical properties in Upper Maastrichtian chalk outcrops at Stevns Klint, Denmark, *Marine and Petroleum Geology*, V. 18, p. 1041 - 1062.
- GALLONI, F., **1996** - Les bioconstructions Oligo-Miocènes de Provence, *Mém. DEA de l'Université de Provence Aix-Marseille 1*.
- GALLONI, F., CORNEE, J.J., SAINT-MARTIN J.P., CONESA, G., **2001** - Récifs coralliens et faciès carbonatés associés d'âge Oligocène supérieur et Miocène inférieur dans la chaîne de la Nerthe (Ouest Marseille), *Colloque International Anatomie des Corps Carbonatés*, p. 30.
- GALLONI, F., **2003** - Organisation sédimentaire et anatomies récifales des systèmes carbonatés à silicoclastiques Oligo-Miocènes inférieurs de Provence et du bloc corso-sarde, *Thèse de l'Université de Provence Aix-Marseille 1*.
- GATTACCECA, J., DEINO, A., RIZZO, R., JONES, D.S., HENRY, B., BEAUDOIN, B., VADEBOIN, F., **2007** - Miocene rotation of Sardinia ; new paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, V. 258, Issue 3-4, p. 359-377.
- GIERE, O., **1985** - Structure and position of bacterial endosymbionts in the gill filaments of Lucinidae from Bermuda (Mollusca, Bivalvia), *Zoomorphology*, V. 105, p. 296-301.
- GIVEN, R.K., LOHMANN, K.C., **1986** - Isotopic evidence for the early meteoric diagenesis of the reef facies, Permian Reef Complex of west Texas and New Mexico, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 56, Issue 2, p. 183-193.
- GLOVER, E.A., TAYLOR, J.D., **2007** - Diversity of chemosymbiotic bivalves on coral reefs : Lucinidae (Mollusca, Bivalvia) of New Caledonia and Lifou, *Zoosystema*, V. 29, Issue 1, p. 109-181.
- GOLDHAMMER, R.K., **1997** - Compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates, *Journal of Sedimentary Research*, V. 37, Issue 1, p. 26.
- GÖRÜR, N., SENGÖR, A.M.C., SAKINÜ, M., AKKÖK, R., YIĞITBAŞ, E., OKTAY, F.Y., BARKA, A., SARICA, N., ECEVITOĞLU, B., DEMIRBAĞ, E., ERSOY, Ş, ALGAN, O., GÜNEYSU, C., AYKOL, A., **1995** - Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia : implications for the opening of the Aegean Sea, *Geological Magazine*, V. 132, P. 637-650.
- GRANJEON, D., **1996** - Modélisation stratigraphique déterministe - conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique, *Thèse de l'Université de Rennes*, p. 189

- GUTJAHR, A., DABRINGHAUS, H., LACMANN, R., **1996** - Studies of the growth and dissolution kinetics of the CaCO<sub>3</sub> polymorphs calcite and aragonite I. Growth and dissolution rates in water, *Journal of Crystal Growth*, V. 158, p. 296-309.
- HALES, B., EMERSON, S., **1997** - Calcite dissolution in sediments of the Ceara Rise: In situ measurements of porewater O<sub>2</sub>, pH, and CO<sub>2(aq)</sub>, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 61, Issue 3, p. 501-514.
- HALLEY, R.B., HARRIS, P.M., **1979** - Fresh-water cementation of a 1000-year-old oolite, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 49, Issue 3, p. 969-987.
- HANSHAW, B.B., BACK, W., DEIKE, R.G., **1971** - A geochemical hypothesis for dolomitization by ground water, *Bulletin of the Society of Economic Geologists*, V. 66, Issue 5, p. 710-724.
- HANSHAW, B.B., BACK, W., **1980** - Chemical mass-wasting of the northern Yucatan Peninsula by ground water dissolution, *Geology*, V. 8, p. 222-224.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R., **1987** - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, *Science*, V. 235, Issue 4793, p. 1156-1167.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., DE GRACIANSKY, P.-C., VAIL, P.R., **1998** - Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *Special Publication of the Society for Sedimentary Geology*, V. 60, p. 3-13.
- HARDIE, L.A., **1996** - Secular variation in seawater chemistry ; an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y., *Geology*, V. 24, Issue 3, p. 279-283.
- HARDIE, L.A., **2003** - Secular variations in Precambrian seawater chemistry and the timing of Precambrian aragonite seas and calcite seas, *Geology*, V. 31, Issue 9, p. 785-788.
- HARRIS, W.H., **1971** - Ground water-carbonate rock chemical interactions, Barbados, West Indies, PhD thesis from Brown University, p.348.
- HARRISON, R. S., **1975** - Porosity in Pleistocene grainstones from Barbados ; some preliminary observations, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, V. 23, Issue 2, p. 383-392.
- HARRISON, R.S., **1977** - Caliche profiles ; indicators of near-surface subaerial diagenesis, Barbados, West Indies, *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, V. 25, Issue 1, p. 123-173.
- HENDRY, J.P., DITCHFIELD, P.W., MARSHALL, J.D., **1995** - Two-stage neomorphism of Jurassic aragonitic bivalves ; implications for early diagenesis, *Journal of Sedimentary Research, Section A : Sedimentary Petrology and Processes*, V. 65, Issue 1, p. 214-224.
- HILLGÄRTNER, H., DUPRAZ, C., HUG, W., **2008** - Microbially induced cementation of carbonate sands: are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis?, *Sedimentology*, V. 48, Issue 1, p. 117-131.
- HIPPOLYTE, J.C., ANGELIER, J., BERGERAT, F., NURY, D., GUIEU, G., **1993** - Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France, *Tectonophysics*, V. 226, Issue 1-4, p. 15.
- HUSSEINI, S.I., MATTHEWS, R.K. - **1972**, Distribution of high-magnesium calcite in lime muds of the Great Bahama Bank ; diagenetic implications, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 42, Issue 1, p. 179-182.
- JAQUET, O., SIEGEL, P., KLUBERTANZ, G., BENABDERRHAMANE, H., **2004** - Stochastic discrete model of karstic networks, *Advances in Water Resources*, V. 27, Issue 7, p. 751-760.
- JAMES, N. P., **1972** - Scleractinian Coral Alteration in Subaerial Vadose Diagenetic Environment, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 56, Issue 3, p.630.

- JAMES, N.P., GINSBURG, R.N., MARSZALEK, D.S., CHOQUETTE, P.W., **1976** - Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 46, Issue 3, p. 523-544.
- JAMES, N.P., CHOQUETTE, P.W., **1976** - Diagenesis 9. Limestones - the meteoric diagenetic environment, *Geoscience Canada*, V. 11, p. 161-194.
- JAMES, N. P., BONE, Y., KYSER, T.K., **2005** - Where has all the aragonite gone? Mineralogy of Holocene neritic cool-water carbonates, southern Australia, *Journal of Sedimentary Research*, V. 75, Issue 3, p. 454-463.
- JARVIS, P.A., **1992** - From shoreline to abyss ; contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, V. 76, Issue 9, p. 1449.
- JOHNSON, M.A., FERNANDEZ, C., PERGENT, G., **2002** - The ecological importance of an invertebrate chemoautotrophic symbiosis to phanerogam seagrass beds, *Bulletin of marine science*, V. 71, Issue 3, p. 1343-1351.
- JOLIVET, L., AUGIER, R., ROBIN, C., SUC, J.-P., ROUCHY, J.M., **2006** - Lithospheric scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis, *Sedimentary Geology*, V. 188-189, p. 9-33.
- JONES, G.D., WHITAKER, F.F., BARNABY, R., THOMAS, M., TSENG, H.-Y., XIAO, Y., **2004** - Predictive Modeling of Sedimentology and Early Diagenesis in an Icehouse Isolated Carbonate Platform : Salt Creek Field, West Texas, *AAPG Hedberg research conference*, March 15-18 - El Paso, Texas.
- JORDAN, G., RAMMENSEE, W., **1998** - Dissolution rates of calcite (1014) obtained by scanning force microscopy: Microtopography-based dissolution kinetics on surfaces with anisotropic step velocities, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 62, Issue 6, p. 941-947.
- JOURNEL, A.G., HUIJBREGTS, Ch.J., **1978** - Mining Geostatistics, Ed. Academic Press.
- JOURNEL, A.G., **1996** - Conditional simulation of geologically averaged block permeabilities, *Journal of Hydrology*, V. 183, p. 23-35.
- KABANOV, P., ANADON, P., KRUMBEIN, W.E., **2008** - Microcodium : An extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation, *Sedimentary Geology*, V. 205, Issue 3-4, p. 79-99.
- KATSEV, S., RANCOURT, D.G., L'HEUREUX, I., **2004** - dSED: a database tool for modeling sediment early diagenesis, *Computers & Geosciences*, V. 30, p. 959-967.
- KAUFMANN, G., DREYBRODT, W., **2007** - Calcite dissolution kinetics in the system  $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$  at high undersaturation, *Geochemica et Cosmochimica Acta*, V. 71, p. 1398-1410.
- KEIR, R.S., **1980** - The dissolution kinetics of biogenic calcium carbonates in seawater, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 44, Issue 2, p. 241-252.
- KENNISH, M.J., LUTZ, R.A., **1999** - Calcium carbonate dissolution rates in deep-sea bivalve shells on the East Pacific Rise at 21°N: results of an 8-year in-situ experiment, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 154, p. 293-299.
- KINSMAN, D.J.J., **1969** - Interpretation of  $\text{Sr}^{2+}$  concentrations in carbonate minerals and rocks, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Ed. 39, v. 2, p. 486-508.
- KLAPPA, C.F., **1979** - Calcified filaments in Quaternary calcretes ; organo-mineral interactions in the subaerial vadose environment, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Ed. 49, V. 3, p. 955-968.
- KNOERICH, A.C., MUTTI, M., **2006** - Missing aragonitic biota and the diagenetic evolution of heterozoan carbonates ; a case study from the Oligo-Miocene of the Central Mediterranean, *Journal of Sedimentary Research*, V. 76, Issue 5-6, p. 871-888.



- KOBLUK, D. R. ; RISK, M. J., **1977** - Micritization and carbonate-grain binding by endolithic algae, *AAPG Bulletin*, V. 61, Issue 7, p. 1069-1082.
- KRAJEWSKI, K.P., **2006** - Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians, *Sedimentology*, V. 31, Issue 4, p. 443-470.
- KROH, A., **2007** - Climate changes in the early to middle Miocene of the central Paratethys and the origin of its echinoderm fauna, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 253, Issue 1-2, p. 169-207.
- KYSER, T.K., JAMES, NOEL P., BONE, Y., **1998** - Alteration of Cenozoic cool-water carbonates to low-Mg calcite in marine waters, Gambier Embayment, South Australia, *Journal of Sedimentary Research*, V. 68, Issue 5, p. 947-955.
- LABAT, L., **2004** - Simulations stochastiques de faciès par la méthode des *membership functions*, *Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine*, p. 121.
- LABOURDETTE, R., MEYER, A., SUDRIE, M., WALGENWITZ, F., JAVAUX, C., **2007a** - Nested stochastic simulations: a new approach in assessing spatial distribution of carbonate sedimentary facies and associated diagenetic overprints, *Society of Petroleum Engineers Paper n° 111410*, Chapter 7 - Diagenesis, Article n°13, p. 455 - 468.
- LABOURDETTE, R., LASCU, I., MYLROIE, J., ROTH, M., **2007b** - Process-like modeling of flank-margin caves: from genesis to burial evolution, *Journal of Sedimentary Research*, V. 77, p. 965 - 979.
- LAND, L.S., SALEM, M.R.I, MORROW, D.W., **1975** - Paleohydrology of ancient dolomites ; geochemical evidence, *AAPG Bulletin*, V. 59, Issue 9, p. 1602-1625.
- LASEMI, Z., SANDBERG, P.A., **1984** - Transformation of aragonite-dominated lime muds to microcrystalline limestones, *Geology Boulder*, V. 12, Issue 7, p. 420.
- LASEMI, Z., SANDBERG, P.A., **1993** - Microfabric and compositional clues to dominant mud mineralogy of micrite precursors, *Carbonate microfabrics, Frontiers in Sedimentary Geology*, V. 6, p. 173-185.
- LEBATA, J.H.L., **2000** - Elemental sulfur in the gills of the mangrove mud clam *Anodontia edentula* (family Lucinidae), *Journal of Shellfish Research*, V. 19, P. 241-245.
- LEBRON, I., SUAREZ, D.L., **1996** - Calcite nucleation and precipitation kinetics as affected by dissolved organic matter at 25°C and pH > 7.5, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 60, Issue 15, p. 2765-2776.
- LEBRON, I., SUAREZ, D.L., **1998** - Kinetics and mechanisms of precipitation of calcite as affected by P<sub>CO2</sub> and organic ligands at 25°C, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 62, Issue 3, P. 405-416.
- LECKIE, D.A., WALKER, R.G., **1982** - Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-lower Gates interval ; outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in Western Canada, *AAPG Bulletin*, V. 66, Issue 2, p. 138-157.
- LE DOUARAN, S., BURRUS, J., AVEDIK, F., **1984** - Deep structure of the north-western Mediterranean Basin ; results of a two-ship seismic survey, *Marine Geology*, V. 55, Issue 3-4, p. 323.
- LIANG, Y., BAER, D.R., McCOY, J.M., AMONETIE, J.E., LAFEMINA, J.P., **1996** - Dissolution kinetics at the calcite-water interface, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 60, Issue 23, p. 4883-4887.
- LIGHTY, R.G., **1985** - Preservation of internal reef porosity and diagenetic sealing of submerged Early Holocene barrier reef, Southeast Florida Shelf, Carbonate cements, *Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, V. 36, p. 123-151.
- LLOYD, R.M., **1977** - Porosity reduction by chemical compaction ; stable-isotope model, *AAPG Bulletin*, V. 61, Issue 5, p. 809.

- LOHMANN, K.C., **1988** - Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst, *Paleokarst*, p. 58-80.
- LONGMAN, M. W., **1980** - Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments, *AAPG Bulletin*, V. 64, Issue 4, p. 461-487.
- LOWENSTAM, H.A., EPSTEIN S., **1957** - On the origin of sedimentary aragonite needles of the Great Bahama Bank, *Journal of Geology*, V. 65, Issue 4, p. 364-375.
- LUCIA, F.J., **1995** - Rock-fabric/ petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, V. 79, Issue 9, p. 1275.
- LUCIA, F.J., **1999** - Carbonate reservoir characterization, Ed. Springer-Verlag.
- MACINTYRE, I. G., **1977** - Distribution of submarine cements in a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panama, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 47, Issue 2, p. 503-516.
- MACINTYRE, I.G., VIDETICH, P.E., **1979** - Pseudostalactites from submarine cave near Columbus Cay, Belize barrier-reef complex ; evidence of extensive submarine lithification, *AAPG Bulletin*, V. 63, Issue 3, p. 489
- MACINTYRE, I.G., ARONSON, R.B., **2006** - Lithified and unlithified Mg-calcite precipitates in tropical reef environments, *Journal of Sedimentary Research*, V. 76, Issue 1, p. 81-90.
- MALIVA, R.G., MISSIMER, T.M., DICKSON, J.A.D., **2000** - Skeletal aragonite neomorphism in Plio-Pleistocene sandy limestones and sandstones, Hollywood, Florida, USA, *Sedimentary Geology*, V. 136, Issue 1-2, p. 147-154.
- MALIVA, R.G., MISSIMER, T.M., WALKER, C.W., OWOSINA, E.S., DICKSON, J.A.D., FALLICK, A.E., **2001** - Carbonate diagenesis in a high transmissivity coastal aquifer, Biscayne Aquifer, southeastern Florida, USA, *Sedimentary Geology*, V. 143, Issue 3-4, p. 287-301.
- MATHERON, **1839** - Essai sur la constitution géognostique du département des Bouches-du-Rhône.
- MATHERON, **1842** - Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles du département des Bouches-du-Rhône et lieux circonvoisins.
- MATHERON, G., **1962** - Traité de géostatistique appliquée, Tome I, Ed. Technip, p. 334.
- MATHERON, G., **1963** - Traité de géostatistique appliquée, Tome II, Ed. Technip, p. 172.
- MATTHEWS, R.K., FROHLICH, C., **1987** - Forward modeling of bank-margin carbonate diagenesis, *Geology*, V. 15, p. 673-676.
- MAZZULLO, S.J., **1994** - Diagenesis in a sequence-stratigraphic setting: porosity evolution in periplatform carbonate reservoirs, Permian Basin, Texas and New Mexico, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, V. 11, p. 311 - 322.
- MCCLAIN, M.E., SWART, P.K. ; VACHER, H.L., **1992** - The hydrogeochemistry of early meteoric diagenesis in a Holocene deposit of biogenic carbonates, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 62, Issue 6, p. 1008-1022.
- MCGREGOR, H.V., GAGAN, M.K., **2003** - Diagenesis and geochemistry of Porites corals from Papua New Guinea: Implications for paleoclimate reconstruction, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 67, Issue 12, p. 2147-2156.
- MELIM, L.A., SWART, P.K., MALIVA, R.G., **1995** - Meteoric-like fabrics forming in marine waters : Implications for the use of petrography to identify diagenetic environments, *Geology*, V. 23, Issue8, p. 755-758.

- MELIM, L.A., **1996** - Limitations on lowstand meteoric diagenesis in the Pliocene-Pleistocene of Florida and Great Bahama Bank, *Geology*, V. 24, p. 893-896.
- MELIM, L.A., SWART, P.K., MALIVA, R.G., **2001** - Meteoric and marine-burial diagenesis in the subsurface of Great Bahama Bank, Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank ; results of the Bahamas Drilling Project, *Special Publication of the Society for Sedimentary Geology*, V. 70, p. 137-161.
- MELIM, L.A., WESTPHAL, H., SWART, P.K., EBERLI, G.P., MUNNECKE, A., **2002** - Questioning carbonate diagenetic paradigms ; evidence from the Neogene of the Bahamas, *Marine Geology*, V. 185, Issue 1-2, p. 27-53.
- MELIM, L.A., SWART, P.K. ; EBERLI, G.P., **2004** - Mixing-zone diagenesis in the subsurface of Florida and the Bahamas, *Journal of Sedimentary Research*, V. 74, Issue 6, p. 904-913.
- MEYERS, W.J., HILL, B.E., **1983** - Quantitative studies of compaction in Mississippian skeletal limestones, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 53, Issue 1, p. 231.
- MEYERS, J.B., SWART, P.K., BURNS, S.J., SHINN, E.A., LIDZ, B., STEINEN, R.P., **1989** - Great Bahama Bank whittings ; chemical evidence for direct precipitation, *Program and Abstracts of Papers - Caribbean Geological Conference*, August 1989, V. 12, p. 119.
- MEYSMAN, F.J.R., MIDDELBURG, J.J., HERMAN, P.M.J., HEIP, C.H.R., **2003** - Reactive transport in surface sediments. I. Model complexity and software quality, *Computers & Geosciences*, V. 29, p. 291-300.
- MILLIMAN, J.D., MÜLLER, J., **1973** - Precipitation and lithification of magnesian calcite in the deep-sea sediments of the eastern Mediterranean Sea, *Sedimentology*, V. 20, Issue 1, p. 29-45.
- MOISSETTE, P., DULAI, A., MULLER, P., **2006** - Bryozoan faunas in the Middle Miocene of Hungary : biodiversity and biogeography, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 233, Issue 3-4, p. 300-314.
- MOISSETTE, P., DULAI, A., ESCARGUEL, G., KAZMER, M., MULLER, P., SAINT MARTIN, J.-P., **2007** - Mosaic of environments recorded by bryozoan faunas from the middle Miocene of Hungary, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 252, Issue 3-4, p. 530-556.
- MONLEAU, C., **1973** - L'évolution tectonique de la chaîne de la Nerthe, au Nord-Ouest de Marseille, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D*.
- MONLEAU, C., **1988** - L'Oligocène supérieur marin de la Nerthe (Bouches-du-Rhône) ; nouvelles données sédimentologiques et paléogéographiques dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée occidentale, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, V. 306, Issue 7, p. 487.
- MONLEAU, C., ANGLADA, R., ARNAUD, M., MONTAGGIONI, L., ROSEN, B., THOMASSIN, A.B., **1989** - Les constructions à madréporaires de l'Aquitainien de la Nerthe (Provence occidentale, France), *Annual Meeting of the International Society for Reef Studies*, p. 38.
- MOORE, C.H., **2001** - Carbonate reservoirs ; porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, Elsevier, Ed. 55.
- MORSE, J.W., DEKANEL, J., HARRIS, J., **1979** - Dissolution kinetics of calcium carbonate in seawater: VII. The dissolution kinetics of synthetic aragonite and pteropod tests, *Am. J. Sci.*, V. 279, p. 482-502.
- MORSE, J.W., ARVIDSON, R.S., **2002** - The dissolution kinetics of major sedimentary carbonate minerals, *Earth-Science Reviews*, V. 58, Issues 1-2, p. 51-84.
- MORSE, J.W., **2003** - Formation and Diagenesis of Carbonate Sediments, *Treatise on Geochemistry*, V. 7, p.67-85.

- MOSBRUGGER, V., UTESCHER, T., DILCHER, D.L., **2005** - Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, V. 102, Issue 42, p. 14964-14969.
- MOSHIER, S.O., **1989** - Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East, *Sedimentary Geology*, V. 63, p. 217-240.
- MUCCI, A., CANUEL, R., ZHONG, S., **1989** - The solubility of calcite and aragonite in sulfate-free seawater and the seeded growth kinetics and composition of the precipitates at 25°C, *Chemical Geology*, V. 74, Issues 3-4, p. 309-320.
- MUNNECKE, A., WESTPHAL, H., REIJMER, J.J.G., SAMTLEBEN, C., **1997** - Microspar development during early marine burial diagenesis ; a comparison of Pliocene carbonates from the Bahamas with Silurian limestones from Gotland (Sweden), *Sedimentology*, V. 44, Issue 6, p. 977-990.
- MYLROIE, J.E., CAREW, J.L., **1990** - The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms, *Earth Surface Processes and Landforms*, V. 15, Issue 5, p. 413-424.
- NAGY, E., **1990** - Climatic changes in the Hungarian Miocene, *Review of Palaeobotany and Palynology*, V. 65, Issue 1-4, p. 71-74.
- NELSON, C.S., JAMES, N.P., **2000** - Marine cements in mid-Tertiary cool-water shelf limestones of New Zealand and southern Australia, *Sedimentology*, V. 47, Issue 3, p. 609-629.
- NETTO, R.G., BUATOIS, L.A., MÁNGANO, M.G., BALISTIERI, P., **2007**. *Gyrolites* as a multipurpose burrow : An ethologic approach, *Revista Brasileira de Paleontología*, V. 10, p. 157-168.
- NEUMANN, A.C., **1966** - Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rate of the sponge, *Cliona lampa*, *Limnology and Oceanography*, V. 11, Issue 1, p. 92.
- NEUMEIER, U., **1998** - Le rôle de l'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux), *Thèse de l'Université de Genève*.
- NURMI, R., **1986** - Carbonate Close Up, *Middle East Well Evaluation Review*, n°1, p.22-35.
- NURY, D., **1990** - L'Oligocène de Provence méridionale : stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques, *Thèse de l'Université de Provence Aix-Marseille 1*.
- ODIN, G.S., FULLAGAR, P.D., **1988** - Geological significance of the glaucony facies, *Developments in Sedimentology*, v. 45, p. 295.
- OUDET, J., **2008** - Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan Liguro-Provençal : Apports de la modélisation géologique 3D et de la chronostratigraphie intégrée, *Thèse de l'Université de Provence Aix-Marseille 1*.
- OUDET, J., MÜNCH, P., BORGOMANO, J., QUILLEVERE, F., MELINTE, M., DEMORY, F., VISEUR, S., CORNEE, J.-J., **2010** - Integrated stratigraphy of syn-rift/post-rift oligo-miocene deposits from Nerthe Area (SE, France), BSGF.
- PAGEL, M., BARBIN, V., BLANC, P., OHNENSTETTER, D., **2000** - Cathodoluminescence in geosciences, Ed. Springer.
- PALMER, T.J., HUDSON, J.D., WILSON, M.A., **1988** - Palaeoecological evidence for early aragonite dissolution in ancient calcite seas, *Nature*, V. 335, Issue 6193, p. 809-810.
- PALMER, T.J., WILSON, M.A., **2004** - Calcite precipitation and dissolution of biogenic aragonite in shallow Ordovician calcite seas, *Lethaia*, V. 37, Issue 4, p. 417-427.

- PELGRAIN DE LESTANG, A., COSENTINO, L., CABRERA, J., JIMENEZ, T., BELLORIN, O., **2002** - Geologically oriented geostatistics: an integrated tool for reservoir studies, *SPE International Petroleum Conference and Exhibition*, Mexico, 10-12 Feb., SPE 74371, p. 10.
- PINGITORE, N.E., Jr., **1976** - Vadose and phreatic diagenesis ; processes, products and their recognition in corals, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 46, Issue 4, p. 985-1006.
- PLANDEROVÁ, E., **1991** - Miocene microflora of Slovak Central Paratethys and its biostratigraphical significance, *Vydal Geologicky ústav Dioyza Stura Roku*, p. 1-144.
- PLUMMER, L. N., **1975** - Mixing of sea water with calcium carbonate ground water, *Memoir of the Geological Society of America*, Issue 142, p. 219-236.
- PLUMMER, L.N., VACHER, H.L., MACKENZIE, F.T., BRICKER, O.P., LAND, L.S., **1976** - Hydrogeochemistry of Bermuda ; a case history of ground-water diagenesis of biocalcarenes, *Geological Society of America Bulletin*, V. 87, Issue 9, p. 1301-1316.
- POKROVSKY, O.S., GOLUBEV, S.V., SCHOTT, J., **2005** - Dissolution kinetics of calcite, dolomite and magnesite at 25°C and 0 to 50 atm pCO<sub>2</sub>, *Chemical Geology*, V. 217, p. 239-255.
- POKROVSKY, O.S., GOLUBEV, S.V., SCHOTT, J., CASTILLO, A., **2009** - Calcite, dolomite and magnesite dissolution kinetics in aqueous solutions at acid to circumneutral pH, 25 to 150 °C and 1 to 55 atm pCO<sub>2</sub> - New constraints on CO<sub>2</sub> sequestration in sedimentary basins, *Chemical Geology*, V. 265, p. 20-32.
- POMAR, L., **2001** - Types of carbonate platforms ; a genetic approach, *Basin Research*, V. 13, Issue 3, p. 313-334.
- POMONI-PAPAIOANNOU, F., **1994** - Palaeoenvironmental reconstruction of a condensed hardground-type depositional sequence at the Cretaceous-Tertiary contact in the Parnassus-Ghiona zone, central Greece, *Sedimentary Geology*, V. 93, Issue 1-2, p. 7-24.
- POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., JAMES, D.P., TESSON, M., **1992** - Forced regressions in a sequence stratigraphic framework ; concepts, examples, and exploration significance, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, V. 76, Issue 11, p. 1687.
- PRENTICE, M.L., MATTHEWS, R.K., **1988** - Cenozoic ice volume history based on spliced composite oxygen isotopic records for tropical planktonic and deep water benthic foraminifers, *Geological Society of America*, Abstracts with programs, V. 18, p. 723.
- PURSER, B.H., **1980** - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents ; les éléments de la sédimentation et de la diagenèse ; Tome 1, Ed. TECHNIP.
- PYTKOWICZ, R.M., **1965** - Rates of inorganic calcium carbonate nucleation, *Journal of Geology*, V. 73, Issue 1, p. 196.
- QUINN, T.M., MATTHEWS, R.K., **1990** - Post-Miocene diagenetic and eustatic history of Enewetak Atoll ; model and data comparison, *Geology*, V. 18, Issue 10, p. 942-945.
- QUINN, T.M., **1991** - Meteoric diagenesis of Plio-Pleistocene limestones at Enewetak Atoll, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 61, Issue 5, p. 681-703.
- RABIER, C., ANGUI, Y., CABIOCH, G., GENTHON, P., **2008** - Characterization of various stages of calcitization in *Porites* sp. corals from uplifted reefs ; case studies from New Caledonia, Vanuatu, and Futuna (South-West Pacific), *Sedimentary Geology*, V. 211, Issue 3-4, p. 73-86.
- RAILSBACK, L.B., HOLLAND, S.M., HUNTER, D.M., JORDAN, E.M., DIAZ, J.R., CROWE, D.E., **2003** - Controls on geochemical expression of subaerial exposure in ordovician limestones from the Nashville dome, Tennessee, U.S.A., *Journal of sedimentary research*, V. 73, Issue 5, p. 790-805.



- REGNIER, P., O'KANE, J.P., STEEFEL, C.I., VANDERBORGHT, J.P., **2002** - Modeling complex multi-component reactive-transport systems: towards a simulation environment based on the concept of a Knowledge Base, *Applied Mathematical Modeling*, V. 26, p. 913-927.
- REHAULT, J.P., BOILLOT, G. MAUFFRET, A., **1984** - The western Mediterranean Basin geological evolution, *Marine Geology*, V. 55, Issue 3-4, p. 445.
- REZAEI, M., SANZ, E., RAEISI, E., AYORA, C., VAZQUEZ-SUNE, E., CARRERA, J., **2005** - Reactive transport modeling of calcite dissolution in the fresh-salt water mixing zone, *Journal of Hydrology*, V. 311, Issue 1-4, p. 282-298.
- RUBINO, J.-L., LESUEUR, J.L., GUY, L., CLAUZON, G., **1990** - Sédimentologie et stratigraphie séquentielle du Miocène Rhodanien : *Livret guide ASF*, p. 67.
- RUIZ-AGUDO, E., PUTNIS, C.V., JIMENEZ-LOPEZ, C., RODRIGUEZ-NAVARRO, C., **2009** - An atomic force microscopy study of calcite dissolution in saline solutions: The role of magnesium ions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 73, Issue 11, p. 3201-3217.
- SALLER, A.H., **1984** - Diagenesis of Cenozoic limestones on Enewetak Atoll, *Thèse de l'Université de Louisiane*, p. 384
- SANDBERG, P.A., **1983** - An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy, *Nature*, V. 305, Issue 5929, p. 19.
- SANDBERG, P.A., **1985** - Aragonite cements and their occurrence in ancient limestones, *Carbonate Cements*, SEPM Spec. Pub. n°36, p. 33-57.
- SANDERS, D., **2003** - Syndepositional dissolution of calcium carbonate in neritic carbonate environments : geological recognition, processes, potential significance, *Journal of African Earth Sciences*, V. 36, Issue 3, P. 99-134.
- SANFORD, W.E., KONIKOW, L.F., **1989** - Simulation of calcite dissolution and porosity changes in saltwater mixing zones in coastal aquifers, *Water Resources Research*, V. 25, Issue 4, p. 655-667.
- SARTORI R., **1974** - Modern deep-sea magnesian calcite in the central Tyrrhenian Sea, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 44, Issue 4, p.1313-1322.
- SCHMOKER, J.W., HALLEY, R.B., **1982** - Carbonate porosity versus depth ; a predictable relation for South Florida, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, V. 66, Issue 12, p. 2561.
- SHERMAN, C.E., FLETCHER, C.H., RUBIN, K.H., **1999** - Marine and meteoric diagenesis of Pleistocene carbonates from a nearshore submarine terrace, Oahu, Hawaii, *Journal of Sedimentary Research*, V. 69, Issue 5, p. 1083-1097.
- SHINN, E.A., **1969** - Submarine lithification of Holocene, carbonate sediments in the Persian Gulf, *Sedimentology*, V. 12, Issue 1-2, p. 109.
- SITTLER, C., **1967** - Mise en évidence d'un réchauffement climatique a la limite de l'Oligocène et du Miocène, *Review of Palaeobotany and Palynology*, V. 2, Issue 1-4, p. 163-172.
- SMART, P.L., DAWANS, J.M., **1988** - Carbonate dissolution in a modern mixing zone, *Nature*, V. 335, p. 811-813.
- SOETAERT, K, HERMAN, P.M.J., MIDDELBURG, J.J, **1996** - A model of early diagenetic processes from the shelf to abyssal depths, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 60, Issue 6, p. 1019-1040.
- SPURGEON, D., DAVIS, R.A. JR., SHINN, E.A., **2003** - Formation of 'beach rock' at Siesta Key, Florida and its influence on barrier island development, *Marine Geology*, 2003, V. 200, Issue 1-4, p. 19-29.

- STANLEY, S.M., HARDIE, L.A., **1998** - Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 144, Issue 1-2, p. 3-19.
- STEINEN, R.P., MATTHEWS, R.K., **1973** - Phreatic vs. vadose diagenesis ; stratigraphy and mineralogy of a cored borehole on Barbados, W. I, *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 43, Issue 4, p. 1012-1020.
- STEINEN, R.P., **1974** - Phreatic and Vadose Diagenetic Modification of Pleistocene Limestone : Petrographic Observations from Subsurface of Barbados, West Indies, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 58, Issue 6, P. 1008-1024.
- STEINEN, R.P., **1978** - On the diagenesis of lime mud ; scanning electron microscopic observations of subsurface material from Barbados, W.I., *Journal of Sedimentary Petrology*, V. 48, Issue 4, p. 1139-1148.
- STROBEL, J., CANNON, R., CHRISTOPHER, G.St., KENDALL, C.St., BISWAS, G., BEZDEK, J., **1989** - Interactive (SEDPACK) simulation of clastic and carbonate sediments in shelf to basin settings , *Computers & Geosciences*, V. 15, Issue 8, p. 1279-1290.
- SVENSSON, U., DREYBRODT, W., **1992** - Dissolution kinetics of natural calcite minerals in CO<sub>2</sub>-water systems approaching calcite equilibrium, *Chemical Geology*, V. 100, p. 129-145.
- SYABRYAJ, S., UTESCHER, T., MOLCHANOFF, S., BRUCH, A.A., **2007** - Vegetation and palaeoclimate in the Miocene of Ukraine, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 253, Issue 1-2, p. 153-168.
- TILLMAN, R.W., **1986** - Swaley cross-stratification and associated features, Upper Cretaceous Western Interior seaway of United States, *AAPG Bulletin*, V. 70, Issue 5, p. 656.
- TODD, D.K., **1980** - Groundwater Hydrology, Ed. John Wiley & Sons, p. 535.
- TUCKER, M.E., WRIGHT, V.P., **1990** - Carbonate sedimentology, Ed. Blackwell Sci.
- UTESCHER, T., MOSBRUGGER, V. ASHRAF, A.R., **2000** - Terrestrial climate evolution in Northwest Germany over the last 25 million years, *Palaios*, V. 15, Issue 5, p. 430-449.
- UTESCHER, T., DJORDJEVIC-MILUTINOVIC, D., BRUCH, ANGELA A., MOSBRUGGER, V., **2007** - Palaeoclimate and vegetation change in Serbia during the last 30 Ma, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 253, Issue 1-2, p. 141-152.
- VEIZER, J., ALA, D., AZMY, K., BRUCKSCHEN, P., BUHL, D., BRUHN, F., CARDEN, G.A.F., DIENER, A., EBNETH, S., GODDERIS, Y., JASPER, T., KORTE, C., PAWELLEK, F., PODLAHA, O.G., STRAUSS, H., **1999** - <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater, *Chemical Geology*, V. 161, Issues 1-3, p. 59-88.
- VOLERY, C., DAVAUD, E., FOUBERT, A., CALINE, B., **2009** - Shallow-marine microporous carbonate reservoir rocks in the middle east : relationship with seawater mg/ca ratio and eustatic sea level, *Journal of Petroleum Geology*, V. 32, Issue 4, p. 313-326.
- VOLLBRECHT, R, MEISCHNER, D., **1996** - Diagenesis in coastal carbonates related to Pleistocene sea level, Bermuda platform, *Journal of sedimentary research*, V. 66, Issue 1, p. 243-258.
- WALTER, L.M., MORSE, J.W., **1985** - The dissolution kinetics of shallow marine carbonates in seawater: A laboratory study, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 49, Issue 7, p. 1503-1513.
- WANG, Y., VAN CAPPELLEN, P., **1996** - A multicomponent reactive transport model of early diagenesis: Application to redox cycling in coastal marine sediments, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 60, Issue 16, p. 2993-3014.

- WARD, W.C., **1973** - Influence of Climate on the Early Diagenesis of Carbonate Eolianites, *Geology*, V. 1, Issue 4, p. 171-174.
- WARRLICH, G.M.D., WALTHAM, D.A., BOSENCE, D.W.J., **2002** - Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new forward modeling program (CARBONATE 3-D), *Basin Research*, V. 14, Issue 3, p. 379-400.
- WEBB, G.E., NOTHDURFT, L.D., KAMBER, B.S., KLOPROGEE, J.T., ZHAO, J.-X., **2009** - Rare earth element geochemistry of scleractinian coral skeleton during meteoric diagenesis ; a sequence through neomorphism of aragonite to calcite, *Sedimentology*, V. 56, Issue 5, p. 1433-1463.
- WETZEL A., TJALLINGII, R., STATTEGGER, K., **2010** - *Gyrolites* in Holocene estuarine incised-valley fill deposits, offshore southern Vietnam, *Palaios*, V. 25, Issue 4, p. 239-246.
- WHITAKER, F.F., SMART, P.L., HAGUE, Y., WALTHAM, D., BOSENCE, D., **1997** - A coupled two-dimensional diagenetic and sedimentological modeling of carbonate platform evolution, *Geology*, V. 25, Issue 2, p. 175-178.
- WHITAKER, F.F., HAGUE, Y., SMART, P.L., WALTHAM, D.A., BOSENCE, D.J.W., **1999** - Coupled modeling of carbonate diagenesis and sedimentology : structure and function of a coupled 2-dimensional diagenetic and sedimentological model of carbonate platform evolution, *SEPM Special Publication n°62*, p. 69-84.
- WHITAKER, F.F., PATERSON, R.J., JOHNSTON, V.E., **2006** - Meteoric diagenesis during sea-level lowstands ; evidence from modern hydrochemical studies on northern Guam, *Journal of Geochemical Exploration*, V. 89, Issue 1-3, p. 420-423.
- WHITAKER, F.F., SMART, P.L., **2007a** - Geochemistry of meteoric diagenesis in carbonate islands of the northern Bahamas: 1. Evidence from field studies, *Hydrological processes*, V. 21, p. 949-966.
- WHITAKER, F.F., SMART, P.L., **2007b** - Geochemistry of meteoric diagenesis in carbonate islands of the northern Bahamas: 2. Geochemical modelling and budgeting of diagenesis, *Hydrological processes*, V. 21, p. 967-982.
- WRIGHT, V.P., **1982** - The recognition and interpretation of paleokarsts ; two examples from the Lower Carboniferous of South Wales, *Journal of Sedimentary Research*, V. 52, p. 83-94.
- WRIGHT, V.P., CHERNS, L., **2004** - Are there 'black holes' in carbonate deposystems?, *Geologica Acta*, V. 2, Issue 4, p. 285-290.
- WIGLEY, T.M.L., PLUMMER, L.N., 1976 - Mixing of carbonate waters, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 40, p. 989-996.
- WIJSMAN, J.W.M., HERMAN, P.M.J., MIDDELBURG, J.J., SOETAERT, K., **2002** - A Model for Early Diagenetic Processes in Sediments of the Continental Shelf of the Black Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, V. 54, p. 403-421.
- YAO, T., JOURNEL, A.G., **2000** - Integrating seismic attribute maps and well logs for porosity modeling in a west Texas carbonate reservoir: addressing the scale and precision problem, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, V. 28, p. 65-79.
- ZANKL, H, **1969** - Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks, *Sedimentology*, V. 12, p. 241-256.
- ZHANG, Y., DAWE, R., **1998** - The kinetics of calcite precipitation from a high salinity water, *Applied Geochemistry*, V. 13, p. 177-184.
- ZHANG, Y., DAWE, R., **2000** - Influence of Mg<sup>2+</sup> on the kinetics of calcite precipitation and calcite crystal morphology, *Chemical Geology*, V. 163, Issues 1-4, p. 129-138.

ZHONG, S., MUCCI, A., **1989** - Calcite and aragonite precipitation from seawater solutions of various salinities: Precipitation rates and overgrowth compositions, *Chemical Geology*, V. 78, p. 283-299.

ZUDDAS, P., MUCCI, A., **1998** - Kinetics of calcite precipitation from seawater: II. The influence of the ionic strength, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 62, Issue 5, p. 757-766.

# ANNEXE 1

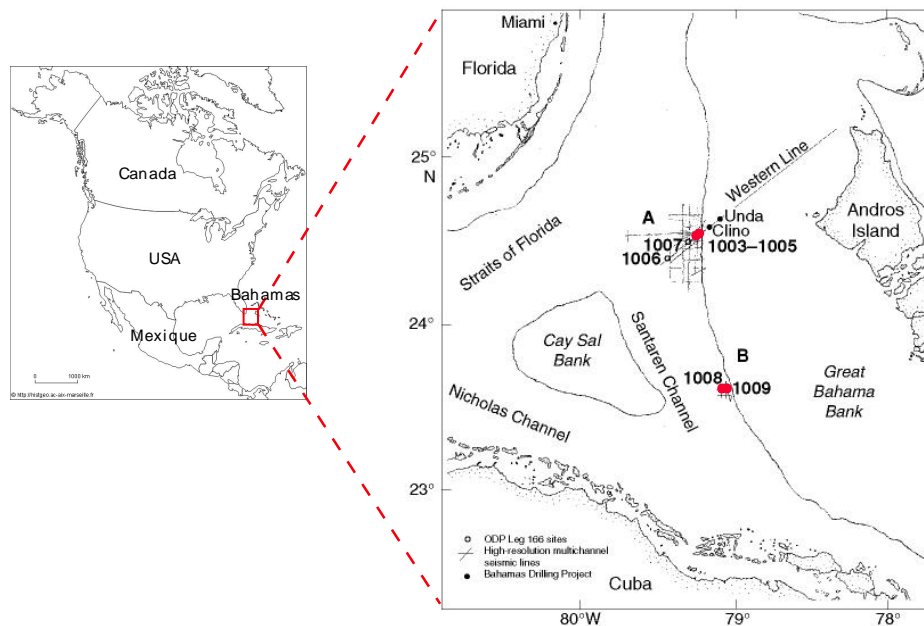
## Étude de la base de données ODP

### 1) Introduction

Une recherche de documents portant sur les propriétés pétrophysiques de sédiments carbonatés modernes a été réalisée mais il s'est vite avéré que très peu de publications sur ce sujet existaient et la recherche s'est donc focalisée sur les données issues de l'"*Ocean Drilling Program*" (ODP). Cette base de données est librement et facilement accessible via le site Internet de l'organisation (<http://www-odp.tamu.edu>).

### 2) Méthode

Il a fallu dans un premier temps récupérer et trier les données disponibles depuis le site Internet pour n'utiliser que celles en accord avec l'objectif de ce travail : ne garder que des données de forages réalisées dans des dépôts carbonatés, sous des profondeurs d'eau relativement faibles, etc. Ces différents tris ont amené à n'utiliser qu'une des campagnes (ou "leg") ODP : le leg 166 (Bahamas) et uniquement certains sites de ce leg (Fig. 1). Les données récupérées (849 mesures) comprennent alors des valeurs de porosités mesurées sur des échantillons prélevés dans les carottes, des profondeurs d'enfouissements et des descriptions de textures.

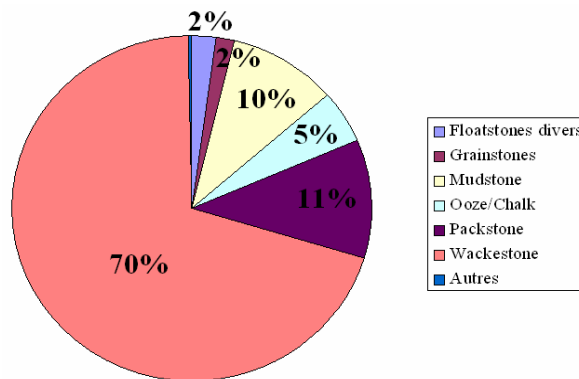


**Fig. 1 :** Localisation géographique des différents sites échantillonnés (points rouges) de la campagne ODP 166.



### 3) Résultats

Les descriptions du leg ODP 166 ont permis de classer les échantillons retenus suivant leurs textures : 70 % des échantillons sont des wackestones au sens large (wackestone à packstone et wackestone à mudstone), les packstones ne représentent que 11 % des échantillons, les mudstones seulement 10 % et les grainstones uniquement 2 % (Fig. 2). Ils n'ont donc qu'un poids extrêmement limité sur les tendances générales observées.

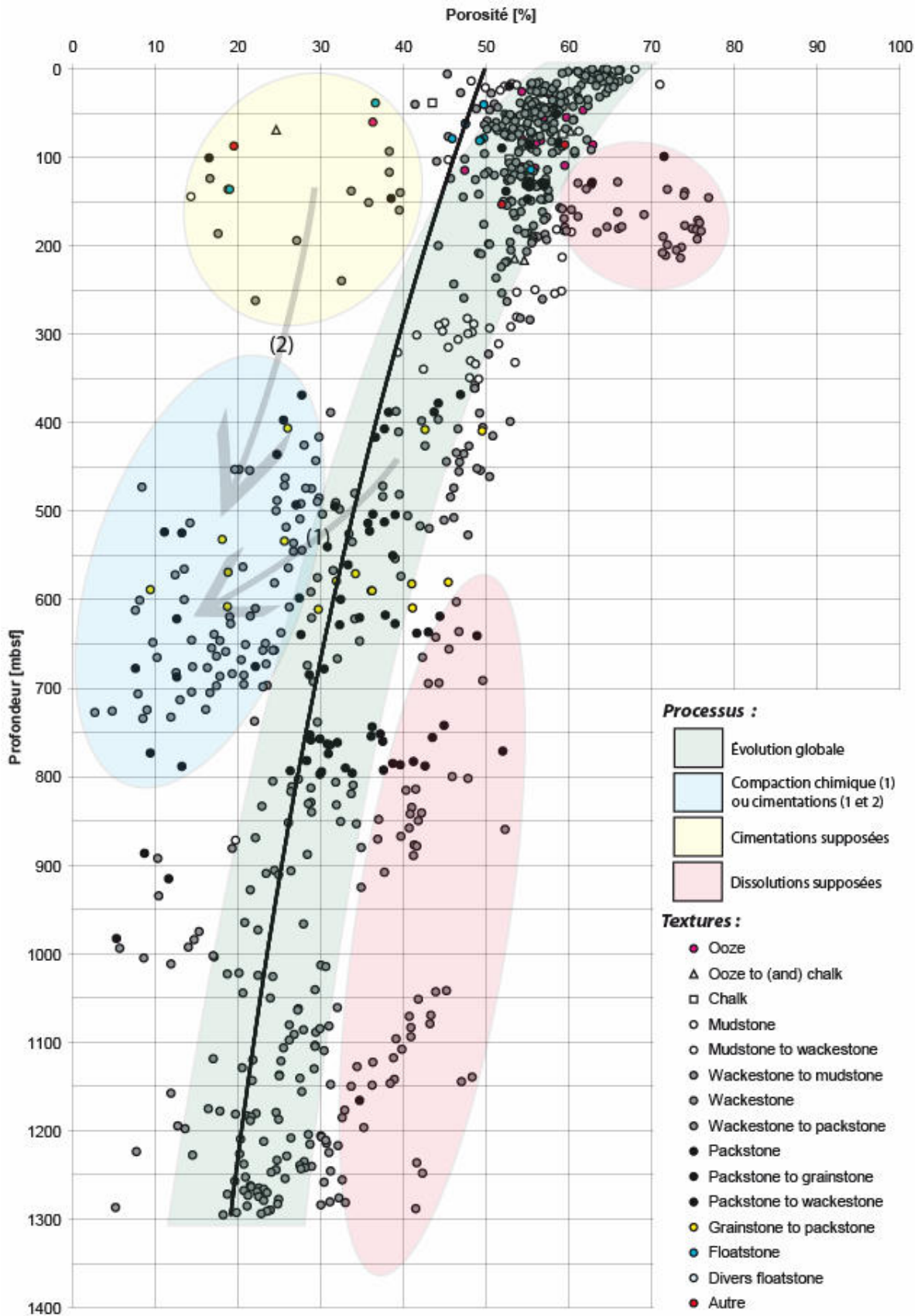


**Fig. 2 :** Répartitions des échantillons retenus du Leg ODP 166 en fonction de leurs textures de dépôt.

La distribution des porosités des échantillons suivant leur profondeur d'enfouissement est très largement répartie (Fig. 3) ; on observe cependant la tendance globale de décroissance de la porosité avec la profondeur. Cette propriété, communément observée, peut être expliquée par un processus diagénétique lié à l'augmentation de la profondeur d'enfouissement : la compaction mécanique.

La compaction mécanique est un réarrangement plus compact (plus stable) des particules qui constituent les sédiments. Elle diffère suivant la texture et la nature du matériel compacté. Les sédiments de textures boueuses ("mud dominated") sont très susceptibles à ce type de compaction et une forte expulsion d'eau en résulte. La nature du sédiment est aussi importante, une boue pélagique n'effectuera pas le même chemin sur un diagramme porosité-profondeur qu'une boue de plate-forme car elles ne possèdent pas les mêmes caractéristiques intrinsèques (morphologie des cristaux, quantité de porosité intragranulaire, etc. ; Moore 2001). De cette façon, l'expulsion d'eau apparaît être un phénomène plus important dans une boue de plate-forme que dans une boue pélagique.

Les textures grenues ("grain supported") comme les sables carbonatés par exemple possèdent un chemin encore un peu différent de celui des textures boueuses ("muddy"). Le sédiment perd dans un premier temps sa porosité par un phénomène de réarrangement de manière plus compacte de ses particules. La phase suivante de perte de porosité consiste en une fracturation des particules ou bien en leurs déformations (plasticité des peloïdes par exemple). Les effets produits par la compaction mécanique sur ces sédiments grenus peuvent être réduits par le biais de cimentations (précoces) de leurs pores, excepté si les particules sont très souples.



**Fig. 3 :** Distribution des porosités des échantillons retenus du leg ODP 166 (n = 849) en fonction de leur profondeur d'enfouissement. Les points sont habillés selon leurs interprétations texturales. La courbe noire représente l'exponentielle possédant le meilleur coefficient de corrélation.

Bien qu'il existe visiblement une tendance générale de décroissance de type exponentielle de la porosité avec la profondeur, il est possible d'observer que la dispersion de cette valeur est très large et cela quelque soit la profondeur d'enfouissement considérée des sédiments (Fig. 3) et bien que la texture des échantillons soit assez constante (70 % de wackestones). Par exemple, certains des échantillons du leg 166 possèdent des porosités beaucoup plus basses que celles des autres points. Ces faibles valeurs pourraient être expliquées par l'existence d'un autre phénomène diagénétique de compaction : la compaction chimique.

La compaction chimique intervient généralement postérieurement à la compaction mécanique. L'augmentation des contraintes avec l'enfouissement facilite la mise en place de réactions chimiques ; celles ci se déroulent aux niveaux des points de contacts entre les particules, là où la solubilité augmente à cause des fortes contraintes. Il en résulte une diminution de la porosité et la formation de structures particulières aux niveaux des contacts entre les grains appelés microstylolithes. Lorsque l'un des deux grains en contact est moins facilement dissout il se forme alors des contacts concavo-convexes. Toutes ces structures peuvent exister également à plus grande échelle (stylolithes, joints de dissolution et grains impressionnés). Les minéraux dissous aux niveaux des zones sous contraintes sont intégrés dans le fluide percolant qui s'enrichit jusqu'à la sursaturation, des précipitations surviennent alors généralement dans des zones un peu plus éloignées mais relativement proches de la source (Bathurst 1991).

C'est l'enfouissement et l'augmentation de la pression lithostatique l'accompagnant qui est l'un des facteurs les plus importants à l'origine de la compaction chimique. Selon Dunnington (1967), il faudrait une profondeur d'enfouissement de 600 m au minimum pour que s'initialise cette compaction chimique. Borre et Fabricius (1998) notent la présence de ciments issus de phénomènes de pression-dissolution pour des profondeurs de plus de 850 m ; Saller (1984) lui non plus n'en n'observe pas à moins de 800 m. Cependant, Meyers et Hill (1983) remarquent un début de compaction chimique sous seulement quelques dizaines à quelques centaines de mètres. De la même manière Bathurst (1975) note de nombreux cas de pression-dissolution pour de faibles enfouissements. Cela paraît donc difficile de distinguer une profondeur minimum standard d'enfouissement pour l'initialisation de ce phénomène, de nombreuses autres propriétés des sédiments sont à regarder (minéralogies originelles, chimisme et pression du fluide percolant, présence d'argile, de matière organique, etc.).

En observant la Fig. 3 on s'aperçoit qu'un nuage de point semble s'écarter de la tendance générale de décroissance de la porosité à partir d'une profondeur d'environ 400 m. Il pourrait être issu de l'existence d'un processus de compaction chimique qui viendrait s'ajouter à celui de la compaction mécanique et engendrerait en conséquence ces faibles valeurs de porosité. Il existe également une autre façon d'expliquer l'écartement de ces points, par un processus diagénétique de cimentation.

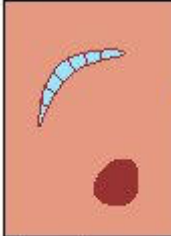





Il existe des points possédant des valeurs de porosité très basses à de très faibles profondeurs d'enfouissements ( $\Phi = 15$  à  $20\%$  pour  $z = 100$  à  $150$  m) mais également très élevées pour de relativement fortes profondeurs d'enfouissement ( $\Phi = 45$  à  $50\%$  pour  $z = 1100$  à  $1150$  m). Une précipitation de ciment dans les pores ou des dissolutions de certains éléments des sédiments pourrait plus facilement expliquer l'existence de ces valeurs extrêmes à l'origine des larges gammes de porosités observées à toutes les profondeurs.

La distribution des porosités des échantillons récupérés au cours du leg ODP 166 permet donc de bien illustrer le rôle crucial que pourrait posséder les processus diagénétiques sur la porosité des sédiments carbonatés. Malgré sa richesse, la base de données ODP ne permet pas de pousser l'étude diagénétique très loin, et en particulier d'étudier l'interaction entre les processus sédimentaires et la diagenèse. En effet, il manque de nombreuses données comme les faciès, la diagenèse ou les mesures de perméabilité. De plus, il s'agit majoritairement de sédiments peu consolidés et donc non propices à des études diagénétiques ; nous n'avons donc pas cherché à étudier directement les échantillons utilisés dans ce travail.

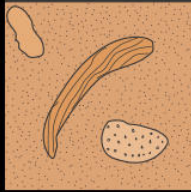

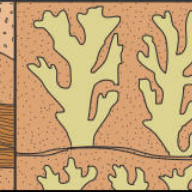
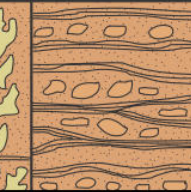
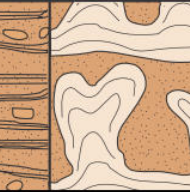
# ANNEXE 2

## Classifications des textures de dépôt

Classification de Dunham 1962 :

Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Crystalline
					
Less than 10% grains	More than 10% grains	Grain-supported	Lacks mud and is grain-supported	Original components were bound together	Depositional texture not recognizable
Mud-supported					
Contains mud, clay and fine silt-size carbonate					
Original components not bound together during deposition					
Depositional texture recognizable					

Classification d'Embry et Klovan 1971 :

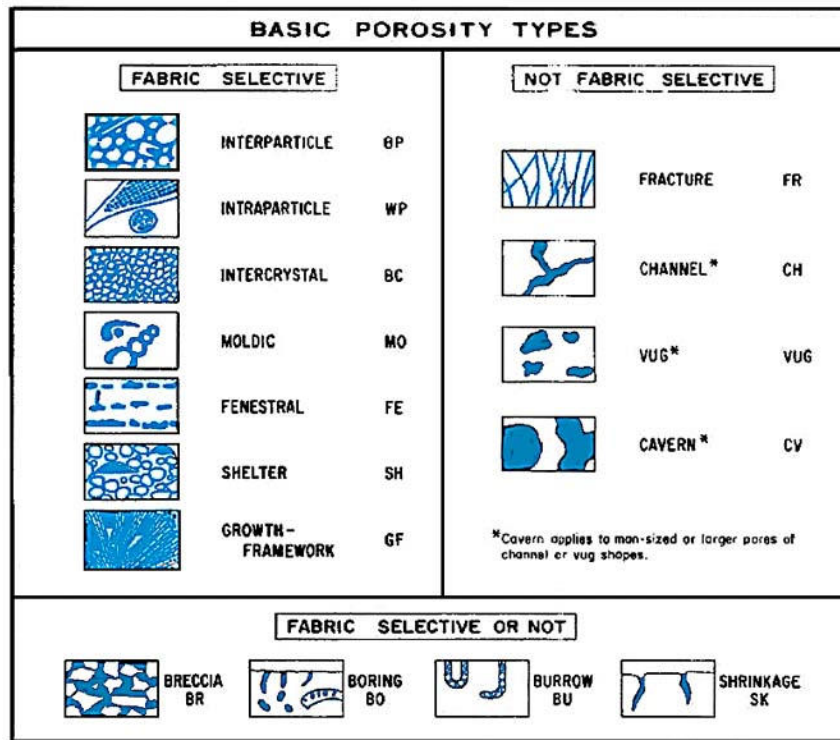
Original Components Not Organically Bound During Deposition		Original Components Organically Bound During Deposition		
> 10% grains >2 mm		Organisms acted as baffles	Organisms encrusted and bound	Organisms built a rigid framework
Matrix-supported	Supported by components larger than 2 mm			
<b>Floatstone</b>	<b>Rudstone</b>	<b>Bafflestone</b>	<b>Bindstone</b>	<b>Framestone</b>
				



# ANNEXE 3

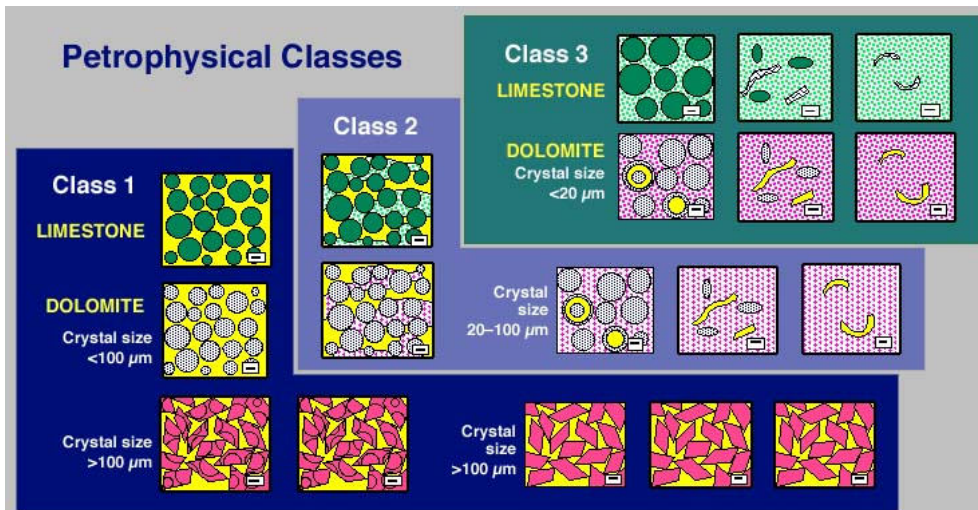
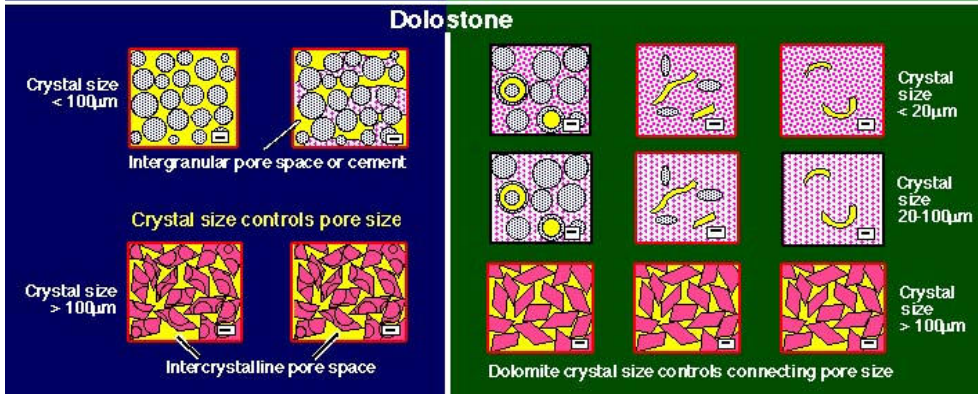
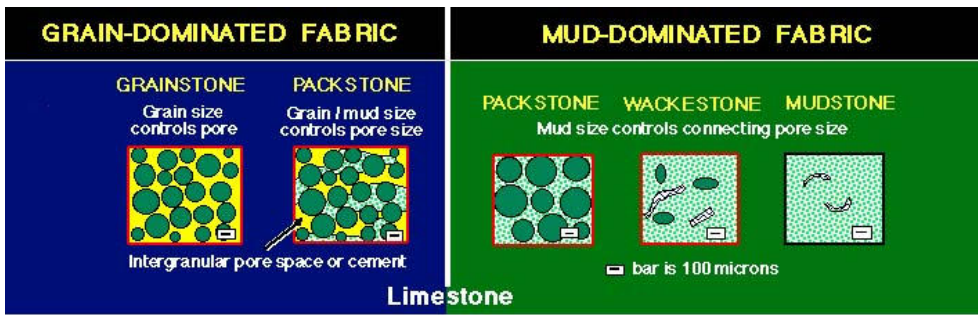
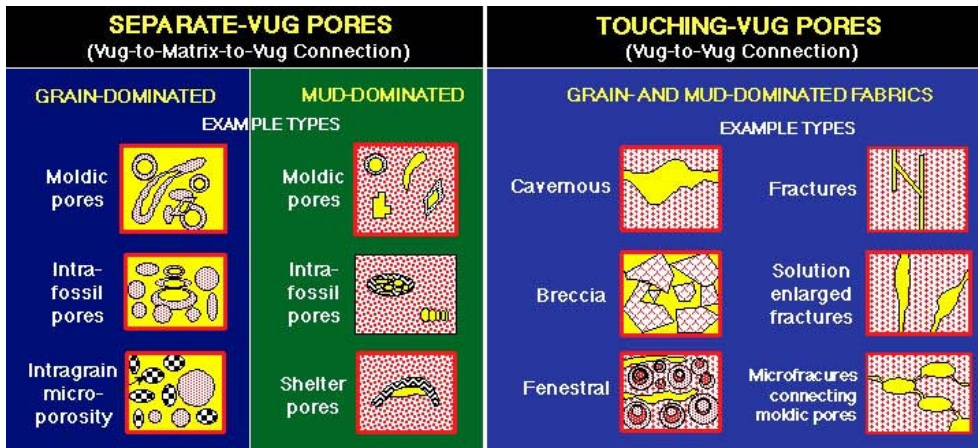
## Classification des types de porosités

Classification de Choquette et Pray 1970 :



MODIFYING TERMS					
GENETIC MODIFIERS				SIZE * MODIFIERS	
PROCESS		DIRECTION OR STAGE		CLASSES	
SOLUTION	s	ENLARGED	x	MEGAPORE	mm <sup>1</sup>
CEMENTATION	c	REDUCED	r	large	256
INTERNAL SEDIMENT	i	FILLED	f	small	32
<b>TIME OF FORMATION</b>				large	4
PRIMARY				small	1/2
pre-depositional				small	1/16
depositional				large	
SECONDARY				small	
eogenetic				small	
mesogenetic				small	
telogenetic				small	
Use size prefixes with basic porosity types: mesovug                      msVUG small mesomold            smsMQ microinterparticle        mcBP					
*For regular-shaped pores smaller than cavern size.					
<sup>1</sup> Measures refer to average pore diameter of a single pore or the range in size of a pore assemblage. For tubular pores use average cross-section. For platy pores use width and note shape.					
Genetic modifiers are combined as follows: <b>PROCESS + DIRECTION + TIME</b>				<b>ABUNDANCE MODIFIERS</b>	
EXAMPLES: solution-enlarged            sx				percent porosity            (15%)	
cement-reduced primary            crP				or	
sediment-filled eogenetic            ifSe				ratio of porosity types    (1:2)	
				or	
				ratio and percent        (1:2) (15%)	

Classification de Lucia 1995 :



# ANNEXE 4

## Procédure pour les mesures géochimiques



PD Dr. M. Joachimski  
Institute of Geology and Mineralogy  
University of Erlangen-Nürnberg  
Schloßgarten 5  
91054 Erlangen/Germany  
joachimski@geol.uni-erlangen.de

### Analytical Methods

#### Carbon and oxygen isotope analysis of carbonates

Carbonate powders were reacted with 100% phosphoric acid (density >1.9, Wachter and Hayes, 1985) at 75°C using a Kiel III online carbonate preparation line connected to a ThermoFinnigan 252 massspectrometer. All values are reported in per mil relative to V-PDB by assigning a  $\delta^{13}\text{C}$  value of +1.95‰ and a  $\delta^{18}\text{O}$  value of -2.20‰ to NBS19. Reproducibility was checked by replicate analysis of laboratory standards and is better than  $\pm \dots$  ( $1\sigma$ ) (see data file).

Optional: Oxygen isotopic compositions of dolomite and siderite were corrected using the fractionation factors given by Rosenbaum & Sheppard (1986).

Wachter, E. and Hayes, J.M. (1985): Exchange of oxygen isotopes in carbon-dioxide - phosphoric acid systems.- *Chemical Geology*, 52, 365-374.

Rosenbaum, J. & Sheppard, S.M. (1986): An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 1147-1150.

#### Carbon and nitrogen isotope analysis of organic carbon

Carbon and nitrogen isotope analysis of "organic materials" were performed with an elemental analyser (Carlo-Erba1110) connected online to ThermoFinnigan Delta Plus massspectrometer. All carbon isotope values are reported in the conventional  $\delta$ -notation in permil relative to V-PDB (Vienna-PDB). Nitrogen isotope ratios are reported in ‰ relative to atmospheric  $\text{N}_2$ . Accuracy and reproducibility of the analyses was checked by replicate analyses of international standards (see data sheet: e.g. USGS 24, USGS 40, IAEA N1, IAEA N2). Reproducibility was better than  $\pm \dots$ ‰ ( $1\sigma$ ) (see data file)

For further information concerning methods please check:

Stable isotope analysis of carbonates: <http://www.geol.uni-erlangen.de/index.php?id=75&L=3>  
<http://www.geol.uni-erlangen.de/index.php?id=97&L=3>

Stable isotope analysis of organics: <http://www.geol.uni-erlangen.de/index.php?id=76&L=3>