



AIX-MARSEILLE UNIVERSITÉ

CEREGE

(Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement)

UMR 7330 CNRS

École Doctorale : Sciences de l'Environnement ED 251

## **THÈSE**

présentée par

**Franck GISQUET**

pour l'obtention du grade de

**Docteur d'Aix-Marseille Université**

Les drains dolomitiques super-K :  
géométries, hétérogénéités-réservoirs, origines  
La Formation Khuff en subsurface (Permo-Trias, Qatar-Iran)  
et un analogue à l'affleurement (Jurassique supérieur, Provence - France)

Directeur de Thèse : Marc Floquet

Promoteurs du projet TOTAL : Bruno Caline et Aurélien Virgone

### **MEMBRES DU JURY :**

Pr. Jean BORGOMANO - Aix-Marseille Université - *Professeur, Examineur*

Dr. Bruno CALINE - TOTAL - *Promoteur du projet de recherche, Examineur*

Dr. Christophe DURLET - Université de Bourgogne – *Maître de Conférences, Examineur*

Pr. Marc FLOQUET - Aix-Marseille Université – *Professeur, Directeur de thèse*

Pr. Luis POMAR - Universitat de les Illes Balears – *Professeur, Rapporteur*

Pr. Rudy SWENNEN - Katholieke Universiteit Leuven - *Professeur, Rapporteur*

Dr. Aurélien VIRGONE - TOTAL – *Promoteur du projet de recherche, Examineur*





AIX-MARSEILLE UNIVERSITÉ

CEREGE

(Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement)

UMR 7330 CNRS

École Doctorale : Sciences de l'Environnement ED 251

## THÈSE

présentée par

**Franck GISQUET**

pour l'obtention du grade de

**Docteur d'Aix-Marseille Université**

Les drains dolomitiques super-K :  
géométries, hétérogénéités-réservoirs, origines  
La Formation Khuff en subsurface (Permo-Trias, Qatar-Iran)  
et un analogue à l'affleurement (Jurassique supérieur, Provence - France)

Directeur de Thèse : Marc Floquet

Promoteurs du projet TOTAL : Bruno Caline et Aurélien Virgone

### **MEMBRES DU JURY :**

Pr. Jean BORGOMANO - Aix-Marseille Université - *Professeur, Examineur*

Dr. Bruno CALINE - TOTAL - *Promoteur du projet de recherche, Examineur*

Dr. Christophe DURLET - Université de Bourgogne – *Maître de Conférences, Examineur*

Pr. Marc FLOQUET - Aix-Marseille Université – *Professeur, Directeur de thèse*

Pr. Luis POMAR - Universitat de les Illes Balears – *Professeur, Rapporteur*

Pr. Rudy SWENNEN - Katholieke Universiteit Leuven - *Professeur, Rapporteur*

Dr. Aurélien VIRGONE - TOTAL – *Promoteur du projet de recherche, Examineur*



# Remerciements

Cette aventure s'achève après 3 années et quelques mois qui font désormais partie des plus beaux souvenirs de mon existence. J'ai pris un plaisir immense à effectuer ce travail et c'est avec une grande satisfaction et un pincement au cœur que je clôture mon cursus universitaire. Que toutes les personnes m'ayant aidé au travers de ce parcours trouvent ici la reconnaissance qui leur est due.

En premier lieu, je tiens à exprimer ma profonde amitié pour **Marc Floquet** qui, pendant ces trois années, a su ménager la chèvre et le chou afin de mener à bien sa tâche d'encadrement. Que de bons moments passés à échanger et à confronter des idées, que ce soit à l'université ou sur le terrain. Je le remercie pour toute l'expérience qu'il m'a transmise et qui constitue dorénavant une solide base pour progresser vers de nouveaux horizons. En dehors du professeur passionné, c'est également l'homme drôle et érudit que je tiens à remercier, pour nous avoir enrichis d'un nombre incalculable d'anecdotes et de bons mots avec ce léger sourire en coin.

Je tiens à exprimer ma gratitude à **Jean Borgomano**, qui fut l'instigateur du partenariat avec la société TOTAL et qui me permit voilà quelques années de découvrir le milieu de l'industrie pétrolière. Sans lui, je n'aurais probablement jamais entrepris cette thèse. Ses réflexions m'ont été d'une précieuse aide durant ce travail et notamment sa remarque de juillet 2009 à Pau qui résonne encore dans ma tête : « ton problème, c'est la dissolution... ». Cette vivacité analytique et décisionnelle m'a été profitable.

En allant vers le Sud Ouest, je souhaite remercier **Bruno Caline** pour son soutien indéfectible et sa patience lors de ces dernières années et pour sa bonne humeur débordante. J'ai apprécié discuter des matchs de football et de la situation olympienne autour du café matinal.

**Aurélien Virgone** m'a été d'une très grande aide au cours de ce travail, notamment par sa connaissance galactique du réservoir de subsurface. J'ai apprécié les échanges et la confiance qui m'a été accordée pendant tous mes séjours palois. Son soutien et ses encouragements fréquents m'ont permis de traverser les épreuves pas à pas.

Dans la belle région bourguignonne, la rencontre de **Christophe Durlet** a été l'une des plus formatrices. J'ai appris à ses côtés à maîtriser plusieurs outils et à raisonner avec sa logique directe d'une efficacité mordante, qui à mes yeux, le caractérise si bien. Ma reconnaissance est grande pour Christophe en raison des progrès que j'ai accomplis tant au point de vue scientifique qu'œnologique en visitant sa région.

Je tiens à dire l'honneur qui m'est fait par Messieurs **Luis Pomar** et **Rudy Swennen** d'avoir accepté de rapporter ce travail, qui je l'espère leur donnera du plaisir à mesure que les pages se succéderont.

Ces années n'auraient pas été les mêmes sans les amis palois. J'ai adoré partager le bureau de **Solange Cantaloube** et l'entendre répondre en russe au téléphone. **Carine Maza** m'a transmis une grande partie de son savoir. Je lui en suis très reconnaissant. À **Jean-Louis Cappelli et Sabine**, je réitérerai toute mon affection et ma sympathie pour ce charmant couple. **Cédric Mabile** m'a enchanté au quotidien par sa bonne humeur et son franc-parler. Je ne veux oublier personne mais sachez que tous avez comptés et m'avez permis d'apprécier cette région et sa culture : **Françoise, Suzon, Alain, Pierre, Emmanuelle, Mathieu, Anna, Isabelle, Cathy, Robert, Eric** sans oublier les collègues thésards **Julie, Manu, Jonathan, Mélanie et Benjamin**. Je remercie également chaleureusement les sympathiques locataires de la carothèque. Messieurs **Walgenwitz, Dessort et Girard** m'ont été d'une précieuse aide et de très bon conseil durant cette période. Je remercie également **Myriam Cuylaerts** pour son travail que j'ai pris plaisir à accompagner.

Parmi les séjours à Dijon, je remercie mon hôte **Matthieu Deville de Périère** *alias* Mc Town de m'avoir fait découvrir sa ville. Il a su me prouver qu'il était capable de créer des modèles analogiques de battement de nappe dans sa douche, un vrai travail de pro qui s'est inscrit dans la durée. Mon passage dans le bureau de ce cher **Benjamin Pierrat** a été très agréable, et surtout de le voir semer des oursins autour de l'Antarctique et de refuser quotidiennement de venir faire une faaaaaaaaace au Sud de la Loire.

Dans notre belle Provence, l'ambiance n'aurait pas été la même sans les trublions du laboratoire de Marseille. Parmi cette palanquée de joyeux drilles, je tiens à exprimer mon admiration pour notre mime de génie en la personne d'**Arnaud Fournillon** qu'aucun *long neck* Heineken ou J&B n'a jamais effrayé. Également, je remercie **Pierre-Olivier Bruna** *alias* Pobinoulepetiminou pour la virilité manifeste de ses caleçons à bisous ainsi qu'à **Remy Richet** pour son explosivité et sa cordiale détestation d'autrui. Une pensée va droit à **Benoit Isseautier** pour ses ténébreuses envolées modélisatrices et sa capacité à bipolariser son régime alimentaire entre pizzas et mauresques. J'ai apprécié la compagnie du canon à ballon **Arthur Lavenu** et de notre sécateur polonais **Dimitri Kudelski**. Je remercie **Arnaud Gallois** et **Roland Salardon** d'avoir rejoint la team Dolomite à un moment de leur cursus. Merci à **Léon Beaufroid** pour son dialecte du temps jadis et pour ses bouffardes odorantes. J'ai également apprécié partager de bons moments avec DJ El Diablo, **Alex Hairabian** ainsi qu'avec toute la bande de thésards du laboratoire, **Aurélie, Julien, Christophe, Micka, Cédric et Gaëlle**.

Chez les plus expérimentés, je remercie **Philippe Léonide** pour son accueil à Amsterdam et sa fascination, qu'il m'a fait partager, pour les croquettes. Dans cette jolie ville, je remercie également **Hubert Vonhof** et **Suzan**.

**François Fournier** trouvera ici exprimée ma chaleureuse amitié pour son côté ratafieu et contrepéteur qu'il transmet au quotidien à ce cher **Renaud Toullec**, rebaptisé le « siphon perigourdin » depuis que ces deux énergumènes interagissent.

Je tiens à écrire ô combien je suis reconnaissant envers **François Demory** et **Juliette Lamarche**. Mon destin a probablement changé en faisant cette rencontre qui m'a conduit là où je suis actuellement mais qui m'a également légué quelques perles rares de la chanson moldave.

Je remercie **Bertrand Martin-Garin** pour son épicurisme et sa fascination pour les talonnettes clinquantes et les MMS. A ton futur tennis-elbow...

Mes sincères remerciements à **Loïc Villier**, l'oreille de Moscou, de nous avoir conté tant d'histoires fumeuses sur les secrets que renferment cette université.

Merci à **Lionel Marié** pour sa rapidité et la qualité de son travail qui fait partie intégrante de

## Remerciements

cette étude. Je remercie également **Jocelyne Turiello** pour ses petites attentions et ses mots tendres envers tous les jeunes de ce laboratoire. J'exprime également mes remerciements à tous les maîtres de conférences et professeurs qui ont rendu ce chemin vers la connaissance fort agréable.

Enfin je tiens à m'excuser auprès de tous les membres du laboratoire d'avoir écouté en boucle les Dubliners, Paquito Chocolatero, Renaud et AC/DC. Que les mélomanes me pardonnent !

J'ai une pensée chaleureuse et sympathique pour **Nicole Floquet** qui a toujours été bienveillante et de bon conseil à mon égard.

Hors du milieu de la géologie, cette épopée n'aurait pas été la même sans **Andres et Douns**. **Yvon** et **Yassine** portent encore les séquelles d'un portage trop long, de cailloux trop lourds. Merci les gars !

Merci à vous les proches, Papa, Maman, et la petite famille gapençaise. Votre soutien indéfectible est votre plus belle preuve d'amour. Vous êtes mes bonheurs quotidiens.

A toi ma douce, qui partage mes hauts et mes bas, tu as quitté un jeune homme il y a 3 ans et tu trouves dorénavant un mari aux cheveux blanchissants. Ce voyage à tes côtés a été un émerveillement de chaque instant. Tu as su m'offrir ta plus grande affection pour me tirer sans cesse vers le haut. Tu es mon éternelle.



## Résumé

La partie supérieure de la Formation Khuff est un réservoir représentant le plus grand champ gazier mondial, d'âge Permien supérieur à Trias inférieur. Il est formé de la succession de calcaires, de dolomies et de sulfates. Sa production est principalement contrôlée par des intervalles d'épaisseur généralement inférieure à 10 m, totalement dolomitisés, appelés super-drains ou super-K, connectés sur plusieurs dizaines de kilomètres.

Les objectifs de l'étude sont (1) de définir la mise en place et l'extension des super-drains dans un cadre stratigraphique, (2) de comprendre la diagenèse contrôlant leurs propriétés réservoirs et (3) de comparer la mise en place des corps dolomitiques stratiformes précoces ou tardifs liés aux failles à ceux d'un analogue à l'affleurement, à savoir les formations calcaréo-dolomitiques d'âge Jurassique supérieur en Provence.

Pour les atteindre, des analyses sédimento-diagénétiques (sédimentologiques, pétrographiques et géochimiques) ont été entreprises sur les deux objets d'études du réservoir de subsurface et de l'analogue réservoir d'affleurement. Pour ce dernier, une modélisation en 3D de corps diagénétiques liés aux failles a été réalisée.

**Pour de strictes raisons de confidentialité  
exigée par TOTAL,**

toutes les données concernant le réservoir de subsurface de la Formation Khuff,  
et constituant une part considérable du Mémoire original de Thèse  
tel qu'il a été présenté pour soutenance orale,

**n'ont pu être reproduites pour diffusion.**

**Ne sont reproduites ici que les données concernant l'analogue de terrain,**

à savoir les formations calcaréo-dolomitiques d'âge Jurassique supérieur  
à l'affleurement en Basse Provence Occidentale

## Abstract

The upper part of the Khuff Formation includes the biggest gas reserves in the world, from Upper Permian to Lower Triassic age. It is composed by the succession of limestone, dolomite and sulfate. The gas production is mainly driven by layers typically thinner than 10 m, fully dolomitised, and called super-drains or super-K and connected over several dozen kilometers.

The goals of this study are (1) to define the formation and the extension of super-K layers in a stratigraphic framework, (2) to understand the diagenesis controlling their reservoir properties and (3) to compare the creation of early stratabound and late fault-related dolomite bodies with an outcrop analogue, from the limestone and dolomite formations from Provence from Upper Jurassic age.

To reach this goal, sedimento-diagenetic analyses (sedimentological, petrographical and geochemical) have been carried out on studied objects, the subsurface reservoir and the outcrop analogue reservoir. For the latter, 3D modelling of fault-related dolomite bodies have been realised.

**For strict confidentiality reasons  
required by TOTAL,**

all data about the subsurface reservoir of the Khuff Formation  
and that constitute a large part of the original Memoir  
of the PhD Thesis as it was defended,

**are not printed in this volume.**

**Are printed herein only the data about the outcrop analogue,**

*i.e.* the upper Jurassic calcareous and dolomitic formations  
of Southwestern Provence (SE France)

-

## Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>v</b>
<b>Résumé</b>	<b>ix</b>
<b>Abstract</b>	<b>x</b>
<b>1. Chapitre 1 - Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1.1. Problématique</b>	<b>3</b>
<b>1.2. Les objets de l'étude et les questions posées</b>	<b>4</b>
<b>1.3. Méthodes et nomenclature</b>	<b>5</b>
1.3.1. Méthodes	5
1.3.2. Nomenclatures	8
<b>1.4. Définitions retenues des séquences et cycles de dépôt, de l'espace disponible et de l'accommodation</b>	<b>11</b>
1.4.1. Notions d'espace disponible et d'accommodation	11
1.4.2. Séquences ou cycles de dépôts	11
1.4.3. Divers ordres de séquences	13
<b>1.5. Références bibliographiques</b>	<b>14</b>
<b>2. Chapitre 2 - Les drains super-K dans la partie supérieure de la Formation Khuff</b>	<b>21</b>

### Pour de strictes raisons de confidentialité exigée par TOTAL,

le chapitre 2 consacré à l'étude du réservoir de subsurface de la Formation Khuff, et constituant une part considérable (p. 21 à p. 292 = 271 p.) du Mémoire original de Thèse, tel qu'il a été présenté pour soutenance orale,

### n'a pu être reproduit pour diffusion.

N'en est donné ici que le plan :

<b>2.1. Cadre géologique</b>	Error! Bookmark not defined.
2.1.1. Localisation géographique : une formation à l'échelle de la Plaque Arabe	Error! Bookmark not defined.
2.1.2. Lithostratigraphie et biostratigraphie	Error! Bookmark not defined.
2.1.2.1. La Formation Khuff et son découpage lithostratigraphique	Error! Bookmark not defined.
2.1.2.2. Dans le Golfe Persique : un découpage hétérogène	Error! Bookmark not defined.
2.1.2.3. Évolution latérale de la Formation Khuff : trois principales lithologies pour une sédimentation principalement carbonatée	Error! Bookmark not defined.
2.1.3. Cadre structural et géodynamique	Error! Bookmark not defined.
2.1.3.1. La structure actuelle en dômes à réservoirs pétroliers	Error! Bookmark not defined.
2.1.3.2. Chronologie des déformations : du sel précambrien à la tectonique anatolienne cénozoïque	Error! Bookmark not defined.
2.1.4. Paléogéographies	Error! Bookmark not defined.
<b>2.2. Fréquence des drains à super-perméabilité (« super-K ») en subsurface</b>	Error! Bookmark not defined.

- 2.2.1. Définition d'un « drain à super-perméabilité » \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.2.2. Mise en évidence de « drains super-k » dans la Formation Khuff \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.2.3. Extension verticale et latérale des drains à partir des données de subsurface \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**

### **2.3. Architecture et dynamique sédimentaires, propriétés réservoirs \_\_\_\_\_** **Error! Bookmark not defined.**

- 2.3.1. Les faciès de l'ensemble des puits et leurs propriétés réservoirs \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
  - 2.3.1.1. Descriptions et interprétations des faciès \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.3.2. Architecture sédimentaire et séquences de dépôts : du banc au paysage, un modèle emboîté **Error! Bookmark not defined.**
  - 2.3.2.1. Les séquences de dépôts à très haute fréquence, d'épaisseur métrique à plurimétrique (« STHF ») **Error! Bookmark not defined.**
  - 2.3.2.2. Les séquences de dépôts à haute fréquence d'épaisseur pluri-métrique à décamétrique (« SHF ») **Error! Bookmark not defined.**
  - 2.3.2.3. Les séquences de dépôts à basse fréquence (« SBF ») d'épaisseur pluri-décamétrique versus les unités réservoirs \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**

### **2.4. La variabilité spatio-temporelle de la diagenèse comme facteur déterminant du développement des propriétés réservoirs : des phénomènes complexes pour la création et la préservation des drains super-K \_\_\_\_\_** **Error! Bookmark not defined.**

- 2.4.1. Propriétés réservoirs : la somme du faciès de dépôt et des phénomènes diagénétiques \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
  - 2.4.1.1. Les différents types de porosité : de la porosité primaire à la porosité secondaire \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.4.2. Pétrographie, stratigraphie et analyses géochimiques des phases diagénétiques **Error! Bookmark not defined.**
  - 2.4.2.1. Méthodes analytiques \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
  - 2.4.2.2. Pétrographie et stratigraphie \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.4.3. Les dissolutions et la mise en charge des hydrocarbures \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
  - 2.4.3.1. La dissolution météorique \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
  - 2.4.3.2. La mise en charges des hydrocarbures, les réservoirs et les couvertures \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
  - 2.4.3.3. Les dissolutions mésogénétiques \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.4.4. Synthèse de l'évolution diagénétique de la Formation Khuff \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**

### **2.5. La géométrie des super-drains : le résultat de l'interaction entre processus de dépôts et diagenèses précoce et tardive \_\_\_\_\_** **Error! Bookmark not defined.**

- 2.5.1. Les corps dolomitiques stratiformes : de la diagenèse précoce marine à une diagenèse différée de faible enfouissement \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.5.2. Les émerSIONS dans la série : des surfaces d'émerSION et de karstification à portée locale et régionale \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.5.3. Les cimentations et la pression fluide: un verrou à la compaction \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.5.4. Les cimentations et les dissolutions mésogénétiques : la dernière chance pour la création de porosité **Error! Bookmark not defined.**

### **2.6. Les moteurs de l'enregistrement des séquences et la portée de la diagenèse associée** **Error! Bookmark not defined.**

- 2.6.1. Les corps dolomitiques d'échelle inférieure à 10 km associés aux STHF \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.6.2. Les corps dolomitiques d'échelle moyenne, de l'ordre de 10 km, associés aux SHF \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.6.3. Les corps dolomitiques de grande échelle supérieure à 100 km associés aux SBF **Error! Bookmark not defined.**
- 2.6.4. Durée que représente la partie supérieure de la Formation Khuff \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**
- 2.6.5. Quels moteurs sont à l'origine des divers ordres de séquences? \_\_\_\_\_ **Error! Bookmark not defined.**

## Table des matières

2.6.6.	Évolution de la Formation Khuff à l'échelle de la Plaque Arabe	___ Error! Bookmark not defined.
<b>2.7.</b>	<b>Conclusion : comment se forme un super-drain dans la partie supérieure de la Formation Khuff et comment et où se propage-t-il?</b>	___ Error! Bookmark not defined.
<b>2.8.</b>	<b>Références bibliographiques</b>	<b>273</b>
<b>3.</b>	<b>Chapitre 3 - Les formations carbonatées du Jurassique supérieur de Provence (SE France)</b>	<b>293</b>
<b>3.1.</b>	<b>Cadre géologique</b>	<b>295</b>
3.1.1.	Localisation géographique	295
3.1.2.	Lithostratigraphie et biostratigraphie	295
3.1.2.1.	La Formation du Vallon de Toulouse	297
3.1.2.2.	La Formation du Défens	298
3.1.2.3.	La Formation de La Gineste	298
3.1.2.4.	La Formation de La Madrague de Montredon	299
3.1.2.5.	La Formation du Mont Rose	299
3.1.3.	Cadre structural et géodynamique	300
3.1.3.1.	La structure actuelle: une région très écaillée et plissée	300
3.1.3.2.	Évolution géologique de la région provençale, chronologie des déformations	300
3.1.3.3.	Paléogéographies et paléoclimat	302
<b>3.2.</b>	<b>Dynamique sédimentaire et diagenèse</b>	<b>304</b>
3.2.1.	Descriptions et interprétations des faciès	304
3.2.1.1.	F1. Mudstone-wackestone marbré, gris à noir	304
3.2.1.2.	F2. Brèche monogénique à cailloux noirs et brèche polygénique	305
3.2.1.3.	F3a. Mudstone à bindstone laminé	306
3.2.1.4.	F3b. Mudstone-bindstone laminé, à pseudomorphoses d'évaporites	308
3.2.1.5.	F3c. Mudstone à packstone péloïdal laminé	309
3.2.1.6.	Wackestone à packstone à oncoïdes	311
3.2.1.7.	F5a. Wackestone à packstone-grainstone bioclastique et à péloïdes	314
3.2.1.8.	F5b. Packstone bioclastique et à péloïdes, bioturbé	314
3.2.1.9.	F6. Wackestone-packstone bioclastique	317
3.2.1.10.	F7. Packstone-grainstone oo-bioclastique	317
<b>3.3.</b>	<b>Architecture sédimentaire, organisation séquentielle et diagenèse</b>	<b>319</b>
3.3.1.	La Formation du Vallon de Toulouse : un complexe oo-bioclastique dolomitisé à l'échelle régionale (Oxfordien moyen sommital et Oxfordien supérieur, à Kimméridgien inférieur ?)	319
3.3.1.1.	Principaux traits sédimentologiques, stratigraphiques et d'évolution environnementale	320
3.3.1.2.	Diagenèse	322
3.3.2.	La Formation du Défens : sédimentation et diagenèse en environnement palustre, après une discontinuité d'émersion et de dissolution (Kimméridgien supérieur ? - Tithonien inférieur)	332
3.3.2.1.	Principaux traits sédimentologiques, stratigraphiques et d'évolution environnementale	332
3.3.2.2.	Diagenèse	335
3.3.3.	La Formation de La Gineste : une dolomitisation syngénétique ou très faiblement différée (Tithonien inférieur)	348
3.3.3.1.	Principaux traits sédimentologiques, stratigraphiques et d'évolution environnementale	348
3.3.3.2.	Diagenèse	351
3.3.4.	La Formation de La Madrague de Montredon : la réduction des sulfates comme préalable à la dolomitisation ?	369
3.3.4.1.	Principaux traits sédimentologiques, stratigraphiques et d'évolution environnementale	369
3.3.4.2.	Diagenèse	374
<b>3.4.</b>	<b>Évolution des propriétés réservoirs et contrôle par la diagenèse précoce, différée et tardive</b>	<b>392</b>
<b>3.5.</b>	<b>Enfouissement et exhumation des formations étudiées</b>	<b>438</b>
<b>3.6.</b>	<b>Modèle sédimento-diagénétique régional ; extension latérale des corps dolomitiques</b>	

<b>stratiformes</b>	<b>438</b>
3.6.1. Stade 1	438
3.6.2. Stade 2	438
3.6.3. Stade 3	440
3.6.4. Stade 4	440
3.6.5. Stade 5	440
<b>3.7. Apport de l'étude des analogues provençaux du Jurassique supérieur à la compréhension des super-drains dans la Formation Khuff</b>	<b>442</b>
<b>Pour de strictes raisons de confidentialité exigée par TOTAL,</b>	
les données concernant le réservoir de la Formation Khuff dans ce chapitre 3.7 comparatif, ont été supprimées afin qu'elles ne soient pas diffusées.	
3.7.1. Points communs entre la Formation Khuff et les formations du Jurassique supérieur de Basse-Provence Occidentale	442
3.7.1.1. Surface de discontinuité et dolomie associée à une transgression marine	442
3.7.1.2. Préservation du réseau poreux à la compaction par des ciments	445
3.7.1.3. Tailles des corps dolomitiques liées aux failles et cimentation	445
3.7.2. Différences entre la Formation Khuff et les formations du Jurassique supérieur de Basse-Provence Occidentale	445
3.7.2.1. Corps dolomitiques stratiformes dans les parties transgressives des SHF de la Formation Khuff et dans les STHF des formations du Jurassique supérieur en Provence	445
3.7.2.2. Diagenèse tardive et migration des hydrocarbures	446
3.7.2.3. Segmentation des réservoirs et roches couvertures	446
<b>3.8. Références bibliographiques</b>	<b>447</b>
<b>4. Chapitre 4 - Conclusions générales</b>	<b>463</b>
<b>Pour de strictes raisons de confidentialité exigée par TOTAL,</b>	
les données concernant le réservoir de la Formation Khuff dans ce chapitre 4 conclusif, ont été supprimées afin qu'elles ne soient pas diffusées.	
<b>4.1. Quels contrôles sur la géométrie, l'extension des corps dolomitiques</b>	<b>465</b>
4.1.1. Les corps dolomitiques stratiformes	465
4.1.2. Les corps dolomitiques associés aux failles	466
<b>4.2. Quels sont les contrôles sur la genèse des corps dolomitiques avec ou sans super-drains?</b>	<b>467</b>
<b>4.3. Perspectives</b>	<b>468</b>
<b>5. Table des illustrations</b>	<b>469</b>
<b>6. Annexes</b>	<b>505</b>

# **1. Chapitre 1**

## **Introduction**

*« Pas de traces d'un début »  
James Hutton*



## 1.1. Problématique

La dynamique de nos sociétés repose depuis toujours sur leur capacité à trouver et à fournir de l'énergie, et ce, de la manière la plus simple possible au plus grand nombre possible. Aujourd'hui, la demande croissante en énergie impose à la fois la recherche, le développement et l'exploitation de ressources nouvelles mais également l'optimisation des ressources déjà connues. En ce sens, l'augmentation de la récupération des ressources fossiles, comme le gaz ou le pétrole, devient un paramètre essentiel de la production d'hydrocarbures. En conséquence, rechercher et caractériser, dans des réservoirs de subsurface, les niveaux les plus perméables ou drains, est une nécessité pour optimiser et rentabiliser au mieux les implantations de nouveaux puits de production.

En subsurface et plus particulièrement dans les réservoirs carbonatés, de nombreuses études ont montré que certains niveaux présentent de fortes anomalies positives de perméabilité relative, par rapport à l'encaissant moins perméable. Ces niveaux sont appelés drains à super-perméabilité ou super-K (Meyer *et al.*, 2000; Cantrell *et al.*, 2001; Swart *et al.*, 2005; Lindsay *et al.*, 2006). Les carottages dans les deux réservoirs géants carbonatés du Moyen-Orient: le Ghawar Field avec la Formation Arab (Cantrell *et al.*, 2004; Swart *et al.*, 2005) et le South-Pars Field/North Field avec la Formation Khuff (Esfarili-Dizaji et Rahimpour-Bonab, 2009; Rahimpour-Bonab *et al.*, 2010; Tavakoli *et al.*, 2011) ont montré que ces drains à super-perméabilité sont dolomitiques. Le comportement dynamique des drains, d'après les données de puits et de sismique, indique qu'ils correspondent à des corps dolomitiques stratiformes (Cantrell *et al.*, 2004; Ehrenberg *et al.*, 2006) ainsi qu'à des corps dolomitiques localisés liés aux failles ou à la fracturation (Davies et Smith, 2006). Dans certains cas, ils correspondent à des corps mêlant les caractères stratiformes et inféodés à la fracturation (Meyer *et al.*, 2000).

La dolomie est un carbonate de calcium magnésien, de formule  $MgCa(CO_3)_2$ , issu le plus souvent de la transformation diagenétique d'un carbonate de calcium (en remplacement de l'aragonite, de la calcite ou de la calcite magnésienne), et plus rarement d'une précipitation directe (cimentation), qu'elle soit précoce ou tardive par rapport à la sédimentation. Dans tous les cas, le fluide à l'origine de la dolomitisation doit être sursaturé en magnésium par rapport à la dolomite ou calcite magnésienne, qu'il soit issu d'une saumure précoce ou de fluides tardifs hydrothermaux (Warren, 2000). Les dolomies ou roches dolomitiques sont les constituants majeurs de la moitié des réservoirs carbonatés d'hydrocarbures actuellement exploités (Zenger *et al.*, 1980; Sun, 1995). Les mécanismes de dolomitisation, qu'ils soient précoces ou plus tardifs, faisant appel à des processus complexes et variés (Warren, 2000; Machel, 2004), et conduisant à la mise en place de corps d'échelle plurimétrique à plurikilométrique, sont encore mal compris. Leur étude est donc fondamentale.

De même, la reconnaissance de la géométrie, de l'extension et des propriétés pétrophysiques des corps dolomitiques est capitale pour modéliser des réservoirs en 3D, dans la mesure où ces corps peuvent posséder de faibles propriétés réservoirs voire constituer des barrières aux fluides ou avoir de bonnes propriétés réservoirs et servir de drains pour les fluides (Luo *et al.*, 1994; Purser *et al.*, 1994; Braithwaite *et al.*, 2004). Un même corps dolomitique peut en outre avoir des propriétés réservoirs antagonistes, en évoluant dans l'espace (latéralement et verticalement) et dans le temps (succession de

plusieurs phases dolomitiques) (Longman *et al.*, 1983; Saller et Henderson, 1998; Wilson *et al.*, 2007; Choquette et Hiatt, 2008; Ronchi *et al.*, 2011). Le contraste positif de porosité et de perméabilité entre la dolomie et le calcaire est connexe de plusieurs paramètres intervenant dans la genèse de la dolomie (textures et faciès initiaux, caractéristiques du fluide dolomitisant, cinétique et durée de la réaction de dolomitisation) ou encore dans son évolution diagénétique ultérieure (dissolution, cimentation, compaction mécanique et chimique, fracturation...) (Schmoker et Halley, 1982; Brown, 1997; Ehrenberg, 2006; Ehrenberg *et al.*, 2006).

Lorsque la taille, notamment l'épaisseur des corps dolomitiques super-drains est d'échelle sub-sismique, l'accès à leurs géométries 3D et à leurs propriétés réservoirs en subsurface est problématique. D'où les nombreuses études sédimentaires, diagénétiques et structurales menées sur analogues de terrain (Sharp *et al.*, 2006; Sudrie *et al.*, 2006; Koehrer *et al.*, 2010a; Koehrer *et al.*, 2010b; Shah *et al.*, 2010; Sharp *et al.*, 2010; Lamarche *et al.*, 2011). Si ces études ont permis d'accéder à certaines géométries et à certains processus de mise en place de tels corps, plusieurs problèmes fondamentaux restent encore en suspens :

- Quels processus, précoces et/ou tardifs, de dolomitisation et de dissolution sont associés au développement des propriétés réservoirs des drains stratiformes ?
- Quelle est la relation entre l'architecture sédimentaire et la position stratigraphique d'un drain dolomitique dans un réservoir considéré ?
- Peut-on relier directement l'extension latérale et la géométrie 3D d'un drain à son processus de mise en place ?
- Quel est le contrôle principal de la préservation des propriétés réservoirs de ces drains en subsurface ?
- Peut-on corréliser des corps dolomitiques stratiformes de faible épaisseur (quelques mètres) à haute perméabilité sur de grandes distances (> 10km) grâce à l'outil de la stratigraphie séquentielle ?
- Les fluides responsables de la mise en place de corps dolomitiques liés aux failles peuvent-ils réemprunter des drains dolomitiques stratiformes à haute perméabilité hérités d'une histoire diagénétique plus précoce ?

## **1.2. Les objets de l'étude et les questions posées**

Les champs gaziers du North Field au Qatar et South Pars en Iran, correspondant en subsurface à la Formation Khuff, représentent actuellement un enjeu majeur pour les pays producteurs d'hydrocarbures puisqu'ils contiennent environ 35000 Gm<sup>3</sup> (1250 tcf) de réserves récupérables en gaz soit 28819 Mtep (millions de tonnes d'équivalent pétrole) sur un total de 39200 Gm<sup>3</sup> en volume (Alsharhan et Nairn, 1994; Halbouty, 2003). Actuellement, en 2012, cela représente environ deux décennies de la consommation mondiale en énergie (toutes énergies confondues) (IEA, 2010) ainsi que près de 13% des réserves mondiales prouvées de gaz (Bordenave, 2008). Ce réservoir est connu pour ses super-K, dont la compréhension de l'extension et de la géométrie constitue le cœur de cette étude. Pour cela, les deux séries sédimentaires calcaréo-dolomitiques dont les problématiques « réservoir » et « super-drain » à traiter sont les suivantes :

- la formation carbonatée Khuff d'âge Wuchiapingien à Induen (-260,4 à -249,5 Ma),

en subsurface de la plaque arabe, dans le Golfe Persique au large du Qatar et de l'Iran ;

- les formations carbonatées du Vallon de Toulouse, du Défens, de la Gineste, de la Madrague, du Mont-Rose, d'âge Oxfordien moyen à Berriasien inférieur ( $\approx -159$  à  $-145$  Ma), à l'affleurement, en Basse Provence occidentale.

Les objectifs communs aux deux objets d'étude (Formation Khuff et formations dolomitiques du Jurassique supérieur en Provence) sont les suivants :

- définir l'extension et la géométrie 3D de corps dolomitiques stratiformes et de corps associés aux failles en subsurface ;
- proposer un cadre stratigraphique dans lequel se mettent en place les corps dolomitiques stratiformes en lien avec la dynamique sédimentaire ;
- reconstituer l'histoire diagénétique des objets d'étude depuis leur dépôt jusqu'à leur exhumation voire jusqu'à leur production ;
- établir des modèles géologiques pour la formation des corps dolomitiques, à toute échelle, si possible en trois dimensions ;
  - comprendre en détail l'acquisition/non-acquisition et la préservation/destruction des propriétés réservoirs.

### 1.3. Méthodes et nomenclature

Les différentes méthodes mises en œuvre sont à la fois celles utilisées classiquement sur des puits en subsurface et sur des objets à l'affleurement.

#### 1.3.1. Méthodes

Sur les puits en subsurface, dans la Formation Khuff uniquement (Fig. 1-1):

- Intégration des mesures pétrophysiques (porosité, perméabilité, densité, type de pores...), des enregistrements diagraphiques (gamma ray, sonique, densité log, caliper...) ainsi que des mesures directes aux puits (interférences, perméabilités test, *production logging tool*...), en vue de caractériser les corps dolomitiques super-K, grâce à la base de données de la Société Total sur deux puits de référence et trois puits annexes :
  - o Pour l'ensemble des qualités réservoirs, une augmentation du sonique (DT) est interprétée comme une augmentation de porosité (Krygowski et Asquith, 2004). ;
  - o La résistivité est mesurée dans différentes zones autour du trou de forage, grâce à différents outils :
    - le formation géologique traversée, par le LLD = *deep laterolog* ;
    - la zone envahie, par le LLS = *shallow laterolog*, qui est la zone dans laquelle le fluide initial est remplacé par la boue de forage ;
    - la zone lessivée, par le MFSL = *microspherically focused log*, qui est la zone de quelques centimètre autour du puits, dans laquelle soit la totalité de l'eau de formation a été remplacée par la boue de forage,

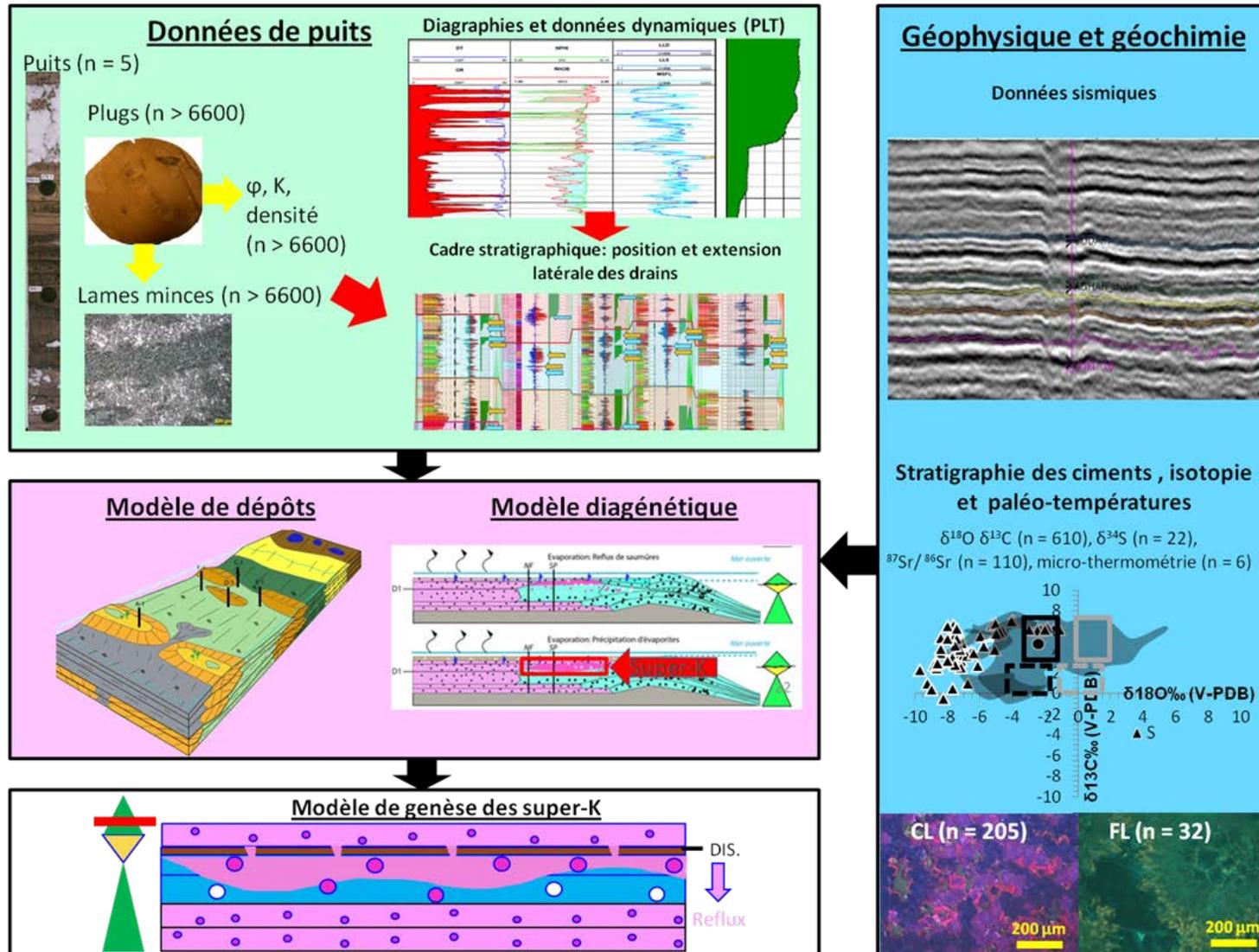


Figure 1-1: Protocole d'étude des unités réservoirs de la Formation Khuff.

soit 70% à 95% des hydrocarbures ont été remplacés par la boue de forage.

Dans le cas de notre réservoir, la diminution des résistivités indique que l'intervalle prospecté est envahie par des boues de forages à eau salée (à faible résistivité). Cela correspond à des zones à hydrocarbures surtout si la résistivité du MFSL < résistivité LLS < résistivité LLD, car cela indique que plus on s'éloigne du trou de forage, plus la résistivité augmente et qu'on est en présence d'hydrocarbures (très résistants) dans la porosité (qui existe puisque les boues de forages s'y propagent) (Krygowski et Asquith, 2004).

- Détermination des phases diagénétiques et des conditions d'enfouissement et de mise en charge des hydrocarbures par analyses d'épifluorescence (n = 32) et de microthermométrie sur inclusions fluides (n = 6).

Sur les formations dolomitiques du Jurassique supérieur à l'affleurement en Provence, (analogue de la Formation Khuff en subsurface) uniquement :

- Réalisation de plusieurs coupes levées banc par banc sur le terrain en Provence (France), afin d'accéder aux géométries des corps sédimento-diagénétiques et de réaliser un échantillonnage « ciblé ».

A la fois sur les puits de subsurface et sur l'analogie de surface (Tab. 1-1) :

- Analyse faciologique sur le terrain, en surfaces polies, sur photos de carottes, en lames minces (n = 6600) et grâce aux descriptions antérieures (Machhour et Virgone, 1999; Meyer et Maza, 2006) afin de déterminer les milieux de dépôts ;
- Analyse séquentielle et définition de séquences de dépôts à très haute, haute et basse fréquence ;
- Analyse biostratigraphique basée sur la reconnaissance de la microfaune et de la macrofaune en Provence (Tempier, 1972; Dalmaso, 2001; Floquet *et al.*, 2007) et basée sur les travaux antérieurs de Gaillot (2006) sur la Formation Khuff en Iran et offshore d'Iran ;
- Analyse de la diagenèse sur échantillons de terrain, sur carottes, en surfaces polies et en lames minces, afin de caractériser les différentes phases diagénétiques. La chronologie relative de ces phases a été établie par pétrographie en lumière naturelle, en cathodoluminescence (n = 205), en épifluorescence (n = 32) et par coloration à l'alizarine et au ferricyanure de potassium (Dickson, 1965) sur lames minces. La nature des phases est définie par géochimie : analyses des isotopes stables (carbone, oxygène, soufre) et radiogéniques (strontium), analyses couplées de MEB (Microscope Électronique à Balayage) et de sonde QUANTAX EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy*), dosages par ICPMS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy*) (teneurs en éléments majeurs et traces) ;

Méthodes	Données récoltées	Partenaire(s) et intervenant(s)
Intégration des données de puits	Données pétrophysiques, diagraphiques et essais de puits	<i>Société Total</i> : B. Caline, F. Gisquet, C. Maza, E. Poli, A. Virgone
Levés de coupes sur le terrain	Logs sédimento-diagénétiques, échantillonnage	<i>Société Total</i> : B. Caline, F. Gisquet, M. Rousseau, A. Virgone ; <i>Université de Provence</i> : M. Floquet, A. Gallois, F. Gisquet ; <i>Université de Bourgogne</i> : C. Durllet
Analyse sédimentaire	Faciès, textures, structures sédimentaires et diagénétiques	<i>Société Total</i> : B. Caline, J. Gaillot, F. Gisquet, C. Maza, A. Virgone ; <i>Université de Provence</i> : M. Floquet, A. Gallois, F. Gisquet
Biostratigraphie	Micro- et macrofossiles de foraminifères benthiques, algues, rudistes, ammonites	<i>Société Total</i> : J. Gaillot ; <i>Université de Provence</i> : M. Floquet, A. Gallois, F. Gisquet
Pétrographie (surfaces polies et lames minces)	Stratigraphie et semi-quantification de la diagenèse	<i>Société Total</i> : F. Gisquet, C. Maza ; <i>Université de Provence</i> : A. Gallois, F. Gisquet ; <i>Université de Bourgogne</i> : C. Durllet
Analyses géochimiques 1 : micro-prélèvements et roche totale	Isotopes stables ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta^{13}\text{C}$ , $\delta^{34}\text{S}$ ), isotopes radiogéniques ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )	<i>Société Total</i> : F. Gisquet, R. Le Van Loi, C. Maza ; <i>Université de Provence</i> : A. Gallois, F. Gisquet ; <i>Université VU Amsterdam</i> : P. Leonide, H. Vonhof, S. Warmerdam
Analyses géochimiques 2 : cartographie et quantification d'éléments par sonde QUANTAX EDS, dosages par ICPMS	Rapports molaires (Mg/Ca, Mn/Ca...) et teneurs en éléments traces (ppm)	<i>Société Total</i> : F. Gisquet, J-P. Laurent, C. Maza ; <i>Université VU Amsterdam</i> : P. Leonide, H. Vonhof, S. Warmerdam
Analyses géochimiques 3 : microthermométrie, maturité de la matière organique, fluorescence des inclusions	Températures d'homogénéisation, maturité de la matière organique et origine des hydrocarbures	<i>Société Total</i> : V. Despujols, D. Dessort, F. Gisquet, C. Maza ; <i>Société Fluid Inclusion Technologies Inc.</i>

**Tableau 1-1** : Récapitulatif des méthodes employées et des données récoltées. Différents partenaires et intervenants.

### 1.3.2. Nomenclatures

Les nomenclatures et classifications suivantes ont été utilisées:

- Textures et compositions des carbonates : classifications de Folk (1959) et de Dunham (1962) complétée par celle d'Embry et Klovan (1971) pour la description des roches bioconstruites ou bioaccumulées ;
- Granulométrie : classification de Wentworth (1922) et de Grabau (1904) ;
- Textures dolomitiques : classifications de Gregg et Sibley (1984) et Sibley et Gregg (1987) ;
- Porosités : terminologie de Choquette et Pray (1970) et de Lucia (1995) ;
- Environnements de dépôts, classifications suivantes (Fig. 1-2):
  - o suivant la zonation marégraphique (Purser, 1973; Flügel, 1982), particulièrement adaptée aux environnements de plate-forme interne ;

## Table des matières

- suivant l'étagement bionomique défini par Pérès (1961) et Pérès et Picard (1964) ;
- suivant la zonation hydrodynamique par rapport au trait de côte, pour le domaine de rampe (Walker, 1984; Einsele, 1992; Homewood *et al.*, 1992; Rousselle, 1996) ;
- la zonation de Reid (1961), qui définit les environnements estuariens et côtiers. Dans cette zonation, le terme lagon est défini comme un environnement de faible profondeur, salé ou saumâtre, séparé de la mer plus profonde par une plage barrière, par un banc sableux d'origine marine, par un récif barrière ou par un corps de même caractéristique. La connexion avec la mer plus profonde et l'hydrodynamisme définit le confinement du lagon, du moins au plus hydrodynamique (Tucker et Wright, 1990):
  - lagon hypersalin, riche en évaporites, à stromatolites et émergences fréquents, affecté de manière saisonnière par les tempêtes ;
  - lagon confiné, à stromatolites, traces de passage de racine, à biodiversité et bioturbation faible et affecté de manière saisonnière par les tempêtes ;
  - lagon ouvert, à sable péloïdal intensément bioturbé, à forte biodiversité, affecté quotidiennement par les vagues et les marées.
- Stades diagénétiques : classification de Choquette et Pray (1970). L'éogénèse inclut les processus diagénétiques qui débutent au moment du dépôt des sédiments jusqu'à une profondeur où ceux-ci ne subissent plus d'influence des eaux marines de surface. A partir de cette profondeur, la roche entre dans le domaine de la mésogénèse où les processus diagénétiques sont sous l'influence de fluides de bassins et de la compaction. Enfin, la télogénèse regroupe les processus diagénétiques liés à l'exhumation et à la décompaction ;
- Environnements diagénétiques : les définitions du domaine météorique, du domaine marin et du domaine de subsurface ainsi que celles de la zone vadose et de la zone phréatique sont celles employées par Bathurst (1975), Choquette et Pray (1970) et Moore (2001). La caractérisation des environnements diagénétiques indique que : le domaine marin est baigné par les eaux marines, le domaine météorique est baigné par les eaux douces, le domaine de subsurface est baigné par les eaux de bassin, la zone phréatique est celle où les pores sont saturés par un liquide et la zone vadose celle où les pores ne sont jamais totalement saturés en liquide (Fig. 1-3) ;
- Paléo-oxygénation : terminologie revue par Allison *et al.* (1995), qui utilise les termes anaérobique, dysaérobique et aérobique, pour les biofaciès caractérisant un milieu de dépôt entre l'aérobie, où l'oxygène est présent de manière à maintenir une biodiversité forte, à l'anaérobie ou anoxie avec absence totale d'oxygène et biodiversité faible. Les environnements correspondants sont définis par Baudin *et al.* (2007) en fonction du volume d'oxygène dissous (mL/L) comme : anoxiques (0), suboxique (0 à 0,2), dysoxique (0,2 à 2) et oxique (2 à 8) ;

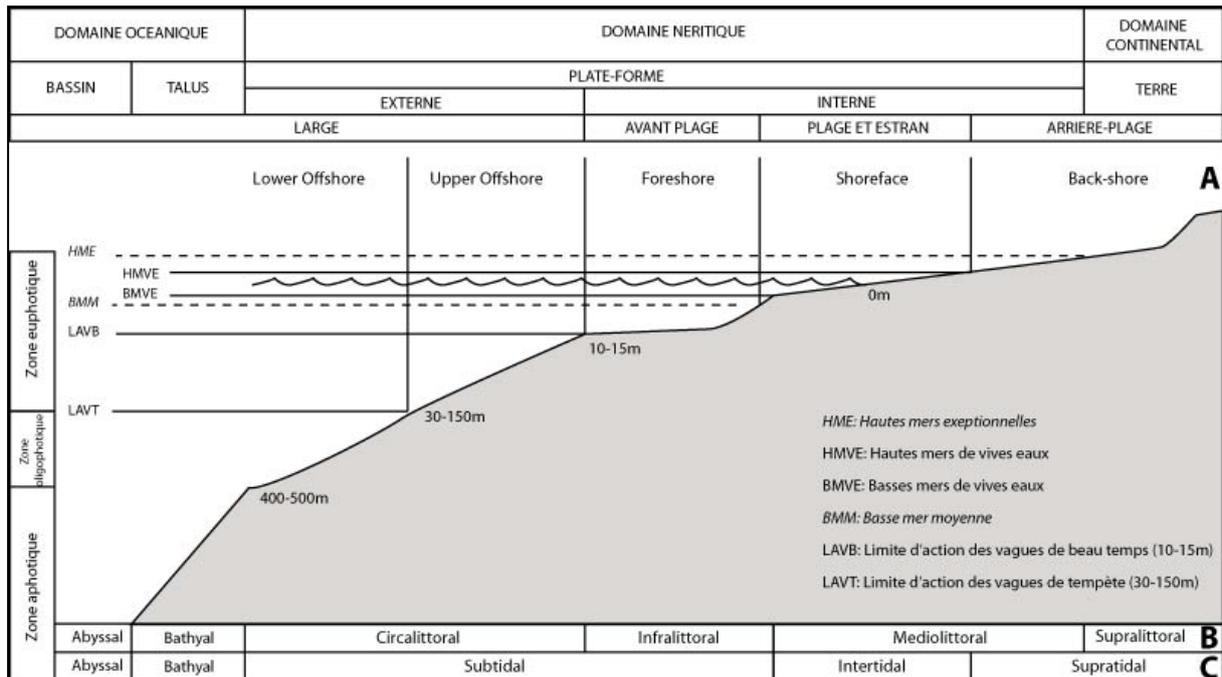


Figure 1-2 : Nomenclature des environnements de dépôts suivant (A) la zonation hydrodynamique (Homewood *et al.*, 1992; Rousselle, 1996), (B) l'étagement bionique (Pérès, 1961) et (Pérès et Picard, 1964), (C) la zonation marégraphique (Purser, 1973) et (Flügel, 1982).

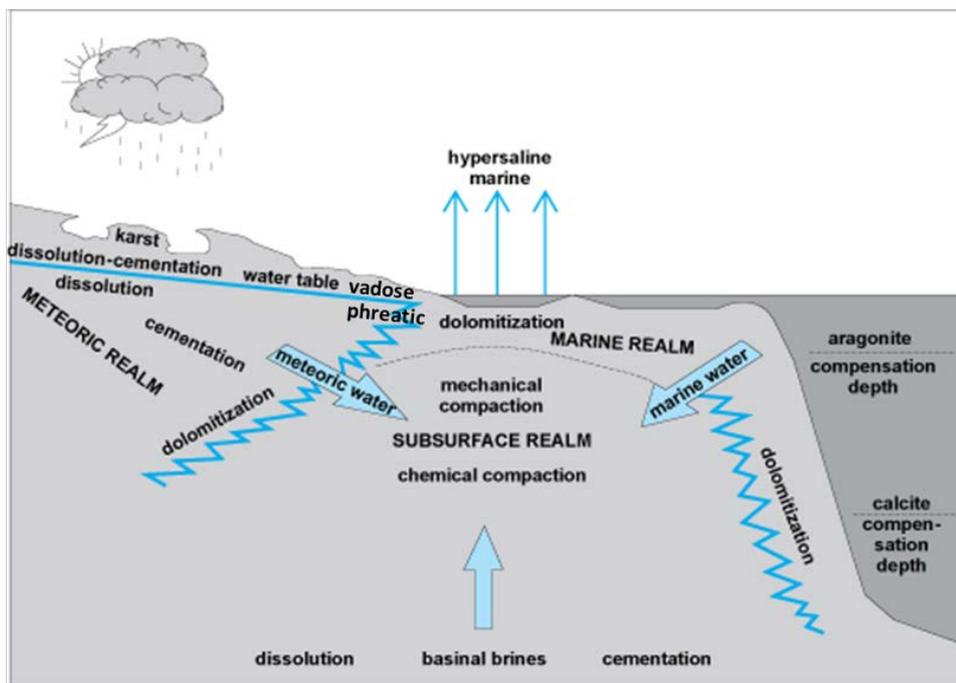
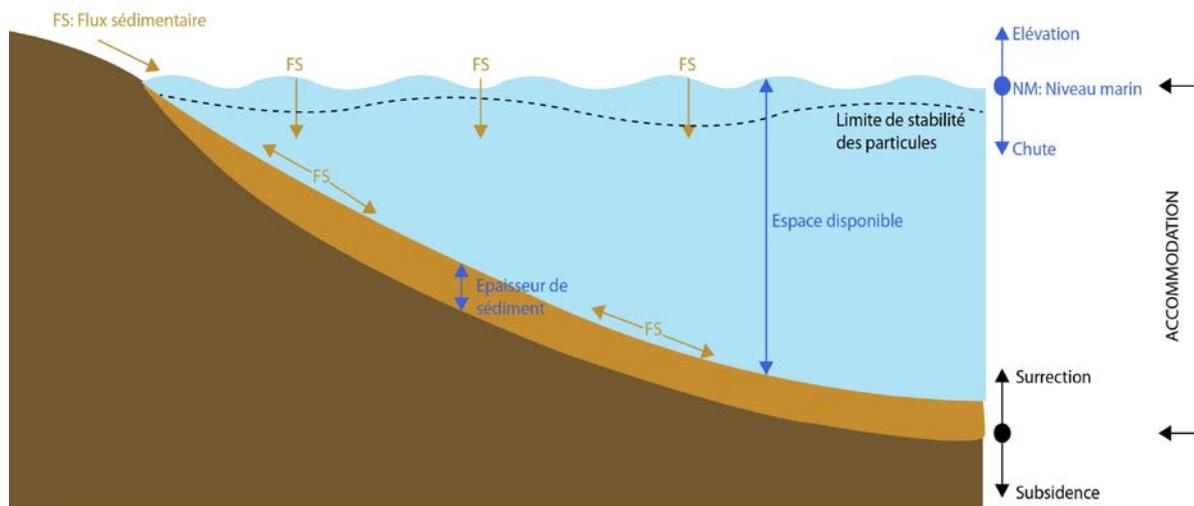


Figure 1-3 : Environnements diagénétiques représentés à l'interface entre les domaines marin, météorique et de subsurface (modifié d'après Moore, (2001)).

## 1.4. Définitions retenues des séquences et cycles de dépôt, de l'espace disponible et de l'accommodation

### 1.4.1. Notions d'espace disponible et d'accommodation

L'espace disponible est l'espace pour la sédimentation compris entre le fond (interface sédiment / eau) et la surface du volume d'eau. L'accommodation correspond à la somme des volumes déterminés par les déformations du substratum du bassin et par les variations eustatiques, sans que le flux sédimentaire n'entre en jeu (Fig. 1-4). Dans le temps, l'accommodation varie pour créer ou détruire activement de l'espace disponible pour les sédiments.



**Figure 1-4** : Illustration de la notion d'accommodation. Modifié d'après Cojan et Renard (2006).

L'espace disponible pour la sédimentation ne peut être maintenu tel quel que si l'accommodation est positive et compense le remplissage sédimentaire.

Lorsque l'accommodation est négative, l'espace disponible pour les sédiments se réduit, provoquant un comblement rapide de l'espace disponible allant à terme jusqu'à l'érosion. Une accommodation négative est créée par une chute du niveau marin ou/et par une surrection du substratum, ou par une surrection supérieure à la chute ou à la hausse du niveau marin. Une accommodation positive est créée par une subsidence du substratum et/ou une montée du niveau marin, ou par une subsidence supérieure à la hausse ou la chute du niveau marin.

### 1.4.2. Séquences ou cycles de dépôts

D'après la définition du dictionnaire Larousse (2012), une séquence est « une suite ordonnée d'éléments » et un cycle est une « succession d'événements qui ramènent un système dans son état initial ».

Dans cette étude, les termes de « séquence de dépôts ou de cycle de dépôt » se réfèrent à un empilement continu de faciès, limités à leurs bases et à leurs sommets par des surfaces remarquables (dérivées d'érosion, d'émersion, d'approfondissement...). La séquence montre des faciès à la base différents de ceux au sommet tandis que le cycle offre des faciès à sa base, identiques à ceux de son sommet. Dans la plupart des études, la notion de séquence ou cycle de dépôts a une portée interprétative dans la mesure où les séquences ou cycles de

dépôts sont considérés comme étant un enregistrement sédimentaire d'une variation d'accommodation (Guillocheau, 1995). Une séquence ou un cycle de dépôt est considéré dans cette étude d'un point de vue purement descriptif et dénué de toute interprétation la reliant à un contrôle ou facteur quelconque.

Le positionnement des limites de séquences retenu par Floquet (1991), Hunt et Tucker (1992; 1995) au maximum de diminution d'espace disponible pour la sédimentation, c'est-à-dire, à une surface de maximum de diminution de profondeur (sinon de régression) et en même temps à une surface de début d'approfondissement (sinon de début de transgression) est particulièrement bien adapté aux séries carbonatées de plate-forme peu profonde car c'est dans ces séries que de telles surfaces sont les mieux exprimées. Lorsque seule l'extension verticale des séquences ou cycles de dépôts est accessible, ils sont dits « d'approfondissement – diminution de profondeur ». Lorsque l'extension spatiale des séquences ou cycles est contrôlée, ils sont dits « transgressifs – régressifs » ou de « transgression – régression » voire « rétrogradants – progradants ». La conséquence de ce choix de positionnement de limite de séquence est que le maximum d'approfondissement (voire d'inondation maximum ou *maximum flooding surface* si l'extension spatiale est connue) se situe au sein même de la séquence ou cycle de dépôt.

Certains auteurs limitent les séquences de dépôt par les surfaces d'inondation maximale (Frazier, 1974; Galloway, 1989; Homewood *et al.*, 1992) ou par les surfaces marquant le début de la chute du niveau marin (Haq *et al.*, 1987; Vail, 1987; Posamentier et Vail, 1988). Dans cet ordre d'idée, situer précisément un maximum d'approfondissement (ou d'inondation) à partir des faciès de milieux très peu profonds spécifiques des plate-formes carbonatées internes ou confinées est très difficile voire impossible. Ceci confortant le choix d'utiliser le maximum de diminution de profondeur pour un tel positionnement des limites de séquences (LS ou SB pour *Sequence Boundary*). Dans cette étude, ce choix est d'autant plus justifié et adapté pour la Formation Khuff car les dépôts de cette dernière présentent de nombreuses surfaces d'émersion (Alsharhan, 1993; Alsharhan, 2006). Lorsqu'une surface correspond au maximum d'approfondissement, elle est notée SIM pour surface d'inondation maximal (ou MFS pour *Maximum Flooding Surface*) ou MA pour un maximum d'approfondissement (ou MFI pour *Maximum Flooding Interval*) lorsqu'une surface n'a pas pu être clairement identifiée.

L'enregistrement des séquences ou cycles de dépôts est fonction de processus de deux types différents :

- processus autocycliques, propres au bassin sédimentaire lui-même, par exemple, liés à sa morphologie permettant une amplification des marées créant de vastes estrans inter- à supratidaux ou induisant des conditions climatiques telles que l'aridité et l'évaporation aboutissent au dépôt de minéraux spécifiques... (Ginsburg, 1971; Wilkinson, 1982; James, 1984; Hardie *et al.*, 1991)
- processus allocycliques, extérieurs au bassin, comme l'eustatisme, la tectonique, le climat global, l'évolution biologique... et survenant à des échelles de temps généralement bien supérieures à celles des processus autocycliques.

La difficulté dans l'interprétation des séquences de dépôts est justement de démêler l'impact des processus autocycliques et allocycliques. Si le contrôle est lié à l'hydrodynamisme local, aux variations locales de la production carbonatée fonction elle-même des changements de communautés biologiques benthiques..., une séquence peut se

former sous accommodation constante (Dalmasso et Floquet, 2001). Elle sera alors difficilement corrélable car intrinsèquement liée à son environnement (lieu) précis de dépôt. Au contraire, si une séquence de dépôts est générée par une variation d'accommodation, susceptible d'affecter le bassin de sédimentation dans son ensemble, cette séquence devrait être alors corrélable.

### **1.4.3. Divers ordres de séquences**

Plusieurs ordres de séquences ou cycles de dépôts ont été reconnus dans cette étude. Ces ordres sont définis en fonction de leurs tailles et répétitions observées et de leurs durées relatives, sans pour autant chiffrer ces durées. Ainsi, les plus petites séquences observées, dites séquences ou cycles élémentaires, mises en place par des processus reconnus comme étant rapides, sont dites séquences à très haute fréquence ou STHF.

L'empilement de plusieurs STHF en une nouvelle suite ordonnée mais de taille (d'ordre) supérieure détermine une séquence à haute fréquence ou SHF. De même pour l'empilement de plusieurs SHF qui détermine une séquence à basse fréquence ou SBF, et de plusieurs SBF en une séquence à très basse fréquence ou STBF.

- Les séquences (ou cycles) de dépôts à très haute fréquence (STHF).  
Les STHF montrent un continuum sédimentaire à une échelle de 0 à 3 m au maximum traduisant une variation de profondeur de dépôt. Différents termes synonymes de ces STHF sont: séquences « shallowing-upward » *sensu* James (1979, 1984), Strasser (1988), Joachimski (1994) ; « paraséquence » *sensu* Von Wagoner *et al.* (1988; 1990), ce dernier terme impliquant une variation d'accommodation dans sa définition, ce qui n'est pas toujours justifié (cf. ci-avant) ; « paraséquence » *sensu* Catuneanu *et al.* (2011) qui est un cycle dissymétrique comprenant des faciès d'approfondissement sur une faible épaisseur et des faciès de diminution de profondeur sur une épaisseur plus importante ; « cycles » de Wilson (1975) ; « punctuated aggradational cycles (PACs) » *sensu* Goodwin et Anderson (1985) ; « carbonate cycles » ou « meter-scale cycles » *sensu* Read *et al.* (1986), Grotzinger (1986) et Koerschner et Read (1989) ; « fundamental depositional sequences » *sensu* Wanless (1991)... Les STHF correspondraient aux séquences de 5<sup>e</sup> ordre *sensu* Goldhammer *et al.* (1990; 1991).
- Les séquence ou cycles de dépôts à haute fréquence (SHF).  
Les SHF sont constituées de la succession de plusieurs STHF en en une suite ordonnée de 5 à 25 m d'épaisseur. Différents termes sont synonymes de ces SHF : « suite de cycle ou de paraséquence » *sensu* Von Wagoner *et al.* (1990) ; séquences à haute-fréquence (*high frequency sequences* (HFSs) *sensu* Mitchum et Van Wagoner, (1991) ; « cycle ou séquence de 4<sup>e</sup> ordre » *sensu* Goldhammer *et al.* (1990; 1991).
- Les séquence ou cycles de dépôts à basse fréquence (SBF).  
Les SBF sont constituées de l'empilement de plusieurs SHF en suite ordonnée de 75 à 160 m. Ces séquences sont nommées séquences de dépôts *sensu* Kerans *et al.*(1994), « cycles ou séquences de 3<sup>e</sup> ordre *sensu* Goldhammer *et al.* (1990; 1991).
- Les séquence ou cycles de dépôts à très basse fréquence (STBF).  
Les STBF sont constituées de la succession ordonnée de plusieurs SBF pouvant atteindre environ 1000 m d'épaisseur. Elles ont pour synonymes les termes de « séquence de second ordre » *sensu* Vail *et al.* (1991) ou « superséquence » *sensu*

Kerans et Tinker (1997).

D'autres séquences à plus basses fréquences peuvent dépasser les 1000 m d'épaisseur. Elles correspondent aux « mégaséquences » ou « séquences cratoniques » de Sloss (1963) et sont souvent dites de 1<sup>e</sup> ordre *sensu* Goldhammer *et al.* (1990; 1991).

L'enregistrement des séquences est lié à une multitude de phénomènes qui agissent à des échelles de temps radicalement différentes et dont les effets se télescopent, souvent même de façons très complexes car ils peuvent être interactifs.

Chaque ordre de séquence représente certes une échelle de durée ou de temps différente, mais difficile à établir. Plusieurs auteurs ont proposé une hiérarchisation des séquences en ordre (1<sup>e</sup>, 2<sup>e</sup>, 3<sup>e</sup>...) selon le mécanisme auquel elles sont associées (Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1990; Mitchum et Van Wagoner, 1991), allant de la STHF à la STBF. Certains auteurs ont proposé des durées de séquences en fonction de leur ordre (Kerans et Tinker, 1997). L'étude quantitative de Drummond et Wilkinson (1996) sur l'épaisseur et la durée des séquences a démontré que la hiérarchisation en ordre était une « division arbitraire d'un continuum stratigraphique ininterrompu ». En l'absence d'un réel contrôle du temps par des méthodes géochronologiques, Catuneanu (2011) propose de parler de séquence haute ou basse fréquence, plutôt que de séquence d'ordre chiffré. Ce dernier état d'esprit est privilégié dans cette étude.

## 1.5. Références bibliographiques

- 2012, Le Petit Larousse Illustré, *in* Larousse, ed., p. 1984.
- Allison, P.A., Wignall, P.B., et Brett, C.E., 1995, Palaeo-oxygenation: effects and recognition: Geological Society, London, Special Publications, v. 83, p. 97-112.
- Alsharhan, A.S., 1993, Facies and sedimentary environment of the Permian carbonates (Khuff Formation) in the United Arab Emirates, v. 84, p. 89-99, 1 Pl. 4 Figs.
- , 2006, Sedimentological character and hydrocarbon parameters of the Middle Permian to Early Triassic Khuff Formation, United Arab Emirates: *Geoarabia*, v. 11, p. 121-158.
- Alsharhan, A.S., et Nairn, A.E.M., 1994, The Late Permian carbonates (Khuff Formation) in the western Arabian Gulf: its hydrocarbon parameters and paleogeographical aspects: *Carbonates and Evaporites*, v. 9, p. 132-142.
- Bathurst, R.G., 1975, Carbonate sediments and their diagenesis: Amsterdam, Elsevier Science, 658 pp., 359 Figs. p.
- Baudin, F., Tribouillard, N., et Trichet, J., 2007, Géologie de la matière organique dans les bassins sédimentaires., Vuibert, 263 p.
- Bordenave, M.L., 2008, The origin of the Permo-Triassic gas accumulations in the Iranian Zagros foldbelt and contiguous offshore area: a review of the Paleozoic petroleum system: *Journal of Petroleum Geology*, v. 31, p. 3-42.
- Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., et Darke, G., 2004, The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs: London, Special Publication Geological Society.
- Brown, A., 1997, Porosity variation in carbonates as a function of depth: Mississippian Madison Group, Williston Basin, *in* Kupecz, J.A., Gluyas, J., et Bloch, S., eds., Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates, Volume 69: Tulsa, AAPG Memoir, p. 29-46.
- Cantrell, D.L., Swart, P.K., et Hagerty, R., 2004, Genesis and characterization of dolomite, Arab-D Reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia: *Geoarabia*, v. 9, p. 11-36.

- Cantrell, D.L., Swart, P.K., Handford, R.C., Kendall, C.G., et Westphal, H., 2001, Geology and Production Significance of Dolomite, Arab-D Reservoir, Ghawar Field, Saudi Arabia.: Geoscientific Research, v. 6, p. 45-60.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.S.T.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., et Tucker, M.E., 2011, Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature: Newsletters on Stratigraphy, v. 44, p. 173-245.
- Choquette, P.W., et Hiatt, E.E., 2008, Shallow-burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites: Sedimentology, v. 55, p. 423-460.
- Choquette, P.W., et Pray, L.C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: AAPG Bulletin, v. 54, p. 207-244.
- Cojan, I., et Renard, M., 2006, Sédimentologie: Paris, Dunod.
- Dalmasso, H., 2001, Analyse stratigraphique et modélisation numérique de systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux: discrimination et quantification des paramètres de contrôle. Cas de la plate-forme fini-jurassique / éo-crétacée de Basse-Provence et de la Grande Barrière Récifale Quaternaire d'Australie: Marseille, Université de Provence.
- Dalmasso, H., et Floquet, M., 2001, Relation accommodation-production carbonatée dans le développement de séquences de dépôt élémentaires de plate-forme carbonatée : la série d'âge Tithonien-Berriasien de basse Provence occidentale: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, v. 333, p. 209-217.
- Davies, G.R., et Smith, J.L.B., 2006, Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 90, p. 1641-1690.
- Dickson, J.A.D., 1965, A modified staining technique for carbonates in thin section: Nature, v. 205, p. 587.
- Drummond, C.N., et Wilkinson, B.H., 1996, Stratal Thickness Frequencies and the Prevalence of Orderedness in Stratigraphic Sequences: The Journal of Geology, v. 104, p. 1-18.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E., ed., Classification of carbonate rocks, Volume Memoir 1: Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 108-121.
- Ehrenberg, S.N., 2006, Porosity destruction in carbonate plateforms: Journal of Petroleum Geology, v. 29, p. 41-52.
- Ehrenberg, S.N., Eberli, G.P., Keramati, M., et Moallemi, S.A., 2006, Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs: AAPG Bulletin, v. 90, p. 91-114.
- Einsele, G., 1992, Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget: Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, Springer-Verlag, 628 p.
- Embry, A.F., et Klovan, J.E., 1971, A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 730-781.
- Esfarili-Dizaji, B., et Rahimpour-Bonab, H., 2009, Effects of depositional and diagenetic characteristics on carbonate reservoir quality: a case study from the South Pars gas field in the Persian Gulf: Petroleum Geoscience, v. 15, p. 325-344.
- Floquet, M., 1991, La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique: Dijon, Université de Bourgogne.
- Floquet, M., Leonide, P., et Marchand, D., 2007, Dynamique sédimentaire du Bassin Sud-Provençal au Jurassique, in Provence, U.d., ed., Livret guide d'excursion géologique: Marseille, Groupe Français d'Etude du Jurassique, p. 125.

- Flügel, E., 1982, *Microfacies Analysis of Limestones*: Berlin, Heidelberg, New York, Springer Verlag, 633 p.
- Folk, R.L., 1959, Practical petrographic classification of limestones: *AAPG Bulletin*, v. 43, p. 1-38.
- Frazier, D.E., 1974, Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin, *Geological Circular*, Volume 71: Austin, Bureau of Economic Geology, p. 28.
- Gaillot, J., 2006, The late Permian-early Triassic Khuff Formation in the Middle East: Sequence biostratigraphy and palaeoenvironments by means of calcareous Algae and Foraminifers: Lille, Université des Sciences et Technologies de Lille 1.
- Galloway, W.E., 1989, Genetic stratigraphic sequences in absin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units, v. 73, p. 125-142.
- Ginsburg, R.N., 1971, Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates: *AAPG Bulletin*, v. 55, p. p. 350.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., et Hardie, L.A., 1990, Depositional cycles, composite sea level changes, cycle stacking patterns, and their hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 535-562, 23 Figs.
- Goldhammer, R.K., Oswald, E.J., et Dunn, P.A., 1991, Hierarchy of stratigraphic forcing: example from Middle Pennsylvanian shelf carbonates of the Paradox Basin, Volume 233: Lawrence, p. 361-413, 28 Figs.
- Goodwin, P.W., et Anderson, E.J., 1985, Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation, v. 93, p. 515-533.
- Grabau, A.W., 1904, On the classification of sedimentary rocks: *American Geologist*, v. 33, p. 228-247.
- Gregg, J.M., et Sibley, D.F., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 907-931.
- Grotzinger, J.P., 1986, Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canada, v. 97, p. 1208-1231.
- Guillocheau, F., 1995, Nature, hiérarchie et causes des cycles sédimentaires phanérozoïques.: *C.R. Acad. Sci*, v. 320, p. 1141 - 1157.
- Halbouty, M.T., 2003, Giant oil and gas fields of the decade 1990–1999, 340 p. p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., et Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, v. 235, p. 1156-1167.
- Hardie, L.A., Dunn, P.A., et Goldhammer, R.K., 1991, Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, *Virginian Appalachians - Discussion*, v. 61, p. 636-646.
- Homewood, P.W., Guillocheau, F., Eschard, R., et Cross, T.A., 1992, Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée: *Bulletin du Centre de Recherche d'Exploration et Production Elf-Aquitaine*, v. 16, p. 357-381.
- Hunt, D., et Tucker, M., 1995, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract : deposition during base - level fall - Reply.: *Sedimentary Geology*, v. 95, p. 147 - 160.
- Hunt, D., et Tucker, M.E., 1992, Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall, v. 81, p. 1-9.
- IEA, 2010, *World Energy Outlook*: Paris, International Energy Agency.
- James, N.P., 1979, Shallowing-upwards sequences in carbonates, Volume 1, p. 126-136.
- , 1984, Shallowing-upward sequences in carbonates, *in* Walker, R.G., ed., *Facies Models*,

- Geoscience Canada, p. 213-228.
- Joachimski, M.M., 1994, Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains: *Sedimentology*, v. 41, p. 805-824.
- Kerans, C., Lucia, F.J., et Senger, R.K., 1994, Integrated characterization of carbonate ramp reservoirs using Permian San Andres Formation outcrop analogs: *AAPG Bulletin*, v. 78, p. 181-216.
- Kerans, C., et Tinker, S.W., 1997, Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes* 40, p. 140.
- Koehrer, B., Zeller, M., Aigner, T., Poeppelreiter, M., Milroy, P., Forke, H., et Al-Kindi, S., 2010a, Facies and stratigraphic framework of a Khuff outcrop equivalent: Saiq and Mahil formations, Al Jabal al-Akhdar, Sultanate of Oman: *GeoArabia*, v. 15, p. 91-156.
- Koehrer, B.S., Heymann, C., Prousa, F., et Aigner, T., 2010b, Multiple-scale facies and reservoir quality variations within a dolomite body - Outcrop analog study from the Middle Triassic, SW German Basin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, p. 386-411.
- Koerschner, W.F.I., et Read, J.F., 1989, Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians, v. 59/5, p. 654-687, 23 Figs.
- Krygowski, D., et Asquith, G.B., 2004, Basic Well Log Analysis, *American Association of Petroleum Geologists*, 244 p.
- Lamarche, J., Borgomano, J., Caline, B., Gisquet, F., Rigaud, S., Schroeder, S., et Viseur, S., 2011, Characterization of fault-related dolomite bodies in carbonate reservoirs using Lidar scanner, *in* Ole J. Martinsen, M.S., Andy Pulham, Peter Haughton, ed., *Outcrops Revitalized - Tools, Techniques and Applications*, *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* #10, p. 175-194.
- Lindsay, R.F., Cantrell, D.L., Hughes, G.W., Keith, T.H., Mueller III, H.W., et Russell, S.D., 2006, Ghawar Arab-D reservoir: Widespread porosity in shoaling-upward carbonate cycles, Saudi Arabia, *in* Harris, P.M., et Weber, L.J., eds., *Giant hydrocarbon reservoirs of the world: From rocks to reservoir characterization and modeling*, *AAPG Memoir 88/SEPM Special Publication*, p. 97-137.
- Longman, M.W., Fertal, T.G., et Glennie, J.S., 1983, Origin and geometry of Red River dolomite reservoirs, western Williston Basin: *AAPG Bulletin*, v. 67, p. 744-771.
- Lucia, F.J., 1995, Classification of carbonate pore space: *AAPG Bulletin*, v. 79, p. 1275-1300.
- Luo, P., Machel, H.G., et Shaw, J., 1994, Petrophysical properties of matrix blocks of a heterogeneous dolostone reservoir : the Upper Devonian Grosmont Formation, Alberta, Canada: Calgary, AB, CANADA, *Canadian Society of Petroleum Geologists*.
- Machel, H.G., 2004, Concepts and models of dolomitization: A critical reappraisal, *in* Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., et Darke, G., eds., *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs*, Volume 235: London, *Geological Society Special Publication*, p. 7-63.
- Machhour, L., et Virgone, A.I., 1999, Description of well A-1, Total internal report.
- Meyer, A., et Maza, C., 2006, Diagenesis and Geochemical Studies of the Upper Khuff Reservoir, Total internal report, p. 117.
- Meyer, F., Price, R., et Al-Raimi, S.M., 2000, Stratigraphic and petrophysical characteristics of cored Arab-D super-k intervals, Hawiyah Area, Ghawar Field, Saudi Arabia: *GeoArabia*, v. 5, p. 355-384.
- Mitchum, R.M.J., et Van Wagoner, J.C., 1991, High-frequency sequences and their stacking

- patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles, v. 70, p. 131-160, 19 Figs.
- Moore, C.H., 2001, Carbonate reservoirs. Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, v. 55, p. 460 pp.
- Pérès, J.-M., 1961, Océanographie biologique et biologie marine. La vie benthique, Tome 1.: Paris, Presse Universitaire de France.
- Pérès, J.-M., et Picard, J., 1964, Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée: Recueil des Travaux de la Station Maritime d'Endoume, v. 31, p. 1-137.
- Posamentier, H.W., et Vail, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and system tract models, *in* Wilgus, C.K., Hastings, B., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A., et Van Wagoner, J.C., eds., Sea-level changes: an integrated approach, Volume 42: Tulsa, SEPM Spec. Publ. , p. 125-154, 36 Figs.
- Purser, B.H., 1973, The Persian Gulf, Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea: New York, Springer, 471 pp., 250 Figs., 7 Pls. p.
- Purser, B.H., Brown, A., et Aissaoui, D.M., 1994, Nature, origins and evolution of porosity in dolomites, *in* B. Purser, M.T., and D. Zenger, ed., Dolomites; a volume in honour of Dolomieu, Volume 21, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, p. 283-308.
- Rahimpour-Bonab, H., Esrafil-Dizaji, B., et Tavakoli, V., 2010, Dolomitization and anhydrite precipitation in Permo-Triassic carbonates at the South Pars gasfield, offshore Iran: Controls on reservoir quality: *Journal of Petroleum Geology*, v. 33, p. 43-66.
- Read, J.F., Grotzinger, J.P., Bova, J.A., et Koerschner, W.F., 1986, Models for generation of carbonate cycles: *Geology*, v. 14, p. 107-110.
- Reid, G.K., 1961, Ecology of Inland Waters and Estuaries: New York, Reinhold Publishing Corporation, 375 p.
- Ronchi, P., Jadoul, F., Ceriani, A., Di Giulio, A., Scotti, P., Ortenzi, A., et Previde Massara, E., 2011, Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy): *Sedimentology*, v. 58, p. 532-565.
- Rousselle, B., 1996, Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt sur la plateforme carbonatée de l'Aalénien du Sud-Est de la France: Lyon, Université Claude Bernard-Lyon I.
- Saller, A.H., et Henderson, N., 1998, Distribution of porosity and permeability in platform dolomites; insight from the Permian of West Texas: *AAPG Bulletin*, v. 82, p. 1528-1550.
- Schmoker, J.W., et Halley, R.B., 1982, Carbonate porosity versus depth; a predictable relation for South Florida: *AAPG Bulletin*, v. 66, p. 2561-2570.
- Shah, M.M., Nader, F.H., Dewit, J., Swennen, R., et Garcia, D., 2010, Fault-related hydrothermal dolomites in Cretaceous carbonates (Cantabria, northern Spain): Results of petrographic, geochemical and petrophysical studies: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 181, p. 391-407.
- Sharp, I., Gillespie, P., Lønøy, A., Horn Roxar, S., et Morsalnezhad, D., 2006, Outcrop Characterization of Fractured Cretaceous Carbonate Reservoirs, Zagros Mountains, Iran, First International Oil Conference and Exhibition in Mexico: Cancun, Mexico, Society of Petroleum Engineers.
- Sharp, I., Gillespie, P., Morsalnezhad, D., Taberner, C., Karpuz, R., Vergés, J., Horbury, A., Pickard, N., Garland, J., et Hunt, D., 2010, Stratigraphic architecture and fracture-controlled dolomitization of the Cretaceous Khami and Bangestan groups: an outcrop case study, Zagros Mountains, Iran: Geological Society, London, Special Publications, v.

- 329, p. 343-396.
- Sibley, D.F., et Gregg, J.M., 1987, Classification of dolomite rock textures: *Journal of Sedimentary Research*, v. 57, p. 967-975.
- Sloss, L.L., 1963, Tectonic Cycles of the North American Craton, *in* Merriam, D.F., ed., *Symposium on cyclic sedimentation: Kansas Geological Survey, Volume 169*, p. 449-459.
- Strasser, A., 1988, Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains), v. 35, p. 369-383, 8 Figs.
- Sudrie, M., Caline, B., Lopez-Horgue, M.A., Fernandez Mendolia, P.A., et Iriarte, E., 2006, Fault-related hydrothermal dolomites in Cretaceous platform carbonates from the Karrantza area (north Spain): Outcrop analogues for dolomite reservoir characterization, *Seventh Middle East Geosciences Conference and Exhibition, Volume CD format: Bahrain, Conference Program*.
- Sun, S.Q., 1995, Dolomite reservoirs; porosity evolution and reservoir characteristics: *AAPG Bulletin*, v. 79, p. 186-204.
- Swart, P.K., Cantrell, D.L., Westphal, H., Handford, C.R., et Kendall, C.G., 2005, Origin of Dolomite in the Arab-D Reservoir from the Ghawar Field, Saudi Arabia: Evidence from Petrographic and Geochemical Constraints: *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 476-491.
- Tavakoli, V., Rahimpour-Bonab, H., et Esrafil-Dizaji, B., 2011, Diagenetic controlled reservoir quality of South Pars gas field, an integrated approach: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 343, p. 55-71.
- Tempier, C., 1972, *Les faciès calcaires du Jurassique provençal: Marseille, Université Paul Cézanne (Aix-Marseille)*.
- Tucker, M.E., et Wright, V.P., 1990, *Carbonate sedimentology: Oxford, Blackwell, 482 pp.* p.
- Vail, P.R., 1987, Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure, *Volume 27: Tulsa*, p. 1-11.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., et Perez-Cruz, G., 1991, *The stratigraphic signature of tectonics, eustasy, and sedimentation: Berlin, Springer*, p. 22 pp.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.J., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S.J., Sangree, J.B., Bubbs, J.N., et Hatlelid, W.G., 1977, *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level*, v. 26, p. 49-212.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M.J., Campion, K.M., et Rahmanian, V.D., 1990, *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*, v. 7, p. 55 pp.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., J.F., S., Loutit, S., et Hardenbol, J., 1988, *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, Volume 42: Tulsa*, p. 39-45, 4 Figs.
- Walker, R.G., 1984, *Facies models: Geoscience Canada Report*, v. 1, p. 377
- Wanless, H., 1991, *Observational foundation for sequence modeling, Volume 233*, p. 43-62.
- Warren, J., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations: *Earth-Science Reviews*, v. 52, p. 1-81.
- Wentworth, C.K., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments: *Journal of Geology*, v. 30, p. 377-392.
- Wilkinson, B.R., 1982, Cyclic cratonic carbonates and Phanerozoic calcite seas: *Journal of Geology Education*, v. 30, p. 180-203.
- Wilson, J.L., 1975, *Carbonate facies in geologic history: New York, Springer, 471 pp., 183 Figs.*

30 Pls. p.

Wilson, M.E.J., Evans, M.J., Oxtoby, N.H., Nas, D.S., Donnelly, T., et Thirlwall, M., 2007, Reservoir quality, textural evolution, and origin of fault-associated dolomites: AAPG Bulletin, v. 91, p. 1247-1272.

Zenger, D.H., Dunham, J.B., et Ethington, R.L., 1980, Concepts and models of dolomitization., Special Publication SEPM, 320 p.

## **2. Chapitre 2**

# **Les drains super-K dans la partie supérieure de la Formation Khuff**

*« J'ai senti plus fortement encore la nécessité d'être très circonspect à avancer des opinions quelconques et à introduire des théories quand on ne veut pas être contredit par la nature »*

*Déodat Gratet de Dolomieu*

**Pour de strictes raisons de confidentialité exigée par TOTAL,**

le chapitre 2 consacré à l'étude du réservoir de subsurface de la Formation Khuff,  
et constituant une part considérable (p. 21 à p. 292 = 271 p.) du Mémoire original de Thèse,  
tel qu'il a été présenté pour soutenance orale,

**n'a pu être reproduit pour diffusion.**

## 2.1. Références bibliographiques

- AbuAli, M.A., 2012, The Khuff Algal Mats: A New Regional Co-Source Rock for Paleozoic Khuff Gas Condensates in the Arabian Gulf, 10th Middle East Geosciences Conference and Exhibition: Manama, Bahrain.
- Adams, J.E., et Rhodes, M.L., 1960, Dolomitization by seepage refluxion: AAPG Bulletin, v. 44, p. 1912-1920.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., et Mouthereau, F., 2005, Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation: International Journal of Earth Sciences, v. 94, p. 401-419.
- Al-Aasm, I.S., et Packard, J.J., 2000, Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites: Sedimentary Geology, v. 131, p. 97-108.
- Al-Ajmi, F.A., Al-Shahri, A.M., Sengul, M.M., et Phelps, R., 2001, Evaluation of Super-K Wells Performance Using Fluid Flow Index in Ghawar Field, SPE Middle East Oil Show: Bahrain, Copyright 2001, Society of Petroleum Engineers Inc.
- Al-Aswad, A.A., 1997, Stratigraphy, sedimentary environment and depositional evolution of the Khuff Formation in South-Central Saudi Arabia: Journal of Petroleum Geology, v. 20, p. 307-326.
- Al-Dhafeeri, A.M., et Nasr-El-Din, H.A., 2007, Characteristics of high-permeability zones using core analysis, and production logging data: Journal of Petroleum Science and Engineering, v. 55, p. 18-36.
- Al-Dhafeeri, A.M., Seright, R.S., Nasr-El-Din, H.A., et Sydansk, R.D., 2005, High-Permeability Carbonate Zones (Super-K) in Ghawar Field (Saudi Arabia): Identified, Characterized, and Evaluated for Gel Treatments, SPE International Improved Oil Recovery Conference in Asia Pacific: Kuala Lumpur, Malaysia, Society of Petroleum Engineers.
- Al-Husseini, M.I., 2008, Middle East Geological Timescale 2008: Journal of Middle East Petroleum Geosciences, v. 13.
- Al-Husseini, M.I., et Matthews, R.K., 2010, Calibrating Mid-Permian to Early Triassic Khuff sequences with orbital clocks: GeoArabia, v. 15, p. 171-206.
- Al-Jallal, I.A., 1987, Diagenetic Effects on Reservoir Properties of the Permian Khuff Formation in Eastern Saudi Arabia, 5th SPE MiddleEastOilShow, Volume SPE 15745: Manama, Bahrein, Society of Petroleum Engineers, p. 465-475.
- , 1994, The Khuff Formation: its regional reservoir potential in Saudi Arabia and other Guf countries; depositional and stratigraphic approach, v. 2, p. 103-119, 14 Figs.
- Al-Laboun, A.A., 1987, Unayzah Formation; a new Permian-Carboniferous unit in Saudi Arabia: AAPG Bulletin, v. 71, p. 29-38.
- , 1988, The distribution of Carboniferous-Permian siliciclastic rocks in the greater Arabian basin: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 362-373.
- Al-Shahri, A.M., et Al-Muraikhi, A., 1998, A Novel Approach to Characterize Dynamic Interaction Between Super Permeability Layers with Vertical - Faults and Their Affect on Flood Front Movement, SPE Annual Technical Conference and Exhibition: New Orleans, Louisiana, Society of Petroleum Engineers.
- Allan, J.R., et Matthews, R.K., 1982, Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis: Sedimentology, v. 29, p. 797-817.
- Allen, J.R.L., 1982, Chapter 4 Sedimentation from Jets and Separated Flows, Sedimentary structures: their character and physical basis, Volume 2: Amsterdam, Elsevier, p.

- 133-171.
- Allen, M.B., et Armstrong, H.A., 2008, Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 265, p. 52-58.
- Alsharan, A.S., et Nairn, A.E.M., 1997, *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*: Amsterdam Elsevier.
- Alsharhan, A.S., 1993, Facies and sedimentary environment of the Permian carbonates (Khuff Formation) in the United Arab Emirates: *Sedimentary Geology*, v. 84, p. 89-99.
- , 1994, Geology and hydrocarbon occurrences of the clastic Permo-Carboniferous in the central and eastern Arabian Basin: *Geologie en Mijnbouw*, v. 73, p. 63-78.
- , 2006, Sedimentological character and hydrocarbon parameters of the Middle Permian to Early Triassic Khuff Formation, United Arab Emirates: *Georabia*, v. 11, p. 121-158.
- Alsharhan, A.S., et Kendall, C.G., 1986, Precambrian to Jurassic rocks of the Arabian Gulf and adjacent areas: their facies, depositional setting and hydrocarbon habitat: *AAPG Bulletin*, v. 70, p. 977-1002.
- Alsharhan, A.S., et Nairn, A.E.M., 1994, The Late Permian carbonates (Khuff Formation) in the western Arabian Gulf: its hydrocarbon parameters and paleogeographical aspects: *Carbonates and Evaporites*, v. 9, p. 132-142.
- , 1995, Stratigraphy and sedimentology of the Permian in Arabian Basin and adjacent areas: A critical review., *The Permian of Northern Pangea, Volume Sedimentary Basins and Economic Resources*: New York Springer-Verlag, p. 187-214.
- , 1997, *Sedimentary basins of petroleum geology in Middle East*: Amsterdam, Elsevier, 987 pp. p.
- Amieux, P., 1981, *La cathodoluminescence dans les roches sédimentaires : applications sédimentologiques et diagénétiques* [PhD thesis]: Lyon, Université Claude Bernard.
- Anderson, G.M., et Macqueen, R.W., 1982, Ore Deposit Models - 6. Mississippi Valley-Type. Lead-Zinc Deposits: *Geoscience Canada*, v. 9, p. 108-117.
- Anderson, T.F., et Arthur, M.A., 1983, Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, Volume 10: Tulsa, p. 1-15, 57 Figs., 10 Tabs.
- Angiolini, L., Balini, M., Garzanti, E., Nicora, A., Tintori, A., Crasquin, S., et Muttoni, G., 2003, Permian climatic and paleogeographic changes in Northern Gondwana: the Khuff Formation of Interior Oman: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 191, p. 269-300.
- Badiozamani, K., 1973, The Dorag dolomitization model - application to the Middle Ordovician of Wisconsin: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 43, p. 965-984.
- Baker, P.A., et Burns, S.J., 1985, Occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments, v. 69/11, p. 1917-1930, 5 Figs.
- Baker, P.A., et Kastner, M., 1981, Constraints on the formation of sedimentary dolomites: *Science*, v. 213, p. 214-216.
- Balog, A., Read, J.F., et Haas, J., 1999, Climate-controlled early dolomite, Late Triassic cyclic platform carbonates, Hungary: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 267-282.
- Banat, K., Basyoni, M., et Zeidan, R., 1997, Late Jurassic-Late Permian dolomites in central Saudi Arabia: Ca:Mg stoichiometry and Sr-content: *Carbonates and Evaporites*, v. 12, p. 117-124.

- Banner, J.L., 1995, Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis: *Sedimentology*, v. 42, p. 805-824.
- Banner, J.L., Hansson, G.N., et Meyers, W.J., 1988, Water-rock interaction history of regionally extensive dolomites of the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian): Isotope evidence, Volume 43: Tulsa, p. 97-111, 12 Figs.
- Banner, J.L., Wasserburg, G.J., Dobson, P.F., Carpenter, A.B., et Moore, C.H., 1989, Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of saline groundwaters from central Missouri: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 383-398.
- Barnaby, R.J., et Read, J.F., 1992, Dolomitization of a carbonate platform during late burial: Lower to Middle Cambrian Shady dolomite, Virginia Appalachians, v. 62/6, p. 1023-1043, 16 Figs., 1 Tab.
- Barth, T., et Bjørlykke, K., 1993, Organic acids from source rock maturation: generation potentials, transport mechanisms and relevance for mineral diagenesis: *Applied Geochemistry*, v. 8, p. 325-337.
- Bates, N., et Brand, U., 1990, Secular variation of calcium carbonate mineralogy; an evaluation of ooid and micrite chemistries: *Geologische Rundschau*, v. 79, p. 27-46.
- Bathurst, R.G., 1975, Carbonate sediments and their diagenesis: Amsterdam, Elsevier Science, 658 pp., 359 Figs. p.
- Beales, F.W., 1958, Ancient sediments of Bahaman type: *AAPG Bulletin*, v. 42, p. 1845-1880.
- Beales, F.W., et Hardy, J.L., 1980, Criteria for the recognition of diverse dolomite types with an emphasis on studies on host rocks for Mississippi Valley-type or deposits: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, v. Special Publication n° 28, p. 197-213.
- Beales, F.W., et Oldershaw, A.E., 1969, Evaporite-solution brecciation and Devonian carbonate reservoir porosity in western Canada, v. 53/3, p. 503-512, 3 Figs.
- Bein, A., Hovorka, S.D., Fisher, R.S., et Roedder, E., 1991, Fluid inclusions in bedded Permian halite, Palo Duro Basin, Texas; evidence for modification of seawater in evaporite brine-pools and subsequent early diagenesis: *Journal of Sedimentary Research*, v. 61, p. 1-14.
- Bencini, A., et Turi, A., 1974, Mn distribution in the Mesozoic carbonate rocks from Lima Valley, northern Apennines: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 44/3, p. 774-782, 2 Figs.
- Benito, M.I., De la Horra, R., López-Gómez, J., Barrenechea, J.F., Luque, J., et Arche, A., 2011, Shallow burial dolomitisation of Middle-Upper Permian paleosols in an extensional tectonic context (SE Iberian Basin, Spain): Controls on temperature of precipitation and source of fluids: *Sedimentary Geology*, v. 237, p. 135-149.
- Bernasconi, S.M., 1994, Geochemical and microbial controls on dolomite formation in anoxic environments: a case study from the Middle Triassic (Ticino, Switzerland), v. 19, p. 1-109, 7 Pls., 20 Figs., 6 Tabs.
- Berner, R.A., 1969, The synthesis of framboidal pyrite: *Economic Geology*, v. 64, p. 383-384.
- , 1984, Sedimentary pyrite formation: an update, v. 47, p. 855-862.
- Beydoun, Z.R., 1991, Arabian plate hydrocarbon geology and potential. A plate tectonic approach: Tulsa, Oklahoma, U.S.A., AAPG.
- Billo, S.M., 1987, Petrology and kinetics of gypsum-anhydrite transitions: *Journal of Petroleum Geology*, v. 10, p. 73-85.
- Bishop, R.S., 1995, Maturation history of the Lower Paleozoic of eastern Arabian

- Platform, in Al-Husseini, M.I., ed., Middle East Petroleum Geosciences, GEO'94, Volume 1: Bahrain, Gulf PetroLink, p. 180-189.
- Boggs, S., et Krinsley, D., 2006, Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks, Cambridge University Press.
- Bohannon, R.G., 1986, Tectonic configuration of the Western Arabian Continental Margin, southern Red Sea: *Tectonics*, v. 5, p. 477-499.
- , 1989, Style of extensional tectonism during rifting, Red Sea and Gulf of Aden: *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, v. 8, p. 589-602.
- Boles, J.R., et Franks, S.G., 1979, Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation, v. 49, p. 55-70.
- Boni, M., Parente, G., Bechstädt, T., De Vivo, B., et Iannace, A., 2000, Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event, v. 131, p. 181-200, 12 Figs., 2 Tabs.
- Bontognali, T.R.R., Vasconcelos, C., Warthmann, R.J., Bernasconi, S.M., Dupraz, C., Strohmenger, C.J., et McKenzie, J.A., 2010, Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates): *Sedimentology*, v. 57, p. 824-844.
- Bordenave, M.L., 2008, The origin of the Permo-Triassic gas accumulations in the Iranian Zagros foldbelt and contiguous offshore area: a review of the Paleozoic petroleum system: *Journal of Petroleum Geology*, v. 31, p. 3-42.
- Boulton, S.J., 2009, Record of Cenozoic sedimentation from the Amanos Mountains, Southern Turkey: Implications for the inception and evolution of the Arabia-Eurasia continental collision: *Sedimentary Geology*, v. 216, p. 29-47.
- Bowen, G.J., et Wilkinson, B., 2002, Spatial distribution of  $\delta^{18}\text{O}$  in meteoric precipitation: *Geology*, v. 30, p. 315-318.
- Brand, U., et Veizer, J., 1980, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 1, Trace elements: *Journal of Sedimentary Research*, v. 50, p. 1219-1236.
- Bridge, J., et Demicco, R., 2008, *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*, Cambridge University Press, 830 p.
- Brigaud, B., Durllet, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Thierry, J., et Trouiller, A., 2009, The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France): *Sedimentary Geology*, v. 222, p. 161-180.
- Budd, D.A., Gaswirth, S.B., et Oliver, W.L., 2002, Quantification of Macroscopic Subaerial Exposure Features in Carbonate Rocks: *Journal of Sedimentary Research*, v. 72, p. 917-928.
- Burns, S.J., et Baker, P.A., 1987, A geochemical study of dolomite in the Monterey Formation, California: *Journal of Sedimentary Research*, v. 57, p. 128-139.
- Butler, G.P., 1973, Strontium geochemistry of modern and ancient calcium sulfate minerals, in Purser, B.H., ed., *The Persian Gulf*: Berlin, Springer, p. 423-452.
- Cantrell, D.L., Swart, P.K., et Hagerty, R., 2004, Genesis and characterization of dolomite, Arab-D Reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia: *Geoarabia*, v. 9, p. 11-36.
- Cantrell, D.L., Swart, P.K., Handford, R.C., Kendall, C.G., et Westphal, H., 2001, Geology and Production Significance of Dolomite, Arab-D Reservoir, Ghawar Field, Saudi Arabia.: *Geoarabia*, v. 6, p. 45-60.
- Carozzi, A.V., 1961, Distorted oolites and pseudoolites: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 31/2, p. 262-274, 13 Figs.
- Choquette, P.W., et Hiatt, E.E., 2008, Shallow-burial dolomite cement: a major component of many ancient sucrosic dolomites: *Sedimentology*, v. 55, p. 423-460.

- Choquette, P.W., et James, N.P., 1990, Carbonate diagenesis on the modern and ancient sea floor, meteoric diagenesis and diagenesis in the zone of mixed waters, p. 1.1-1.63.
- Choquette, P.W., et Pray, L.C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: AAPG Bulletin, v. 54, p. 207-244.
- Choquette, P.W., et Steinen, R.P., 1980, Mississippian oolite and non-supratidal dolomite reservoirs in the Ste. Genevieve Formation, North Bridgeport field, Illinois basin, *in* Roehl, P.O., et Choquette, P.W., eds., Carbonate petroleum reservoirs: New York, Springer-Verlag, p. 207– 225.
- , 1985, Mississippian oolite and non-supratidal dolomite reservoirs in the Ste. Genevieve Formation, North Bridgeport Field, Illinois Basin: New York, Springer, p. 207-225, 14 Figs.
- Chow, N., et James, N.P., 1987, Facies-specific, calcitic and bimineralic ooids from Middle and Upper Cambrian platform carbonates, western Newfoundland, Canada: Journal of Sedimentary Research, v. 57, p. 907-921.
- Chowns, T.M., et Elkins, J.E., 1974, The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules: Journal of Sedimentary Research, v. 44, p. 885-903.
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H., et Zak, I., 1980, The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation: Chemical Geology, v. 28, p. 199-260.
- Claypool, G.E., et Mancini, E.A., 1989, Geochemical relationships of petroleum in Mesozoic reservoirs to carbonate source rocks of Jurassic Smackover Formation, southwestern Alabama: AAPG Bulletin, v. 73, p. 904-924.
- Cole, G.A., Alpern, H.I., Aoudeh, S.M., Al-Hajji, A.A., Carrignan, W.J., et Gwathney, W.J., 1994, The use of Biomarkers and Gas Chromatography to imply new Source Rocks in the Paleozoic Sequence of Saudi Arabia., 2nd international conference on chemistry in Industry: Manama, Bahrain, p. 523-536.
- Compton, J.S., 1988, Sediment composition and precipitation of dolomite and pyrite in the Neogene Monterey and Sisquoc Formations, Santa Maria Basin area, California, Volume 43: Tulsa, p. 53-64, 7 Figs.
- Craig, D.H., 1988, Caves and other features of Permian karst in San Andres Dolomite, Yates Field Reservoir, West Texas: Berlin, Springer, p. 342-363, 18 Figs., 1 Tab.
- Cross, M.M., Manning, D.A.C., Bottrell, S.H., et Worden, R.H., 2004, Thermochemical sulphate reduction (TSR): experimental determination of reaction kinetics and implications of the observed reaction rates for petroleum reservoirs: Organic Geochemistry, v. 35, p. 393-404.
- Cunningham, K.J., Sukop, M.C., Huang, H., Alvarez, P.F., Curran, H.A., Renken, R.A., et Dixon, J.F., 2009, Prominence of ichnologically influenced macroporosity in the karst Biscayne aquifer: Stratiform “super-K” zones: Geological Society of America Bulletin, v. 121, p. 164-180.
- Dalmasso, H., et Floquet, M., 2001, Relation accommodation-production carbonatée dans le développement de séquences de dépôt élémentaires de plate-forme carbonatée : la série d'âge Tithonien-Berriasien de basse Provence occidentale: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, v. 333, p. 209-217.
- Davies, G.R., et Smith, J.L.B., 2006, Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 90, p. 1641-1690.
- De Beaumont, E., 1837, Application du calcul à l'hypothèse de la formation par épigénie

- des anhydrites, des gypses et des dolomies: *Bull. Soc. géol. Fr.*, v. 8, p. 174-177.
- Dean, W.E., et Schreiber, B.C.e., 1978, *Marine evaporites*, v. 4, p. 188 pp.
- Delfour, J., Dhellemmes, P., Elsass, P., Vaslet, D., Brotte, J.M., Le Nindre, Y.M., et Dotin, O., 1982, *Geologic map of the Ad Dawadimi Quadrangle Sheet 24G, Kingdom of Saudi Arabia (with text) DMMR, R Geoscience map GM-60A, p. Scale 1:250,000.*
- Dessort, D., Montel, F., et Caillet, G., 2004, *Organic Geochemistry of oils and condensates associated with sour gas in Gulf*, 6th Middle East Geosciences Conference, GEO 2004, Volume 9: Bahrein, *GeoArabia*, p. 57-58.
- Deville de Périère, M., Durlet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., et Poli, E., 2011, *Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East: Influence on reservoir properties: Marine and Petroleum Geology*, v. 28, p. 1727-1750.
- Dewit, J., Swennen, R., Muchez, P., Huysmans, M., Hunt, D., et Thurmond, J., 2009, *Geomerty, distribution and characteristics of hydrothermal dolomite (HTD) bodies hosted by an Aptian-Albian carbonate platform, Basque-Cantabrian Basin, northern Spain*, 27th IAS meeting of *Sedimentology: Mendoza, Argentina*, p. 151.
- Di Cuia, R., Riva, A., Scifoni, A., Moretti, A., Spotl, C., et Caline, B., 2011, *Dolomite characteristics and diagenetic model of the Calcari Grigi Group (Asiago Plateau, Southern Alps - Italy): an example of multiphase dolomitization: Sedimentology*, v. 58, p. 1347-1369.
- Dickson, J.A.D., 1965, *A modified staining technique for carbonates in thin section: Nature*, v. 205, p. 587.
- Dickson, T., 1990, *Carbonate mineralogy and chemistry: Oxford, Blackwell*, p. 284-313.
- Dix, G.R., 1993, *Patterns of burial- and tectonically controlled dolomitization in an Upper Devonian fringing-reef complex; Leduc Formation, Peace River Arch area, Alberta, Canada: Journal of Sedimentary Research*, v. 63, p. 628-640.
- Dixon, S.A., Summers, D.M., et Surdam, R.C., 1989, *Diagenesis and preservation of porosity in Norphlet Formation (Upper Jurassic), southern Alabama: AAPG Bulletin*, v. 73, p. 707-728.
- Doi, K., Hirono, S., et Sakamaki, Y., 1975, *Uranium mineralization by ground water in sedimentary rocks, Japan: Economic Geology*, v. 70, p. 628-646.
- Dravis, J.J., et Yurewicz, D.A., 1985, *Enhanced carbonate petrography using fluorescence microscopy: Journal of Sedimentary Research*, v. 55, p. 795-804.
- Drummond, C.N., et Wilkinson, B.H., 1993, *A periodic accumulation of cyclic peritidal carbonate: Geology*, v. 21, p. 1023-1026, 2 Figs.
- Dunham, R.J., 1969, *Early vadose silt in Townsend mound (reef), New Mexico*, in Friedman, G.M., ed., *Depositional environments in carbonate rocks*, Volume 14: Tulsa, OK, SEPM Special Publication, p. 139-181, 22 Figs.
- Dunnington, H.V., 1967, *Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs*, v. 2, p. 339-352.
- Durocher, S., et Al-Aasm, I.S., 1997, *Dolomitization and neomorphism of Mississippian (Visean) Upper Debolt formation, Blueberry Field, northeastern British Columbia: geologic, petrologic, and chemical evidence.: AAPG Bulletin*, v. 81, p. 954-977.
- Dworkin, S.I., et Land, L.S., 1994, *Petrographic and geochemical constraints on the formation and diagenesis of anhydrite cements, Smackover sandstones, Gulf of Mexico: Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 339-348.
- Ehrenberg, S.N., Nadeau, P.H., et Aqrawi, A.A.M., 2007, *A comparison of Khuff and Arab reservoir potential throughout the Middle East: AAPG Bulletin*, v. 91, p. 275-286.
- Ehrenberg, S.N., et Svana, T.A., 2001, *Use of spectral gamma-ray signature to interpret*

- stratigraphic surfaces in carbonate strata: an example from the Finnmark carbonate platform (Carboniferous-Permian), Barents Sea, v. 85, p. 295-308, 10 Figs.
- Ehrenberg, S.N., Walderhaug, O., et Bjørlykke, K., 2012, Carbonate porosity creation by mesogenetic dissolution: Reality or illusion?: AAPG Bulletin, v. 96, p. 217-233.
- Einsele, G., Ricken, W., et Seilacher, A., 1991, Cycles and events in stratigraphy: basic concepts and terms: Berlin, Springer, p. 1-19.
- El-Khayal, A.A., Chaloner, W.G., et Hill, C.R., 1980, Palaeozoic plants from Saudi Arabia: Nature, v. 285, p. 33-34.
- El Khayal, A.A., et Wagner, R.H., 1985, Upper Permian stratigraphy and megafloras from Saudi Arabia: palaeogeographic and climatic implications, Comptes Rendus du 10-ième Congrès International de la Stratigraphie du Carbonifère, Volume 3: Madrid, p. 17-26.
- Eliuk, L.S., 1984, A Hypothesis for the Origin of Hydrogen Sulphide in Devonian Crossfield Member Dolomite, Wabamun Formation, Alberta, Canada, *in* Eliuk, L.S., ed., Carbonates in Subsurface and Outcrop, Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 245 - 289.
- Epstein, S.A., et Friedman, G.M., 1983, Depositional and diagenetic relationships between Gulf of Elat (Aqaba) and Mesozoic of United States east coast offshore, v. 67, p. 953-962, 9 Figs., 1 Tab.
- Eren, M., Kaplan, M.Y., et Kadir, S., 2007, Petrography, Geochemistry and Origin of Lower Liassic Dolomites in the Aydincik Area, Mersin, Southern Turkey: Turkish Journal of earth Sciences, v. 16, p. 339-362.
- Esfarili-Dizaji, B., et Rahimpour-Bonab, H., 2009, Effects of depositional and diagenetic characteristics on carbonate reservoir quality: a case study from the South Pars gas field in the Persian Gulf: Petroleum Geoscience, v. 15, p. 325-344.
- Esteban, M., et Taberner, C., 2003, Secondary porosity development during late burial in carbonate reservoirs as a result of mixing and/or cooling of brines: Journal of Geochemical Exploration, v. 78-79, p. 355-359.
- Ezaki, Y., Liu, J., et Adachi, N., 2003, Earliest Triassic Microbialite Micro- to Megastructures in the Huaying Area of Sichuan Province, South China: Implications for the Nature of Oceanic Conditions after the End-Permian Extinction: PALAIOS, v. 18, p. 388-402.
- Ezaki, Y., Liu, J., Nagano, T., et Adachi, N., 2008, Geobiological Aspects of the Earliest Triassic Microbialites Along the Southern Periphery of the Tropical Yangtze Platform: Initiation and Cessation of a Microbial Regime: PALAIOS, v. 23, p. 356-369.
- Fabricius, I.L., 2000, Interpretation of burial history and rebound from loading experiments and occurrence of microstylolites in mixed sediments of Caribbean Sites 999 and 1001, *in* Leckie, R.M., Sigurdson, H., Acton, G.D., et Draper, G., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results, Volume 165 p. 177-190.
- Feazel, C.T., et Schatzinger, R.A., 1985, Prevention of carbonate cementation in petroleum reservoirs: AAPG Bulletin, v. 36, p. 97-106, 10 Figs., 2 Tabs.
- Ferguson, J., et Ibe, A.C., 1982, Some aspects of the occurrence of proto-kerogen in recent ooids: Journal of Petroleum Geology, v. 4, p. 267-285.
- Flügel, E., 2010, Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application.: Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 984 p.
- Fontana, S., Nader, F., Morad, S., Ceriani, A., et Al-Aasm, I., 2010, Diagenesis of the Khuff

- Formation (Permian–Triassic), northern United Arab Emirates: *Arabian Journal of Geosciences*, v. 3, p. 351-368.
- Frébourg, G., Davaud, E., Virgone, A., Gaillot, J., et Kamali, M., 2010, Discovery of an eolianite in the Upper Dalan Member, South Pars field, Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 33 p. 141-154.
- Frisia, S., 1991, Mechanisms of dolomitization and subsequent diagenesis: examples from the Abu Dhabi sabkha (Holocene) and the Dolomia Principale (Norian, Italy): *Ortisei*, p. 77-78.
- Fritz, P., Basharmal, G.M., Drimmie, R.J., Ibsen, J., et Qureshi, R.M., 1989, Oxygen isotope exchange between sulphate and water during bacterial reduction of sulphate: *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, v. 79, p. 99-105.
- Fritz, P., et Smith, D.G.W., 1970, The isotopic composition of secondary dolomites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34, p. 1161-1173.
- Füchtbauer, H., et Goldschmidt, H., 1965, Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite, v. 55, p. 29-40, 8 Figs., 2 Tabs.
- Gaillot, J., 2006, The late Permian-early Triassic Khuff Formation in the Middle East: Sequence biostratigraphy and palaeoenvironments by means of calcareous Algae and Foraminifers: Lille, Université des Sciences et Technologies de Lille 1.
- Gaillot, J., et Vachard, D., 2007, The Khuff Formation (Middle East) and time-equivalents in Turkey and South China: biostratigraphy from Capitanian to Changhsingian times (Permian), new foraminiferal taxa, and palaeogeographical implications: *Coloquios de Paleontología*, v. 57, p. 37-223.
- Gasparrini, M., Bechstädt, T., et Boni, M., 2006, Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution: *Marine and Petroleum Geology*, v. 23, p. 543-568.
- Giles, M.R., et Marshall, J.D., 1986, Constraints on the development of secondary porosity in the subsurface: Re-evaluation of processes: *Marine and Petroleum Geology*, v. 3, p. 243-255.
- Ginsburg, R.N., 1971, Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates: *AAPG Bulletin*, v. 55, p. p. 350.
- Glennie, K.W., 2006, *The Geology of the Oman Mountains-An outline of their origin*, 2nd Edition.: UK, Scientific Press Ltd., 110 p.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., et Hardie, L.A., 1987, High frequency glacio-eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in middle Triassic platform carbonates in northern Italy, v. 287, p. 853-892.
- , 1990, Depositional cycles, composite sea level changes, cycle stacking patterns, and their hierarchy of stratigraphic forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 535-562, 23 Figs.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J., et Dunn, P.A., 1993, The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Gp, West Texas); constraints from outcrop data and stratigraphic modeling: *Journal of Sedimentary Research*, v. 63, p. 318-359.
- Goldring, R., 1985, The formation of the trace fossil *Cruziana*: *Geological Magazine*, v. 122, p. 65-72.
- Gómez-Alday, J.J., García-Garmilla, F., et Elorza, J.J., 1994, Evidencias de actividad diapírica sobre las unidades deposicionales del Maastrichtiense en la zona de Laño (Sur de Vitoria, Cuenca Vasco-Cantábrica): *Geogaceta*, v. 16, p. 90-93.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., et van Kranendonk, M., 2008, On the Geologic Time Scale 2008: *Newsletters on Stratigraphy*, v. 43, p. 5-13.

- Gregg, J.M., et Shelton, K.L., 1990, Dolomitization and dolomite neomorphism in the back reef facies of the Bonneterre and Davis Formations (Cambrian), southeastern Missouri, v. 60/4, p. 549-562, 10 Figs.
- Gregg, J.M., et Sibley, D.F., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 907-931.
- Haas, J., et Demény, A., 2002, Early dolomitisation of Late Triassic platform carbonates in the Transdanubian Range (Hungary): *Sedimentary Geology*, v. 151, p. 225-242.
- Halley, R.B., 1987, Burial diagenesis of carbonate rocks: *Colorado School of Mines Quarterly*, v. 82, p. 1-15.
- Halley, R.B., et Harris, P.M., 1979, Fresh-water cementation of a 1,000-year-old oolite: *Journal of Sedimentary Research*, v. 49, p. 969-987.
- Halley, R.B., et Schmoker, J.W., 1983, High-porosity Cenozoic carbonate rocks of South Florida; progressive loss of porosity with depth: *AAPG Bulletin*, v. 67, p. 191-200.
- Hanin, S., Adam, P., Kowalewski, I., Huc, A.Y., Carpentier, B., et Albrecht, P., 2002, Bridgehead alkylated 2-thiaadamantanes: novel markers for sulfurisation occurring under high thermal stress in deep petroleum reservoirs: *Journal of Chemical Society, v. Chemical Communications*, p. 1750-1751.
- Hanor, J.S., 1994, Origin of saline fluids in sedimentary basins: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 78, p. 151-174.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., et Vail, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, v. 235, p. 1156-1167.
- Haq, B.U., et Schutter, S.R., 2008, A Chronology of Paleozoic Sea-Level Changes: *Science*, v. 322, p. 64-68.
- Hardie, L.A., 1986, Stratigraphic models for carbonate tidal-flat deposition: Golden, CO, ETATS-UNIS, Colorado School of Mines Press.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.Y., Craig, L.E., Smith, A.G., et Smith, D.G., 1989, *A Geologic Time Scale*: New York, Cambridge University Press, 128 p.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., et Walker, R.G., 1975, Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences, *in 2, S.S.C.*, ed.: Tulsa, OK.
- Heasley, E.C., Worden, R.H., et Hendry, J.P., 2000, Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil-water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 639-654.
- Helal, A.H., 1965, Stratigraphy of outcropping Paleozoic rocks around the northern edge of the Arabian Shield (within Saudi Arabia): *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, v. 117, p. 506-543.
- Heydari, E., 1997, Hydrotectonic models of burial diagenesis in platform carbonates based on formation water geochemistry in North American sedimentary basins, *in Montanez, I.P., Gregg, J.M., et Shelton, K.L., eds., Basin-wide diagenetic patterns: Integrated petrologic, geochemical, and hydrologic considerations*, Volume 57, SEPM Special Publication, p. 53- 79.
- Heydari, E., Hassandzadeh, J., et Wade, W.J., 2000, Geochemistry of central Tethyan Upper Permian and Lower Triassic strata, Abadeh region, Iran: *Sedimentary Geology*, v. 137, p. 85-99.
- Heydari, E., et Wade, W.J., 2002, Massive recrystallization of low-Mg calcite in hydrocarbon source rocks: implications for organic acids as factors in diagenesis, v. 86, p. 1285-1303, 13 Figs.
- Hine, A.C., 1977, Lily Bank, Bahamas; history of an active oolite sand shoal: *Journal of*

- Sedimentary Research, v. 47, p. 1554-1581.
- Hoff, J.A., Jameson, J., et Hanson, G.N., 1995, Application of Pb isotopes to the absolute timing of regional exposure events in carbonate rocks; an example from U-rich dolostones from the Wahoo Formation (Pennsylvanian), Prudhoe Bay, Alaska: *Journal of Sedimentary Research*, v. 65, p. 225-233.
- Holser, W.T., 1979, Trace elements and isotopes in evaporites, *in* Burns, R.G., ed., *Marine Minerals: Reviews in Mineralogy*, Volume 6, Mineralogical Society of America, p. 301-375.
- Horacek, M., Richoz, S., Brandner, R., Krystyn, L., et Spötl, C., 2007, Evidence for recurrent changes in Lower Triassic oceanic circulation of the Tethys: The  $[\delta]^{13}C$  record from marine sections in Iran: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 252, p. 355-369.
- Hostetler, P.B., et Garrels, R.M., 1962, Transportation and precipitation of uranium and vanadium at low temperatures, with special reference to sandstone-type uranium deposits: *Economic Geology*, v. 57, p. 137-167.
- Hudson, R.G.S., et Sudbury, M., 1959, Permian Brachiopoda from south-east Arabia: *Notes et Mémoires Moyen-Orient*, v. 7, p. 19-55.
- Humphrey, J.D., Ransom, K.L., et Matthews, R.K., 1986, Early meteoric diagenetic control of Upper Smackover production, Oaks Field, Louisiana, v. 70, p. 70-85.
- Hutcheon, I., et Abercrombie, H., 1990, Carbon dioxide in clastic rocks and silicate hydrolysis: *Geology*, v. 18, p. 541-544.
- Illing, L.V., et Taylor, J.C.M., 1993, Penecontemporaneous dolomitization in Sabkha Faishakh, Qatar: evidence from change in the chemistry of the interstitial brines, v. 63, p. 1042-1048, 6 Figs., 2 Tabs.
- Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali, M., Moallemi, A., Lotfpour, M., et Monibi, S., 2006, Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Mountains and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture: *Geoarabia*, v. 11, p. 75-176.
- Ito, M., Ishigaki, A., Nishikawa, T., et Saito, T., 2001, Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: Implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic: *Geology*, v. 29, p. 87-89.
- Jacka, A.D., 1974, Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization: *Journal of Sedimentary Research*, v. 44, p. 421-427.
- James, N.P., et Choquette, P.W., 1984, Limestones of the meteoric diagenetic environment, *Diagenesis 9*, *Geoscience Canada* 11, p. 161-194.
- Jin, Z., Zhu, D., Hu, W., Zhang, X., Zhang, J., et Song, Y., 2009, Mesogenetic dissolution of the middle Ordovician limestone in the Tahe oilfield of Tarim basin, NW China: *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p. 753-763.
- Jones, G.D., Whitaker, F.F., Smart, P.L., et Sanford, W.E., 2004, Numerical analysis of seawater circulation in carbonate platforms: II. The dynamic interaction between geothermal and brine reflux circulation: *American Journal of Science*, v. 304, p. 250-284.
- Jordan, C.F., et Abdullah, M., 1988, Lithofacies Analysis of the Arun Reservoir, North Sumatra, Indonesia, *in* Lomando, A.J., et Harris, P.M., eds., *Giant oil and gas fields: a core workshop*, Volume 12: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 89-118, 13 Figs.
- Karakitsios, V., et Pomoni-Papaioannou, F., 1998, Sedimentological study of the triassic solution-collapse Breccias of the Ionian zone (NW Greece): *Carbonates and Evaporites*, v. 13, p. 207-218.

- Kashfi, M.S., 1992, Geology of the Permian “super-giant” gas reservoirs in the greater Persian Gulf area: *Journal of Petroleum Geology*, v. 15, p. 465-480.
- Keith, T., Cole, J.C., Mattner, J.E., Ozkaya, S.I., et Waak, K.A., 1998, A conceptual model for super permeability in 'Uthmaniyah field: *GeoArabia*, v. 3, p. 108.
- Kerans, C., et Tinker, S.W., 1997, Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes* 40, p. 140.
- Kershaw, S., Li, Y., Crasquin-Soleau, S., Feng, Q., Mu, X., Collin, P.-Y., Reynolds, A., et Guo, L., 2007, Earliest Triassic microbialites in the South China block and other areas: controls on their growth and distribution: *Facies*, v. 53, p. 409-425.
- Kershaw, S., Zhang, T., et Lan, G., 1999, A microbialite carbonate crust at the Permian–Triassic boundary in South China, and its palaeoenvironmental significance: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 146, p. 1-18.
- Kinsman, D.J., 1964, The recent carbonate sediments near Halat el Bahrani, Trucial Coast, Persian Gulf, Volume 1: Amsterdam, p. 185-192, 3 Figs.
- Knaust, D., 2009, Ichnology as a tool in carbonate reservoir characterization: A case study from the Permian – Triassic Khuff Formation in the Middle East: *GeoArabia*, v. 14, p. 17-38.
- Koehrer, B., Zeller, M., Aigner, T., Poepfelreiter, M., Milroy, P., Forke, H., et Al-Kindi, S., 2010, Facies and stratigraphic framework of a Khuff outcrop equivalent: Saiq and Mahil formations, Al Jabal al-Akhdar, Sultanate of Oman: *GeoArabia*, v. 15, p. 91-156.
- Konert, G., M. Afifi, A., A. Al-Hajri, S.i., et J. Droste, H., 2001, Paleozoic Stratigraphy and Hydrocarbon Habitat of the Arabian Plate. : *Georabia*, v. 6, p. 407-442.
- Korte, C., Jasper, T., Kozur, H.W., et Veizer, J., 2006,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  record of Permian seawater: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 240, p. 89-107.
- Korte, C., Kozur, H.W., Bruckschen, P., et Veizer, J., 2003, Strontium isotope evolution of Late Permian and Triassic seawater: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 67, p. 47-62.
- Korte, C., Kozur, H.W., et Veizer, J., 2005,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of Triassic brachiopods and carbonate rocks as proxies for coeval seawater and palaeotemperature: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 226, p. 287-306.
- Kuhn, T., Herzig, P.M., Hannington, M.D., Garbe-Schönberg, D., et Stoffers, P., 2003, Origin of fluids and anhydrite precipitation in the sediment-hosted Grimsey hydrothermal field north of Iceland: *Chemical Geology*, v. 202, p. 5-21.
- Land, L.S., 1980, The isotopic and trace elements geochemistry of dolomite: the state of the art, *Concepts and Models of Dolomitization*, Volume 28, SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 87-110.
- , 1985, The origin of massive dolomite: *Journal of Geological Education*, v. 33.
- , 1986, Limestone diagenesis - some geochemical considerations, Volume 1578, p. 129-137.
- Lang, R.A., et Tucci, P., 1997, A preliminary study of the causes of blackening of pebbles in the Cenomanian 'breccia with black pebbles' of Camposello (Lepini Mountains, Italy), v. 33, p. 89-97, 10 Figs.
- Langmuir, D., 1978, Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 42, p. 547-569.
- Lind, I.L., 1993, Stylolites in chalk from Leg 130, Ontong Java Plateau, Volume 130: College Station, Ocean Drilling Program, p. 445-451.

- Lindsay, R.F., Cantrell, D.L., Hughes, G.W., Keith, T.H., Mueller III, H.W., et Russell, S.D., 2006, Ghawar Arab-D reservoir: Widespread porosity in shoaling-upward carbonate cycles, Saudi Arabia, *in* Harris, P.M., et Weber, L.J., eds., Giant hydrocarbon reservoirs of the world: From rocks to reservoir characterization and modeling, AAPG Memoir 88/SEPM Special Publication, p. 97-137.
- Lloyd, R.M., 1966, Oxygen isotope enrichment of sea water by evaporation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 30, p. 801-814.
- Lu, H., et Fulthorpe, C.S., 2004, Controls on sequence stratigraphy of a middle Miocene–Holocene, current-swept, passive margin: Offshore Canterbury Basin, New Zealand: *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 1345-1366.
- Lucia, F.J., 1983, Petrophysical parameters estimated from visual descriptions of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space: *Journal of Petroleum Technology*, v. 35, p. 629-637.
- Lucia, F.J., et Major, R.P., 1994, Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization, *in* B. Purser, M.T., and D. Zenger, ed., Dolomites; a volume in honour of Dolomieu, Volume 21, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, p. 325–341.
- Machel, H.-G., 1987, Saddle dolomite as a by-product of chemical compaction and thermochemical sulfate reduction: *Geology*, v. 15, p. 936-940.
- Machel, H., 1989, Relationships between sulphate reduction and oxidation of organic compounds to carbonate diagenesis, hydrocarbon accumulations, salt domes, and metal sulphide deposits: *Carbonates and Evaporites*, v. 4, p. 137-151.
- Machel, H.G., 1997, Recrystallization versus neomorphism, and the concept of 'significant recrystallization' in dolomite research: *Sedimentary Geology*, v. 113, p. 161-168.
- , 2000, Application of cathodoluminescence to carbonatediagenesis, *in* Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., et Ohnenstetter, D., eds., Cathodoluminescence in Geosciences: Berlin, Springer-Verlag, p. 271-301.
- , 2001, Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights, v. 140, p. 143-175.
- , 2004, Concepts and models of dolomitization: A critical reappraisal, *in* Braithwaite, C.J.R., Rizzi, G., et Darke, G., eds., The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs, Volume 235: London, Geological Society Special Publication, p. 7-63.
- Machel, H.G., Krouse, H.R., et Sassen, R., 1995, Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction: *Applied Geochemistry*, v. 10, p. 373-389.
- Mahmoud, M.D., Vaslet, D., et Hussein, M.I., 1992, The Lower Silurian Qalibah Formation of Saudi Arabia; an important hydrocarbon source rock: *AAPG Bulletin*, v. 76, p. 1491-1506.
- Maiklem, W.R., 1967, Black and brown speckled foraminiferal sand from the southern part of the Great Barrier Reef, v. 37, p. 1023-1030.
- Major, R.P., Halley, R.B., et Lukas, K.J., 1988, Cathodoluminescent bimineralic ooids from the Pleistocene of the Florida continental shelf: *Sedimentology*, v. 35, p. 843-855.
- Maliva, R.G., Dickson, J.A.D., et Fallick, A.E., 1999, Kaolin cements in limestones; potential indicators of organic-rich pore waters during diagenesis: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 158-163.
- Maliva, R.M., 1987, Quartz geodes: early diagenetic silicified anhydrite nodules related to dolomitization: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57/6, p. 1054-1059, 6 Figs.

- Martín Penela, A.J., et Barragán, G., 1995, Silicification of carbonate clasts in a marine environment (Upper Miocene, Vera Basin, SE Spain): *Sedimentary Geology*, v. 97, p. 21-32.
- Matthews, R.K., 1974, A process approach to diagenesis of reefs and reef associated limestones, Volume 18: Tulsa, p. 234-256, 18 Figs.
- Maurer, F., Martini, R., Rettori, R., Hillgärtner, H., et Cirilli, S., 2009, The geology of Khuff outcrop analogues in the Musandam Peninsula, United Arab Emirates and Oman: *GeoArabia*, v. 14, p. 125-158.
- Mazzullo, J., 2004, Overview of Porosity Evolution in Carbonate Reservoirs: *Kansas Geological Society Bulletin*, v. 79.
- Mazzullo, S.J., et Harris, P.M., 1992, Mesogenetic dissolution; its role in porosity development in carbonate reservoirs: *AAPG Bulletin*, v. 76, p. 607-620.
- Mazzullo, S.J., et Reid, A.M., 1987, Basinal Lower Permian facies, Permian basin, II- depositional setting and reservoir facies of Wolfcampian-lower Leonardian basinal carbonates: *West Texas Geological Society Bulletin*, v. 26, p. 5-10.
- McArthur, J.M., et Howarth, R.J., 2004, Sr-isotope stratigraphy, in Gradstein, F., Ogg, J., et Smith, A.G., eds., *A geological timescale 2004*: Cambridge, Cambridge University Press, p. 96-105.
- McGillivray, J.G., et Hussein, M.I., 1992, The Paleozoic petroleum geology of central Arabia: *AAPG Bulletin*, v. 76, p. 1473-1490.
- McHargue, T.R., et Price, R.C., 1982, Dolomite from clay in argillaceous or shale-associated marine carbonates, v. 52/3, p. 873-886, 9 Figs.
- McIlroy, D., 2004, Ichnofabrics and sedimentary facies of a tide-dominated delta : Jurassic Ile Formation of Kristin Field, Haltenbanken, Offshore Mid-Norway, in McIlroy, D., ed., *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphical Analysis*: London, Geological Society, p. 237-272.
- McKenzie, J.A., 1981, Holocene dolomitization of calcium-carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, UAE - A stable isotope study: *Journal of Geology*, v. 89, p. 185-198.
- McKenzie, J.A., Hsü, K.J., et Schneider, J.F., 1980, Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE and its relation to evaporative dolomite genesis, v. 28, p. 11-30.
- Melim, L.A., et Scholle, P.A., 2002, Dolomitization of the Capitan Formation forereef facies (Permian, west Texas and New Mexico): seepage reflux revisited: *Sedimentology*, v. 49, p. 1207-1227.
- Merino, E., et Canals, À., 2011, Self-accelerating dolomite-for-calcite replacement: Self-organized dynamics of burial dolomitization and associated mineralization: *American Journal of Science*, v. 311, p. 573-607.
- Meyer, A., et Maza, C., 2006, Diagenesis and Geochemical Studies of the Upper Khuff Reservoir, Total internal report, p. 117.
- Meyer, F., Price, R., et Al-Raimi, S.M., 2000, Stratigraphic and petrophysical characteristics of cored Arab-D super-k intervals, Hawiyah Area, Ghawar Field, Saudi Arabia: *Geo-Arabia*, v. 5, p. 355-384.
- Miller, A.K., et Furnish, W.M., 1957, Permian ammonoids from southern Arabia: *Journal of Paleontology*, v. 31, p. 1043-1051.
- Milliken, K.L., 1979, The silicified evaporite syndrome; two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee: *Journal of Sedimentary Research*, v. 49, p. 245-256.
- Mink, J.F., 1964, Groundwater Temperatures in a Tropical Island Environment: *Journal of*

- Geophysical Research, v. 69, p. 5225-5230.
- Mizutani, Y., et Rafter, T.A., 1973, Isotopic behavior of sulfate oxygen in the bacterial reduction of sulfate: *Geochemical Journal*, v. 6, p. 183-191.
- Montenat, C., de Lapparent, A.F., Lys, M., Termier, H., Termier, G., et Vachard, D., 1976, La transgression permienne et son substratum dans le Jebel Akhdar (Montagnes d'Oman, Peninsule Arabique): *Annales de la Societe Geologique du Nord*, v. 96, p. 239-258.
- Moore, C.H., 1985, Upper Jurassic Subsurfaces cements, a case history, Volume 36: Tulsa, p. 291-308, 9 Figs.
- , 2001, Carbonate reservoirs. Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, v. 55, p. 460 pp.
- Moore, C.H., et Druckman, Y., 1981, Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana: *AAPG Bulletin*, v. 65/1, p. 597-628, 14 Figs., 5 Tabs.
- Moore, D.M., 1989, Impact of Super Permeability on Completion and Production Strategies, Middle East Oil Show: Bahrain, 1989 Copyright 1989, Society of Petroleum Engineers, Inc.
- Morrow, D.W., 1982, Dolomite - part 2: dolomitization models and ancient dolostones, v. 9, p. 95-107.
- Murray, R.C., 1960, Origin of porosity in carbonate rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 30, p. 59-84.
- , 1964, Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite: *Journal of Sedimentary Research*, v. 34, p. 512-523.
- Murray, R.C., et Lucia, F.J., 1967, Cause and control of dolomite distribution by rock selectivity, v. 78, p. 21-36, 5 Pls., 7 Figs.
- Murris, R.J., 1980, Middle East; stratigraphic evolution and oil habitat: *AAPG Bulletin*, v. 64, p. 597-618.
- Nader, F.H., Swennen, R., et Ellam, R., 2004, Reflux stratabound dolostone and hydrothermal volcanism-associated dolostone: a two-stage dolomitization model (Jurassic, Lebanon): *Sedimentology*, v. 51, p. 339-360.
- Neilson, J.E., et Oxtoby, N.H., 2008, The relationship between petroleum, exotic cements and reservoir quality in carbonates – A review: *Marine and Petroleum Geology*, v. 25, p. 778-790.
- Nelson, W.A., et Read, J.F., 1990, Updip to downdip cementation and dolomitization patterns in a Mississippian aquifer, Appalachians, v. 60/3, p. 379-396, 14 Figs.
- Olivero, D., 1993, L'ichnofacies Zoophycos et sa signification paléoenvironnementale. Mise au point d'un outil bio-sédimentaire (d'après les données des séries du Jurassique moyen du Sud-Est de la France: Lyon.
- Orr, W.L., 1977, Geologic and geochemical controls on the distribution of hydrogen sulfide in natural gas, *in* Campos, R., et Goni, J., eds., *Advances in Organic Geochemistry: Enadisma*, Madrid, p. 571-597.
- Osleger, D.A., et Read, J.F., 1993, Comparative analysis of methods used to define eustatic variations in outcrop: Late Cambrian interbasinal sequence development: *American Journal of Science*, v. 293, p. 157-216.
- Perkins, R.D., Dwyer, G.S., Rosoff, D.B., Fuller, J., Baker, P.A., et Lloyd, R.M., 2009, *Salina Sedimentation and Diagenesis: West Caicos Island, British West Indies*, Blackwell Publishing Ltd., 35-54 p.
- Pingitore, N.E., 1978, The behaviour of Zn<sup>2+</sup> and Mn<sup>2+</sup> during carbonate diagenesis: theory and applications: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 48/3, p. 799-814, 5

Figs.

- Potma, K., Weissenberger, J.A.W., Wong, P.K., et Gilhooly, M.G., 2001, Toward a sequence stratigraphic framework for the Frasnian of the Western Canada Basin: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 49, p. 37-85.
- Powers, R.W., 1968, *Lexique stratigraphique international*: Paris, Centre Nationale de la Recherche Scientifique, 177 p.
- Powers, R.W., Ramirez, L.F., Redmond, C.D., et Elberg Jr., E.L., 1966, Geology of the Arabian Peninsula, sedimentary geology of Saudi Arabia., Geological Survey Professional Paper 560-D, 127 p.
- Pratt, B.R., et James, N.P., 1986, The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epicontinental seas, v. 33, p. 313-343, 25 Figs.
- Purser, B.H., 1973, *The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea*: New York, Heidelberg, and Berlin, Springer-Verlag.
- Purser, B.H., Tucker, M., et Zenger, D.H., 1994, Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitisation, *in* Purser, B.H., Tucker, M., et Zenger, D.H., eds., *Dolomites*, Volume 21: Oxford, Blackwell, p. 3-20.
- Qing, H., 1998a, Geochemical constraints on the origin and timing of palaeo-fluid flow in the Presqu'ile barrier reef, Western Canada Sedimentary Basin, *in* Parnell, J., ed., *Dating and Duration of Fluid Flow and Fluid-Rock Interaction*, Volume 144: London, Geological Society, Special Publication, p. 173-187.
- , 1998b, Petrography and geochemistry of early-stage, fine- and medium-crystalline dolomites in the Middle Devonian Presqu'ile Barrier at Pine Point, Canada: *Sedimentology*, v. 45, p. 433-446.
- Qing, H., Bosence, D.W.J., et Rose, E.P.F., 2001, Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates, Gibraltar, western Mediterranean, v. 48, p. 153-163, 6 Figs.
- Qing, H., et Mountjoy, E.W., 1994, Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'ile barrier, western Canada sedimentary basin: *Journal Name: AAPG Bulletin (American Association of Petroleum Geologists); (United States); Journal Volume: 78:1, p. Medium: X; Size: Pages: 55-77.*
- Raddadi, M.C., Arnaud Vanneau, A., Poupeau, G., Carrio-Schaffhauser, E., Arnaud, H., et Rivera, A., 2005, Interpretation of gamma-ray logs: The distribution of uranium in carbonate platform: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 337, p. 1457-1461.
- Railsback, L.B., 1993, Intergranular pressure dissolution in a Plio-Pleistocene grainstone buried no more than 30 meters: Shoofly oolite, southwestern Idaho, v. 8, p. 163-169, 4 Figs.
- Rankey, E.C., et Reeder, S.L., 2011, Holocene Oolitic Marine Sand Complexes of the Bahamas: *Journal of Sedimentary Research*, v. 81, p. 97-117.
- Rasmussen, K.A., et Neumann, A.C., 1988, Holocene overprints of Pleistocene paleokarst: Bight of Abaco, Bahamas, *in* James, N.P., et Choquette, P.W., eds., *Paleokarst*: Berlin, Springer, p. 132-148, 13 Figs.
- Read, J.F., Grotzinger, J.P., Bova, J.A., et Koerschner, W.F., 1986, Models for generation of carbonate cycles: *Geology*, v. 14, p. 107-110.
- Richter, D.K., 1983, *Calcareous oods: a synopsis*: Berlin, Springer, p. 71-99, 4 Figs.
- Roberts, J.A., Bennett, P.C., González, L.A., Macpherson, G.L., et Milliken, K.L., 2004, Microbial precipitation of dolomite in methanogenic groundwater: *Geology*, v. 32, p. 277-280.

- Ross, C.A., et Ross, J.R.P., 1987, Late Paleozoic sea levels and depositional sequences, v. 24, p. 137-149, 4 Figs.
- Rudkiewicz, J.L., Sherkati, S., et Letouzey, J., 2007, Evolution of Maturity in Northern Fars and in the Izeh Zone (Iranian Zagros) and Link with Hydrocarbon Prospectivity Thrust Belts and Foreland Basins, *in* Lacombe, O., Roure, F., Lavé, J., et Vergés, J., eds.: *Frontiers in Earth Sciences*, Springer Berlin Heidelberg, p. 229-246.
- Rutter, E.H., 1983, Pressure solution in nature, theory and experiment, v. 140, p. 725-740.
- Saller, A.H., Budd, D.A., et Harris, P.M., 1994, Unconformities and porosity development in carbonate strata: ideas from a Hedberg Conference, v. 78, p. 857-871, 2 Figs.
- Sánchez-Román, M., McKenzie, J.A., de Luca Rebello Wagener, A., Rivadeneyra, M.A., et Vasconcelos, C., 2009, Presence of sulfate does not inhibit low-temperature dolomite precipitation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 285, p. 131-139.
- Sanchez-Roman, M., Vasconcelos, C., Schmid, T., Dittrich, M., McKenzie, J.A., Zenobi, R., et Rivadeneyra, M.A., 2008, Aerobic microbial dolomite at the nanometer scale: Implications for the geologic record: *Geology*, v. 36, p. 879-882.
- Sasada, M., Roedder, E., et Belkin, H.E., 1986, Fluid inclusion from drill hole DW-5, Hoho geothermal area, Japan: Evidence of boiling and procedure for estimating CO<sub>2</sub> content: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 30, p. 231-251.
- Schauer, M., et Aigner, T., 1997, Cycle stacking pattern, diagenesis and reservoir geology of peritidal dolostones, Trigonodus-Dolomite, Upper Muschelkalk (Middle Triassic, SW-Germany), v. 37, p. 99-114, Pl. 23-25, 8 Figs., 2 Tabs.
- Schlumberger, 1981, Well evaluation conference, United Arab Emirates/Qatar, *in* Staff, S.L., ed.: Paris, Schlumberger Services Tech, p. 271
- Scholle, P., et Ulmer-Scholle, D., 2004, A color guide to the petrography of carbonate rocks, grains, textures, porosity, diagenesis, v. 77, p. 460 pp.
- Schroeder, J.H., 1973, Submarine and vadose cements in Pleistocene Bermuda reef rock, v. 10, p. 179-204, 10 Figs., 1 Tab.
- Schroeder, J.H., et Purser, B.H.e., 1986, Reef diagenesis: Berlin, Springer, 1-455, 187 Figs. p.
- Schuur Duncan, C., Goff, J.A., Austin Jr, J.A., et Fulthorpe, C.S., 2000, Tracking the last sea-level cycle: seafloor morphology and shallow stratigraphy of the latest Quaternary New Jersey middle continental shelf: *Marine Geology*, v. 170, p. 395-421.
- Seright, R.S., Lane, R.H., et Sydansk, R.D., 2003, A Strategy for Attacking Excess Water Production: *SPE Production & Facilities*, v. 18, p. 158-169.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D., et Simmons, M.D., 2001, Arabian Plate Sequence Stratigraphy: Manama, Gulf PetroLink.
- Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B., Simmons, M.D., et Sutcliffe, O.E., 2004, Arabian Plate Sequence Stratigraphy- revisions to SP2: *GeoArabia*, v. 9, p. 199-214.
- Sharp, I., Gillespie, P., Lønøy, A., Horn Roxar, S., et Morsalnezhad, D., 2006, Outcrop Characterization of Fractured Cretaceous Carbonate Reservoirs, Zagros Mountains, Iran, First International Oil Conference and Exhibition in Mexico: Cancun, Mexico, Society of Petroleum Engineers.
- Shields, M.J., et Brady, P.V., 1995, Mass balance and fluid flow constraints on regional-scale dolomitization, Late Devonian, Western Canada sedimentary basin: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 43, p. 371-392.
- Sibley, D.F., et Gregg, J.M., 1987, Classification of dolomite rock textures: *Journal of Sedimentary Research*, v. 57, p. 967-975.

- Siegel, F.R., 1961, Factors influencing the precipitation of dolomitic carbonates, v. 152/5, p. 127-158, 9 Figs.
- Sperber, C.M., Wilkinson, B.H., et Peacor, D.R., 1984, Rock Composition, Dolomite Stoichiometry, and Rock/Water Reactions in Dolomitic Carbonate Rocks: The Journal of Geology, v. 92, p. 609-622.
- Stampfli, G.M., 2000, Tethyan oceans: Geological Society, London, Special Publications, v. 173, p. 1-23.
- Stampfli, G.M., et Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons: Earth and Planetary Science Letters, v. 196, p. 17-33.
- Stanton, R.J., 1966, The Solution Brecciation Process: Geological Society of America Bulletin, v. 77, p. 843-848.
- Steineke, M., et Bramkamp, R., 1952, Stratigraphical introduction, in Arkell, W., ed., Jurassic ammonites from Jebel Tuwaiq, central Arabia, Volume 236: London, Philosophical Transactions of the Royal Society, p. 241-313.
- Steineke, M., Bramkamp, R.A., et Sander, N.J., 1958, Stratigraphic Relations of Arabian Jurassic Oil: Middle East, AAPG Special Volumes, Volume SP 18: Habitat of Oil, p. 1294 - 1329.
- Steinen, R.P., et Matthews, R.K., 1973, Phreatic vs. vadose diagenesis: stratigraphy and mineralogy of a cored borehole on Barbados, W. I., v. 43/4, p. 1012-1926, 2 Figs., 1 Tab.
- Sternbach, C.A., et Friedman, G.M., 1984, Ferroan carbonates formed at depth require porosity well-log corrections: Hunton Group, Deep Andarko Basin (Upper Ordovician to Lower Devonian of Oklahoma and Texas), v. 1984, p. 167-173, 12 Figs.
- Stoddart, D.R., et Cann, J.R., 1965, Nature and origin of beach rock: Journal of Sedimentary Research, v. 35, p. 243-247.
- Strasser, A., 1984, Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia): Journal of Sedimentary Petrology, v. 54, p. 1097-1109, 6 Figs.
- Strasser, A., et Davaud, E., 1983, Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin.: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 76, p. 551-580.
- Strauss, H., 1997, The isotopic composition of sedimentary sulfur through time, v. 132, p. 97-118.
- Strohmenger, C.J., Al-Mansoori, A., Al-Jeelani, O., Al-Shamry, A., Al-Hosani, I., Al-Mehsin, K., et Shebl, H., 2010, The sabkha sequence at Mussafah Channel (Abu Dhabi, United Arab Emirates): Facies stacking patterns, microbial-mediated dolomite and evaporite overprint: GeoArabia, v. 15, p. 49-90.
- Strohmenger, C.J., Alway, R.H.S., Broomhall, R.W., Hulstrand, R.F., Al-Mansoori, A., Abdalla, A.A., et Al-Aidarous, A., 2002, Sequence Stratigraphy of the Khuff Formation Comparing Subsurface and Outcrop Data (Arabian Plate, U.A.E., Abu Dhabi International Petroleum Exhibition and Conference: Abu Dhabi, United Arab Emirates, Society of Petroleum Engineers.
- Suchy, D.R., et West, R.R., 1991 Genetic stratigraphy of the Fort Scott Limestone (Pennsylvanian, Desmoinesian), southeastern Kansas: Kansas Geological Survey Bulletin v. 233, p. 195-206.
- Sudrie, M., Caline, B., Lopez-Horgue, M.A., Fernandez Mendolia, P.A., et Iriarte, E., 2006, Fault-related hydrothermal dolomites in Cretaceous platform carbonates from

- the Karrantza area (north Spain): Outcrop analogues for dolomite reservoir characterization, Seventh Middle East Geosciences Conference and Exhibition, Volume CD format: Bahrain, Conference Program.
- Sun, S.Q., 1995, Dolomite reservoirs; porosity evolution and reservoir characteristics: AAPG Bulletin, v. 79, p. 186-204.
- Surdam, R.C., Boese, S.W., et Crossey, L.J., 1984, The chemistry of secondary porosity, *in* McDonald, D.A., et Surdam, R.C., eds., Clastic diagenesis, Volume AAPG Memoir 37, p. 127-149.
- Swart, P.K., Cantrell, D.L., Westphal, H., Handford, C.R., et Kendall, C.G., 2005, Origin of Dolomite in the Arab-D Reservoir from the Ghawar Field, Saudi Arabia: Evidence from Petrographic and Geochemical Constraints: Journal of Sedimentary Research, v. 75, p. 476-491.
- Swennen, R., Vandeginste, V., et Ellam, R., 2003, Genesis of zebra dolomites (Cathedral Formation: Canadian Cordillera Fold and Thrust Belt, British Columbia): Journal of Geochemical Exploration, v. 78-79, p. 571-577.
- Szabo, F., et Kheradpir, A., 1978, Permian and Triassic stratigraphy, Zagros Basin, South-west Iran: Journal of Petroleum Geology, v. 1, p. 57-82.
- Tavakoli, V., Rahimpour-Bonab, H., et Esrafil-Dizaji, B., 2011, Diagenetic controlled reservoir quality of South Pars gas field, an integrated approach: Comptes Rendus Geoscience, v. 343, p. 55-71.
- Thode, H.G., Monster, J., et Dunford, H.B., 1961, Sulphur isotope geochemistry: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 25, p. 159-174.
- Tissot, B., et Welte, D.H., 1978, Petroleum formation and occurrence: a new approach to oil and gas exploration: New York, Springer-Verlag, 538 p.
- Tivey, M.K., Mills, R.A., et Teagle, D.A.H., 1998, Temperature and salinity of fluid inclusions in anhydrite as indicators of seawater entrainment and heating in the TAG active mound, *in* Herzig, P.M., Humphris, S.E., Miller, D.J., and Zierenberg, R.A., ed., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Volume 158, p. 179-190.
- Tucker, M.E., 1976, Replaced evaporites from the Late Precambrian of Finnmark, Arctic Norway, v. 16, p. 193-204.
- Tucker, M.E., et Wright, V.P., 1990, Carbonate sedimentology: Oxford, Blackwell, 482 pp. p.
- Vachard, D., Gaillot, J., Vaslet, D., et Le Nindre, Y.M., 2005, Foraminifers and algae from the Khuff Formation (late Middle Permian-Early Triassic) of central Saudi Arabia: GeoArabia, v. 10, p. 137-186.
- Vahrenkamp, V.C., David, F., Duijndam, P., Newall, M., et Crevello, P., 2004, Growth architecture, faulting, and karstification of a middle Miocene carbonate platform, Luconia Province, offshore Sarawak, Malaysia, *in* Eberli, G.P., Massaferro, J.L., et Sarg, R.F., eds., Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems, Volume Memoir 81, AAPG p. 329-350.
- Vahrenkamp, V.C., et Swart, P.K., 1990, New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites: Geology, v. 18, p. 387-391, 5 Figs.
- , 1994, Late Cenozoic dolomites of the Bahamas; metastable analogues for the genesis of ancient platform dolomites, *in* Purser, B., Tucker, Maurice, and Zenger, Donald, ed., Dolomites; a volume in honour of Dolomieu, Volume 21, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, p. 133-153.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.J., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S.J., Sangree, J.B., Bubb, J.N., et Hatlelid, W.G., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, v.

- 26, p. 49-212.
- Valle, A., Pham, A., Hsueh, P.T., et Faulhaber, J., 1993, Development and Use of a Finely Gridded Window Model for a Reservoir Containing Super Permeable Channels, Middle East Oil Show: Bahrain, 1993 Copyright 1993, Society of Petroleum Engineers, Inc.
- Van Lith, Y., Warthmann, R., Vasconcelos, C., et McKenzie, J.A., 2003, Sulphate-reducing bacteria induce low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation: *Geobiology*, v. 1, p. 71-79.
- Vasconcelos, C., et McKenzie, J.A., 1997, Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil): *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 378-390.
- Vaslet, D., Le Nindre, Y.-M., Vachard, D., Broutin, J., Crasquin-Soleau, S., Berthelin, M., Gaillot, J., Halawani, M., et Al-Husseini, M., 2005, The Permian-Triassic Khuff Formation of central Saudi Arabia: *GeoArabia*, v. 10, p. 77-134.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Goddard, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., et Strauss, H., 1999,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater: *Chemical Geology*, v. 161, p. 59-88, 21 Figs., 2 Tabs.
- Veizer, J., Bruckschen, P., Pawellek, F., Diener, A., Podlaha, O.G., Carden, G.A.F., Jasper, T., Korte, C., Strauss, H., Azmy, K., et Ala, D., 1997, Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater, v. 132, p. 159-172.
- Veizer, J., Fritz, P., et Jones, B., 1986, Geochemistry of brachiopods: Oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 1679-1696.
- Vest, E.L., 1970, Oil fields of Pennsylvanian-Permian Horsehoe atoll, west Texas: Tulsa, p. 185-203.
- Videtich, P.E., 1994, Dolomitization and  $\text{H}_2\text{S}$  generation in the Permian Khuff Formation, offshore Dubai, U.A.E., v. 9, p. 42-57, 14 Figs., 2 Tabs.
- Virgone, A.I., Lapointe, P., Marro, E., Camoin, G., Ghaemi, F.A., et Khalili, A., 2000, The Permian-Triassic Boundary: an Example from the South Pars Field, Iran, GEO 2000 Conference, Volume 5, GeoArabia, p. 192.
- Wanless, H.R., 1979, Limestone responses to stress: pressure solution and dolomitization, v. 49, p. 437-462, 15 Figs.
- Wardlaw, N.C., 1976, Pore geometry of carbonate rocks as revealed by pore casts and capillary pressure: *AAPG Bulletin*, v. 60/2, p. 245-257, 14 Figs.
- , 1979, Pore systems in carbonate rocks and their influence on hydrocarbon recovery efficiency, *in* Bebout, D., Davies, G., Moore, C.H., et Scholle, P.S., eds., *Geology of Carbonate Porosity*, AAPG course notes 11, p. 1 - 24.
- Warren, C.J., et Kendall, A.C., 1985, Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and saline (subaqueous) settings - modern and ancient: *AAPG Bulletin*, v. 69, p. 1013-1023.
- Warren, J.K., 1999, *Evaporites: Their Evolution and Economics*: Oxford, Blackwell Scientific Publications.
- , 2006, *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*: Berlin and Heidelberg GmbH & Co., Springer-Verlag, 1036 p.
- Warthmann, R., van Lith, Y., Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., et Karpoff, A.M., 2000, Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments: *Geology*, v. 28, p. 1091-1094.
- Wei, Z., Mankiewicz, P., Walters, C., Qian, K., Phan, N.T., Madincea, M.E., et Nguyen, P.T.H.,

- 2011, Natural occurrence of higher thiadiamondoids and diamondoidthiols in a deep petroleum reservoir in the Mobile Bay gas field: *Organic Geochemistry*, v. 42, p. 121-133.
- Wei, Z., Walters, C.C., Michael Moldowan, J., Mankiewicz, P.J., Pottorf, R.J., Xiao, Y., Maze, W., Nguyen, P.T.H., Madincea, M.E., Phan, N.T., et Peters, K.E., 2012, Thiadiamondoids as proxies for the extent of thermochemical sulfate reduction: *Organic Geochemistry*, v. 44, p. 53-70.
- Weyl, P., 1960, Porosity through dolomitization: conservation-of-mass requirements, v. 30/1, p. 85-90, 1 Fig.
- Whittle, G., et Alsharhan, A., 1995, Observations on the diagenesis of the Lower Triassic Sudair Formation, Abu Dhabi, United Arab Emirates: *Facies*, v. 33, p. 185-194.
- Wilkinson, B.H., Dietrich, N.W., et Drummond, C.N., 1996, Facies successions in peritidal carbonate sequences: *Journal of Sedimentary Research*, v. 6, p. 1065-1078.
- Wilkinson, B.H., Drummond, C.N., Rothman, F.D., et Dietrich, N.W., 1997, Stratal order in peritidal carbonate sequences: *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 1068-1082.
- Wilson, E.N., Hardie, L.A., et Phillips, O.M., 1990, Dolomitization front geometry, fluid flow patterns, and the origin of massive dolomite: the Triassic Latemar buildup, Northern Italy: *American Journal of Science*, v. 290, p. 741-796, 23 Figs., 3 Tabs.
- Wong, P.K., et Oldershaw, A., 1981, Burial cementation in the Devonian, Kaybob Reef Complex, Alberta, Canada, v. 51/2, p. 507-520, 11 Figs.
- Wood, G.V., et Wolfe, M.J., 1969, Sabkha cycles in the Arab/Darb Formation off the Trucial Coast of Arabia: *Sedimentology*, v. 12, p. 165-191.
- Worden, R.H., et Heasley, E.C., 2000, Effects of petroleum emplacement on cementation in carbonate reservoirs, v. 171, p. 607-620.
- Worden, R.H., et Smalley, P.C., 1996, H<sub>2</sub>S-producing reactions in deep carbonate gas reservoirs: Khuff Formation, Abu Dhabi: *Chemical Geology*, v. 133, p. 157-171.
- Worden, R.H., Smalley, P.C., et Oxtoby, N.H., 1995, Gas Souring by Thermochemical Sulfate Reduction at 140°C: *AAPG Bulletin*, v. 79, p. 854-863.
- Wright, D.T., 1999, The role of sulphate-reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia, v. 126, p. 147-157.
- Wright, D.T., et Wacey, D., 2005, Precipitation of dolomite using sulphate-reducing bacteria from the Coorong Region, South Australia: significance and implications: *Sedimentology*, v. 52, p. 987-1008.
- Wust, G., Brogmus, V., et Noodt, E., 1954, Die zonale verteilung von salzgehalt, niederschlag, verdunstung, temperatur und dichte an der oberflache der ozeane: *Kieler Meerforschung*, v. 10, p. 137-161.
- Xiaobao, Z., Liyuan, M., Jianping, C., Mingliang, S., Jianqi, T., Xiufen, L., et Chenpeng, S., 2005, Crude oil He and Ar isotopic characteristics and their geochemical significance: an example from the Gangxi oil field in the Huanghua depression: *Annals of geophysics*, v. 48.
- Zeller, M., Koehrer, B., Adams, E.W., Pöppelreiter, M., et Aigner, T., 2011, Near well-scale heterogeneities in a Khuff outcrop equivalent (Saiq Plateau, Al Jabal Al Akhdar, Sultanate of Oman): *Journal of Petroleum Geology*, v. 34, p. 241-260.
- Zempolich, W.G., et Baker, P.A., 1993, Experimental and natural mimetic dolomitization of aragonite ooids: *Journal of Sedimentary Research*, v. 63, p. 596-606.
- Ziegler, M.A., 2001, Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences: *Geoarabia*, v. 3, p. 445-504.

# **3. Chapitre 3**

## **Les formations carbonatées du Jurassique supérieur de Provence (SE France)**

*« Prendre pour permanent ce qui n'est que transitoire est comme l'illusion d'un fou »  
Kalou Rinpoché*



Dans ce chapitre consacré à l'étude de la plate-forme carbonatée du Jurassique supérieur de Basse Provence en tant qu'analogie de terrain de la Formation Khuff, sont abordés successivement :

- le cadre géologique (localisation géographique, litho- et biostratigraphie, structure...);
- l'architecture sédimentaire et la diagenèse associée ;
- l'enfouissement de la formation et les problèmes liés à la chronologie de la mise en place des corps dolomitiques précoces, différés, et tardifs liés aux failles.

Il est attendu des reconstitutions de la mise en place et des dimensions des corps dolomitiques précoces, différés et tardifs, de cet analogue de terrain, des réponses aux questions restées posées au terme de l'analyse de la Formation Khuff de subsurface.

### **3.1. Cadre géologique**

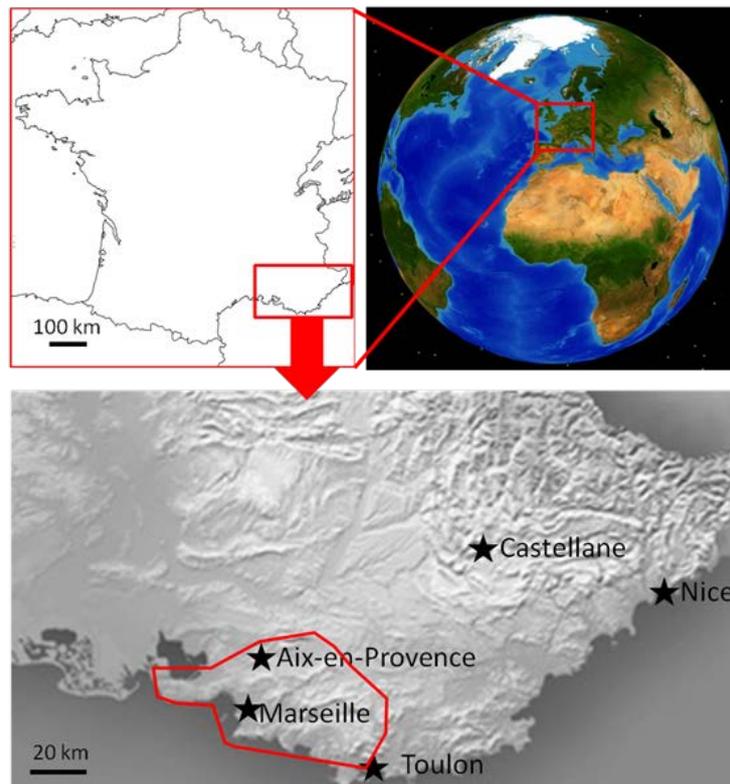
#### ***3.1.1. Localisation géographique***

En Basse Provence Occidentale, autour de Marseille, les formations étudiées s'étendent à l'Ouest dans le chaînon de la Nerthe, au Nord jusqu'à la montagne Sainte-Victoire près d'Aix-en-Provence, à l'Est dans la région toulonnaise. Ces formations sont limitées au sud par le littoral méditerranéen et à l'est par le massif cristallin et cristalloyphyllicien des Maures (Fig. 3-1). Les affleurements de ces formations, discontinus, se répartissent dans une bande large de 30 à 60 km et longue de 100 à 120 km (Fig. 3-2). Une partie de ces formations sont des aquifères, notamment exploités à la source Beaupré dans le Var (Choquet, 1972).

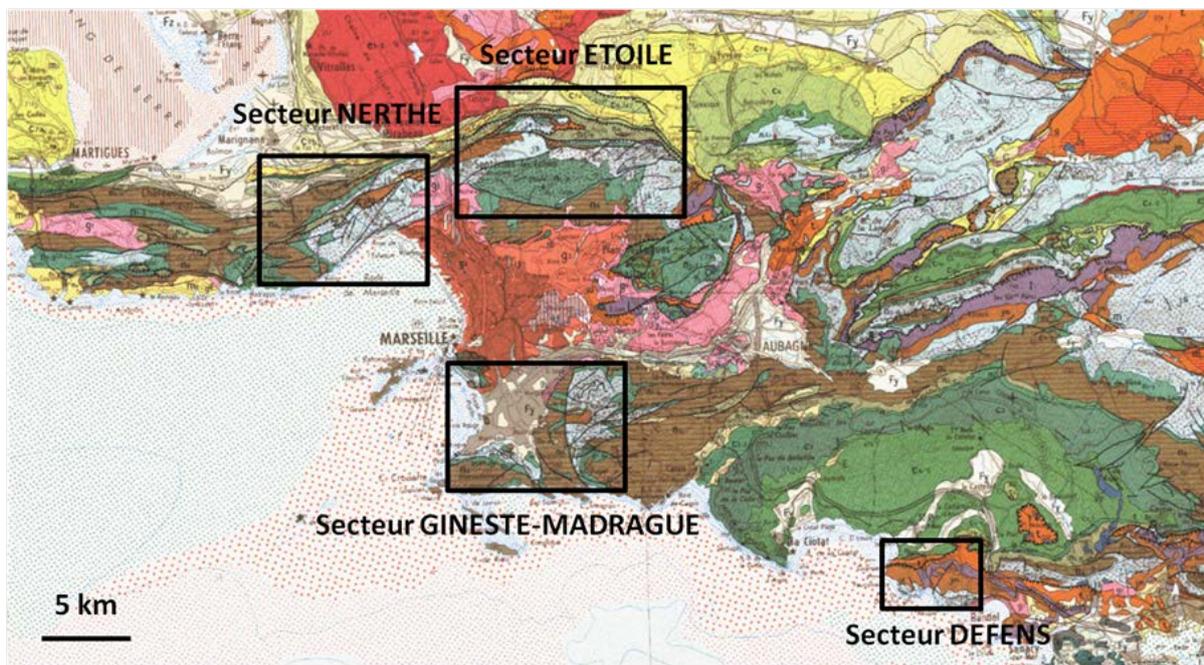
#### ***3.1.2. Lithostratigraphie et biostratigraphie***

Les cinq formations étudiées, définies par Dalmasso (2001) et Floquet *et al.* (2007) sont les suivantes, de la plus âgée à la plus récente (Fig. 3-3) :

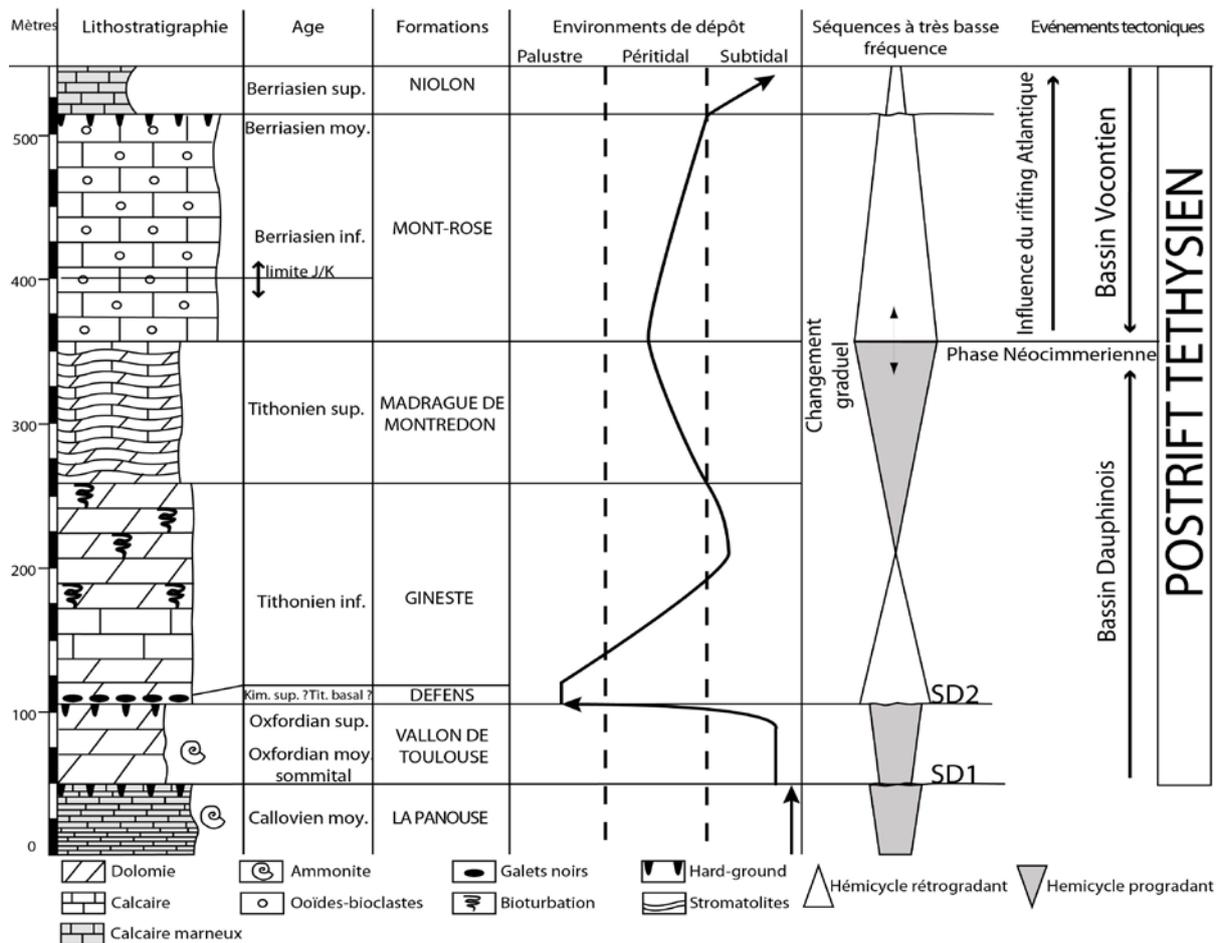
- la Formation du Vallon de Toulouse, d'âge Oxfordien moyen terminal à Oxfordien supérieur (au moins);
- la Formation du Défens, d'âge non précisément défini, peut être Kimméridgien supérieur et/ou Tithonien basal ;
- la Formation de La Gineste, d'âge Tithonien inférieur ;
- la Formation de La Madrague de Montredon, d'âge Tithonien supérieur ;
- La Formation du Mont Rose, d'âge Tithonien final à Berriasien moyen, la limite Jurassique - Crétacé se trouvant dans la partie basale de cette formation.



**Figure 3-1 :** Région d'étude des formations d'âge Jurassique supérieur (encart rouge).



**Figure 3-2 :** Les différents secteurs d'études en Basse Provence occidentale, encadrés sur fond de cartes géologiques du BRGM au 1/250000.



**Figure 3-3 : Cadre stratigraphique des formations étudiées, environnements de dépôts, évolution séquentielle à basse fréquence et géodynamique (adapté d'après Floquet *et al.* (2007)).**

### 3.1.2.1. La Formation du Vallon de Toulouse

La localité type de la Formation du Vallon de Toulouse (VDT), se situe dans le vallon éponyme dans le Massif de Carpiagne au Sud de Marseille (coordonnées Lambert III : X = 851,4, Y = 3110,3, latitude 43°15', longitude 5°26') (secteur GINESTE-MADRAGUE, Fig. 3-2). La Formation du Vallon de Toulouse repose sur une discontinuité sédimentaire majeure (SB1, Fig. 3-3) située au toit des calcaires massifs, d'âge Callovien inférieur à moyen, de la Formation de la Panouse (Floquet *et al.*, 2007). Cette discontinuité est une surface durcie, ferruginisée (*hard-ground*) que recouvrent directement des calcaires bioclastiques glauconieux, souvent dolomités, à rares ammonites dont *Dichotomoceras cf. stenocycloides* (dans le Massif de Marseilleveyre, Arnaud *et al.*, 1974, et dans le Massif de Carpiagne, Henny et Vallon, 1998) qui donnent à la base de la formation un âge Oxfordien moyen final (Floquet *et al.*, 2007). Mis à part ces faciès basaux, l'ensemble de la formation, épaisse en moyenne de 80 m, est totalement constituée de dolomies massives, dont l'altération donne des reliefs ruiniformes ou des sables (dolomies pulvérulentes) caractéristiques dans le paysage. Ces dolomies sont très homogènes, saccharoïdes. De la stratification et des litages obliques sont reconnaissables, ainsi que, faciologiquement, des fantômes d'ooïdes et de bioclastes (lamellibranches et gastéropodes) d'après la forme des vides moldiques. Ainsi, les

textures initiales devaient être packstone à grainstone. Des bancs peu épais à laminations de type fenestrae sont visibles au sommet. Cette formation correspond aux « dolomies kimméridgiennes » (Repelin, 1898; Guieu, 1968).

### **3.1.2.2. La Formation du Défens**

La localité type de la Formation du Défens se situe au Sud de Saint-Cyr-sur-Mer, le long du Sentier du Littoral partant de la Calanque du Port d'Alon et rejoignant La Madrague des Lecques, précisément entre la Pointe du Défens et la Baie des Nations (coordonnées Lambert III : X = 872,1, Y = 3199,4, latitude 43°8'50", longitude 5°41') (secteur DEFENS, Fig. 3-2). L'épaisseur de cette formation est très variable : de 10 m environ dans la localité type, à quelques mètres (forêt de Morières-Montrieux, Massif de la Lare), à un lit décimétrique voire centimétrique (Massif de l'Etoile).

Dans cette localité type, la Formation du Vallon de Toulouse se termine par une surface durcie, ferruginisée, perforée (*hard-ground*), à figures de dissolution évidentes. Au dessus de cette surface, la Formation du Défens est essentiellement faite de brèches hétérométriques à cailloux noirs, à ciments pendulaires asymétriques, à paléo-microkarsts... agencées en séquences de dépôts très irrégulières, discontinues (Dalmasso, 2001). Elle renferme des foraminifères benthiques dont *Kurnubia sp.* et *Parurgonina caelinensis* qui permettraient de lui attribuer un âge Kimméridgien supérieur (?) à Tithonien basal (Dalmasso, 2001). Faciès et structures sédimentaires caractériseraient des environnements de dépôts palustres, supratidaux et intertidaux (Sentenac, 1988 ; Dalmasso, 2001) successivement mis en place lors d'une transgression marine (Dalmasso et Floquet, 2002 ; Floquet *et al.*, 2007).

La Formation du Défens correspondrait, d'après Dalmasso (2001), à la partie basale du « Calcaire Blanc Inférieur » *sensu* Denizot (1934), à la « brèche polygénique » *sensu* Tempier (1972) sous ce « Calcaire Blanc Inférieur, à l'unité A faite de « niveaux paléokarstiques colmatés par une brèche sédimentaire dolomitique à galets de taille pluricentimétrique de couleur noire » de Sentenac (1988).

### **3.1.2.3. La Formation de La Gineste**

La localité type de la Formation de La Gineste est la tranchée de la route D559, montant depuis le quartier de Vaufrèges au Sud de Marseille, vers le col de La Gineste et menant à Cassis (coordonnées Lambert III : X = 854, Y = 3109, latitude 43°14', longitude 5°28') (secteur GINESTE-MADRAGUE, Fig. 3-2).

Là, très dolomitisée et karstifiée à sa base, la Formation de La Gineste repose directement sur la discontinuité sédimentaire qui termine la formation des dolomies ruiniformes et pulvérulentes du Vallon de Toulouse. Épaisse de 135 à 140 m, elle est faite de l'empilement de séquences de dépôts comprenant des calcaires bioclastiques très bioturbés, parfois dolomitisés, des dolomites saccharoïdes à vides moldiques de fantômes bioclastiques et à litages obliques, des dolomicrites à laminations planes (stromatolites plans dominants)... (Travassac, 2003). Elle renferme des rudistes, chondrodontes, ischyrosponges, nérinées (*Eunerinea hoheneggeri*), algues vertes dasycladales (dont *Clypeina jurassica* et *Campbelliella cf. striata*)... permettant de lui attribuer un âge Tithonien, probablement inférieur (Travassac, 2003).

Les séquences de dépôts, les litho- et biofaciès traduisent des évolutions répétées d'environnements de dépôts subtidaux à intertidaux et supratidaux.

A la Baie des Nations, la Formation de La Gineste succède de manière transitionnelle à la

Formation du Défens, et apparaît là appauvrie en calcaires bioturbés au profit des dolomites à laminations planes ou ondulantes. Dalmasso (2001) distingue là deux membres : un Membre Inférieur Calcaire et un Membre Supérieur Dolomitique.

La Formation de la Gineste correspondrait, selon Dalmasso (2001) : 1) à la « formation à grumeaux noirs supportant une puissante série dolomitique valanginienne, où l'on retrouve par places des bancs à traces et à Nérinées » (Guieu, 1968), 2) à l'« horizon marno-bréchiq ue et de dolomies montrant de très nombreuses *chondrites* et des moules dolomitisés de nérinées » (Tempier, 1972) et 3) à la « série calcaire d'une puissance de 40 m se terminant par un niveau bréchiq ue dolomitisé qui constitue le premier niveau de la formation dolomitique du Défens » (Sentenac, 1988).

#### **3.1.2.4. La Formation de La Madrague de Montredon**

La localité type de la Formation de La Madrague de Montredon se situe au Sud de Marseille, à l'extrémité nord-ouest du Massif de Marseilleveyre, affleurant en bord de mer depuis le port de la Madrague de Montredon jusqu'au parking du Mont Rose (cordonnées Lambert III : X = 844.9, Y = 3107.9, latitude 43°14', longitude 5°21') (secteur GINESTE-MADRAGUE, Fig. 3-2).

Cette formation est là épaisse de 70 m (base invisible) et latéralement, là où elle est complète, d'une centaine de mètres. Elle est faite de l'empilement de séquences de dépôts comprenant des dolosparites à dolomicrosparites à litages obliques, mégarides, rides de courants et *flaser bedding*, pseudomorphoses d'anhydrite silicifiée ou calcitisée..., de dolomicrosparites à dolomicrites à laminations planes avec fentes de dessiccation, et de calcaires bindstones dominés par des tapis stromatolitiques ondulants, à pseudomorphoses de gypse calcitisé en fer de lance ou à habitus monoclinique... (Dalmasso, 2001). Le contenu biologique, quand il est reconnaissable dans ces faciès dolomitisés, est pauvre : algues vertes dasycladales dont *Clypeina sulcata*, petits foraminifères benthiques, coprolithes de crustacés *Favreina*... Un âge Tithonien supérieur lui est attribué (Dalmasso, 2001).

Séquences de dépôts, structures sédimentaires et litho- et biofaciès... traduisent des évolutions répétées d'environnements de dépôts subtidaux de très faible profondeur (d'ordre métrique selon Dalmasso et Floquet, 2001) à intertidaux et supratidaux de type sebkha côtière évaporatoire sous climat aride (Masse et Virgone, 1994 ; Dalmasso, 2001 ; Floquet *et al.*, 2007).

La formation change peu latéralement, sinon qu'elle apparaît encore plus dolomitique vers l'Est, notamment dans la région toulonnaise. Elle correspondrait, d'après Dalmasso (2001) : 1) aux « dolomies massives » (Mongin et Marie, 1957), 2) à la « formation calcaréo-dolomitique » d'âge Jurassique supérieur (Guieu, 1968; Tempier, 1972) et 3) à la partie inférieure de la « Formation Calcaire du Mont Rose » (Masse et Virgone, 1994).

#### **3.1.2.5. La Formation du Mont Rose**

La localité type de la Formation du Mont Rose est située au sud de Marseille, à l'extrémité nord-ouest du Massif de Marseilleveyre, à partir du parking du Mont Rose jusqu'à la calanque du Mauvais Pas et à la butte de l'Escalette (cordonnées Lambert III : X = 844.65 à 844.9, Y = 3108 à 3107.6, latitude 43°14', longitude 5°21') (secteur GINESTE-MADRAGUE, Fig. 3-2).

Cette formation apparaît en transition au dessus de la Formation de La Madrague de Montredon, et se développe, sur une épaisseur de 150 m environ, en deux membres : le Membre Calcaire Oolithique et le Membre Calcaire Bioclastique (Dalmasso, 2001). Les faciès s'agencent en séquences de dépôts comprenant des calcaires oo-bioclastiques, souvent avec rudistes, des calcaires biomicritiques et des bancs à structures fenestrées et parfois à « cailloux noirs » (Dalmasso, 2001 ; Dalmasso et Floquet, 2001).

Le riche contenu biologique de rudistes, algues vertes dasycladales dont *Selliporella neocomiensis*, foraminifères benthiques dont *Pseudotextularia courtionensis...*, permet d'attribuer à cette formation un âge Tithonien final (à sa base), Berriasien inférieur et Berriasien moyen (à sa partie supérieure) (Virgone, 1997 ; Dalmasso, 2001).

Les séquences de dépôts indiquent des évolutions répétées d'environnements de dépôts subtidaux à supratidaux, le climat n'étant plus aride ((Virgone, 1997; Dalmasso, 2001). Les profondeurs de dépôts auraient été toujours très faibles (d'ordre métrique à zéro, selon Dalmasso et Floquet, 2001)

Latéralement, litho- et biofaciès évoluent, de sorte que Dalmasso (2001) distingue dans la formation plusieurs membres en équivalence latérale les uns des autres (Membre Calcaire à Rudistes et Coraux, Membre Micritique à Échinodermes...). La formation se termine partout par une surface durcie, perforée, que recouvre la Formation de Niolon (Virgone, 1997) d'âge Berriasien supérieur.

La formation correspondrait, d'après Dalmasso (2001) : 1) à la partie médiane du " Calcaire Blanc Inférieur" *sensu* Denizot (1934), 2) aux « calcarénites pseudo-oolitiques avec lits dolomitiques » *sensu* Guieu (1968) et 3) à l'essentiel de la « Formation Calcaire du Mont Rose » *sensu* Masse et Virgone (1994) et Virgone (1997).

### **3.1.3. Cadre structural et géodynamique**

#### **3.1.3.1. La structure actuelle: une région très écaillée et plissée**

Actuellement, la Provence montre à l'affleurement une grande majorité de terrains sédimentaires méso-cénozoïques. Le socle cristallin paléozoïque n'affleure qu'à l'Est dans la région toulonnaise. Les séries mésozoïques sont affectées par de nombreux plis issus de l'héritage tectonique polyphasé de la Provence (cf. 3.1.3.2.). En Basse Provence Occidentale, la plupart des reliefs sont orientés selon un axe E-W en une succession de plis synclinaux et anticlinaux (Fig. 3-4) (Nerthe-Etoile, Luberon, Alpilles, Bassin de l'Arc, Sainte-Victoire, Sainte-Baume). Les anticlinaux sont associés à des fronts de chevauchements (Nerthe) ou de rétrochevauchements (Sainte-Victoire, Costes) (Tempier, 1987; Séranne, 1999; Champion *et al.*, 2000; Chardon et Bellier, 2003; Terrier *et al.*, 2008; Clauzon *et al.*, 2011; Molliex *et al.*, 2011). Les terrains triasiques affleurent souvent aux fronts de chevauchements et à l'aplomb de failles de socle (failles de l'Huveaune, de Saint-Pons, par exemple) de directions (N10 à N30). Les terrains cénozoïques, en général, remplissent les structures dépressionnaires développées en relation avec les grands couloirs de failles, normales ou décrochantes.

#### **3.1.3.2. Évolution géologique de la région provençale, chronologie des déformations**

À la fin du Paléozoïque, des décrochements selon des accidents de directions N10 et N100, ont créé des bassins houillers au Stéphaniens (Arthaud et Matte, 1966; Crevola *et al.*, 1991). Ces directions sont celles de toutes les déformations postérieures en Provence (Leleu, 2005; Leleu *et al.*, 2005).

Au début du Mésozoïque, la Provence méridionale était un sous-bassin au sein du futur Bassin Dauphinois (Léonide, 2007 ; Léonide *et al.*, 2007 ; Floquet *et al.*, 2007) dont l'évolution avait débuté par une phase de pré-rifting du Trias à l'Hettangien (Lemoine et De Graciansky, 1988) initiant l'ouverture de la Marge Ouest Européenne de la Téthys (Baudrimont et Dubois, 1977; Dumont *et al.*, 1984). Les dépôts du Trias à l'Hettangien, riches en argiles, dolomie et évaporites sont caractéristiques d'une faible tranche d'eau sous conditions évaporatoires et d'influences continentales (Caron, 1967b, a, 1969; Brocard, 1991).

La phase de rifting actif a eu lieu de l'Hettangien jusqu'au Callovien et se manifeste par des blocs basculés sous contrôle de failles synsédimentaires (Léonide, 2007 ; Léonide *et al.*, 2007 ; Floquet *et al.*, 2007) engendrant une forte différentiation de subsidence (Dubois et Delfaud, 1989). Les dépôts du Sinémurien supérieur au Callovien sont dominés par des calcaires roux à chailles, des alternances de calcaires argileux et calcaires à *Zoophycos* et des calcaires micritiques massifs (Floquet *et al.*, 2007; Léonide, 2007).

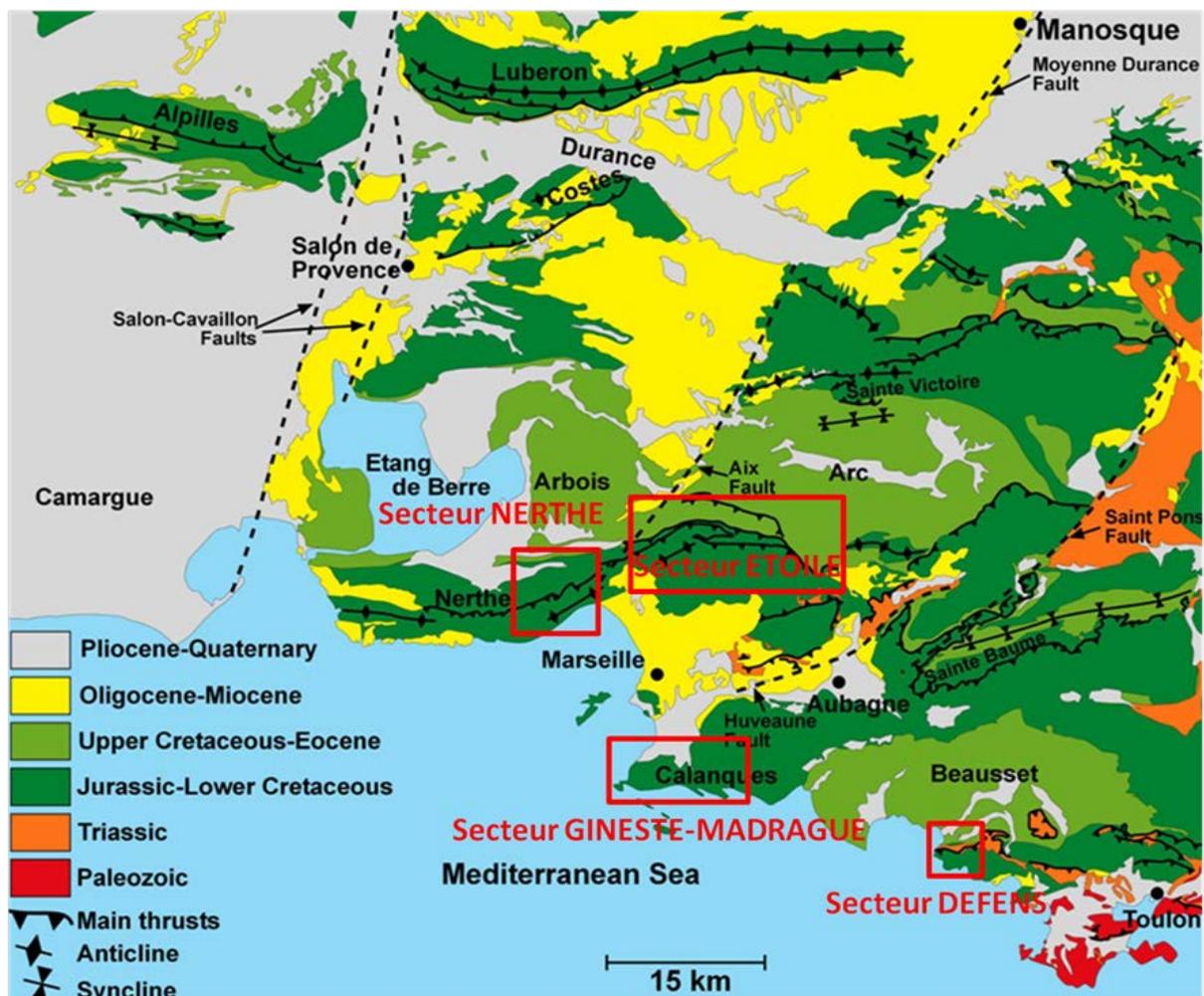


Figure 3-4 : Schéma structural de la région ouest provençale (modifié d'après Lamarche *et al.*, (2010) et localisation des secteurs d'étude.

La phase post-rift fût caractérisée par une subsidence continue (Dubois et Delfaud, 1989) et vit le développement de plates-formes carbonatées calcaréo-dolomitiques depuis l'Oxfordien moyen - supérieur jusqu'au Berriasien moyen (Denizot, 1934; Tempier, 1972; Virgone, 1997; Dalmasso, 2001; Floquet *et al.*, 2007). A partir du Berriasien supérieur, un nouvel épisode de rifting (Virgone, 1997) permet le développement de rampes dominées par les calcaires

argileux et de plates-formes carbonatées à rudistes, riches en calcaires bioclastiques (Masse, 1976; Masse *et al.*, 2003). À la fin de l'Albien et au Cénomaniens inférieur, le mouvement vers l'Est de la Plaque Ibérique créa un bombement lithosphérique à grande longueur d'onde : le Bombement Durancien (Masse et Philip, 1976; Guyonnet-Benaize *et al.*, 2010) et détermina une nette réorganisation paléogéographique. Ainsi, à partir du Cénomaniens inférieur à moyen et jusqu'au Santonien, la sédimentation est quasi purement calcaire à rudistes sur la Plate-Forme Sud-Provençale (Philip, 1970) et mixte, silico-clastique et calcaire, dans le Bassin Sud-Provençal. Là, les dépôts calcaires sont souvent sous forme de re-sédimentations dont la grano-décroissance générale et la répartition spatiale montrent que le bassin s'ouvrait sous contraintes transtensives (Floquet et Hennuy, 2001, 2003; Floquet *et al.*, 2005; Floquet *et al.*, 2006).

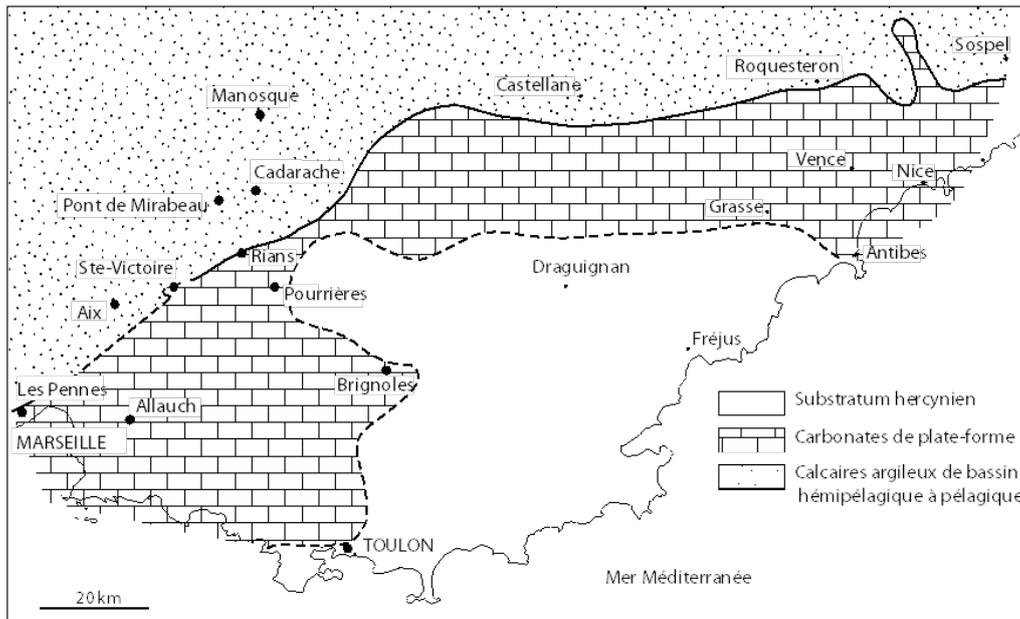
A la fin du Santonien, débute une inversion tectonique (Leleu *et al.*, 2005), résultant du raccourcissement pyrénéo-provençal en lien direct avec la convergence de la Plaque Ibérique et de la Plaque Eurasiatique (Dewey *et al.*, 1989), dont le premier effet fût une régression marine. La première phase de cette convergence, avec paroxysme au Campanien final - Maastrichtien inférieur), est responsable de la formation des plis d'axe E-W à vergence nord dont ceux du secteur NERTHE et ETOILE (Fig. 3-2 et 3-4), probablement achevés à la fin du Crétacé (Leleu, 2005). La seconde phase de convergence, à l'Éocène moyen, a probablement réactivé ces reliefs (Bertrand, 1899; Guieu, 1968; Tempier, 1987). Ainsi, plusieurs écailles chevauchantes se sont mises en place au front de ces plis (Molliex *et al.*, 2011) dont les plans de chevauchement se situent majoritairement dans les terrains ductiles d'âge triasique (Guieu, 1968; Tempier, 1987; Champion *et al.*, 2000; Molliex *et al.*, 2011).

Une nouvelle inversion tectonique a lieu à l'Oligocène, en raison du Rifting Ouest-Européen d'extension NW-SE (Bergerat, 1987; Le Pichon *et al.*, 1988; Hippolyte *et al.*, 1991). Elle conduit à la formation de fossés, tels que celui de Marseille, pouvant être comblés par plus de 800 m de sédiments (Bergerat, 1987; Hippolyte *et al.*, 1993). À l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur, l'extension se développe, en raison de l'ouverture du Bassin Liguro-Provençal et de la rotation du bloc Corso-Sarde (Réhault *et al.*, 1984; Gattacceca, 2001; Gattacceca *et al.*, 2007). À partir de l'Aquitaniens puis au Burdigalien et Helvétien, une transgression marine conduit en Provence au dépôt de calcaires coralliens et coquilliers (faluns) (Monleau *et al.*, 1988; Oudet, 2008; Oudet *et al.*, 2010; Besson, 2005).

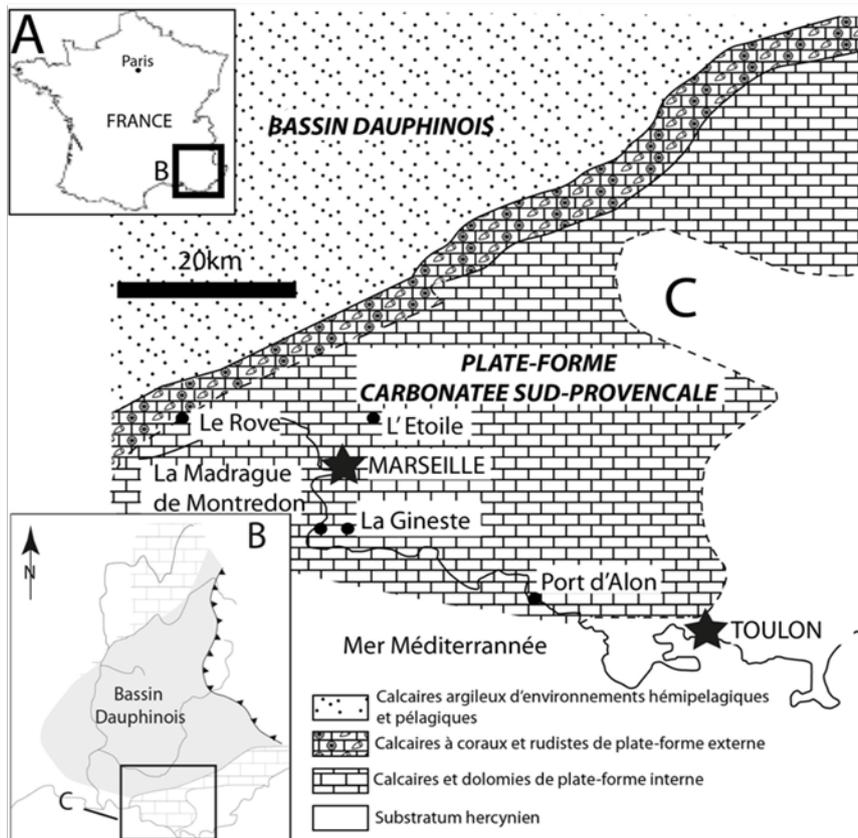
Le dernier épisode structural, lié à l'orogénèse alpine, réactive les plis pyrénéens par des chevauchements à vergence sud, à partir du Langhien (Villeger et Andrieux, 1987; Blès et Gros, 1991) avec paroxysme au Tortonien (Clauzon, 1984; Clauzon *et al.*, 2011).

### **3.1.3.3. Paléogéographies et paléoclimat**

Au Jurassique supérieur, le Sous-Bassin Sud-Provençal, élément séparé du Bassin Dauphinois par le « Haut Fond du Moyen Verdon » *sensu* Tempier (1973), n'était le siège que d'une sédimentation carbonatée de plate-forme (Fig. 3-5 et 3-6). La limite entre plate-forme et bassin était de direction ENE-WSW. La plate-forme s'étendait sur plus de 200 km de long (de Marseille jusqu'à Nice) et sur 10 à 60 km de large (au nord de Draguignan et Barjols) (Babinot *et al.*, 1971; Masse et Virgone, 1994; Virgone, 1997) (Fig. 3-5). Le domaine interne de la plate-forme était dominé par une sédimentation à lithologie calcaire et dolomitique, par période riche en évaporites. Une bande étroite de quelques km, de calcaires à coraux, le séparait du bassin à sédimentation micritique pélagique et hémipélagique (Fig. 3-6).



**Figure 3-5 :** Schéma paléogéographique au Tithonien supérieur montrant la Plate-Forme Carbonatée Provençale et la partie sud du Bassin Dauphinois. D'après Dalmasso (2001), adapté.



**Figure 3-6 :** Paléogéographie de la partie du Bassin Sud-Provençal en Basse Provence Occidentale, du Tithonien final au Berriasien moyen, et situation des coupes étudiées (La Gineste, La Madrague de Montredon, Le Défens, Le Rove, l'Etoile). D'après Dalmasso (2001), adapté.

La séparation, allant des Pennes-Mirabeau à Roquesteron en passant par Rians, correspondait probablement à des failles majeures ayant contrôlé la distribution des aires de sédimentation au Jurassique et Crétacé inférieur. Au Jurassique supérieur, la plate-forme se situait à une paléolatititude comprise entre 27° et 30°N (Dercourt *et al.*, 1993), ce qui correspond à la zone subtropicale. Le Jurassique est considéré comme ayant été une période à climat à effet de serre (« *greenhouse* »), sans présence de calotte glaciaire aux pôles et avec des températures relativement homogènes et élevées (Hallam, 1984, 1985). Néanmoins, au cours du Jurassique, le climat a connu quelques variations dont notamment a) une augmentation des températures évaluée à +5°C à l'Oxfordien moyen-supérieur (Louis-Schmid *et al.*, 2007) conduisant à une déglaciation et à une explosion de développement des récifs coralliens (Berger, 1982; Opdyke et Walker, 1992; Vecsei et Berger, 2004) et b) un refroidissement au Tithonien supérieur (Crame, 1986, 1993; Sahagian *et al.*, 1996).

## 3.2. Dynamique sédimentaire et diagenèse

### 3.2.1. Descriptions et interprétations des faciès

Les faciès constituant les 4 formations (Vallon de Toulouse, Défens, Gineste, Madrague de Montredon) sont décrits et interprétés successivement ci-dessous, indépendamment de leur présence dans l'une ou l'autre formation ou de leur position au sein de séquences de dépôts.

#### 3.2.1.1. F1. Mudstone-wackestone marbré, gris à noir

##### Description :

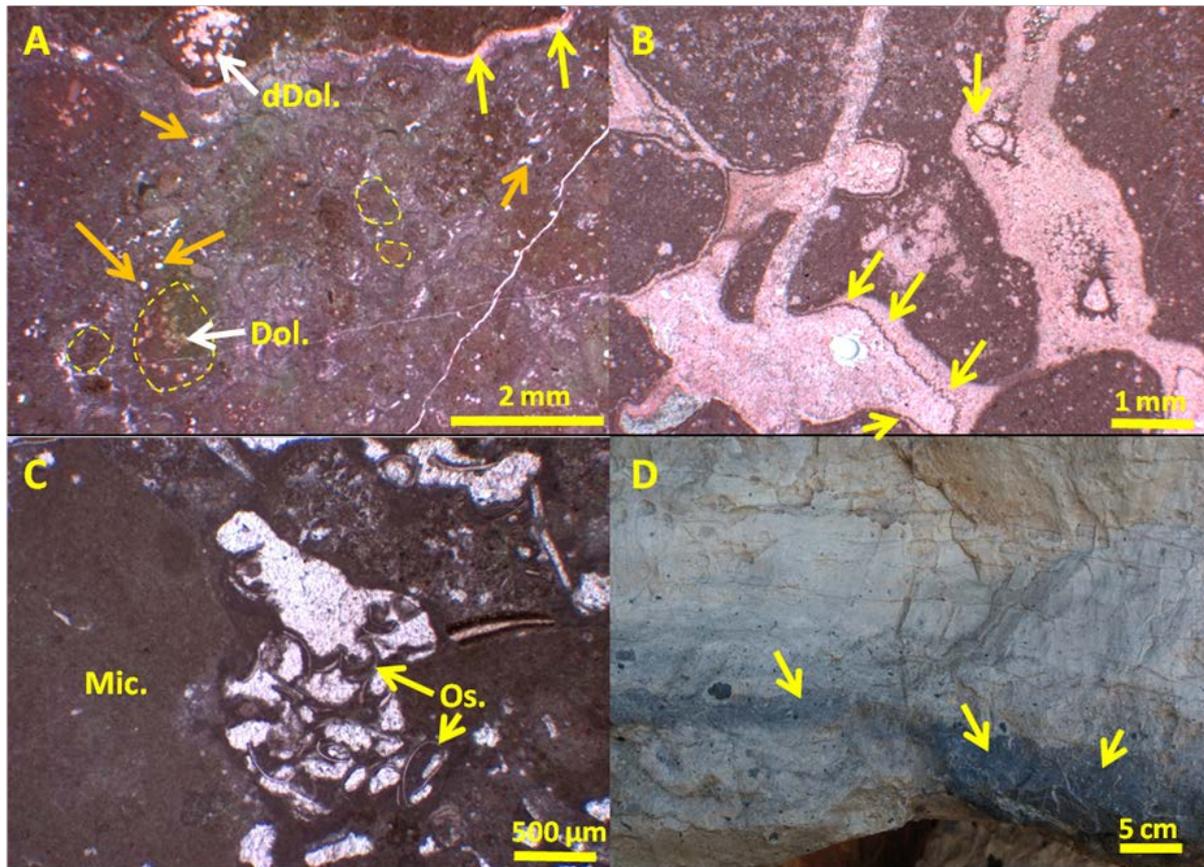
F1 est un mudstone-wackestone à micrite sombre, riche en péloïdes, à rares oncoïdes, à ostracodes et rares charophytes. Des nodules ferruginisés, des passées microbréchiques à éléments de taille milli- à centimétrique, des glaebules *sensu* Brewer (1964) et Brewer et Sleeman (1964), des fentes circum-granulaires (*circum-granular cracks*) ainsi que des traces de passages de racines y sont très fréquents (Fig. 3-7, A). De nombreux ciments anisopaques calcitiques non ferreux, calcrètes, remplissages par sédiments internes comprenant des ostracodes, des rhomboèdres de dolomite ou de dédolomite dans les glaebules, caractérisent aussi ce faciès (Fig. 3-7, B, C).

##### Interprétation :

Les fentes circum-granulaires attestent d'un milieu soumis à déshydratation sinon dessiccation. Les calcrètes et les glaebules indiquent le développement de paléosols soumis à processus pédogénétiques (Freytet, 1973; Riding et Wright, 1981). La couleur noire de la micrite (Fig. 3-7, D) correspond à l'adsorption de matière organique dissoute, colloïdale ou en particules fines, dérivée d'algues (Strasser et Davaud, 1983) ou de plantes terrestres ayant subi une combustion (Strasser, 1984).

Les ostracodes dans les sédiments internes en remplissage des cavités sont soit d'origine marine et ont été intégrés lors de remise en eau, soit de nature cavernicole (Hart et Hart, 1974; Durllet, 1996; Tabuki et Hanai, 1999). Les ciments anisopaques, bouchant partiellement la porosité primaire, indiquent des conditions vadoses (Flügel, 2010). La dolomite en remplacement dans les glaebules, serait associée au développement d'environnements palustres (Freytet et Verrecchia, 2002). L'alternance de conditions marines, d'eau douce, et émerives, caractérise un environnement intermédiaire entre les domaines marin et

continental, soit un domaine de marais maritime ou palustre (Platt et Wright, 1991; Armenteros *et al.*, 1997; Tandon et Gibling, 1997).



**Figure 3-7:** Facies F1 mudstone-wackestone, marbré, gris à noir, caractéristique de la Formation du Défens. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) et photographie d'affleurement (en D). A- F1 montrant des glaebules (entourés d'un tireté jaune) au cœur montrant des rhomboèdres de dolomite (Dol.) ou de dédolomite (dDol.) Les flèches jaunes pointent des ciments anisopaques calcitiques non-ferreux et les flèches oranges des sparites en remplissage de passages de racines (LN + AFK, DEF-12). B- Ciments anisopaques (flèches jaunes) entourant des nodules et recoupés par une fracture remplie de sparite (LN + AFK, DEF-14). C- Remplissages de cavités dans la micrite (Mic.) par un sédiment interne comprenant des ostracodes (Os.) dont certains sont entourés de ciment micritique (LN + AFK, DEF-17). D- Banc de micrite noircie (flèches jaunes) avec nodules de pédogenèse.

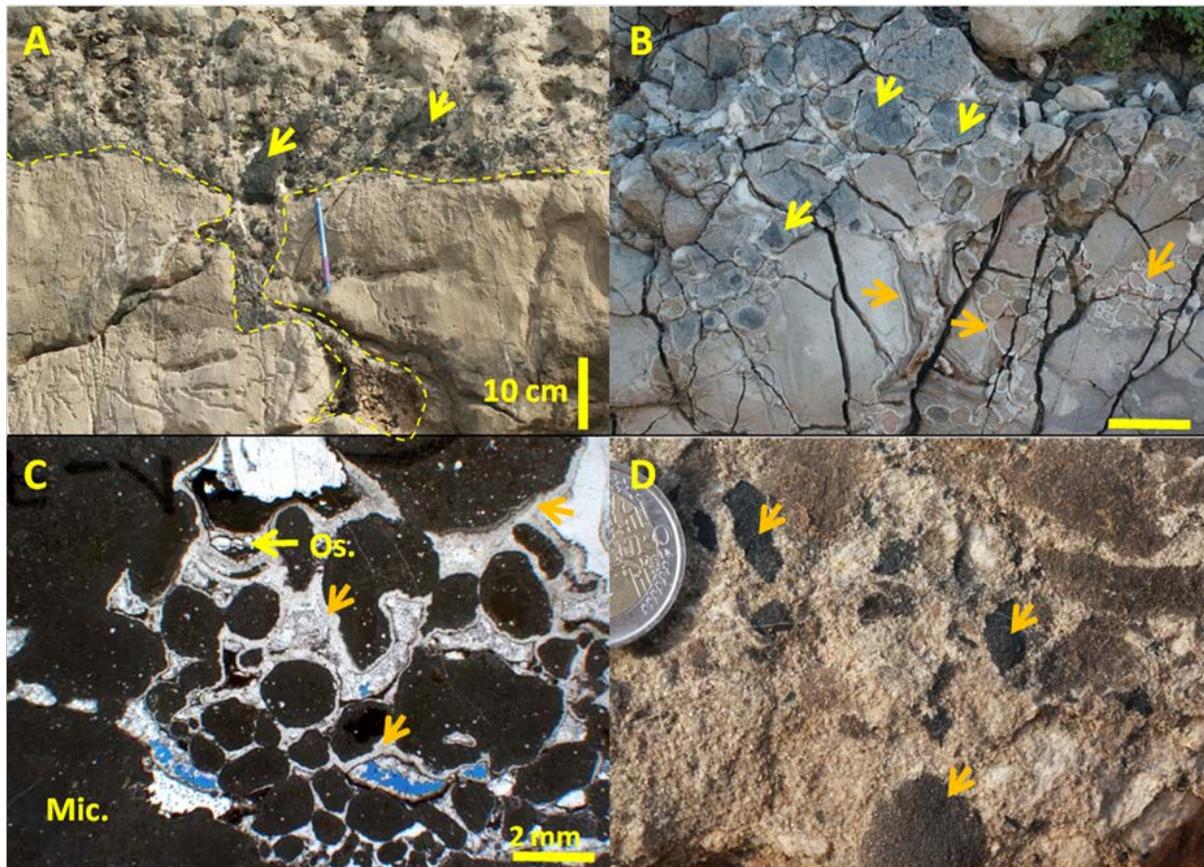
### 3.2.1.2. F2. Brèche monogénique à cailloux noirs et brèche polygénique

#### Description :

F2 est une brèche à cailloux noirs de taille inframillimétrique à décimétrique ou une brèche polygénique à cailloux noirs et beiges de taille similaire. La base de ces brèches est le plus souvent dérivée d'érosion. F2 remplit fréquemment des cavités d'épikarsts ou nées de remaniement (interblocs) (Fig. 3-8, A). Ses éléments portent des ciments anisopaques calcitiques non-ferreux (Fig. 3-8, B) bouchant en partie la porosité inter-élémentaire (Fig. 3-8, C). F2 peut être totalement dolomitisée, notamment à sa partie supérieure, au passage à la Formation de La Gineste (Fig. 3-8, D).

Interprétation :

Le contact net et érosif à la base des bancs de F2 montre probablement l'action d'une abrasion marine sous l'action de vagues de tempêtes. Ses éléments proviennent du remaniement des dépôts micritiques F1 et/ou F3, indurés. Le remaniement a pu être soit modéré ou sur une distance faible (brèche monogénique) soit intense ou sur une distance importante (brèche polygénique) (Strasser et Davaud, 1983; Strasser, 1984). F2 s'est déposé dans le même environnement général palustre (à intertidal) que celui de F1, tout en ayant pu être entraîné vers des environnements inter- à subtidaux.



**Figure 3-8 :** F2, brèche monogénique à polygénique à cailloux noirs et beiges, caractéristique de la Formation du Défens. A- Remplissage d'un épikarst ou d'une cavité interbloc, par la brèche polygénique (flèches jaunes pointant des cailloux noirs). B- Brèche polygénique à cailloux noirs (flèches jaunes) porteurs de ciments anisopaques, en pendants, calcitiques non-ferreux (flèches oranges). C- Brèche monogénique à cailloux noirs en remplissage d'un vide, avec cimentation des éléments par de la calcite non ferreuse anisopaque, en pendants (flèches oranges) avec remplissage ultérieur par un sédiment interne avec des ostracodes (Os., flèche jaune) (lame vue en LN, DEF-14). D- Dolomitisation complète d'une brèche polygénique, la dolomie remplaçant les éléments (flèches oranges pour des cailloux noirs) et les ciments.

**3.2.1.3. F3a. Mudstone à bindstone laminé**

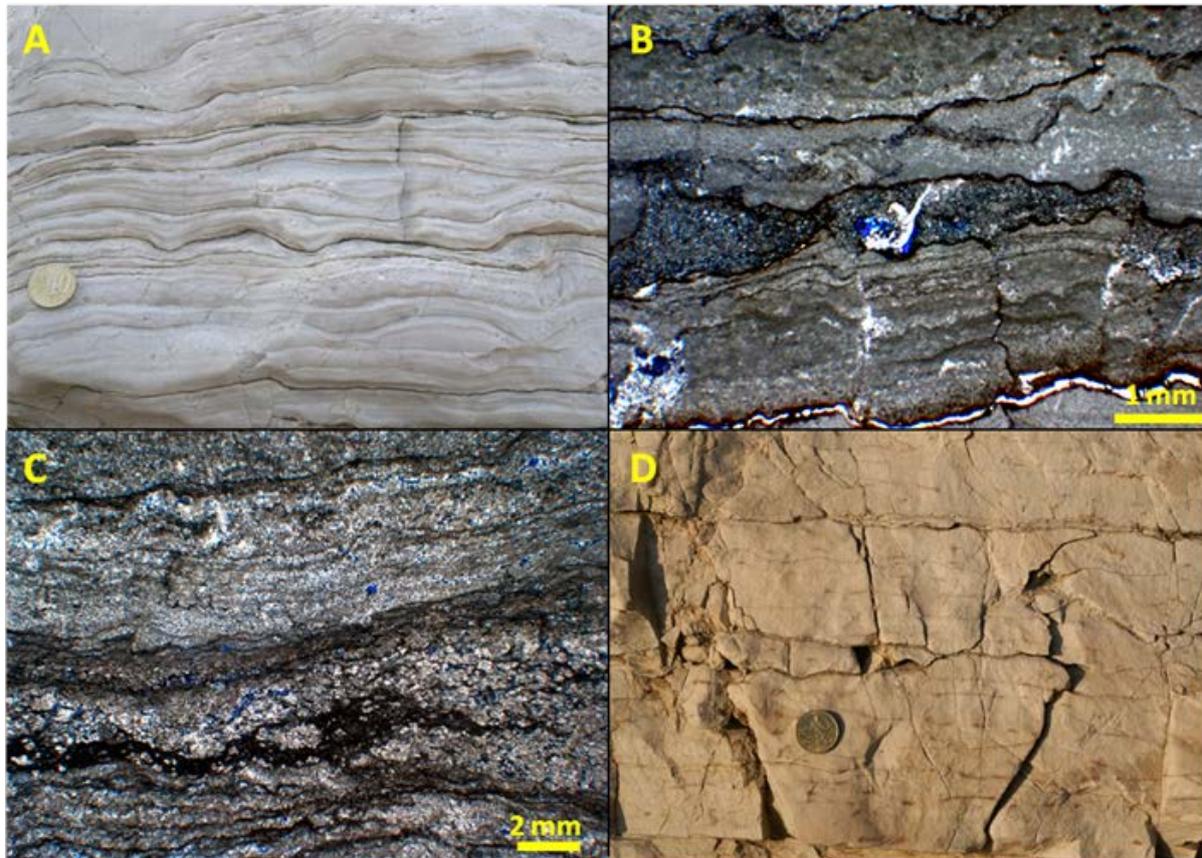
Description :

F3a est un mudstone à bindstone laminé, à voiles stromatolitiques. Il contient par endroits des péloïdes, des intraclastes et plus rarement des foraminifères *Istriloculina*, des ostracodes et des petits gastéropodes. Les stromatolites sont faits de laminations planes ou ondulantes (Fig. 3-9, A et B) et sont associés à des fentes de dessiccation ainsi qu'à des fenestrae. F3 montre parfois une dolomicrite et une dolomicrosparte de remplacement et de cimentation

de vides (Fig. 3-9, C). Des filaments stromatolitiques sont pyritisés (pyrite en microcristaux framboïdes associés à des résidus de matière organique) ce qui, après oxydation, donne en macrofaciès un aspect léopard ou tigré (Fig. 3-9, D).

Interprétation :

Les voiles stromatolitiques caractérisent des environnements calmes, confinés, et soumis à des alternances d'immersions et d'émersions, c'est à dire inter- à supratidaux. La formation des fenestrae est liée soit au dégazage en raison de la décomposition de la matière organique (Flügel, 2010), soit à la séparation des voiles stromatolitiques les uns des autres par dessiccation en fonction des alternances entre conditions aqueuses et sèches (Hardie et Ginsburg, 1977), soit encore aux retraits et gonflements successifs de la micrite par hydratation / déshydratation (Shinn, 1968).

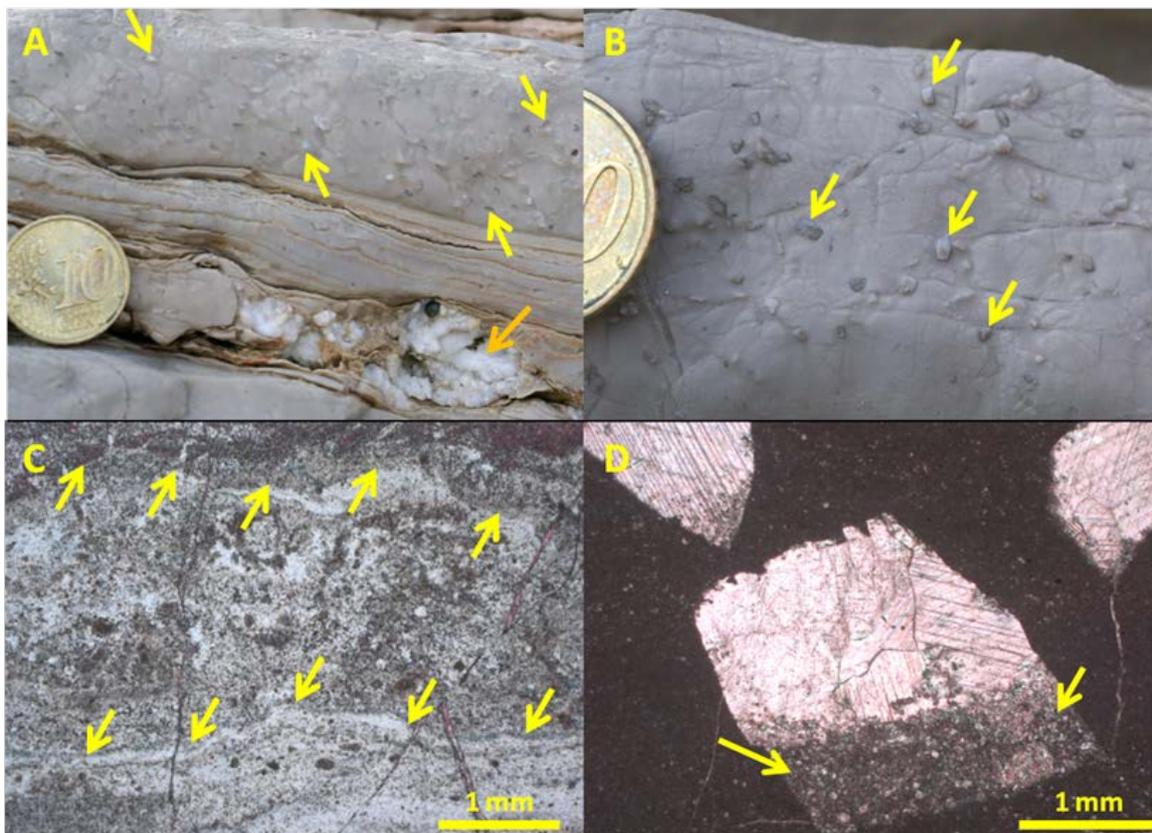


**Figure 3-9 :** F3a, mudstone à bindstone laminé (LN = lumière naturelle). A- Macrofaciès totalement dolomitisé (dolomicrite / dolomicrosparite) avec lamines irrégulières de couleur rouille issues d'oxydation de microcristaux framboïdes de pyrite, donnant au faciès un aspect tigré (pièce = 1 cm de diamètre) (Formation de La Gineste). B- Stromatolites calcaires à lamines faiblement ondulantes (pièce = 1 cm de diamètre) (Formation de La Madrague de Montredon). C- Microfaciès de A avec lamines irrégulières sombres de minéraux d'oxydation de pyrite (Formation de La Gineste, LN, RGIN 41) D- Microfaciès de B avec les lamines stromatolitiques et les lamines de pyrite et de résidus organique soulignant la structure du stromatolite (Formation de La Madrague de Montredon, LN, MDG 33b).

### 3.2.1.4. F3b. Mudstone-bindstone laminé, à pseudomorphoses d'évaporites

#### Description :

F3b est un mudstone-bindstone assez similaire à F3a, à la différence qu'il présente des pseudomorphoses d'évaporites, que ce soit des nodules d'anhydrite calcitisée ou silicifiée ou des cristaux de gypse monoclinique ou en fer de lance calcitisé (Fig. 3-10, A, B, D). La biophase comprend des ostracodes, des lamellibranches micritisés, des algues *Pycnoporidium*... Les grains abiotiques sont des péloïdes, de rares intraclastes, des agrégats, des oïdes micritisés. Une part de la matrice est de la micrite structurée, par médiation microbienne, ou automicrite *sensu* Wolf (1965). Les stromatolites montrent des laminations planes ou ondulantes ainsi que des fentes de dessiccation et sont fréquemment silicifiés (Fig. 3-10, C) ou partiellement sinon totalement dolomitisés. Les évaporites sont associées à des structures *chicken-wire*, à des brèches d'effondrement hétérométriques et homométriques, à éléments centimétriques à plurimétriques.



**Figure 3-10 :** F3b, mudstone-bindstone stromatolitique laminé à pseudomorphoses d'évaporites dans la Formation de La Madrague de Montredon. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Macrofaciès montrant des laminations stromatolitiques avec des pseudomorphoses de gypse calcitisées de taille millimétrique (flèches jaunes) et des pseudomorphoses de nodules d'anhydrite calcitisée et silicifiée de taille centimétrique (flèche orange). Les lamines beiges sont dolomitisées alors que celles gris clair sont calcaires. B- Zoom sur les pseudomorphoses monocliniques de gypse calcitisé dans un mudstone quasi pur. C- Microfaciès de laminations stromatolitiques (indiquées par les flèches jaunes) presque totalement silicifiées (LN + AFK, MDG 34). D- Pseudomorphoses de gypse calcitisé avec sédiment interne microsparitique (flèche jaune) à la base du remplissage du vide de dissolution du gypse (avant le ciment calcitique, et témoignant de l'induration précoce de la boue micritique (LN + AFK, MDG 24).

Interprétation :

Les stromatolites, constituant la majorité de F3b, indiquent un environnement inter- à supratidal (ce que confirment les fréquentes figures d'émersions), à dominante calme, confiné, sous condition climatique aride d'après la fréquence des évaporites, de type sebkha côtière. Le sédiment montre des évidences d'induration précoce résultant probablement de l'action des biofilms stromatolitiques. Les indurations spécifiques des lamines stromatolitiques expliqueraient qu'elles soient restées calcaires (barrières aux fluides dolomitants) alors que les lamines originellement finement grenues, à péloïdes, sont dolomitisées (alternance de lits ou lamines de dolomie et de calcaire, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, Fig. 3.10A, au centre). Les grains des laminations dolomitisées résulteraient de dépôt sur les platiers à stromatolites après transport depuis des environnements plus externes grâce à la marée ou aux tempêtes (Park, 1976) et éventuellement par les vents (Shinn, 1983).

La silicification des nodules d'anhydrite ou des stromatolites est fréquente dans les séries péritidales fossiles (Wilson, 1966; Zenger, 1976; Ulmer-Scholle *et al.*, 1993) mais également dans les sebkhas actuelles (Chafetz et Zhang, 1998), ce qui est un argument de précocité de cette silicification.

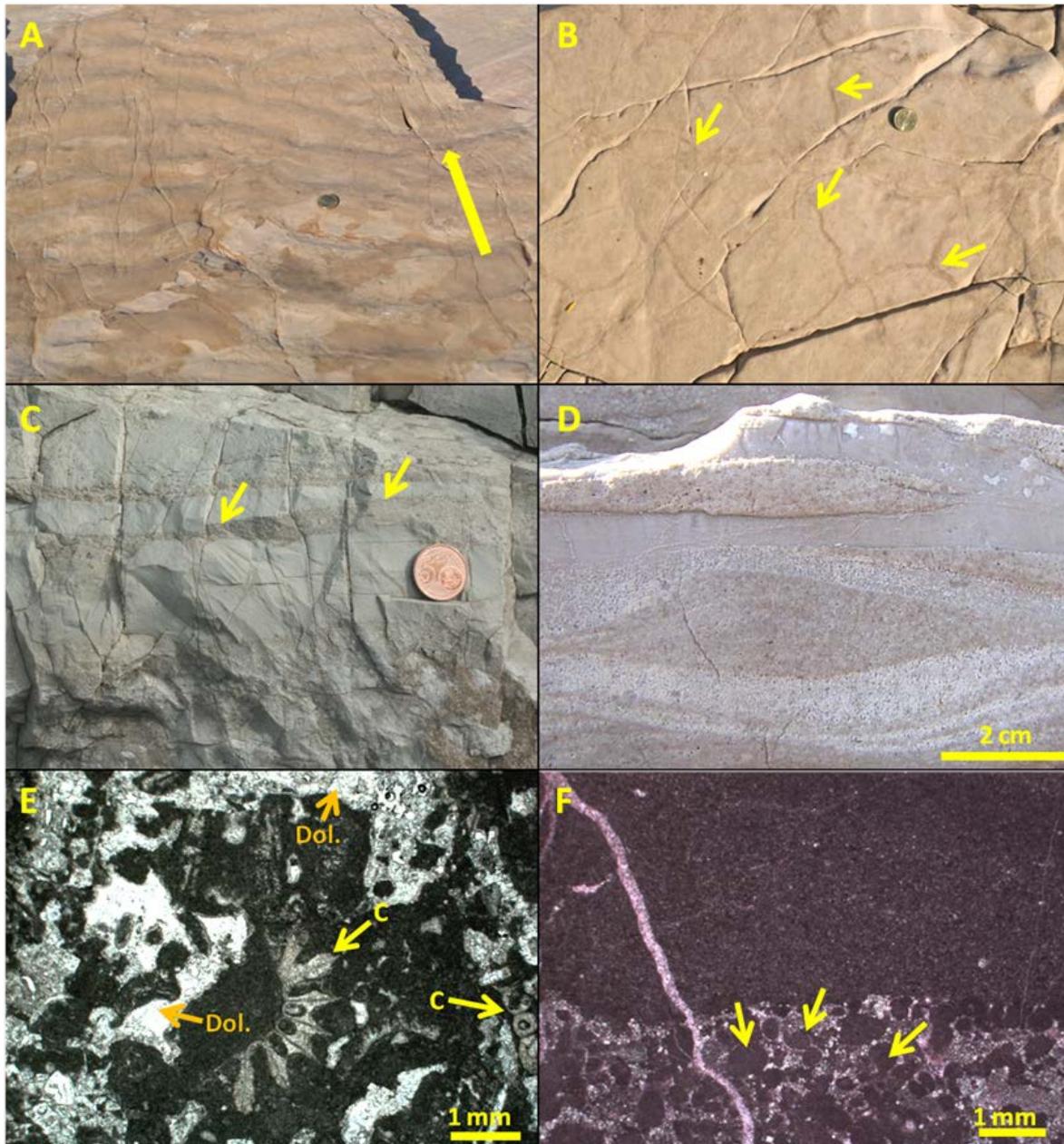
**3.2.1.5. F3c. Mudstone à packstone péloïdal laminé**

Description :

F3c est un mudstone à packstone péloïdal en lamines planes et sub-parallèles, à ondulantes de rides de courants et de rides de vagues (Fig. 3-11, A) (*flaser-* et *wavy-bedding*, Fig. 3-11, C et D), parfois à bases dérivées d'érosion, à lits de microbrèches homométriques à hétérométriques à éléments anguleux de taille millimétrique... La biophase comprend des restes d'ostracodes, d'algues *Pycnoporidium*, de foraminifères dont des textulariidés, de dasycladales dont *Clypeina jurassica* (Fig. 3-11, E), de gastéropodes, d'échinodermes, de lamellibranches micritisés, et des coprolithes de type *Favreina*. Les grains abiotiques sont des oncoïdes, péloïdes, ooïdes, intraclastes, agrégats et lithoclastes à fenestras (Fig. 3-11, F). Des sommets de bancs montrent des fentes de dessiccation (Fig. 3-11, B). Des vides de dissolution emplis de sédiments internes de la classe de silts, des pseudomorphoses de gypse et d'anhydrite calcitisés, des calcrètes, de la dolomite en remplacement ou en ciment, de la dédolomite... sont aussi visibles.

Interprétation :

F3c est caractéristique d'un environnement intertidal à hydrodynamisme modéré. La biodiversité est nettement plus élevée que celle des faciès F1 à F3b. Les *Favreina* auraient été produits par des crustacés d'environnements lagunaires attenants, puis exportés (Bourget, 1980; Molinari Paganelli *et al.*, 1980; Dall et Moriarty, 1983). Des variations de salinité ont affecté le sédiment, amenant la cristallisation d'évaporites (par capillarité) et la dolomitisation associée. Les oncoïdes et les agrégats, à induration précoce probablement liée à l'activité microbienne, caractérisent aussi de tels environnements péritidaux (Colacicchi *et al.*, 1975; Gasiewicz, 1983). Les moments d'émersion sont enregistrés par les installations de conditions vadoses comme l'attestent les sédiments internes et les calcrètes (Wright, 1990). Cet environnement intertidal aurait été de fait périodiquement sous conditions ouvertes, à salinité et biodiversité quasi normales, et sous conditions confinées, émergentes, arides et évaporatoires.

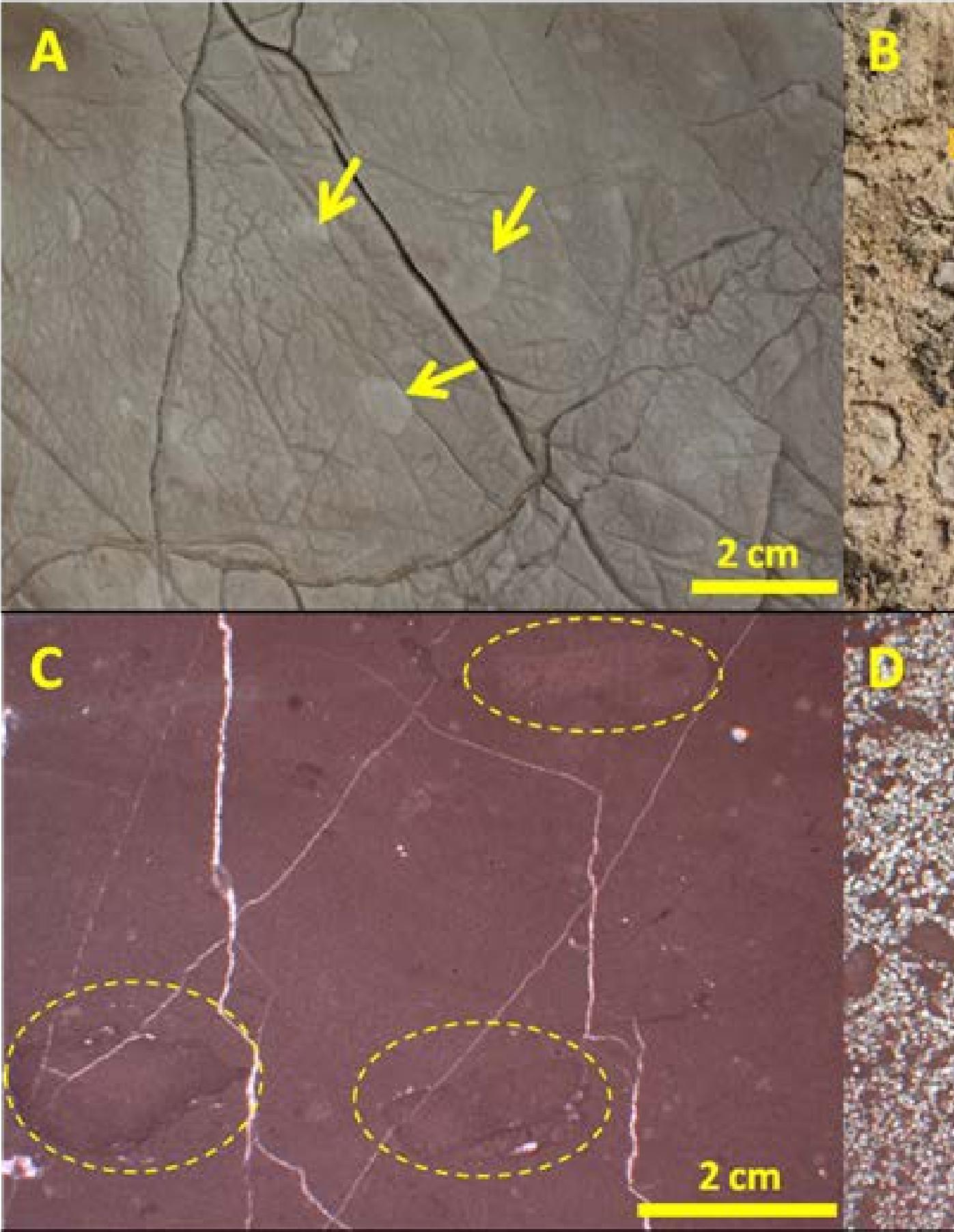


**Figure 3-11 :** F3c, mudstone à packstone péloïdal laminé. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Rides de courant faiblement asymétrique indiquant le sens du courant (flèche jaune) (Formation de La Madrague de Montredon). B- Fentes de dessiccation (soulignées par les flèches jaunes) au sommet d'un banc fait de lamines planes et horizontales dolomicrosparitiques (Formation de La Madrague de Montredon). C- *Wavy bedding* avec les lits ou lamines de packstone ressortant en beige sombre (flèches jaunes) et les lits ou lamines de mudstone (ou micropackstone) ressortant en gris clair (tout le faciès est dolomitisé) (Formation de La Gineste). D- *Flaser bedding* et ride de courant (micro-foresets visibles) avec les lits ou lamines de packstone ressortant en beige sombre et les lits ou lamines de mudstone (ou micropackstone) ressortant en gris clair (tout le faciès est dolomitisé) (Formation de La Madrague de Montredon). E- Débris d'algue dasycladale *Clypeina jurassica* partiellement dissoute, dans un packstone et avec un ciment dolomitique (Dol.) bouchant la porosité (LN, Formation de La Gineste, RGIN 19). F- Contact entre une lamine de mudstone (haut) non dolomitisé et une lamine de packstone à péloïdes (flèches) partiellement dolomitisés sur le pourtour et cimentés ultérieurement par une sparite rose (LN + AFK, Formation de La Madrague de Montredon, MDG 49).

**3.2.1.6. F4. Wackestone à packstone à oncoïdes**

Description :

F4 est un wackestone à packstone à oncoïdes (Fig. 3-12, A), de lithologie à dominante calcaire quoique partiellement dolomitisée (Fig. 3-12, B). Il montre des foraminifères (textulariidés, istriloculines), des ostracodes, des débris de lamellibranches et de gastéropodes. Les grains abiotiques sont des oncoïdes, au cœur parfois riche en microcristaux de pyrite, des ooïdes micritisés et des péloïdes. La dolomitisation peut affecter plus ou moins fortement ce faciès, mais sans jamais parvenir à altérer les oncoïdes. Quelques pseudomorphoses de gypse calcitisé sont visibles.



**Figure 3-12 : F4, wackestone-packstone à oncoïdes. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Wackestone-packstone non dolomitisé à oncoïdes (flèches jaunes) (photographie d'affleurement, passage de la Formation du Défens à la Formation de La Gineste). B- Wackestone-packstone à oncoïdes avec matrice totalement dolomitisée (Dol.) et oncoïdes préservés en calcaire (flèches jaunes) (photographie d'affleurement, partie haute de la Formation du Défens). C- Wackestone-packstone totalement calcaire à oncoïdes (entourés d'un tireté jaune) (LN + AFK, Formation du Défens, DEF 22). D- Oncoïdes, dont un avec le cœur à microcristaux oxydés de pyrite (flèche jaune), résistants à la dolomite de remplacement (LN + AFK, Formation de La Gineste, DGIN 22).**

Interprétation :

F4 s'est déposé en domaine marin, en environnement calme, comme indiqué par les istriloculines (Arnaud *et al.*, 1999). Les oncoïdes ont des structures internes de type « spongostromate » *sensu* Pia (1927) qui indiquent une formation par agglutinement de microparticules sur des filaments cyanobactériens qui, par leur activité photosynthétique (consommation de CO<sub>2</sub> et chute subséquente de la pCO<sub>2</sub> du micro-milieu) amènent la cristallisation de carbonate de calcium, et cimentent les microparticules.

Ainsi, ces oncoïdes indurés précocement grâce à l'action microbienne, ont résisté à la dolomitisation. La forte micritisation des grains indique une dégradation microbienne (Henrich et Wefer, 1986; Freiwald, 1995) ou par microperforants algaires ou fungi. Ces différents critères traduisent bien un environnement calme, probablement subtidal protégé.

**3.2.1.7. F5a. Wackestone à packstone-grainstone bioclastique et à péloïdes**

Description :

F5a est un wackestone à packstone-grainstone bioclastique et à péloïdes, à laminations faiblement ondulantes ou planes, à structures de *flaser* (Fig. 3-13, A). et à base parfois dérivée d'érosion. Localement des microbrèches (Fig. 3-13, B) sont constituées de petits galets de mudstone/dolomicrite. La biophase est constituée de foraminifères (textulariidés, istriloculines, *Paraurgonina* sp., *Pseudocylammina* sp.), de *Bacinella*, d'algues vertes dasycladales (*Clypeina jurassica*... ) ou rouges (*Thaumatoporella parvovesiculifera*). Les grains abiotiques sont des péloïdes, des oncoïdes, des ooïdes parfois micritisés, des agrégats, des pellets fécaux et coprolithes (*Favreina*) (Fig. 3-13, C)... Quand la texture est wackestone, la matrice micritique apparaît parfois structurée, peut être d'origine « microbienne ». De la dolomite subhédrale à euhédrale en remplacement et en ciment est fréquente (Fig. 3-13, D), pouvant affecter complètement la matrice. Des bioclastes sont fréquemment dissous. De la silice en remplacement ainsi que de rares pseudomorphoses de gypse calcitisé sont observables.

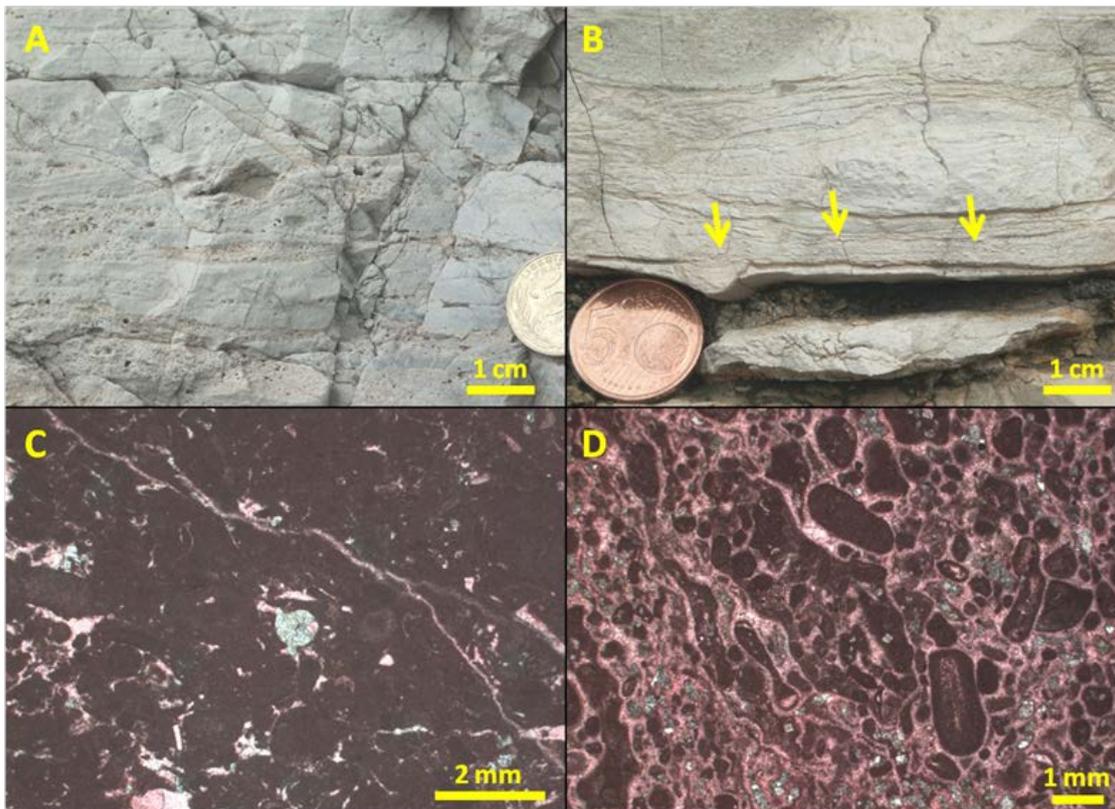
Interprétation :

F5a traduit un environnement intertidal d'hydrodynamisme faible à modéré, à biodiversité faible à modérée. Les grains abiotiques étaient probablement apportés d'environnements connexes et structurés en rides ou mégarides sur un platier tidal par des courants de marées ainsi que par des tempêtes comme en témoignent les microbrèches, composées également d'éléments remaniés après induration précoce. La dolomitisation observée peut être liée aux environnements supratidaux sus-jacents (cf. 3.3).

**3.2.1.8. F5b. Packstone bioclastique et à péloïdes, bioturbé**

Description :

F5b est un packstone bioclastique à péloïdes, coprolithes *Favreina*, oncoïdes, ooïdes parfois micritisés, intraclastes et agrégats. La biophase comprend des lamellibranches (rudistes, chondrodontes), des foraminifères (istriloculines et textulariidés), des dasycladales (*Clypeina*), des ischyrosponges, des échinodermes, des nérinées (Fig. 3-13, B) et autres gastéropodes micritisés. F5b est toujours très bioturbé, avec des terriers de type *Thalassinoïdes*. Il est dolomitisé de manière très variable, la dolomitisation commençant toujours par emprunter les bioturbations (Fig. 3-14, A et C) jusqu'à envahir progressivement le faciès et le dolomitiser totalement (Fig. 3-14, B et D).

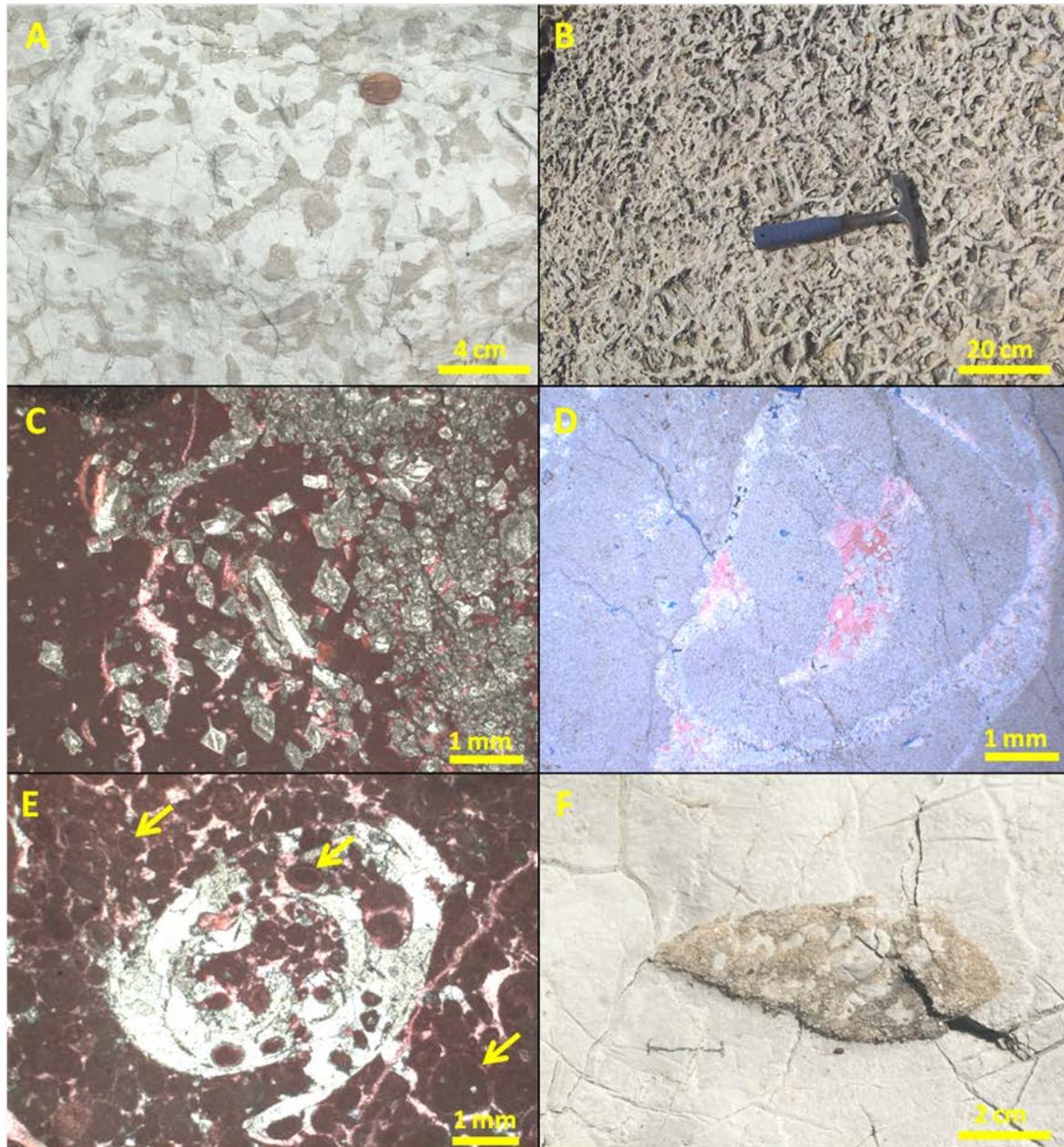


**Figure 3-13 :** F5a, wackestone à packstone-grainstone bioclastique et à péloïdes. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Rides de courants à grains fins (sable fin, gris) et plus grossier (sable moyen, beige) (photographie d'affleurement, base de la Formation de La Gineste). B- Dépôts à base érosive et microbrèches (flèches jaunes) suivies au dessus de structures en rides ou *flaser* (photographie d'affleurement, base de la Formation de La Gineste). C- Packstone péloïdo-bioclastique non dolomitisé (LN+AFK, RGIN 37). D- Grainstone péloïdal compacté et à cristaux de dolomite épars (LN+AFK, RGIN 33).

Interprétation :

F5b traduit un environnement subtidal (probablement profond de quelques mètres), ouvert sur le large marin, à biodiversité élevée (présence notamment de rudistes, chondrodontes, ischyrosponges...). Les abondants péloïdes ont probablement été créés sur place, parfois grâce à une médiation microbienne, tandis que les ooides, en faible quantité, semblent avoir été apportés d'environnements à hydrodynamisme plus fort. Cet environnement généralement calme peut être épisodiquement soumis à l'action de tempêtes. De plus, ses dépôts peuvent être soumis à une diagenèse précoce (dissolution de bioclastes, dolomitisation parfois quasi complète, cristallisation de gypse..., liée aux environnements pelliculaires qui les recouvrent généralement (cf. diagenèse précoce).

Les bioturbations, correspondant à des terriers de type *Thalassinoïdes* (Ehrenberg, 1944), ont été probablement formées par des crevettes *Thalassinidea* (Sheehan et Schiefelbein, 1984; Myrow, 1995), comme les *Callianassa* (Weimer et Hoyt, 1964) qui auraient aussi produit les *Favreina*. Ces bioturbations indiquent un environnement de lagon et d'avant côte (Weimer et Hoyt, 1964; Gerard et Bromley, 2008) sur le large, subtidal. Dans les carbonates ordoviciens nord-américains, certains auteurs (Sheehan et Schiefelbein, 1984; Quing *et al.*, 2001) ont montré qu'en modifiant la perméabilité initiale du sédiment, ces bioturbations a permis la circulation de fluides dolomitisants et leur propagation dans les faciès environnants.

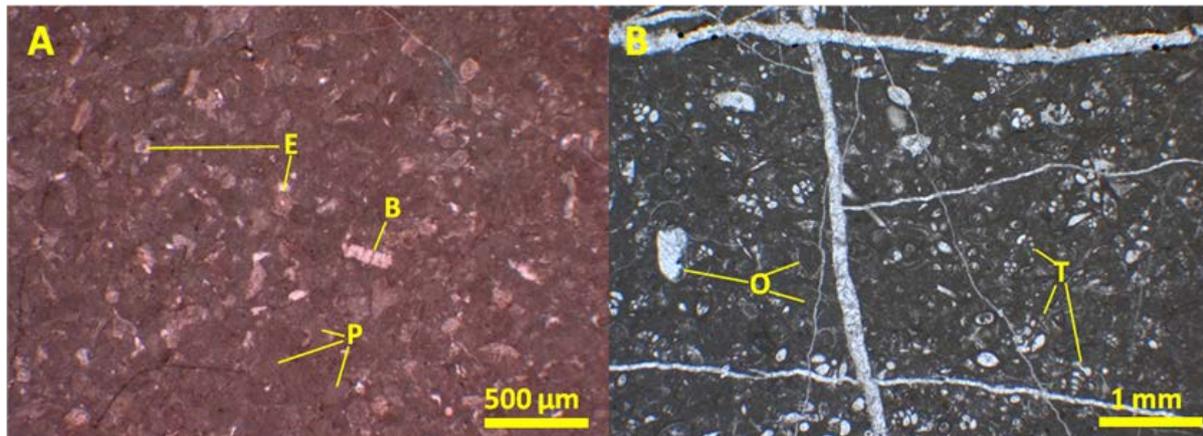


**Figure 3-14 :** F5b, packstone bioclastique et à péloïdes, bioturbé. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Bioturbations de type *Thalassinoïdes* montant une dolomite sombre par rapport à l'encaissant calcaire (Formation de La Gineste). B- Réseau dense de bioturbations *Thalassinoïdes* dans un banc de faciès F5b totalement dolomitisé par de la dolomite de remplacement, et mis en évidence par érosion différentielle de la matrice et des bioturbations (Formation de La Gineste). C- Dolomite de remplacement envahissante, à partir du terrier situé à droite de l'image et très dolomitisé (LN + AFK, Formation de La Gineste, RGIN 17). D- Dolomite en remplacement total du faciès, et cimentation de vides de dissolution de bioclaste par de la dolomite limpide et de la sparite de blocage (rose) (LN + AFK, Formation de La Gineste, DGIN 31a). E- Packstone-grainstone oo-biostatique avec les oïdes, faiblement compactés, montrant de fins cortex (flèches jaunes). La nérinée au centre a été remplie d'oïdes puis dissoute et cimentée par de la dolomite (en blanc) et de la calcite (en rose) (LN + AFK, Formation de La Gineste, RGIN 12B). F- Wackestone-packstone à nérinée dissoute (le remplissage micritique de la cavité est préservé) avec son moule cimenté par de la dolomite et de la calcite (Formation de La Gineste).

### 3.2.1.9. F6. Wackestone-packstone bioclastique

#### Description :

F6 est un wackestone-packstone en lits plans, à brachiopodes, échinodermes, lamellibranches, gastéropodes, *Girvanella*, foraminifères (acervulinidés, lagénidés, istriloculines, miliolidés, textulariidés, *Pseudocyclamina*, *Koskinobullina socialis*, *Paraurgonina*, *Kurnubia*), serpules, ostracodes... Les grains abiotiques sont des péloïdes, pellets, ooïdes micritisés, agrégats et oncoïdes, grains phosphatés... (Fig. 3-15, A et B). De la micrite « microbienne » est visible.



**Figure 3-15 :** F6, wackestone-packstone bioclastique. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Packstone bioclastique riche en péloïdes (P), débris de brachiopodes (B) et d'échinodermes (E) (LN + AFK, sommet non dolomitisé de la Formation du Vallon de Toulouse dans la coupe du Défens, DEF 3). B- Packstone bioclastique à foraminifères textulariidés (T) et ostracodes (O) (LN, sommet non dolomitisé de la Formation du Vallon de Toulouse dans la coupe du Défens, DEF 6).

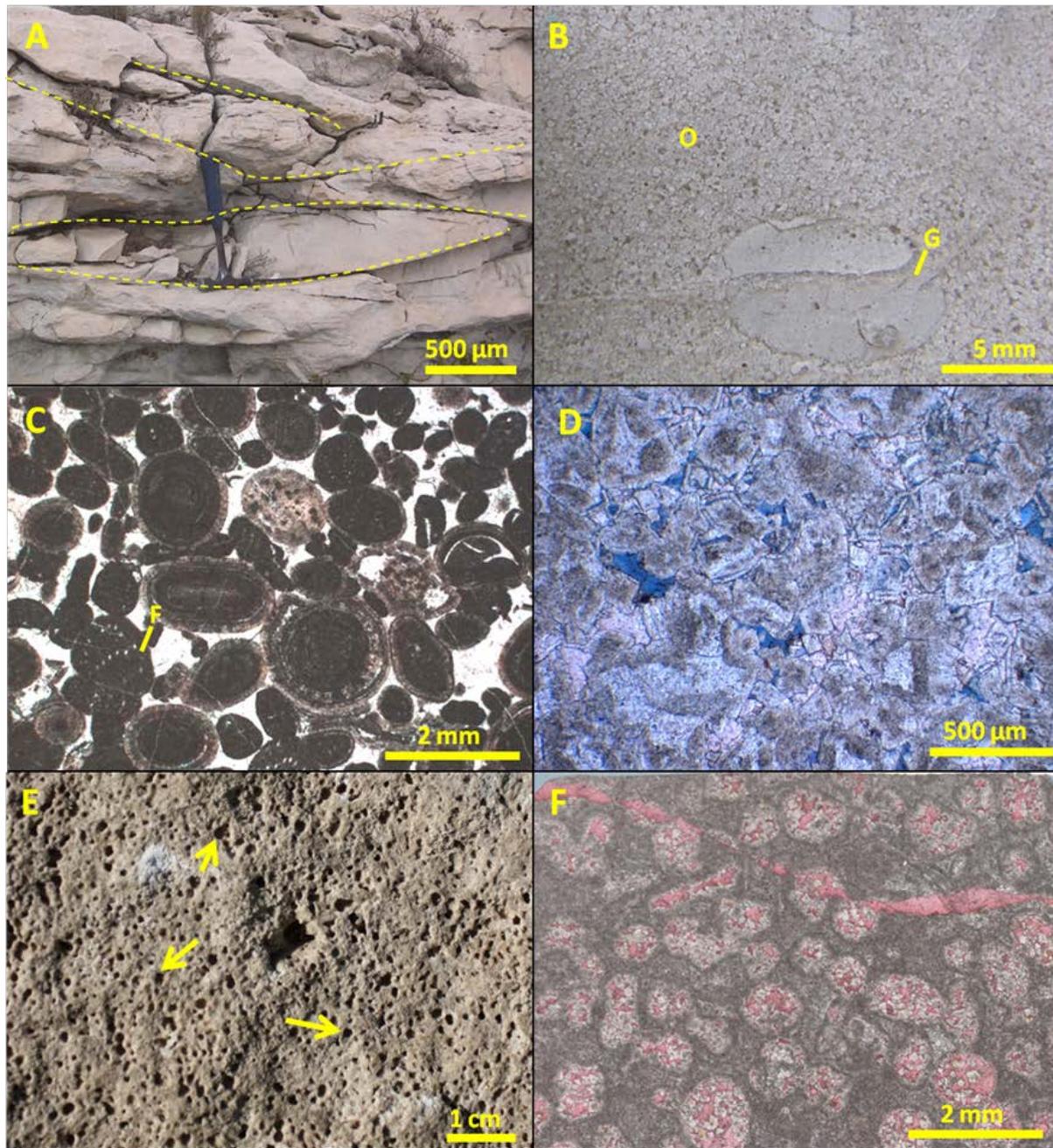
#### Interprétation :

La composition faunistique de F6 (notamment les restes de brachiopodes et d'échinodermes) caractérise un environnement calme, subtidal. Les acervulinidés auxquels *Koskinobullina* est rattaché sont des encroûtants associés à des bioconstructions (Shiraishi et Kano, 2004; Olivier *et al.*, 2007). Les agrégats et la micritisation des bioclastes et des ooïdes traduisent un hydrodynamisme modéré à faible dans lequel l'activité microbienne aurait pu induire une induration précoce de la matrice micritique.

### 3.2.1.10. F7. Packstone-grainstone oo-bioclastique

#### Description :

F7 est un packstone - grainstone oo-bioclastique, en bancs lenticulaires à litages obliques plans, à rides de courant (Fig. 3-16, A). Il peut présenter des bioturbations. Les ooïdes, de 0,5 à 2 mm de diamètre, constituent la majorité des grains abiotiques (Fig. 3-16, B et C) et sont accompagnés de péloïdes, de coprolithes *Favreina*, d'agrégats et d'intraclastes. Les bioclastes comprennent des istriloculines, miliolidés, ostracodes, gastéropodes, lamellibranches... F7 peut être complètement dolomitisé, avec dissolution quasi-totale de sa fraction bioclastique (dans la Formation du Vallon de Toulouse, Fig. 3-16, E et F) ou être seulement en partie dolomitisé avec dissolution des bioclastes (dans la Formation de la Gineste, Fig. 3-16, D). Il peut aussi être silicifié (dans la Formation de La Madrague de Montredon).



**Figure 3-16 :** F7, packstone-grainstone oo-bioclástico. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). 1- Bancs lenticulaires (tireté) avec litages obliques en cuillère (Formation de La Gineste). B- Ooïdes (O) avec galet micritique(G) dans un dépôt de tempête (Formation de La Madrague de Montredon). C- Ooïdes peu compactés avec un ciment de blocage, et *Favreina* (F) (LN, lame non colorée, Formation de La Madrague de Montredon, MDG 63). D- Fantômes d'ooïdes d'un F7 originel, complètement dolomitisé par une dolomite de remplacement (« sale ») et de surcroissance (limpide) (LN + AFK, Formation de La Gineste, DGIN 30b). E- Ooïdes à cœurs dissous, et dolomitisation ultérieure d'un F7 originel (points noirs et flèches jaunes) (Formation du Vallon de Toulouse). F- Ooïdes dissous et dolomite en remplacement total des ciments péri- et intergranulaires, ainsi que surcroissance dolomitique dans les vides de dissolution des oolites (oo-moules) avant leur cimentation par de la sparite de blocage (rose) (LN + AFK, Formation du Vallon de Toulouse, ET 27).

Interprétation :

Les litages obliques et les rides de courants sont des structures de dunes de sables calcaires sous-marines (*sand-waves*) en environnement subtidal à fort hydrodynamisme (Ginsburg, 1975; De Boer *et al.*, 1988). L'abondance des intraclastes indiquerait l'action de tempêtes. De telles dunes constitueraient un *shoal* comprenant des milieux inter-dunes relativement abrités de l'hydrodynamisme et propices à la formation de péloïdes et à la bioturbation (présence de coprolithes de crustacés).

### 3.3. Architecture sédimentaire, organisation séquentielle et diagenèse

#### 3.3.1. La Formation du Vallon de Toulouse : un complexe oo-bioclastique dolomitisé à l'échelle régionale (Oxfordien moyen sommital et Oxfordien supérieur, à Kimméridgien inférieur ?)

L'intégralité de cette formation est dolomitisée, sur toute son épaisseur comprise entre 80 et 100 m et dans toute son extension géographique (Fig. 3-17). La base de la formation est souvent bien repérable par la surface de discontinuité terminant le Formation de La Panouse (cf. § ci-avant, et SD1 sur Fig. 3-3). Mais elle est parfois difficilement reconnaissable en raison de la dolomite qui envahit aussi localement la Formation de la Panouse (Arnaud et Monleau, 1979; Lamarche *et al.*, 2011). La dolomite envahissante rend difficile le lever de logs dans cette formation dans la mesure où les limites de bancs, les figures sédimentaires et le contenu biologique sont la plupart du temps altérés sinon détruits. Deux logs y ont été toutefois levés, avec échantillonnage, dans les secteurs de la Nerthe et de l'Etoile (Fig. 3-2 et 3-18), sur la base des repérages de Guieu (1968) et surtout des travaux plus détaillés de Gisquet *et al.* (2007) et de Gallois (2011).

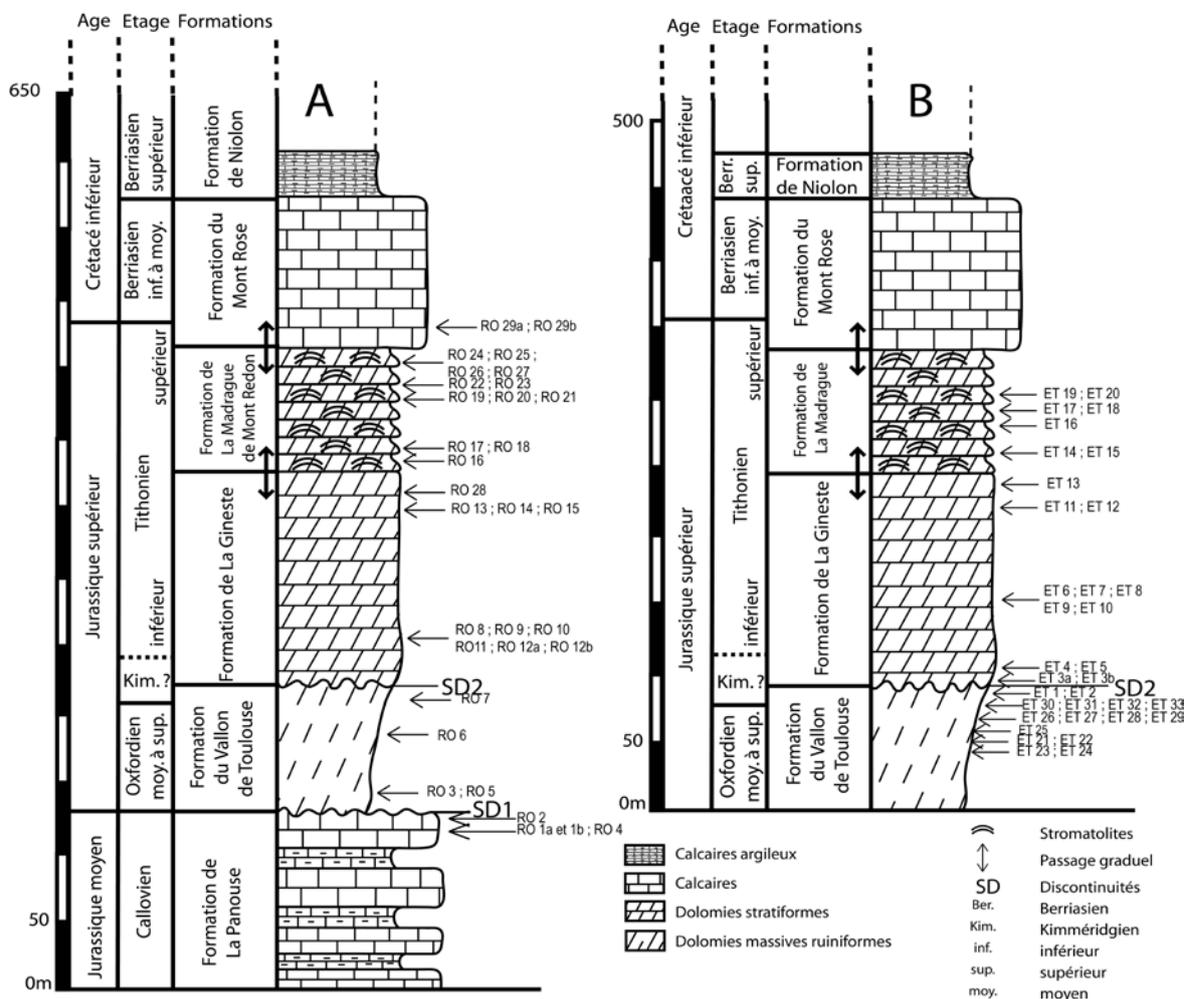


**Figure 3-17 :** Panorama dans l'anticlinal de l'Etoile montrant les formations du Vallon de Toulouse (A), de La Gineste (B) et de La Madrague de Montredon (C), à lithologies dominées par la dolomite.

### 3.3.1.1. Principaux traits sédimentologiques, stratigraphiques et d'évolution environnementale

La dolomitisation ayant effacé la plupart des figures sédimentaires et des grains, seuls quelques faciès sont encore reconnaissables, notamment ceux, restés calcaires, du sommet de la formation dans la coupe du Défens :

- grainstones oolithiques (F7, actuellement à oïdes dissous, dolomitisés et cimentés par de la sparite) dont l'organisation en sand-waves à litages obliques tabulaires et arqués, et à mégarides, est parfois reconnaissable (Fig. 3-19, A et B);
- packstones-grainstones à fantômes de polypiers coralliens (Guieu, 1968) ;
- wackestone-packstone bioclastique (F6, dans la coupe du Défens) ;
- bindstones laminaires à tapis microbiens et fenestrae (actuellement en dolomicrites / dolomicroparites).

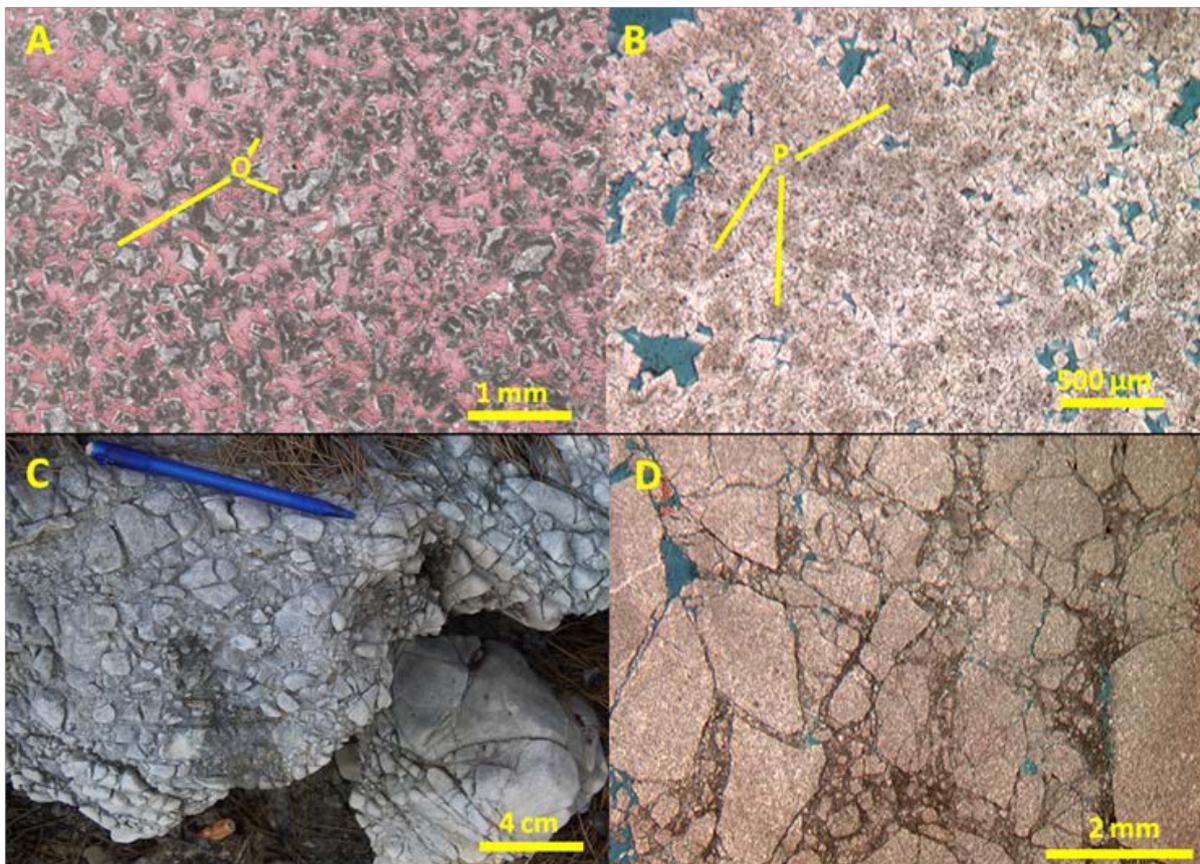


**Figure 3-18 :** Coupes synthétiques, à partir de levés faits dans les secteurs de la Nerthe (A) et de l'Etoile (B), des formations du Vallon de Toulouse, de La Gineste et de La Madrague de Montredon, avec localisation des échantillons. La Formation du Défens est absente dans ces deux coupes seulement représentée par un lit dolomitique à cailloux noirs, épais de quelques cm. Modifié d'après Gallois (2011).

Le dépôt de la Formation du Vallon de Toulouse a résulté d'une remise en eau marine à la fin de l'Oxfordien moyen après la discontinuité sédimentaire majeure, avec lacune stratigraphique du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur et moyen en majeure partie (Hennuy et Vallon, 1998; Floquet *et al.*, 2007).

Se sont accumulés alors 80 à 100 m de calcaires oo-bioclastiques en *sand waves*, dans un environnement subtidal à fort hydrodynamisme dominant, calcaires qui furent ultérieurement totalement dolomitisés (Fig. 3-19, A et B).

Vers l'Est, dans la région toulonnaise (Forêt de Morières-Montrieux, Aiguilles de Valbelle, Var), à la relecture de l'étude de Blanc et Nicod (1990) qui décrivent des alternances de dolosparite à litages obliques et de dolomicrite en lits horizontaux, il est envisageable que ces dépôts se soient faits en séquences comprenant des faciès granulaires d'environnement ouvert subtidal de haut hydrodynamisme et des faciès « boueux » d'environnement protégé, très peu profond, subtidal supérieur à intertidal, à hydrodynamisme faible.



**Figure 3-19 :** Différents faciès de la Formation du Vallon de Toulouse. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Ancien packstone-grainstone oo-bioclastique F7 dolomitisé avec fantômes d'ooïdes (O) et sparite de blocage rose-rouge (LN + AFK, ET 23). B- Ancien packstone-grainstone bioclastique F5a dolomitisé, à fantômes de péloïdes (P) et de ciments périgranulaires isopaques (LN + AFK, RO 2). C- Brèche de surpression hydraulique à éléments anguleux, monogéniques et hétérométriques. D- Microfaciès de la brèche précédente avec le ciment inter-éléments, totalement dolomitisée (LN + AFK, RO 7).

Enfin, la partie sommitale de la formation montre, dans le secteur de l'Etoile, des dolomicrites / dolomicrosparites à fenestrae, et dans la coupe du Défens, des calcaires à lamines cyanobactériennes, à petits cailloux noirs... (cf. ci-avant) indicateurs d'environnement intertidal, avant la discontinuité sédimentaire qui la clôture avec ses évidences de dissolution météorique et épikarstification (LS7 in Floquet *et al.*, 2007, SD 2 in Gallois, 2011 et dans cette étude, Fig.3.18).

Au final, la Formation du Vallon de Toulouse correspondrait à une séquence de dépôt dite de 2<sup>ème</sup> ordre (Floquet *et al.*, 2007) d'approfondissement, puis de diminution de profondeur par comblement sédimentaire surtout fait de faciès originellement granulaires, bioclastiques et oolitiques, jusqu'à émergence.

Dans le secteur de la Nerthe, les faciès dolomités se montrent bréchifiés. Les qualités des éléments : hétérométriques (de quelques mm à plusieurs cm de taille), monogéniques, anguleux, indiquent un faible ou non déplacement, et probablement une bréchification par surpression de fluide (Fig. 3-19, C et D).

### **3.3.1.2. Diagenèse**

La Formation du Vallon de Toulouse montre une diagenèse assez homogène dans la mesure où la même succession des phases diagénétiques se retrouve à l'échelle régionale. Les phases qui se succèdent sont : 1) micritisation, 2) cimentation isopaque périgranulaire IC, 3) dissolution des bioclastes et du cœur des ooïdes, 4) dolomitisation en remplacement et en ciment D1, 5) dissolution partielle de D1, fracturation F1 et dolomitisation D2, 6) calcite de blocage C1, fracturation F2 et dédolomitisation, et 7) microsparite C2.

#### **3.3.1.2.1. Micritisation**

##### Description :

Cette micritisation se résume à une enveloppe sombre à la périphérie des grains.

##### Interprétation :

La micritisation des bioclastes aurait eu lieu à l'interface eau-sédiment ou sous quelques centimètres de sédiment par des organismes microperforants (Henrich et Wefer, 1986; Freiwald, 1995). Les enveloppes micritiques, en fantômes, ont permis une certaine préservation des grains malgré leur dissolution et dolomitisation (Fig. 3-20, A).

#### **3.3.1.2.2. Ciment isopaque périgranulaire IC**

##### Description :

Un ciment isopaque périgranulaire (IC) est encore visible sur quelques grains malgré la dolomitisation ultérieure (Fig. 3-19, B et 3-20, B). Il est limpide et palissadique, ce qui pourrait indiquer une recristallisation et une stabilisation de ces ciments en domaine météorique avant la dolomitisation D1 (cf. ci-après).

##### Interprétation :

Les ciments IC sont probablement précoces et de diagenèse phréatique marine (Purser, 1973; Schroeder, 1973; Schroeder et Purser, 1986; Brigaud *et al.*, 2009). Il est difficile de remonter à la minéralogie initiale de ces ciments en raison de la dolomitisation. Plusieurs auteurs (Mackenzie et Pigott, 1981; Pigott, 1981; James et Choquette, 1983; Sandberg, 1983; Scoffin, 1987) indiquent que le chimisme de l'océan a changé au cours du Phanérozoïque d'où des

ciments abiologiques soit calcitiques soit aragonitiques, tandis que d'autres auteurs (Heller *et al.*, 1980; Sandberg et Popp, 1981; Strasser, 1986; Chow et James, 1987; Singh, 1987; Swirydczuk, 1988) soutiennent que les minéralogies calcitique et aragonitique ont pu coexister à même époque et font appel, pour expliquer les différences de minéralogies, à des conditions environnementales locales, hydrauliques, physico-chimiques... La plupart des micrites et oïdes du Phanérozoïque auraient été aragonitiques (Bates et Brand, 1990). Comme certains IC sont encore reconnaissables, malgré dissolution et dolomitisation, ils pourraient avoir été en calcite hautement magnésienne (*High Magnesian Calcite* ou HMC), plus stable que l'aragonite à la dissolution en domaine météorique, et qui aurait été dolomitisée *a posteriori*.

#### 3.3.1.2.3. Dissolution des bioclastes et du cœur des oïdes

##### Description :

Les oïdes montrent tous une dissolution plus ou moins forte de leurs cœurs, antécédente à la dolomitisation. Cette dissolution n'a pas affecté les parties micritisées des oïdes dans lesquelles la structure corticale n'est cependant plus identifiable (Fig. 3-20, C et D).

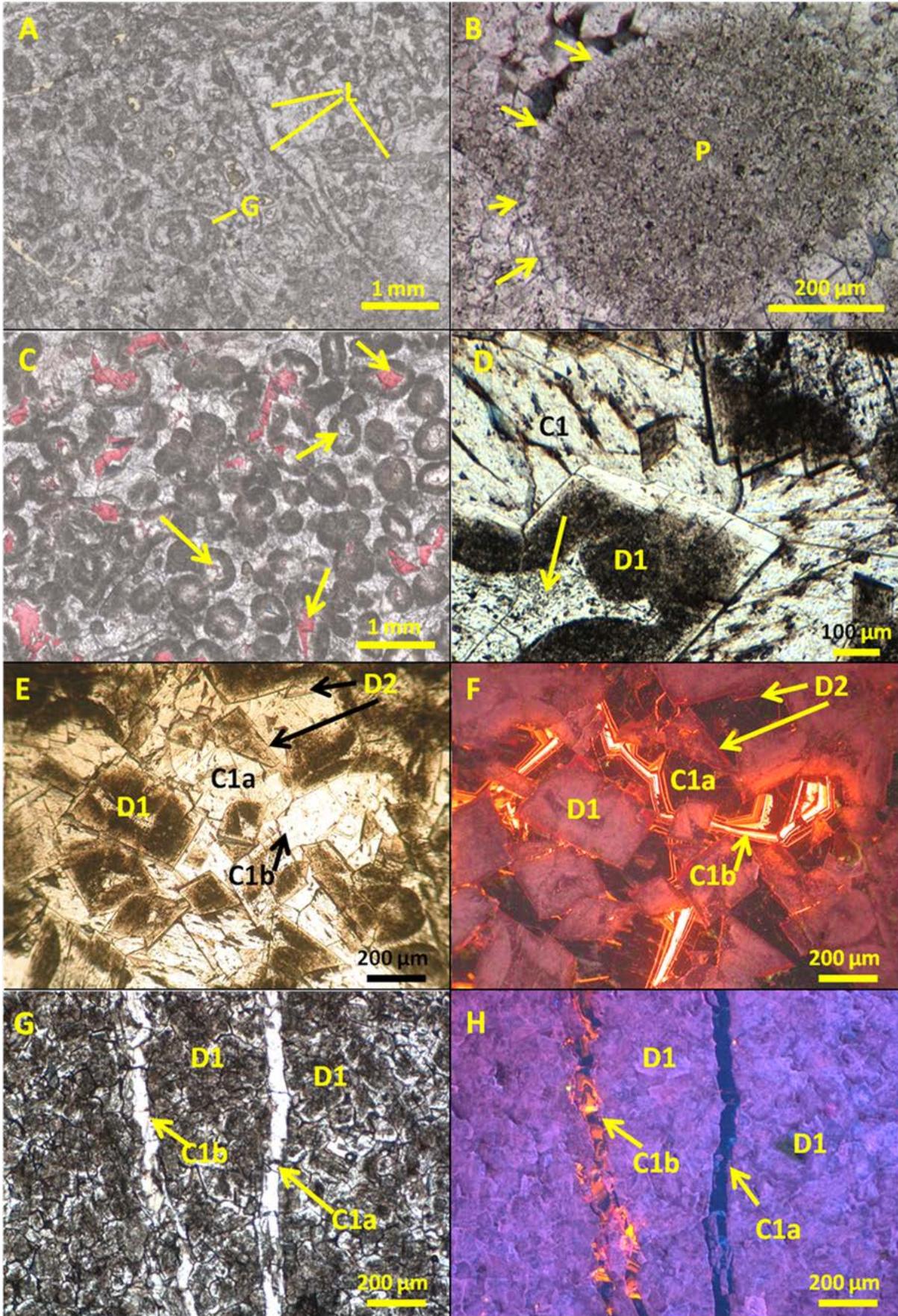
##### Interprétation :

Les oïdes pourraient avoir été en HMC avec une micritisation plus ou moins intense, par analogie aux oïdes de la Formation Smackover (Swirydczuk, 1988). Une autre hypothèse serait que le cœur des oïdes ait été en aragonite et leurs cortex en HMC, ces derniers plus résistants aux dissolution et dolomitisation ultérieures étant préservés en fantômes. La dissolution des oïdes est un phénomène ubiquiste à l'échelle sud-provençale et implique donc un processus de même échelle. Sachant que la Formation du Vallon de Toulouse est localisée sous une discontinuité majeure d'émersion (et probablement d'épikarstification, cf. 3.1.2.1) (Floquet *et al.*, 2007), il est possible qu'elle ait subi une dissolution durant cet épisode, sous faible enfouissement, ce qui est cohérent avec le fait que les oïdes soient peu ou pas compactés (Fig. 3-20, C).

#### 3.3.1.2.4. Dolomite de remplacement et ciment D1

##### Description :

D1 est une dolomite de texture subhédrale à euhédrale avec des cristaux de 200 à 500  $\mu\text{m}$  de taille. En lumière naturelle, quand D1 est en remplacement, elle apparaît sale, et quand D1 est en ciment, elle est limpide. Elle ne montre aucune coloration à l'AFK (Fig. 3-20, C). En cathodoluminescence, elle est de teinte violet terne et montre des surcroissances de dolomite dite D2, limpide en lumière naturelle et rouge terne en cathodoluminescence (Fig. 3-20, E et F). Les cristaux de D1 créent une texture sucrosique qui offre une porosité intercrystalline, fréquemment cimentée par la calcite de blocage C1. Les valeurs de D1 en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $n = 15$ ) varient respectivement de -1,48 à 4,94 ‰ ( $\mu = 1,55$  ‰ et  $SD = 1,98$  ‰) et de -0,57 à 2,69 ‰ ( $\mu = 0,22$  ‰ et  $SD = 1,00$  ‰) (Fig. 3-21). Les valeurs des teneurs en Fe varient de 56,3 à 68,8 ppm, en Mn, de 8,7 à 19,8 ppm, en Na de 66,4 à 1456,9 ppm, et en Sr de 54,2 à 66,0 ppm ( $n$  mesures = 3). La valeur du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de 0,707205.



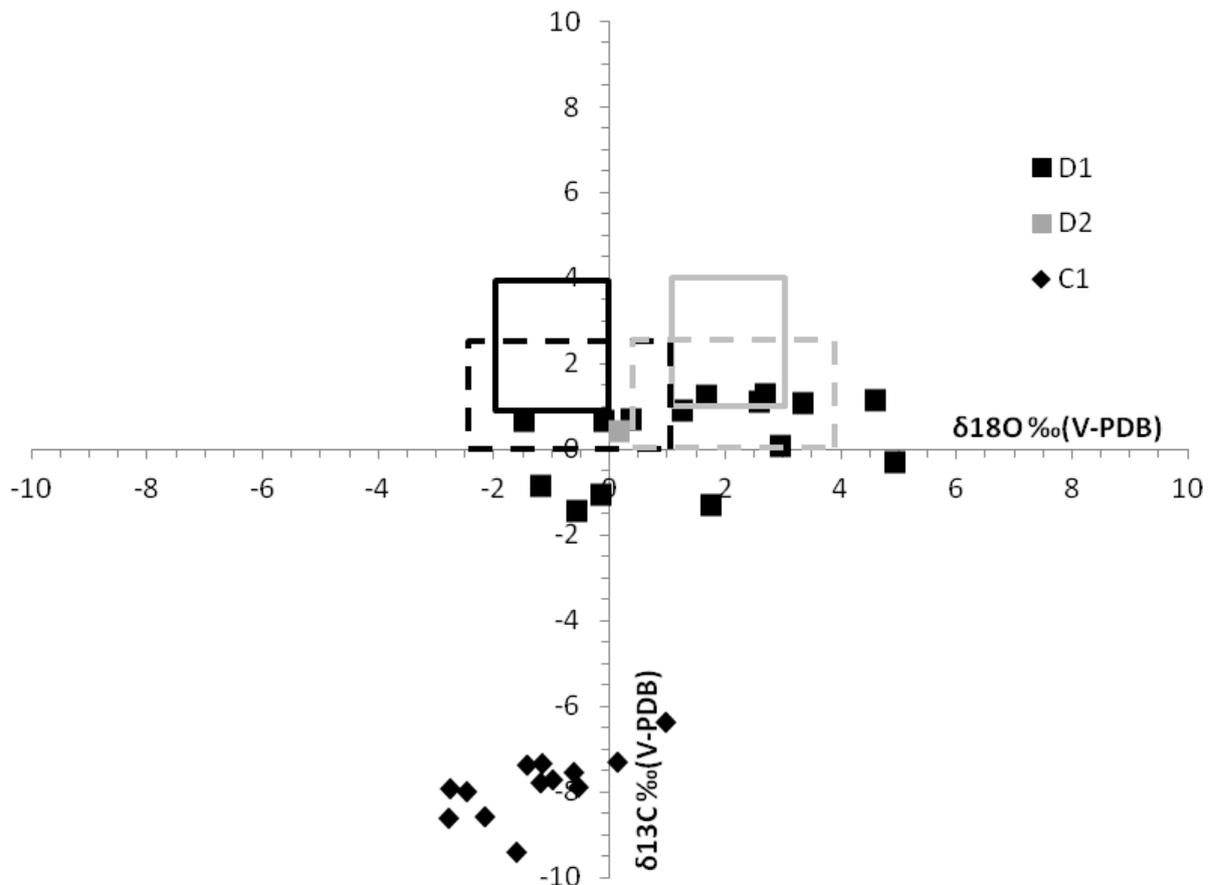
**Figure 3-20 (page précédente) :** Dolomite en remplacement et en ciment D1. Lames observées en lumière naturelle (LN), après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK), et en cathodoluminescence (CL). A- F7 dolomitisé à fantômes de gastéropodes (G) et de lamellibranche (L) (LN, ET 2). B- Fantôme de péloïde (P) dolomitisé entouré d'un ciment périgranulaire (flèches jaunes) (LN, ET 2). C- F7 dolomitisé avec fantômes d'ooïdes et sparite de blocage rose-rouge (flèches jaunes) (LN + AFK, ET 24). D- Zoom sur un rhomboèdre de dolomite (D1) montrant plusieurs fantômes d'ooïdes, un ciment dolomitique intergranulaire (flèche jaune) et de la sparite de blocage C1 dans la porosité intercrystalline (LN, ET 23). E- F7 dolomitisé par D1 à texture euhédrale, avec fantômes d'ooïdes, et sparite de blocage (C1a et C1b). D2 forme un fin liseré en surcroissance limpide sur D1 (LN, ET 23). F- D1 à teinte rouge sombre terne, et D2 en surcroissance rouge vif. C1 de blocage montre un cœur non-luminescent (C1a) et des bords zonés orange et jaune vifs (C1b) (CL, ET 23). G- F7 dolomitisé à fantômes de péloïdes, avec fracture remplie par C1 (LN, ET4a). H- D1 de teinte violet terne, C1a non-luminescente et C1b zonée à teintes orange et jaune vif (CL, ET4a).

#### Interprétation :

La texture euhédrale de la dolomite D1 indique qu'elle s'est formée dans une gamme de température inférieure à 50°C (Sibley et Gregg, 1987). La texture, avec préservation de fantômes d'ooïdes, traduit une dolomitisation d'un calcaire plutôt que de la dolomitisation d'une dolomite pré-existante, ce qui rejoint l'interprétation de Nagy *et al.* (2004) pour des faciès identiques. La teinte de cathodoluminescence violet terne à bordeaux terne est la teinte intrinsèque de la dolomite (Amieux, 1981) indiquant qu'elle n'est ni inhibée par Fe ni activée par Mn, ce que confirment ses faibles teneurs en Fe et Mn. Ces valeurs suggèrent un fluide dérivé d'eaux marines plutôt que d'eaux météoriques habituellement plus riches en Fe et Mn (Brand et Veizer, 1980; Moore, 2001a). Les deux fortes valeurs de Na, autour de 1000 ppm, sont proches de celles des dolomites marines actuelles. Par contre, les faibles valeurs de Sr ne correspondent pas à celles des dolomites marines actuelles (Land et Hoops, 1973; White, 1978; Land, 1980). Cette contradiction pourrait être expliquée de trois façons :

- par la contamination des dolomites par des inclusions intracrystallines de NaCl, augmentant la teneur en ppm de Na ;
- par une recristallisation rapide de la dolomite en domaine marin, faisant chuter sa teneur en Sr d'après le mécanisme décrit par Land (1980) et Dawans et Swart (1988) ;
- par la contamination actuelle des échantillons à haute teneur en Na par les embruns, la mer se trouvant à moins de 10 km (explication peu vraisemblable).

La deuxième explication ne peut être retenue, la dissolution des ooïdes étant antérieure à la dolomitisation, et le système ayant quitté le domaine marin précoce. Une contamination des dolomites par le sodium marin du Jurassique semble plus plausible, les basses valeurs de Sr et Na reflétant plutôt les teneurs réelles des dolomites, ce qui implique une altération diagénétique ultérieure à la dolomitisation D1, probablement des recristallisations vers des valeurs plus stœchiométriques de la dolomite, recristallisations souvent associées à des baisses de la teneur en Sr et Na (Bein et Land, 1983; Banner, 1995).

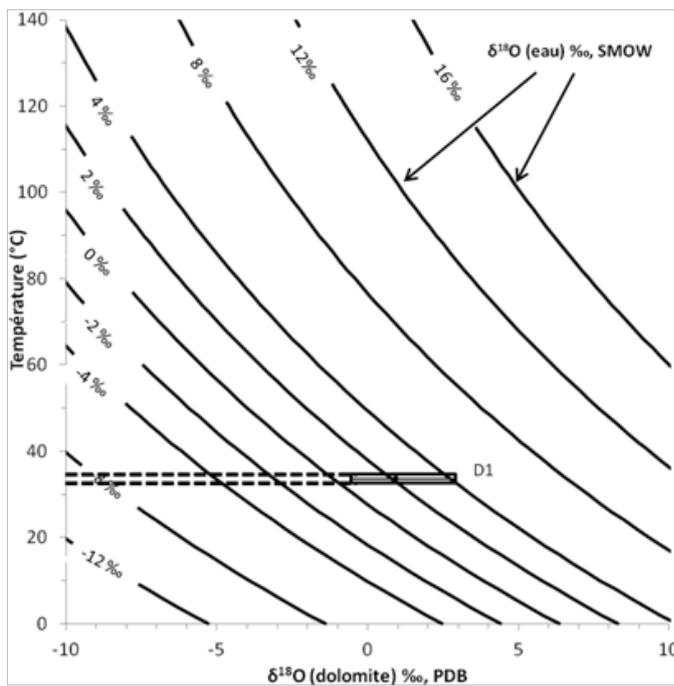


**Figure 3-21 :** Valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ‰ de la dolomite D1, de la dolomite D2 et de la calcite C1. Le rectangle noir marque les valeurs des calcaires marins de l’Oxfordien supérieur et le rectangle noir en tireté marque les valeurs du Tithonien, d’après Allan et Wiggins (1993), Dera *et al.*(2011) et Gigout (2011). Le rectangle en trait plein gris montre les valeurs attendues pour la dolomite marine à l’Oxfordien supérieur et le rectangle en tireté gris montre les valeurs attendues pour la dolomite marine au Tithonien, avec un fractionnement positif de 3 ‰ (Land, 1980).

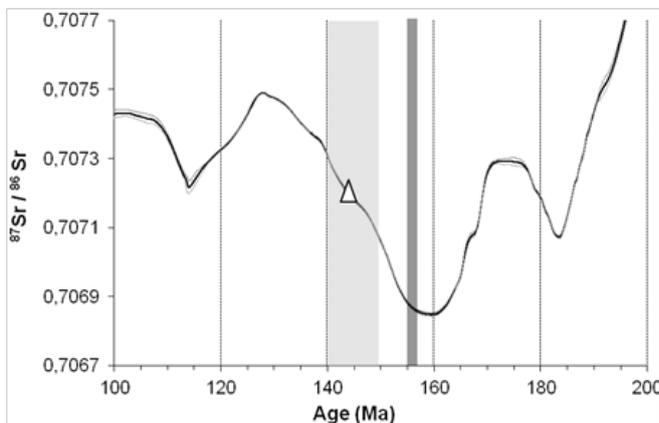
Les valeurs isotopiques en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) de la dolomite D1 sont situées au-delà des valeurs des calcaires marins de l’Oxfordien supérieur. Malgré le fractionnement positif de 3 ‰ de la dolomite (Land, 1980), seule une partie des valeurs de D1 se trouve dans la gamme des valeurs attendues. La partie située au-delà indique une évaporation du fluide parent de la dolomite. Ce fluide serait originaire d’environnements de dépôts évaporatoires et à forte salinité, ce qui n’est pas compatible avec les environnements de dépôts de la Formation du Vallon de Toulouse qui étaient ouverts sur le domaine marin franc, à fort hydrodynamisme, et *in fine* non propices à la génération de saumures. Les sources majeures de magnésium pourraient avoir été les environnements de dépôts inter- à supratidaux des Formations du Défens, de La Gineste et de La Madrague de Montredon, ayant généré des corps dolomitiques stratiformes précoces (cf. ci-après).

C’est pour cette raison que les valeurs des calcaires et des dolomies marines du Tithonien ont été reportées (Fig. 3-21) : en effet, les valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) de la dolomite D1 indiquent qu’elle pourrait provenir de fluides d’âge Tithonien. L’infériorité des valeurs mesurées par rapport aux valeurs attendues indiquerait une recristallisation sous température plus élevée, durant l’enfouissement, ce qui est compatible avec les valeurs des éléments traces.

Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$ , en partie plus négatives que celles attendues, montreraient l'influence du passage du fluide parent dans la zone de réduction des sulfates dans les premiers mètres du sédiment (Allan et Matthews, 1982; Burns et Baker, 1987), ce qui pourrait expliquer aussi les faibles valeurs en Mn et Fe, ces éléments étant réduits en sulfures (Bernier, 1969; Bernier, 1984) et donc moins concentrés dans le fluide interstitiel pour la dolomitisation ultérieure. La dolomite D1 serait donc issue d'un fluide d'origine marine sous faible enfouissement, probablement ultérieurement à la diagenèse directement liée à la discontinuité d'émersion SD2, c'est à dire durant le dépôt des formations dolomitiques tithoniennes, ce qui signifie sous un enfouissement maximum compris entre 250 et 300 m.



**Figure 3-22 :** Distribution de la moyenne (point noir) et de l'écart-type (trait horizontal noir passant par le point noir) de D1 sur le diagramme de fractionnement, montrant la température en fonction du  $\delta^{18}\text{O}$  (PDB) pour différentes valeurs du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$  en prenant l'équation de Fritz et Smith (1970).



**Figure 3-23 :** Report de la valeur du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de D1 (triangle blanc) sur la courbe de McArthur et Howarth (2004). La tranche de temps Tithonien est représentée en grisé. La courbe noire représente les valeurs moyennes d'âge, et les courbes grises représentent l'intervalle de confiance à 95 %. La valeur de D1 montre que celle-ci est issue d'eau marine tithonienne, donc d'âge plus récent que celui du dépôt de la Formation du Vallon de Toulouse (la bande gris foncé représente la tranche de temps Oxfordien supérieur).

Étant donné que la Provence se trouvait à une latitude de 27 à 30°N au Tithonien (Dercourt *et al.*, 1993), les températures des eaux de surface devaient être d'environ 25 à 30°C (Liedmann et Koch, 1990). En prenant un gradient géothermique normal de 30°C/km, la dolomite D1 se serait formée entre 32,5 et 34°C, ce qui correspondrait à des fluides avec des  $\delta^{18}\text{O}$  (V-SMOW) > 0 ‰ et dépassant les 4 ‰ (Fig. 3-22). Ces salinités de  $\delta^{18}\text{O}$  (SMOW) sont celles de fluides marins soumis à évaporation, en cohérence avec les fluides dolomitisants et générant des évaporites d'âge Tithonien.

La valeur de 0,707205 du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est celle d'une eau marine d'âge Tithonien, ce qui est en parfaite cohérence avec l'interprétation émise précédemment (Fig. 3-23).

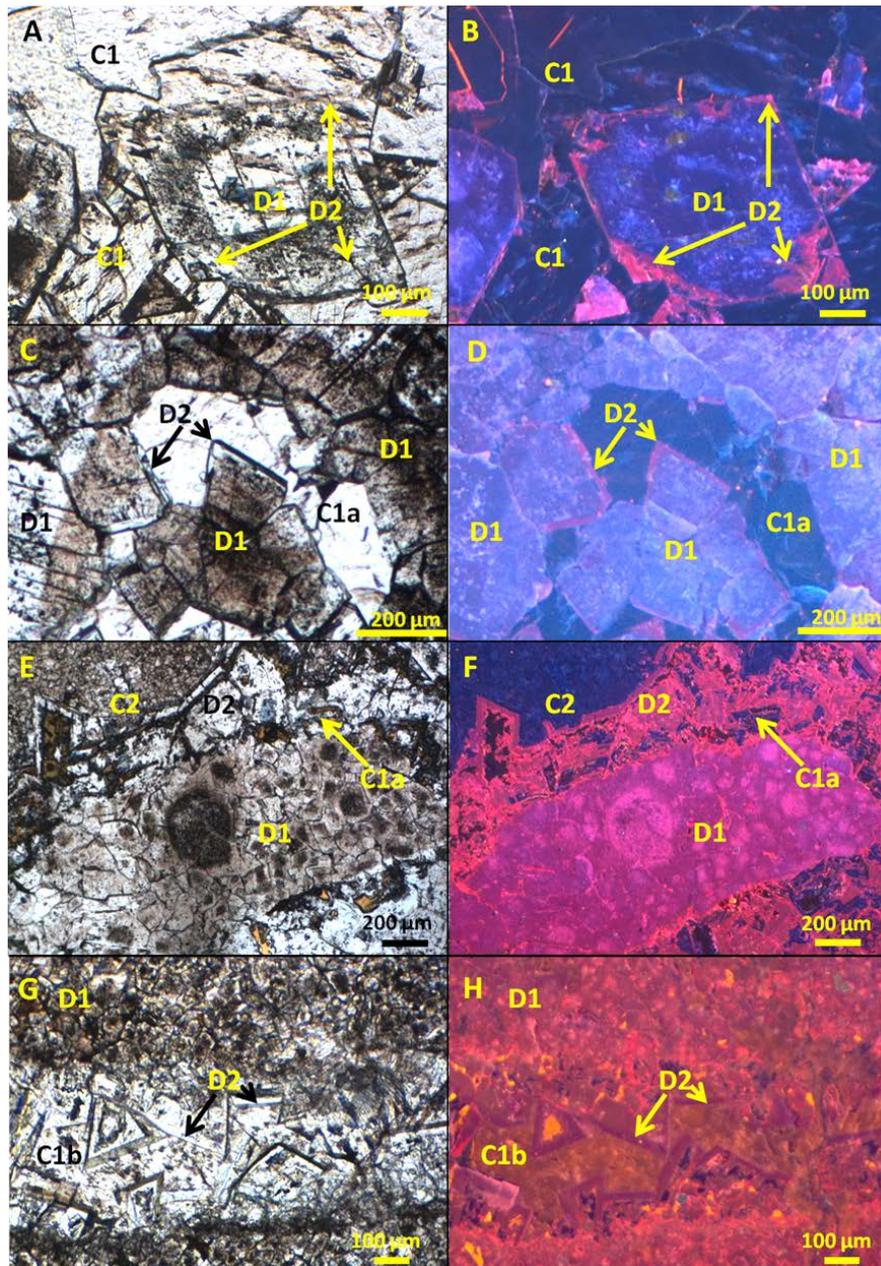
### 3.3.1.2.5. Dissolution partielle de D1, fracturation F1 et dolomite D2

#### Description :

Dans de nombreux cas, D1 montre des golfes de dissolution que comble D2 par surcroissance sur D1 (Fig. 3-24, A et B). D2 vient aussi en remplissage des premières fractures (F1) observables dans cette formation. D2 est limpide en lumière naturelle et rouge faiblement luminescente en cathodoluminescence (Fig. 3-24, A, B, C et D). Elle est épaisse de quelques dizaines de  $\mu\text{m}$  au maximum, ce qui n'a pas permis son prélèvement systématique pour des mesures géochimiques. Sa seule valeur de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) est de 0,16 ‰ et 0,42 ‰ respectivement (Fig. 3-21).

#### Interprétation :

D2 est synchrone d'une première phase de fracturation F1. Comme cette fracturation affecte D1, elle lui est postérieure et aurait donc eu lieu sous un enfouissement supérieur à 250 à 300 m. D2 se met aussi en place avant la stylolitisation, processus qui peut débuter à partir de 300 m selon Fabricius (2000) et présente son intensité maximum entre 600 et 900 m (Dunnington, 1967a; Lind, 1993). Cette surcroissance D2 sur corrosion pourrait être interprétée comme le résultat de dissolution de la dolomite D1 aussitôt suivie de recristallisation locale, dans un système semi-clos avec peu d'export de dolomite dissoute, seulement dans les fractures F1. Une corrosion sous faible enfouissement pourrait être liée à des infiltrations d'eaux météoriques ou de *mixing* (Bögli, 1964; Plummer, 1975). D2, d'après sa signature isotopique, semble en tous cas issue d'un fluide avec le même stock de carbone et d'oxygène que D1, ce qui appuierait l'hypothèse d'une diagenèse en système assez clos.



**Figure 3-24 :** Corrosion de D1 et précipitation de D2 ; sparite de blocage C1. Lames observées en lumière naturelle (LN) et en cathodoluminescence (CL). A- D1 avec surcroissance limpide de D2, sparite de blocage C1 (LN, ET 26). B- D1 (violet terne à bleu nuit) montrant des corrosions et remplissage des golfes de corrosion par D2 (rouge terne et vif), sparite de blocage C1 (non luminescente et zonée orange) (CL, ET 26). C- Ooïdes partiellement dissous et dolomités par D1 avec surcroissance de D2, sparite de blocage C1a (LN, ET 22). D- D1 (violet terne) avec surcroissance de D2 (rouge terne) et sparite de blocage C1a (non luminescente) (CL, ET 22). E- Dolomite D2 en ciment autour de D1, dissoute et dédolomitée en partie par C1. La calcite C2 microsparitique vient en blocage (LN, RO 3). F- Même photographie qu'E avec dolomite D2 à teinte rouge vif à terne, dont le cœur est partiellement dissous, et qui entoure un lithoclaste ou bioclaste transformé en D1 (CL, RO 3). G- Dolomite D2 en ciment dans une fracture et en appui sur D1 (sale). D2 est dissoute et dédolomitée en partie par C1b (LN, RO 2). H- Même photographie que G avec dolomite D1 de teinte rose terne et dolomite D2 en ciment dans la fracture à teinte rouge vif au cœur et violet terne pour la dernière bande. La sparite C1b dédolomitise en partie D2 avec une teinte noir à orange vif et vient en blocage avec une teinte orange terne (LN, RO 2).

### 3.3.1.2.6. Calcite de blocage C1, fracturation F2 et dédolomite

#### Description :

La calcite de blocage C1 est une sparite à cristaux de 50 à 500 µm de taille. Elle est limpide en lumière naturelle, rouge en coloration à l'AFK, et zonée en bandes noires (C1a) et jaune-orangées (C1b) en cathodoluminescence (Fig. 3-25). Elle est associée à une fracturation F2 qui recoupe toutes les phases précédentes. C1 vient en blocage des vides et est associée à la dédolomitisation de D1 et D2. Elle contient des inclusions monophasées liquides. Ses clivages sont bien soulignés. Elle est antérieure à la stylolitisation. Ces valeurs (n = 18) en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) vont de -2,78 ‰ à 0,98 ‰ ( $\mu = -1,15$ ,  $\text{SD} = 1,04$ ) et de -7,30 ‰ à -10,65 ‰ ( $\mu = -8,45$ ,  $\text{SD} = 1,30$ ) respectivement (Fig. 3-22). Une valeur du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de 0,708392.

#### Interprétation :

La zonation en cathodoluminescence de cette calcite C1 indique des changements fréquents du potentiel d'oxydo-réduction, du pH ou de la teneur en éléments traces, du fluide qui est à son origine (Amieux, 1982; Machel, 1985). Les valeurs assez basses de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  pourraient indiquer des fluides météoriques contenant du carbone dérivé des sols, généralement enrichi en  $^{12}\text{C}$  en raison de la dégradation de la matière organique (Hudson, 1977; James et Choquette, 1984). Ceci implique une proximité du carbone dérivé de sols, car le fluide n'a pas été tamponné par les carbonates marins fossiles durant son évolution jusqu'à la précipitation de C1. Les inclusions liquides montrent que C1 s'est formée à une température inférieure à 50°C soit, avec un gradient géothermal de 30°C/km, à moins de 1600 m, ce qui est accord avec le fait que l'enfouissement de ces séries n'aurait pas dépassé 1400 m (Gallois, 2011) et cf. 3.5.). La valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  donne un âge Aquitaniien, ce qui indiquerait une interaction avec des carbonates marins de l'Aquitaniien au Burdigalien (Fig. 3-26) et en conséquence une origine télogénétique, cohérente avec les signatures isotopiques et ses teintes de cathodoluminescence.

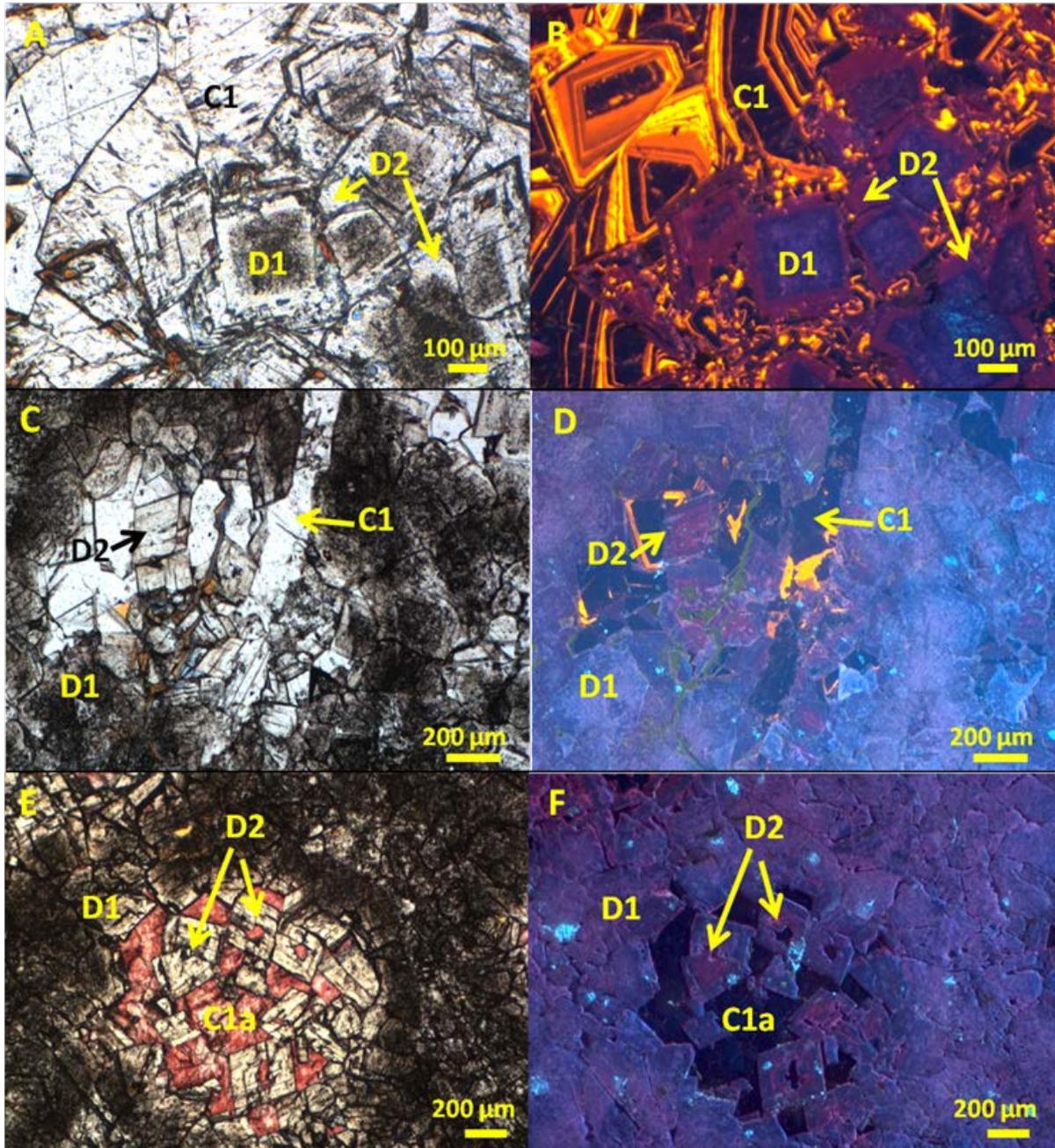
### 3.3.1.2.7. Microsparite C2

#### Description :

La microsparite C2 est présente en cristaux de 5 à 10 µm de taille, de teinte sale en lumière naturelle (Fig. 3-24, E). Elle vient en blocage des ciments D2. En cathodoluminescence, elle est sombre et montre quelques taches orange (Fig. 3-24, F). Elle n'a pas été analysée géochimiquement en raison de sa très faible occurrence dans la formation (1 seule observation).

#### Interprétation :

Comme C2 est postérieure à C1, elle est donc aussi télogénétique.

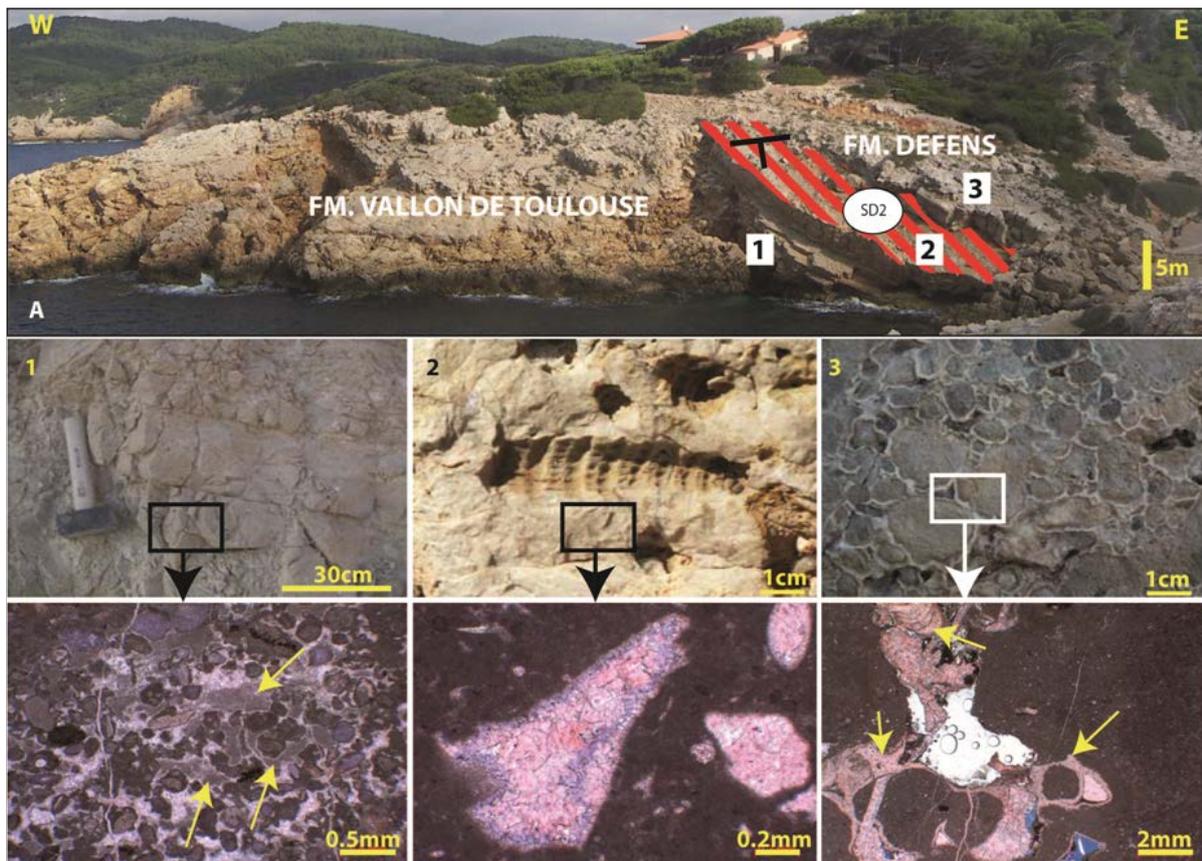


**Figure 3-25 :** Calcite de blocage C1. Lames observées en lumière naturelle (LN) et en cathodoluminescence (CL). A- Sparite de blocage C1 entourant les dolomites D1 et D2 (LN, ET 25). B- Sparite de blocage C1 à cœur non luminescent et à bords zonés en noir, orange terne et jaune vif (CL, ET 25). C- Sparite de blocage C1 entourant D1 et D2 et en remplissage de fracture F2 (LN, ET 27). D- Sparite de blocage C1 à cœur non luminescent et à bord orange vif entourant D1 et D2 (CL, ET 27). E- Sparite de blocage C1a non ferreuse (rouge) entourant D1 et D2 au cœur d'un oolite F- Sparite de blocage non luminescente C1a entourant D1 et D2 au cœur d'un oolite (CL, ET 27).

### 3.3.2. La Formation du Défens : sédimentation et diagenèse en environnement palustre, après une discontinuité d'émersion et de dissolution (Kimméridgien supérieur ? - Tithonien inférieur)

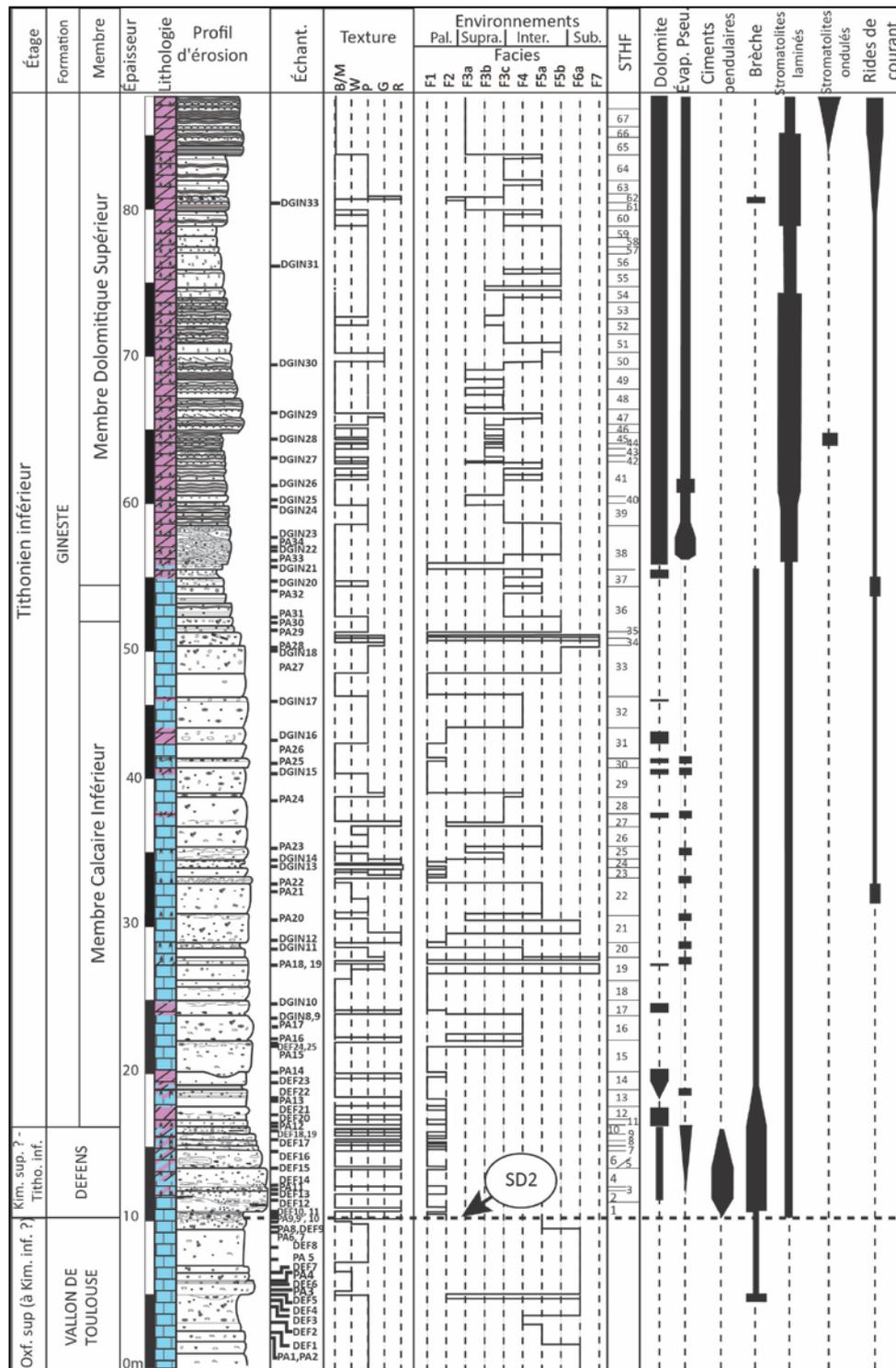
#### 3.3.2.1. Principaux traits sédimentologiques, stratigraphiques et d'évolution environnementale

La discontinuité majeure (surface durcie, perforée, avec dissolutions, épikarstification, fracturation... cf. ci-avant, SD2 sur Fig. 3-18, plus Fig. 3-26) qui sépare les Formations du Vallon de Toulouse et du Défens, correspondrait à une lacune stratigraphique d'une partie (ou de la totalité ?) du Kimméridgien (Floquet et al., 2007), soit à un hiatus temporel qui pourrait être compris entre 2,5 et 5 Ma.



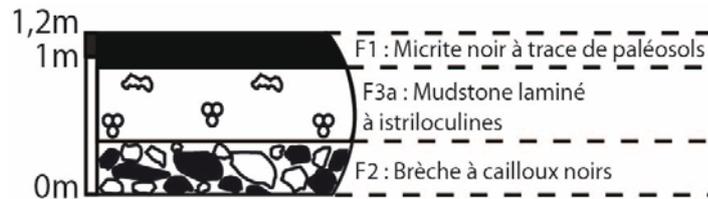
**Figure 3-26 :** Divers aspects de la surface de discontinuité majeure SD2 entre les Formations du Vallon de Toulouse et du Défens. Vues d'affleurements, et de lames colorées à l'AFK. A- Panorama d'une partie de la coupe du Défens. 1- Macro- et microfaciès montrant des remplissages par sédiment interne (flèches) dans F6 sous la discontinuité (LN + AFK, DEF 7). 2- Moules de dissolution de gastéropodes (en haut) et remplissage de vides (en bas) par des ciments non ferreux (rose) puis ferreux (mauve-violet) et à nouveau non ferreux (rose) dans F6 portant la discontinuité (LN + AFK, DEF 9). 3- Ciments anisopaques (flèches) non ferreux (rose) entourant des galets dans F2 à la base de la Formation du Défens, 1,20 m au dessus de la discontinuité, (LN + AFK, DEF 14).

Les Formations du Défens et de La Gineste sont organisées en séquences de dépôts à très haute fréquence (STHF) détaillées par Dalmaso (2001), Dalmaso et Floquet (2002), Floquet et al. (2007), et réétudiées pour cette Thèse (Fig. 3-27).



**Figure 3-27 :** Coupe de la calanque du Dèfens (dans la Baie des Nations), comprenant le sommet de la Formation du Vallon de Toulouse, la Formation du Dèfens dans sa localité type, et plus de la moitié de la Formation de La Gineste. 67 STHF ont été définies, traduisant des évolutions d'environnements de dépôts, de palustres à subtidaux. La dolomitisation est sporadique dans le membre inférieur de la Formation de La Gineste et complète dans son membre supérieur. Oxf. = Oxfordien, Kim. = Kimméridgien, Titho. = Tithonien, inf. = inférieur, sup. = supérieur, Échant. = Échantillons, Pal. = Palustre, Supra. = Supratidal, Inter. = Intertidal et Sub. = Subtidal. B/M = Boundstone-Mudstone, W = Wackestone, P = Packstone, G = Grainstone et R = Rudstone, Évap. Pseu. = Pseudomorphoses d'évaporites. Se reporter à la légende volante pour la signification des figurés.

Une séquence typique de la formation du Défens exprime l'introduction en environnement de marais, sous conditions de tempêtes (faciès F2), d'environnements sous influences marines, supratidaux à intertidaux (faciès F3a), puis le retour d'environnements palustres avec paléosols et pédodiagenèse associée (faciès F1) (Dalmasso, 2001 ; Floquet *et al.*, 2007) (Fig. 3-28).

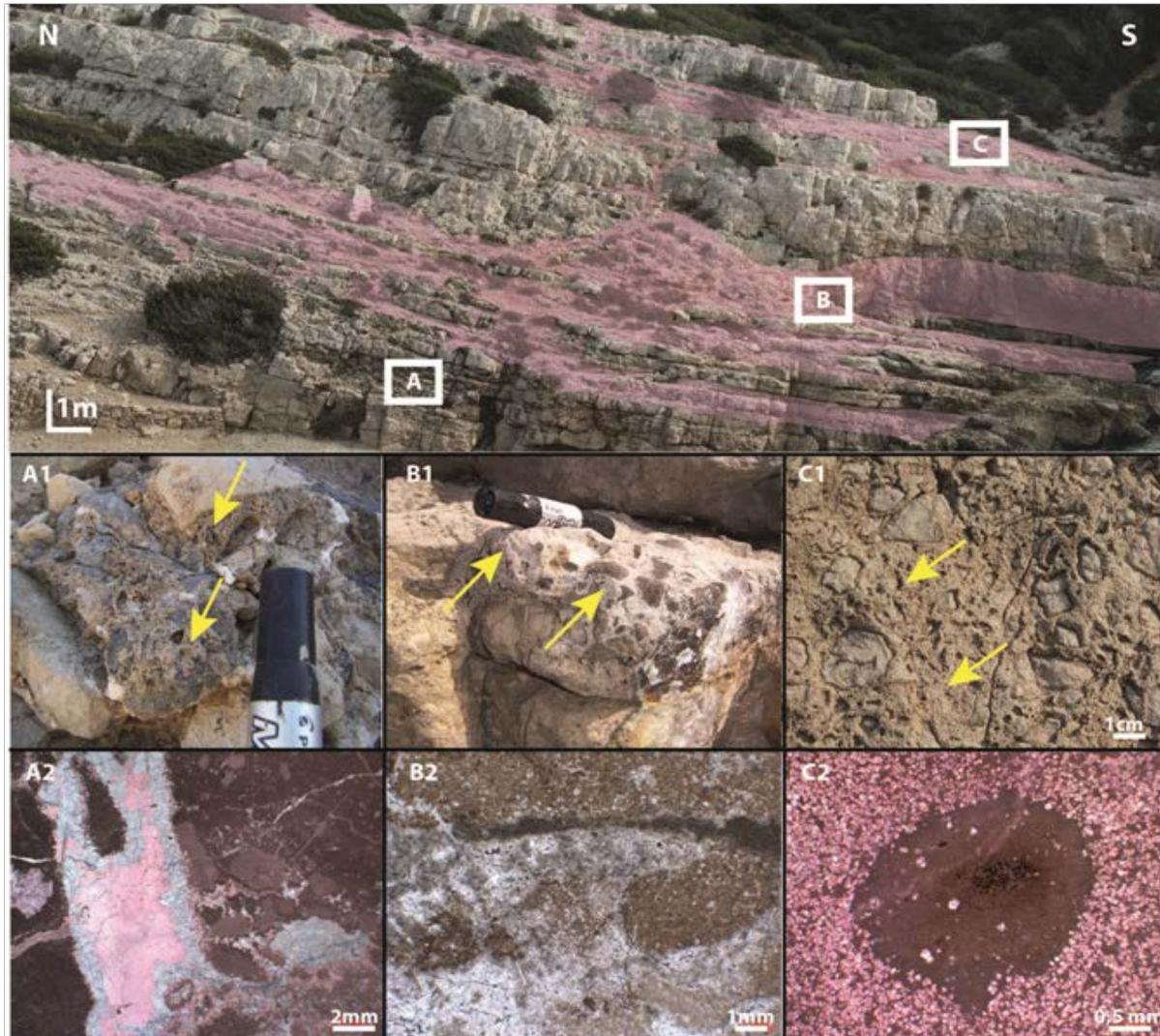


**Figure 3-28 :** Une STHF typique de la Formation du Défens montrant la succession de faciès F2 et F3a d'environnements supratidal à subtidal et de faciès F1 d'environnement palustre , soit une séquence d'inondation marine brutale (tempestite) puis de régression marine par remblayage sédimentaire jusqu'à émerision et installation de marécages.

Au sein des STHF de ce type, les épi- (sinon véritables) karsts sont nombreux, incluant des remplissages sédimentaires pouvant pénétrer profondément vers le bas en traversant plusieurs séquences (cas des séquences 4 et 3 sur les Figs. 3-8, A et 3-27). Calcrètes, ciments vadoses abondent, traduisant bien le double impact des diagenèses météorique et marine dans la genèse de la formation (cf. paragraphe suivant sur la diagenèse).

A une échelle supérieure, l'empilement des séquences STHF, montre l'accentuation des avancées franchement marines et, ainsi, une évolution générale vers des environnements de moins en moins palustres et de plus en plus supratidaux à intertidaux. La Formation du Défens a donc parfaitement enregistré une transgression marine (Dalmasso, 2001 ; Dalmasso et Floquet, 2002 ; Floquet *et al.*, 2007).

Au passage à la Formation de La Gineste, survient une dolomitisation marquée, associée au développement d'environnements inter- à supratidaux de type sebkha. Puis, à la partie inférieure de la Formation de La Gineste (Membre Calcaire Inférieur), les environnements de dépôts deviennent à dominante subtidale, exprimant probablement un maximum (relatif) d'approfondissement et/ou de transgression marine. La partie supérieure de la Formation de La Gineste (Membre Dolomitique Supérieur) est caractérisée par le retour d'environnements évoluant de subtidaux peu profonds à inter- et supratidaux, associés à une dolomitisation quasi générale. Les dolomites sont agencées en corps stratiformes, épais de 20 cm à 1 - 2 m, et continus à l'échelle de l'affleurement (centaine de mètres) (Fig. 3-29).



**Figure 3-29** : Dolomite stratiforme et envahissante au sommet de la Formation du Défens et à la base de la Formation de La Gineste (transition), en relation avec la genèse des séquences de dépôts. La dolomite (flèches jaunes) affecte F2 (A1 et B1) et F4 (C1) et semble avoir eu lieu après le dépôt, en ciments (A1) et en remplacement (B1 et C1). A2- Dolomite autour des éléments en ciment sparitique (blanc) (lame colorée à AFK, DEF 15). B2- Fantômes de cailloux noirs dans la dolomite (lame colorée à AFK, DEF 19). C2- Oncoïde résistant à la dolomite de remplacement partiellement dédolomitisé (rose-rouge) (lame colorée à AFK, DGIN 22).

### 3.3.2.2. Diagenèse

Mis à part la diagenèse intrinsèque à la discontinuité sédimentaire majeure séparant les Formations du Vallon de Toulouse et du Défens, les Formations du Défens et de La Gineste montrent les phases diagénétiques successives suivantes : 1) dolomitisation de remplacement et pyrite dans les paléosols, 2) cimentation anisopaque en pendants, aragonitiques et en calcite hautement magnésienne (HMC) et cimentation micritique, 3) cimentation anisopaque en pendants laminés en calcite faiblement magnésienne, microstalactites, calcrètes, cimentation micritique et ciment de calcite en mosaïque équi-granulaire, 4) dolomitisation en remplacement et en ciment D1, 5) dissolution et

recristallisation de l'aragonite et de la calcite HMC en calcite LMC (EC), 6) cimentation dolomitique D2, 7) compaction mécanique, 8) calcite de blocage non ferreuse SB1 et fracturation F1, 9) calcite de blocage ferreuse SB2 et fracturation F2, 10) compaction chimique et stylolitisation, et 11) calcite de blocage non ferreuse SB3, fracturation F3 et dédolomitisation.

### 3.3.2.2.1. Ciments associés à la discontinuité majeure SD2

#### Description :

Macroscopiquement, SD2 montre des figures de dissolution et d'épikarstification (Fig. 3-30, A et B), des perforations, de la ferruginisation et de la fracturation. Sous SD2, les vides de dissolution sont comblés par des sédiments internes (Fig. 3-26, 1). Sur SD2 même, les vides de dissolution sont aussi remplis par des sédiments internes silteux, et en plus par des ciments calcitiques anisopaques (CCA), épais de 10 à 100  $\mu\text{m}$ , qui sont (Fig. 3-30, C, D et E) :

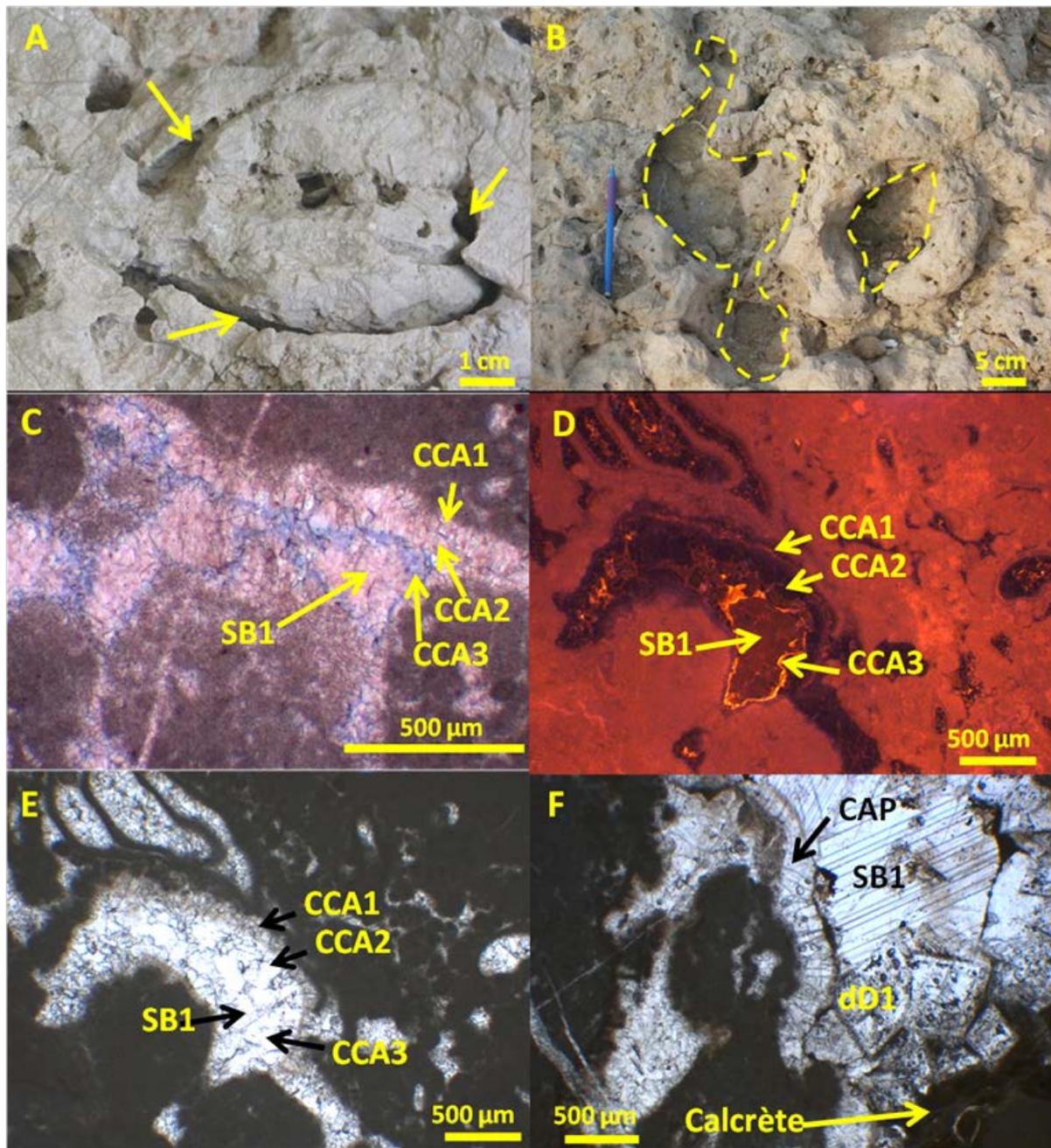
- de la calcite non ferreuse, fibreux, sale en LN, à fantômes de laminations, non luminescente à faiblement luminescente orange terne (CCA1), épaisse de 10 à 200  $\mu\text{m}$  ;
- de la calcite non ferreuse, drusique, limpide en LN, non luminescente à marron terne (CCA2), épaisse de 50 à 300  $\mu\text{m}$  ;
- de la calcite ferreuse, limpide en LN, luminescente orangé à jaune vif (CCA3), épaisse de 1 à 25  $\mu\text{m}$ .

La porosité résiduelle est bloquée par une sparite SB1 non ferreuse avec des cristaux pouvant atteindre une taille de 500  $\mu\text{m}$ . Certains vides sont comblés par des ciments anisopaques pendants CAP, puis par des calcrètes et des dédolomites (Fig. 3-30, F).

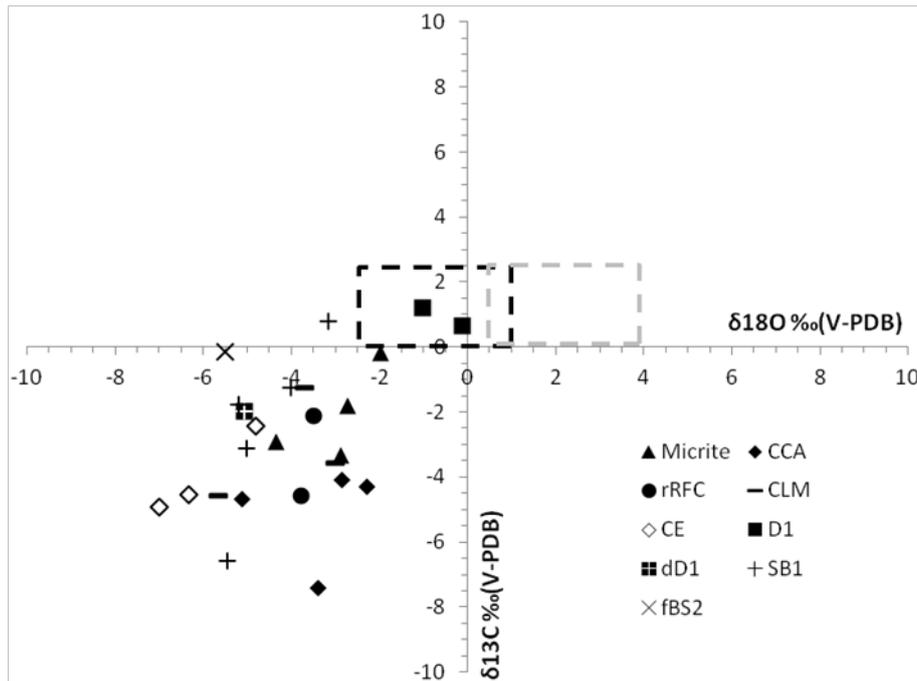
Les valeurs isotopiques des CCA (1, 2 et 3 indifférenciées) ( $n = 4$ ) varient de -5,11 à -2,27 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = -3,64$  ;  $SD = 0,19$ ) et de -7,43 à -4,08 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = -3,64$  ;  $SD = 0,19$ ) (Fig. 3-31).

#### Interprétation :

Les ciments calcitiques anisopaques CCA traduisent la mise en place d'une zone vadose. Les inclusions « sales » dans CCA1, laminé en CL, pourraient correspondre à des résidus de matière organique. Les zonations en cathodoluminescence dans la calcite limpide de CCA2 et CCA3 indiqueraient des variations de teneurs en Mn et Fe (ce que souligne la coloration mauve à violette de CCA3). Cette variation de chimisme des ciments serait associée à la ferruginisation de la surface SD2 en relation avec la circulation vadose des eaux météoriques durant la période d'émersion. Les valeurs isotopiques des CCA sont cohérentes avec celles d'eaux météoriques (Brand et Veizer, 1981) et sont différentes des valeurs des carbonates marins du Tithonien. Les calcrètes et la dédolomite postérieurs à CCA pourraient être liés à la diagenèse de remise en eau d'environnement palustre à intertidal. Ainsi SD2 aurait enregistré la diagenèse météorique vadose associée à l'émersion puis la diagenèse liée à la remise en eau.



**Figure 3-30 :** Diagenèse associée à la surface de discontinuité SD2 entre les Formations du Vallon de Toulouse et du Défens (DEF 9a). Photographies d’affleurement et de lames minces observées en lumière naturelle (LN), ou après coloration à l’alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) et en cathodoluminescence (CL). A- Dissolution d’un bivalve laissant son moule vide. B- Epikarstification avec figures (marquées par les tirets jaunes) de *groove* et *basin sensu* James et Choquette (1984). C- Ciments calcitiques anisopaques (CCA) comprenant CCA1 (rose sale), CCA2 (rose), CCA3 (bleu), et sparite de blocage SB1 (rose) (LN + AFK). D- En CL : CCA1 est orange terne à noir, CCA2 noir à marron terne et CCA3 orange à jaune vif. SB1 est marron terne. E- CCA1 est sale alors que CCA2 et CCA3 sont limpides. SB1 est limpide et bloque la porosité résiduelle (même cliché que D en LN). F- Calcrète, dédolomite dD1 et calcite de blocage SB1 en appui sur un ciment anisopaque pendant (CAP) probablement issu d’une diagenèse associée à la Formation du Défens (LN).

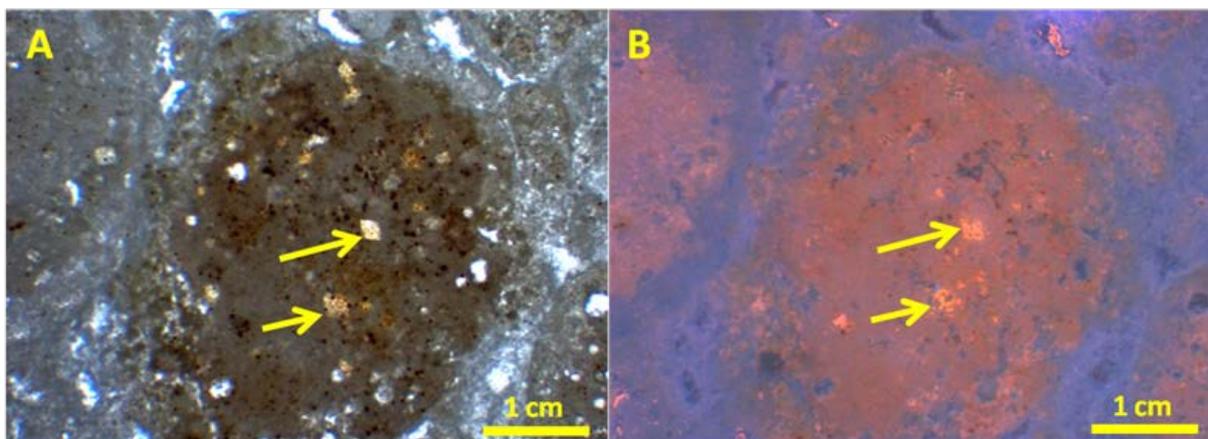


**Figure 3-31 :** Valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ‰ de toutes les phases diagénétiques analysées dans la Formation du Défens. Une covariance positive apparaît entre le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^{13}\text{C}$ . Le rectangle noir en tireté marque les valeurs des calcaires marins au Tithonien, d’après Allan et Wiggins (1993), Dera *et al.*(2011) et Gigout (2011). Le rectangle gris en tireté correspond à la position des valeurs attendues pour la dolomite marine au Tithonien, avec un fractionnement positif de 3 ‰ (Land, 1980). Toutes les valeurs mesurées sont différentes de celles des carbonates marins du Tithonien sauf D1 qui reste néanmoins hors du domaine des dolomites marines du Tithonien.

### 3.3.2.2.2. Dolomite de remplacement et pyrite dans les paléosols

#### Description :

Des rhomboédres de dolomite, dédolomitisés ou dissous, sont visibles dans les glaebules des dépôts de paléosols. Ils sont associés à des cristaux framboïdes de pyrite (Fig. 3-2).



**Figure 3-32 :** A- Dolomite (flèches jaunes) et microcristaux framboïdes de pyrite (points noirs) au cœur d’un nodule de micrite ou glaebule (LN, DEF 12). B- Même faciès que A avec la micrite luminescente rouge (probablement en raison de présence de matière organique) et dédolomite à luminescence orange vif. La pyrite n’est pas luminescente (points noirs) (CL, DEF 12).

Interprétation :

Dolomitisation et pyritisation sont fréquentes dans les paléosols (Freytet et Verrecchia, 2002).

**3.3.2.2.3. Ciments anisopaques pendants aragonitiques et en calcite hautement magnésienne (HMC) recristallisés et ciment micritique**

Description :

Des ciments anisopaques pendants calcitiques, jamais ferreux, sont présents dans la Formation du Défens. Ils peuvent être :

- « sales », à nombreuses inclusions solides, en pendants, à cristaux en dents de chien et palissadiques (CAP) (Fig. 3-33, A et B), noirs à rares *patches* orangés en CL, épais de 50 à 1000  $\mu\text{m}$  ;
- « sales », à nombreuses inclusions solides, à aspect nuageux et fibreux en calcite radiale (rRFC) , rose vif, violet et bleu nuit en CL (Fig. 3-33, C et D), épais de 200 à 500  $\mu\text{m}$ ;
- micritiques (CM), sombres en lumière naturelle, orangés à rosés terne en CL (Fig. 3-33, A, B et F), épais de 10 à 2000  $\mu\text{m}$ .

Les valeurs isotopiques des rRFC (n = 2) varient de -3,78 à -3,50 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = -3,64$  ; SD = 0,19), et de -2,11 à -4,58 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = -3,34$  ; SD = 1,74) (Fig. 3-31).

Interprétation :

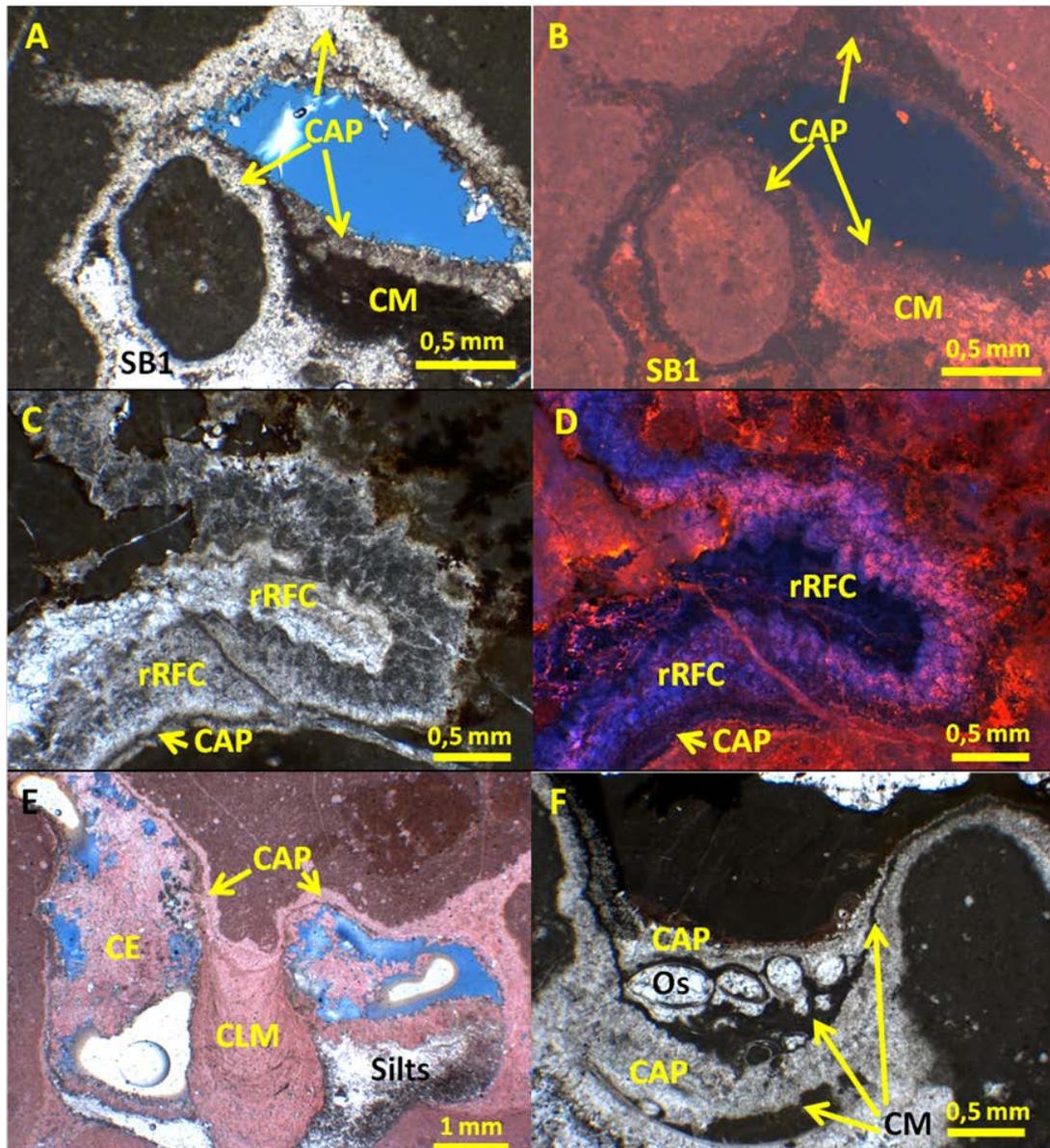
Ces ciments anisopaques caractérisent une zone vadose.

Les morphologies cristallines des ciments CAP à inclusions « sales » dans les sparites en dents de chien ou palissadiques pourraient indiquer un précurseur aragonitique ayant recristallisé après une cimentation de type *beach rock* en domaine marin (Purser, 1969; Grover et Read, 1978).

Les ciments à aspect nuageux et fibreux radial rRFC correspondent probablement à des calcites initialement en HMC et ayant recristallisé (Lohmann et Meyers, 1977; Aissaoui, 1988; Durlet, 1996; Vincent *et al.*, 2007) en LMC. Elles indiqueraient une précipitation en milieu marin (Davies et Nassichuk, 1990), vadose (Stenzel et James, 2009).

Les ciments micritiques CM en HMC peuvent se former soit en milieu marin profond (Schlager et James, 1978; Hook *et al.*, 1984; Wilber et Neumann, 1993), soit en milieu subtidal récifal (Longman, 1980; Pierson et Shinn, 1985), soit encore en milieu intertidal avec formation de *beach rock* (Meyers, 1987) ou non (Durlet, 1996).

Les valeurs isotopiques des rRFC montrent une recristallisation sous eaux météoriques avec un apport de carbone peut être dérivé des sols et faisant chuter le  $\delta^{13}\text{C}$ . L'alternance des rRFC et de ciments anisopaques marins pourrait être indicatrice d'environnement intertidal.



**Figure 3-33 :** Ciments anisopaques pendants aragonitiques et en calcite hautement magnésienne, recristallisés, et ciment micritique. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) et en cathodoluminescence (CL). A- Ciment calcitique anisopaque palissadique « sale » et non ferreux (CAP) probablement d'origine aragonitique et marine, fait de deux générations séparées par un ciment micritique (CM) (LN, DEF 14). B- Même cliché que A (CL) avec le ciment calcitique anisopaque palissadique (CAP) noir, légèrement recristallisé dans les zones orangées vives, ciment micritiques CM rose à orangé terne à vif, et sparite de blocage SB1 rouge terne (DEF 14). C- Ciment en pendants de calcite radiaxiale fibreuse (RFC), à aspect turbide et nuageux, recristallisé (rRFC), sur un ciment pendant anisopaque palissadique CAP (haut à droite de l'image) (LN, DEF 12). D- Même cliché que C (CL) avec la calcite radiaxiale fibreuse recristallisée rRFC à teintes violet terne, rose vif, rouge vif et bleu nuit. La CAP est noire et orange vif et aussi partiellement recristallisée (haut à droite de l'image, DEF 12). E- Ciment anisopaque palissadique (CAP), puis ciment laminé microstalactitique (CLM), tous deux non ferreux. Le vide résiduel est partiellement occupé par des silts ainsi que par une calcite équigranulaire non ferreuse (CE) (LN + AFK, DEF 14). F- Générations successives de ciments et remplissage de sédiment interne à ostracodes (Os.). Du bas vers le haut en succession normale : CAP limpide, CM sombre, CAP limpide, CM sombre, sédiment interne à ostracodes, CAP limpide et CM sombre (LN, DEF 14).

**3.3.2.2.4. Ciments anisopaques pendants laminés en calcite faiblement magnésienne, microstalactites, calcrètes, ciment micritique et ciment de calcite en mosaïque équi-granulaire**

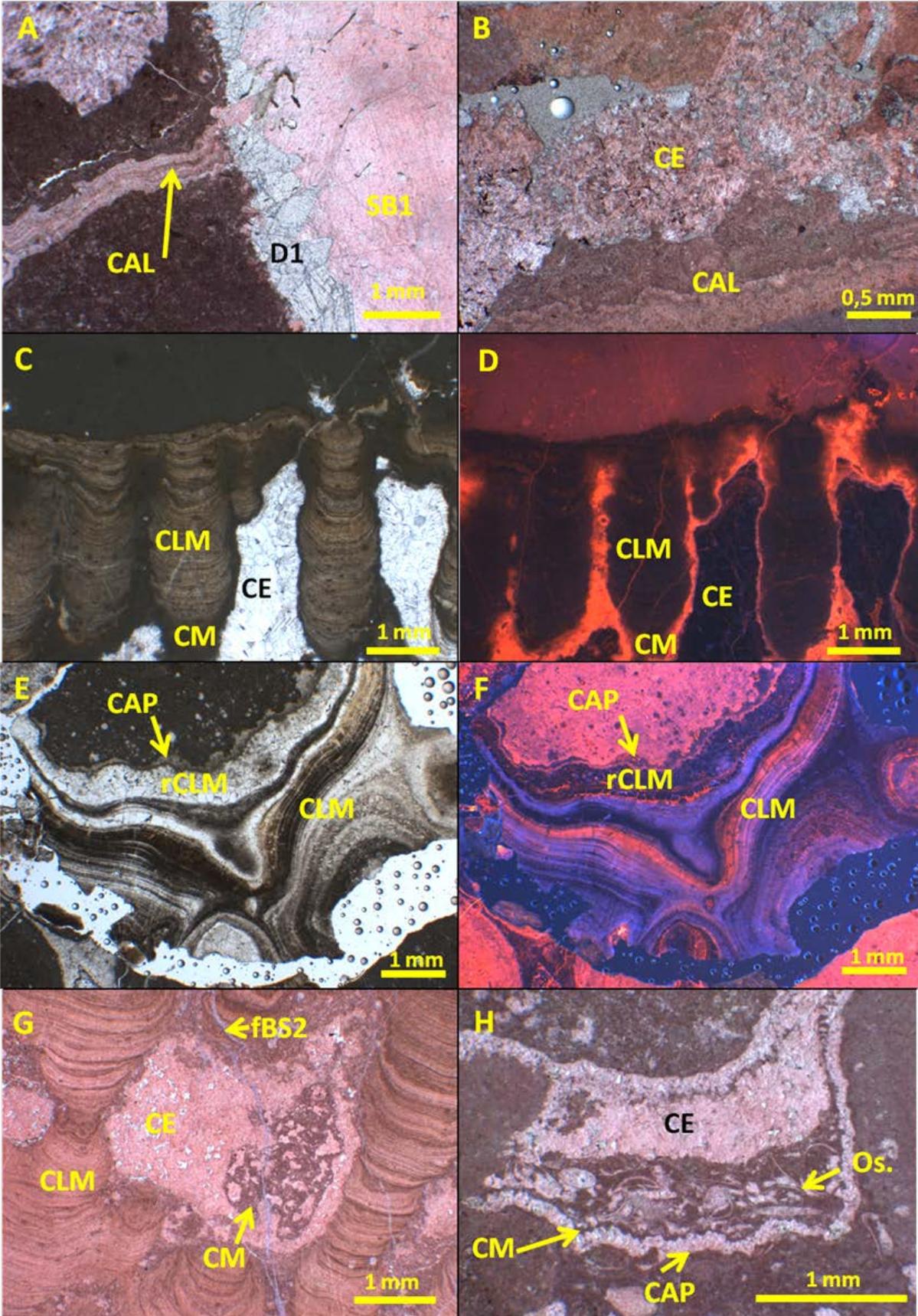
Description :

D'autres ciments anisopaques apparaissent laminés, microstalactitiques (CLM), « sales » en lumière naturelle (présence de matière organique ?) non luminescents en CL, et peuvent former des spéléothèmes épais de 100 µm à quelques cm. Un ciment micritique (CM), orange en CL, est associé à ces ciments microstalactitiques (Fig. 3-34, C et D). Ces CLM peuvent être plus limpides et sont parfois recristallisés en sparite (rCLM). Ils sont alors violets, noirs ou oranges ternes en CL (Fig. 3-34, E et F). Ce type de sparite peut également combler les vides sous la forme d'un ciment en mosaïque équi-granulaire (CE) (Fig. 3-33, E et 3-34, C, D, G et H). Existente aussi des calcrètes laminés, « sales » en lumière naturelle, non luminescents en CL (Fig. 3-34, A et B), épais de 500 µm à 5-6 cm.

Les valeurs isotopiques des CE (n = 3) varient en  $\delta^{18}\text{O}$  de -4,82 à -7,01 ‰ (V-PDB) ( $\mu = -5,57$  ; SD = 1,07), en  $\delta^{13}\text{C}$  de -2,43 à -4,92 ‰ (V-PDB) ( $\mu = -3,49$  ; SD = 1,49). Les valeurs isotopiques des CLM (n = 3) varient en  $\delta^{18}\text{O}$  de -3,00 à -5,67 ‰ (V-PDB) ( $\mu = -4,12$  ; SD = 1,38), en  $\delta^{13}\text{C}$  de -2,11 à -4,58 ‰ (V-PDB) ( $\mu = -3,14$  ; SD = 1,71) (Fig. 3-31).

Interprétation :

Ces ciments anisopaques, notamment ceux structurés en microstalactites (spéléothèmes), caractérisent une zone vadose météorique, d'épikarst à cavités aussi remplies de sédiment interne silteux à ostracodes peut-être cavernicoles (Fig. 3-34, H) (Dunham, 1969 ; Aissaoui et Purser, 1983 ; James et Choquette, 1984 ; Scholle et Ulmer-Scholle, 2004). L'absence de fer dans ces ciments fait que ces derniers étaient peut-être en calcite faiblement magnésienne (LMC), ce que confirmerait le peu de recristallisation observé en cathodoluminescence (Fig. 3-34, D et H). Les ciments micritiques pourraient avoir été associés au développement des calcrètes en domaine météorique (Nash et Smith, 2003 ; Stokes *et al.*, 2007). Le ciment en calcite équi-granulaire (CE) entre les spéléothèmes, parfois pendant et associé au ciment micritique serait aussi d'origine météorique (Müller, 1971 ; Grover et Read, 1978). La similarité des valeurs isotopiques des CLM et des CE indique un fluide parent commun, probablement météorique (avec  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  négatifs) ou de mélange comme le montre la covariance positive des valeurs (Allan et Matthews, 1982) (Fig. 3-31), ce qui est possible étant donné que les dépôts de la Formation du Défens traduisent à l'évidence des répétitions d'émersions et d'immersions.

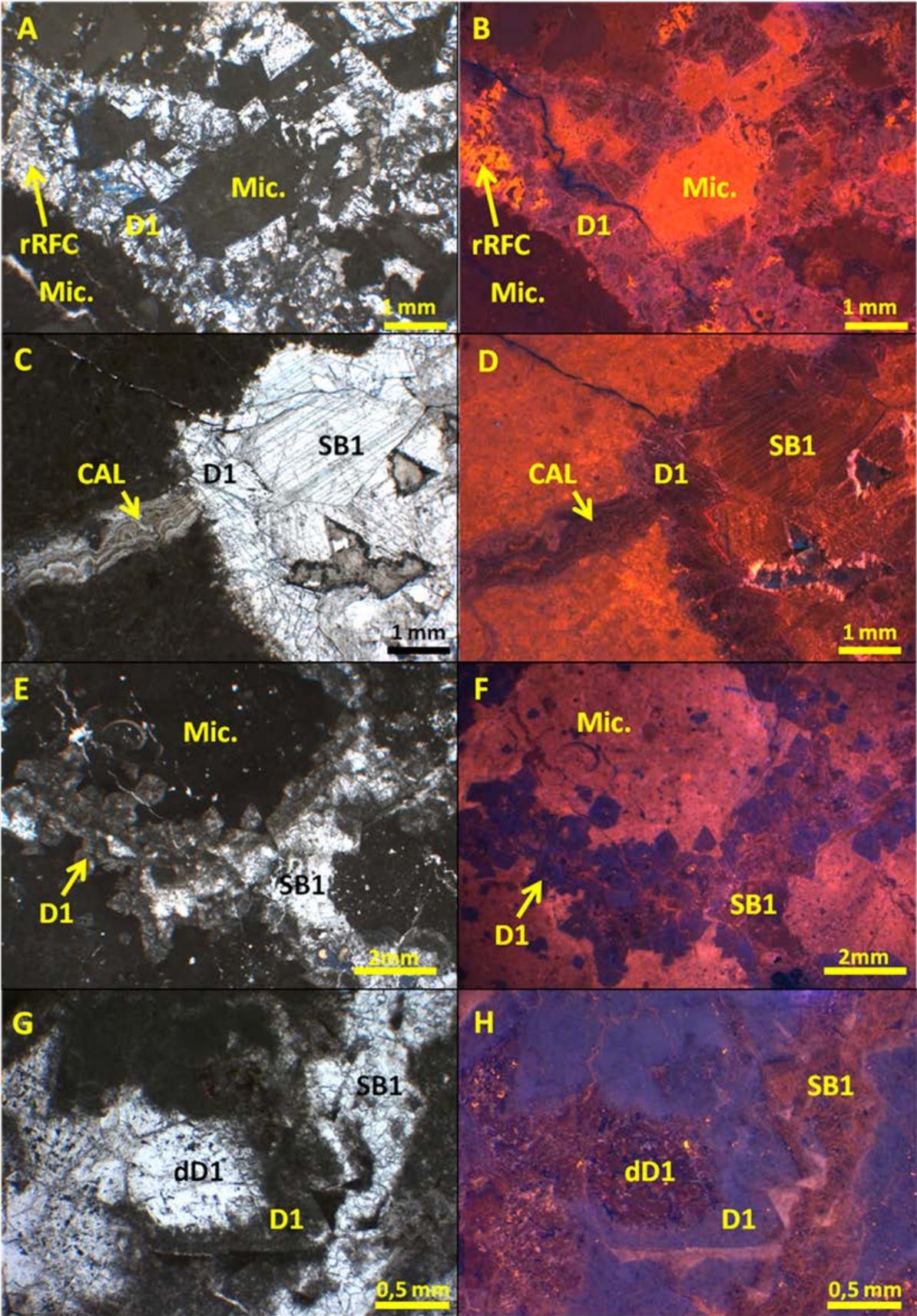


**Figure 3-34 (page précédente):** Ciments anisopaques laminés, calcrètes et spéléothèmes. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) et en cathodoluminescence (CL). A- Calcrète (CAL) recoupé par un vide de dissolution, cimenté par la dolomite D1 non ferreuse que surmonte la sparite de blocage non ferreuse SB1 (LN + AFK, DEF 15a). B- Calcrète (CAL) et calcite équigranulaire en mosaïque partiellement dissoute (CE) (LN + AFK, DEF 10). C- Ciment laminé pendant « sales » microstalactitique (CLM) en spéléothème accompagné d'un ciment micritique (CM), et calcite équigranulaire en mosaïque (CE) dans les vides (LN + AFK, DEF 16). D- Même cliché que C (en CL) avec CLM noir, CM luminescent orange, et CE noire (DEF 16). E- Ciment anisopaque palissadique « sale » (CAP) et ciment laminé microstalactitique recristallisé (rCLM) antérieur au ciment laminé microstalactitique (CLM) dont les teintes foncées seraient dues à des résidus de matière organique (LN, DEF 14). F- Même cliché que E (en CL) avec CAP de teinte noire à orangée, suivi de rCLM faiblement luminescent à zonations de sparite palissadique à cœur noir et bord orange. Les ciments laminés montrent des teintes violet terne lorsqu'ils sont « sales » (résidus organiques ?) et orangé lorsqu'ils sont limpides et partiellement recristallisés (DEF 14). G- Spéléothèmes légèrement basculés, associés à la calcite équigranulaire non ferreuse (CE) en remplissage des vides, et au ciment micritique (CM). Tous sont recoupés par une fracture remplie de calcite de blocage ferreuse fBS2 (LN + AFK, DEF 15a). H- Structure géopétale avec cimentations par de la calcite anisopaque palissadique (CAP), puis par un ciment micritique (CM), avant remplissage par un sédiment interne à ostracodes (Os.) et comblement du vide restant par de la sparite équigranulaire en mosaïque (CE) (LN + AFK, DEF 17).

#### 3.3.2.2.5. Dolomite D1 en remplacement et en ciment

##### Description :

Comme décrit plus haut (cf. 3.3.2.1.), la dolomitisation est principalement stratiforme mais peut être aussi envahissante, latéralement et vers le bas. Elle correspond à une dolomite D1 qui affecte tout faciès =en remplacement (Fig. 3-29) ou est disposée en ciment dans les vides de dissolution recoupant les calcrètes et ciments précoces. En remplacement, elle a une texture subhédrale à euhédrale (Fig. 3-35, A, B, E et F) et, en ciment, une texture euhédrale (Fig. 3-35, C et D). Elle peut cristalliser en surcroissance sur des rRFC ou CAP, avec des cristaux de 200 à 2000  $\mu\text{m}$  de taille. Elle n'est pas ferreuse et montre en cathodoluminescence des zonations violet terne, orange terne, rose terne et rouge vif (Fig. 3-35, B, D et F). Elle peut être totalement ou partiellement dédolomitisée (Fig. 3-35, G et H). Les valeurs isotopiques de D1 ( $n = 2$ ) vont de -1,02 à -0,11 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = -0,56$  ;  $SD = 0,65$ ) et de 0,66 à 1,20 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = 0,93$  ;  $SD = 0,39$ ) (Fig. 3-31). Les valeurs du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sont de 0,707124 et de 0,707146 (Fig. 3-36).

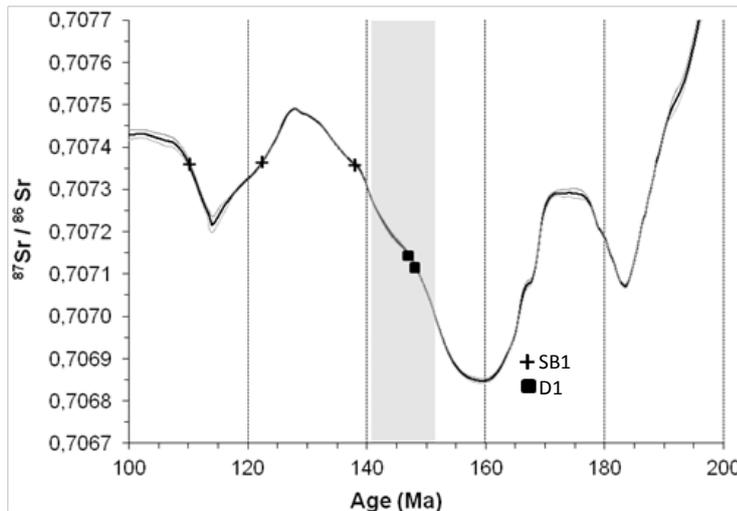


**Figure 3-35 (page précédente): Dolomite D1 en remplacement et en ciment. Lames observées en lumière naturelle (LN) et en cathodoluminescence (CL). A- Dolomite D1 subhédrale en remplacement de la micrite (Mic.) et s'appuyant sur des rRFC (LN, DEF 15a). B- Même cliché que C (en CL) avec la dolomite D1 rose terne et la micrite (Mic.), probablement recristallisée, orange vif. Seule la micrite en petits galets et en contact avec les bords externes de la dolomite est orange, la micrite de l'encaissant reste marron sombre. La dolomite s'appuie en partie sur des rRFC orange vif et noir (DEF 15a). C- Vide de dissolution recoupant un calcrète (CAL) et cimentation du pourtour du vide par la dolomite D1 puis remplissage du vide résultant par SB1. D- Même cliché que C (en CL) avec D1 zonée en bandes orange et rose terne avec une bande externe rouge vif, et sparite de blocage SB1 orange terne. E- Dolomite D1 en remplacement et en ciment du pourtour de galets noirs dans F2. La dolomite en remplacement est sale et celle en ciment dans l'espace intergranulaire est limpide (LN, DEF 18). F- Même cliché que E (en CL) avec D1 en remplacement et en ciment violet terne, et avec SB1 en remplissage de la porosité résiduelle orange terne (DEF 18). G- Dédolomitisation partielle dD1 du cœur de D1 et cimentation par SB1 entre les cristaux de D1 (LN, DEF 18). H- Même cliché que G (en CL) avec D1 violet terne et dans son cœur dD1 à luminescence marron terne et noir. SB1 est orange terne à marron (DEF 18).**

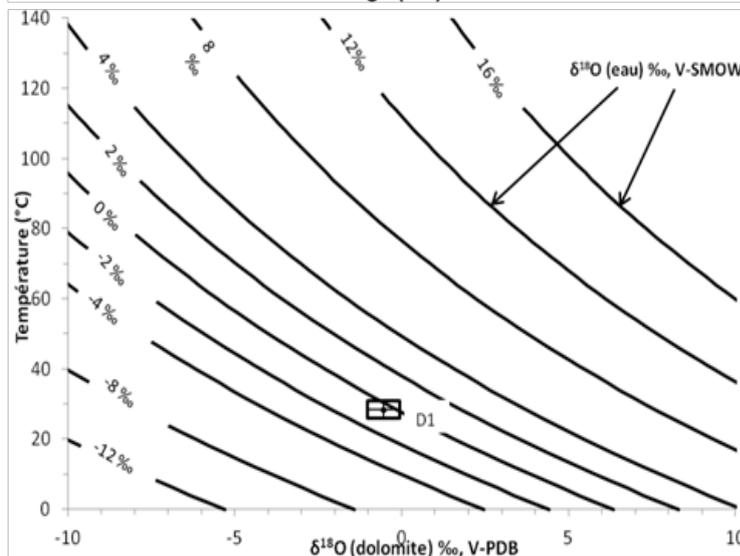
Interprétation :

Étant donné que la dolomite D1 intervient après des dissolutions météoriques, elle pourrait avoir été liée à la remise en eau marine marquant la base de chaque STHF. Des saumures, saturées en Mg, se sont sans doute formées précocement dans les environnements inter- à supratidaux de certaines STHF. Ces saumures auraient percolé vers le bas et latéralement dans les pores et dolomitisé la matrice ou formé des ciments.

Les valeurs isotopiques mesurées sur deux échantillons de D1 suggèrent que celle-ci dérive d'un fluide marin ainsi que d'une légère recristallisation indiquée par la diminution du  $\delta^{18}\text{O}$  par rapport aux valeurs de dolomite marine attendues pour le Tithonien (Fig. 3-31). En prenant les mêmes températures de surface (entre 25 et 30°C) que celles définies à propos de la Formation du Vallon de Toulouse (Fig. 3-22), la salinité du fluide responsable de la dolomitisation aurait été comprise entre -1,5 et 0,5 ‰  $\delta^{18}\text{O}$  (V-SMOW) (Fig. 3-37), soit une eau marine légèrement modifiée par une eau douce, ce qui suggérerait un modèle de mélange pour la dolomitisation (Badiozamani, 1973). Cependant, une telle salinité pourrait ne pas correspondre à celle du fluide dolomitisant mais plutôt, au moins en partie, à celle du fluide de recristallisation ultérieure. Ainsi, sans diminution du  $\delta^{18}\text{O}$  due à la recristallisation, le fluide dolomitisant aurait pu être plus salé et tomber dans la gamme des fluides marins (> 0 ‰  $\delta^{18}\text{O}$  (V-SMOW)). Cette interprétation semble confirmée par les valeurs de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  qui donnent un âge Tithonien inférieur à l'eau parente de la dolomite D1.



**Figure 3-36 :** Report sur la courbe de McArthur et Howarth (2004) des valeurs de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de D1 (carrés). La bande grise représente la tranche de temps Tithonien. La courbe noire représente les valeurs moyennes d'âge et les courbes grises représentent l'intervalle de confiance à 95 %. D1 serait donc issue d'eau marine tithonienne. Les croix noires représentent les trois âges possibles pour SB1.



**Figure 3-37 :** Distribution des moyennes et des écarts-types de D1 sur le diagramme de fractionnement, montrant la température en fonction du  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) pour différentes valeurs du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$  en prenant l'équation de Fritz et Smith (1970).

### 3.3.2.2.6. Calcite de blocage sparitique non ferreuse SB1 et fracturation F1

#### Description:

Une première sparite de blocage SB1 apparaît non ferreuse, à teintes de luminescence orange terne, en cristaux épais de quelques dizaines de microns à plusieurs millimètres (Fig. 3-31, C, D, E, F ; 3-33, A et B ; 3-34, A). SB1 colmate une première génération de fractures, F1, présente dans les trois formations de la coupe du Défens. Les valeurs isotopiques de SB1 ( $n = 7$ ) vont de -5,79 à -3,17 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = -4,65$  ;  $SD = 0,93$ ) et de 0,80 à -6,60 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = -2,60$  ;  $SD = 2,50$ ) (Fig. 3-31). La valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de 0,707358 (Fig. 36).

#### Interprétation:

Les teintes de luminescence de SB1 correspondraient à la présence de Mn et à l'absence de Fe. L'évolution vers des valeurs négatives en  $\delta^{13}\text{C}$  indiquerait une incorporation de carbone dérivé du  $\text{CO}_2$  des sols par dégradation de matière organique, et interaction avec le carbone du carbonate encaissant en profondeur. Ceci est interprété comme étant un argument de diagénèse météorique d'enfouissement peu profond (100 à 200 m) (James et Choquette, 1984). Les fluides sources de SB1 auraient pu interagir avec des carbonates datés autour de 138 Ma (Valanginien) d'après la valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig. 36).

### **3.3.2.2.7. Calcite de blocage sparitique ferreuse fSB2 et fracturation F2**

#### Description:

Une seconde sparite de blocage fSB2, ferreuse et non luminescente, est aussi présente dans les trois formations de la coupe du Défens. SB2 colmate une deuxième génération de fractures, F2, recoupant toutes les phases diagénétiques antérieures.

#### Interprétation:

La présence de fer en quantité importante pourrait indiquer que fSB2 résulte d'une diagenèse plus profonde que pour SB1 dans la mesure où un aquifère plus profond est potentiellement moins soumis à un renouvellement des eaux et à oxydation et peut ainsi rester chargé en  $Fe^{2+}$  en milieu réducteur.

### **3.3.2.2.8. Conclusion**

La surface de discontinuité supportant la formation du Défens a enregistré une diagenèse intrinsèque, essentiellement marquée par des dissolutions.

Au-dessus, la Formation du Défens a subi des diagenèses précoces à la fois météoriques et marines. La diagenèse météorique a créé des vides par karstification mais a aussi partiellement comblé ces vides ainsi que la porosité primaire intergranulaire par cimentation. Les ciments anisopaques ont ainsi rempli 5 à 90 % des vides créés, ce qui a donné des propriétés pétrophysiques très hétérogènes à toute échelle (centimétrique à pluri-métrique). La diagenèse marine précoce a complété la poronécrose par cimentation. À la partie supérieure de la Formation du Défens, la diagenèse marine inter- à supratidale a conduit à une dolomitisation très précoce et au développement de corps dolomitiques stratiformes, la dolomitisation tendant de plus à être envahissante.

La Formation du Défens n'existant que de manière ponctuelle (elle ne peut être représentée que par des lits d'épaisseur centimétrique à décimétrique à galets noirs), ses impacts diagénétiques ne sont pas évidents comme ils le sont dans sa localité-type. Pourtant, avec la discontinuité sédimentaire basale SD2, c'est un élément clé de compréhension de l'évolution du système sédimento-diagénétique de la Plate-Forme Sud-Provençale d'âge Jurassique supérieur. Latéralement, là où les évidences sédimentologiques d'émersion, de karstification et de dissolution manquent, les indices de ces phénomènes doivent être recherchés dans l'évolution diagénétique de la Formation du Vallon de Toulouse sous-jacente, notamment dans la dissolution de ses oïdes et dans sa dolomitisation différée.

### **3.3.3. La Formation de La Gineste : une dolomitisation syngénétique ou très faiblement différée (Tithonien inférieur)**

La Formation de La Gineste a été étudiée dans les quatre secteurs d'étude mais seulement deux logs ont été levés à haute résolution dans les coupes de la calanque du Défens (Fig. 3-27) et du col de La Gineste (Fig. 3-38).

#### **3.3.3.1. Principaux traits sédimentologiques, stratigraphiques et d'évolution environnementale**

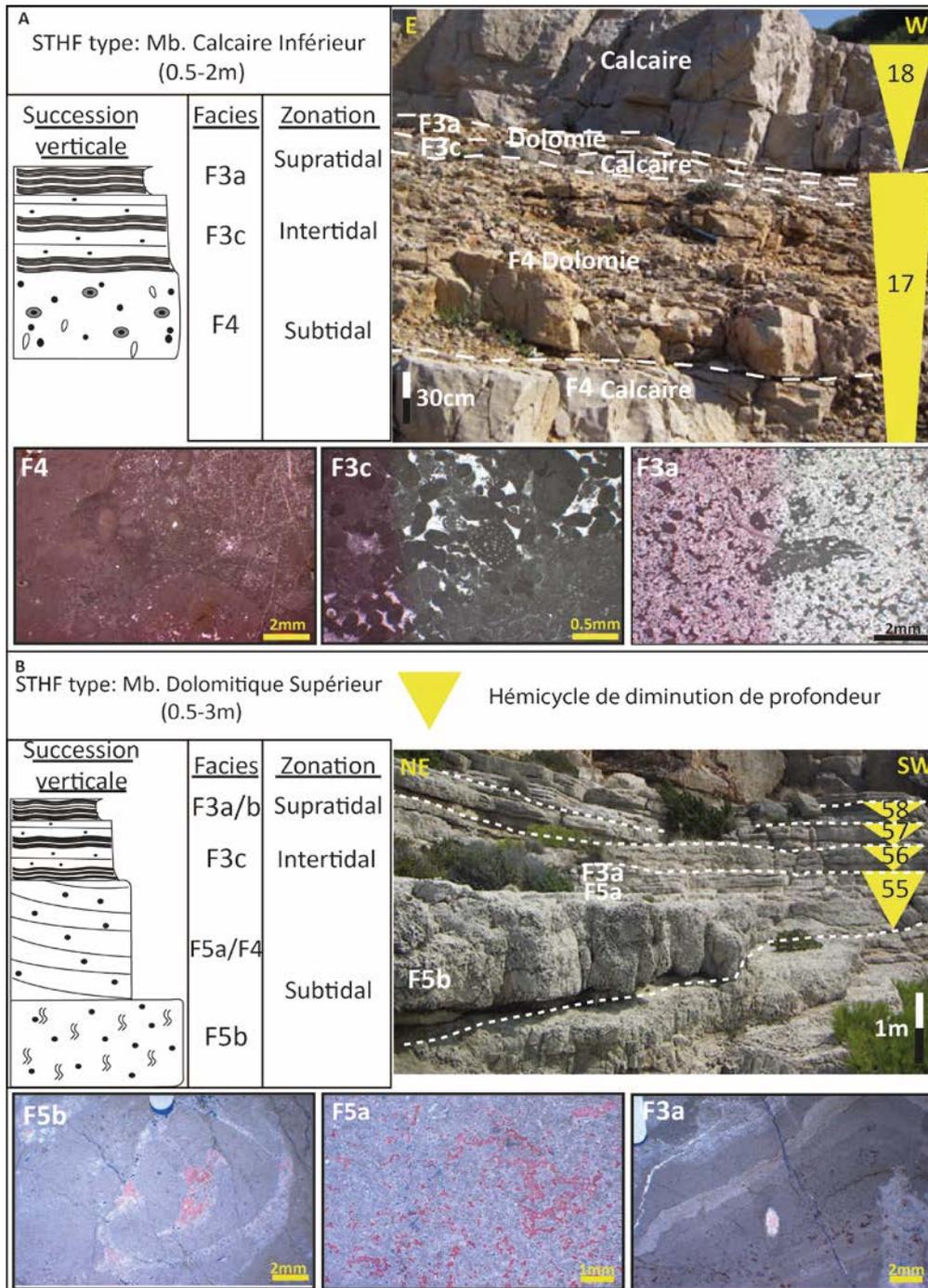
Le passage entre les Formations du Défens et de La Gineste est transitionnel et matérialisé par le remplacement des faciès F1 et F2 par les faciès F3 à F7.

Dans la coupe de la calanque du Défens, levée sur 75 m d'épaisseur (Fig. 3-27), le Membre Calcaire Inférieur de la Formation de La Gineste est organisé en 37 STHF faites (dans le cas d'une séquence typique, Fig. 3-39, A) de l'empilement des F4 – F3c - F3a qui montre une évolution d'environnements subtidaux à inter-supratidaux. Une brèche d'effondrement après dissolution d'évaporites, épaisse de 2 à 3 m (Fig. 3-40), marque le passage au Membre Dolomitique Supérieur à dépôts quasi totalement dolomitisés et à évaporites. Ce membre est fait d'au moins 30 STHF (celles levées) où se succèdent les faciès d'environnements surtout inter- et supratidaux, confinés, évaporatoires.

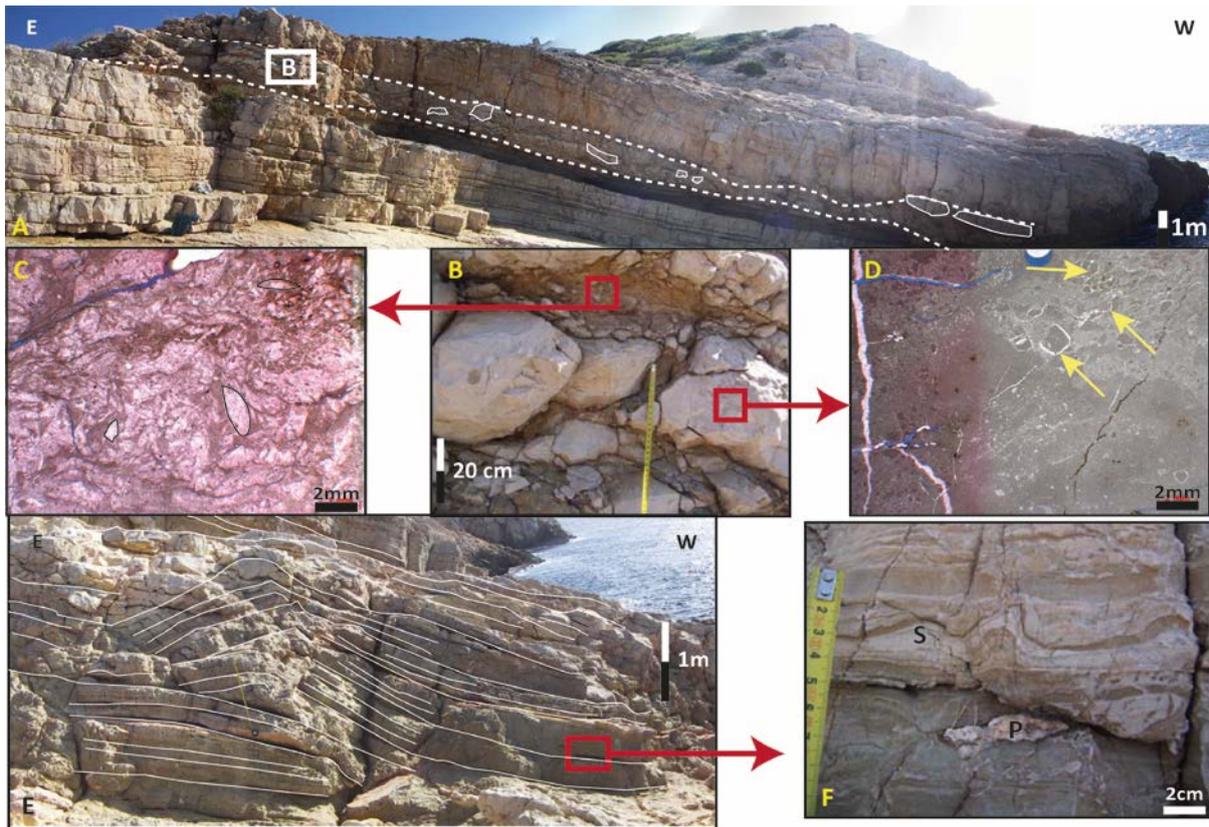
Dans la coupe du col de La Gineste (localité-type de la formation), levée sur 150 m d'épaisseur), 31 STHF ont été définies (Fig. 3-38). Une séquence typique est faite de l'empilement des F5b - F5a - F3c - F3a (Fig. 3-39, B), enregistrant une évolution depuis des environnements subtidaux vers des environnements inter- et supratidaux, c'est-à-dire une évolution par diminution de profondeur commandée par le comblement sédimentaire (Dalmasso, 2001, Travassac, 2003 ; Floquet *et al.*, 2007).

La différence de nombre de STHF dans les 2 coupes, pourrait être due à la situation paléogéographique. La coupe du col de La Gineste était en position plus externe sur la plate-forme, position déterminant probablement plus d'espace disponible pour la sédimentation et moins d'émersions, par rapport à la coupe de la calanque du Défens qui était en position très interne et régulièrement émergente sur la plate-forme (Dalmasso, 2001).





**Figure 3-39 :** Séquences à très haute fréquence typiques de la Formation de La Gineste, dans la coupe de la calanque et pointe du Défens. A- STHF du Membre Calcaire Inférieur montrant une évolution d’environnements subtidaux à inter-supratidaux (avec illustrations macro- et microscopiques). B- STHF du Membre Dolomitique Supérieur montrant une évolution d’environnements subtidaux à supratidaux (avec illustrations macro- et microscopiques). Les numéros des STHF dans les triangles jaunes sont ceux de la Fig. 3-27.



**Figure 3-40** : Déformations synsédimentaires liées aux cristallisations et dissolutions de sulfates dans le Membre Supérieur Dolomitique de la Formation de La Gineste dans la coupe de la pointe du Défens. Photographies d'affleurements et de lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Brèche d'effondrement par dissolution d'évaporites anhydritiques et gypseuses. B- Zoom sur la brèche faite d'éléments calcaires sub-anguleux clairs emballés dans une matrice dolomiticritique foncée. C- Pseudomorphoses de gypse, calcitisées, dans une matrice dolomiticritique (LN + AFK, DEF 21). D- Fentes de retrait circumgranulaires (déshydratation ou dessiccation) (flèches jaunes) dans les éléments calcaires sub-anguleux de (B), indiquant l'émersion (LN + AFK, DEF 20). E- Méga-tepee par cristallisation précoce de gypse (évaporite capillaire), déformant les bancs sur une épaisseur d'1,5 m. F- Stromatolites ondulants dolomitisés (S) situés sur un nodule d'anhydrite pseudomorphosée en calcite (P).

La position très interne de la coupe de la calanque et de la pointe du Défens est démontrée par la fréquence des pseudomorphoses d'évaporites (quasiment absentes de la coupe du col de La Gineste).

L'existence du Membre Calcaire Inférieur dans cette coupe pourrait être liée à une induration précoce des micrites à oncoïdes et stromatolites (F4, F3c et F3a) grâce à l'activité microbienne, induration qui aurait rendu ces faciès résistants à la dolomitisation (Fig. 3-29, 3). La préservation des oncoïdes de la dolomitisation dans le Kimméridgien jurassien (Dahanayake, 1977), résulterait d'une induration précoce analogue.

### 3.3.3.2. Diagenèse

La Formation de La Gineste montre les phases diagénétiques successives suivantes : 1) cimentation isopaque fibreuse IFC, 2) cristallisation d'anhydrite et gypse, 3) cristallisation de pyrite, 4) dolomitisation en remplacement D1, 5) dissolution et recristallisation de l'aragonite

et de la calcite HMC en calcite LMC (EC), 6) cimentation dolomitique D2, 7) compaction mécanique, 8) calcite de blocage non ferreuse SB1 et fracturation F1, 9) calcite de blocage ferreuse fSB2 et fracturation F2, 10) compaction chimique et stylolitisation, et 11) calcite de blocage non ferreuse SB3, fracturation F3 et dédolomitisation.

#### **3.3.3.2.1. Ciment isopaque fibreux (IFC)**

##### Description :

Ce ciment, « sale », cryptocristallin, non ferreux et non luminescent, isopaque (10 à 20 µm d'épaisseur), est présent autour des grains ou de leurs débris.

##### Interprétation :

Ce type de ciment IFC, généralement aragonitique ou en HMC, est connu en domaine phréatique, marin (Schroeder et Purser, (1986). Leur recristallisation en calcite cryptocristalline, en surface, serait très précoce (Evamy, (1973).

#### **3.3.3.2.2. Anhydrite et gypse**

##### Description :

Des pseudomorphoses calcitisées de cristaux monocliniques ou en fer de lance (de taille millimétrique) de gypse (Fig. 3-40, C et 3-41, A, C et D), et de nodules d'anhydrite (de taille centimétrique) (Fig. 3-40, F et 3-41, B) sont fréquentes. Des structures en *chicken-wire* sont visibles. La calcite de remplacement est non luminescente (Fig. 3-41, C et D).

##### Interprétation :

La cristallisation des gypses et anhydrites, associés aux stromatolites, avec structures de *chicken wire*, est bien connue dans les environnements de sebkha actuels (Amiel et Friedman, 1971; Holtkamp, 1985; Müller *et al.*, 1990; Al-Zamel et Al-Sarawi, 1998) et anciens (Wood et Wolfe, 1969; Treesh et Friedman, 1974; Achauer, 1982; Bouroullec et Deloffre, 1982). Ainsi, ces évaporites résultent d'une diagenèse synsédimentaire (évaporites capillaires pour l'essentiel).

#### **3.3.3.2.3. Pyrite**

##### Description :

La pyrite apparaît sous la forme de cubes isolés ou framboïdes (Berner, 1969) au sein de la micrite ou dans les lamines microbiennes. Elle est opaque en lumière naturelle, non luminescente.

##### Interprétation :

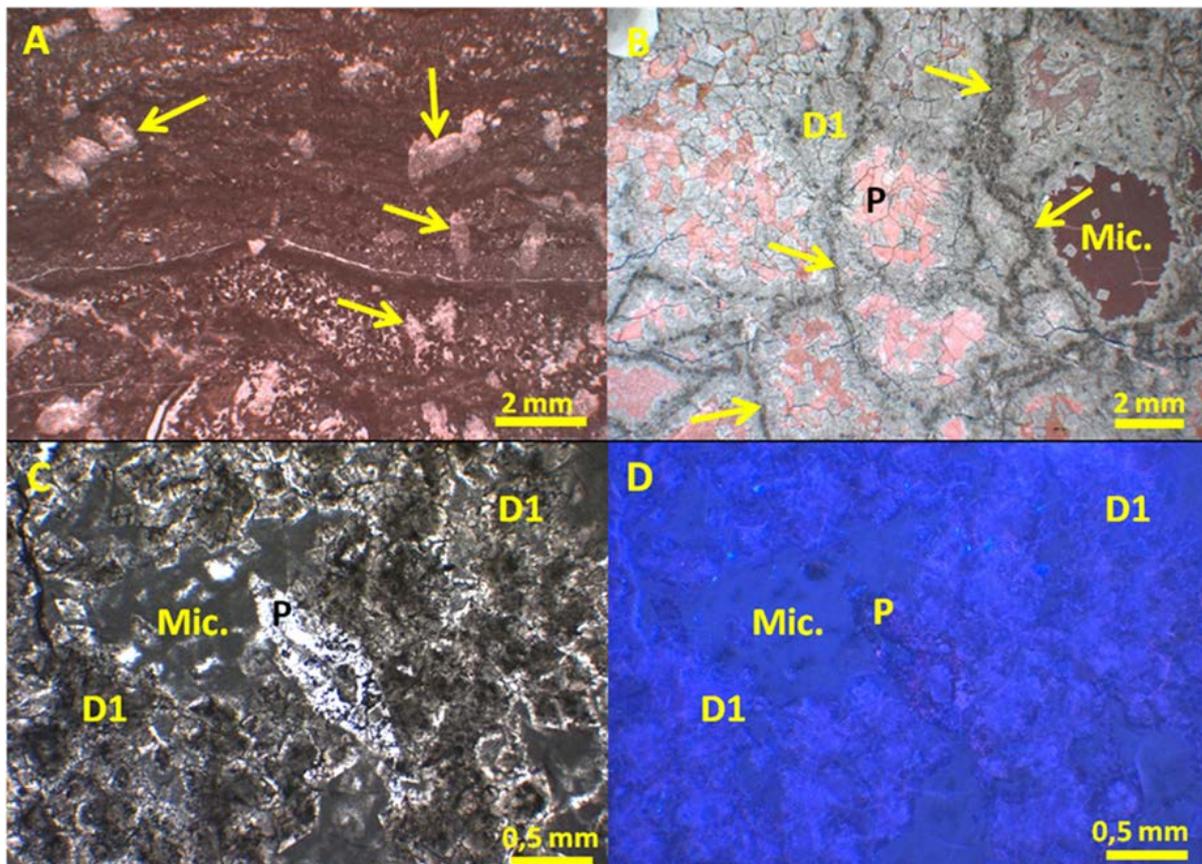
Ce type de pyrite, le plus souvent associé à des filaments microbiens ou cyanobactériens, peut être généré par la réduction microbienne très précoce (éogénétique) des sulfates (BSR) (Berner, 1972; Raiswell et Berner, 1985).

#### **3.3.3.2.4. Dolomite de remplacement D1**

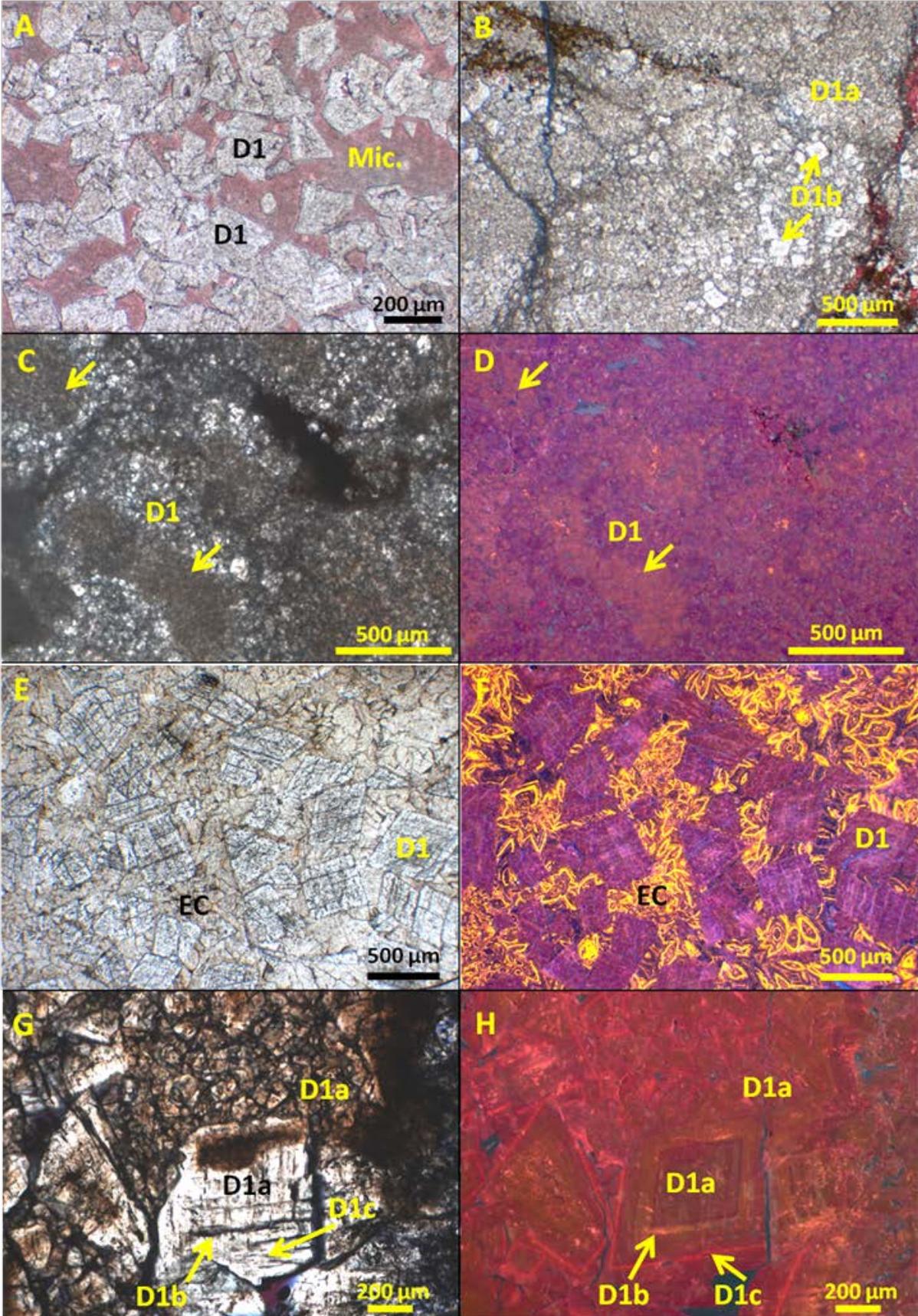
##### Description :

La dolomite D1 a le plus souvent, en lumière naturelle, le cœur « sale » et l'extérieur limpide. Elle est non colorée à l'alizarine et au ferricyanure de K (Fig. 3-42, A). Les cristaux, de moins de 10 µm à 250 µm de taille, sont subhédraux quand ils sont agglomérés (Fig. 3-42, B), et

euhédraux lorsqu'ils sont dispersés dans la matrice (Fig. 3-42, A). D1 remplace partiellement ou totalement la matrice carbonatée et les grains (Fig. 3-42, B) et cimente parfois les vides (Fig. 3-42, G et H). D1 montre parfois des cristaux arrondis dans les dépôts supratidaux, similaires à ceux décrits dans D1 dans le chapitre 2, (Fig. 3-42, A, B et D). En cathodoluminescence, lorsque D1 est zonée, ses teintes sont orangé terne à rouge vif et pourpre terne, et, lorsqu'elle n'est pas zonée, elle est de teinte violet-bleu nuit faiblement luminescent (3-42, A et B). Ces caractéristiques de D1 sont les mêmes dans tous les dépôts. Les isotopes stables de D1 (n = 37) varient de -8,45 à 1,37 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = -4,29$  ; SD = 0,65) et de -2,57 à 3,27 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = 1,48$  ; SD = 1,40) (Fig. 3-43). Les valeurs de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sont de 0,707077 et 0,707182 (Fig. 3-44). Les valeurs, en ppm, en Mn varient de 6,61 à 61,23, en Fe de 122,78 à 610,99, en Sr de 71,54 à 224,54, et en Na de 231,33 à 1418,16 (n = 11) (Fig. 3-45).



**Figure 3-41 :** Pseudomorphoses de gypse et d'anhydrite. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Lamines stromatolitiques ondulantes contenant des pseudomorphoses de gypse en cristaux monocliniques ou en fer de lance (flèches jaunes) remplis d'un sédiment interne silteux et d'une calcite non ferreuse (rose) (LN + AFK, DGIN 19). B- Structure en (*micro*) *chicken wire* avec remplacement des nodules d'anhydrite par une sparite non ferreuse en mosaïque (P) et d'une partie de la micrite par la dolomite D1, micrite apparaissant encore en fantôme sous forme d'un liseré sombre (flèche) délimitant les anciens nodules d'anhydrite. La micrite (Mic.) est partiellement dolomitisée (LN + AFK, DEF 21). C- Pseudomorphose isolée de gypse (P) dans un wackestone péloïdal partiellement dolomitisé (D1), avec des amas de micrite non dolomitisée (Mic.) (LN, RGIN 20). D- Même photographie que C (en CL) avec la dolomite D1 et la micrite Mic. à luminescence bleu nuit, et la calcite en remplacement de la pseudomorphose P de gypse de teinte noire. La luminescence homogène pour Mic. et D1 pourrait être liée à une recristallisation (CL, RGIN 20).



**Figure 3-42 (page précédente) : Dolomite D1 en remplacement et en ciment. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Dolomite à texture euhédrale, en remplacement partiel de la micrite (LN + AFK, DGIN 6). B- Dolomite à texture subhédrale, en remplacement total de la micrite (LN + AFK, DGIN 22a). C- Dolomite à texture subhédrale et à cristaux arrondis montrant des amas plus sales (flèches), en remplacement de la micrite (LN, DGIN 22a). D- Même photographie que C (en CL) avec la dolomite en remplacement de la micrite, avec les cœurs des rhomboèdres en orange (1<sup>e</sup> phase) et les zonations périphériques en rose terne (phases ultérieures). Les amas plus sales dans C (flèches) sont constitués uniquement de rhomboèdres orange donc de la 1<sup>e</sup> phase de dolomite (DGIN 22a). E- Dolomite en remplacement de la micrite et calcite équi-granulaire (EC) en remplacement de l'anhydrite (LN, DEF 21). F- Même photographie que E (en CL) avec la dolomite D1 en remplacement de la micrite (violet terne) et la calcite zonée équi-granulaire (EC) en remplacement de l'anhydrite (DEF 21). G- Dolomite « sale » de remplacement de la micrite et limpide en ciment, montrant des sous-phases D1a, D1b et D1c (LN, DEF 19). H- Même photographie que G (en CL) avec la dolomite de remplacement de la micrite. Cette dolomite est zonée, de l'intérieur à l'extérieur d'un rhomboèdre, comme suit : cœur orangé à bord rose terne (D1a) puis bandes orange terne vers l'extérieur (D1b) et enfin bandes rose terne, rouge vif puis rose terne (D1c).**

#### Interprétation :

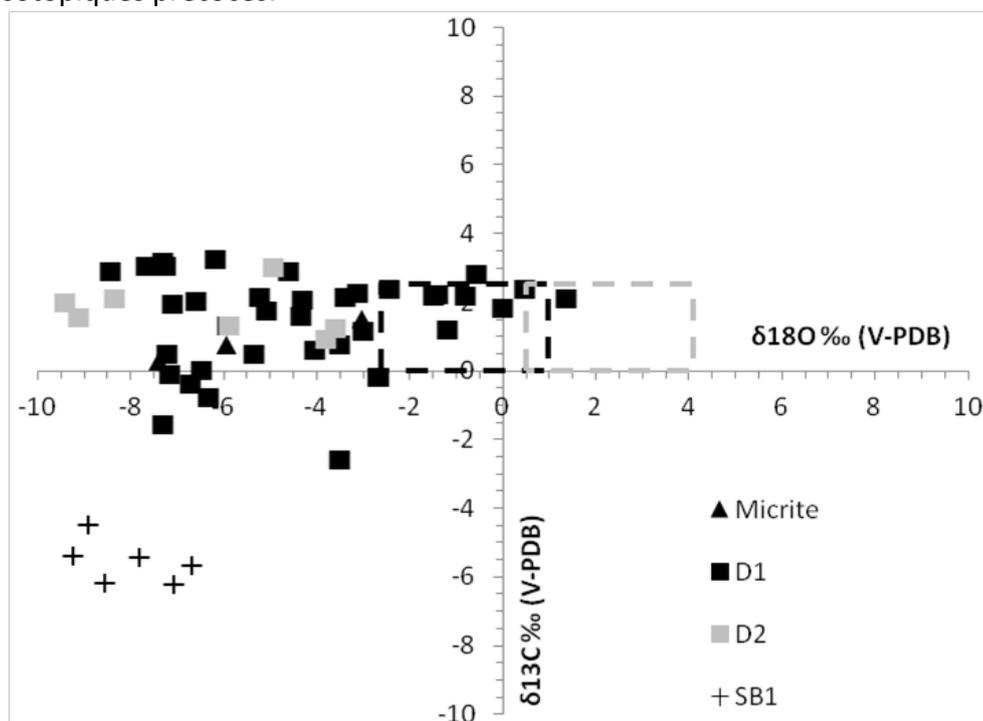
L'association de la dolomite D1, en remplacement de la matrice, avec les évaporites, dans les dépôts supratidaux indique une origine syn-sédimentaire (McKenzie *et al.*, 1980; Frisia, 1991; Strohmenger *et al.*, 2010). La même dolomite dans les dépôts intertidaux et subtidaux semble directement provenir des environnements supratidaux. Une telle interprétation est renforcée par la présence de D1 dans les terriers du faciès F5b, qui auraient été plus perméables aux fluides dolomitants, et à partir desquels l'ensemble du faciès peut être dolomitisé. Ce mécanisme de dolomitisation dans et par les terriers est bien connu dans d'autres formations carbonatées (Gingras *et al.*, 2004; Swart *et al.*, 2005) et peut même conduire à la formation de super-drains comme dans le cas du Membre Arab-D de la Formation Arab du Jurassique supérieur (Meyer *et al.*, 2000).

Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  respectent les signatures attendues pour le Tithonien, ce qui indique que D1 dérive bien d'un carbone marin d'âge Tithonien. Les valeurs très négatives en  $\delta^{18}\text{O}$  indiqueraient soit une formation de D1 sous des températures plus élevées que celles de surface, soit une recristallisation avec fluides plus négatifs en  $\delta^{18}\text{O}$ , probablement météoriques.

L'hypothèse d'augmentation de température peut être rejetée en raison de la présence de sulfates, de son aspect « sale » indiquant un remplacement, de sa texture sub- et euhédrale indiquant une température de formation inférieure à 50°C (Gregg et Sibley, 1984), et des valeurs de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  qui montrent une origine d'eau marine du Tithonien.

Par contre, la présence de zonations pourrait indiquer des recristallisations (Reinhold, 1998), ce qui validerait une influence de fluides plus négatifs en  $\delta^{18}\text{O}$ . Une légère augmentation en  $\delta^{13}\text{C}$  accompagne la diminution en  $\delta^{18}\text{O}$  et serait imputable à la recristallisation de D1 avec des fluides météoriques enrichis en  $\text{CO}_2$  atmosphérique (Emrich *et al.*, 1970; Hudson, 1977). Il est donc délicat de calculer les températures de formation de D1 puisque les isotopes stables reflètent plutôt un épisode de recristallisation (valeurs les plus négatives en  $\delta^{18}\text{O}$ ). Dans une STHF type, les valeurs isotopiques des faciès subtidaux à supratidaux montrent un  $\delta^{13}\text{C}$  dans la gamme de celui des carbonates marins du Tithonien, mais en même temps un  $\delta^{18}\text{O}$  plus négatif de fluide de recristallisation ultérieure (Fig. 3-46). Cela traduirait que les signatures isotopiques de D1 reflètent principalement la diagenèse marine syn-sédimentaire

et météorique syngénétique et que la mésogénèse ou la télogénèse n'ont pas modifié les valeurs isotopiques précoces.



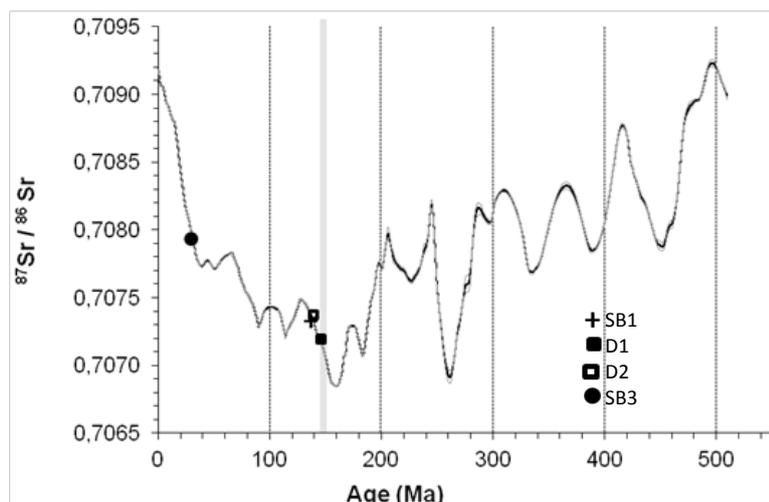
**Figure 3-43 :** Valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ‰ de toutes les phases analysées dans la Formation de La Gineste. Le rectangle noir en tireté marque les valeurs des calcaires marins au Tithonien d'après Allan et Wiggins (1993), Dera *et al.* (2011) et Gigout (2011). Le rectangle gris en tireté montre les valeurs attendues pour la dolomite marine au Tithonien, avec un fractionnement positif de 3 ‰ (Land, 1980).

Les teneurs en Mn et en Fe (Fig. 3-45, A) qui semblent être positivement covariantes, traduiraient des fluides de recristallisation réducteurs, d'enfouissement peu profond (Meyers et Lohmann, 1985), peut être météoriques, car les aquifères deviennent rapidement réducteurs sous le niveau de battement de la nappe d'eau (*water table*) de sorte que les ions  $\text{Mn}^{2+}$  et  $\text{Fe}^{2+}$ , non oxydés, s'y concentrent (Veizer, 1983; James et Choquette, 1984).

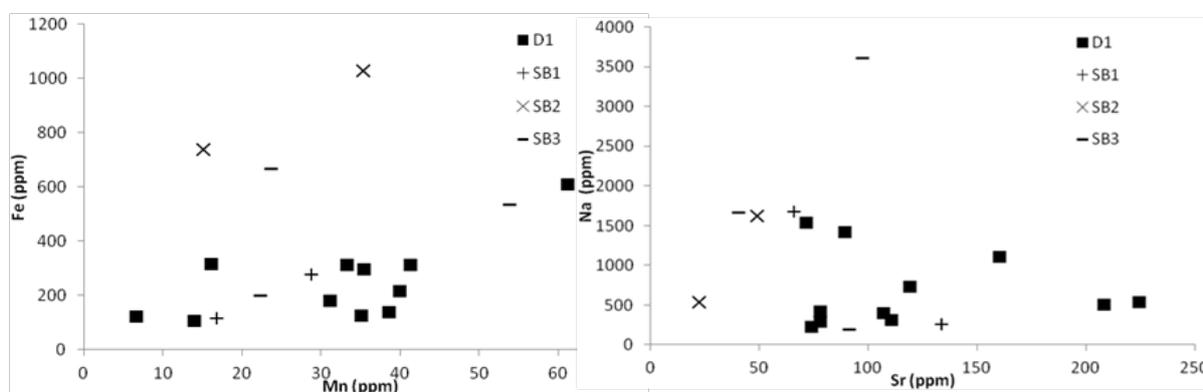
Les valeurs en Sr (Fig. 3-45, B), inférieures à celles des dolomites marines) traduisent une recristallisation en domaine sous-saturé par rapport à l'eau de mer, qui s'accompagne d'une perte de Sr (Turekian, 1964).

Une recristallisation est moins déductible des teneurs de Na (Fig. 3-45, B) car certains échantillons ont gardé des valeurs (>1000 ppm) compatibles avec les signatures marines initiales, tandis que d'autres ont subi un appauvrissement en Na, fréquent lors de diagenèse météorique ou d'enfouissement (Land et Hoops, 1973; White, 1978; Land, 1980). En résumé, comme pour le  $\delta^{18}\text{O}$ , les éléments traces Mn, Fe, Sr et Na montrent la préservation de la signature initiale marine de la dolomite ou son altération ultérieure.

Les différentes analyses et observations valident une dolomitisation de reflux *per descensum* quasi immédiate (Fig. 3-46). Les saumures dolomitisantes proviendraient des dépôts d'environnements supratidaux arides des toits des STHF et percoleraient dans les dépôts inter- à subtidaux des parties inférieures des STHF. Une recristallisation en domaine météorique ou de faible enfouissement a pu fréquemment affecter ces dolomites éogénétiques.



**Figure 3-44 :** Report sur la courbe de McArthur et Howarth (2004) de la valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de D1, SB1, D2 et SB3. Le trait grisé représente la tranche de temps Tithonien. La courbe noire représente les valeurs moyennes d'âge et les courbes grises représentent l'intervalle de confiance à 95 %. Seule D1 est d'âge Tithonien.



**Figure 3-45 :** Diagramme croisé de la teneur en Mn, Fe, Sr et Na de D1, SB1, SB2 et SB3 en ppm. A- Mn (x) par rapport à Fe (y). B- Sr (x) par rapport à Na (y).

### 3.3.3.2.5. Dissolution et recristallisation de l'aragonite et de la calcite HMC en calcite équigranulaire (EC) en LMC

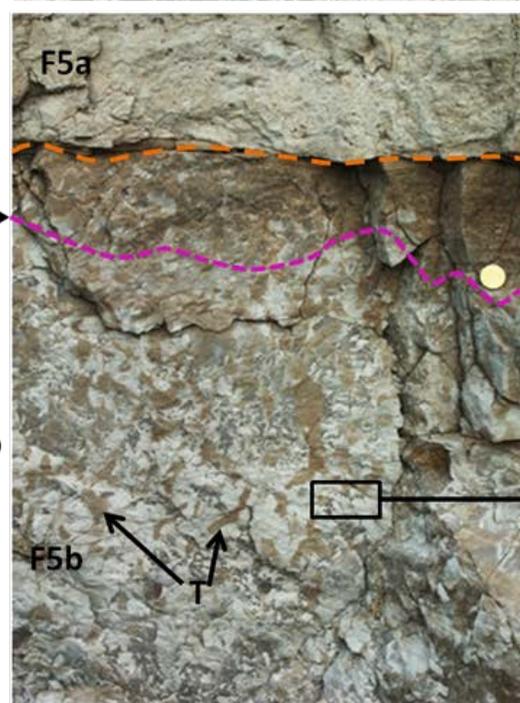
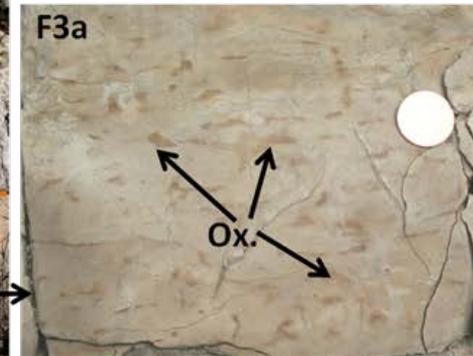
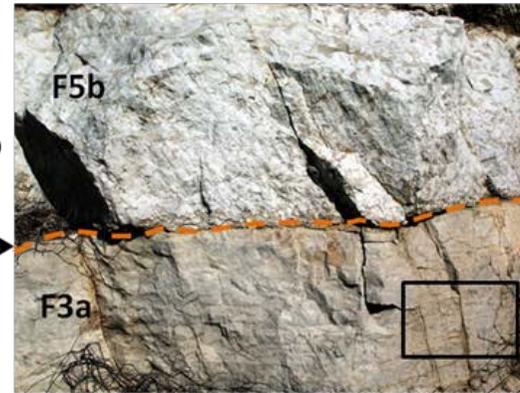
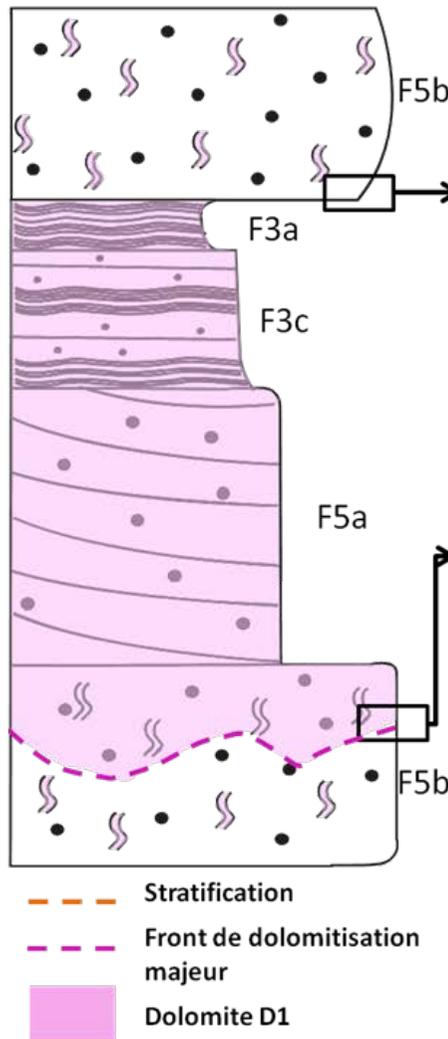
#### Description :

Certains vides, de taille inframillimétrique à pluri-centimétrique, comblés par des ciments calcitiques, sont à l'évidence des moules d'organismes, les plus fréquents étant ceux de nérinées et de rudistes. Les nérinées sont recristallisées en sparite équigranulaire non ferreuse (EC) (Fig. 3-47, A) et les rudistes montrent une recristallisation de la couche interne de leur coquille initialement en aragonite (Bøggild, 1930; Kennedy et Taylor, 1968; Skelton, 1974) en calcite LMC (Fig. 3-47,B).

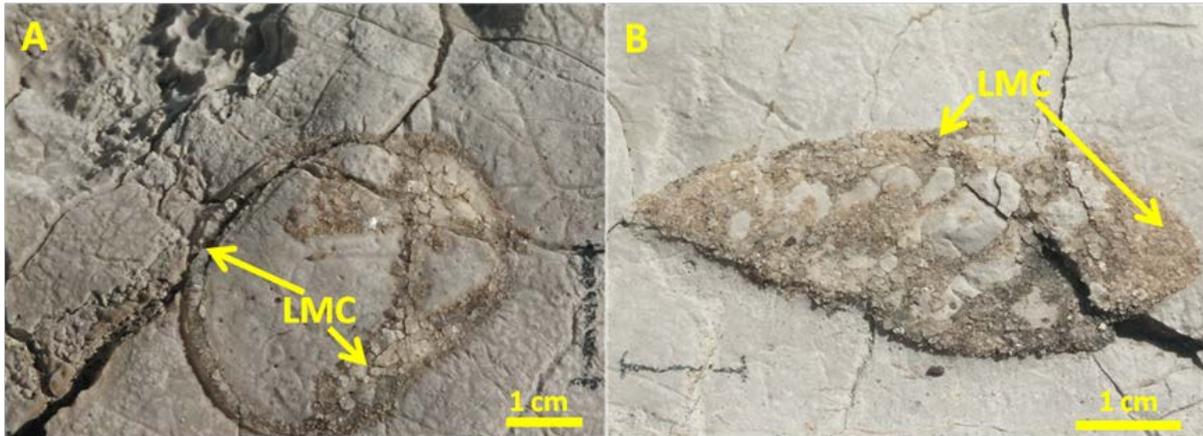
#### Interprétation :

La dissolution de l'aragonite et de la HMC est bien connue en domaine météorique (Bathurst, 1975) et amène à la formation de vides et à la (recristallisation en) ou cristallisation de calcite faiblement magnésienne (LMC) (Milliman, 1974; Brand et Veizer, 1980). Il est donc probable que les dépôts le Formation de La Gineste aient subi une dissolution météorique précoce.

STHF type observée (1 à 5m)



**Figure 3-46 :** Dolomitisation *per descensum* par reflux de saumures très précoces à partir des environnements de des dépôts F3a et F3c supratidaux à intertidaux dans les dépôts F5a et F5b des environnements subtidaux, essentiellement *via* les bioturbations. Le front de dolomitisation majeur traverse les faciès lités granulaires, poreux, et s'arrête dans les faciès boueux F5b, peu ou pas poreux, mais la dolomitisation se poursuit à la faveur des terriers (T). Des traces d'oxydation (Ox.) de la pyrite sont visibles dans les dépôts supratidaux à lamines cyanobactériennes (F3a). Échelle = pièce de 1 cm de diamètre. Se reporter à la légende volante pour la signification des figurés.



**Figure 3-47 :** Recrystallisation en LMC équi-granulaire de la partie aragonitique de coquille de rudistes, et de test de nérinées.

### 3.3.3.2.6. Ciment dolomitique D2

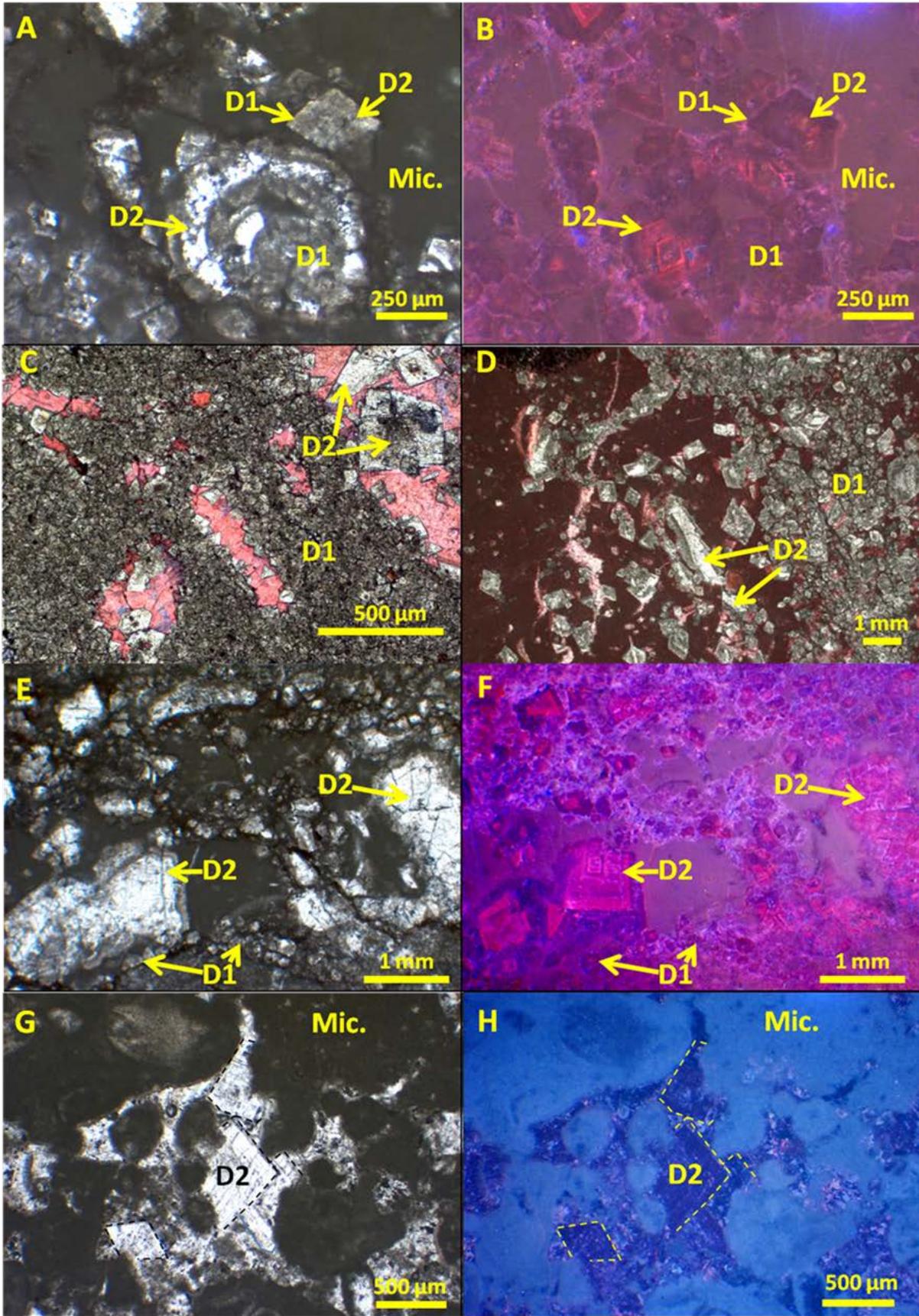
#### Description :

La dolomite D2, en cristaux euhédraux de 50 à 500  $\mu\text{m}$  de taille, cimente des vides de dissolution. Elle est limpide en lumière naturelle, non colorée à l'alizarine et au ferricyanure de potassium (Fig. 3-48, A et B). Elle croît en appui sur D1 dans les vides moldiques ou non moldiques (Fig. 3-48, B et C). En cathodoluminescence, elle montre les zonations suivantes, du centre vers l'extérieur: violet terne au cœur, fine et rouge vif, fine et violet terne, épais et rose faiblement luminescent, épaisse et violet terne à l'extérieur (Fig. 3-48, C, D, E et F). Elle peut également être parfois totalement non luminescente (Fig. 3-48, G et H).

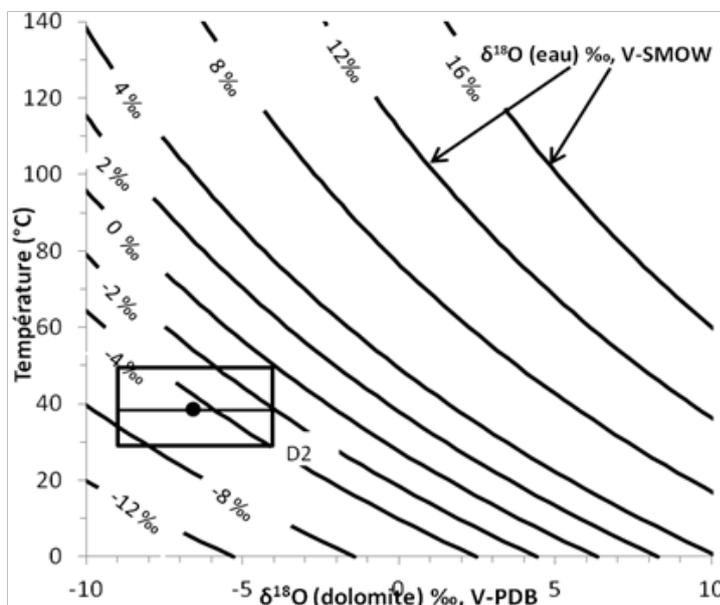
Les isotopes stables de D2 ( $n = 7$ ) varient de -9,41 à -3,51 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = -6,45$  ;  $\text{SD} = 2,49$ ) et de 0,61 à 3,00 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = 1,74$  ;  $\text{SD} = 0,70$ ) (Fig. 3-43). Sa valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de 0,707406 (Fig. 3-44).

#### Interprétation :

La forme euhédrale des cristaux de D2 correspond à une cristallisation à des températures inférieures à 50°C (Gregg et Sibley, 1984). La croissance de D2 dans D1 ou en appui sur D1 semble liée à une dissolution de D1 puis à une recrystallisation. Ses valeurs isotopiques, très proches de celles de D1, indiquent un lien génétique entre D1 et D2. Sa luminescence indique la présence d'activateurs mais, en raison de l'absence de dosage des éléments traces, il est difficile de dire lesquels. La valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Fig. 3-44) étant légèrement supérieure à celle attendue pour le Tithonien (ce qui est parfois observé pour des faibles degrés de recrystallisation, (Durocher et Al-Aasm, 1997) indiquerait que D2 est bien influencée par le stock de carbone et de strontium des carbonates tithoniens. Elle aurait pu recrystalliser rapidement après le dépôt, puis incorporer des activateurs sous faible enfouissement, d'autant plus qu'elle est recoupée par des fractures F1 et F2 et par les stylolites, ce qui exclut une formation sous enfouissement profond (>300m). De plus, elle vient dans la porosité intergranulaire, ce qui a limité la compaction, voire l'a empêché (Fig. 3-48, G et H). Si D2 s'est formée à des températures comprises entre 25 et 30°C (celles des eaux de surfaces durant le Tithonien, cf. 2.2.1. diagenèse) et une température inférieure à 50°C (en tenant compte d'un gradient géothermique normal de 30°C/km), cela implique que :



**Figure 3-48 (page précédente):** Ciment dolomitique D2. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Dolomite D1 « sale » de remplacement d'un bioclaste (foraminifère ?) et cristallisation de D2 en ciment dans les vides et dans un rhomboèdre de D1. La micrite (Mic.) n'est que partiellement dolomitisée (LN, RGIN 17). B- Même photographie qu'A (en CL) avec des zonations roses dans D2 qui s'appuie sur D1 non zonée et de teinte pourpre terne (RGIN 17). C- D1 « sale » en remplacement total de la matrice et cristallisation de D2 limpide dans des vides moldiques de dissolution et en appui sur D1 (LN + AFK, RGIN 14). D- D1 en remplacement partiel de la micrite et cristallisation de D2 dans les vides ou sur D1 (LN + AFK, RGIN 17). E- Dolomite D1 en remplacement partiel de la micrite et des enveloppes micritiques des bioclastes, et cimentation des vides par D2 limpide (LN, RGIN 17) F- Même photographie qu'E (en CL) avec la dolomite D1 de remplacement à teinte pourpre terne, et le ciment dolomitique D2 zoné en croissance dans les vides (RGIN 17). G- Dolomite D2 limpide (soulignée par le tireté noir) dans l'espace intergranulaire ; faible compaction des grains (LN, RGIN19b). H- Même photographie que G (en CL) avec D2 non luminescente, ce qui peut indiquer une recrystallisation (RGIN19b).



**Figure 3-49 :** Distribution de la moyenne et de l'écart-type de D2 sur le diagramme de fractionnement, montrant la température en fonction du  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) pour différentes valeurs du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ , en prenant l'équation de Fritz et Smith (1970).

- le fluide parent aurait possédé une salinité comprise entre -9 ‰ et un peu moins de 0 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-SMOW) (Fig. 3-49), ce qui correspond à des fluides quasi marins ou à des fluides météoriques peu ou très appauvris en  $^{18}\text{O}$ . Les aquifères peu profonds ont en effet des valeurs peu négatives (Sacks, 1996; Mukherjee *et al.*, 2007), comparables aux valeurs de l'eau trouvées pour des latitudes correspondant à celles de la Provence au Tithonien et au Crétacé inférieur, tandis que les valeurs plus négatives (< -8 ‰) sont plus spécifiques d'aquifères plus profonds (Hearn *et al.*, 1989) ;
- l'enfouissement de D2 aurait été au maximum de 900 m. De ce point de vue, le peu de compaction observée dans les faciès affectés par D2 montre qu'elle se serait formée sous enfouissement de quelques centaines de mètres.

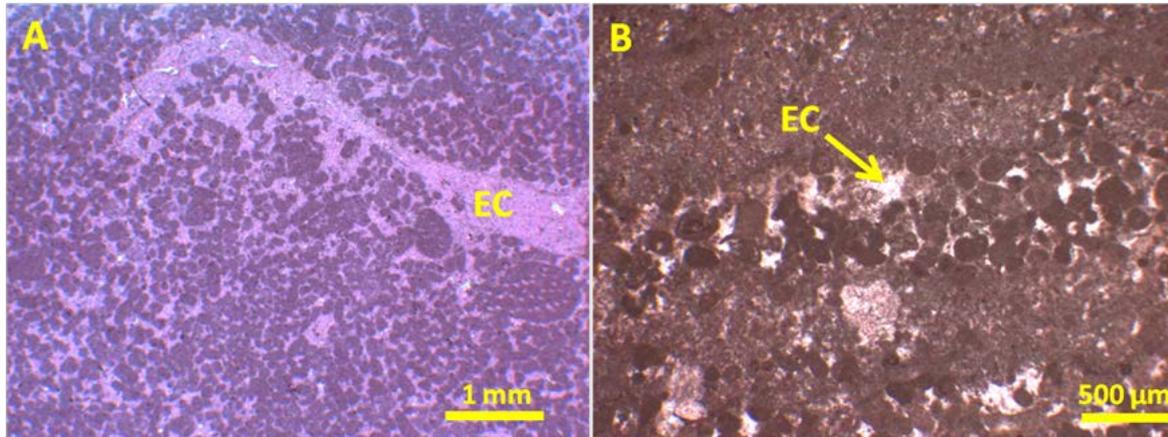
### 3.3.3.2.7. Compaction mécanique

#### Description:

La plupart des faciès montrant leurs porosités intergranulaires ou moldiques cimentées, sont très peu compactés (Fig. 3-48, G et H et 3-50, A et B).

Interprétation :

Les ciments, parmi lesquels, D1, D2, EC ou les sulfates, mis en place très rapidement dans l'histoire diagenétique, ont empêché la compaction mécanique.



**Figure 3-50 :** Faible intensité de la compaction mécanique. A et B- Calcite (EC) en remplacement de bioclastes aragonitiques ou intergranulaire, en HMC, non ferreuse, préservant les faciès de la compaction.

**3.3.3.2.8. Calcite de blocage non ferreuse SB1 et fracturation F1**

Description :

La calcite de blocage SB1 est une sparite à cristaux de 100 μm à 2 mm de taille (Fig. 3-51). Elle est non ferreuse (Fig. 3-51, A et B) et montre en cathodoluminescence des zonations de bandes noir et orange vif (Fig. 3-51, D) ou une luminescence homogène très faible, marron terne. Elle est limpide en lumière naturelle (Fig. 3-51, C) et montre de nombreuses inclusions solides ainsi que des inclusions liquides monophasées (Fig. 3-51, C). Elle est associée à une phase de fracturation F1 (Fig. 3-1, A).

Les isotopes stables de D1 (n = 9) varient de -9,25 à -6,69 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = -8,05$  ; SD = 1,03) et de -6,20 à -4,47 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = -5,54$  ; SD = 0,63) (Fig. 3-43).

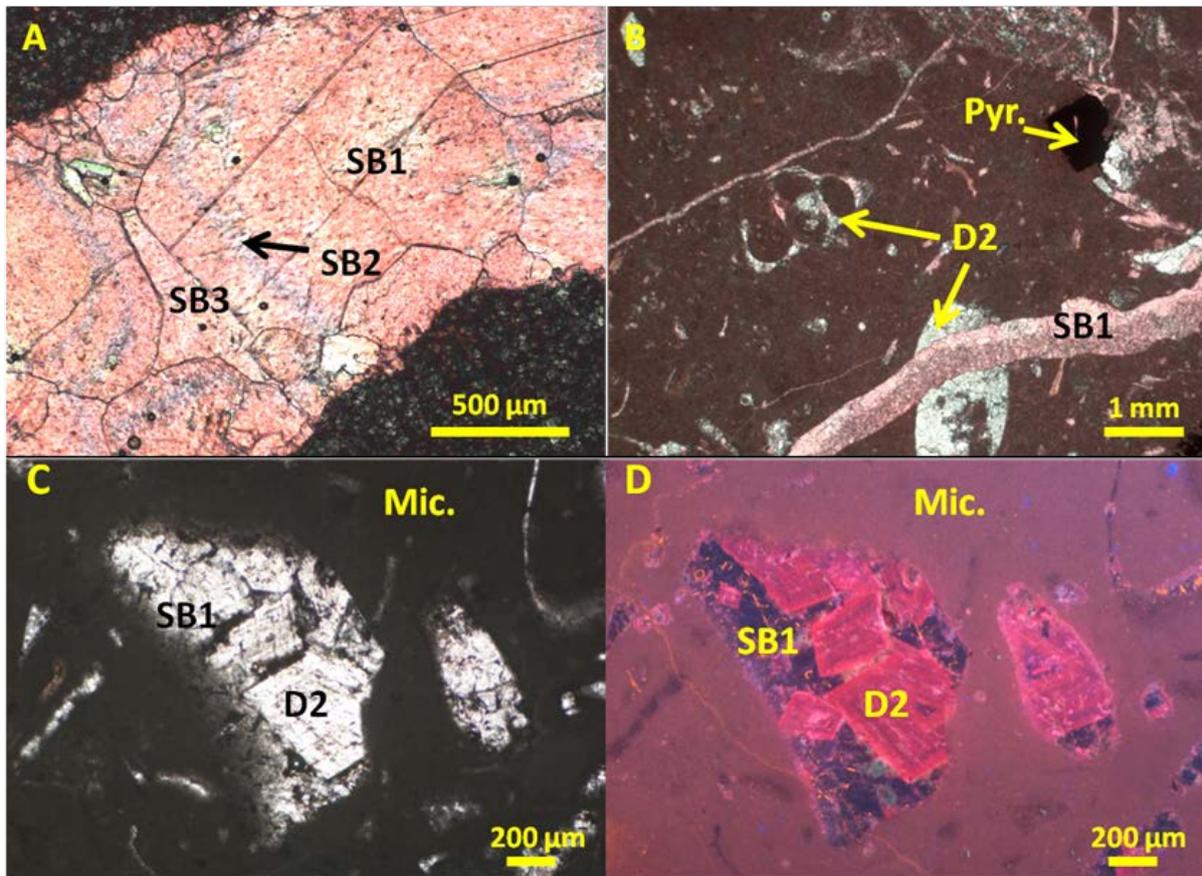
La valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de 0,707392 (Fig. 3-44).

Les valeurs en ppm de Mn varient de 16,76 à 28,83, de Fe de 116,39 à 279,24, de Sr de 66,25 à 133,80, et de Na de 263,68 à 1674,08 (n = 2) (Fig. 3-45).

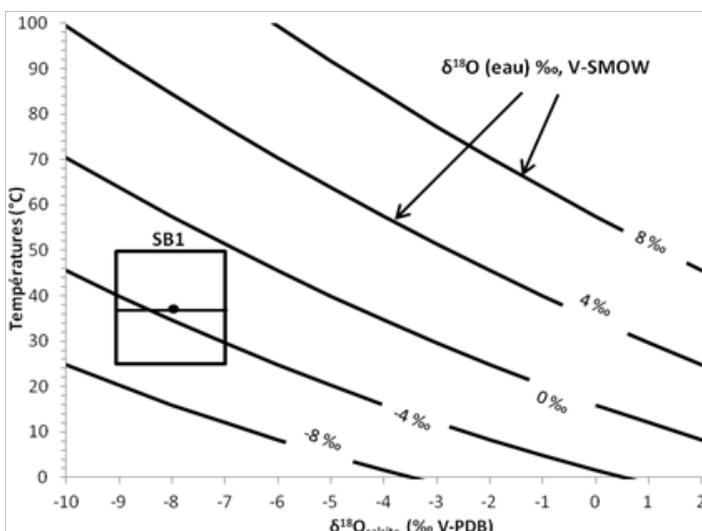
Interprétation :

Les inclusions fluides monophasées indiquent une température de formation sous 50°C (Goldstein, 1990). Les zonations en cathodoluminescence attestent de variations du potentiel d'oxydo-réduction du fluide parent de SB1, sachant que celui-ci n'était pas riche en fer (absence de coloration violette). Les valeurs isotopiques négatives en  $\delta^{18}\text{O}$  et en  $\delta^{13}\text{C}$  indiquent probablement un enrichissement du fluide parent en  $^{12}\text{C}$  dérivé de sols ainsi qu'un appauvrissement en  $^{18}\text{O}$  lié soit à une fluide météorique soit à une augmentation de température (Moore, 2001b). En raison des basses valeurs de Mn, Fe et Sr, une origine météorique du fluide est plausible (Banner, 1995).

La valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  montre une possible interaction avec des carbonates du Crétacé inférieur, comme dans le cas de la sparite de blocage SB1 de la Formation du Défens. SB1 serait donc mésogénétique d'enfouissement limité à 100 à 200 m (?). Avec un tel enfouissement et des inclusions liquides monophasées, les températures de formation de SB1 devaient être comprises entre 25 et 50°C, ce qui correspond à des fluides avec un  $\delta^{18}\text{O}$  (V-SMOW) négatif, jusqu'à -7 ‰ (Fig. 3-52), caractéristiques d'aquifères météoriques (Craig, 1961) et d'enfouissement peu important (Sacks, 1996; Mukherjee *et al.*, 2007).



**Figure 3-51 :** Calcite de blocage SB1, non ferreuse. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Calcite de blocage SB1 non ferreuse, avant SB2 ferreuse et SB3 non ferreuse (LN + AFK, RGIN 12b). B- SB1 dans une fracture recoupant D2. La pyrite cubique (Pyr.) est dans la matrice micritique (LN + AFK, RGIN 16). C- Calcite de blocage SB1 non ferreuse à inclusions solides « sales » dans un vide de dissolution et en appui sur D2 (LN, RGIN 16). D- Même photographie que C (en CL) avec SB1 noir au cœur et orange vif sur les bords en appui sur D2 zonée en différentes teinte de rose, terne au cœur et vif à l'extérieur (RGIN 16).



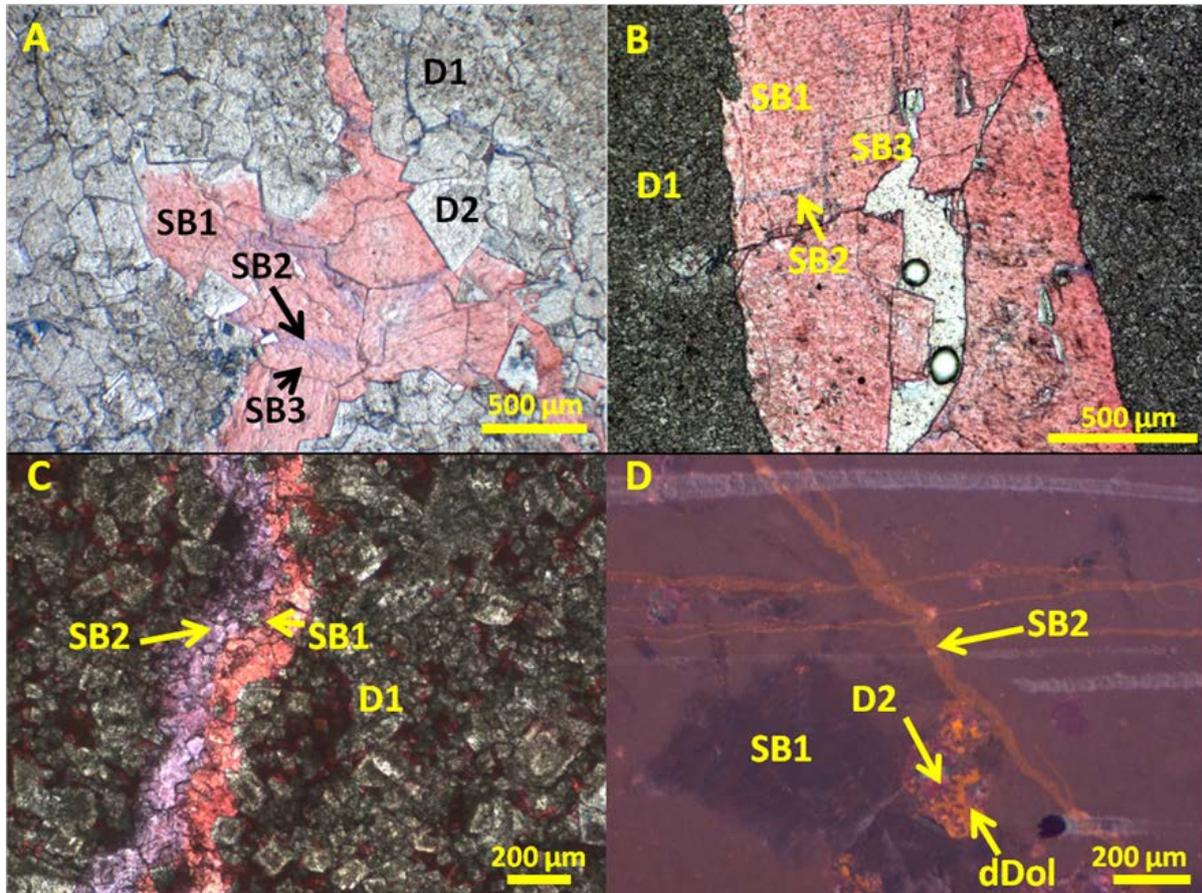
**Figure 3-52 :** Distributions des moyennes et des écarts-types de SB1 sur le diagramme de fractionnement, en prenant l'équation d'Anderson and Arthur (1970; Anderson et Arthur, 1983).

### 3.3.3.2.9. Calcite de blocage ferreuse fSB2 et fracturation F2

#### Description :

La calcite de blocage ferreuse fSB2 est associée à la phase de fracturation F2. Elle est faite de cristaux de 50 à 100 µm de taille. Elle est limpide et n'est pas luminescente (Fig. 3-53).

Ses teneurs, en ppm, en Mn varient de 15,11 à 35,28, en Fe de 737,84 à 1029,69, en Sr de 22,50 à 49,13, et en Na de 540,97 à 1625,37 (n = 2) (Fig. 3-45).



**Figure 3-53 :** Calcite de blocage ferreuse fSB2 et fracturation F2. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Calcite de blocage ferreuse fSB2 (mauve) en surcroissance sur SB1 non ferreuse (rose) et avant SB3 non ferreuse également (LN + AFK, DGIN 10). B- Calcite de blocage ferreuse fSB2 (mauve) en surcroissance sur SB1 non ferreuse et avant SB3, le tout en remplissage de fracture (LN + AFK, RGIN 17). C- fSB2 (mauve) après SB1 dans une fracture qui recoupe D1 (LN + AFK, RGIN 9). D- fSB2 à teinte orange terne recoupant D2 (CL, RGIN 16).

#### Interprétation :

Étant donné que le fluide parent de la calcite de blocage fSB2 a incorporé du fer en milieu réducteur, il devait être éloigné des environnements de surface plutôt oxydants (James et Choquette, 1984). Deux hypothèses sur la présence de Fe seraient :

- que ce Fe soit lié à la bauxitisation d'âge Crétacé moyen. (Masse et Philip, 1976) En effet, le paléokarst associé à la genèse du Bombement Durancien *sensu* Masse et Philip (1976) et affectant la série sédimentaire d'âge Jurassique supérieur a été empli de bauxite (comm. pers. M. Floquet). Les eaux météoriques auraient pu alors se

charger en fer et ainsi affecter les formations étudiées ;

- que ce Fe provienne de la stylolisation ou de la compaction de dépôts argileux. Comme fSB2 est recoupé par les stylolites et comme les formations riches en calcaires argileux sont situées nettement en profondeur (âge Bajocien-Bathonien, (Arnaud et Monleau, 1979; Floquet *et al.*, 2007), cette hypothèse est rejetée. En outre, si la compaction d'argiles avait été la source de Fe, il est probable que la teneur en Sr aurait été plus élevée ainsi que celle en Mn.

La faible teneur en Sr caractériserait une eau plutôt météorique (Banner, 1995).

#### **3.3.3.2.10. Compaction chimique et stylolisation**

##### Description :

La stylolisation recoupe presque toutes les phases diagénétiques sauf la calcite SB3 (Fig. 3-54, A et B). Deux épisodes de stylolisation ont eu lieu, donnant des plans horizontaux S1 et des plans verticaux S2 se recoupant de manière orthogonale (Fig. 3-4, C). Certains joints stylolitiques sont vides (sans résidu insoluble), d'autres montrent de la sparite de blocage SB3.

##### Interprétation :

La compaction chimique peut débuter très rapidement mais son intensité étant liée en partie à la charge lithostatique, elle intervient généralement à partir de 300 m (Brown, 1990; Carrio-Schaffhauser *et al.*, 1990; Fabricius, 2000). Classiquement, les stylolites générés par la charge lithostatique verticale sont orthogonaux à cette charge, ce qui est le cas des plans horizontaux S1 (Fig. 3-54, C). Les plans verticaux S2, recoupant orthogonalement les plans S1, auraient été générés par une contrainte horizontale, probablement liée à la compression pyrénéo-provençale fini-crétacée (exhumation de la série d'âge Jurassique et Crétacé, Gisquet *et al.* 2012).

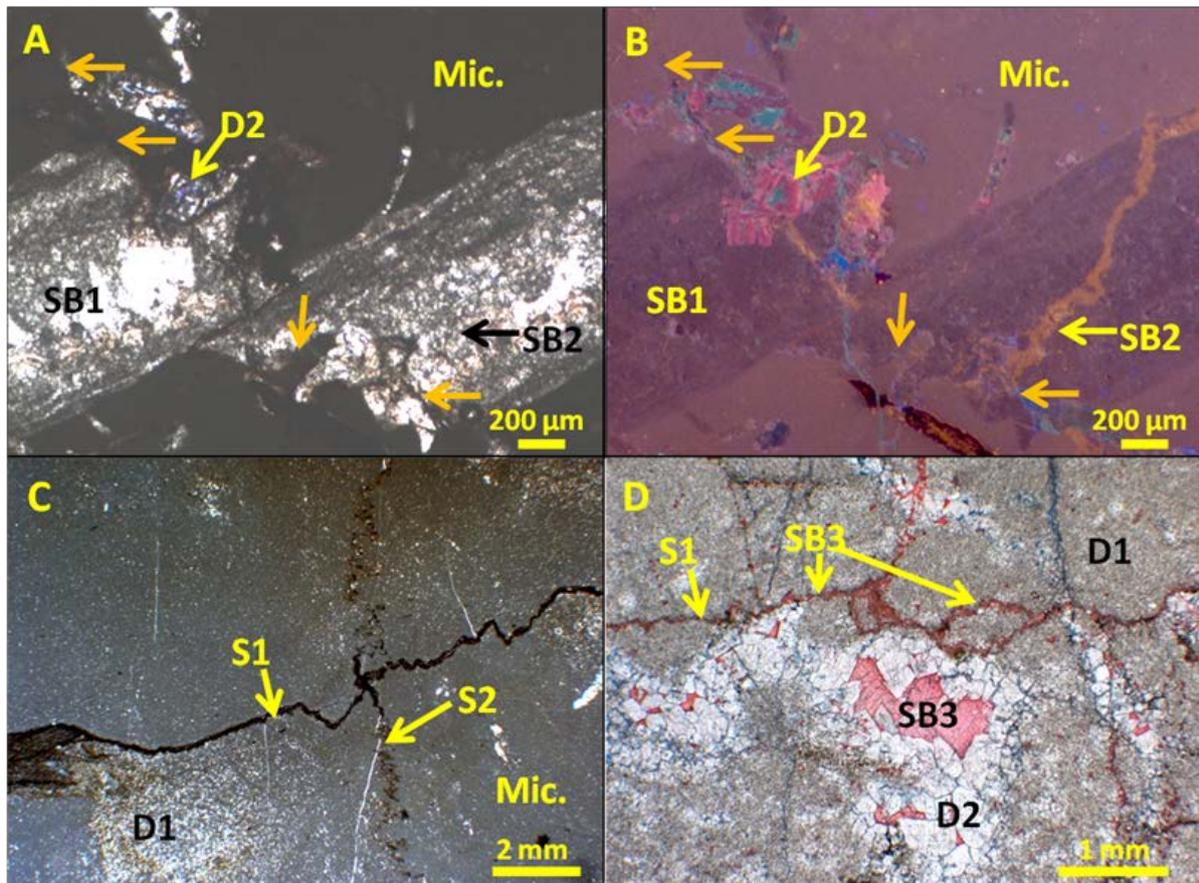
#### **3.3.3.2.11. Calcite de blocage non ferreuse SB3, fracturation F3 et dédolomitisation**

##### Description :

La calcite de blocage SB3, en cristaux de 100  $\mu\text{m}$  à 3 mm de taille, est non ferreuse (Fig. 3-55, A). Elle présente en cathodoluminescence des zonations noir, orange vif et jaune vif quasiment de mêmes épaisseurs (de 200 à 400  $\mu\text{m}$ ) (Fig. 3-55, D). En lumière naturelle, elle est limpide et présente des inclusions liquides monophasées (Fig. 3-55, B et C). Elle est associée à une phase de fracturation F3 qui peut réemprunter F1 et F2. Elle colmate des vides de dédolomitisation et, dans ce cas, a une texture grumeleuse en cathodoluminescence (Fig. 3-55, A, E, F).

Les teneurs, en ppm, en Mn varient de 22,30 à 53,89, en Fe de 201,94 à 668,82, en Sr de 40,63 à 97,62, et en Na de 191,40 à 3614,08 (n = 3) (Fig. 3-45).

La valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de 0,707891 (Fig. 3-44).

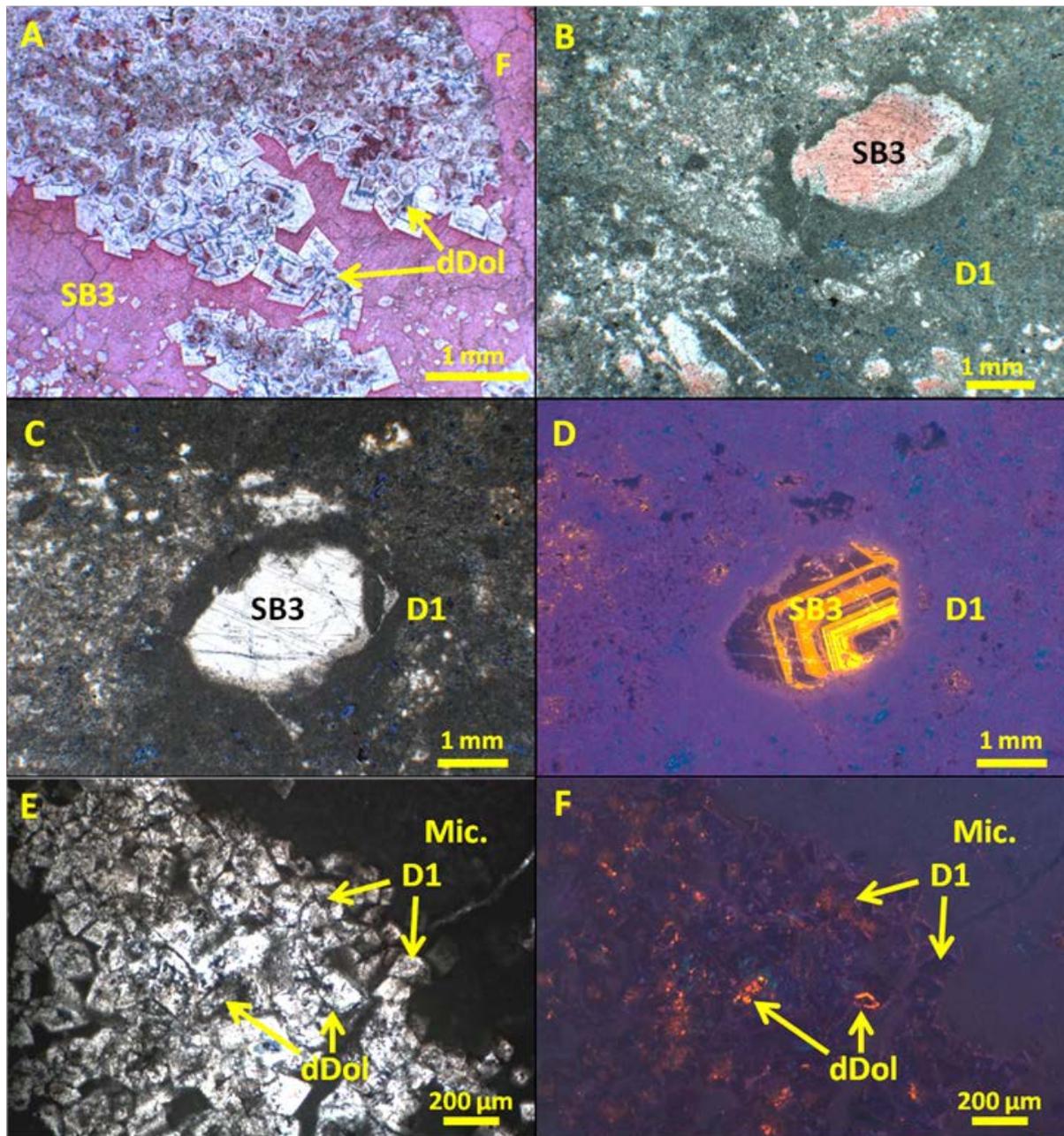


**Figure 3-54 :** Compaction chimique et stylolitisation incluant des plans horizontaux S1 et des plans verticaux S2 recoupant S1. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- S1 (flèches oranges) recoupant les ciments SB1, fSB2 et D2 (LN, RGIN 16). B- Même photographie que A (en CL) avec S1 (flèches oranges) recoupant les ciments SB1 (marron terne), SB2 (orange terne) et D2 (rose vif). (RGIN 16). C- S1 recoupé par S2 (LN, RGIN 38). D- S1 ouvert avec SB3 à l'intérieur (LN + AFK, DGIN 22a).

Interprétation :

Comme la calcite de blocage SB3 remplit certains stylolites horizontaux probablement réouverts durant la surrection des séries, et comme elle n'est pas ferreuse, le fluides parent devait provenir d'un environnement oxydant proche de la surface. De plus, ses teintes de luminescence zonées indiquent des variations du potentiel d'oxydo-réduction du fluide parent (Machel, 1985), ce qui est compatible avec un fluide proche de la surface et soumis aux fluctuations saisonnières (Edmunds *et al.*, 1973; Kvale *et al.*, 1994). Les variations des teneurs en éléments traces sont en accord avec cette interprétation, la faible teneur en Sr plaidant de plus pour une eau plutôt météorique (James et Choquette, 1984).

Le sodium pourrait indiquer un mélange avec de l'eau salée, marine. De ce point de vue, le  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  donne un âge Miocène, ce qui laisse à penser qu'il y aurait eu soit influence de la transgression marine d'âge Miocène (mélange eau marine - eau douce dans les environnements très littoraux de l'époque, (Gallois, 2011), soit interaction avec des carbonates marins du Miocène qui auraient en partie tamponné le fluide à l'origine de SB3 (Fig. 3-44).



**Figure 3-55:** Calcite de blocage SB3 et dédolomite. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Calcite de blocage non ferreuse SB3 dans les fractures (F) et dédolomitisation dans D2 (LN + AFK, DGIN 25). B- Calcite de blocage non ferreuse SB3 en remplissage des vides de dissolution dans D1 (LN + AFK, DGIN 33). C- Calcite de blocage non ferreuse SB3 dans un vide de dissolution (LN, DGIN 33). D- Même photographie que C (en CL) avec la calcite non ferreuse SB3 zonée en bandes épaisses de 100 à 300 µm, non luminescentes et luminescentes jaune vif et orange vif (DGIN 33). E- Dédolomite (dDol) de D1 (Mic. = micrite) (LN, DGIN 18). F- Même photographie que E (en CL) avec la texture grumeleuse donnée par les teintes de la calcite SB3 dans le cœur des rhomboèdres de D1 dédolomitée (dDol) (Mic. = micrite) (DGIN 18).

Un autre argument pour la mise en place de SB3 sous des conditions proches de surface est la dédolomitisation qui peut avoir lieu à proximité de la surface ou en surface par :

- oxydation de la pyrite libérant de l'acide sulfurique capable de dissoudre la dolomite et de précipiter de la calcite (Evamy, 1963) ;
- pCO<sub>2</sub> atmosphérique et de l'eau de pluie, à température inférieure à 50°C, suffisants pour dissoudre la dolomite (De Groot, 1967) ;
- excès de calcium ou chute du rapport Mg/Ca (<1) , dus à la dissolution du gypse (Evamy, 1967; Abbott, 1974; Black *et al.*, 1983; Bischoff *et al.*, 1994), permettant une dédolomitisation (Hsü, 1963).

Comme l'oxydation de la pyrite est observée ici à l'affleurement, ainsi que la dissolution par eaux de pluie, sous pression atmosphérique, il est probable que la genèse de SB3 et la dédolomitisation soient liées à l'exhumation.

### 3.3.3.2.12. Conclusions

La dolomitisation dans la Formation de La Gineste est directement liée au dépôt de chacune des STHF qui la constituent. Les saumures saturées en Mg et nées dans les environnements de dépôts supratidaux des sommets des STHF, ont dolomitisé syngénétiquement ou très précocement les dépôts sous-jacents d'environnements inter- à subtidaux. Les reflux se sont faits *per descensum* et latéralement, d'abord à la faveur des porosités et perméabilités initiales, sédimentaires, des faciès granulaires, puis vers le bas, dans les faciès à dominante « boueuse » en grande partie grâce aux terriers qui ont joué un rôle de drains.

La dolomitisation, principalement marine et de remplacement, après dissolution des grains aragonitiques ou en HMC lors de diagenèse météorique très précoce, a donné à la roche une importante porosité intercrystalline. L'acquisition d'une telle **porosité intercrystalline a donc été très précoce**, sous enfouissement nul ou très faible. Si la porosité n'a pas été totalement obturée par les sparites de blocage et si, de plus la dédolomitisation a affecté la roche, la Formation de La Gineste peut présenter des porosités intercrystallines évaluées visuellement entre 10 et 20% dans les faciès granulaires péloïdaux et oo-bioclastiques à rides et litages obliques. La **création tardive de porosité par dédolomitisation**, sous conditions proches de la surface (télogénèse), pourrait être responsable des bonnes perméabilités mesurées dans les aquifères provençaux.

Comme les meilleures porosités se développent dans les bancs dolomitiques, initialement de faciès granulaires péloïdaux et oo-bioclastiques, il est possible que ces bancs forment des drains stratiformes continus. Cependant, il est très difficile de prévoir leur extension latérale du fait 1) des variabilités faciologiques intrinsèques aux STHF et 2) de la quasi impossibilité de corréliser ces STHF hors affleurement, étant donné qu'ont été privilégiés comme moteurs de leur genèse, des processus autocycliques locaux et propres au bassin de sédimentation, plutôt que des variations d'accommodation à impact sédimentaire de plus grande échelle (Dalmaso et Floquet, 2001).

### **3.3.4. La Formation de La Madrague de Montredon : la réduction des sulfates comme préalable à la dolomitisation ?**

La Formation de la Madrague a été étudiée dans les secteurs d'étude de la Nerthe, de l'Etoile et de La Gineste-Madrague de Montredon, mais seul un log à haute résolution a été réalisé, dans la coupe de La Madrague de Montredon. Ce log montre la totalité de la partie visible de la Formation de La Madrague de Montredon dans sa localité type, ainsi qu'une partie de la Formation du Mont-Rose, dans sa localité type également (Fig. 3-56).

#### **3.3.4.1. Principaux traits sédimentologiques, stratigraphiques et d'évolution environnementale**

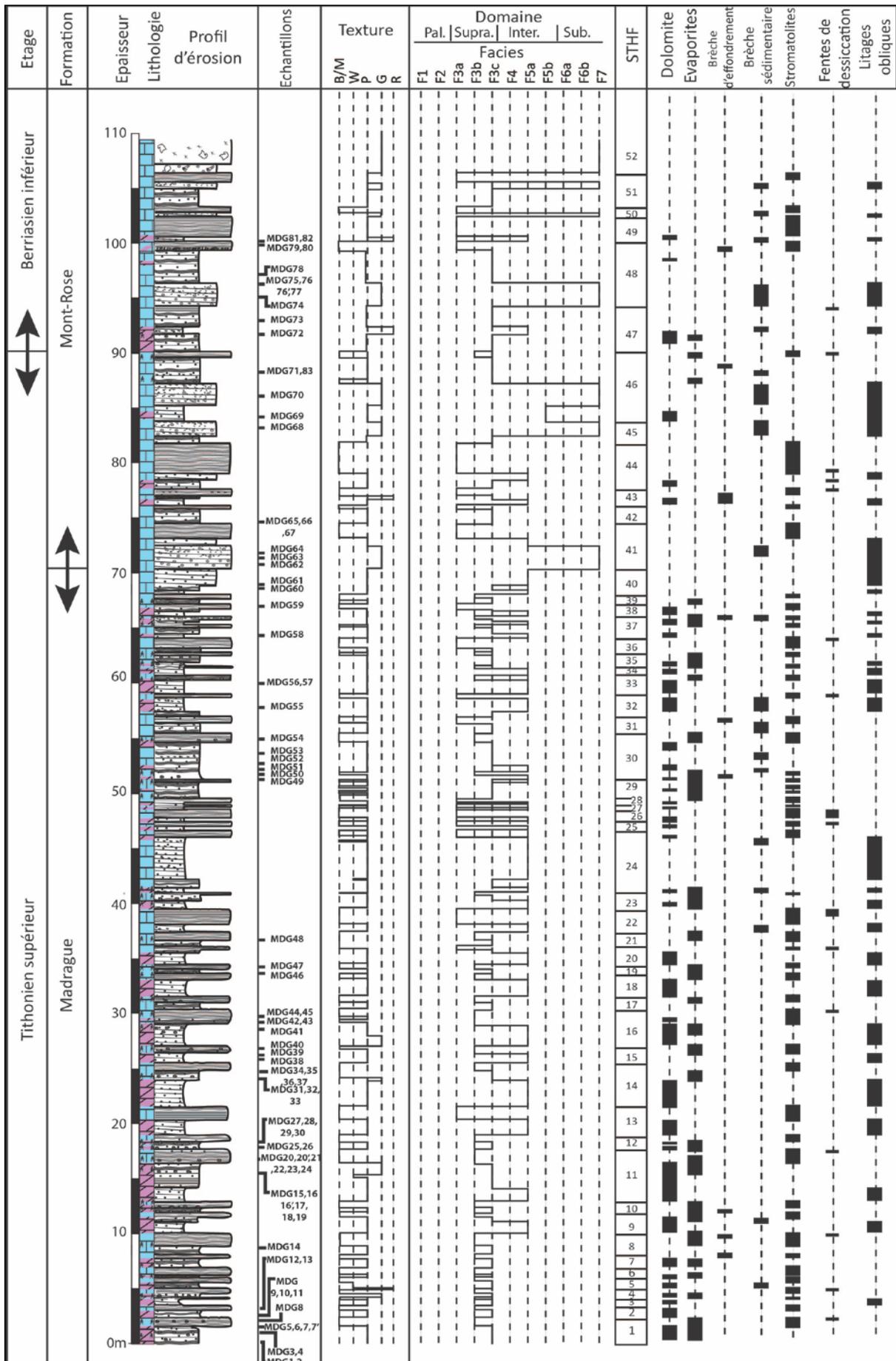
Le passage de la Formation de La Gineste à celle de La Madrague de Montredon est marqué par le développement des faciès à stromatolites généralement ondulants et souvent préservés en calcaire.

Dans la localité type, la partie visible, épaisse d'environ 70 m, de la Formation de La Madrague de Montredon (en manqueraient ici environ 30 m, formant sa partie basale) est faite de l'empilement de séquences de dépôts à très haute fréquence (STHF) comprenant chacune les mêmes types de faciès dolomitico-calcaires, le tout décrit et interprété en détail par Dalmasso (2001), puis revu d'un point de vue génétique par Dalmasso et Floquet (2001). La coupe a été réétudiée dans le cadre de cette Thèse, en particulier pour définir les phases diagénétiques subies par la formation et caler celles-ci par rapport aux STHF et aux événements ultérieurs. 40 STHF ont été ici relevées, dont une séquence typique montre la succession des faciès F5a, F3c et F3b, exprimant une évolution depuis un environnement de dépôt subtidal très peu profond à intertidal jusqu'à un environnement supratidal (Fig. 3-57).

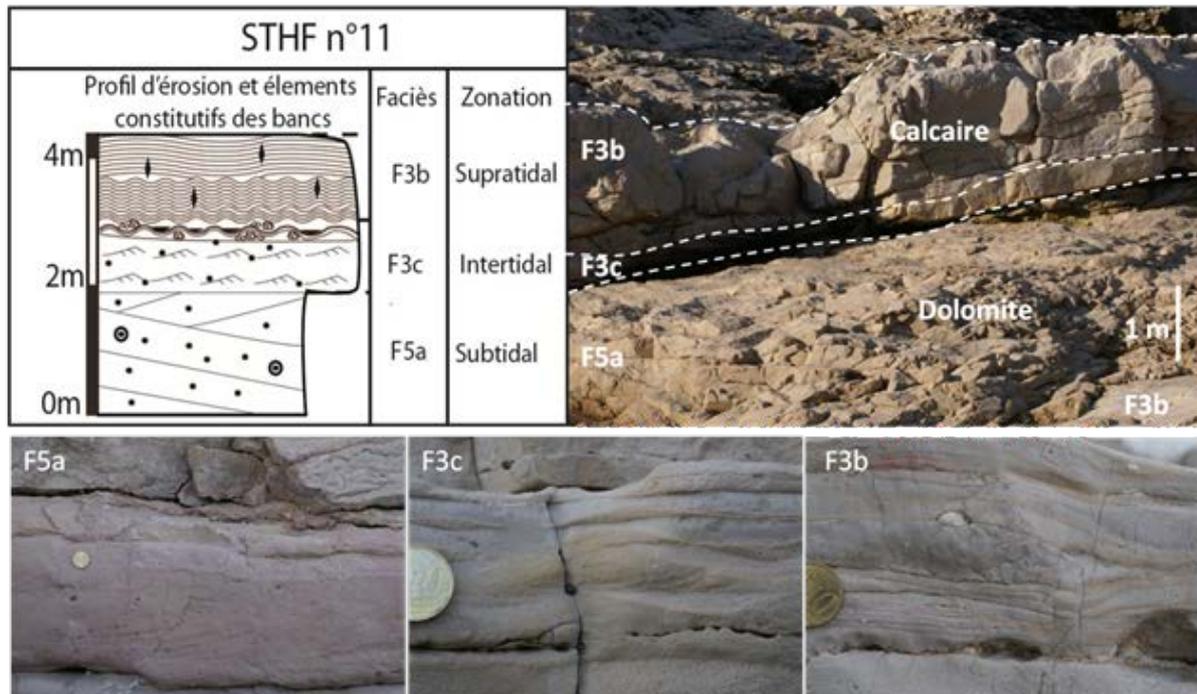
La Formation de La Madrague de Montredon a la particularité de montrer de nombreuses structures et figures de cristallisation et de dissolution de sulfates ainsi que de biominéralisations : pseudomorphoses de gypse (Fig. 3-58, A), ou d'anhydrite (Fig. 3-58, B), microbrèches d'effondrement après dissolution des évaporites (Fig. 3-58, C), gonflements de lamines stromatolitiques à diverses échelles (centimétrique, décimétrique et métrique) (Fig. 3-58, D, E et F). Les faciès à stromatolites sont peu ou pas dolomitisés (Fig. 3-59, A) tandis que les faciès à litages obliques, à rides de courants, granulaires à l'origine, le sont intensément.

L'induration précoce de la micrite (et la très faible porosité résultante) par médiation des films cyanobactériens dans les stromatolites, aurait bloqué la percolation des fluides dolomitisants (Fig. 3-59, C). Au contraire, les faciès initialement granulaires, poreux, auraient permis la circulation des fluides (Fig. 3-59, D). De plus, la précipitation de gypse et/ou d'anhydrite qui fixe du Ca et augmente ainsi le rapport Mg/Ca du fluide résiduel (Aharon *et al.*, 1977) favorise la cristallisation de dolomite (Kinsman, 1966; Bathurst, 1975; Sibley et Gregg, 1987; Zentmyer *et al.*, 2011). Le fait que les pseudomorphoses d'anhydrite soient très souvent localisées à l'interface entre calcaire et dolomie (Fig. 3-59, B) semble correspondre à ce processus. Cette diagenèse très précoce renforce les contrastes initiaux de porosité et crée très précocement des drains ou des barrières pour la circulation des fluides. Le réservoir résultant a ainsi dû être segmenté verticalement par ces contrastes de porosité de manière précoce.

La cristallisation d'évaporites plus les omniprésentes évidences d'émersions répétées (fentes de dessiccation (Fig. 3-59, E) et traces de passage de racines (Fig. 3-59, F)) attestent de conditions climatiques arides et évaporatoires.

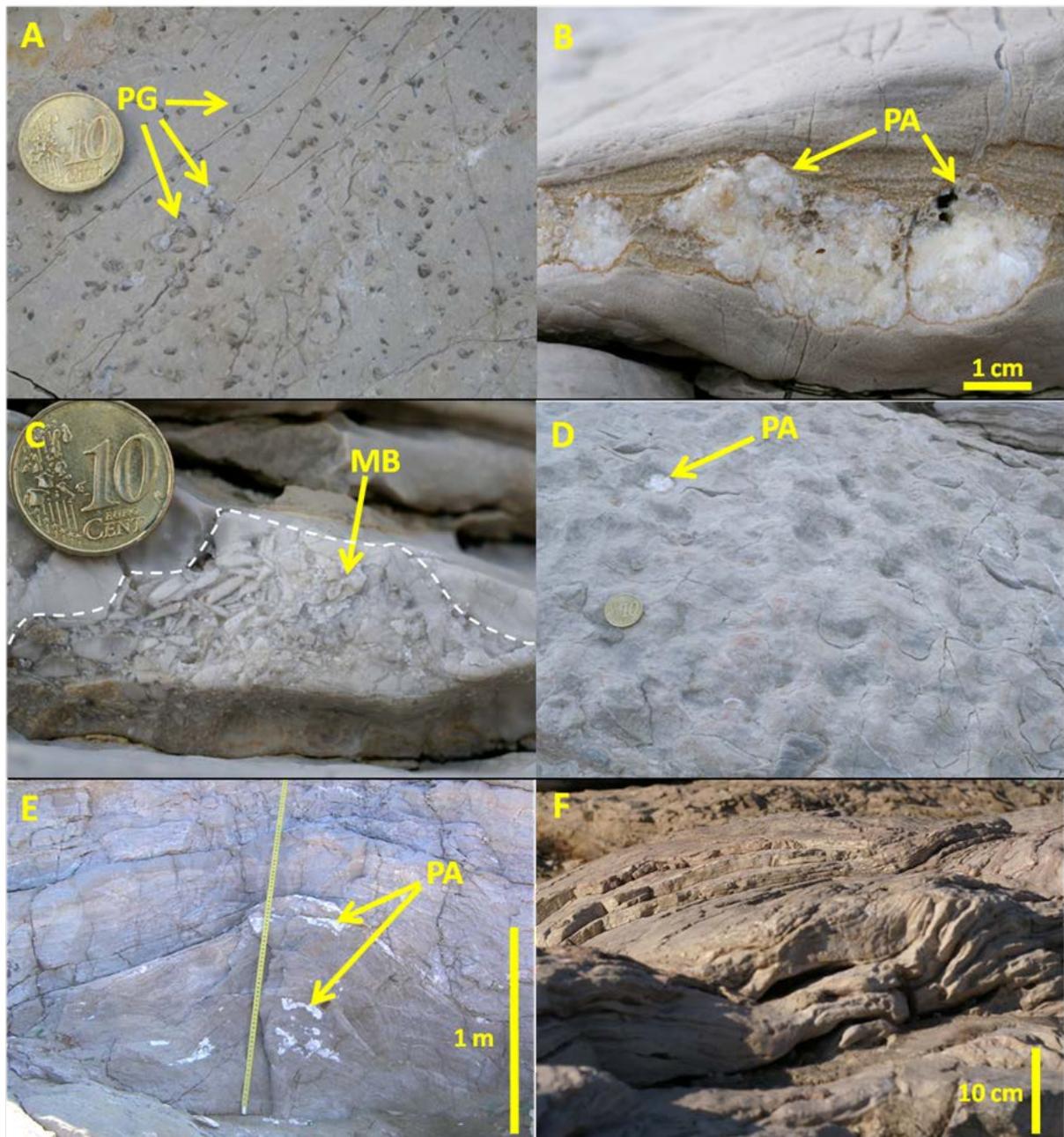


**Figure 3-56 (page précédente) :** Coupe de La Madrague de Montredon et du Mont Rose dans leurs localités types. Sont représentés les 70 m supérieurs (base non visible) de la Formation de La Madrague de Montredon et les 40 premiers m de la Formation du Mont-Rose. 40 STHF ont été définies dans la Formation de la Madrague de Montredon et 12 dans celle du Mont-Rose, chacune traduisant généralement des évolutions d'environnements de dépôts, de subtidaux très peu profonds à supratidaux. Pal. = Palustre, Supra. = Supratidal, Inter. = Intertidal et Sub. = Subtidal. B/M = Boundstone-Mudstone, W = Wackestone, P = Packstone, G = Grainstone et R = Rudstone. Se reporter à la légende volante pour la signification des figurés.

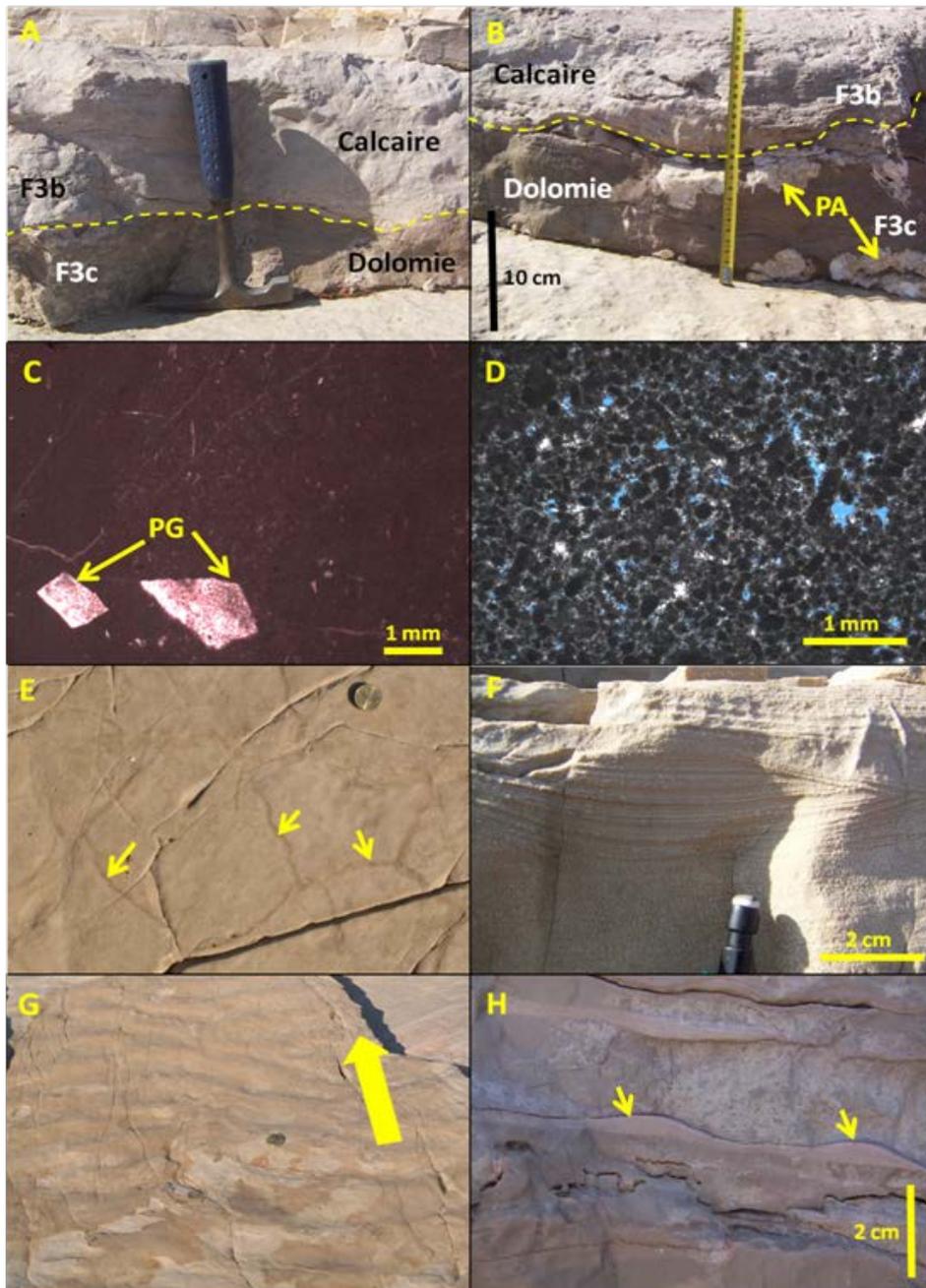


**Figure 3-57 :** Séquence typique de la Formation de La Madrague de Montredon montrant la succession F5a (à litages obliques), F3c (à flaser bedding et rides de courant), et F3b (à lamines stromatolitiques avec pseudomorphoses d'anhydrite en nodules calcitiques (en blanc)). La dolomite affecte totalement F5a, partiellement F3c et très peu F3b. Échelle = pièce d'1 cm de diamètre. Se reporter à la légende volante pour la signification des figurés.

Les proportions de dolomie et d'évaporites, et de stromatolites, diminuent vers le haut jusqu'à presque disparaître ce qui correspond au passage à la Formation du Mont-Rose. Cette dernière formation montre désormais une dominance de faciès calcaires ooblastiques, auxquels s'ajoutent, en sommet des STHF, des faciès à laminations cyanobactériennes et fenestrae. De tels faciès, plus une biodiversité normale, traduisent une nette ouverture sur le large marin, sans que les profondeurs moyennes aient pour autant changé (les évidences d'émersion sont aussi nombreuses) (Dalmaso, 2001 ; Dalmaso et Floquet, 2001). Un changement de régime hydrodynamique (meilleur renouvellement des eaux) plus un probable changement climatique ont probablement été les contrôles majeurs de la fin des processus de dolomitisation et de genèse d'évaporites. De ce point de vue, une diminution de l'aridité et une augmentation de l'humidité est envisagée au Berrisien inférieur (Deconinck *et al.*, 1988).



**Figure 3-58 :** Structures liées à des évaporites dans la Formation de La Madrague de Montredon. A- Pseudomorphoses de gypse en calcite (PG) dans un mudstone en couverture d'un stromatolite. B- Pseudomorphoses d'anhydrite (PA) en calcite et en silice, au sein de dolosparite/dolomicrosparite à rides de courant (environnement intertidal probable). C- Microbrèche d'effondrement par dissolution d'évaporites avec ciment calcitique inter-éléments. D- Petits bombements stromatolitiques vus du dessus, en partie liés à la croissance précoce de nodules d'anhydrite (PA) engendrant la déformation des voiles cyanobactériens. E- Déformation d'échelle métrique par cristallisation d'anhydrite (pseudomorphoses PA en blanc) et gonflement résultant dans des dépôts laminés d'environnement intertidal. F- Ondulations d'échelle métrique dans un banc stromatolitique. Échelle = pièce d'1 cm de diamètre.



**Figure 3-59 :** Dolomitisation sélective des faciès et marqueurs inter- à supratidaux. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Dolomitisation préférentielle des faciès initialement granulaires (d'environnement très probablement intertidal), les faciès à stromatolites restant calcaires. B- Dolomitisation préférentielle des faciès initialement granulaires (d'environnement très probablement intertidal), avec pseudomorphoses calcitiques de nodules d'anhydrite à l'interface avec les faciès à stromatolites restés calcaires. C- Faciès mudstone à pseudomorphoses calcitiques de gypse (PG), non dolomitisé, d'environnement inter- à supratidal (LN + AFK, MDG 22). D- Packstone-grainstone péloïdal F5b, totalement dolomitisé, montrant encore aujourd'hui une porosité intergranulaire (LN + AFK, MDG 29). E- Fentes de dessiccation (flèches), vue de dessus. F- Rides de courants à lamines tronquées au sommet. G- Rides de courant en sommet de banc. La flèche donne le sens du courant. H- Rides de courant en coupes (flèches) sur un sédiment finement granulaire dolomitisé, que recouvre un sédiment plus fin microgranulaire dolomitisé (plus clair).

### **3.3.4.2. Diagenèse**

La Formation de La Madrague de Montredon montre les phases diagénétiques successives suivantes : 1) micritisation, 2) cimentation isopaque IC, 3) cristallisation d'anhydrite et gypse précoces, 4) dolomite de remplacement D1, 5) dissolution des grains aragonitiques, recristallisation des ciments HMC en calcite palissadique ou équigranulaire et ciment équigranulaire en mosaïque, 6) silicification des gypse ou anhydrite, 7) cimentation dolomitique D2 et fracturation F1, 8) compaction mécanique, 9) calcite de blocage SB1 et fracturation F2, 10) calcite de blocage SB2 et fracturation F3, 11) compaction chimique et stylolitisaiton, 12) cimentation par dolomite baroque SD et fracturation F4, et 13) calcite de blocage SB3, dédolomitisation et fracturation F5.

#### **3.3.4.2.1. Micritisation**

##### Description :

Certains bioclastes montrent une micritisation à leur périphérie, qui se traduit par enveloppe sombre autour du grain (Fig. 3-60, A).

##### Interprétation :

Comme précédemment décrite, la micritisation des grains est en partie le fruit de l'action de micro-perforants (Henrich et Wefer, 1986; Freiwald, 1995).

#### **3.3.4.2.2. Ciment calcitique isopaque IC**

##### Description :

Un ciment isopaque, d'épaisseur <20 µm, est visible autour de certains grains. La plupart du temps, il est dolomitisé ou recristallisé en calcite palissadique ou équigranulaire (Fig. 3-60, B).

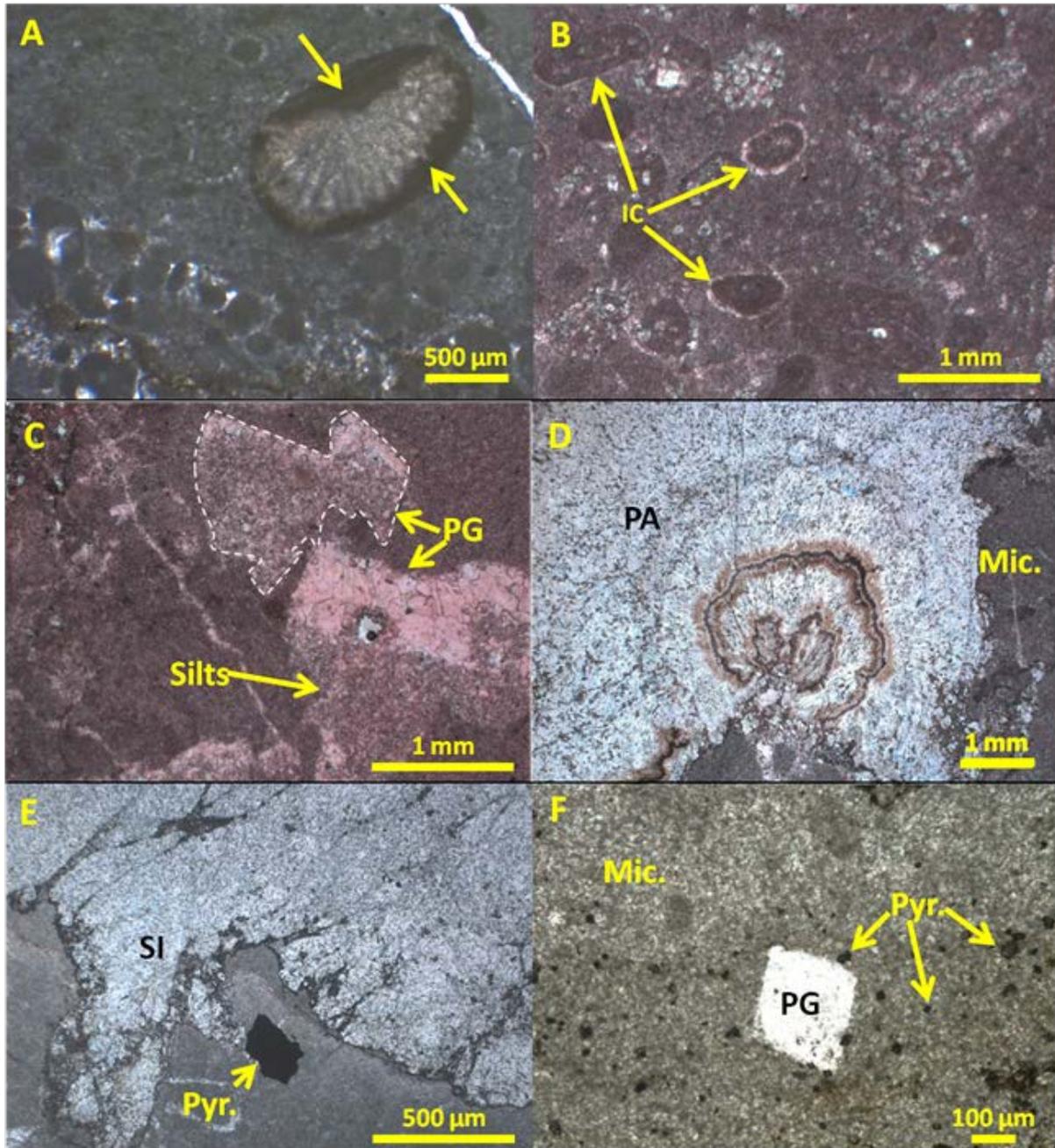
##### Interprétation :

Les ciments isopaques sont précoces et issus de la diagenèse marine phréatique (Purser, 1973; Schroeder, 1973; Schroeder et Purser, 1986; Brigaud *et al.*, 2009). Leur minéralogie initiale était probablement en calcite hautement magnésienne (HMC) ayant recristallisé en LMC par la suite (Durllet et Loreau, 1996). Actuellement, ils sont soit en LMC, soit en dolomite.

#### **3.3.4.2.3. Anhydrite et gypse précoces**

##### Description :

Les pseudomorphoses de gypse et d'anhydrite sont fréquentes dans presque tous les faciès. Les évaporites ont cristallisé en remplaçant ou en déplaçant le sédiment hôte (Fig. 3-58, A et B ; Fig. 3-59, B et C). Les pseudomorphoses sont en calcite et/ou en silice, les nodules étant plus particulièrement en silice calcédoine ou microquartz (Fig. 3-60, C et D). La plupart des pseudomorphoses nodulaires se trouvent dans les faciès granulaires d'environnements sub-à intertidaux, et la plupart des pseudomorphoses de cristaux lenticulaires de gypse se trouvent dans les faciès « boueux » d'environnements inter- à supratidaux.



**Figure 3-60 :** Micritisation, ciment isopaque, pseudomorphoses d'évaporites. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Micritisation précoce (flèches) d'un débris d'algue. B- Ciment isopaque fibreux recristallisé (IC) en périphérie de péloïdes (LN + AFK, MDG 8). C- Pseudomorphoses de gypse (PG), remplissage de la cavité de dissolution du gypse par un silt cristallin interne, calcite non ferreuse (rose) de blocage final de la cavité (LN + AFK, MDG 16). D- Pseudomorphose d'anhydrite (PA) silicifiée, ayant cristallisé dans une matrice micritique (Mic.) (LN, MDG 16). E- Pseudomorphose d'anhydrite silicifiée (SI) et pyrite (Pyr.) dans une matrice micritique (LN, MDG 9'). F- Microcristaux de pyrite (<20 µm) dispersés dans une micrite (Mic.) avec une pseudomorphose siliceuse d'un microcristal de gypse (PG).

Interprétation :

Le fait que le sédiment hôte ait été déformé par la croissance des évaporites indique qu'il n'était alors pas encore induré et donc que la cristallisation des évaporites a été précoce. Les gypses en fer de lance et en cristaux monocliniques sont aussi de bons indicateurs de cristallisation précoce en domaine aride et chaud : ils sont connus actuellement dans les sebkhas (Kinsman, 1966; Bush, 1973). L'anhydrite en bancs ou nodules se forme au dessus du niveau de la nappe d'eau soit, en théorie, au dessus des gypses (Warren et Kendall, 1985). Les gypses sont également présents dans les salinas, où l'anhydrite est absente en raison des conditions subaquatiques (Warren, 1982; Wahab, 1991; Perkins *et al.*, 2009). Dans la Formation de La Madrague de Montredon, les nodules se trouvant majoritairement sous les gypses en fer de lance pourraient avoir été des nodules de gypse, en suivant Warren (1982) qui montre que la croissance de nodules de gypse dans une tranche de sédiment épaisse de 0,6 à 1 m -peut amener la déformation de stromatolites. Après cristallisation, les nodules de gypse auraient pu être déshydratés et transformés. Quoiqu'il en soit, ces évaporites étaient syngénétiques ou très précoces.

**3.3.4.2.4. Pyrite**

Description :

La pyrite se présente en cristaux cubiques, automorphes à sub-automorphes, isolés quand ils ont une taille de 200  $\mu\text{m}$  (Fig. 3-60, E) ou en groupe lorsqu'ils sont de taille inférieure à 20  $\mu\text{m}$  (Fig. 3-60, F). La pyrite est fréquemment associée aux stromatolites et à proximité des pseudomorphoses d'évaporites nodulaires.

Interprétation :

La présence de pyrite à proximité de pseudomorphoses de sulfates et dans les stromatolites semble indiquer une origine précoce. Le métabolisme des films cyanobactériens des stromatolites aurait réduit, par bactério-sulfato-réduction ou BSR, les sulfates en solution dans les premiers mètres du sédiment et ainsi libéré du soufre pouvant se complexer avec le fer (Berner, 1972; Raiswell et Berner, 1985).

**3.3.4.2.5. Dolomite de remplacement**

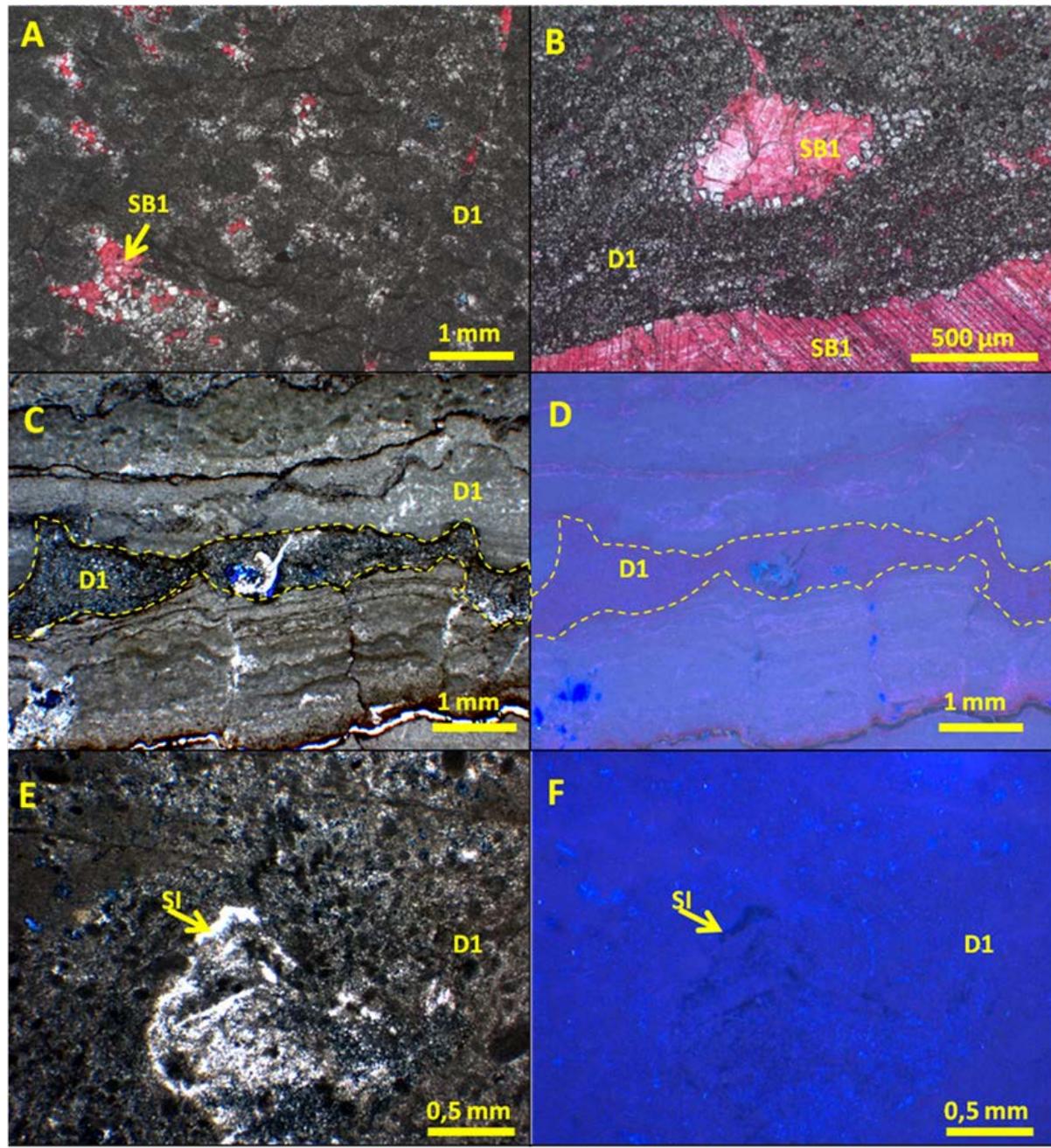
Description :

La dolomite D1, à cristaux de moins de 10  $\mu\text{m}$  à 80  $\mu\text{m}$  de taille, subhédraux, (Fig. 3-61, A et B), « sale » en lumière naturelle, non colorée à l'alizarine et au ferricyanure de K, remplace matrice et grains. Elle ne renferme aucune inclusion liquide. En cathodoluminescence, ses teintes sont bleu terne à violet terne, sans aucune zonation (Fig. 3-61, C, D, E et F).

Les isotopes stables varient de -3,74 à 7,97 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = 2,01$  ; SD = 2,86) et de -0,62 à 2,95 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = 1,07$  ; SD = 0,81) (n = 34) (Fig. 3-62).

La valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de 0,707272 (Fig. 3-63).

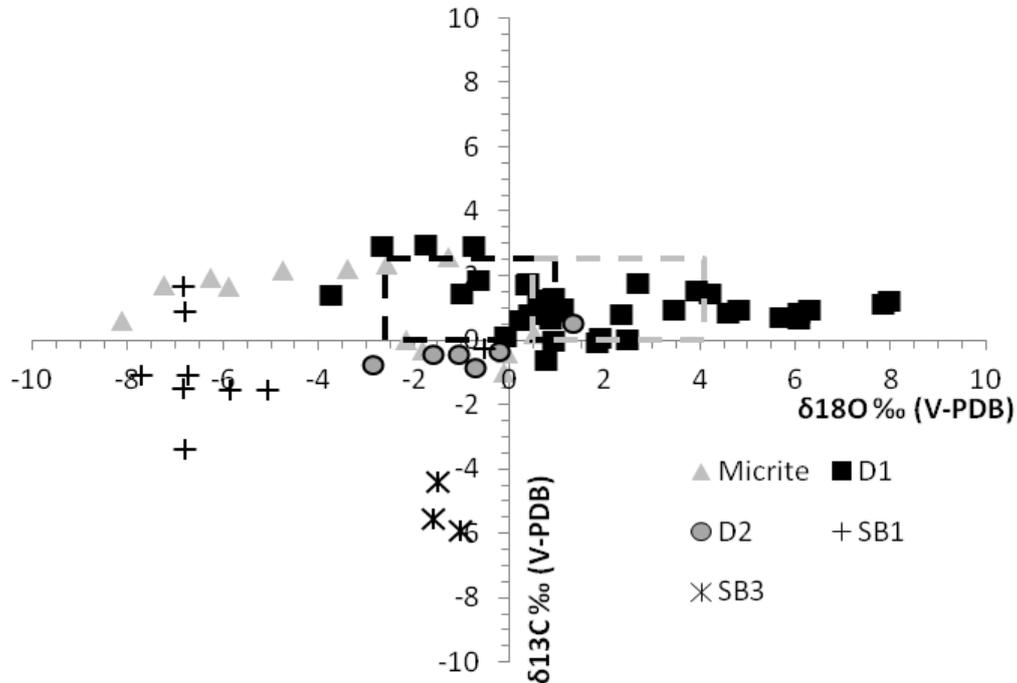
Les teneurs, en ppm, en Mn varient de 16,76 à 28,83, en Fe de 116,39 à 279,24, en Sr de 66,25 à 133,80, et en Na de 263,68 à 1674,08 (n = 8) (Fig. 3-64).



**Figure 3-61 :** Dolomite de remplacement D1. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Dolomite D1 et sparite de blocage SB1 non ferreuse dans F3c (LN + AFK, MDG 25). B- Dolomite D1 dans un faciès à dissolutions partielles dont les vides sont cimentés par SB1 non ferreuse (LN + AFK, MDG 17). C- Stromatolites dans F3b partiellement dolomitisé par D1 (LN, MDG 33b). D- Même photographie que C (en CL) avec D1 de teinte uniforme, violet terne (MDG 33b). E- D1 dans un faciès péloïdal avec une pseudomorphose en silice (SI) d'évaporite (LN, MDG 55). F- Même photographie que E (en CL) avec D1 de teinte bleu nuit terne et avec la silice (SI) non luminescente noire (MDG 55).

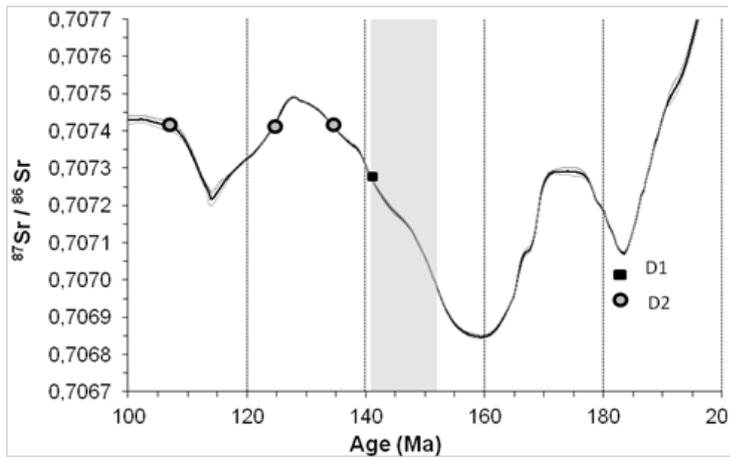
Interprétation :

La texture subhédrale de D1 indiquerait une température de formation inférieure à 50°C (Gregg et Sibley, 1984). Le remplacement, avec préservation de la texture, est souvent une preuve de dolomitisation précoce (McKenzie *et al.*, 1980; Frisia, 1991; Strohmenger *et al.*, 2010).

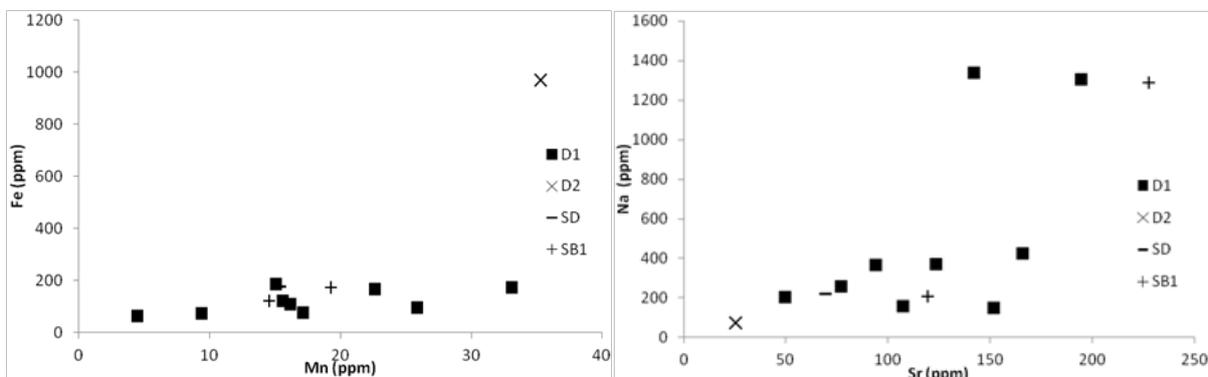


**Figure 3-62 :** Valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  ‰ (V-PDB) des phases D1, SD, micritique, SB1 et SB3, analysées dans la Formation de La Madrague de Montredon. Le rectangle en tireté noirs marque les valeurs des calcaires marins au Tithonien d’après Allan et Wiggins (1993), Dera *et al.*(2011) et Gigout (2011). Le rectangle en tireté gris montre les valeurs attendues pour la dolomite marine au Tithonien, avec un fractionnement positif de 3 ‰ (Land, 1980).

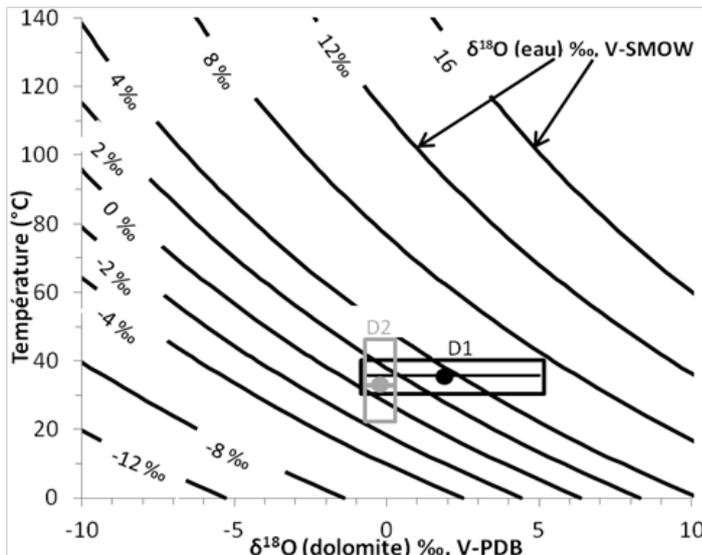
Les valeurs de D1 en  $\delta^{13}\text{C}$  sont voisines de celles des carbonates marins du Tithonien, preuve qu’elle dérive d’une eau marine. Les valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$  sont celles attendues pour une dolomite marine mais sont aussi plus positives ou plus négatives (Fig. 3-62). Les valeurs plus positives sont les preuves d’une augmentation de la salinité, cohérente avec la densité importante des évaporites. Les valeurs de Sr (Fig. 3-64) sont faibles pour des dolomites de type évaporatoire, en comparaison des dolomites de l’Holocène (Butler, 1969; Behrens et Land, 1972). Ceci pourrait être dû à la recristallisation sous fluides météoriques (Turekian, 1964; Yoo et Lee, 1998), aussi en relation avec les basses valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  de certaines dolomites. Les faibles valeurs de Mn et Fe (Fig. 3-64) sont compatibles avec une origine marine précoce, ainsi que les valeurs de Na, assez variables et pouvant refléter à la fois la signature marine initiale et un appauvrissement durant l’enfouissement. Ces dolomites se seraient donc formées très précocement en environnements de sebkha. Les températures de formation de ces dolomites relevées dans ces environnements sont comprises entre 30 et 40°C (McKenzie, 1981) et correspondent à des salinités de fluides parents comprises entre 0 et 8 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-SMOW), d’après l’équation de Fritz et Smith (1970) (Fig. 3-65). Ces valeurs sont celles d’eaux marines sursalées, en cohérence avec le modèle proposé.



**Figure 3-63:** Report sur la courbe de McArthur et Howarth (2004) des valeurs de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de D1 et D2, dont trois âges sont possibles. La bande grisée représente la tranche de temps du Tithonien. Seule D1 est d'âge Tithonien. La courbe noire représente les valeurs moyennes d'âge et les courbes grises représentent l'intervalle de confiance à 95 %.



**Figure 3-64 :** Diagramme croisé de la teneur (en ppm) en Fe, Mn, Sr et Na de D1, D2, SB1 et SD. A- Mn (x) par rapport à Fe (y). B- Sr (x) par rapport à Na (y).

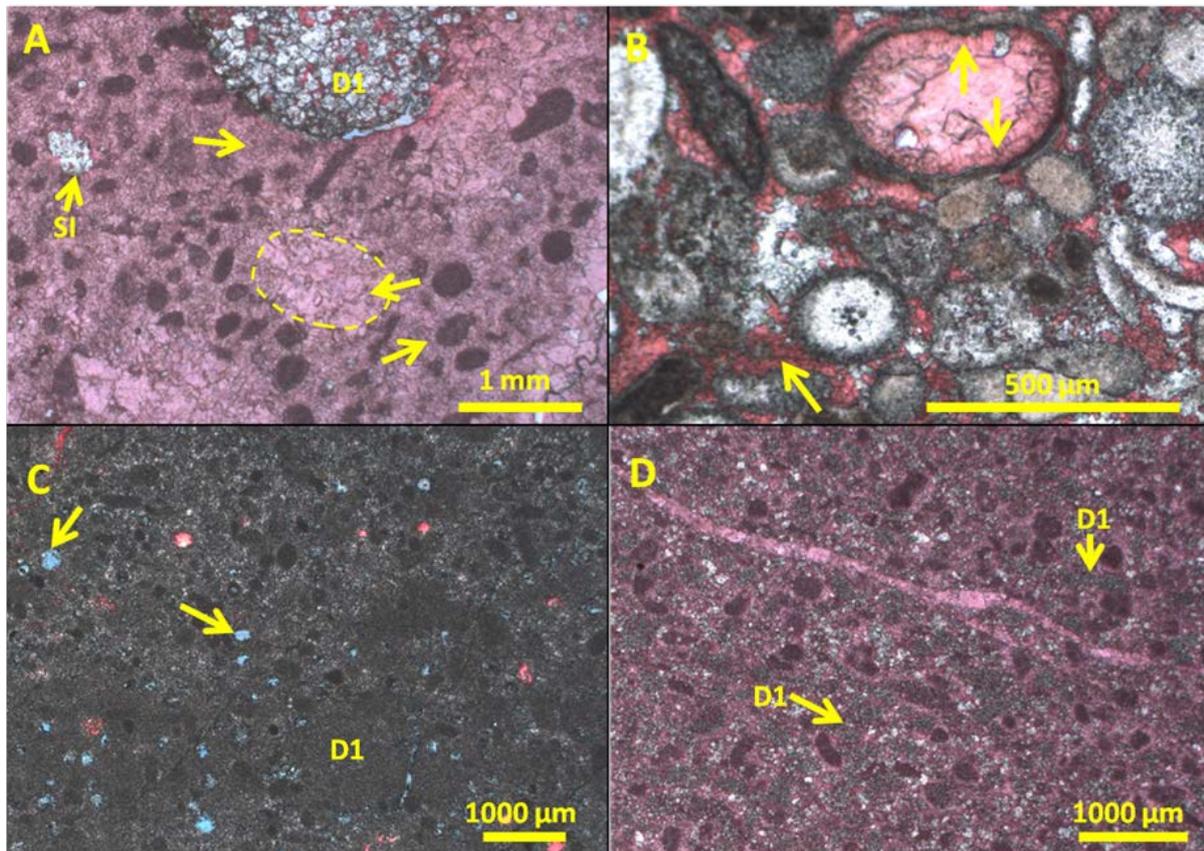


**Figure 3-65 :** Distribution de la moyenne et de l'écart-type de D1 (cadre noir) et D2 (cadre gris) sur le diagramme de fractionnement, montrant la température en fonction du  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) pour différentes valeurs du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$  en prenant l'équation de Fritz et Smith (1970).

### 3.3.4.2.6. Dissolution des grains aragonitiques, recristallisation des ciments HMC, en calcite palissadique ou équi-granulaire et ciment équi-granulaire en mosaïque LMC (C1)

#### Description :

Certains grains et bioclastes montre une dissolution totale ou partielle, accompagnée de la recristallisation en ciments palissadiques périgranulaires et intragranulaires ou de blocage (C1) (Fig. 3-66). Les ciments sont non ferreux et non luminescents et sont issus de la recristallisation d'IC.



**Figure 3-66 :** Dissolution et recristallisation en LMC (C1) des ciments aragonitiques ou HMC. Lames observées en lumière naturelle (LN), après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Cimentation de la périphérie des grains par le ciment C1, palissadique et non ferreux (flèche) ainsi qu'en remplissage de grains totalement dissous (tireté jaune). La dolomite (D1) et la silice (SI) sont postérieures à C1 (LN + AFK, MDG 35). B- Cimentation de C1 non ferreux à l'intérieur de grains dissous (flèche) et entre les grains, avant la silicification des grains par SI (en blanc) (LN + AFK, MDG 47). C- Dissolution du cœur des grains remplis par SB1 (rose) ou restés vides (flèches) (LN + AFK, MDG 55). D- Dolomite D1 de remplacement partiel du cœur des grains, postérieure à C1 qui recristallise sur le pourtour des grains (LN + AFK, MDG 52).

Interprétation :

La dissolution des grains en aragonite et en HMC est connue pour être liée à la stabilisation en LMC des phases minérales instables en domaine météorique (Bathurst, 1975; Brand et Veizer, 1980).

**3.3.4.2.7. Silicification des nodules de gypse ou d'anhydrite**

Description :

Les nodules d'évaporites sont silicifiés en partie ou totalement (Fig. 3-67, A). Certains cristaux sont complètement remplacés par la silice (Fig. 3-67, B), sous forme de calcédoine ou de micro-quartz (Fig. 3-67, A, C, D et E). La silice montre de nombreuses inclusions « sales » de dolomite D1 ainsi que des vides en forme de baguettes, pouvant être des fantômes d'anhydrite (Fig. 3-67, C et D). En cathodoluminescence, la silice est non luminescente, de teinte noir à gris sombre (Fig. 3-67, E et F). La cartographie au Quantax (Fig. 3-67, E et F) montre que les nodules de silice contiennent du Sr.

Interprétation :

La présence de Sr dans la silice confirmerait que cette dernière remplace des évaporites, structurellement riches en Sr (Alonso-Azcárate *et al.*, 2006; Warren, 2006). La silicification des nodules d'anhydrites est connue pour se dérouler de manière précoce lorsque le sédiment est encore meuble (Nissenbaum, 1967). Cette silicification peut être polyphasée : débiter durant la diagenèse marine, se poursuivre en eaux mixtes et s'achever dans des eaux météoriques, le tout sous des températures inférieures à 40°C (Milliken, 1979). Elle peut également être liée à l'augmentation de la salinité des fluides interstitiels durant la diagenèse précoce et être associée au processus de dolomitisation (Maliva, 1987). La silicification dans la Formation de La Madrague de Montredon présente ces critères de diagenèse complexe précoce.

**3.3.4.2.8. Ciment dolomitique D2 et fracturation F1**

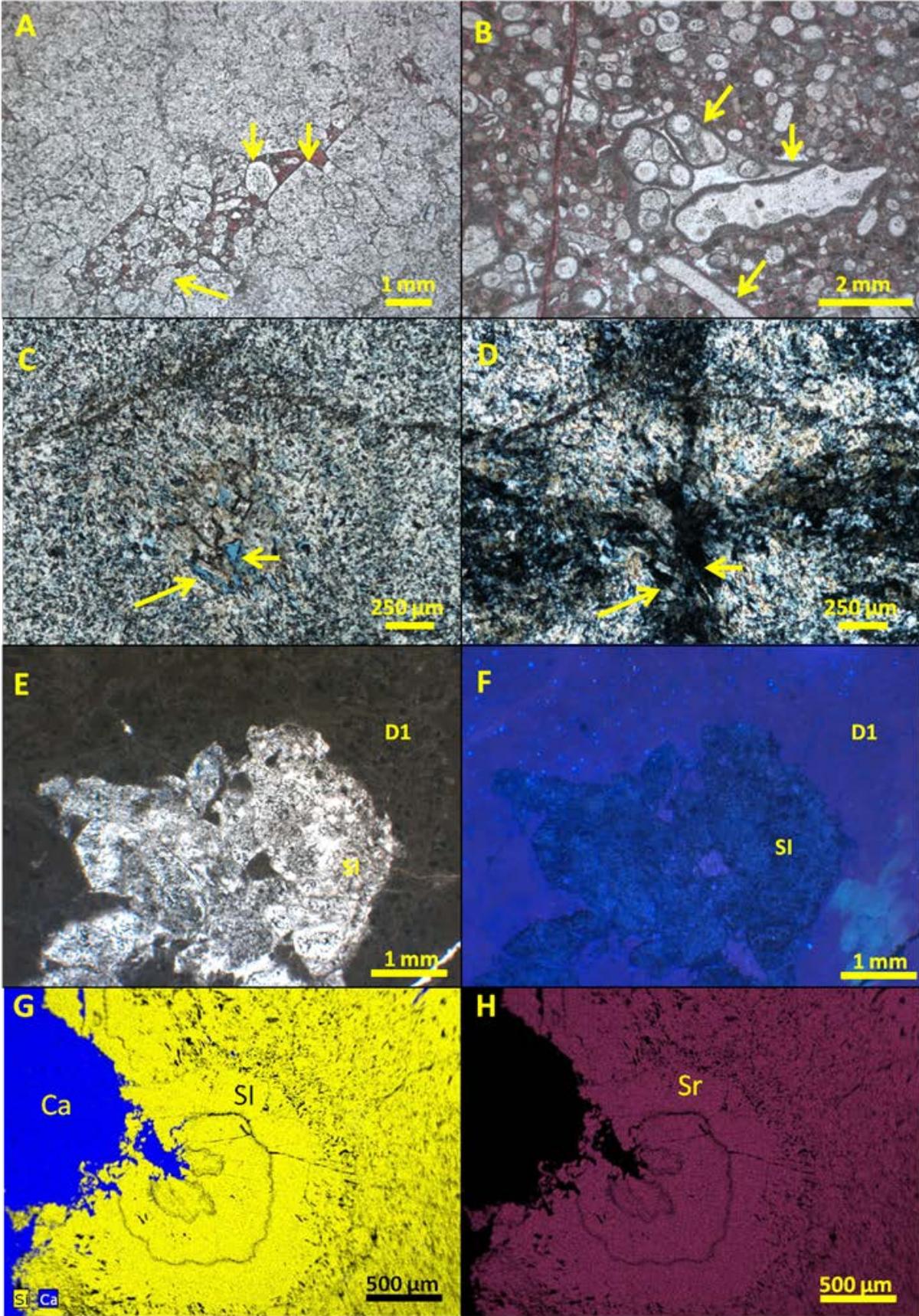
Description :

D2, limpide en lumière naturelle, est un ciment dolomitique en surcroissance sur D1 ou croît dans les vides (Fig. 3-68, A et B). D2 est fait de cristaux euhédraux, de 10 à 500 µm de taille. D2 est non ferreux. En cathodoluminescence, il montre les zonations suivantes, du cœur à la périphérie : violet terne, rouge vif, violet terne et rose terne (Fig. 3-68, C et D).

D2 se trouve aussi dans des fractures (Fig. 3-68, E et F) et ressemble à la dolomite éponyme (D2) des Formations du Vallon de Toulouse et de La Gineste (Fig. 3-24 et 3-48) dans la mesure où D2 pousse de la même manière dans D1 avec les mêmes teintes de cathodoluminescence. Les isotopes stables de D2 varient de -2,84 à 1,35 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = -0,39$  ; SD = 0,49) et de -0,87 à 0,53 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = -0,84$  ; SD = 1,40) (n = 6) (Fig. 3-62).

La valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de 0,707415 (Fig. 3-63).

Les valeurs, en ppm, sont de 35,25 pour Mn, de 967,23 pour Fe, de 25,59 pour Sr et de 75 pour Na (n = 1) (Fig. 3-64).



**Figure 3-67 (page précédente) : Silicification des sulfates et des grains carbonatés. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou polarisé-analysée (LPA), après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Silicification totale d'un nodule d'évaporite par de la silice en microquartz (flèches) (LN + AFK, MDG 21). B- Silice en remplacement des oïdes et des agrégats dans un grainstone oo-bioclastique (F7) dont le ciment isopaque périgranulaire dolomitisé est encore visible (IC) (LN + AFK, MDG 47). C- Silice en remplacement d'un nodule d'évaporite montrant des vides à bords rectilignes semblables à des baguettes d'anhydrite dissoute (flèches jaunes) (LN, MDG 9) D- Nodule de silice en calcédoine avec extinction ondulante (flèches jaunes) (LPA, MDG 9) E- Pseudomorphoses de gypse en amas silicifié (SI) (LN, MDG 55). F- Même photographie que E (en CL) avec les pseudomorphoses silicifiées de gypse non luminescentes entouré de D1 bleu nuit (MDG 55). G- Cartographie élémentaire par méthode Quantax montrant la silicification d'un nodule dans une matrice micritique riche en Ca (MDG 16). H- Le nodule de silice contient du strontium détectable par l'appareil (plusieurs centaines de ppm) (MDG 16).**

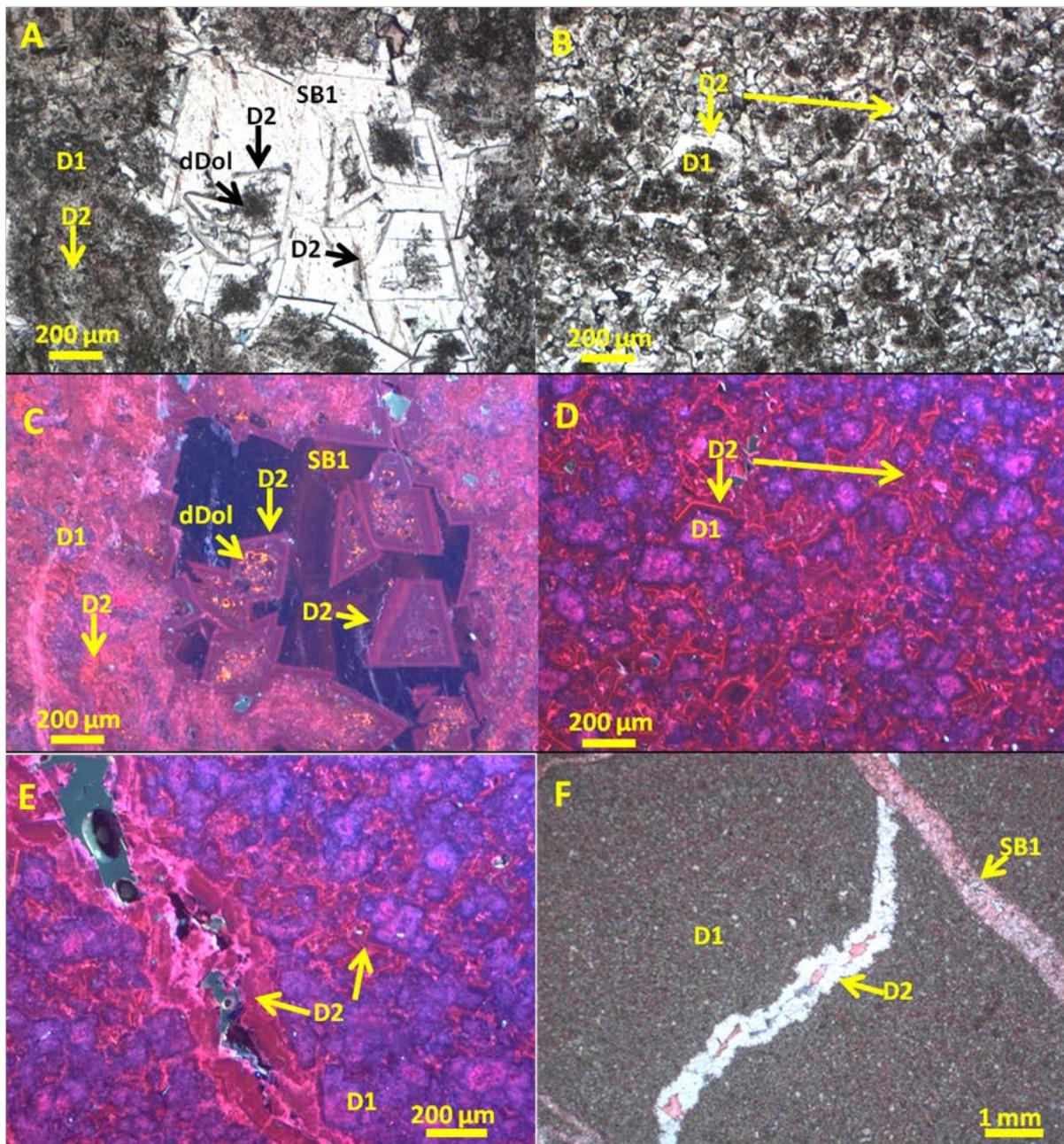
#### Interprétation :

Les cristaux subhédraux de D2 indiquent qu'elle a cristallisé à des températures inférieures à 50°C (Gregg et Sibley, 1984). Comme D2 a cristallisé en appui sur D1 ou dans D1, elle semble avoir été liée à une phase de dissolution de D1 et de recristallisation. Elle apparaît aussi associée, comme dans les formations précédentes, à une phase de fracturation F1. Les valeurs isotopiques montrent un décalage négatif <1 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  par rapport aux valeurs des carbonates marins du Tithonien (Fig. 3-62), ce qui indiquerait soit une augmentation de température, soit des eaux plus douces du fluide parent. Le décalage négatif <1 ‰ du  $\delta^{13}\text{C}$  peut indiquer un apport en  $^{12}\text{C}$  de matière organique dégradée, donc d'eau plutôt météorique, mêlée au stock de carbone marin du Tithonien. La valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  donne trois âges possibles (Fig. 3-63). Il est envisageable que la légère augmentation de valeur par rapport à celle attendue pour le Tithonien soit liée à une légère recristallisation (Durocher et Al-Aasm, 1997).

Sachant que D2 est recoupé par les stylolites et par les phases de fracturation associées à SB1 ou SB2 (cf. ci-après), celle-ci ne semble pas liée à une diagenèse profonde. De plus, comme elle affecte des faciès peu compactés, elle pourrait avoir joué un rôle d'inhibiteur à la compaction mécanique, ce qui la place dans les mêmes conditions de genèse que D2 de la Formation de La Gineste, c'est-à-dire à moins de 300 m d'enfouissement et avec des températures comprises entre 25 et 50°C au maximum.

Les salinités du fluide parent de D2 auraient été comprises entre -2 ‰ et 4 ‰ (V-SMOW) (Fig. 3-65), ce qui correspond à des fluides légèrement météoriques à marins. Ces salinités sont différentes de celles de D2 de la Formation de La Gineste, où toutes étaient plutôt météoriques. La Formation de La Madrague surmontant celle de La Gineste, il est possible que le fluide ait évolué en baissant de salinité avec la profondeur. Il est aussi possible que D2 ait hérité de la salinité plus forte de la dolomite D1 de la Formation de La Madrague de Montredon (Fig. 3-62).

En somme la dolomitisation D2 se serait faite comme pour les Formations de La Gineste et du Vallon de Toulouse, c'est-à-dire sous faible enfouissement, principalement liée à une recristallisation de D1, avec remobilisation du Mg, sous contraintes structurales de fracturation.



**Figure 3-68 :** Ciment dolomitique D2. Lames observées en lumière naturelle (LN), après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Surcroissance dans un vide de D2 (limpide) sur D1 (« sale »). D1 est dédolomitisée (dDol) et SB1 vient après D2 en blocage (LN, RO 21). B- Surcroissance limpide de D2 sur D1 (« sale ») (LN, RO 22). C- Même photographie qu'A (en CL) avec D2 en surcroissance zonée sur D1 et en ciment dans un vide. D1 est violet terne au cœur et partiellement dédolomitisée (dDol) avec une texture grumeleuse à cristaux de calcite à cœur noir et bord orange vif. SB1 est marron terne et noir non luminescent (RO 21). D- Même photographie que B (en CL) avec la surcroissance zonée rouge à rose vif autour de D1 violet terne (RO 22). E- D2 en surcroissance rouge à rose vif autour de D1 violet terne, et en ciment dans les fractures (CL, RO 22). F- D2 en ciment dans les fractures recoupant D1 et recoupée par une fracture remplie de SB1 (LN, MDG).

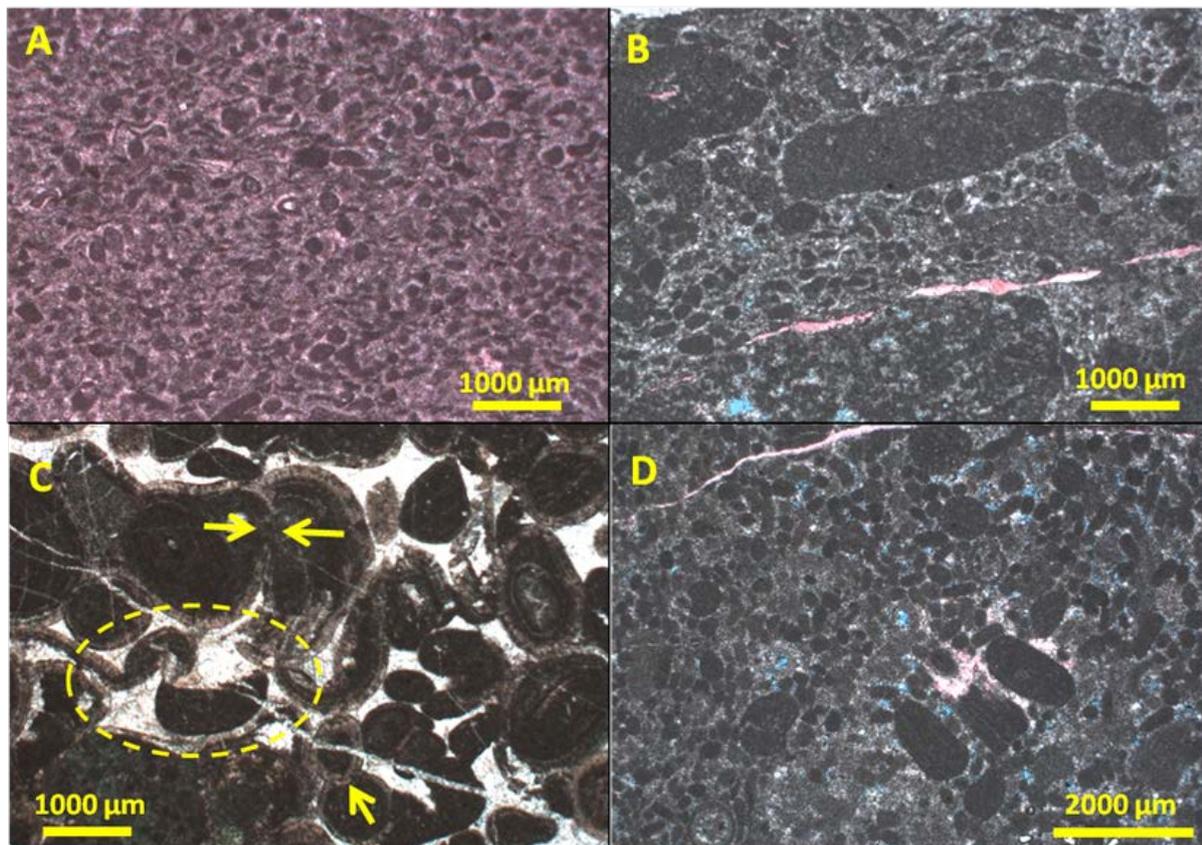
### 3.3.4.2.9. Compaction mécanique

#### Description :

La plupart des faciès sont compactés, qu'ils soient calcaires ou dolomitiques, y compris les ciments précoces marins et météoriques (Fig. 3-69, A et B). La compaction se traduit par des desquamations des ciments marins sur les ooïdes et par des contacts concavo-convexes entre les ooïdes (Fig. 3-69, C). Certains faciès sont néanmoins peu compactés avec préservation de porosité (Fig. 3-69, D).

#### Interprétation :

La compaction mécanique peut débuter rapidement sous quelques mètres de sédiment puis continuer avant de laisser place progressivement à la compaction chimique (stylolitisation). La compaction mécanique peut s'accompagner de fracturation et de migration de fluides pouvant dolomitiser la roche hôte sur leur trajet (Mountjoy et Halim-Dihardja, 1991). Ainsi, D2 aurait été en partie contrôlée par la compaction mécanique et la fracturation associée.



**Figure 3-69 : Compaction mécanique différentielle. Lames observées en lumière naturelle (LN), après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Péroïdes fortement compactés avec contacts tangentiels (LN + AFK, MDG 48). B- Péroïdes et intraclastes à ciments périgranulaires isopaques précoces fortement compactés et dolomitisés (LN + AFK, MDG 54). C- Figures de compaction des ooïdes avec contacts concavo-convexes (a et b) et ooïdes déformés au sens de Carozzi (1961) en forme de canard ou d'éléphant (cercle jaune), compaction suivie par une cristallisation de sparite de blocage intergranulaire (blanc) (LN, MDG 63). D- Faciès péroïdal avec les grains (dont *Favreina*) en contact mais peu compactés et avec une porosité intergranulaire encore visible (LN + AFK, MDG 38).**

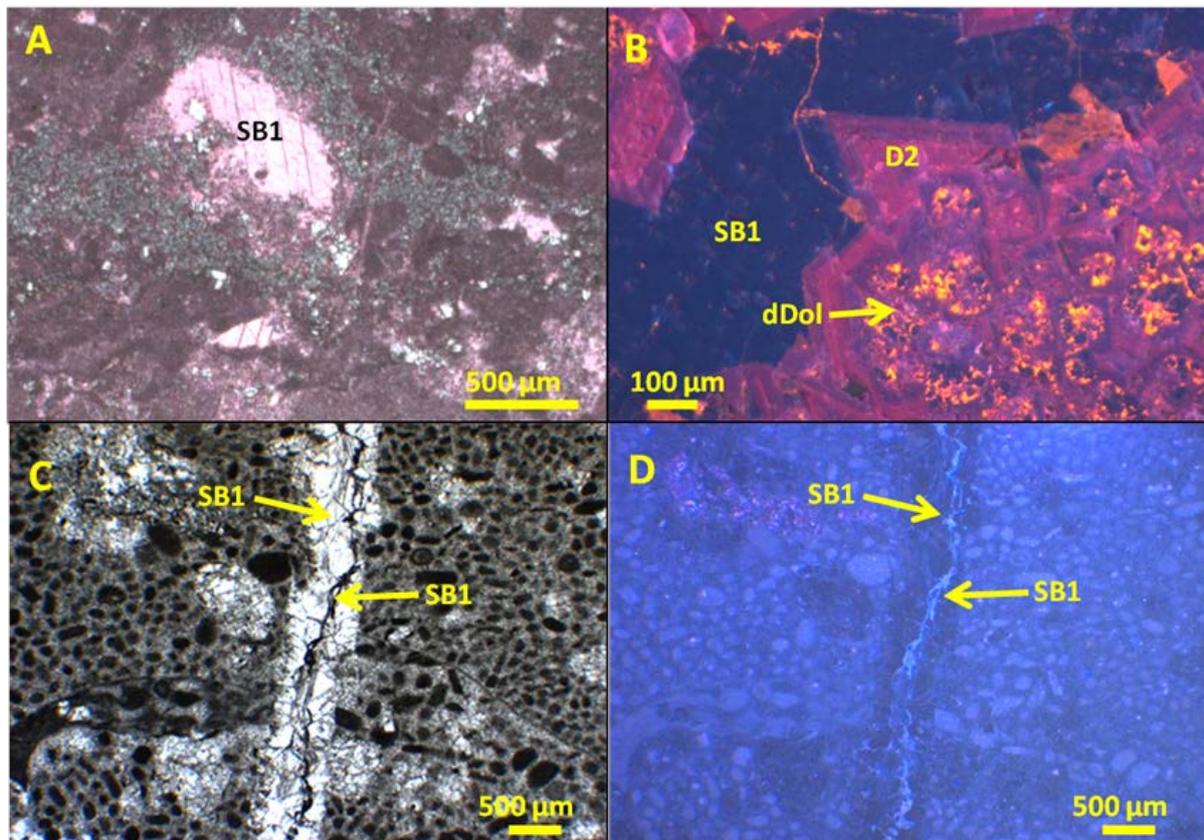
### 3.3.4.2.10. Calcite de blocage SB1 et fracture F2

#### Description :

La sparite de blocage SB1, en cristaux de 50  $\mu\text{m}$  à 3 mm de taille, à plans de clivage bien visibles, est limpide, non ferreuse, à inclusions solides. En cathodoluminescence, elle montre soit des zonations larges de 200 à 500  $\mu\text{m}$  et de teinte marron terne à noir, et fines de 10  $\mu\text{m}$  et de teinte orange vif, soit une bande uniforme noire (Fig. 3-70, D).

Les isotopes stables de SB1 varient de -7,70 à -0,52 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = -5,90$  ;  $\text{SD} = 2,15$ ) et de -3,27 à 1,66 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = -0,87$  ;  $\text{SD} = 1,48$ ) ( $n = 9$ ) (Fig. 3-62).

Les valeurs, en ppm, sont de 14,53 et 19,25 pour Mn, de 118,68 et 171,82 pour Fe, de 119,31 et 227,90 pour Sr, et de 205,20 et 1285,20 pour Na ( $n = 2$ ) (Fig. 3-64).



**Figure 3-70 :** Sparite de blocage non ferreuse SB1. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Sparite de blocage non ferreuse SB1 en remplissage d'un vide (de dissolution d'évaporite ?) (LN + AFK, MDG 28). B- SB1 non luminescente dans une fracture à liseré orangé sur les épontes (CL, ET 16). C- SB1 dans une fracture recoupant un faciès à pellets et péloïdes compacté (LN, MDG 35). D- Même photographie que C (en CL) avec SB1 non luminescente dans la fracture (MDG 35).

#### Interprétation :

Les inclusions liquides monophasées de SB1 indiquent une formation sous 50°C (Goldstein, 1993).

SB1 se met en place après la compaction, après D2, et est recoupée par les sparites de blocage SB2 et SB3 ainsi que par les stylolites (cf. compaction chimique).

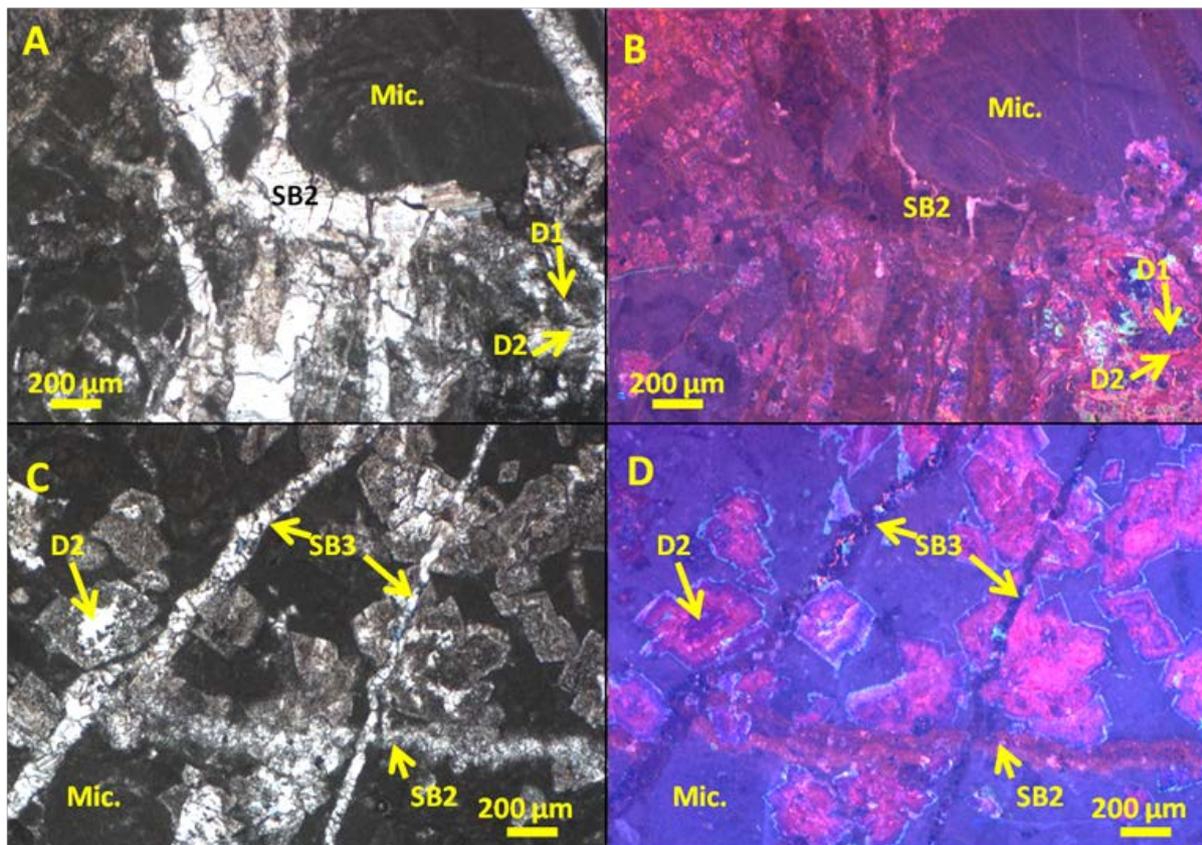
Ses faibles variations de luminescence indiquent que le potentiel d'oxydo-réduction du fluide parent variait peu pendant sa croissance.

Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  montrent que le carbone de SB1 pouvait dériver directement du stock de carbone marin du Tithonien peut être parfois enrichi en  $^{12}\text{C}$  par des fluides météoriques (James et Choquette, 1984). Les valeurs assez négatives de  $\delta^{18}\text{O}$  soutiennent cette interprétation d'influence de fluides à salinité basse. Les teneurs en éléments traces (valeurs de Fe autour de 150 ppm et valeurs de manganèse et de strontium assez basses) sont cohérentes avec celles d'un aquifère météorique de faible enfouissement (Banner, 1995) (Fig. 3-64). Les fortes variations des teneurs en sodium pourraient être dues à la présence ou l'absence d'inclusions riches en NaCl dans la roche dans laquelle a circulé le fluide parent de SB1.

#### 3.3.4.2.11. Sparite de blocage SB2 et fracture F3

##### Description :

Cette sparite de blocage n'a été observée qu'en peu d'endroits, et spécifiquement dans des fractures F3. Elle montre des cristaux, de 100  $\mu\text{m}$  à 3 mm de taille, « sales » et très clivés, non luminescente noire ou luminescente marron terne à noir (Fig. 3-71).



**Figure 3-71 : Sparite de blocage SB2. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Sparite de blocage SB2 dans une fracture F3 recoupant la micrite (Mic.), D1 et D2 (LN, RO 19). B- Mêmes photographies que A (en CL) avec la sparite de blocage SB2 dans une fracture F3 recoupant la micrite (Mic.), D1 et D2, avec une luminescence marron terne à rouge terne et noir (RO 19). C- Sparite de blocage SB2 dans une fracture (F3), recoupée par une fracture ultérieure remplie par SB3 (LN, RO 26). D- Mêmes photographies que C (en CL) avec la sparite de blocage SB2 dans la fracture (F3) à luminescence orange terne, et recoupée par des fractures remplies de sparite SB3 noir et orange vif (RO 26).**

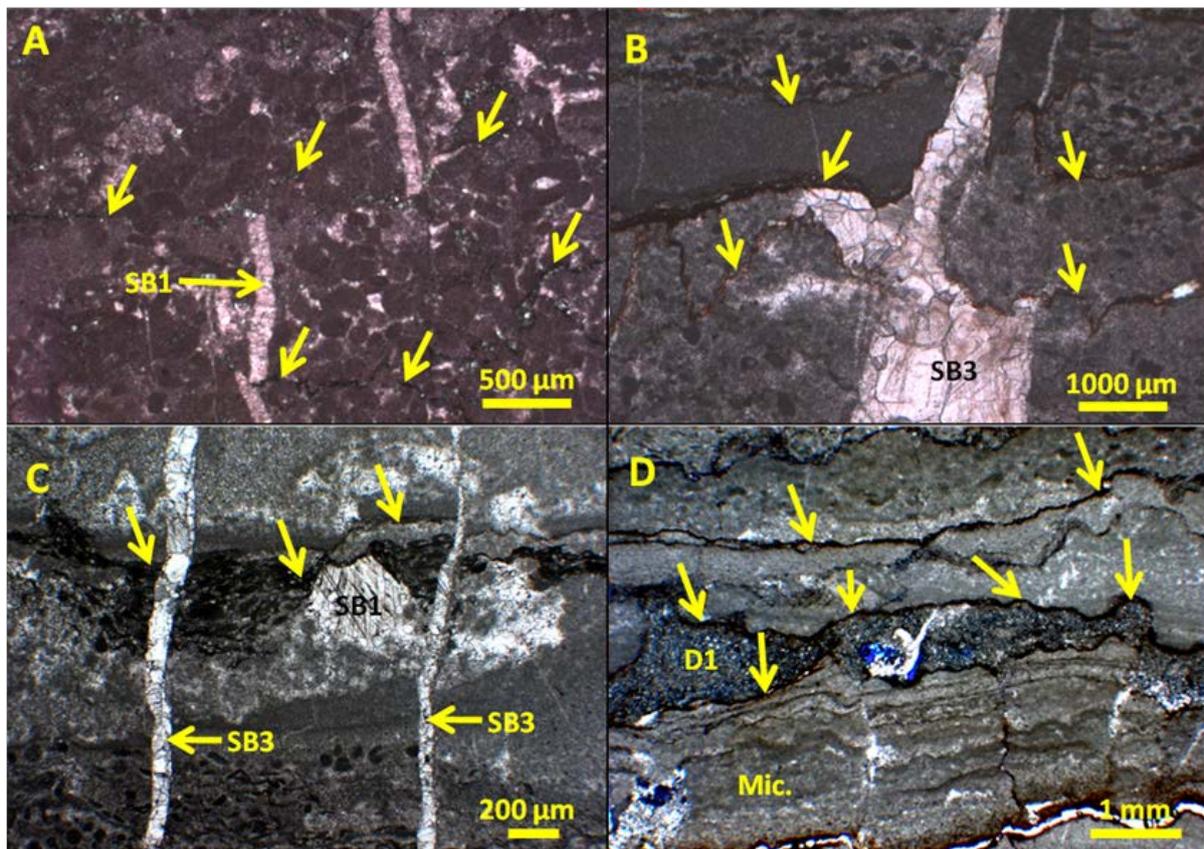
Interprétation :

La teinte de luminescence assez homogène pourrait indiquer peu de variation de potentiel d'oxydo-réduction du fluide et donc un système clos, probablement plus profond que celui de SB1. Le fort clivage des calcites étant habituellement attribué à des contraintes tectoniques (Austin et Evans, 2009), celui de SB1 pourrait être lié aux phases tectoniques fini-Crétacé et éo-Tertiaire conduisant à l'exhumation de la série d'âge Mésozoïque.

**3.3.4.2.12. Compaction chimique et stylolitisation**

Description :

Les stylolites, plus développés dans les faciès dominés par la micrite que les faciès dominés par les grains, ont des amplitudes de 100 à 200 µm et de 1 à 2 mm. Ils recoupent toutes les phases diagénétiques antérieures (Fig. 3-72, A) et sont seulement recoupés par SB3 (Fig. 3-72, B). Ils sont parfois anastomosés (Fig. 3-72, C et D). Ils sont parallèles aux plans de stratification.



**Figure 3-72 :** Compaction chimique et stylolitisation. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Stylolites (flèches) qui décalent la fracture remplie de SB1 (LN + AFK, MDG 28). B- Stylolites (flèches jaunes) recoupés par une fracture remplie de calcite SB3 (LN + AFK, MDG 15). C- Stylolites anastomosés (flèches jaunes), recoupés par deux fractures remplies de calcite SB3 (qui recoupent aussi SB1 (LN, MDG 33). D- Stylolites anastomosés (flèches jaunes) dans un stromatolite (Mic. = micrite) (LN, MDG 33b)

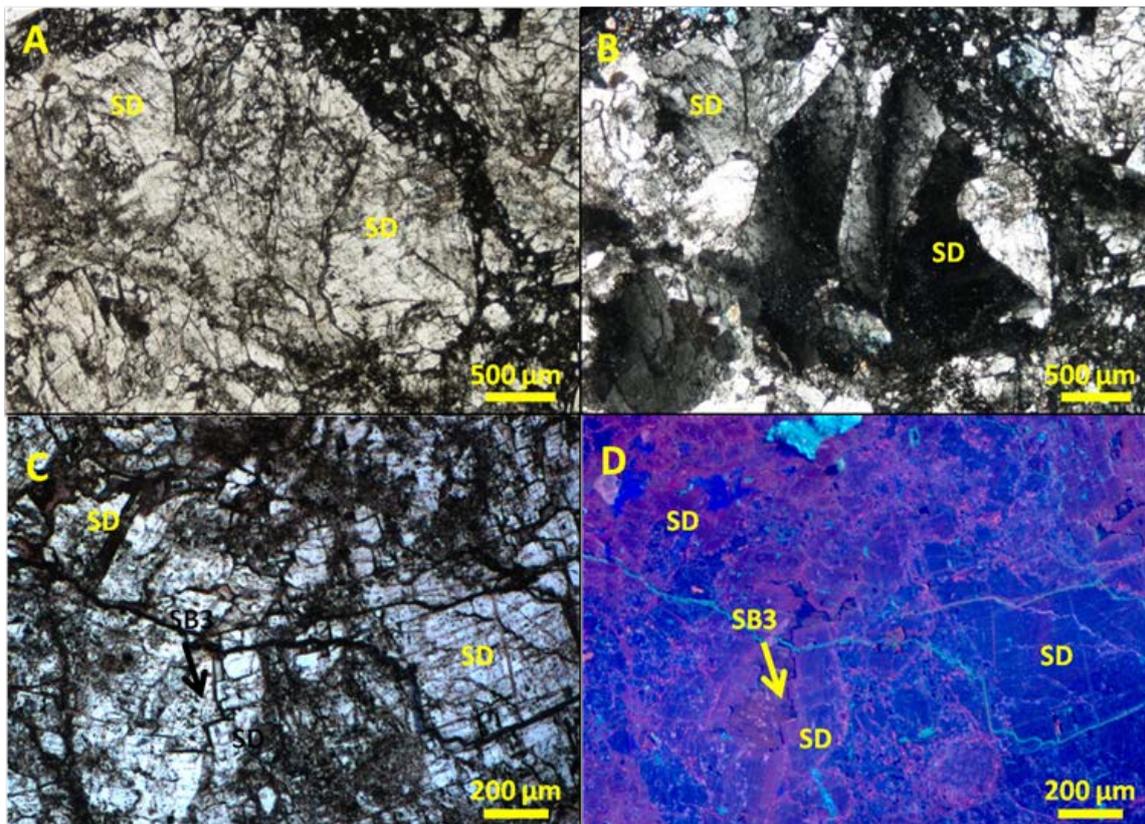
Interprétation :

La compaction chimique peut débuter rapidement durant l'enfouissement, dès -20 m pour les microstylolites au contact des grains (Railsback, 1993), puis augmente d'intensité à partir de -300 m (Fabricius, 2000) et est généralisée à -600 m (Dunnington, 1967b). Dans la Formation de la Madrague de Montredon, la stylolitisation, qui a débuté tôt aux contacts entre les oïdes (cf. compaction mécanique), est généralisée à tous les faciès, ce qui caractérise la diagenèse d'enfouissement.

**3.3.4.2.13. Ciment de dolomite baroque SD et fracture F4**

Description :

De la dolomite baroque ou *Saddle Dolomite* SD, à cristaux anhétraux de 100 µm à 2 mm de taille, est localisée dans les fractures F4 et les vides à proximité des grandes failles qui recoupent la série sédimentaire d'âge Jurassique supérieur et Crétacé Inferieur. Elle n'a été trouvée que dans le secteur de la Nerthe (Fig. 3-4). Elle est « sale » et montre une extinction roulante en lumière naturelle et polarisée – analysée (Fig. 3-73, A, B et C), des teintes bleu nuit à rose terne en cathodoluminescence (Fig. 3-73, D). SD peut envahir les strates sur plusieurs mètres à plusieurs centaines de mètres latéralement aux failles.



**Figure 3-73 :** Dolomite baroque SD. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou lumière naturelle polarisée et analysée (LPA) ou en cathodoluminescence (CL). A- Dolomite baroque SD en ciment dans une fracture (LN, RO 20). B- Même cliché que A (en LPA) de dolomite baroque en ciment, montrant une extinction ondulante, dans une fracture (RO 20). C- Dolomite baroque SD en ciment dans une fracture avec une sparite de blocage indéterminée (SB) dans l'espace intercrystallin (LN, RO 20). D- Même cliché que C (en CL) de dolomite baroque SD avec une teinte bleu nuit et rose terne sur les bords, dont l'espace intercrystallin est bouché par une sparite de blocage indéterminée (peut être SB3) (RO 20).

Interprétation :

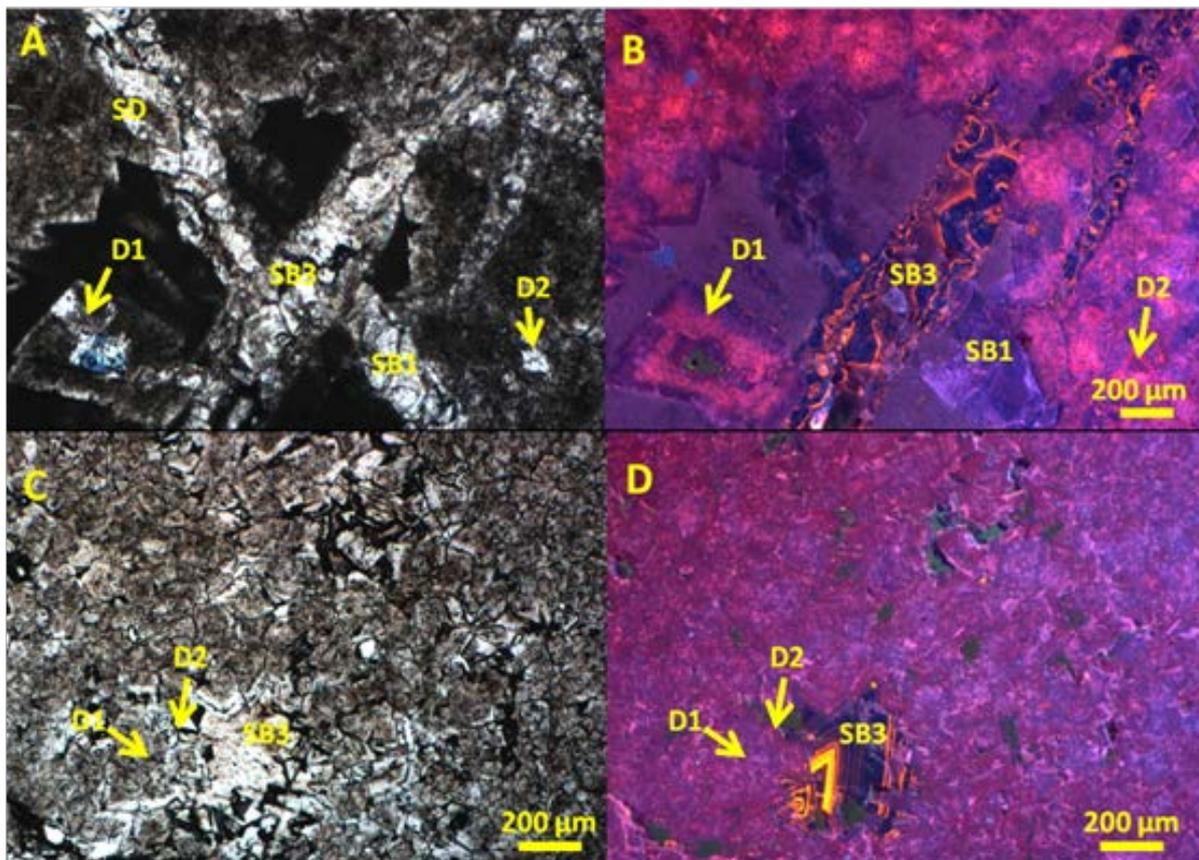
Les failles avec SD sont localisées en bordure du fossé oligocène de Marseille, de sorte que cette SD pourrait s'être formée en relation avec la fracturation de rifting de cette époque. Les géométries des corps à dolomite baroque associés aux failles ont été modélisées par Lamarche *et al.* (2011) dans l'article ci-inséré dans ce mémoire de Thèse.

**3.3.4.2.14. Calcite de blocage SB3, dédolomitisation et fracture F5**

Description :

La sparite de blocage SB3, en cristaux de 100 µm à 2 mm de taille, « sales » et fortement clivés, est non ferreuse (Fig. 3-74, A et C). En cathodoluminescence, elle montre une zonation en bandes épaisses de moins de 10 µm et de teinte orange vif, jaune vif à noir, et en bandes noires pouvant être épaisses de 100 µm (Fig. 3-74, B et D). Elle est présente dans des fractures F5 qui recoupent les stylolites (Fig. 3-72, B et C). Elle est également présente dans le cœur de rhomboèdres dédolomite (Fig. 3-70, B).

Les isotopes stables de SB3 varient de -1,60 à -1,02 ‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) ( $\mu = -1,37$  ;  $SD = 0,31$ ) et de -5,89 à -4,42 ‰ en  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ( $\mu = -5,28$  ;  $SD = 0,77$ ) ( $n = 3$ ) (Fig. 3-62).



**Figure 3-74 :** Sparite de blocage SB3. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou lumière naturelle polarisée et analysée (LPA) ou en cathodoluminescence (CL). A- SB3 sale dans une fracture recoupant D1, D2 et SB1 (LN, RO 25). B- Même photographie que A (en CL) avec SB3 montrant des zonations noir et orange vif dans la fracture recoupant D1 rose terne et D2 rose vif et SB1 non luminescente (CL, RO 25). C- SB3 sale cimentant la porosité intercrystalline en s'appuyant sur D1 et D2 (LN, ET 15). D- Même photographie que C (en CL) avec SB3 zonée de noir et d'orange et de jaune vif s'appuyant sur D1 et D2 (ET 15).

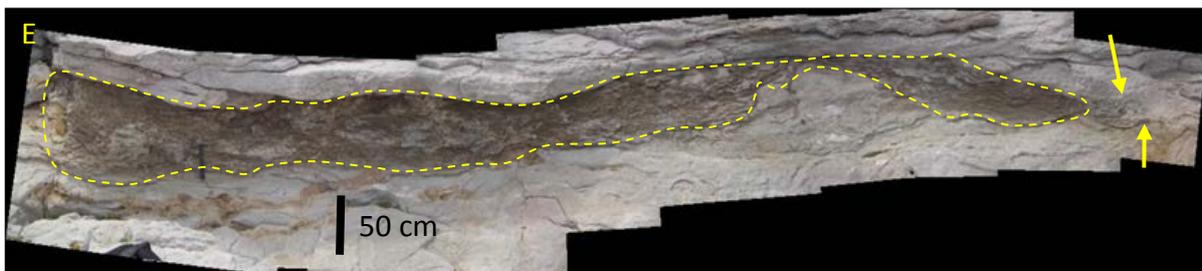
Interprétation :

Par ses teintes de cathodoluminescence, SB3 ressemble à la calcite de blocage C1 de la Formation du Vallon de Toulouse, ainsi qu'à la sparite de blocage éponyme (SB3) associée à la dédolomitisation dans la Formation de La Gineste. Les données isotopiques sont également semblables à celles de la Formation du Vallon de Toulouse. Ainsi, SB3 pourrait être également une calcite liée à la télogénèse avec une importante contribution du carbone dérivé de sols lui donnant sa signature négative en  $\delta^{13}\text{C}$ . L'aquifère dans lequel circulait le fluide parent devait être proche de la surface pour permettre la dédolomitisation et les variations rapides du potentiel d'oxydo-réduction, sous conditions plutôt oxydantes vu l'absence de fer dans SB3. SB3 pourrait donc être la même phase diagénétique que SB3 dans la Formation de La Gineste et que C1 dans la Formation du Vallon de Toulouse, mise en place à partir d'un mélange entre eau douce et eaux marines du Miocène ou à partir d'eaux ayant interagi avec des carbonates du Miocène, durant l'exhumation de la série sédimentaire.

**3.3.4.2.15. Conclusions**

La Formation de La Madrague de Montredon est marquée par une augmentation considérable de densité de pseudomorphoses d'évaporites et de faciès stromatolitiques restés calcaires. La dolomitisation est typique d'environnements supratidaux de sebkha. La dolomitisation s'est faite à partir des fluides, saturés en Mg, de ces environnements par reflux très précoce dans les faciès granulaires sous jacents d'environnements inter- et subtidaux. Les faciès bindstones stromatolitiques et « boueux » avec pseudomorphoses de gypse, indurés très précocement et les moins poreux initialement, sont les moins dolomitisés. La dolomitisation précoce, marine à hypersaline, des faciès granulaires a amené une meilleure résistance à la compaction par rapport aux faciès restés calcaires. Si la porosité intergranulaire ou intercrystalline des faciès granulaires dolomitisés n'a pas été obturée par des ciments de blocage calcitiques, les porosités peuvent dépasser 15 %. En subsurface, ces formations sont perméables, au vu de leurs réserves en eau aujourd'hui exploitées.

L'acquisition de la **porosité a donc été précoce**, réalisée sous très faible enfouissement, mais a pu être **ré-ouverte tardivement** lors de la télogénèse par décalcification et dédolomitisation. Seuls les dépôts subtidaux d'une STHF montrent constamment de bonnes porosités, ceux-ci étant presque toujours dolomitisés. Corréler latéralement ces dépôts poreux est difficile car, quand elle est visible à l'affleurement, leur extension apparaît réduite (Fig. 3-75). À plus grande échelle, la corrélation s'avère encore plus compliquée puisqu'il a été considéré (cf. ci-avant) que la genèse des STHF était plus liée à des facteurs autocycliques, de dynamique sédimentaire propre à la plate-forme, qu'à des variations d'accommodation, potentiellement enregistrable à travers tout le bassin de sédimentation.



**Figure 3-75 :** Extension latérale (environ 7 m) et variation d'épaisseur (de 0 à 70 cm) d'un corps dolomitique stratiforme poreux (entouré d'un tireté jaune) au sein de faciès à stromatolites (flèches) non ou peu dolomitisé (flèches).

### **3.4. Évolution des propriétés réservoirs et contrôle par la diagenèse précoce, différée et tardive**

Des phases de création et de destruction de porosité ont été identifiées sur les quatre formations étudiées. Ainsi, outre le contrôle faciologique initial, les phases diagénétiques contrôlant pour l'essentiel la genèse et l'évolution des propriétés réservoirs sont : la dolomitisation précoce et différée, la dissolution des grains aragonitiques ou en HMC, la cimentation de blocage, la dolomitisation liée aux failles, et la dédolomitisation et décalcification. Ces phases ont affecté différemment les formations étudiées. Ainsi, une séquence diagénétique peut présenter la succession de phases telle que représentée sur la figure 3-76 sans pour autant montrer l'ensemble des phases reconnues dans la formation. Les formations ont toutes subi une mésogenèse et une télogenèse quasiment similaires. Leurs différences d'évolution diagénétique sont liées aux diagenèses précoce et différée.

Il est possible de proposer une paragenèse générale représentant chacune des phases reconnues dans son domaine de formation. Dans le domaine de la diagenèse synsédimentaire, les phases n'ont pas d'ordre chronologique absolu dans la mesure où la diagenèse météorique peut venir avant ou après la diagenèse marine et se répéter dans le temps (exemple de la Formation du Défens). L'ensemble des phases est reporté sur un diagénétogramme en fonction des formations, et en signalant leurs influences sur la porosité (Fig. 3-77).

En résumé, les augmentations de porosité sont liées aux phases :

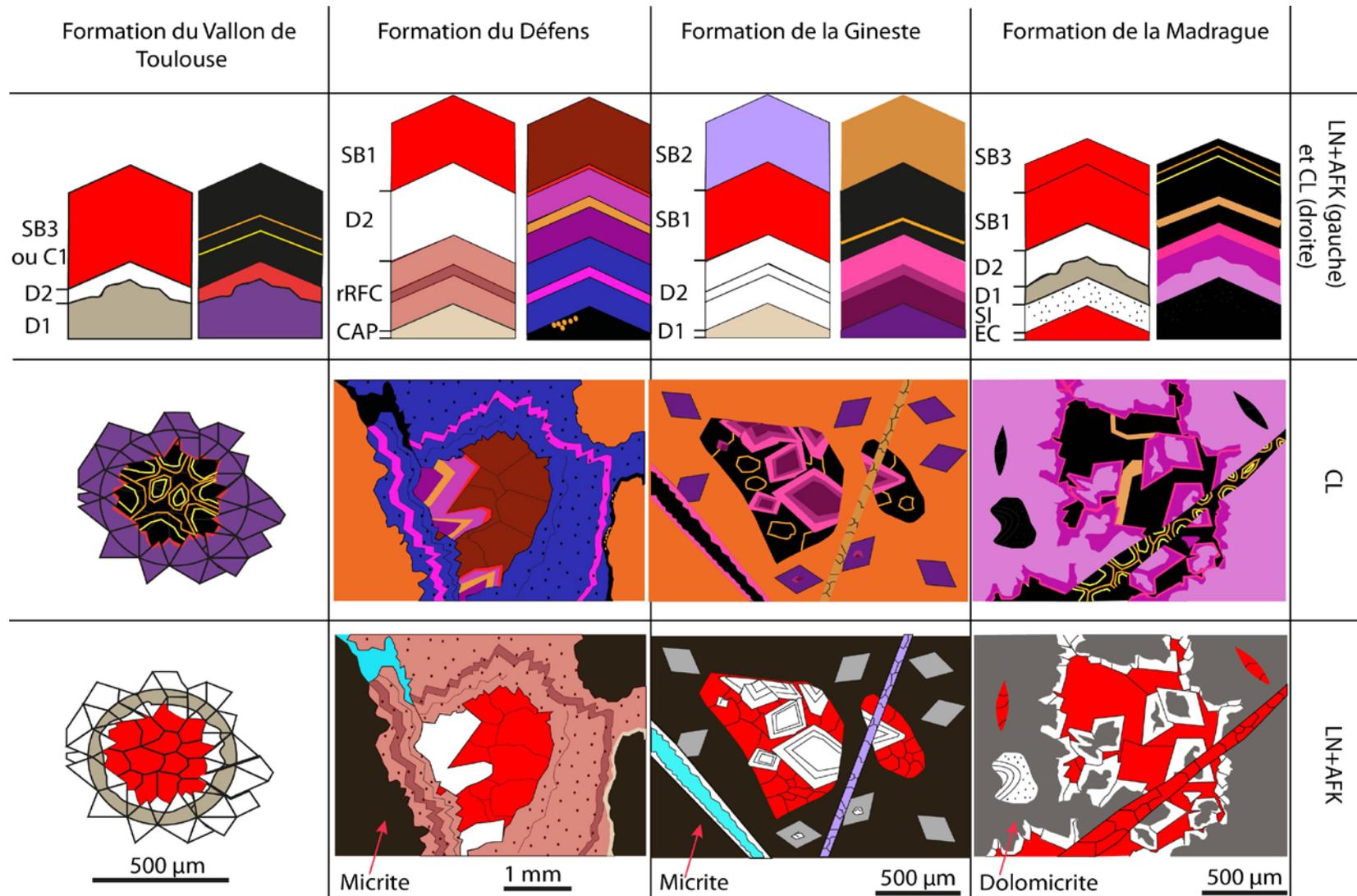
- météoriques avec formation d'épikarst et dissolution des grains en aragonite ou en HMC ainsi que des évaporites (Fig. 3-78, A et B) ;
- d'enfouissement peu profond avec la dolomitisation différée D1 et la dolomitisation D2, donnant une texture sucrosique (Fig. 3-78, A, B, C et D) ;
- de déenfouissement avec dédolomitisation et décalcification des ciments de blocage (Fig. 3-78, D).

Aucune porosité intergranulaire ou intragranulaire n'a été observée dans les faciès restés calcaires.

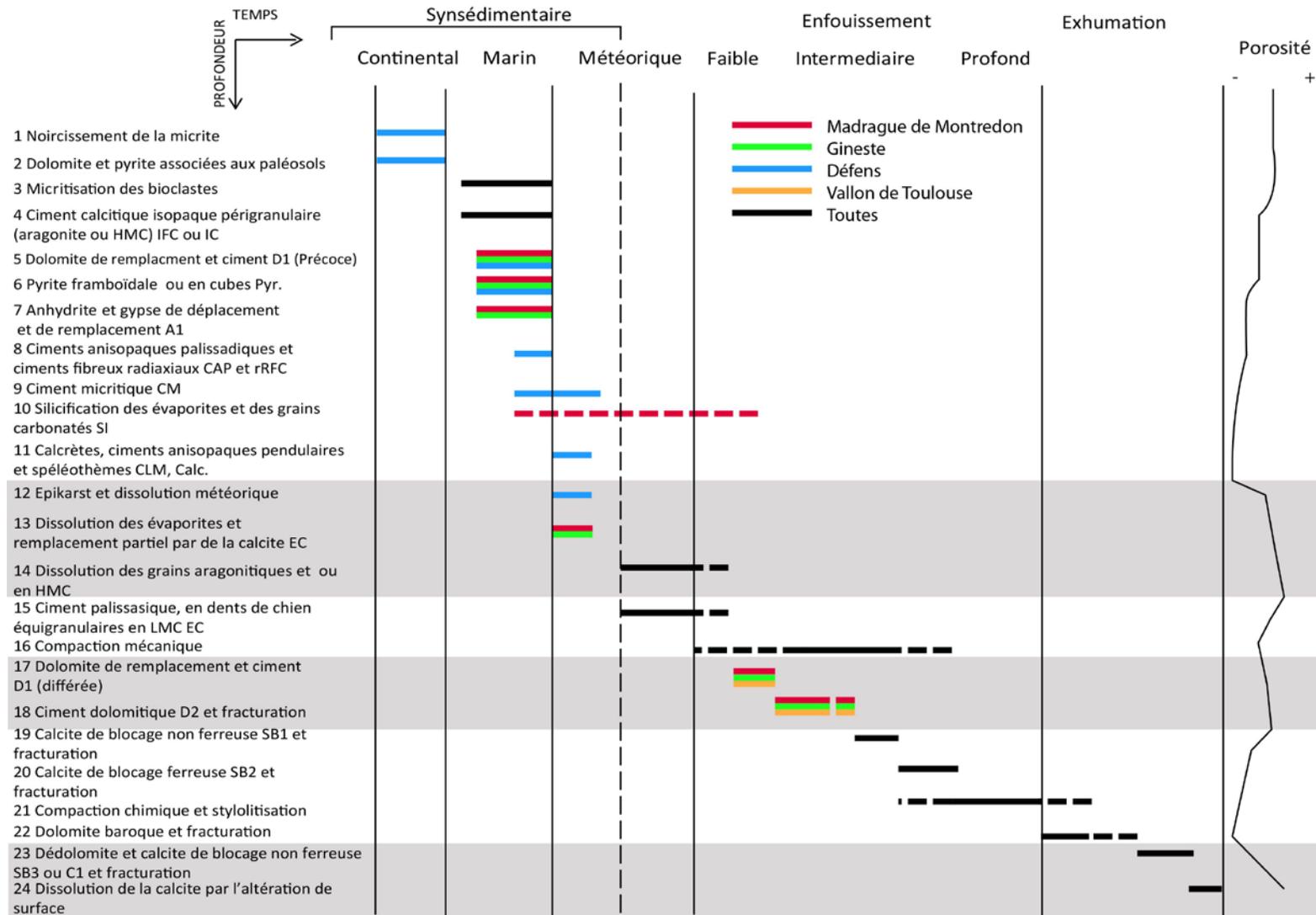
Pour que la porosité soit préservée, il faut que le réseau poreux soit soustrait ou protégé de la compaction mécanique et chimique. En l'absence d'imbibition par des hydrocarbures ou autre fluide, il semble que ce soit les sparites de blocage (d'enfouissement faible) qui aient assuré le maintien du réseau poreux. Ce dernier a en outre été ré-ouvert durant la télogenèse.

Les diminutions de porosité sont liées aux phases :

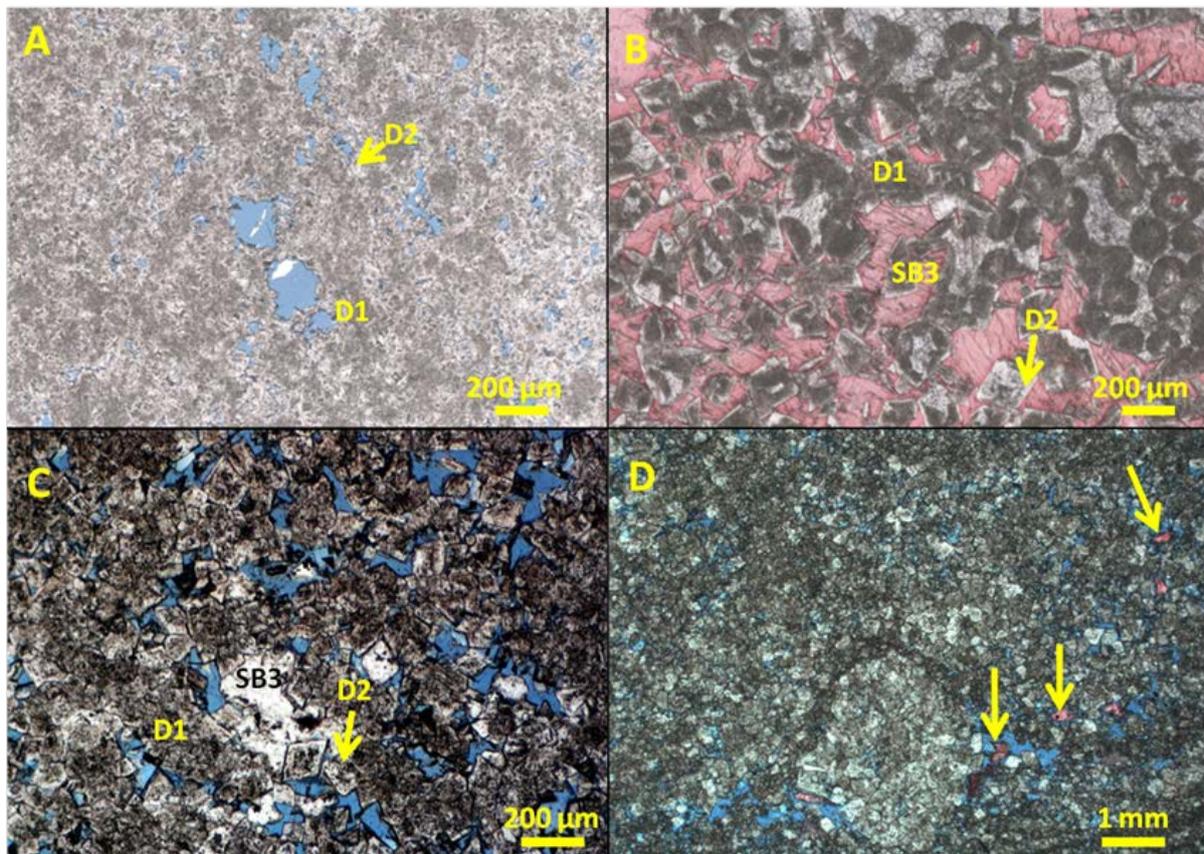
- de cimentation de calcites météoriques ;
- de compaction mécanique et chimique
- de cimentations de calcites de blocage, méso- ou télogénétiques ;
- de cimentation de dolomite baroque ou non dans les corps dolomitiques associés aux failles ;



**Figure 3-76 :** Exemple d'une séquence diagenétique prise dans chacune des formations étudiées. Les dessins sont réalisés à partir d'observations faites en lumière naturelle après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (LN + AFK) et en cathodoluminescence (CL). La diagenèse la plus variable est celle ayant lieu avant D2, c'est-à-dire la diagenèse précoce ou différée.



**Figure 3-77:** Diagenétogramme regroupant l'ensemble des phases diagenétiques observées dans les formations étudiées. Les 3 bandes grises soulignent les 3 groupes de phases qui augmentent la porosité : 1) de dissolution météorique précoce et de faible enfouissement, 2) de dolomitisation de reflux différée et 3) de dédolomitisation et décalcification durant la télogénèse.



**Figure 3-78 :** Les porosités les plus fortes dans les formations étudiées. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Porosité moldique à intercrystalline dans un packstone peloïdal (LN, ET 20). B- Porosité moldique et intercrystalline d'un grainstone oolithique bouchée par de la sparite de blocage (SB3 rose) (LN + AFK, ET 23). C- Dolomite à texture euhédrale sucrosique à porosité intercrystalline partiellement bouchée par de la sparite de blocage (SB3) (LN, RO 14). D- Dolomite à texture subhédrale sucrosique montrant des résidus de calcite de blocage partiellement dissoute (flèches) (LN + AFK, RGIN 41).

Au cours de cette thèse, l'étude des géométries des corps dolomitiques a fait l'objet de deux publications :

l'une sur les corps liés aux failles et situés sous la Formation du Vallon de Toulouse (Lamarche *et al.*, (2011) ;

et l'autre sur les corps à la fois liés aux failles et stratiformes, appartenant à toutes les formations d'âge Jurassique supérieur voire Crétacé inférieur (Gisquet *et al.*, (accepté).

Ces travaux sont présentés ci-après.

## CHARACTERIZATION OF FAULT-RELATED DOLOMITE BODIES IN CARBONATE RESERVOIRS USING LIDAR SCANNING

JULIETTE LAMARCHE,<sup>1</sup> JEAN BORGOMANO,<sup>1</sup> BRUNO CALINE,<sup>2</sup> FRANCK GISQUET,<sup>1,2</sup>  
SYLVAIN RIGAUD,<sup>3</sup> STEFAN SCHRÖDER,<sup>2</sup> AND SOPHIE VISEUR<sup>1</sup>

1: *Géologie des Systèmes et Réservoirs Carbonatés, EA4234 Université de Provence, case 67, 3 place Victor Hugo, 13331 Marseille (France), jula@univ-provence.fr; Jean.Borgomano@univ-provence.fr; franckgisquet@hotmail.fr; Sophie.Viseur@univ-provence.fr* 2: *TOTAL SA., Avenue Larribau, F-54018 Pau (France), bruno.caline@total.com; stephan.schroeder@total.com;* 3: *Dépt. de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, CH- 1205 Genève (Switzerland), sylvain.rigaud@unige.ch*

**ABSTRACT:** Fault-related dolomite subsurface reservoirs are formed from fluid circulation that results in significant transformation of the reservoir properties. The geometry and internal organization of such dolomitic reservoirs remain difficult to image with seismics alone. A multi-scale approach is essential to understand and predict the diagenetic processes that control the exact 3D morphology of the dolomite with spatial precision and true dimensions, and consequently the reservoir properties. In this context, we propose an analytical workflow including field work, Lidar scanning and numerical geology applied to dolomite outcrops in Mesozoic carbonates (SE France). The exposed dolomite-limestone contact exhibits sinuous, irregular and convolute shapes, which are either fault-parallel, bedding-parallel or chaotic. To characterize this complex distribution, we performed Lidar scanning on 500 m x 150 m cliffs and road cuts with 4.5 cm to 1–1.5 cm average point spacing. The cloud is composed of 22 millions points comprising X, Y, Z, intensity, red, green, and blue attributes. Digitization of the limestone-dolomite boundary was performed in RiscanPro and Gocad environments, for extracting the true 3D geometry of the dolomite body for further geostatistical and 3D facies modelling. This approach captures the large-scale geometry of the dolomite bodies. However, single RGB or intensity properties do not unequivocally reproduce small-scale (below ~1 m) heterogeneities of the late diagenetic dolomite. Color changes induced by weathering or climatic conditions are of the same size range as the small-scale heterogeneities, thus they are not unique to allow automated tracking on the point set. As a result, the workflow remains time-consuming, and further work is needed to allow calibration of the Lidar data points with mineralogy.

**KEY WORDS:** Lidar, dolomite, reservoir, 3D model, numerical geology, Mesozoic

### INTRODUCTION

Sixty percent of the oil and gas reservoirs across the world consist of carbonate rocks, among which half are dominated by dolomites. Most dolomites (MgCa(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) result from the diagenetic transformation of limestone by a process of dissolution-crystallization with Mg-rich fluids (Warren 2000). Dolomite cements result from crystallization of saddle-shaped or baroque cement (Warren, 2000). The geometry and internal heterogeneity of such reservoirs are difficult to characterize in three dimensions, especially in the subsurface. Petrophysical changes due to the dolomitization are recognized to be complex and heterogeneous in three dimensions at all scales (e.g. Moore, 2001). Dolomitic bodies can be associated with high-porosity and high-permeability drains or, more rarely barriers, for fluid circulation. They are rarely imaged in detail with seismic reflection methods. A better understanding of the three-dimensional architecture of dolomite reservoirs requires studying field analogues with the support of 3D numerical modelling in order to assess their complexity and heterogeneity. Porous dolomitic bodies can be stratiform, such as reflux-related dolomites. They can also crosscut the bedding such as burial-related and fault-related dolomites (Moore, 2001; Davies and Smith, 2006). In this paper, we focus on fault-related, late diagenetic dolomite. In this case, fluid flow and resulting dolomite body geometry are not only controlled by sedimentological and stratigraphic parameters but also involve structural, mechanical, and fluid-flow processes. Hence, geological and geochemical principles alone do not allow prediction of the geometrical and petrophysical properties in 3D. A better understanding of the 3D geometry and internal architecture of fault-related dolomitic bodies requires a single integrated workflow to study the sedimentological and petrophysical rock properties, the

structural controls, and the fluid-flow pattern in four dimensions (3D+ time) from field analogues. Parameters such as the shape, size, lateral continuity, tortuosity, and dimension have to be quantified at all scales.

To achieve this task in 3D, field geologists need the support of numerical geology. Traditional field work such as 1D stratigraphic logs, 2D mapping, and punctual structural observations do not provide access to the exact 3D morphology with spatial precision and true dimensions (Jones et al., 2009). Therefore, we performed a Lidar acquisition of an outcrop where the envelope surface of fault-related dolomite body is visible on various outcrop faces. Lidar scanning is a method for capturing the continuous 3D geometry of outcrop surfaces. Up to date, this is the best tool for transferring data from outcrop to a numerical environment. Besides the geometrical information provided by the Lidar, our goal is to use the Lidar properties (Intensity, RGB, DEM morphology) to capture the 3D position of envelope surfaces of the dolomite body. Then, the 3D geometry of the body can be modelled and quantified, taking the sedimentological and structural features into account.

### GEOLOGICAL BACKGROUND

Lidar scanning was performed on fault-related dolomite cropping out in the Upper Jurassic succession of the western Nerthe-Etoile Massif, SE France (Fig. 1). The present-day structure of the Nerthe-Etoile Massif is a NE-SW to E-W anticline reaching 270 m elevation in La Nerthe and 781 m in L'Etoile, bordering the Oligo-Miocene basin of Marseille to the South. This relief results from polyphase deformation affecting the area since the Cretaceous until the present day. The Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonates were faulted and emerged as a result of the Durance Uplift in Albian-Cenomanian times (Fig. 2,

Outcrops Revitalized: Tools, Techniques and Applications  
SEPM Special Publication No. 00, Copyright © 2010  
SEPM (Society for Sedimentary Geology), ISBN 000-0-00000-000-0, p. 000 000.

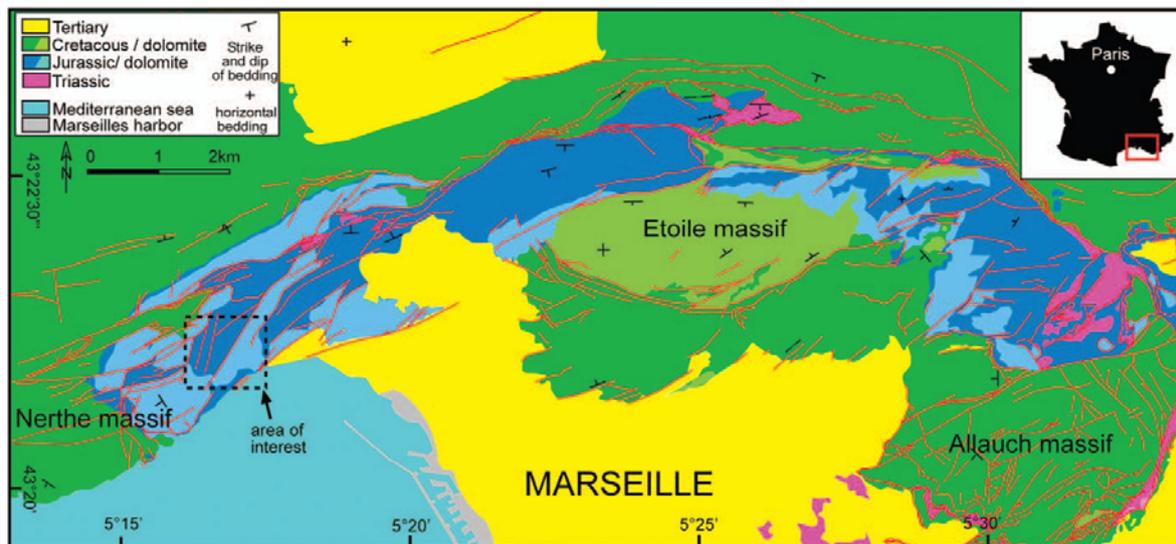


FIGURE 1. Simplified geological map of the Nerthe-Etoile Massif and location of the area of interest for the Lidar scanning.

Masse and Philip, 1976). Structural analysis of fault geometry and crosscutting relationships allow deciphering that the late dolomitization along faults occurred during this brittle event and affected the Upper Jurassic and the Lower Cretaceous carbonates. At the end of the Mesozoic, the Nerthe-Etoile massif developed as a NE-SW to E-W trending *en échelon* anticline during the Pyreneo-Provençal shortening (Fig. 2, Late Cretaceous to Eocene, e.g., Tempier, 1987; Lelu, 2005). The shortening resulted from sinistral transposition between European and Iberian plates due to the opening of Atlantic Ocean and Africa-Eurasia convergence (Le Pichon et al., 1988; Serrane, 1999; Rosenbaum et al., 2002; Dèzes, 2002). Subaerial erosion affected the Mesozoic sedimentary pile in the Nerthe-Etoile Massif down to the Upper Jurassic. From Oligocene to Miocene times the area underwent extension due to both the West European rifting (Bergerat, 1987) and the back-arc Liguro-Provençal basin opening (Hippolyte et al., 1993; Gattacceca et al., 2007). Marine Miocene transgressive carbonates unconformably blanketed the anticline of the Nerthe-Etoile Massif.

The Nerthe-Etoile Massif is composed mostly of Mesozoic sedimentary rocks, overlain by a thin sedimentary cover of Tertiary age. The Triassic to Miocene sedimentary pile is 1600 m thick. The Jurassic carbonates were deposited in outer-platform environments. The Lower Cretaceous is composed of rudist carbonates and marls deposited in inner-platform environments (Masse and Fenerci-Masse, 2006). Both Upper Jurassic and Lower Cretaceous rocks add up to 1220 m. The fault-related dolomitization affected these rocks over a thickness of more than 800 m. The Upper Jurassic interval consists of (from bottom to top) 400 m of an alternation of muddy carbonates and marly limestones (Callovian, J3 6, Fig. 2), 350 m of massive (Oxfordian, J7, Fig. 2) and stratified (Tithonian, J9, Fig. 2) early dolomites overlain by 50 m of thinly laminated limestones. Part of the Kimmeridgian layers is regionally missing (Leinfelder and Wilson, 1998; Floguet et al., 2007). The Lower Cretaceous interval is formed by 100 m of rudist limestones (Berriasian, n1, Fig. 2), overlain by the Valanginian (n2, Fig. 2), composed of 20 m of marly limestones, 100 m of rudist bioclastic limestones, and 100 m of muddy limestones with cherts. The Hauterivian interval (n3, Fig. 2) comprises 100 m of rudist bioclastic limestones. The diagenesis resulted from Mg-rich fluids

migrating through the faults and penetrating into the sedimentary pile. The fault-related dolomite affected Upper Jurassic and Lower Cretaceous, and is affected by Late Cretaceous to Eocene Pyreneo-Provençal shortening. Therefore, it is dated as Middle Cretaceous in age, when the Durance Uplift occurred (Gisquet, 2008; Lamarche et al., 2007). Fluid movements occurred during the Durance uplift and affected the Upper Jurassic and Lower Cretaceous. The Mg-rich fluids circulated upwards along high-permeability faults and fracture corridors, causing dolomitization in the vicinity of the faults. Below impermeable (e.g., marly) strata, and along more permeable strata, the fluids propagated laterally into the permeable host rock (Gisquet, 2008). As a consequence, the dolomite body presents a highly heterogeneous geometry, which is the product of high-pressure fluid dynamics into an inhomogeneous medium.

## MORPHOLOGY OF DOLOMITE BODIES

### *Large-Scale Morphology*

The large-scale morphology of the late diagenetic dolomite bodies is established from the geological mapping. The dolomite is confined mostly to the Oxfordian and Kimmeridgian series. The roof of the late diagenetic dolomite bodies is observed in the Etoile Massif (Fig. 1) and displayed on the geological map (Fig. 3). The dolomite roof is mostly subparallel to the base of Tithonian layers (see layer parallel in Fig. 3C). Late diagenetic dolomite bodies are also observed locally in the Lower Valanginian, in the top Upper Valanginian, and in the Lower Hauterivian layers (n1 Escalette, n2 Mont Rose, and n3 Podestast Formations, respectively, Fig. 2). In these layers, the late diagenetic dolomite bodies have three different geometries:

- they cut through the stratigraphic boundaries (see layer crosscutting, Fig. 3C),
- they form isolated spots of late diagenetic dolomite (see spot, Fig. 3C),
- they are fault parallel (see fault parallel, Fig. 3C).

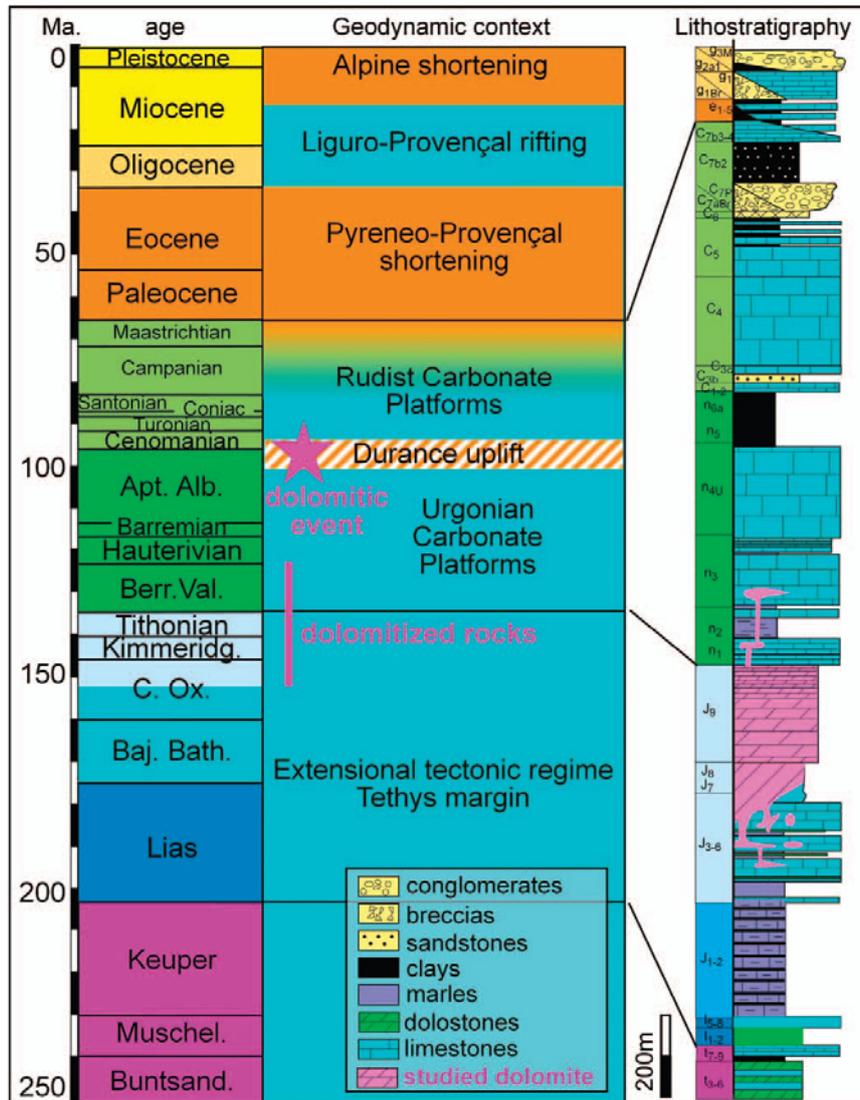
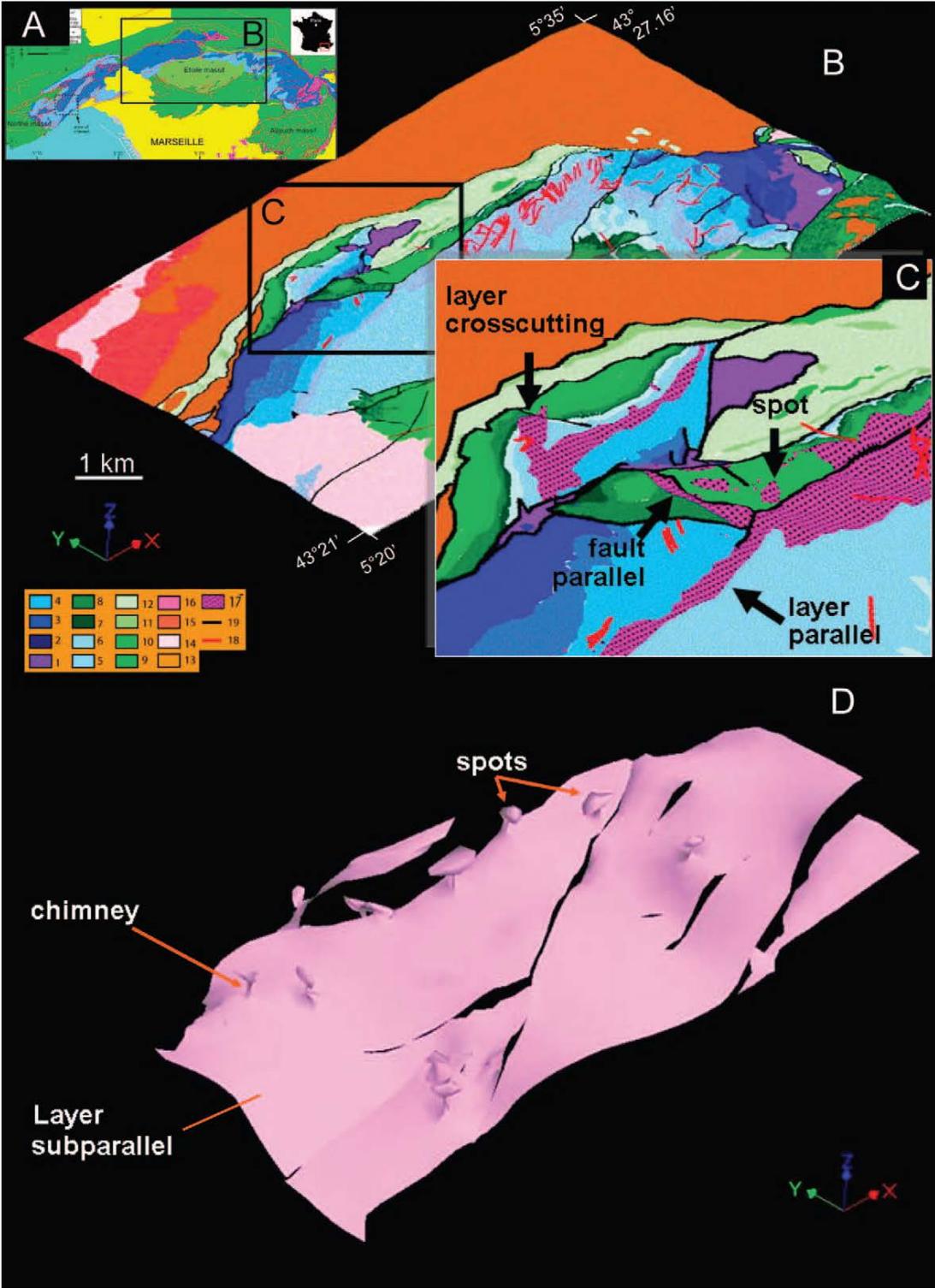


FIGURE 2. Geodynamic background of the Nerthe-Etoile Massif during the Mesozoic and Cenozoic times (left column, time scale) and sedimentary lithostratigraphic column (right column, meter scale). The late diagenetic dolomite is of Middle Cretaceous age and affected the Late Jurassic to Lower Cretaceous host carbonates (pink color). Stratigraphic data are compiled from Philip and Gari (2005) (Upper Cretaceous), Masse and Fenerci-Masse (2006) (Lower Cretaceous), this work (Upper Jurassic), and BRGM geological map of Marseille.

The 3D morphology of the roof of the late diagenetic dolomite bodies has been modelled in Gocad from the mapping of these geometries (Fig. 3D). It forms a surface subparallel to the stratigraphic layers, with diapir-like appendices, made of chimneys piercing through the Lower Cretaceous and ending upwards with spots in the Lower Hauterivian layer. Both the late diagenetic dolomite surface and the stratigraphic layers are deformed by the Late Cretaceous to Eocene Pyreneo-Provençal folding. The bottom surface of the late diagenetic dolomite bodies is observed in the Nerthe massif (Fig. 4A). The outcrop conditions hide the feeder system. However, we can observe that the

bottom of the dolomite envelope is oblique to the stratigraphic layers at a small angle (Fig. 4C, D). From east to west, the bottom surface progressively truncates the Callovian (Fig. 4), the Oxfordian (Fig. 5A), and the Tithonian (Fig. 5B) layers. The late diagenetic dolomite bodies were mapped in this area, and the boundary between dolomite and host limestone was digitized on the digital elevation model (pink color, Fig. 6 A, B). Three stratigraphic layers were outlined in the Callovian and Oxfordian interval (Fig. 6C). Restoration of the primary horizontal attitudes of the bedding shows that the dolomite-limestone contact is at a small but clear angle with respect to the bedding (Fig. 6D).



←  
 FIGURE 3 (facing page). Morphology of the roof surface of the Late dolomitic body in the Etoile Massif. A) location of the Etoile massif; B) geological map draped on the Digital Elevation Model of the Etoile Massif; C) geometrical analysis of the dolomitic body from the DEM and field mapping; D) 3D Gocad model of the roof surface based on the DEM, balanced cross-sections and field geology (Gisquet 2008). The surface is subparallel to the top Oxfordian with appendixes in the Lower Cretaceous (same scale and orientation as the DEM in part B). 1, Triassic; 2, Lias; 3, Aalenian-Bathonian; 4, Callovian; 5, Oxfordian, 6, Upper Tithonian-Lower Berriasian; 7, Upper Berriasian; 8, Lower Valanginian; 9, Upper Valanginian; 10, Lower Hauterivian; 11, Lower Aptian; 12, Upper Aptian; 13-15, Upper Cretaceous; 16, Oligocene; 17, Late diagenetic dolomite.

*Small-Scale Morphology*

The small-scale geobody architecture of the late diagenetic dolomite bodies is well exposed in the Nerthe massif, where the bottom transitional interval crops out. The occurrence of late diagenetic dolomite is genetically related to the faults and the fractures affecting the Late Jurassic (Fig. 7). The proportion of dolomite replacement of the host limestone increases towards the fault (Fig. 7B, C). This indicates that Mg-rich fluids circulated along the fault and penetrated

into the limestone. The outline of the dolomite-limestone contact is irregular. It can be observed in 2D in road cuts over a few hundreds of meters. We observed various morphologies of dolomite-limestone relationships:

- dolomite fringe parallel to the fractures forming walls of some centimeters (Fig. 7B) to some tens of meters in thickness,
- isolated circular spots of several centimeters to one meter of dolomite in the middle of bedded limestone (Fig. 8A),
- irregular remnants of limestone isolated within dolomite (Fig. 8B),
- irregular plumes of dolomite containing isolated remnants of limestone (Fig. 8C),
- a one-meter-thick dolomite body which is vertical and parallel to a fault in its lower part and parallel to the horizontal bedding in its upper part (Fig. 8D),
- dolomite body subparallel to bedding contact with dolomite above the limestone (Fig. 8E),
- dolomite body subparallel to bedding contact with dolomite beneath the limestone (Fig. 8F).

These local observations and the statements are strongly related to the present-day exposure condition but do not tell anything about the characteristic distribution. Nevertheless, these 2D observations on outcrops indicate a very complex 3D architecture of the late dolomite body. The bottom surface of the late diagenetic dolomite is alternatively fault-parallel, bedding subparallel, interfingering, irregular, bubble-like, tube-like, and wall-like, imbricate, sinuous, flat,

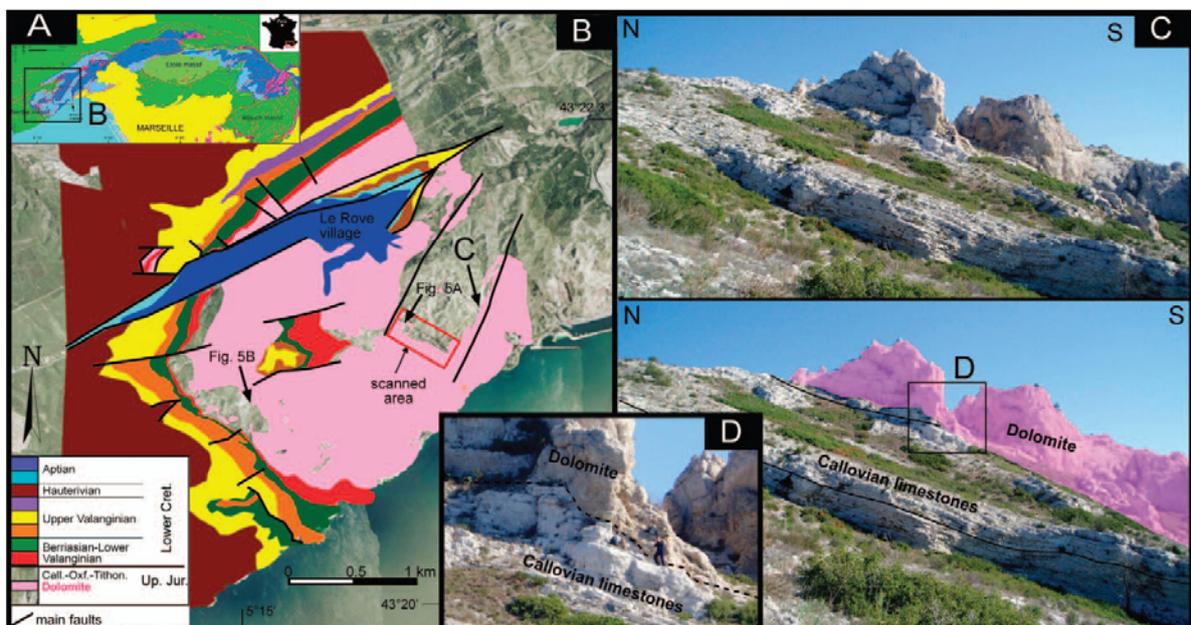


FIGURE 4. Large-scale morphology of the bottom surface of the late dolomitic body in the Nerthe Massif. A) location of the studied area in the Nerthe Massif; B) geological map of the Rove sector in the Nerthe Massif; C) Photograph of the angular contact between late dolomite and Callovian limestones (upper: un-interpreted, lower: interpreted picture); D) focus on the angular contact.

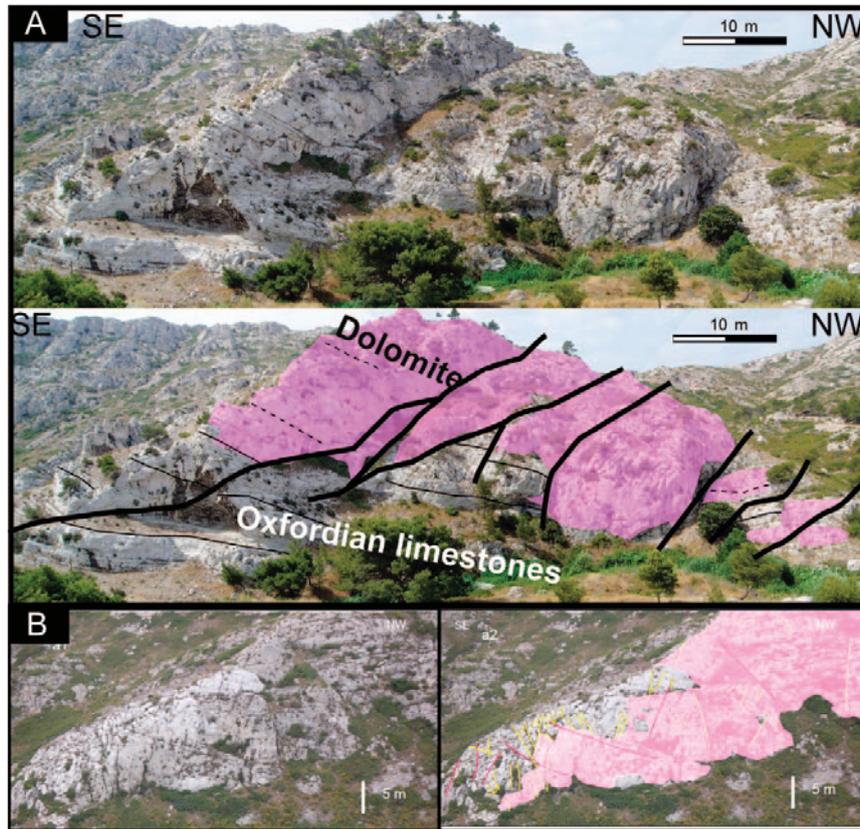


FIGURE 5. Photograph of the fault-related contact A) between late dolomite and Oxfordian limestones (upper: un-interpreted, lower: interpreted picture), and B) between late dolomite and Tithonian.

discontinuous shape. The positioning of late diagenetic dolomite within the stratigraphic succession indicates that the Mg-rich fluid migrated along the faults and penetrated the host limestone along preferential pathways (e.g. along permeable beds), (Gisquet, 2008). The present-day 3D morphology of the dolomite envelope results from the combination of sedimentologic processes (carbonate facies and porosity), structural processes (fault pattern), and fluid-flow processes (Davies and Smith, 2006; Wilson et al., 2007). The first step towards a better understanding of the role of each process is the characterization of the present-day 3D architecture of the dolomite body. For this purpose, high-resolution laser scanning was performed on the outcrops showing the morphology of the fault-related late dolomite. The goal is to characterize the true 3D geometry of the dolomite body and its relationships to the faults and strata.

#### METHODS

In order to characterize the 3D geometry of the fault-related late dolomite bodies, we performed laser scanning of the bottom surface of the late dolomite. The laser scanning acquisition is part of a modelling procedure which includes (1) field work, (2) laser acquisition, and (3) numerical geology (Fig. 9). The numerical geology (3) is still in progress and is not included in this paper.

#### Field Work

The field work consisted of geological mapping of the limestone-dolomite boundary. This boundary was mapped at different scales (as described in the section “Morphology of dolomite bodies”): (1) A large-scale map (1/5,000) of the 5 km x 5 km area revealed the geometrical relationships between dolomite and the major faults and large-scale fold. This scale includes stratigraphic and structural analysis (Figs. 9A, 9B). In the present area, the satellite and aerial photographic analysis did not provide useful information. (2) A medium-scale map (1/10 to 1/100) of individual outcrop walls (10 m to 50 m wide) provided the macroscale relations of late diagenetic dolomite to faults and strata. This work results in images of the outcrop faces on which the dolomite is superimposed (Fig. 9C). (3) A small-scale map (thin sections) of the late dolomite emphasizing the genetic relationship with faults (Fig. 7), and the different types of dolomite. The mapping at medium-scale was used to select the areas to be scanned as described in the next section.

#### Laser Acquisition

The work area is located along the road from Marseilles to Le Rove village (Fig. 10). Seven outcrops on both sides of the road were

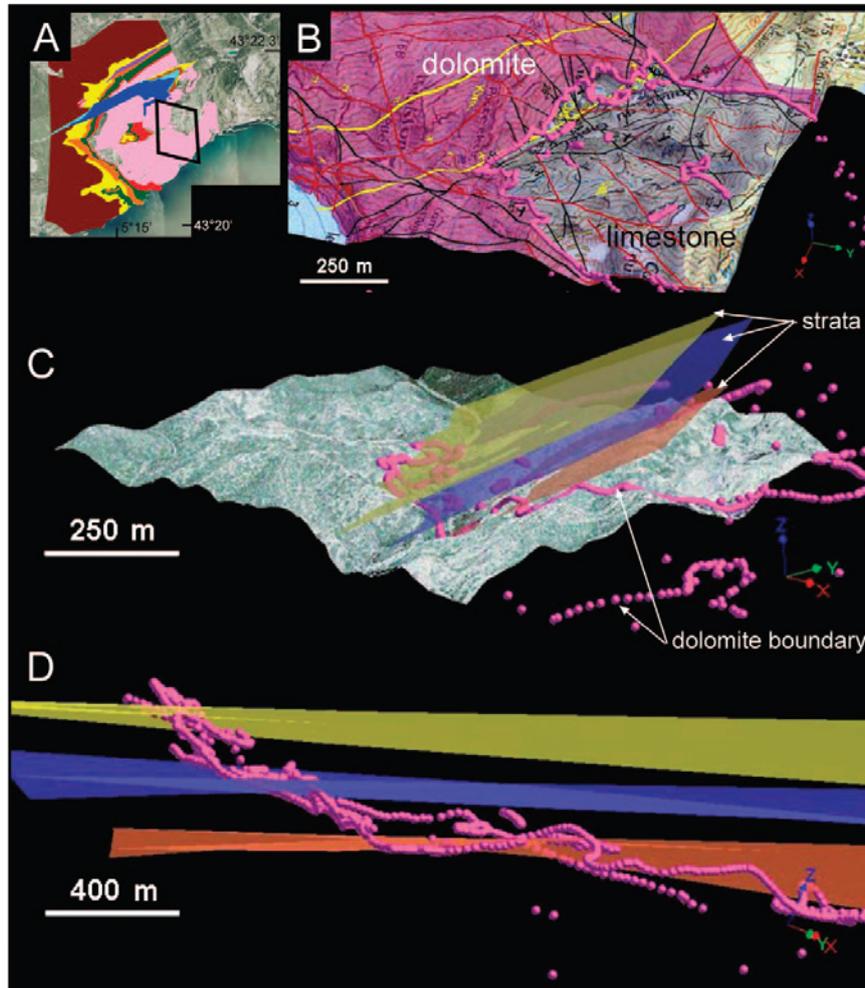


FIGURE 6. Angular relationship between the bottom dolomite envelope and the stratigraphic layers of Callovian-Oxfordian age in la Nerthe massif. A) Location on the geological map, see Fig. 4 for captions; B) Dolomite body mapping (pink) draped on a DEM and digitization of the dolomite boundary (pink balls); C) present-day geometry of three stratigraphic layers compared to the dolomite boundary; D) Restoration of the layers and dolomite boundary before folding showing the oblique bottom of the dolomite body.

selected: five road cuts and two natural cliffs (Fig. 10E). They exhibit the complex geometry of the dolomite-limestone contact. The following areas were scanned (Fig. 10C, D):

- View 1 from point 1\_gps,
- View 2 from point 2\_gps,
- Talus 3 from three view points,
- Talus 4 from three view points,
- Talus 5 from three view points,
- Talus 6 from three view points,
- Talus 7 from two view points.

The field equipment to survey the cliffs and outcrops is an Optech ILRIS 3D terrestrial laser scanner (Fig. 10B). The field of view is 40° x 40°, and the sampling rate can reach a maximum of 2,000 points per second. At a distance of 100 m the diameter of the laser beam is about 30 mm (perpendicular shot) and the accuracy on a flat surface is about 3 to 5 mm. A couple of Trimble 4000SSE GPS receivers with geodetic antennas were used in order to perform static GPS phase measurements. The point cloud was referred to one georeferenced baseline. A Leica topographic total station was used for geo-referencing the targets positioned into the surveyed scene, with reference to the previously mentioned GPS baseline. In order to geo-reference the point clouds to the cartographic coordinate system (Lambert III), ten targets (black square panels 50 cm wide with a white circle in the middle) were positioned in the scanned scenes and their position determined by

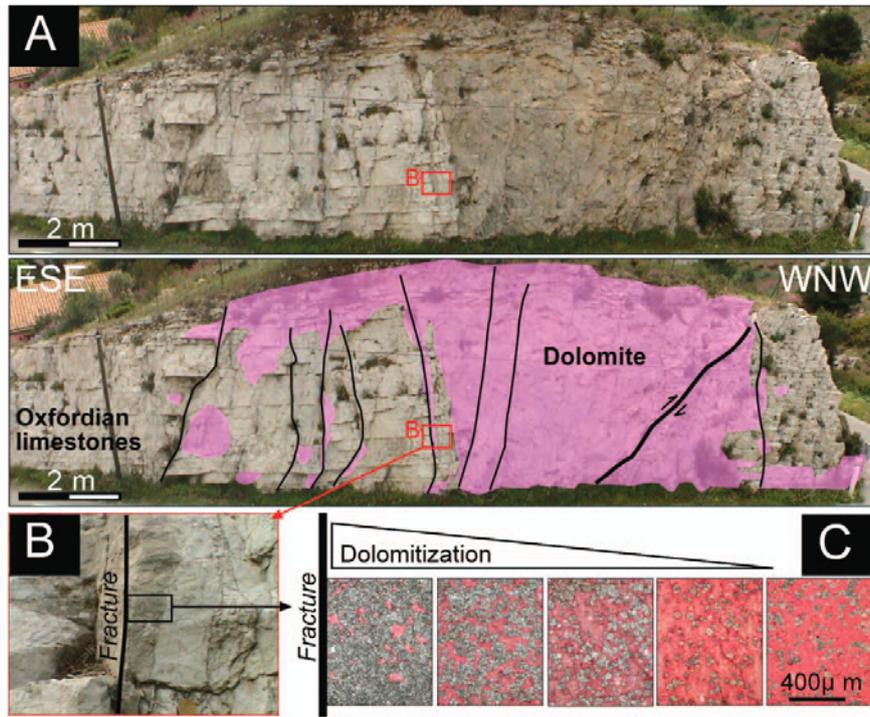


FIGURE 7. Genetic relationship between late dolomite and fractures at the bottom envelope of the late dolomite body. A) Road talus with limestone-dolomite contact; B) late dolomite fringe parallel to a vertical fault; C) five thin sections showing the decreasing dolomitization (gray rhombohedral crystals) of the limestone away from the fault.

topographic total-station measurements with reference to GPS benchmarks previously established in each work area. The point spacing ranges from 4.5 cm on average to 1 to 1.5 cm in the detailed areas. The laser data comprise a point set for each outcrop with the intensity value. An additional point set is provided for each outcrop with the RGB (red, green, blue) properties from the camera coupled to the laser.

#### Numerical Geology

Two collocated point sets have been provided for each outcrop: one with  $x, y, z$ , intensity and one with  $x, y, z, R, G, B$  (red, green, blue) properties for each point. The point sets were visualized into RiscanPro software (Society RIEGL, <http://www.riegl.com>), which is appropriate for visualizing huge point sets. The seven scanned outcrops are composed of 4.27 million points (Talus 3), 1.1 million points (Talus 4), 0.38 million points (Talus 5), 1.30 million points (Talus 6), 1.18 million points (Talus 7), 4.27 million points (view 1) and 10.84 million points (view 2) (Fig. 11). All point sets were imported into a single project. The software RiscanPro allowed visualization of the intensity property on a gray scale and to recombine the  $R, G, B$  properties into true colors (Fig. 9E). The visualization of the true color on the high-density point sets was good enough to constitute numerical outcrops. Because the point spacing is very small (down to 1 cm), it is not necessary to create 3D mesh surfaces from the point sets. Rather, it was possible to digitize directly on the point sets. Each numerical outcrop was compared with the picture of the corresponding outcrop on which

the dolomite was superimposed (see “Field Work”). With the visual aid of the superimposed images, hand-picking digitization of the boundary between dolomite and limestone was possible. This resulted in georeferenced contour lines in 3D. Each contour line was exported as a single curve into one file with an ASCII Drawing eXchange Format (DXF). This format can be imported in the Gocad environment. In a second step, the point sets were imported into Gocad software ([www.Gocad.org](http://www.Gocad.org)) for 3D modelling (Fig. 9H). All point sets were imported into a single Gocad project. For convenience the point sets were decimated. The DXF contour lines were imported as well. The dolomite-limestone contour lines visualized on the point sets in Gocad allowed to divide the points into two groups (“regions” in Gocad) to which either the dolomite or the limestone property was attributed. The next step in the 3D modelling procedure is the surface or the property modelling. This part of the work is still in progress and is not addressed in the present paper.

#### DIGITIZING DOLOMITE GEOMETRY

In this section the three-steps workflow applied to three road cuts (talus 4, 6, and 7) with peculiar limestone-dolomite contacts is described. The first example is the talus 4 (see Fig. 10 for location). In this place, the limestones are composed of thin-bedded mudstones of Oxfordian age. They appear as white layers in figure 12A. The strata are gently dipping ( $\sim 30^\circ$ ) to the NW and affected by diffuse thin joints without throw. The dolomite is visible in the field by its brownish color (Fig. 12A). In this talus, the dolomite is subparallel to the bedding and

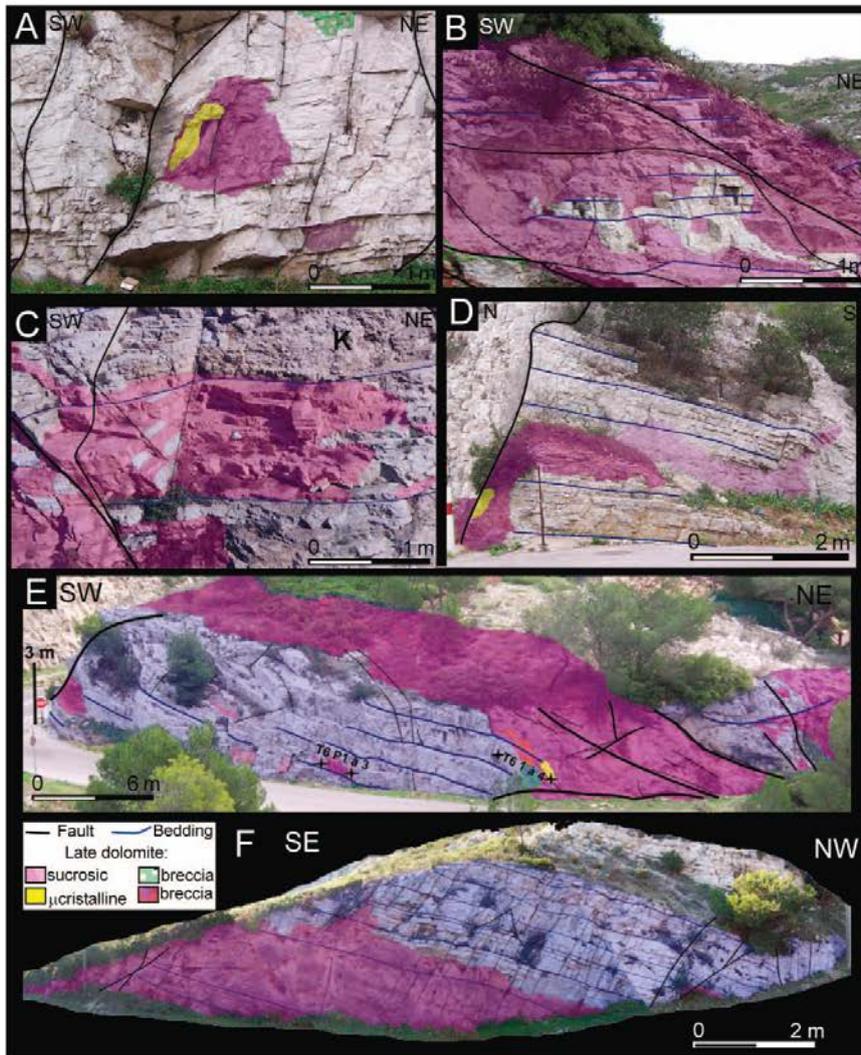


FIGURE 8. Various 2D morphologies of the dolomite-limestone contact. A) dolomite spot in limestone, B) remnant limestone in dolomite, C) limestone spots in dolomite plume, D) fault-parallel and bedding-parallel dolomite, E) subparallel dolomite above limestone, F) sub-parallel dolomite beneath limestone.

apparently lies beneath the limestone layers. The original bedding is still visible in the dolomite, but the joint pattern described in the limestone is much reduced in the dolomite (Fig. 12A). For better visualization, the dolomite area was superimposed in pink on the natural outcrop picture (Fig. 12B). Figure 12C shows the laser point set imported within RiscanPro software. The R, G, and B properties for each point were recombined into true colors. Comparing the painted natural outcrop with the numerical outcrop allowed digitizing the limestone-dolomite contour line (red line, Fig. 12C). The contour line is saved in DXF format. Then, it is imported and visualized in Gocad with the point set showing the RED property on a color scale from 0 to 255. This allows the distinction of two areas: the dolomite area at the bottom and the limestone area at the top, as well as the precise 3D

morphology of the contact (Fig. 12D, C). In each area, the dolomite or limestone property is attributed to the points (respectively pink or blue, Fig. 12E).

The second example is the talus 7. In this case, the tectonic deformation is strong and the bedding is hard to decipher, except to the NW, where limestones occur (Fig. 13A). A major north-verging reverse fault is observed. The hanging wall is composed mostly of dolomite (pink in Fig. 13B) showing some isolated remnants of limestone (gray in Fig. 13B). The footwall is composed of dolomite and dolomite breccias (pink and green, Fig. 13B) mixed with limestone breccias and remnant of limestone beds (red and gray, respectively, Fig. 13B). In Figure 13C the Lidar point set is shown with recombined true colors. The contour line between limestone and dolomite was digitized and

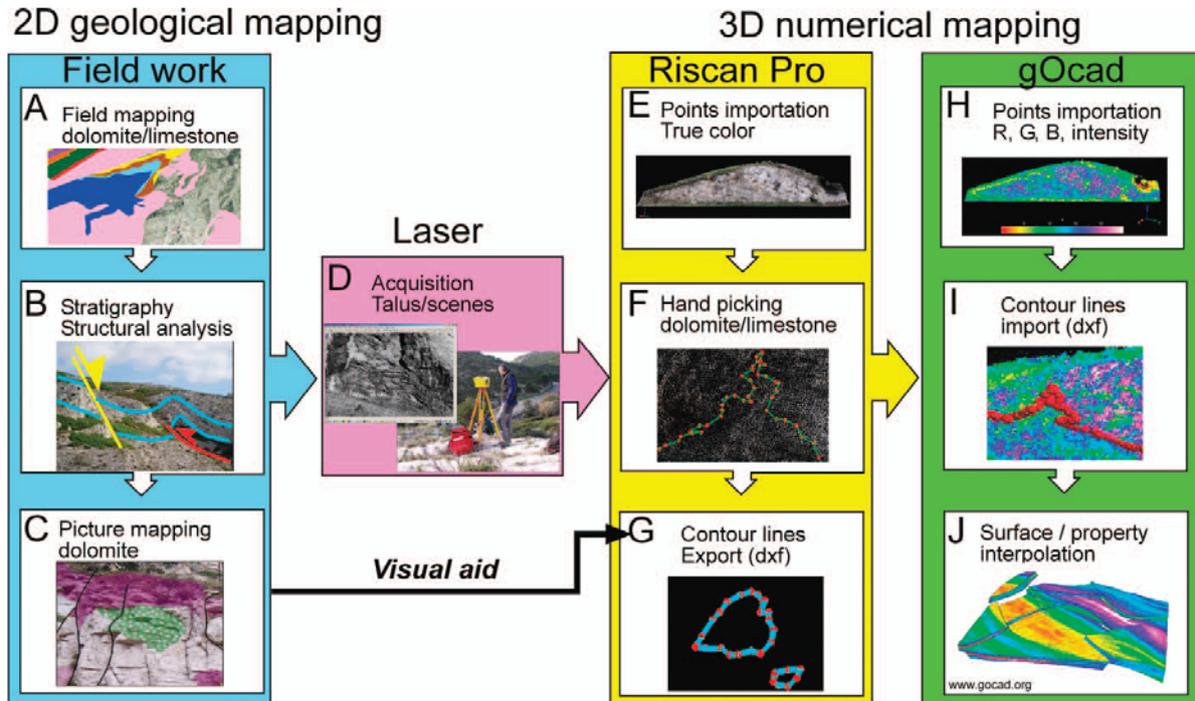


FIGURE 9. Modelling workflow of the late diagenetic dolomite 3D characterization used in this study: A, B, C) preliminary field geology; D) Laser scanning; E, F, G) numerical mapping with RiscanPro; H, I, J) geometrical modelling with Gocad.

appears in red in Figure 13C. The contour line is imported and visualized in Gocad, with the point set showing the intensity property on a color scale from 0 to 255. This allows the distinction of two regions of dolomite and limestone property as well as the morphology of their boundary (Fig. 13E). In the third example, the limestones are well bedded, gently dipping to the NW and affected by vertical fractures. A vertical band of dolomite five meters wide is observed in the middle of the limestone. The small-scale mapping of the dolomite shows additional fringes of dolomite along several joints within the limestone, as well as an isolated subcircular dolomite area close to a joint (Fig. 14A, B). In the dolomite area the original bedding is hardly visible, and it is possible to distinguish vertical and oblique joints. The limestone-dolomite boundary was digitized on the laser point set with recombined true colors (red line, Fig. 14C). Then, the contour line was imported into Gocad and visualized with the point set showing the RED property (Fig. 14D). The point set is divided into two groups of points with either dolomite or limestone property (Fig. 14E).

#### WAY FORWARD USING LASER PROPERTIES

In all of the three examples described above, the separation of two point groups with either dolomite or limestone properties is possible. From these groups, the outline of the late dolomite body can be extracted and used for further geostatistical analysis. The purpose is to reconstruct the 3D shape of the dolomite body using all outlines from all talus in a single 3D model. However, the present workflow involves time-consuming processing. The first time-consuming step is the picture mapping, which involves field work of geologists, pictures,

sampling, and eventually thin sections. The second time-consuming step is the creation of dolomite and limestone regions in the point sets. The original point set comprises points in the vegetation areas (grass, trees), in the talus bottom (part of the road), or in human constructions (fences, poles) (Fig. 15). These points belong neither to dolomite nor to limestone regions. They were removed from the point set; otherwise they would influence the analysis of the morphology of the dolomite body. The removal of points is manual, visually controlled, and therefore time-consuming and subjective. The use of laser properties could be the solution for saving time in the workflow. The question is whether the dolomite and limestone rocks have specific properties which could be automatically detected, caught, and filtered. Indeed, it is obvious in the field that dolomite exhibits dark brownish colors and that limestone has lighter gray-beige colors (see Fig. 4, 7, 12, for instance). Therefore, it can be expected that the intensity of laser-beam reflectance as well as the visible colors red, green and blue (RGB) would be specific for each rock type, and for aberrant points (vegetation). The spectral reflectance of rocks depends on their chemical composition and crystal structure. Calcite and dolomite minerals have specific spectra (USGS Digital Spectral Library, <http://speclab.cr.usgs.gov/spectral-lib.html>). The reflectance for calcite is  $\sim 0.6$  in wavelengths up to  $1.8 \mu\text{m}$  (visible, near infrared and partly middle infrared) and  $\sim 0.3$  in wavelengths  $> 1.8 \mu\text{m}$  (middle infrared). The reflectance for calcite is  $\sim 0.9$  in wavelengths up to  $1.8 \mu\text{m}$  and  $\sim 0.45$  in wavelengths  $> 1.8 \mu\text{m}$ . Both calcite and dolomite present specific absorption bands in wavelengths  $> 1.8 \mu\text{m}$ . This signature was used by Bellian et al. (2006) in order to map calcite-dolomite delineation with quantitative digital mapping techniques. These

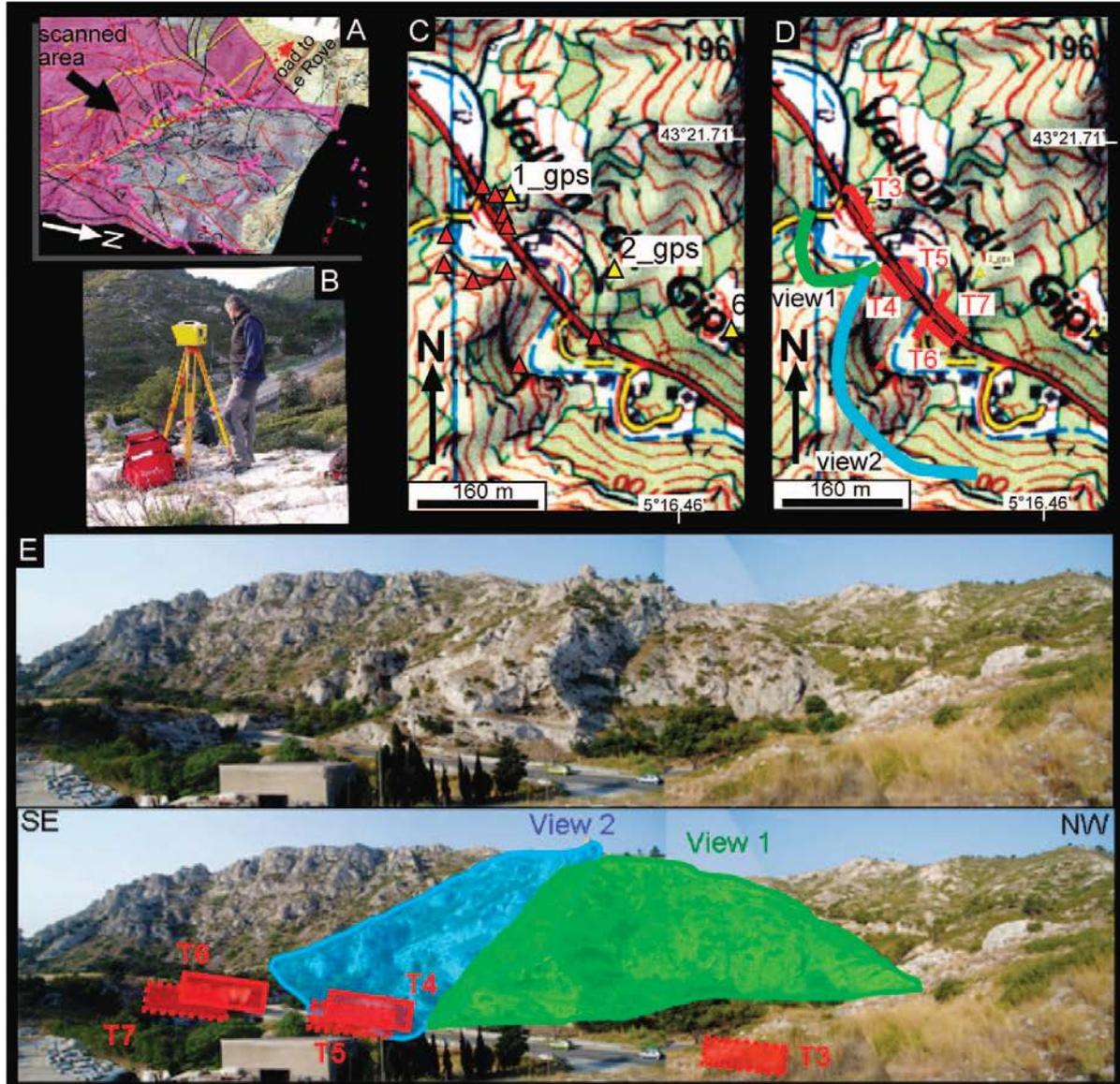


FIGURE 10. Location of the surveyed area. A) Scanned area on the geological map of the bottom surface of the late dolomite; B) picture of the Optech ILRIS 3D terrestrial laser scanner with A. Tamburini; C) Location of the GPS (yellow triangles) and targets (red triangles); D) location of the scanned talus (T3 to T7) and natural cliffs (view 1 and view 2); E) picture of the scanned area and location of the talus 3 to 7 (red), the view 1 (green) and the view 2 (blue).

authors performed the hyperspectral method VIRIS (Visible InfraRed Imaging Spectrometer) and hand-held full-range (350 - 2,500 nanometers spectroradiometer). We compared the values of the laser intensity in both limestone and dolomite areas (Fig. 16). The point sets of talus 4 and talus 6 are displayed with the intensity property on a color scale ranging from 0 to 255 (Fig. 16). The red line gives the

boundary between both domains. To a first approximation it is possible to visually distinguish the dolomite from the limestone: in the dolomite area the intensity averages 100 with green to blue colors, whereas in the limestone area the intensity averages 180 with purple to blue colors (Fig. 16A, B). The vegetation exhibits low values of intensity (20 - 80) with yellow to green colors. Unfortunately, looking more in detail,

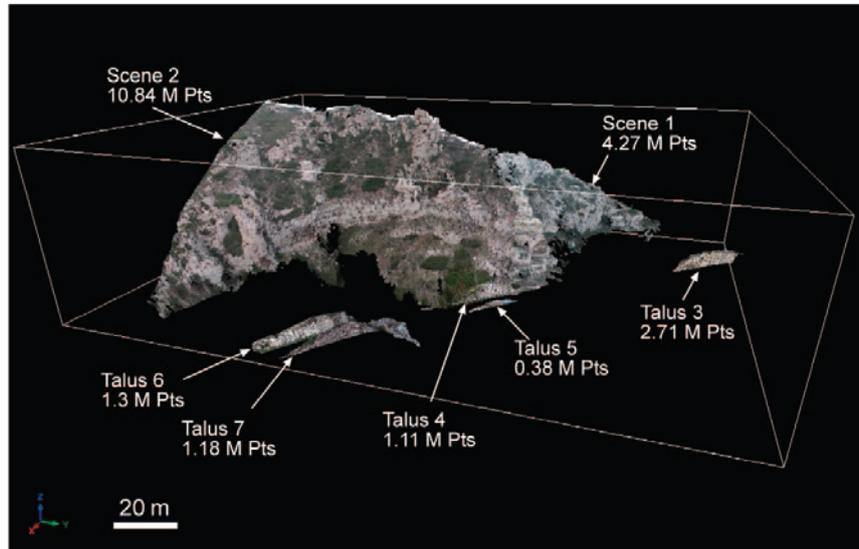


FIGURE 11. View of the whole laser data points set (five talus and two views) with the number of points for each outcrop. True color recombined from RGB properties with the software RiscanPro.

exceptions are observed in the rock domains. Within the dolomite area, points with high intensity ( $\sim 200$ ) and purple colors are visible. On talus 4, a dark spot of dolomite is surrounded by a light fringe of dolomite. On the point set, the fringe displays high intensity ( $>200$ ) appearing in purple (Fig. 16C). However, the mineralogy of the rock is unchanged in the light fringe. On talus 6 in the dolomite area, the intensity varies over a large range of values from 100 to 250, giving rise to purple to white color (Fig. 16D). In both exceptions, points belong to the dolomite. On talus 4, the intensity variation may be due to the lighter color of the rock (Fig. 16C). On talus 6 no obvious color change is observed (Fig. 16D). Thus, although discrimination with intensity values is available as a first approximation, it does not work for some cases, for instance where the exposed rock color is changing. Similar comparison is made with the RGB properties. In figure 17, the red property is displayed on talus 4 and 6. To a first approximation, the vegetation is characterized by the lowest values (20 - 80) with yellow to green colors, the dolomite area is characterized by low red values averaging 120 with green to blue colors, and the limestone area is characterized by high values averaging 175 with blue to purple colors (Fig. 17A, B). However, looking in details, exceptions also exist. For instance, in Figure 17C, the red values reach 200, giving rise to purple colors in the dolomite area. In Figure 17D, the dolomite limestone transition does not display red-value contrast. Conversely, the limestone area shows low values of red ( $\sim 100 - 150$ ) with green to blue colors. So, the analysis of red values leads to similar conclusions in line with those of the intensity evaluation. Indeed, although the discrimination with red values is possible to a first approximation, it fails in details. Especially in places where the rock color changes, the Lidar properties change even though the mineralogy remains constant. We proceeded to further analysis of the red, green, blue values on talus 4. After removing parasitic points (fences, road), the point set of talus 4 was divided into three points groups by visually aided digitization. The three groups are limestone, dolomite, and vegetation. We performed histograms for each group and for each property (Fig. 18). The histograms for red, green and blue colors in the limestone are similar. They do not present normal distribution but a skewed distribution with

a shoulder between 50 and 100. The mean value averages 145, and the standard deviation is  $\sim 46$ . In the dolomite, histograms for red, green and blue colors are similar also, but all have a Gaussian shape with a median centered on 130 on average with a standard deviation of  $\sim 35$ . The histograms in the vegetation also display a Gaussian shape, but the median value reaches 70 for blue to 80 for red and green with respective standard deviations of 26.3 and 28.5. Consequently, the limestone, dolomite, and vegetation domains have specific distribution of RGB intensity. Especially, the RGB intensities of the vegetation points group is low on average (median 70 to 80) with reduced variability (standard deviation 26.3 to 28.5) compared to limestone and dolomite, which display higher means and larger standard deviations. Dolomite and limestone domains can be separated with RGB distributions, in that the dolomite distribution is clearly Gaussian whereas the limestone one is skewed-shoulder Gaussian with the highest mean and standard deviation. The latter shape could result from the combined influence of illumination and outcrop morphology. Indeed, the limestone domain on the outcrop is characterized by prominent joints and bedding planes giving rise to cubic shapes in the size range of the layer thickness. Under specific illumination, some planes lie in the light while others lie in the shadow. Therefore, the latter planes exhibit RGB values in similar proportions but reduced intensity as compared to the illuminated planes. Consequently, the skewed-shoulder curve may indicate the occurrence of two groups of planes: one in the shadow (shoulder: 50 - 100 RGB values, Fig. 18) and one in the light (mean: 130 - 200 RGB values, Fig. 18). This type of histogram would be characteristic of layered and/or fractured rocks. Beside these specific histograms, the RGB spectra in each group largely overlap. Hence, the RGB value on a single point is insufficient for ascribing the point to either limestone, dolomite, or vegetation. Consequently, differentiating dolomite from limestone on the basis of visible properties is possible at a large scale but induces errors. In the present study, the studied object is the fault-related bottom of the late dolomite bodies, which is highly irregular (see section "Small-Scale Morphology"). The architecture of the late dolomite bodies presents high-resolution, infra-meter scale heterogeneities. The errors related to

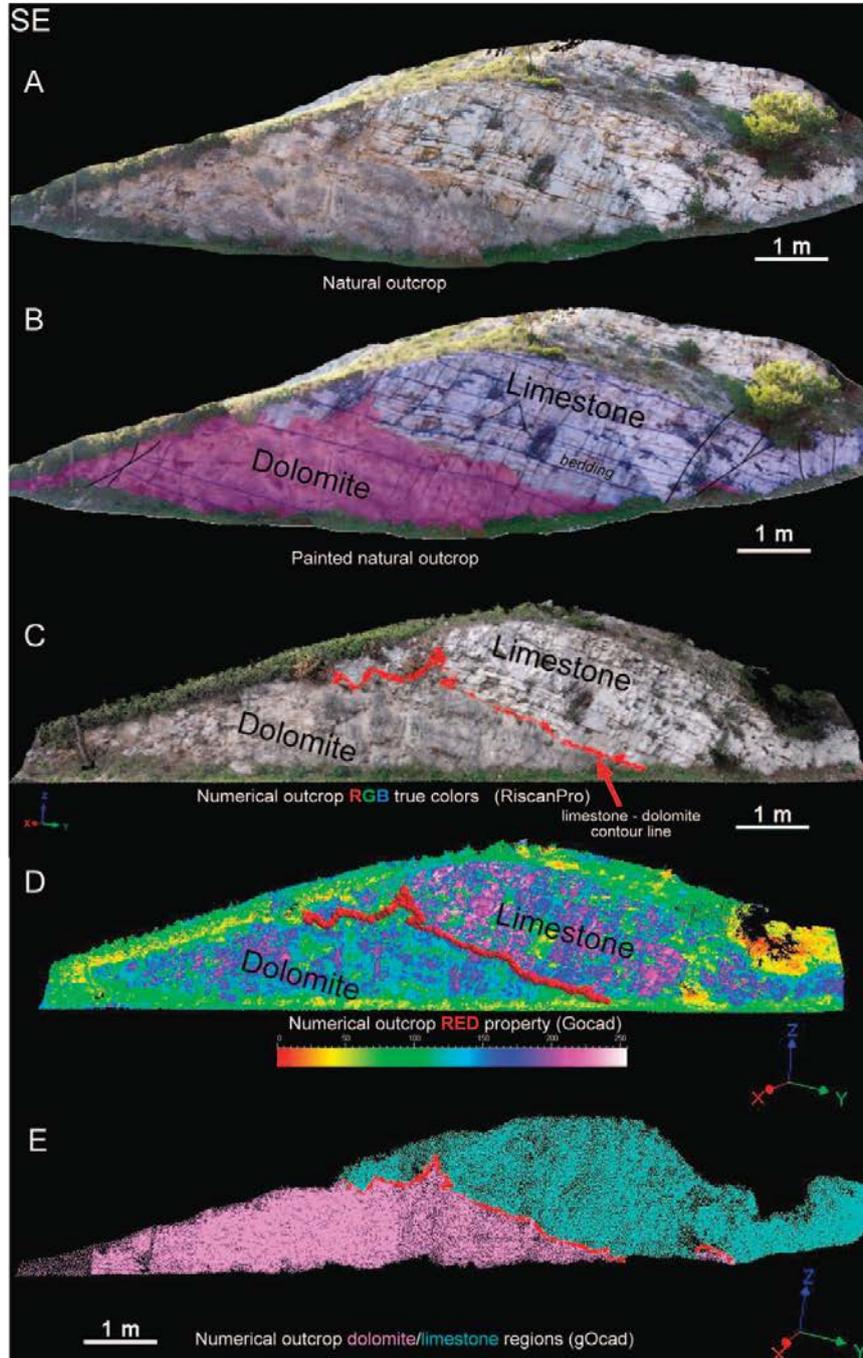


FIGURE 12. Digitization of the limestone-dolomite contour line on the talus 4. A) natural outcrop without interpretation; B) painted natural outcrop (pink = dolomite) with interpretation of major joints; C) numerical outcrop with true-colors recombination from RGB properties (RiscanPro), red line = dolomite-limestone contour line in 3D; D) numerical outcrop with the visualization of the RED property from 0 to 255 and the contour line; E) division of the point set into two regions: blue = limestones, pink = dolomite.

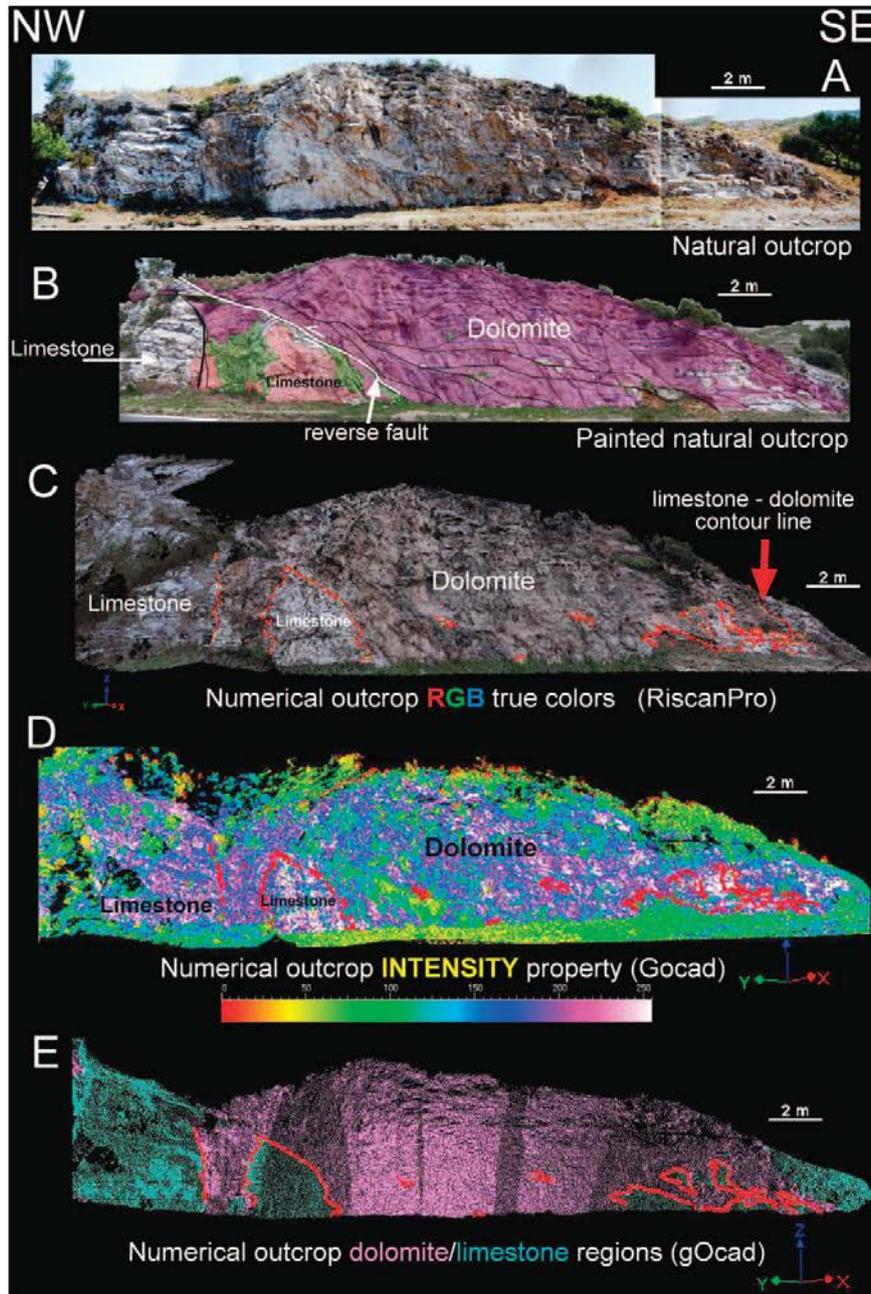
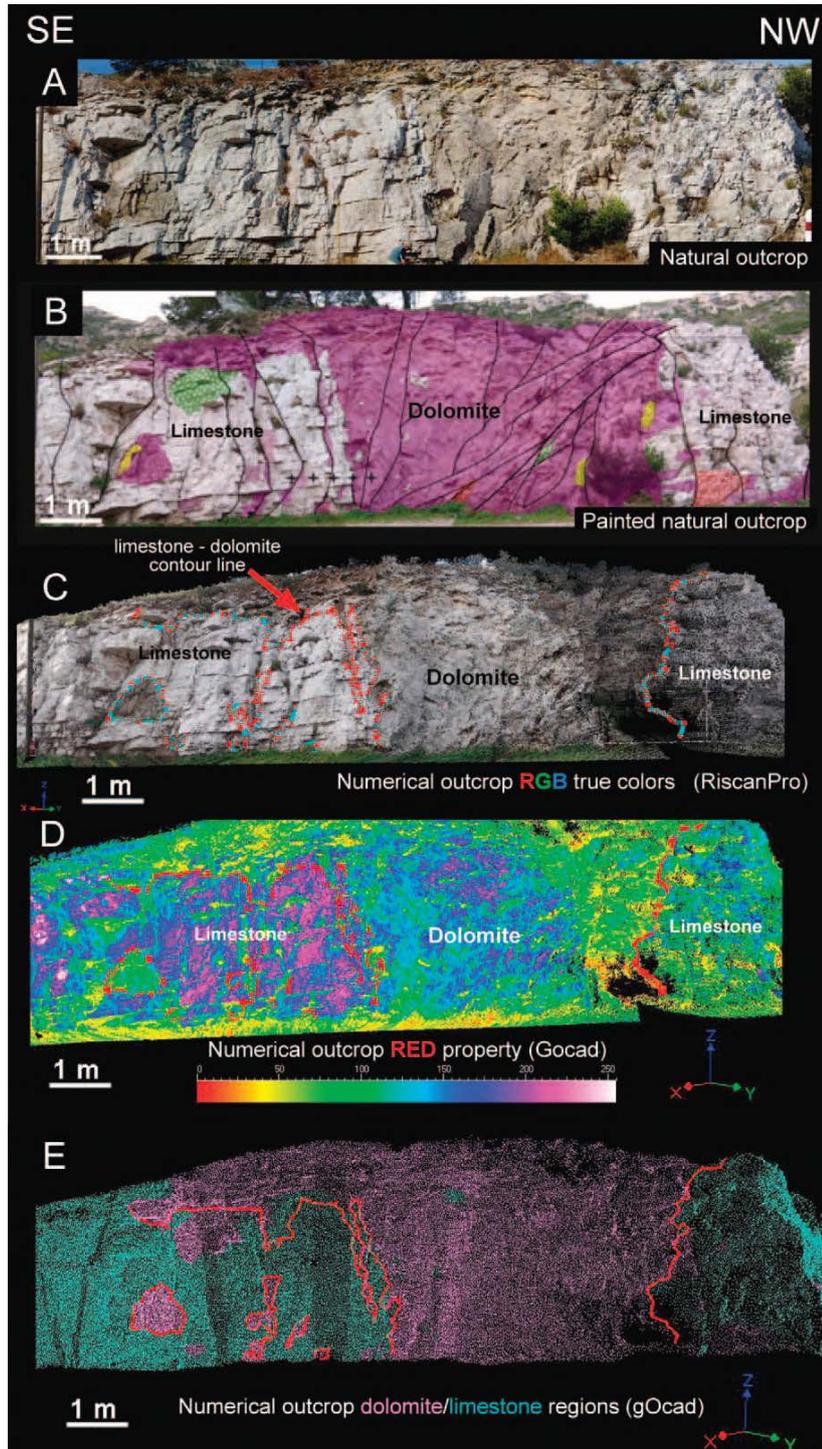


FIGURE 13. Digitization of the limestone-dolomite contour line on the talus 7. A) natural outcrop without interpretation; B) painted natural outcrop (pink: dolomite, green: dolomite breccia, red: limestone breccia) with interpretation of faults; C) numerical outcrop with true-colors recombination from RGB properties (RiscanPro), red line = dolomite-limestone contour line in 3D; D) numerical outcrop with the visualization of the Intensity property from 0 to 255 and the contour line; E) division of the point set into 2 regions: blue = limestones, pink = dolomite.



14. Digitization of the limestone-dolomite contour line on the talus 6. A) natural outcrop without interpretation; B) painted natural outcrop (pink and yellow = dolomite, red = limestone breccia; green = limestone/dolomite breccia) with interpretation of faults (see Fig. 8 for : caption); C) numerical outcrop with true-colors recombination from RGB properties (RiscanPro), red and green line = dolomite-stone contour line in 3D; D) numerical outcrop with the visualization of the Intensity property from 0 to 255 and the contour line; E) ion of the point set into two regions: blue = limestones, pink = dolomite.

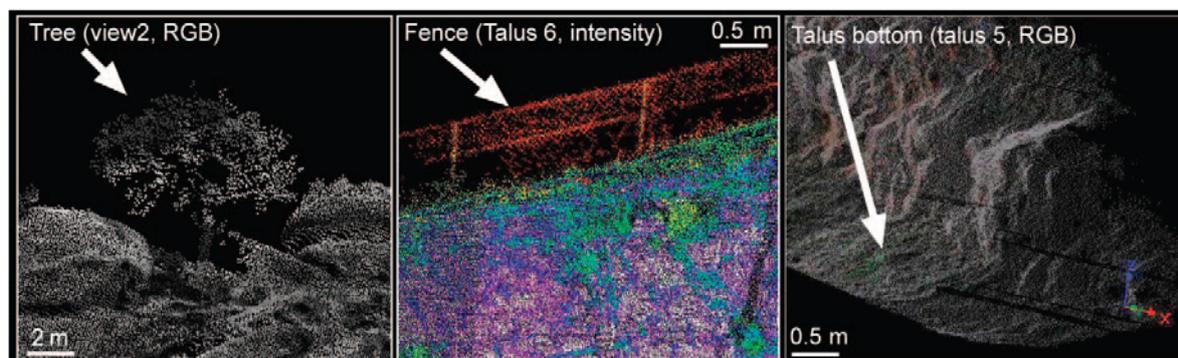


FIGURE 15. Parasite points which are manually removed from the point set before geo-statistical analysis (from left to right: vegetation, fence, road fragments).

the intensity and color changes in small groups of points are significant because they overlap small-scale morphologies. Automated separation of dolomite and limestone using RGB or Intensity properties would, therefore, introduce mistakes in the size range of the studied phenomena. Further work is needed to develop automated detection of carbonate facies using Lidar properties, which could become “Lidar facies”-based ratios of red, green, blue and intensity properties. Because the dolomite is diagenetic, it has specific mineralogy and facies compared to limestone, which needs calibration. For instance, Babek et al. (2008) have shown that the R/B ratio is a good proxy of the CAI (Conodont Alteration Index). Concerning the intensity, Franceschi et al. (2008) showed that limestones and marls are discriminated with the intensity of reflected beam when the laser operates with infrared band. Much work remains to be done in order to calibrate the relationships between the rock type and the Lidar properties (reflectance of minerals) given specific climatic conditions. Finally, the “Lidar facies” could also include surface structural attributes. Indeed, Garcia-Selles et al. (2008) developed semi-automated methods to extract the geological structures directly from the point clouds or from the derivative mesh (Viseur, 2009) which could characterize “Lidar facies”.

## CONCLUSIONS

In this paper we present the first results of an architectural study of a late diagenetic body with a very high-resolution Lidar database. From this it is concluded that the Lidar approach presents much advantages for capturing true 3D geometry but still the automated method has to be improved considering the studied rock type. The following conclusions emerge:

1. Dolomite related to late diagenetic processes in sedimentary rocks involves sedimentary, structural geology and fluid-flow processes. The resulting diagenetic bodies are complex, heterogeneous, multi-scale, and four dimensional (three dimensions plus time). In order to understand and simulate this diagenetic process, it is essential to determine the exact 3D architecture of late diagenetic dolomite with spatial precision and true dimensions within a multi-scale model. For this purpose, a workflow including field work, Lidar, and numerical geology is absolutely necessary. In this frame, the Lidar technology is the most accurate, convenient, and appropriate tool for switching from discontinuous 1D - 2D field observation to continuous 3D geology, within a 3D geo-referenced numerical environment (RiscanPro and Gocad).

2. Lidar technology allows introducing much higher-resolution data within an otherwise lower-resolution sedimentological and structural model. Very high-resolution Lidar scanning (down to 1.5 cm) was performed on late diagenetic dolomite exposed on 7 talus cropping out along a few hundreds of meters. About 21.8 million points were handled within a 3D geo-referenced numerical environment. Using two specific softwares (RiscanPro and Gocad), the limestone-dolomite boundary was digitized with preserved 3D dimensions with a centimeter resolution over tens of meters.
3. Two point groups assigned to either dolomite or limestone were identified in the Lidar point set. Extraction of the small-scale morphology of the boundary will serve for further geo-statistical analysis and 3D facies modelling. Indeed, in the next steps of the modelling workflow the lidar point set will be introduced into a discrete structural model including stratigraphic layers, faults, and main fractures. The dolomite and limestone properties will be analyzed with variograms. Then, a variogram-based simulation of the dolomite and limestone property will be applied within the whole discrete 3D property model in order to project reservoir characteristics into the dolomite bodies.
4. Although appropriate, the workflow including Lidar is time consuming. In particular, preliminary field work as well as point grouping with Gocad requires significant amounts of time. Automated tools for tracking specific point attributes could reduce this amount of time. To a first approximation, the dolomite is characterized by intensity values  $\sim 170$  ( $\sigma: 48.6$ ) and red values  $\sim 120$  ( $\sigma: 35.7$ ), while the limestone is characterized by intensity values  $\sim 180$  ( $\sigma: 47$ ) and red values  $\sim 175$  ( $\sigma: 44.4$ ). We conclude that dolomite, which is brownish, absorbs more and reflects less the laser-beam intensity, and that the visible color difference is measurable with RGB proxy. However, many exceptions remain. They are due to visible effects on the outcrops such as wall morphology, moisture, and climatic conditions during acquisition. Consequently, dolomite can present limestone properties and vice-versa, which would introduce errors in the geo-statistical analysis.

## ACKNOWLEDGMENTS

The authors gratefully acknowledge the constructive reviews by R. Sweenen and an anonymous reviewer. The authors wish to express their gratitude to A. Tamburini who proceeded to the Lidar acquisition (IMAGEO S.r.l. via Valperga Caluso, 35; 10125 Torino, Italy; <http://www.imageo.unito.it/>).

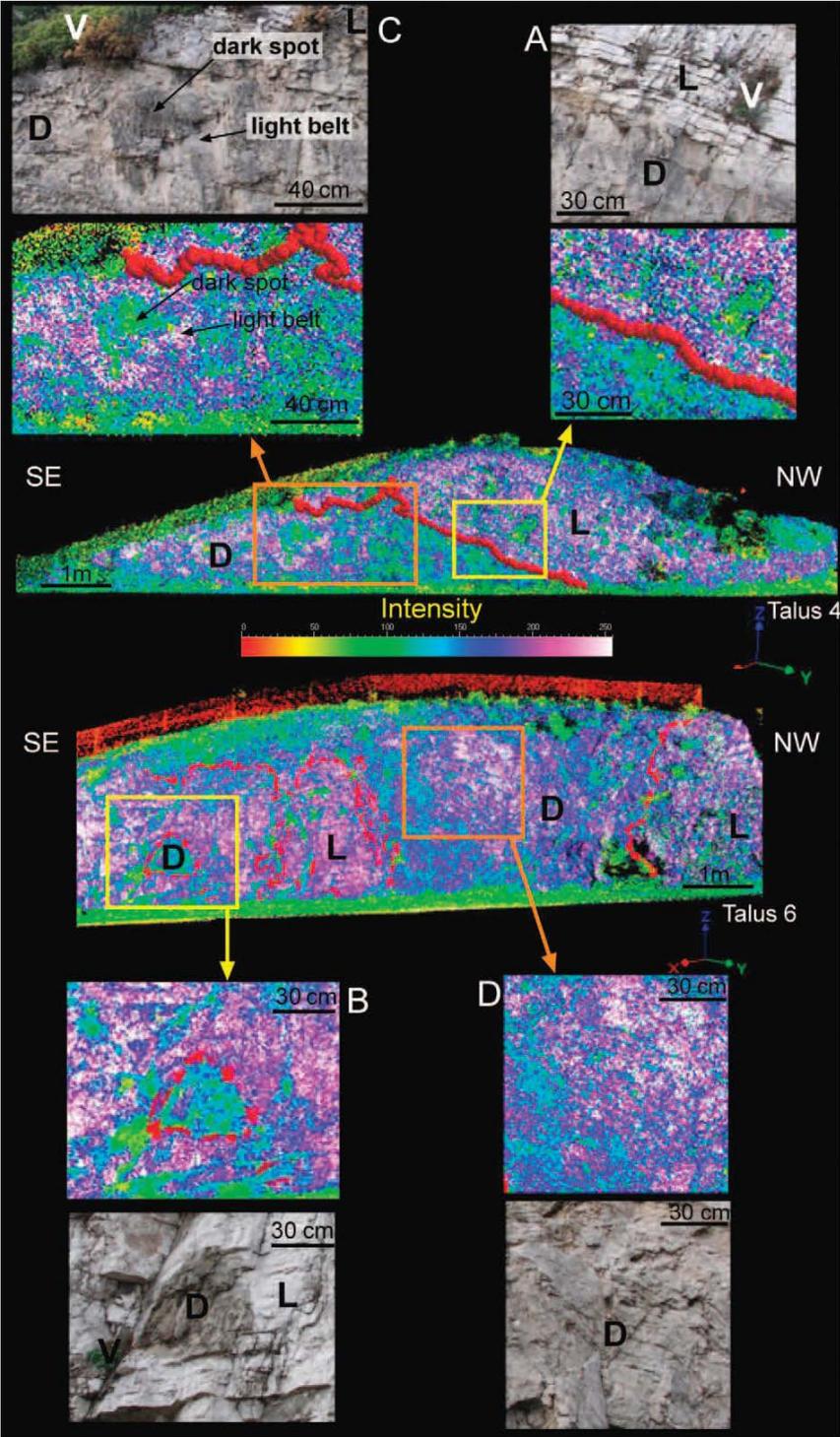


FIGURE 16. Comparison of the Intensity property of points in dolomite, limestone, and vegetation areas on talus 4 and talus 6.

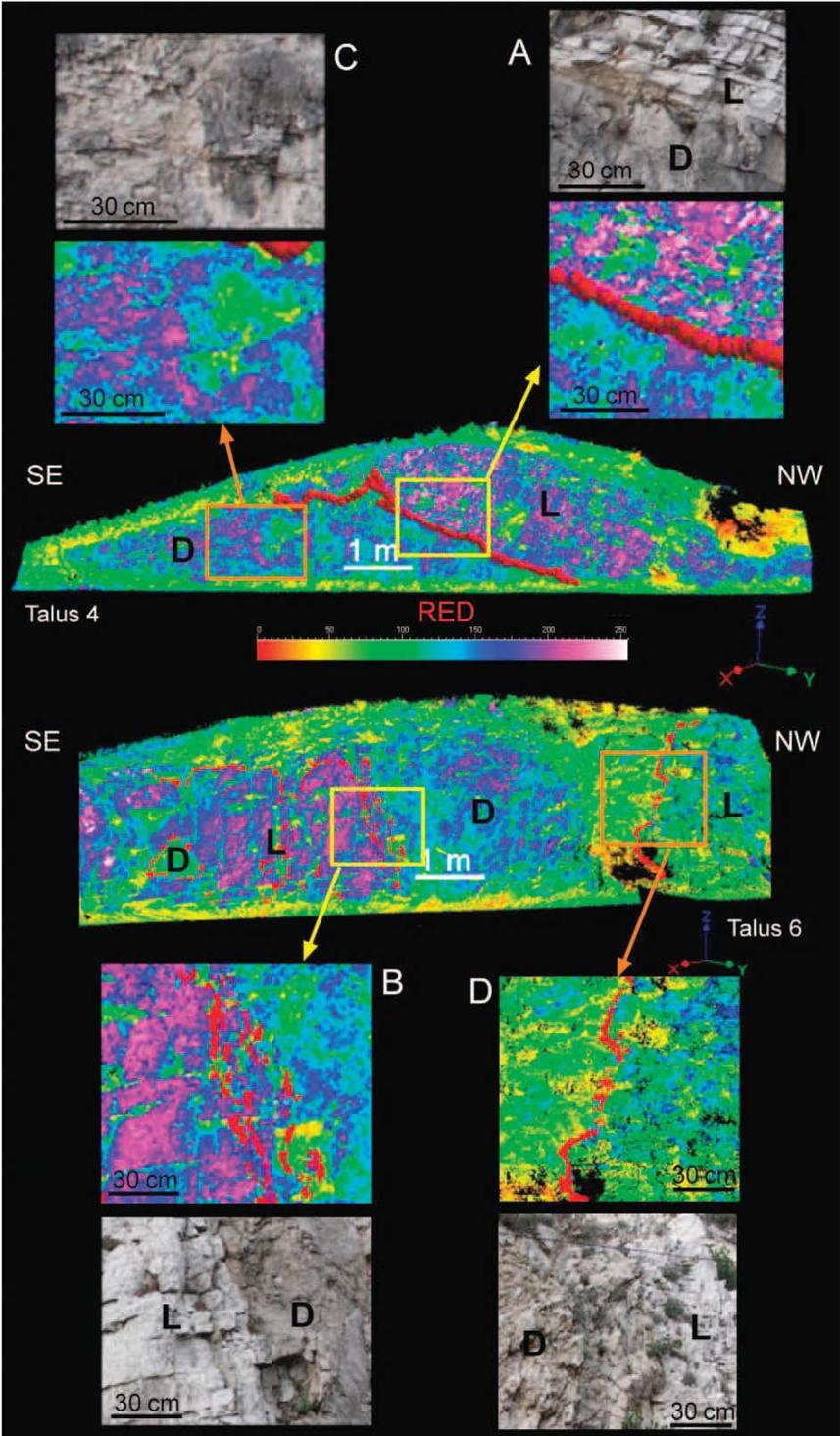


FIGURE 17. Comparison of the Red property of points in dolomite, limestone, and vegetation areas on talus 4 and talus 6.

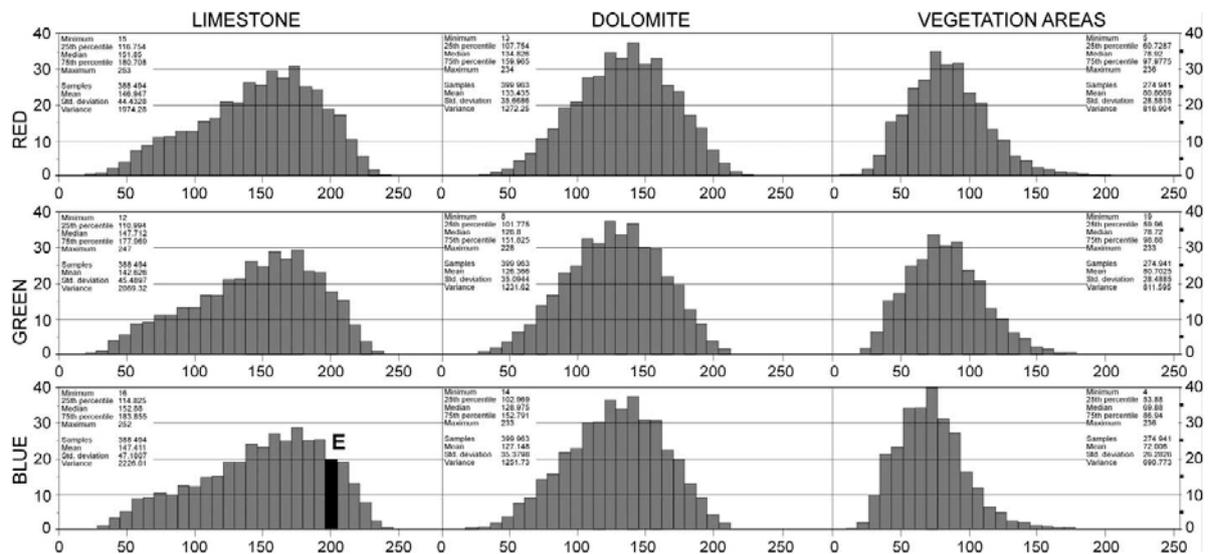


FIGURE 18. Histograms of the red, green and blue values (lines) in the limestone, dolomite, and vegetal areas (columns) of talus 4. Vertical axis: count of points  $\times 10^3$ ; horizontal axis: intensity value of R, G, B on each points from 0 to 255. E: example within the limestone point group,  $20 \times 10^3$  points have a blue intensity of 200. Statistical results are given for each histogram.

REFERENCES

BABEK, O., FRANCO, E., KAVLODA, J. AND NEUBAUER, F., 2008, A digital image analysis approach to measurements of the conodont color alteration index (CAI): case study from the Moravo-Silesian Zone, Czech Republic: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlung*, 249(2), p. 185–201.

BELLIAN, J.A., KERANS, C., BECK, R.A., PRICE, Y., AND NEDUNURI, K., 2006, Calcite-dolomite delineation using airborne hyperspectral data for ordovician paleokarst mapping: *American Association of Petroleum Geologist 2006 Annual Convention, Perfecting the Search Delivering on Promises*, Houston April 9–12, 2006.

BERGERAT, F., 1987, Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision: *Tectonics*, 6, p. 99–132.

DAVIES, G.R., AND SMITH, L.B., JR., 2006, Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90[11]: p. 1641–1690.

DÉZES, P., 2002, Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine Orogeny: *Tectonophysics*, 359, p. 117–129.

FLOQUET, M., LEONIDE, P., AND MARCHAND, D., 2007, Dynamique sédimentaire du Bassin Sud - Provençal au Jurassique: *Livret guide d'excursion géologique, Groupe Français d'Etude du Jurassique, Université de Provence, Marseille, 18–20 October 2007*, p. 125, fig. 73.

FRANCESCHI, M., TEZA, G., PRETO, N., PESCI, A., AND GIRARDI, S., 2008, Laser scanner-based discrimination between marls and limestones in a stratigraphic section: *SEPM Research Conference: Outcrops Revitalized: tools, techniques and applications, Kilkee, County Claire, Irelande, June 22–28, 2008*.

GARCIA-SELLES, D., ARBUÉS CAZO, P., GARCIA SENZ, J., MUÑOZ DE LA FUENTE, J.A., AND LOPEZ MR, B., 2008, Laser scanner-based discrimination between marls and limestones in a stratigraphic section: *SEPM Research Conference: Outcrops Revitalized: tools, techniques and applications, Kilkee, County Claire, Irelande, June 22–28, 2008*.

GATTACCEA, J., DEING, A., RIZZO, R., HENRY, B., JONES, D.S., BEAUDOUIN, B., AND VADEBOIN, F., 2007, Miocene kinematics of the Lliguro-Provençal basin: new paleomagnetic and geochronological constrains from Sardinia: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 258, p. 359–377.

GISQUET, F., 2008, Géométrie et modélisation des corps dolomitiques associés

aux failles en contexte tectonique polyphasé: étude de la chaîne de l'Etoile: *Mémoire de master 2 recherche, Université de Provence*, p. 30.

HYPOLYTE, J.-C., ANGELIER, J., BERGERAT, F., NURY, D., AND GUEU, G., 1993, Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France: *Tectonophysics*, v. 226[1–4], p.15–35.

JONES, R.R., MCCAFFREY, K.J.W., CLEGG, P., WILSON, R.W., HOLLIMAN, N.S., HOLDSWORTH, R.E., IMBER, J., AND WAGGOTT, S., 2009, Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualisation of multi-scale geological models: *Computers & Geosciences*, v. 35[1], p. 4–18.

LAMARCHE, J., BORGOMANO, J., RIGAUD, S., CALINE, B., GISQUET, F., GUYONNET-BENAIZE, C., HENNUY, J., SCHROEDER, S., GOMEZ, J.P., 2007, Géométrie de corps dolomitiques associés à la fracturation des carbonates: exemple des affleurements d'âge Jurassique supérieur du massif de la Nerthe, Provence: *11<sup>ème</sup> congrès français de sédimentologie, Caen 23–25 Octobre 2007, livre des résumés*.

LEINFELDER, R.R., AND WILSON, R.C., 1998, Third-order sequences in an Upper Jurassic rift - related second order sequence, Central Lusitanian Basin, Portugal, *In de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., and Vail, P.R. eds., Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication 60*, p. 507–526.

LE PICHON, X., BERGERAT, F., AND ROULET, M.-J., 1988, Plate kinematics and tectonic leading to the alpine belt formation: a new analysis: *Geological Society of America Special Paper* 218, p.111–131.

LELEU, S., 2005, Les cônes alluviaux Crétacé Supérieur/Paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision: *Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Strasbourg, Université Louis Pasteur*, p. 222.

MASSE, J.-P., AND PHILIP, J., 1976, Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien: *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, v. 18[1], p. 49–66.

MASSE, J.-P., AND FENERCI-MASSE, M., 2006, Carbonate production by rudist bivalves: The record of Late Barremian requiniid communities from Provence (SE France): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 234, p. 239–257.

- MOORE, C.M., 2001, Carbonate Reservoirs; Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic framework: Amsterdam, Elsevier, p. 444.
- PHILIP, J. AND GARI, J., 2005, Late Cretaceous heterozoan carbonates: Palaeoenvironmental setting, relationships with rudist carbonates (Provence, south-east France): *Sedimentary Geology*, v. 175, p. 315–337.
- ROSENBAUM, G., LISTER, G.S. AND DUBOZ, C., 2002, Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine Orogeny, *Tectonophysics*, v. 359, p. 117–129.
- SERRANE, M., 1999, The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: *The Mediterranean Basins Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. and Serrane, M. eds., The Geological Society of London, p. 15–36.
- TEMPIER, C., 1987, Modèle nouveau de mise en place des structures provençales, *Société Géologique France Bulletin*, v. III [3], p. 533–540.
- VISEUR, S., 2009, Point-based approaches for automated detection of facies, strata and fractures from DOM (Digital Outcrop Models): 29<sup>th</sup> gOcad Meeting, June 2–5 2009, Nancy, France.
- WARREN, J., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations: *Earth-Science Reviews*, v. 52, p.1–81.
- WILSON, M.E.J., EVANS, M.J., OXTOBY, N.H., NAS, D.S., DONNELLY, T. AND THIRLWALL, M., 2007, Reservoir quality, textural evolution, and origin of fault-associated dolomites, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 91 [9], p. 1247–1272.

## **3D structural model of composite dolomite bodies in folded area (Upper Jurassic of the Etoile fold, SE France)**

F. Gisquet<sup>a,b</sup>; J. Lamarche<sup>a</sup>; J. Borgomano<sup>a</sup>; M. Floquet<sup>a</sup>; J.-P. Masse<sup>a</sup>; B. Caline<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Laboratoire de Géologie des Systèmes et des Réservoirs Carbonatés, Aix-Marseille Université, Centre Saint-Charles, case 67, 3 place Victor Hugo, 13331 Marseille (France), [juliette.lamarche@univ-provence.fr](mailto:juliette.lamarche@univ-provence.fr); [jean.borgomano@univ-provence.fr](mailto:jean.borgomano@univ-provence.fr); [marc.floquet@univ-provence.fr](mailto:marc.floquet@univ-provence.fr); [jean-pierre.masse@univ-provence.fr](mailto:jean-pierre.masse@univ-provence.fr)

<sup>b</sup>TOTAL SA., Centre Scientifique et Technique Jean Féger, avenue Larribau, 54018 Pau (France), [franck.gisquet@total.com](mailto:franck.gisquet@total.com); [bruno.caline@total.com](mailto:bruno.caline@total.com)

---

### Acknowledgments

The authors would like to thank Dr. Sophie Viseur for its helpful advices for modelling into gOcad environment. The discussions with Dr. Remy Richet and Dr. Julien Oudet were greatly appreciated. We are grateful to Dr. François Demory for his review of the various drafts of the manuscript. We acknowledge Total for the financial support of this work and Paradigm Geo for the use of gOcad.

### Abstract

The 3D geometry of fractures/faults-related dolomite is difficult to access by classical subsurface prospection tools. In this study we have investigated an outcrop to improve the subsurface prediction for complex dolomite bodies. This outcrop is located in the Etoile Massif (SE France) within a fault-bend anticline. The sedimentary units include Late Triassic to Early Barremian age strata. The fold results from the Pyreneo-Provençal shortening during Late Cretaceous to Eocene times. The anticline hosts three types of dolomite bodies: (1a) massive dolomite of Middle-Late Oxfordian age, (1b) syndepositional stratabound dolomite from Tithonian age and (2) isolate dolomite bodies associated to fractures and faults. Large-scale geometries of the fault-related dolomite bodies have been modelled in 3D. The 3D geometries of these bodies show diapir, finger and wall-like structures. These bodies are located close to the main thrusts, in strata from Middle Oxfordian to Early Barremian age and are linked to the compressive fold-bending phase during Late Cretaceous time. Fault-related dolomitisation occurred thanks to magnesium removal from the hydraulic brecciation and the pressure-solution of type 1 dolomite with overpressured fluids. These fluids flush upward thanks to the main thrust and laterally by following the reservoir properties contrast of the host rocks and leading to the specific described geometries. Fault-related dolomite bodies are spread either far apart from faults in grainy limestones with good initial reservoir properties or are restricted to fault vicinity in muddy limestones with poor initial reservoir properties. The study of the structural and stratigraphic framework was essential in the understanding of the dolomitisation process.

## **1. Introduction**

Dolomite bodies related to fractures and faults in carbonate reservoirs are often considered as barriers or drains to hydrocarbons fluid flow (Meyer et al., 2000; Cantrell et al., 2001; Cantrell et al., 2004). In many hydrocarbon producing reservoirs, such dolomite anomalies create flow unit discontinuities and heterogeneities (Ehrenberg et al., 2006). Moreover, dolomite bodies can act for the major depleting pathways of producing fields, as they preserve and enhance reservoir properties. Thus, dolomite bodies constitute important targets for exploration (Braithwaite et al., 2004; Davis and Smith, 2006; Sun, 1995; Warren, 2000).

Dolomites are formed either during early (syndepositional) or later diagenesis (burial and fault-related) by magnesium-enriched fluid circulation, owing to a rise of magnesium in limestone leading to solution-crystallisation processes. Syndepositional dolomites are well described and understood in literature (McKenzie, 1981; Qing, 1998; Warren, 2000; van Lith et al., 2002; Warren, 2006; Meister et al., 2007). They predominantly form in sebkhas and salinas environments and are frequently twined with sulphates growth. They are potentially responsible for stratabound and continuous dolomite bodies with shifted reservoir properties according to their initial texture and sulphate cementation,

what do not necessarily lead to development and preservation of high porosity (Schmoker and Halley, 1982; Lucia and Major, 1994; Saller and Henderson, 1998).

Burial dolomite, on the other hand, can be formed by seepage seawater reflux, mixing meteoric/marine water and hydrothermal processes under shallow to deep burial. They result from complex and controversial mechanisms (Machel, 2004) that are partially controlled by seepage and reflux of connate water and remobilization of magnesium ions from nearby to remote sources (Mountjoy and Halim-Dihardja, 1991; Reinhold, 1998; Warren, 2000; Davis and Smith, 2006). As a result, late-dolomite bodies have complex geometries and internal architecture. In addition, they often have dimensions under the seismic resolution. Nowadays, the key question is the detection and the reconstruction of the 3D geometry of subseismic bodies, especially when they clearly influence the reservoir fluid flow units (Eisenberg et al., 1992; Eisenberg et al., 1994; Kerans et al., 1994).

To this purpose, outcrop analogues of subsurface reservoirs are studied to precisely characterize the geometry of fault-related dolomite bodies (Zempolich and Hardie, 1997; Antonellini and Mollema, 2000; Sharp et al., 2006; Nader et al., 2007; Koehrer et al., 2010). These studies have already shown that dolomites can occur along and develop laterally from the fault pathway. The dolomite extent is controlled by permeability contrasts between low and high permeable matrix in the vicinity of the fault. Resulting dolomite bodies display diapir-like, mushroom-like and finger-like shapes and correspond to pervasive dolomite under shallow and/or deep burial conditions.

Late dolomitisation can firstly reduce then enhances the porosity (Murray, 1960). Firstly, dolomitisation can reduce reservoir properties during eogenesis because of cementation processes. Subsequently, dolomite becomes more resistant to compaction what preserve higher relative permeability and/or porosity than limestone during burial (Schmoker and Halley, 1982; Purser et al., 1994; Purser et al., 2009). In addition, late diagenetic fault-related dolomite is responsible for porosity and permeability enhancement when leaching the matrix and creating vugs, or for porosity decrease by cementing primary porosity. Both processes can be contemporaneous or successive in time and space (Ronchi et al., 2011).

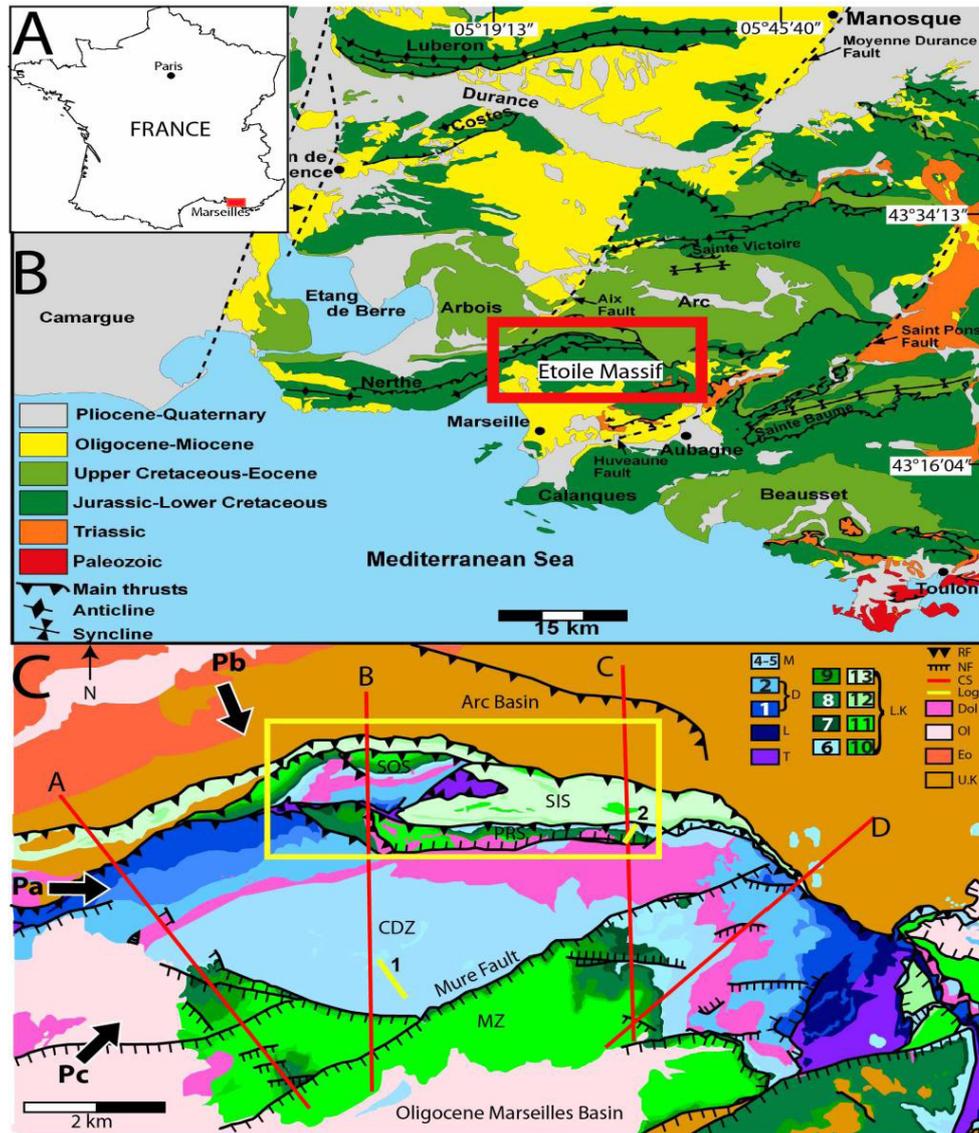
It is not possible to study directly the geometry of sub-surface examples. Outcrop analogues (Pranter et al., 2005; Sharp et al., 2006; Galluccio, 2009; Sharp et al., 2010) can help to improve the understanding of dolomitisation processes and the subsurface imaging of the geometry of small scale bodies. We report herein on a study of a fault-related dolomite bodies from the Upper Jurassic - Lowermost Cretaceous carbonate series of the Etoile Massif (Provence, SE France). This dolomite body is very well-exposed in a continuous and wide outcrop due to erosion linked to Pyrenean and Alpine deformation that occurred after dolomitisation. Thus, this outcrop appears as an adequate object for reconstruction of the 3D geometry of complex dolomite bodies that have undergone later tectonic events. This outcrop could be an appropriate analogue to subsurface dolomite reservoir at subseismic scale.

## 2. Geological setting

Dolomite bodies have been studied along an E-W anticline affecting Mesozoic rocks (Fig. 1). The anticline is verging northward with reverse faults individualizing thrust sheets in the steep northern limb. The southern limb gently dips southward and is affected by vertical normal faults. Large dolomite bodies crop out in the core of the anticline, while most fault-related dolomite bodies are located in its northern limb.

### 2.1. Tectonic history

The Provence region belongs to the complex SE France Basin which sedimentary filling was strongly controlled by syndepositional and by later polyphase tectonics and later had undergone several tectonic inversions. Sediments are mainly from Mesozoic and Cenozoic eras. The basin development started during the Triassic, as a part of the passive margin of the Tethys Ocean (De Graciansky et al., 1979). During the whole Jurassic and Early Cretaceous times, successive and various carbonate platforms developed in the Southern Provence Basin, which was an appendix of the broader Dauphinois (during Early to Middle Jurassic times) and Vocontian (during Upper Jurassic times) Basins. During Middle Cretaceous times, the eastward drifting of the Iberian Plate induced a lithospheric doming at regional-scale called the “Durance High” marked by faults and kilometric wide



**Figure 1** - Location of the studied object: (A) in SE France, (B) on a regional structural map, and (C) on a local geological map. T: Triassic; L: Lias; D: Dogger including 1: Aalenian-Bathonian; 2: Upper Bathonian-Middle Callovian (La Panouse Formation); 4-5 or M (Malm p. p.): Tithonian (La Gineste and La Madrague de Montredon Formations); LK: Lower Cretaceous including 6: Uppermost Tithonian to Middle Berriasian (Mont-Rose Formation); 7: Upper Berriasian (Niolon Formation); 8: Lower Valanginian (Escalalette Formation); 9: Upper Valanginian ("Neocomian Trilogy"); 10: Lower Hauterivian (Podestat Formation); 11: Upper Hauterivian-Barremian; 12: Lower Aptian; 13: Upper Aptian; UK: Upper Cretaceous; Eo: Eocene; Ol: Oligocene; Dol: dolomites including type 1a (Vallon de Toulouse Formation, Middle to Upper Oxfordian) and type 2 Fault Related Dolomite FDR within parts of Upper Bathonian to Barremian interval; Logs: Stratigraphic Logs (yellow lines 1 and 2); CS: Balanced Cross-Sections (red lines A, B, C, D); NF: Normal Faults; RF: Reverse Faults; CDZ: Central Dolomite Zone; PRS: Pilon du Roi Sheet; SOS: Sousquières Sheet; SIS: Simiane Sheet; yellow rectangle: main zone of type 2 dolomite (FDR); Pa, Pb, Pc: angles of view for the diagrams on figure 7.

bulges or horsts (Masse and Philip, 1976). This tectonic episode was responsible for the emersion and erosion of sedimentary series ranging from Hettangian to Hauterivian in age and leading to the deposition of bauxite. From Cenomanian to Early Turonian times, the Southern Provence Basin underwent an overall marine transgression and subsequent rudist-rich carbonate platform development (Philip, 1970).

Synsedimentary tectonics occurred from Cenomanian to Santonian times (Floquet and Hennuy, 2001, 2003; Floquet et al., 2005; Floquet et al., 2006) and differential subsidence led to a transtensive

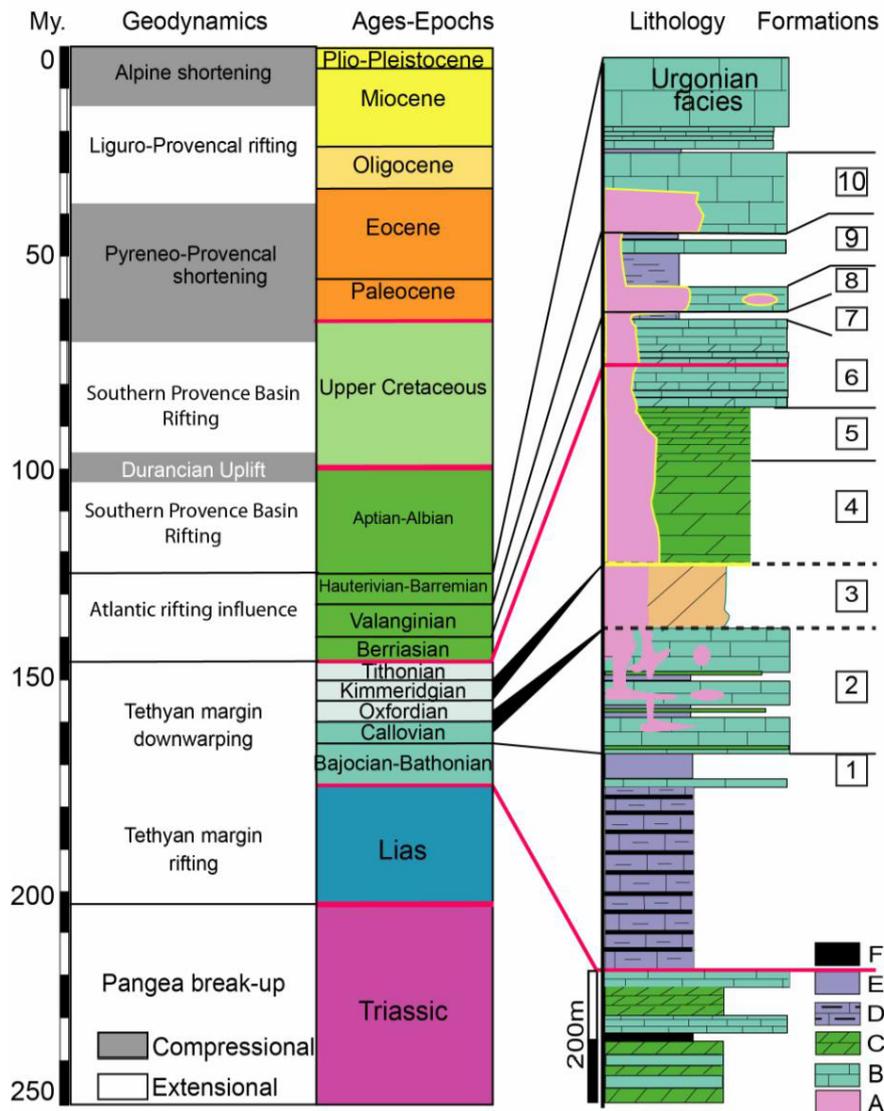
downwarping of the basin. Then, the Southern Provence Basin experienced a tectonic induced marine regression from Late Santonian times and the tectonic inversion of the basin during Campanian and Maastrichtian times (Leleu et al., 2005) resulting from the Pyreneo-Provencal shortening from Latest Cretaceous to Eocene times induced by the Iberian and Eurasian Plates convergence. This shortening led to E-W-trending and North-verging anticlines and thrusts, among which the Etoile fold was probably yet achieved at the end of Cretaceous times. A second tectonic inversion occurred during Oligocene times, linked to the opening of the Liguro-Provencal Ocean and to the eponymous rifting (Hippolyte et al., 1993; Gattacceca, 2001; Gattacceca et al., 2007). The regional extension led to normal faulting of pluri-hectometre throw, such as the Marseille Basin (Fig. 1). This latter was filled with more than 800 metres (2620 ft) thick continental sediments (Repelin, 1935; Nury, 1990; Oudet, 2008). The final structural episode is related to the Alpine tectonic inversion of Miocene to present age. This episode had a minor impact on the geometry of the Etoile anticline.

## 2.2. Lithostratigraphic units

The Mesozoic series cropping out in the Etoile Massif consists of about 1650 m (5410 ft) thick limestones, dolomites, evaporites and clayed limestones or marls (Fig. 2). Within this series, the studied lithostratigraphic units are defined according to Floquet et al., (2007) for the first three ones, and to Dalmaso (2001) and Dalmaso and Floquet (2001) for the next three ones, as follows (Fig. 2 and 3):

- (1) Zoophycos bearing Limestones and Marls Alternation Formation, of Early Bajocian to Late Bathonian age, 350 m (1150 ft) thick, composed of alternating limestones and clayed limestones, ammonites being its main faunal content;
- (2) La Panouse Formation, of Latest Bathonian to Middle Callovian age, 100 to 150 m (330 to 490 ft) thick, consisting of mudstones to bioclastic fine wackestones;
- (3) Vallon de Toulouse Formation, of Middle to Late Oxfordian age (and Early Kimmeridgian?), 80 to 120 m (260 to 395 ft) thick, composed of massive dolomite (pulverulent by weathering). This unit is bracketed between two discontinuities: a bottom hardground, associated to a stratigraphic gap (absence of Upper Callovian to Lower - Middle Oxfordian sedimentary record), and an emersion and erosion surface on top, associated to a probable stratigraphic gap (of Kimmeridgian record). The limestone precursor before dolomitisation is assumed to have been mainly bioclastic and oolitic calcarenites. The dolomitisation processes severely obscured traces of fossils and sedimentary structures except ghosts of oolithes and bioclasts (including coral relicts) and cross bedding;
- (4) La Gineste Formation, ~150 m (490 ft) thick, of Early Tithonian age, and (5) La Madrague de Montredon Formation, ~100 m thick, of Late Tithonian age. Both formations show fine laminated tiger dolostone, dolomite micro-breccias, cross-bedding and flaser-bedding. The occurrence of mud-cracks, microbial mats and gypsum pseudomorphs argues for an early formation of dolomite in a peritidal arid environment (Dalmaso, 2001; Dalmaso and Floquet, 2001);
- (6) Mont-Rose Formation, of latest Tithonian to Middle Berriasian age, ~150 m (490 ft) thick, made of facies similar to formations 3 and 4 but almost devoid of early dolomite and yielding some rudists in its upper half (Dalmaso, 2001; Dalmaso and Floquet, 2001);
- (7) Niolon Formation sensu Virgone (1997), of Late Berriasian age, 20 to 30 m (65 to 100 ft) thick, mainly composed of laminated limestones, greenish argillaceous limestone, and including several hardgrounds;
- (8) Escalette Formation sensu Virgone (1997), of Early Valanginian age, 100 m thick (330 ft), consisting of metre-scale beds of bioclastic limestones which include rudists;
- (9) so called "Neocomian Trilogy" sensu Denizot (1934), of Late Valanginian age, ~65 m (215 ft) thick, composed of (1) clayed limestones with oysters and brachiopods, (2) cherty limestones and (3) nodular limestones;
- (10) Podestat Formation sensu Masse (1976), of Early Hauterivian age, ~40 m (130 ft) thick, made of bioclastic limestones.

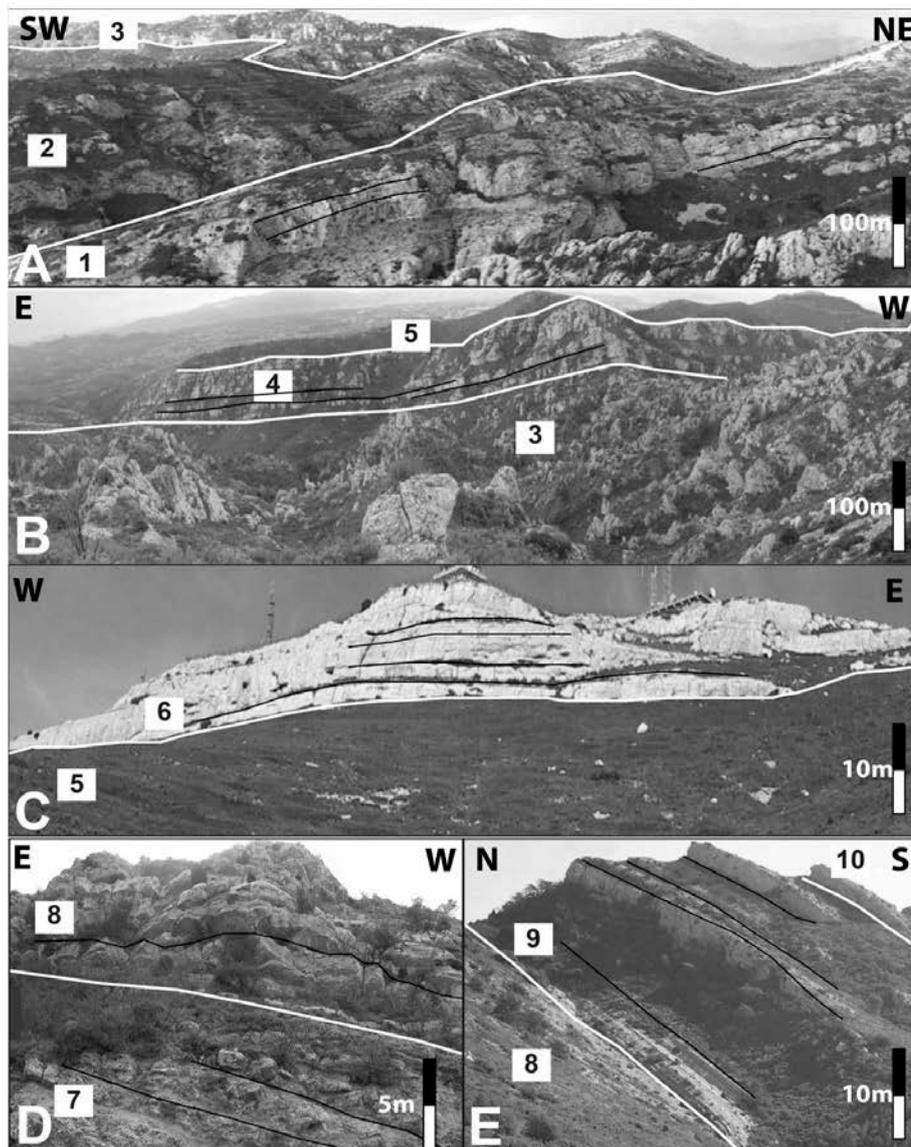
For commodity reason, the formations will be named by their number in place of their name in the following sections.



**Figure 2** - Stratigraphic and diagenetic log of the studied carbonate series of Hettangian up to Barremian age, facing main geodynamic events which affected the SE France Basin during the Meso-Cenozoic eras (modified from (Lamarche et al., 2011)). A: types 1a, 1 b and 2 dolomites; B: limestones; C: stratabound dolomites; D: clayed limestones; E: marls; F: shales; 1: Zoophycos bearing Limestones and Marls Alternation Formation; 2: La Panouse Formation; 3: Vallon de Toulouse Formation; 4: La Gineste Formation and 5: La Madrague de Montredon Formation; 6: Mont-Rose Formation; 7: Niolon Formation; 8: Escalette Formation; 9: “Neocomian Trilogy”; 10: Podestat Formation.

### 3. Field data collection

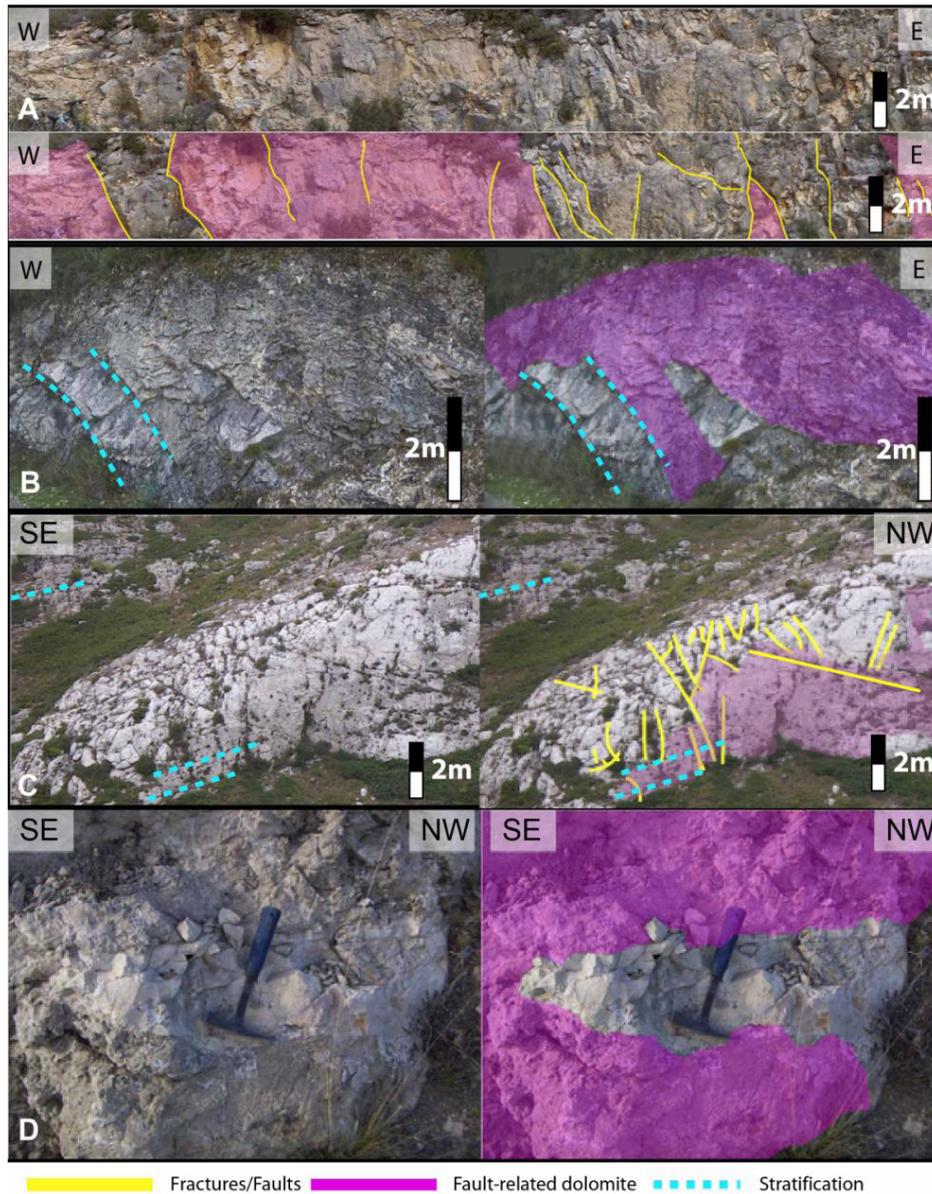
In order to realise the 3D model of the composite dolomite bodies, the modelling workflow necessitates the integration of multi-source field data into a unique 3D environment. We first log the sedimentary series in the field for sedimentary, structural and diagenetic characteristics. Secondly, we mapped lithostratigraphic units, faults and dolomite bodies (massive, stratabound and fault-related dolomites respectively) (Fig. 1). Thirdly, the whole dataset was used to build serial balanced cross-sections. Details of the methods are given in the following section.



**Figure 3** - Outcrops of the studied formations (black line: bedding, white line: formation limit). 1: Zoophycos bearing Limestones and Marls Alternation Formation (Bajocian-Bathonian); 2: La Panouse Formation. (Upper Bathonian to Middle Callovian); 3: Vallon de Toulouse Formation (Middle to Upper Oxfordian); 4: La Gineste Formation and 5: La Madrague de Montredon Formation (Tithonian); 6: Mont-Rose Formation (Uppermost Tithonian to Middle Berriasian); 7: Niolon Formation (Upper Berriasian); 8: Escalette Formation (Lower Valanginian); 9: “Neocomian Trilogy” (Upper Valanginian); 10: Podestat Formation (Lower Hauterivian).

### 3.1. 1D outcrop logging

Two stratigraphic logs distant of 2 km (1.2 mi) (See Fig. 1 for location) have been measured in the field for characterizing the dimensions and the types of the dolomite bodies. Logs 1 and 2, respectively 238 m and 183 m thick, exhibit the different types of dolomite and the control of initial lithology, facies and faults on late dolomitisation. Log description has been made according to limestone textural classification, grain type, type of dolomite (early or late diagenesis), sedimentary structures, remarkable stratigraphic surfaces and fossil content. Log 1 crosses through the Formations 4 and 5 (of Tithonian to Early Berriasian age) in which dolomite is massive (Fig. 2). Log 2 crosses through the Upper part of Formation 6 to the lower part of the Formation 10 (of Middle Berriasian to Early Hauterivian age) which comprises scattered fault-related dolomite bodies (Fig. 2).



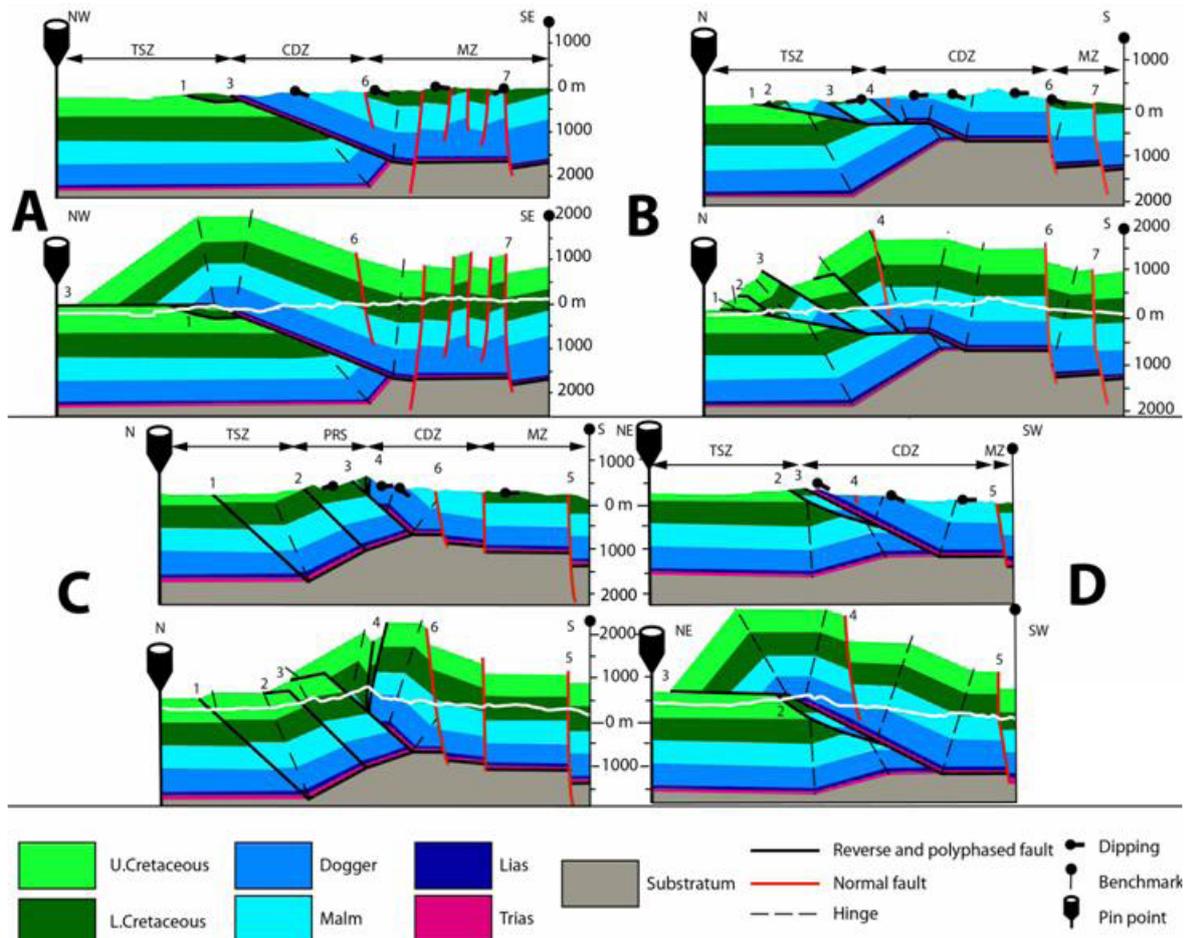
**Figure 4** - Examples of type 2 dolomite or fault/fracture-related dolomite FDR. A: within Podestat Formation (Lower Hauterivian); B: within Mont-Rose Formation (Uppermost Tithonian to Middle Berriasian); C: within La Gineste Formation (Lower Tithonian); D: within La Panouse Formation (Upper Bathonian-Middle Callovian).

### 3.2. Mapping and 2D balanced cross-sections

The stratigraphic information obtained from both logs, were used to realise four balanced cross-sections according to Woodward (1985). Five chronostratigraphic units were distinguished: Triassic, Lias, Dogger, Malm, Lower Cretaceous and Upper Cretaceous. The thicknesses of these units as well as 193 dip measurements of bedding, fractures and faults have been used to draw the cross-sections (Fig. 5). All bedding planes, faults, and stratigraphic thicknesses have been honoured as control points for the fold geometry (Ramsay and Huber, 1987).

The cross-sections have been constructed perpendicularly to the anticline axis. They are long enough to encompass the whole anticline from the rim of the Marseille Basin to the South to the thrust zone over the Arc Basin to the North (Fig. 1). The pin line was pointed in the front of the deformation, in the Arc Basin. The cross-sections have been completed using the kink-band method for the conservation of thicknesses (Suppe, 1983) and balanced according to balanced cross-sections principles. Such cross-sections provide a constrained interpretation of the subsurface from mechanical and structural points of view, relevant to regional kinematics (Woodward et al., 1989). They allow

inferring the fault-bend style of the fold and the kinematics of the Etoile anticline. The cross-sections respect the field data and reveal the chronological relationships between folding, faulting (reverse and normal faults) and fault-related dolomitisation, deciphering the hierarchy of objects and geological processes. Finally, the balanced cross-sections and the geometry of dolomite bodies constitute the input database for the construction of the 3D model.



**Figure 5** - Balanced cross-sections through the Etoile anticline (location of sections on Fig. 1). Note the asymmetry of the anticline (steep northern limb and gently dipping southern limb). The southern limb is cut by normal faults that limit the shoulder of the Oligocene Marseille Basin. White lines represent the today topography. TSZ: Thrust Sheet Zone; PRS: Pilon du Roi Sheet; CDZ: Central Dolomitic Zone; MZ: Meridional Zone. Numbers 1 to 6 label the same faults on all sections.

## 4. Stratigraphic occurrence of dolomite: a similar lithology for different geometries

### 4.1. Stratigraphic occurrence

Two main types of dolomite bodies occur in the studied series: 1) stratigraphic dolomite and 2) fault-related dolomite (FRD).

**Type 1:** The stratigraphic dolomite comprises two sub-types:

The *Typela* is a thick body composed of stratabound and massive grainy dolomites of the Formation 3 (Fig. 2 and Fig.3). This dolomite probably formed by reflux of connate seawater coeval with the overlying early syndepositional dolomite.

The *Type 1b* is made of stacked dolomite bodies, composed of thin layered syndepositional dolomites of the Formations 4 and 5. This type of dolomite affects muddy facies as well as grainy facies.

Type 2: Fault-related dolomite (FRD).

FRD occur in fault vicinity, whatever the formation. This dolomite is pervasive but to a degree that depends on the initial petrophysical properties of the host rocks. In fine and tight to poorly porous facies (e.g. argillaceous limestone or (dolo)mudstone), FRD is restricted to the fracture zone (e.g. Formations 2, 4, 5, 6, 7 and 9 ; Fig. 4B, C, D). Conversely, in grainy and porous facies (e.g. calcarenites and dolospar), FRD extends far from the fault zone because dolomitising fluids have flush far from faults and fractures (Fig. 5). This is the case in the Formations 3, 8 and 10 (Fig. 1C and 4A). These observations constitute solid constraints for building the FRD envelop in the 3D workspace, which must be combined to the geometries of FRD bodies mapped in the outcrops to.

#### 4.2. Geometry of the dolomite bodies

The geometries of the dolomite bodies have been mapped from  $10^1$  m (30 ft) to  $10^2$  m (300 ft) scale (logging and stratigraphy) up to a regional scale (mapping). Two types of geometry of dolomite body have been observed which correspond to the main two types, i.e. the stratigraphic dolomites and the FRD.

The first type of geometry is tabular and stratabound and concerns sub-type 1a (Formation 3), as well as sub-type 1b (Formations 4 and 5).

This type of dolomite bodies are documented through the whole Provence Carbonate Platform, with a lateral extension exceeding 80 km. We mapped sub-type 1a and 1b dolomite bodies in the 10 km-long (6.2 mi) and 1 km-wide (0.6 mi) exposure of the Etoile Massif. Type 1a and 1b are 100 m (328 ft) and 300 m (984 ft) thick, respectively (Figs. 3B4, 3B5).

The second type of geometry is limited in size and highly variable in shape. It concerns type 2 dolomite (FRD). Mapping at outcrop-scale allows us to reconstruct finger, wall and dots-shaped bodies in 3D. Such bodies pinch out laterally off the faults (Figs. 1C and 4). The FRD geometry is encountered in any formations from the Upper Bathonian and Callovian Formation 2 to the Lower Hauterivian Formation 10) as a function of the initial host rocks petrophysical properties.

#### 4.3. Dolomitisation models and implication for fluid flow

In the field, we have evidences for characterising the successive episodes of dolomitisation that have generated type 1 and type 2 dolomite bodies:

type 1a dolomite (stratigraphic and massive) of Formation 3 is hosted by sedimentary rocks dominated by ooids sands which are representative for subtidal, open sea environments but not for syndepositional dolomite. As this formation is fully and regionally dolomitised and located just below a major emersion surface and Formations 4 and 5, the Mg-rich dolomitising fluids may have leached downward from the Uppermost Jurassic source (reflux mechanism) and through the porous rocks (postponed diagenesis during shallow burial according to Floquet et al., 2007);

type 1b dolomite shows sedimentary evidences for early syndepositional diagenesis, such as stratabound dolomite, mud-cracks, evaporites and pseudomorphs. This argues for a sebkha origin for the dolomitisation of these formations. The Upper Jurassic Formations 4 and 5 were the only potential initial Mg source among the whole Mesozoic series, according to their depositional and diagenetic environments and consequently to their initial lithology (early syndepositional diagenesis according to Dalmasso, 2001, and Dalmasso and Floquet, 2001); conversely, the isolated dolomite body of Middle Jurassic (Formation 2) are only FRD (type 2 dolomite). The Mg-rich dolomitising fluids may have flowed downward along fractures and faults from the Upper and Uppermost Jurassic sources;

similarly, the lower Cretaceous isolated dolomite bodies are only FRD (type 2 dolomite). The Mg-rich dolomitising fluids may have flowed upwards along fractures and faults from the Uppermost Jurassic sources;

finally, almost all the Upper Jurassic Formations (Formations 3, 4 and 5) show frequent evidences for hydraulic breccia dolomite. The size of breccia body exceeds a kilometre (mile) per 80 m (262 ft) in thickness. Hence, the breccia body has undergone fluid overpressure. The

analysis of this breccia shows the next three points:

the constitutive elements of the breccia are clasts of type 1 dolomite, monogenic and show few displacement (centimetre (inch) scale). As type 1 dolomite are regional bodies, the local brecciation postdates type 1 dolomite;

the main occurrence of dolomite breccia is located in the type 1 dolomite near the Etoile thrust;

the breccia bodies are affected by reverse faults of the Etoile Massif.

All field evidences argue for an *in-situ* hydraulic brecciation, probably attesting of overpressure. The breccia is not induced by reverse faults. Contrarily, the brecciation occurred before folding and thrusting, in burial conditions of maximum 1000 m (0.6 mi) (Gisquet, 2008; Gallois, personal communication). The brecciation and the pressure-solution expelled Mg-enriched fluids that flowed along faults (FRD bodies) up to the overlying Lower Cretaceous Formations.

## 5. Modelling workflow

The input database for 3D modelling encloses previously described 1D (stratigraphic logs) and 2D (geologic maps at 1:25 000) data collected in the field over an area of 10 x 20 km (6 x 12 mi) in the Etoile Massif. Structural analysis (bedding dip and faults measurements) provides a fault timing relative to the folding and to the FRD. We observed that FRD bodies are constrained close to reverse faults and thrust related to the folding. We deduce that folding, FRD and brecciation are synchronous during the Pyreneo-Provençal orogeny. The youngest tectonic event is related to normal faults that cut all previous structures.

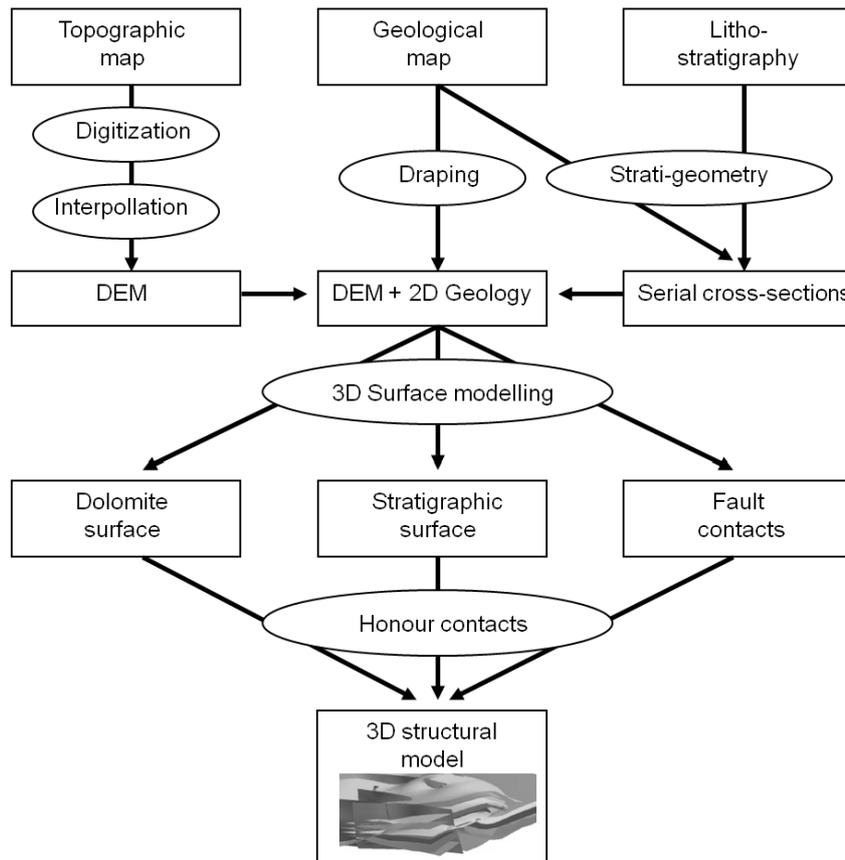
To perform the 3D structural model, the outcrop data (1D) and the balanced cross-sections (2D) were imported into gOcad numerical environment. The construction of the 3D structural model respects the structural timing and geometry deduced from the field work and comprises the following three steps:

### 5.1. Creating an accurate 3D DEM.

The first step to obtain a high resolution DEM was to digitize the topographic curves from topographic maps (IGN, 2005, 2009a, b) as polygonal lines into 2D in the gOcad framework. Altitude values were attributed to each curve (Fig. 6A). Curves have been digitized every five metres when the topography was rough and steep allowing the relief ruggedness created by the dolomite bodies to be represented accurately. A triangulated surface was created by interpolating the values between the curves with Discrete Smooth Interpolator (DSI, Mallet, 1989; Mallet, 1992; Mallet, 2002). The triangulated surface covers an area of 200 km<sup>2</sup> (77 sq mi) and constitutes a DEM with a horizontal resolution of 5 metres (16 ft) in craggy areas and 10 m (32 ft) in smooth areas. The ortho-rectified aerial-photograph (Fig. 6D) and the geological map of the Etoile Massif (Fig. 6B) were draped on the DEM after georeferencing into the gOcad database.

### 5.2. Integrating geological attributes and cross-sections

The accurate geological map was draped on the DEM (Fig. 6E, F). Then, the cross-sections were imported as voxets into gOcad as georeferenced images with *jpeg* format. Five stratigraphic limits (top Triassic, top Lias, top Tithonian, top Aptian, and top Upper Cretaceous), one diagenetic contact (between type 1a and type 1b dolomite) and 25 faults have been digitized on the DEM and on the balanced cross-sections. We obtain a 3D database of stratigraphic, structural and diagenetic contours within the gOcad environment (Fig. 6G, H, I).



**Figure 6** - Modeling workflow using gOcad geomodeller. Boxes are raw data or results, Circles are tools or processes and arrows link the results and the processes.

### 5.3. Building the 3D surfaces

The 3D triangulated surfaces were built with DSI (Mallet, 1989) with the same workflow as the DEM, interpolating the contours lines and applying the following constrains: (1) the thickness range calculated from the 1D logs and balanced cross sections; (2) the fault plunge above and below the topographic surface provided by the balanced cross sections; (3) the depth of the *décollement* surface given by the balanced cross sections under the topographic surface; (4) the fault throw measured in the field and given by the balanced cross sections; (5) the contour lines of stratigraphic units and FRD surfaces provided by the geological map; (6) the dolomitisation model for FRD interpreted from the geometry of FRD in host rocks, above and below the topographic surface.

The final aim was to establish chronological relationships between different types of surfaces. Firstly, we honoured the cross-cutting hierarchy between all fault surfaces (Fig. 6J) on the basis of the field observations. Then, we realised the hierarchy between faults and stratigraphic surfaces and between faults and diagenetic surfaces. In areas where the layers overlap (thrust sheets), the stratigraphic surfaces have been built in the footwall and in the hanging wall as distinct surfaces. Then, the couple of footwall and hanging wall surfaces have been grouped as parts attributed to a single stratigraphic level.

The envelope surfaces of the FRD have been interpolated from digitized curves from the geological map and cross-sections, and extrapolated in the areas without available data. The geometrical relationships and structural style between dolomite bodies, faults and strata were respected (Fig. 6J).

The horizontal resolution of the 3D model is given by the geological mapping at 1:10000 scale and by the aerial-photograph resolution which reaches 0.5 metre (1.6 ft) per pixel. The vertical resolution is given by the 1:25000 scale of balanced cross-sections and by the 6 stratigraphic units separated by 5 stratigraphic surfaces. Therefore, only the large and middle-scale FRD bodies have been represented because they range in the present model resolution (Fig. 6K), contrarily to small-scale FRD bodies.

## 6. Fold geometry and kinematics

The Etoile Massif is a dissymmetric ramp anticline developed above a N to NW verging reverse fault (Fig.1 and 5). The anticline has been studied from the structural point of view since the late XIX<sup>th</sup> century (Bertrand, 1888; Fournier, 1890; Collot, 1891; Fournier, 1896; Denizot, 1931; Corroy and Denizot, 1935). The most integrative structural study was published by Guieu (1968) who divided the Etoile Massif into five structural units. In the present study, the structural mapping, balanced cross-sections and 3D modelling allowed us to review the main structural features of this massif. We delineated three main structural units (from South to North (Fig. 1C)): the Meridional Zone (MZ), the Central Dolomite Zone (CDZ) and the Thrust Sheets Zone (TSZ). The latter includes subordinate units: the Pilon du Roi Sheet (PRS), the Simiane Sheet (SIS) and the Sousquièrre Sheet (SOS). The northern flank is steep and cut into three frontal thrust sheets, while the southern flank is flat and not affected by sheets (Fig. 5). The MZ is separated from the CDZ by the normal E-W Mure Fault (MF). The average shortening of the Etoile fold is 23% and the overthrust amplitude is ~ 4 km (2.5 mi). The *décollement* surface roots in the Triassic layers, lying between 1200 m (3937 ft) and 1700 m (5577 ft) (bsl). The E-W axis and the asymmetry of the anticline indicate that folding resulted from a N-S compression and a north-verging shortening.

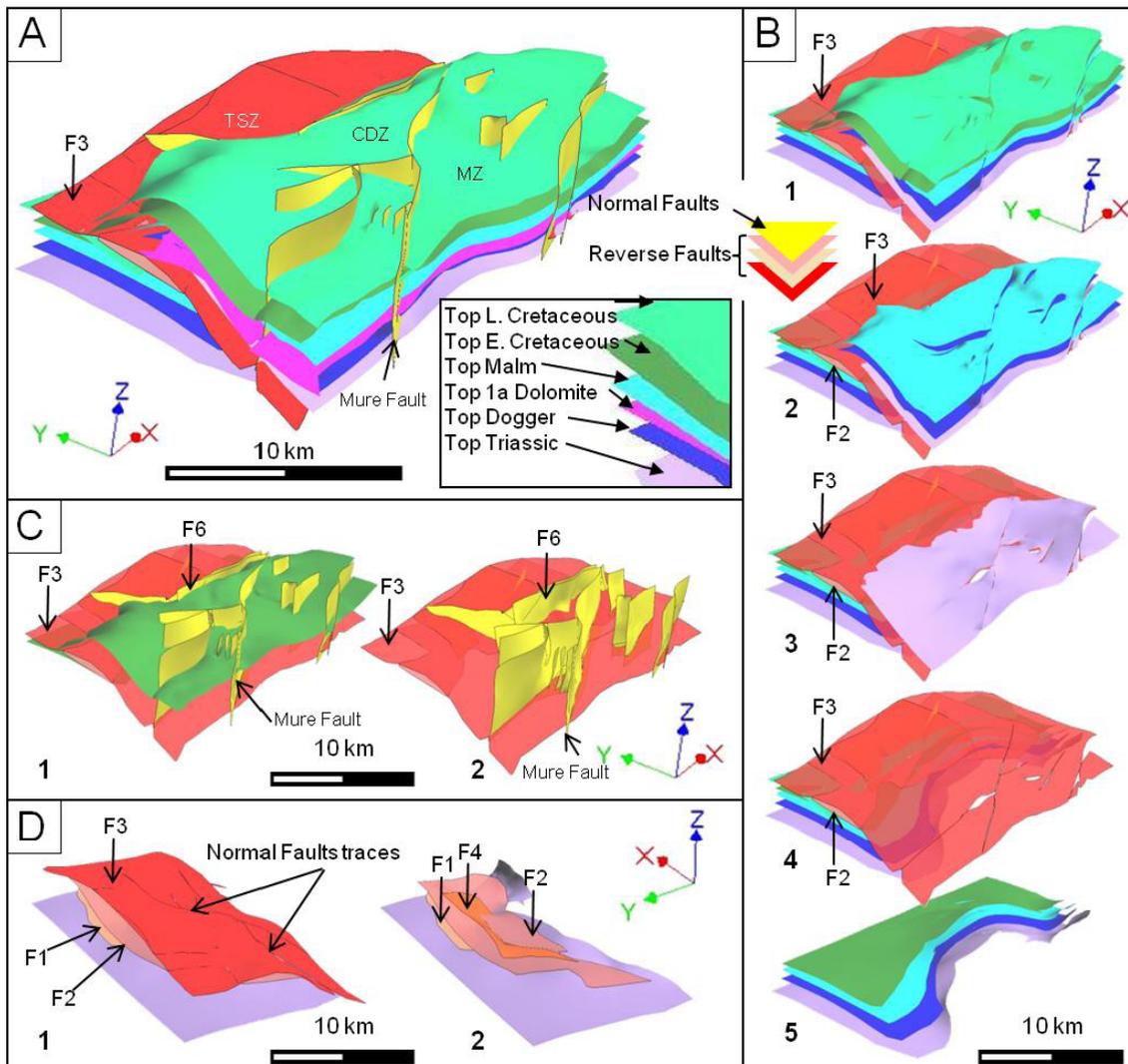
The thrust front presents lateral variations from W to E revealed by the four balanced structural cross-sections (Fig. 5). In the hanging wall, one to three thrust sheets occur. As the thrust front presents an arcuate shape, the number of sheets depends on the position along the arc. More thrust sheets (three) are observed in the central part (Fig. 5B and C), than in the lateral parts (one) (Fig. 5A, D). Therefore, in the Etoile massif, the deformation is accommodated by more thrusts-sheets on the frontal ramps parallel to the shortening direction than on lateral ramps.

The depth of the ante-Triassic substratum presents a non-planar, irregular morphology. Its depth is minimum below the ramp anticline and deepens to the North below the ramp footwall. This morphology is related to the reactivation during the Pyreneo-Provençal compression of normal faults inherited from the Triassic - Jurassic opening of the Southern Provence Basin which was a part of the passive margin of Tethyan Ocean. In addition, we observe lateral variations along the fold. The shallowest substratum occurrence is found at 600 m (1968 ft) (bsl) in the central sections (Fig. 5B, C) whereas it is found at 1200 m (3937 ft) (bsl) in the lateral sections (Fig. 5A, D).

Late normal faults affect the whole Mesozoic series on the southern flank of the fold, as well as on the anticline crest (Fig. 5). These faults have pluri-hectometre (hundreds of feet) throw, cut the anticline and therefore post-date Pyreneo-Provençal folding. They result from the Liguro-Provençal rifting of Oligocene-Miocene age (Gattacceca et al., 2007; Demory et al., 2011), which drove to the formation of the Marseille pull-apart basin, under transtensional stress (Hippolyte et al., 1990).

## 7. 3D Tectonic, stratigraphic and diagenetic architecture of the Etoile Massif

The 3D model displays the present day 3D geometry of the anticline below and above the present day topographic surface (prior to recent erosion). This model is based on a complex fault network (Fig. 1C and 7A,B,C,D). The model is composed of 6 stratigraphic (Fig. 7B1), 1 diagenetic and 19 fault surface (Fig. 7C). Faults are either reverse (Fig. 7D) or normal (Fig. 7C), and are characterized by specific geometry. In no data areas, the surfaces have been extrapolated with respect to the geometrical style and to the relationships between dolomite bodies, faults and strata observed in the field and described in chapter 3 (Fig. 6K). Considering the resolution of the model, only the large and middle scale geometry of FRD bodies has been modelled. The small scale FRD bodies are below the resolution of the model. They have been imaged by high resolution LIDAR and 3D modelling by (Lamarche et al., 2011).



**Figure 7** - Different views on the 3D model of the Etoile anticline. Angles of view (Pa, Pb, Pc) are given on Fig. 1C. A: Overall model with all the modelled layers (TSZ: Thrust Sheet Zone, CDZ: Central Dolomite Zone, MZ: Meridional Zone) (Pc view); B: Different scratched views of the model (Pc view). 1: Complete model without normal faults and dolomite bodies (Normal Faults traces in the hanging wall) 2: Same as B1 without Cretaceous layers, 3: Footwall, thrusts (F2 and F3) and the top Triassic layer in the hanging wall, 4: Footwall and thrusts (F2 and F3), 5: Complete footwall without top Late Cretaceous layer; C: 1: Thrusts (reverse faults) and normal faults cut the top Early Cretaceous layer, 2: Thrusts (reverse faults) and normal faults without strata (Pc view); D: 1: Main thrust (F3) and minor thrusts (F1 and F2) and top Triassic layer of the footwall (two sheets in the thrust front), 2: Minor thrusts (F1, F2 and F4) individualising sheets (Pb view).

### 7.1. Faults and strata geometry related to the ramp structure

The 3D structural model allows the true 3D structure of this complex fault-bend fold to be imaged and quantified (Fig. 7B1, B2). The asymmetry of the hanging wall observed on balanced-cross sections has been successfully modelled (Fig. 8B1, B5), what brings geometrical constraints on the lateral geometric variations from W to E between the cross sections (Fig. 7 and 8B). The lateral and longitudinal evolution of the thrust sheets geometry and of the normal faults is observed and quantified in 3D as well as the depth of the *décollement* surface (Fig. 7B4) and the substratum and footwall morphologies (Fig. 7B5).

The model reveals that the main ramp and the three minor thrust branch laterally at the periclinal termination of the anticline and branch in depth on a single *décollement* surface (Fig. 7D). The main ramp is observed along the whole anticline, while minor thrusts are located in its central, frontal zone

(Fig. 5 and 7D) and are responsible for the imbrications of three thrust sheets. These sheets affect the hanging wall and pinch laterally out where the ramp is oblique (Figs. 7D and 8B2, B3, B4, B5). The model allows calculating the throws of the reverse faults in the hanging wall which range from 300m to 2000m (Fig. 7A and 7B1, B2). The *décollement* surface between the Paleozoic basement and the Mesozoic series is single and located in the Triassic rocks lying at variable depth, down to 2000 m (1.25 mi) (bsl) (Fig. 7B3, B4).

Late normal faults in the southern limb either cut through the whole Mesozoic series and partly through the Paleozoic basement or end into the Malm (Fig. 5 and 7A, C). Their throws range from 500 m (1640 ft) to 50 m (164 ft), respectively. The model allows deciphering the lateral evolution of the throw along each single fault. For instance, the throw of La Mure fault (Fig. 1 and n°6 on Fig. 5) varies along the strike from 50 m (164 ft) to the East to 400 m (1312 ft) to the West. Normal faults located in the hanging wall reactivate former reverse faults with a normal throw (fault n°4 on Fig. 5). Mansy et al, (2003) showed that a small normal reactivation of former ramps may result in important normal faulting in the hanging wall. In the Etoile Massif, post-folding extension along the *décollement* surface has reactivated flat and steep reverse faults as normal faults, while normal faults on the hinterland hanging wall cut through the *décollement* surface. This shows that normal faults related to the Oligocene Liguro-Provençal rifting strongly depend on inherited structures. They locally led to the development of the deep Marseille basin in flat areas, and locally reactivated reverse faults in the ramp zone.

## 7.2. 3D geometry of the dolomite bodies

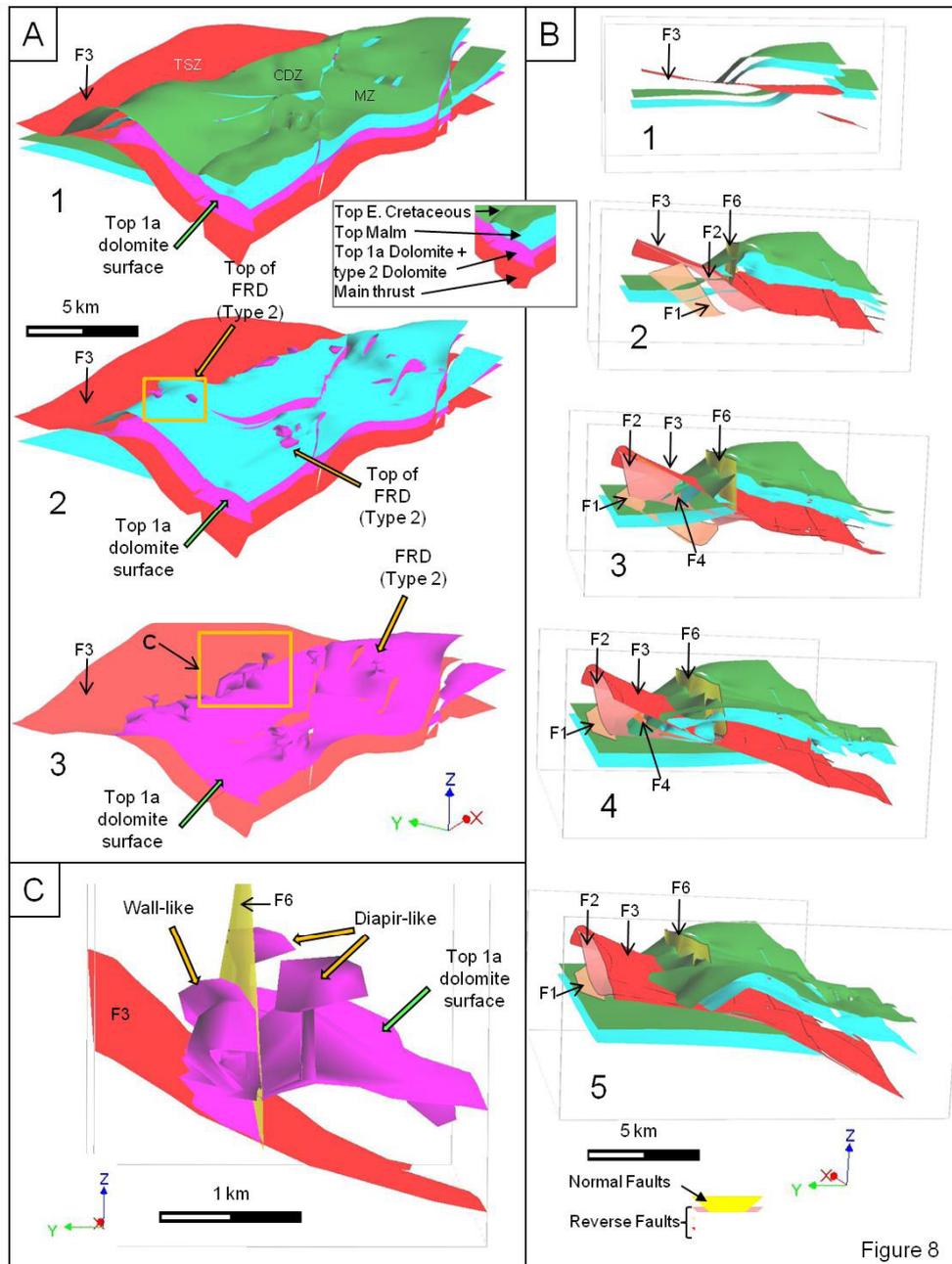
The high and medium scale geometry of dolomite bodies is imaged in the 3D model corresponding to type 1a and 2 dolomite, ranging from 10 to 100 metres (32 to 300 ft) scale (see 2.3 and Figs. 4, 7 and 8). In order to build the dolomite bodies envelopes we have honoured the field and map constraints as follows: (1) the top surface of type 1a dolomite body is parallel to the Oxfordian - Tithonian interface at regional scale (Figs. 2 and 3B). This surface is the deepest, i.e. the oldest modelled dolomite surface (Figs. 8A1, A2, A3 and 8C); (2) the FRD bodies (type 2) crosscut the stratigraphic layers from Late Bathonian - Callovian to Early Hauterivian age (Fig. 8A1, A2). We have modelled the top FRD surface across these layers; (3) the FRD bodies have pervasive boundaries in rocks from Late Bathonian - Callovian to Early Hauterivian age (Fig. 4); (4) the FRD bodies are located in the vicinity of the thrust faults or back-thrust faults (see map on Fig.1) and variably extend apart from faults (Fig. 8C).

With respect to the above mentioned constraints, the best matching shape for FRD surface is diapir-like, wall-like and finger-like structures rooted on top of type 1a dolomite surface, along faults pathways (Fig. 8A2, A3 and 8C).

The shape of FRD bodies depends on fault size. In the SOS unit, the top surface of FRD bodies is limited by a NW-SE fault of kilometre extension (rectangle on Fig. 8A2). The FRD shaped is diapir-like and cuts through the stratigraphic surfaces from Upper Oxfordian to Lower Hauterivian Formations. In the PRS unit, the top surface of FRD bodies shows an E-W trending wall-like structure (rectangle on Fig. 8A3 and Fig. 8C). The upper part of the wall-like structure is formed by the merging of numerous smaller diapir-like structures along a several kilometres-long back-thrust fault (fault 4 on Fig. 5B).

## 8. Discussion

The 3D model aims to image and to quantify the true and continuous geometry of dolomite bodies and to relate the fault-related late dolomitisation (FRD) processes to the geodynamic context of the SE France basin. To reach this goal, the confidence of the model resulting from multi-scale mapping of dolomite bodies has to be discussed, as well as the chronology of the successive tectonic events that either affected strata or caused the FRD event. The 3D structural modelling allows discussing 3D geometry of the fold and FRD bodies which is not accessible without a 3D numerical model, such as the connexion between FRD bodies and with other dolomite bodies, the size of the FRD bodies, the evolution of the dolomitisation radius along the faults. Finally the processes responsible for FRD will be debated facing the relationships between host rock lithology and physical properties (porosity and permeability) as a control factor for FRD size and geometry.



**Figure 8** - Relation between the FRD bodies (orange arrows), the stratigraphic layers and the thrust planes. Angles of view (Pa, Pb, Pc) are given on the upper left diagram and on Fig. 1. A: 1: Fault-related dolomite bodies with the main thrust (in red, F3) and two stratigraphic layers (Pc view). (TSZ: Thrust Sheet Zone, CDZ: Central Dolomite Zone, MZ: Meridional Zone), 2: FRD bodies (in pink, two of them following are outlined in orange and some others are pointed by orange arrows) piercing the top Malm layer in the hanging wall, 3: FRD bodies (diapir-like, wall-like and finger-like pink bodies) are branched on the top of type 1a dolomite (pink surface). Traces of the normal faults in all layers clearly postdate fault-related dolomitisation and folding; B: North-South slices through the anticline showing the anticline lateral structure (Pa view). 1: Easternmost slice showing the main thrust (red layer, F3) but no sheet, 2: First appearance of the two thrust sheets in the front of the fold (F1 and F2), 3: The third sheet appears (F4), 4: The three sheets are well imaged (between F1, F2, F3 and F4) and cut the hanging wall, 5: Westernmost slice showing the periclinal termination of the fold and the merging of all the minor thrust layers into the major one, leading to the disappearance of the thrust sheets; C: Close-up view (orange rectangle in the A3) of a diapir-like (right) and a wall-like (left) FRD bodies (pointed with orange arrows) in the thrust front and branched on top 1a dolomite surface (green arrow). The diapir-like body on the right has the head in the most permeable host rocks (Fm. 8), while its tail is located in the tight rocks (Fms. 5, 6 and 7) The normal fault (F6) was normally reactivated during the Oligocene extension event (Pa view).

### 8.1. Relevance of the method

The main challenge of the applied workflow is the integration of heterogeneous 2D data within a single and normalized 3D dataset. As argued by Longley et al., (2001) maps and outcrops (cliff or road escarpment) represent curved 2D surfaces in a 3D space. We have proposed and successfully applied an original workflow for integrating 1D (logs), 2D (map and balanced cross-sections), 3D (DEM) data as well as purely qualitative data (without dimension such as structural style, hierarchy between layer/faults/FRD). The workflow allowed us to model the anticline complex geometry in 3D, especially in areas with tectonic stacking. The balanced cross-sections provide 2D data from which the eroded portion can be restored with geometric constraints. Serial cross-sections show lateral changes from East to West along the Etoile Massif in the ramp and anticline structure (number of thrust sheets, throw amplitude, dip). The 3D structural model brought geometrical constraints to fill up the gap between the controls points (cross sections) while respecting the true geometry (map) and the sedimentary piles (logs). This fully constrained true 3D model permits to achieve the geometry of FRD bodies in 3D. This demonstrates how the consideration, integration and harmonization of heterogeneous field data provide a great improvement to realize an accurate 3D geological and diagenetic model.

Once the structural and diagenetic model is realized in the present-day structure, it makes possible to restore the 3D geometries of the dolomite bodies before deformation by late shortening and extension events (Muron, 2005). This restoration would allow switching from the surface to volume model and inputting petrophysical rock properties such as porosity, permeability and facies for performing reservoir modelling and flow simulations.

### 8.2. Confidence of the model

We have studied diagenetic objects at three different scales, (from  $10^3$  to  $10^0$  metre). The large scale images the type 1a and 1b dolomite bodies from  $10^2$  to  $10^3$  metre length. The middle scale concerns type 2 FRD bodies at the  $10^1$  m scale. The smallest scale is  $10^{-1}$  m scale, corresponding to type 2 FRD bodies which are related to small fractures and shear joints. The middle and large scales are well imaged in the 3D model. As reported by Jonesa et al.,(2009), the gOcad geomodeller encounters difficulties to display huge scale range of data, for instance from  $10^{-2}$  m to  $10^5$  m (inch to mile). Thus, the smallest scale ( $10^{-1}$ m or inches scale) features could not be imaged in a single model.

The confidence of the model is lowered where outcrops are scarce, distant or absent, as well as where erosion had removed important volumes of rocks. In the studied area, most of the Lower Cretaceous surface as well as the whole Upper Cretaceous series have been eroded from the fold hanging wall. This involves a lack of data regarding the distribution of FRD bodies before erosion. Therefore, the structure above the present-day topographic surface has been interpreted from punctual observations and cross-section, and then interpolated into the 3D model. Concerning FRD bodies, the constraints were either geological measurements or qualitative knowledge, such as trends and concepts derived from the field observations. To enhance the model of FRD bodies, a simulation in 3D could be performed in a discrete model, based on geostatistical analysis. This procedure could generate a more accurate number of diapir-like bodies above the topographic surface, in agreement with the geostatistical methods. The geostatistics are based on variograms performed on properties in 3D, which are the facies, in the present study. The present-day 3D distribution of FRD is strongly dependant on the fold and thrust structure, rather than on early faults and strata geometry. Therefore, the 3D property modelling would imply first to restore the Etoile model in 3D to its flat geometry (before folding and late extension).

### 8.3. Geometry of dolomite bodies

The 3D reconstruction of the diapir-like geometries of FRD bodies (type 2) is the best fitting with field data, observations, and concepts. The dolomite bodies surround the major and minor faults and fractures (Fig. 1 and 4). In most studies (Mountjoy and Halim-Dihardja, 1991; Davis and Smith, 2006; Smith, 2006; Wilson et al., 2007; Zhang et al., 2009; Lavoie et al., 2010; Shah et al., 2010; Sharp et al., 2010), FRD developed along transcurrent or strike-slip faults. This is not the case in the Etoile Massif. In addition, nor zebras structure and sag features have been observed, neither saddle dolomite.

Therefore, there is no evidence of hydrothermal fluids giving rise to FRD bodies in the Etoile Massif. However, the dimension of FRD bodies are in the range of size described by (Gasparrini et al., 2006; Wilson et al., 2007), where the dolomite bodies extend from dozen of metres to several kilometres apart from faults. In the present model, faults bearing FRD also cut through type 1a and 1b dolomite. The 3D model reveals that, at large scale; the FRD bodies are linked to the early dolomite types through dolomite pipes along faults (Fig. 8A3). Implicitly, faults obviously acted as permeable pathways for dolomitising fluids.

The 3D model shows how the diapir-like and wall-like shaped FRD is widely pervasive in initially permeable host rocks of the Lower Cretaceous Formations 8 and 10. Both formations locate the head-shape of the diapir-like bodies while the underlying initially poorly permeable Formations 5, 6, 7 and 9 host the tail part of these bodies (Fig. 8C). It means that within Upper Jurassic to Lower Cretaceous strata the fault-driven seepage Mg-rich fluids were more pervasive in the most permeable host rock. We deduce that the slope of FRD strongly relies on fault geometry and former host rock permeability.

#### 8.4. Timing and conditions for fault-related dolomite

Unravelling the timing of FRD with respect to types 1a and 1b dolomites is a challenge as their cross-cutting and genetic relationships were partially overprinted by later deformation and erosion. Our observations allow concluding that folding and faulting postdate the syndepositional and shallow burial dolomite of type 1a and 1b.

Since FRD bodies are tilted conformably to the stratigraphic layers in the flanks of the fold, the dolomitisation process post-dates Early Cretaceous times and predates the Pyrenean folding of Late Cretaceous to Early Paleocene age. We deduce that FRD occurred during the Pyreneo-Provençal tectonic inversion, when tectonic stresses turned to compressional. The dolomitisation fluids were expelled in the early thrust front by overpressure due to mechanical stress, in the sheared sedimentary rocks, in a way similar to the dolomitisation model described by Montanez(1994) Qing and Mountjoy,(1994); Hitzman et al. (1998).

Concerning the source of Mg, the only available large reservoirs were the underlying Tithonian and Upper Oxfordian Formations (Fms. 3, 4 & 5, type 1 dolomite), which contain sebkha syndepositional dolomite and the massive reflux dolomite of shallow burial origin respectively. No dolomite or sources of Mg-bearing fluids have been described in the overlying sedimentary series. Since the modelled FRD are found in Lower Cretaceous Formations above types 1a and 1b dolomites, the FRD bodies were probably sourced by Mg-rich flushing fluids migrating upwards and laterally from the underlying type 1a and 1b dolomites. This is coherent with the geometry of the FRD bodies (diapir, finger and wall shapes) that are the result of ascending fluids along faults. The displacement upwards of denser fluids than freshwater requires energy that can be induced by overpressure. Overpressure is further confirmed in the studied area from the evidence of hydraulic fractures and breccias in the Upper Oxfordian to Tithonian Formations (Lamarche et al., 2007; Gisquet, 2008; Gisquet et al., 2009). Local downward fluid flows can also be interpreted in the Upper Bathonian to Middle Callovian Formation 2 beneath the Upper Oxfordian-Tithonian Mg-reservoir, and contain many occurrences of FRD. These downward fluid migration took place either during the opening of the Southern Provence basin (from Latest Barremian up to Aptian times) (Gallois, 2011, personal communication), or during a later stage of faulting tied to the Oligocene extension.

## 9. Conclusion

In this study, we have applied a subsurface modelling method in order to perform an outcrop-based 3D structural, stratigraphic and diagenetic model. Our goal was to unravel composite dolomite bodies in a folded area and to realize a true 3D geometric model using the case of the Etoile Massif complex ramp anticline. We point out three main results concerning regional geology, complex dolomitisation processes and reservoir characterisation.

*Input for regional geology of 3D structural model*

The balanced cross-sections and 3D structural model of the Etoile Massif brought a new light on the structural style of folds in Southwestern Provence. The model constrained the geometry of faults

branching and tipping in the subsurface. The Etoile Massif corresponds to a fault-bend north-verging ramp anticline with a calculated throw lower than 2 km (1.25 mi). Our 3D model shows a thin-skin style deformation above a *décollement* surface rooted on top of the Paleozoic basement. Although local doming started in late Cretaceous, the folds mostly grew during the Latest Cretaceous to Early Paleocene Pyreneo-Provençal shortening. This contradicts the “nappes theory” invoking an allochthonous hanging wall overthrust over 25 km (15.5 mi) from the south (Bertrand, 1898; Tempier, 1987). The 3D model has shown major normal faults flanking the Marseille Basin which are linked to the Oligocene extension. These faults affected the Pyrenean fold at kilometric (mile) to pluri-kilometric (pluri-miles) scales and cutting through Paleozoic basement. Their geometry and their throw are in accordance with the thickness of the Oligocene sedimentary cover of the Marseille Basin (> 1000m (>0.6 mi)). It appears that the impact of the Oligocene extension on the folded ranges surrounding the main Oligocene grabens in Provence has often been underestimated in its southern part.

*Polyphased heterogeneous imbricate dolomite: from geometry to processes*

Three distinct types of dolomite bodies were identified: syndepositional early diagenetic. The early dolomite (Fms. 4 and 5) was generated in supratidal sebkha environment as stratabound bodies and led to the reflux of brines that generated shallow burial postponed diagenetic massive dolomite (Fm. 3). Late diagenetic fault-related dolomites (FRD) formed synchronously with the early folding. Brecciation and pressure-solution that occurred during the Latest Cretaceous - Earliest Tertiary tectonic inversion drove to the partial removal of Mg from the type 1 dolomite (stratabound and massive dolomite from Late Jurassic age). The resulting Mg-rich fluids have flowed upward along reverse faults, flushed by tectonic overpressure in compressional stresses and have created the FRD bodies while the anticline was growing. The isolated FRD overprinted the earlier diagenetic dolomites as well as the host limestones of the Upper Bathonian to Lower Hauterivian series of the Etoile Massif. The 3D model allowed evidencing the 3D diapir-like geometry of these FRD. They are scattered in the hanging wall of the anticline in which their diapir geometry is directly controlled by the faults conduits and the permeability contrasts of the host rock. The lateral extension of FRD bodies is higher in grainstone than in wackestone to mudstone, where FRD are restricted to the faults vicinity. This was controlled by the permeability of the host rocks during the fault-related dolomitisation at depth around 1000 m (3000 ft). As a result, over the Etoile massif, several FRD bodies are separated by low permeability rocks and their diapir-like tail are linked together by faults.

*Input for reservoir characterisation*

The heterogeneity and imbrication of dolomite bodies of the Etoile Massif fit the scale of subsurface dolomite reservoirs of hydrocarbons (10-20 km (6.2-12.4 mi) in length and 5-10 km (3.1-6.2 mi) in width) such as the Madden Anticline (Westphal et al., 2004), the Williston Basin oil fields (Longman et al., 1983), the Upper Debolt Formation in the Blueberry Field (Durocher and Al-Aasm, 1997). Thus, our 3D model of the composite and diachronous dolomite bodies of the Etoile Massif could be used as an analogue for subsurface dolomite reservoirs that combine syndepositional stratabound dolomite, shallow burial massive dolomite and late fault-related dolomite bodies. Our study improves the global understanding of fault-related dolomite bodies geometry and chronological relationships over more than 200 My. We conclude that this type of reservoir requires taking into account: (1) the structural history of the studied object, because the dolomitisation process are linked to the kinematics of the basin. (2) the original reservoir property contrasts of the sedimentary series affected by FRD before the dolomitisation event. (3) the regional stratigraphy, because it constrains the source of Mg and therefore influence the fluid flow pattern and brecciation evidences.

## 10. References cited

- Antonellini, M., and P. N. Mollema, 2000, A natural analog for a fractured and faulted reservoir in dolomite: Triassic Sella Group, northern Italy: *Aapg Bulletin*, v. 84, p. 314-344.
- Bertrand, M., 1888, Un nouveau problème de la géologie provençale. Pénétration de marnes irrisesées dans le Crétacé.: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 107, p. 878-881.

- Bertrand, M., 1898, La nappe de recouvrement des environs de Marseille. Lamé de charriage et rapprochement avec le bassin houiller de Silésie.: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 3, p. 632-652.
- Cantrell, D. L., P. K. Swart, and R. Hagerty, 2004, Genesis and characterization of dolomite, Arab-D Reservoir, Ghawar field, Saudi Arabia: *Geoarabia*, v. 9, p. 11-36.
- Cantrell, D. L., P. K. Swart, R. C. Handford, C. G. Kendall, and H. Westphal, 2001, Geology and Production Significance of Dolomite, Arab-D Reservoir, Ghawar Field, Saudi Arabia.: *Geoarabia*, v. 6, p. 45-60.
- Collot, L., 1891, Description du terrain crétacé dans une partie de la basse Provence (suite): *Ibid*, v. 19, p. 39.
- Corroy, G., and G. Denizot, 1935, Guide géologique de la Provence occidentale: *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, v. 7.
- Dalmasso, H., 2001, Analyse stratigraphique et modélisation numérique de systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux: discrimination et quantification des paramètres de contrôle. Cas de la plate-forme fini-jurassique / éo-crétacée de Basse-Provence et de la Grande Barrière Récifale Quaternaire d'Australie, Université de Provence, Marseille, 456 p.
- Dalmasso, H., and M. Floquet, 2001, Relation accommodation-production carbonatée dans le développement de séquences de dépôt élémentaires de plate-forme carbonatée : la série d'âge Tithonien-Berriasien de basse Provence occidentale: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 333, p. 209-217.
- Davis, G. R., and J. L. B. Smith, 2006, Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: an overview: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 90, p. 1641-1690.
- De Graciansky, C., M. Bourbon, O. Charpal de, P. Y. Chenet, and M. Lemoine, 1979, Genèse et évolution comparée de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan atlantique et marge européenne dans les Alpes occidentales: *Bull. Soc. géol. Fr.*, v. 7, p. 663-674.
- Demory, F., G. Conesa, J. Oudet, H. Mansouri, P. Munch, J. Borgomano, N. Thouveny, J. Lamarche, F. Gisquet, and L. Marie, 2011, Magnetostratigraphy and paleoenvironments in shallow-water carbonates: the Oligocene-Miocene sediments of the northern margin of the Liguro-Provençal basin (West Marseille, southeastern France): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 182, p. 37-55.
- Denizot, G., 1931, Le rôle du diapirisme dans la tectonique des environs de Marseille: *C.R. somm.Soc. géol.*, p. 81-84.
- Denizot, G., 1934, Description des massifs de Marseilleveyre et de Puget: *Monographies géologiques des environs du Marseille*, v. 26: Marseille, Imprimeries municipales, 237 p.
- Durocher, S., and I. S. Al-Aasm, 1997, Dolomitization and neomorphism of Mississippian (Visean) Upper Debolt formation, Blueberry Field, northeastern British Columbia: geologic, petrologic, and chemical evidence.: *AAPG Bulletin*, v. 81, p. 954-977.
- Ehrenberg, S. N., G. P. Eberli, M. Keramati, and S. A. Moallemi, 2006, Porosity-permeability relationships in interlayered limestone-dolostone reservoirs: *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 91-114.
- Eisenberg, R. A., F. J. Conner, and P. M. Harris, 1992, Acquisition and analysis of geologic and permeability data in dolomitized cyclic platform carbonates, *in* C. A. Roberts, ed., *Geotech 1992 Proceedings: Denver, Colorado*, p. 73– 85.
- Eisenberg, R. A., P. M. Harris, C. W. Grant, D. J. Goggin, and F. J. Conner, 1994, Modeling reservoir heterogeneity within outer ramp carbonate facies using an outcrop analog, San Andres Formation of the Permian Basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 78, p. 1337-1359.
- Floquet, M., J. Gari, J. Hennuy, P. Léonide, and J. Philip, 2005, Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Cénomanién à Coniacien moyen du Bassin Sud-Provençal, *in* Paris, ed., *Publ. ASF, Giens*, p. 80 p.
- Floquet, M., and J. Hennuy, 2001, Anatomy of a carbonate resedimentation within the Latest Turonian - Earliest Coniacian South-Provençal Basin: *Géologie Méditerranéenne*, v. XXVIII, p. 67-71.
- Floquet, M., and J. Hennuy, 2003, Evolutionary gravity flow deposits in the middle Turonian - early Coniacian souther Provence basin (SE France): origins and depositional processes, *in* J. Locat, and J. Mienert, eds., *First International Symposium on Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Nice, France, Kluwer Academic Publishers Bookseries, *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Dordrecht, The Netherlands, p. 417-424.
- Floquet, M., P. Leonide, and D. Marchand, 2007, Dynamique sédimentaire du Bassin Sud-Provençal au Jurassique, *in* U. d. Provence, ed., *Livret guide d'excursion géologique*, Marseille, Groupe Français d'Etude du Jurassique, p. 125.
- Floquet, M., J. Philip, P. Léonide, and J. Gari, 2006, Sédimentation et géodynamique du Bassin Sud-

- Provençal au Crétacé supérieur, *in* S. G. d. F. Livret guide d'excursion géologique, ed., Marseille, Université de Provence, p. 69 p.
- Fournier, E., 1890, Esquisse géologique des environs de Marseille, p. 106.
- Fournier, E., 1896, Le pli de la Sainte-Baume et son raccord avec le pli périphérique d'Allauch: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 24, p. 663-708.
- Galluccio, L., 2009, Dolomites within the mesozoic carbonates of Sorrento Peninsula (Southern Apennines - Italy): Genetic models and reservoirs implications., University of Naples "Federico II", Naples, 218 p.
- Gasparrini, M., T. Bechstädt, and M. Boni, 2006, Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution: Marine and Petroleum Geology, v. 23, p. 543-568.
- Gattacceca, J., 2001, Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques, Ecole des Mines de Paris, Paris, 299 p.
- Gattacceca, J., A. Deino, R. Rizzo, B. Henry, D. S. Jones, B. Beaudoin, and F. Vadeboin, 2007, Miocene kinematics of the Liguro-Provençal basin : new paleomagnetic and geochronological constraints from Sardinia: Earth and Planetary Science Letters, v. 258, p. 359-377.
- Gisquet, F., 2008, Géométrie et modélisation des corps dolomitiques associés aux failles en contexte tectonique polyphasé: étude de la chaîne de l'Etoile, Rapport de Master, Marseille, Université de Provence, p. 33.
- Gisquet, F., J. Lamarche, J. Borgomano, M. Floquet, J.-P. Masse, B. Caline, and S. Schroeder, 2009, Modèle structural 3D de corps dolomitiques composites. Exemple des séries du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de la chaîne de l'Étoile (Marseille, SE France). 12th french symposium of sedimentology.
- Guieu, G., 1968, Etude tectonique de la région de Marseille, Université de Provence, Marseille, 604 p.
- Hippolyte, J.-C., J. Angelier, F. Bergerat, D. Nury, and G. Guieu, 1993, Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France: Tectonophysics, v. 226, p. 15-35.
- Hippolyte, J.-C., J. Angelier, F. Bergerat, D. Nury, and S. Raynaud, 1990, Evolution tectono-sédimentaire d'un bassin faillé: le bassin oligocène de Marseille: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, v. 310, p. 53-58.
- Hitzman, M. W., J. R. Allan, and D. W. Beaty, 1998, Regional dolomitization of the Waulsortian limestone in southeastern Ireland: Evidence of large-scale fluid flow driven by the Hercynian orogeny: Geology, v. 26, p. 547-550.
- IGN, 2005, Carte de randonnée Aubagne/La Ciotat/Massif de la Sainte-Baume, 1:25000
- IGN, 2009a, Carte de randonnée Marseille/Les Calanques, 1:25000
- IGN, 2009b, Carte de randonnée Montagne Sainte-Victoire/Aix-en-Provence/Gardanne/Trets, 1:25000
- Jones, R. R., K. J. W. McCaffrey, P. Clegg, R. W. Wilson, N. S. Holliman, R. E. Holdsworth, J. Imber, and S. Waggott, 2009, Integration of regional to outcrop digital data: 3D visualisation of multi-scale geological models Computers & Geosciences, v. 35, p. 4-18.
- Kerans, C., F. J. Lucia, and R. K. Senger, 1994, Integrated characterization of carbonate ramp reservoirs using Permian San Andres Formation outcrop analogs: AAPG Bulletin, v. 78, p. 181-216.
- Koehler, B. S., C. Heymann, F. Prousa, and T. Aigner, 2010, Multiple-scale facies and reservoir quality variations within a dolomite body - Outcrop analog study from the Middle Triassic, SW German Basin: Marine and Petroleum Geology, v. 27, p. 386-411.
- Lamarche, J., J. Borgomano, B. Caline, F. Gisquet, J.-P. Gomez, C. Guyonnet-Benaize, J. Henny, S. Rigaud, and S. Schroeder, 2007, Geometry of dolomitized bodies linked to carbonates fracturation : exemple of upper jurassic outcrops of the Nerthe Massif, Provence.: 11th french symposium of sedimentology.
- Lamarche, J., J. Borgomano, B. Caline, F. Gisquet, S. Rigaud, S. Schroeder, and S. Viseur, 2011, Characterization of fault-related dolomite bodies in carbonate reservoirs using Lidar scanner, *in* M. S. Ole J. Martinsen, Andy Pulham, Peter Haughton, ed., Outcrops Revitalized - Tools, Techniques and Applications, SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology #10, p. 175-194.
- Lavoie, D., G. Chi, M. Urbatsch, and W. J. Davis, 2010, Massive dolomitization of a pinnacle reef in the Lower Devonian West Point Formation (Gaspé Peninsula, Quebec): An extreme case of hydrothermal dolomitization through fault-focused circulation of magmatic fluids: AAPG Bulletin, v. 94, p. 513-531.
- Leleu, S., J.-F. Ghienne, and G. Manatschal, 2005, Upper Cretaceous-Palaeocene basin-margin alluvial fans documenting interaction between tectonic and environmental processes (Provence, SE

- France). *in* A. M. Harvey, A. E. Mather, and M. Stokes, eds., *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics.*, v. 251: London, Geological Society, Special Publications, p. 217–239.
- Longley, P. A., M. F. Goodchild, D. J. Maguire, and D. W. Rhind, 2001, *Geographic Information Systems and Science*: Chichester, 472 p.
- Longman, M. W., T. G. Fertal, and J. S. Glennie, 1983, Origin and geometry of Red River dolomite reservoirs, western Williston Basin: *AAPG Bulletin*, v. 67, p. 744-771.
- Lucia, F. J., and R. P. Major, 1994, Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization, *in* M. T. B. Purser, and D. Zenger, ed., *Dolomites; a volume in honour of Dolomieu*, v. 21, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, p. 325–341.
- Machel, H. G., 2004, Concepts and models of dolomitization: A critical reappraisal, *in* C. J. R. Braithwaite, G. Rizzi, and G. Darke, eds., *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs*, v. 235: London, Geological Society Special Publication, p. 7-63.
- Mansy, J. L., G. M. Manby, O. Averbuch, M. Everaerts, F. Bergerat, B. Van Vliet-Lanoe, J. Lamarche, and S. Vandycke, 2003, Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald–Boulonnais area: role of basement reactivation: *Tectonophysics*, v. 373, p. 161-179.
- Masse, J.-P., 1976, *Les calcaires urgoniens de Provence, Valanginien-Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution*, v. 3 vols., p. 445 p.
- Masse, J.-P., and J. Philip, 1976, Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien: *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, v. 18, p. 49-66.
- McKenzie, J. A., 1981, Holocene dolomitization of calcium-carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, UAE - A stable isotope study: *Journal of Geology*, v. 89, p. 185-198.
- Meister, P., J. A. McKenzie, C. Vasconcelos, S. Bernasconi, M. Frank, M. Gutjahr, and D. P. Schrag, 2007, Dolomite formation in the dynamic deep biosphere: results from the Peru Margin: *Sedimentology*, v. 54, p. 1007-1031.
- Meyer, F., R. Price, and S. M. Al-Raimi, 2000, Stratigraphic and petrophysical characteristics of cored Arab-D super-k intervals, Hawiyah Area, Ghawar Field, Saudi Arabia: *Geo-Arabia*, v. 5, p. 355–384.
- Montanez, I. P., 1994, Late diagenetic dolomitization of Lower Ordovician, upper Knox carbonates; a record of the hydrodynamic evolution of the southern Appalachian Basin: *AAPG Bulletin*, v. 78, p. 1210-1239.
- Mountjoy, E. W., and M. K. Halim-Dihardja, 1991, Multiple phase fracture and fault-controlled burial dolomitization, Upper Devonian Wabamun Group, Alberta: *Journal of sedimentary research*, v. 61, p. 590-612.
- Muron, P., 2005, *Méthodes numériques 3-D de restauration des structures géologiques faillées*, Ecole Nationale Supérieure de Géologie, Nancy, 131 p.
- Nader, F. H., R. Swennen, R. M. Ellam, and A. Immenhauser, 2007, Field geometry, petrography and geochemistry of a dolomitization front (Late Jurassic, central Lebanon): *Sedimentology*, v. 54, p. 1093-1120.
- Nury, D., 1990, *L'Oligocène de Provence méridionale: stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléographiques*, Université de Provence, Marseille, 410 p.
- 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.*, Université de Provence, Marseille, 288 p.
- Philip, J., 1970, *Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien*, Université de Provence, Marseille, 438 p.
- Pranter, M. J., C. B. Hirstius, and D. A. Budd, 2005, Scales of lateral petrophysical heterogeneity in dolomite lithofacies as determined from outcrop analogs: Implications for 3-D reservoir modeling: *AAPG Bulletin*, v. 89, p. 645-662.
- Purser, B. H., A. Brown, and D. M. Aissaoui, 1994, Nature, origins and evolution of porosity in dolomites, *in* M. T. B. Purser, and D. Zenger, ed., *Dolomites; a volume in honour of Dolomieu*, v. 21, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, p. 283-308.
- Purser, B. H., A. Brown, and D. M. Aissaoui, 2009, *Nature, Origins and Evolution of Porosity in Dolomites: Dolomites*, Blackwell Publishing Ltd., 281-308 p.
- Qing, H., 1998, Petrography and geochemistry of early-stage, fine- and medium-crystalline dolomites in the Middle Devonian Presqu'île Barrier at Pine Point, Canada: *Sedimentology*, v. 45, p. 433-446.
- Qing, H., and E. W. Mountjoy, 1994, Formation of coarsely crystalline, hydrothermal dolomite reservoirs in the Presqu'île barrier, Western Canada sedimentary basin: *AAPG Bulletin*, v. 78, p. 55-77.
- Ramsay, J. G., and M. I. Huber, 1987, *The Techniques of modern structural geology*, Academic Press.
- Reinhold, C., 1998, Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow

- burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany: *Sedimentary Geology*, v. 121, p. 71-95.
- Répelin, J., 1935, Sur un sondage dans les terrains oligocènes du bassin de Marseille: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 5, p. 167.
- Ronchi, P., F. Jadoul, A. Ceriani, A. Di Giulio, P. Scotti, A. Ortenzi, and E. Previde Massara, 2011, Multistage dolomitization and distribution of dolomitized bodies in Early Jurassic carbonate platforms (Southern Alps, Italy): *Sedimentology*, v. 58, p. 532-565.
- Saller, A. H., and N. Henderson, 1998, Distribution of porosity and permeability in platform dolomites; insight from the Permian of West Texas: *AAPG Bulletin*, v. 82, p. 1528-1550.
- Schmoker, J. W., and R. B. Halley, 1982, Carbonate porosity versus depth; a predictable relation for South Florida: *AAPG Bulletin*, v. 66, p. 2561-2570.
- Shah, M. M., F. H. Nader, J. Dewit, R. Swennen, and D. Garcia, 2010, Fault-related hydrothermal dolomites in Cretaceous carbonates (Cantabria, northern Spain): Results of petrographic, geochemical and petrophysical studies: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 181, p. 391-407.
- Sharp, I., P. Gillespie, A. Lønøy, S. Horn Roxar, and D. Morsalnezhad, 2006, Outcrop Characterization of Fractured Cretaceous Carbonate Reservoirs, Zagros Mountains, Iran, First International Oil Conference and Exhibition in Mexico, Cancun, Mexico, Society of Petroleum Engineers.
- Sharp, I., P. Gillespie, D. Morsalnezhad, C. Taberner, R. Karpuz, J. Vergés, A. Horbury, N. Pickard, J. Garland, and D. Hunt, 2010, Stratigraphic architecture and fracture-controlled dolomitization of the Cretaceous Khami and Bangestan groups: an outcrop case study, Zagros Mountains, Iran: Geological Society, London, Special Publications, v. 329, p. 343-396.
- Smith, L. B., Jr., 2006, Origin and reservoir characteristics of Upper Ordovician Trenton-Black River hydrothermal dolomite reservoirs in New York: *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 1691-1718.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: *American Journal of Science*, v. 283, p. 684-721.
- Tempier, C., 1987, Modèle nouveau de mise en place des structures provençales: *Bulletin Société Géologique France*, v. III, p. 533-540.
- van Lith, Y., C. Vasconcelos, R. Warthmann, J. C. F. Martins, and J. A. McKenzie, 2002, Bacterial sulfate reduction and salinity: two controls on dolomite precipitation in Lagoa Vermelha and Brejo do Espinho (Brazil): *Hydrobiologia*, v. 485, p. 35-49.
- Virgone, A., 1997, Stratigraphie, sédimentologie et dynamique d'une plate-forme carbonatée: le Berriasien supérieur - Valanginien basal de Basse Provence occidentale (SE France), Université de Provence, Marseille, 196 p.
- Warren, J., 2000, Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations: *Earth-Science Reviews*, v. 52, p. 1-81.
- Warren, J. K., 2006, *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*: Berlin and Heidelberg GmbH & Co., Springer-Verlag, 1036 p.
- Westphal, H., G. P. Eberli, L. B. Smith, G. M. Grammer, and J. Kislak, 2004, Reservoir characterization of the Mississippian Madison Formation, Wind River basin, Wyoming: *AAPG Bulletin*, v. 88, p. 405-432.
- Wilson, M. E. J., M. J. Evans, N. H. Oxtoby, D. S. Nas, T. Donnelly, and M. Thirlwall, 2007, Reservoir quality, textural evolution, and origin of fault-associated dolomites: *AAPG Bulletin*, v. 91, p. 1247-1272.
- Woodward, N. B., S. E. Boyer, and J. Suppe, 1985, An Outline of Balanced Cross Sections, *Studies in Geology*, v. 11, University of Tennessee.
- Woodward, N. B., S. E. Boyer, and J. Suppe, 1989, Balanced Geological Cross-Sections : An Essential Technique in Geological Research and Exploration, 28th International Geological Congress, Washington, DC.
- Zempolich, W. G., and L. A. Hardie, 1997, Geometry of dolomite bodies within deep-water resedimented oolite of the Vajont Limestone, Venetian Alps, Italy: Analogs for hydrocarbon reservoirs created through burial dolomitization, in J. A. Kupecz, J. Gluyas, and S. Bloch, eds., Reservoir quality prediction in sandstones and carbonates, v. 69: Tulsa, AAPG Memoir, p. 127-162.
- Zhang, J., W. Hu, Y. Qian, X. Wang, J. Cao, J. Zhu, Q. Li, and X. Xie, 2009, Formation of saddle dolomites in Upper Cambrian carbonates, western Tarim Basin (northwest China): Implications for fault-related fluid flow: *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p. 1428-1440.

### **3.5. Enfouissement et exhumation des formations étudiées**

Les phases diagénétiques principales ont été replacées face à une courbe d'enfouissement (Fig. 3-9) ainsi qu'à une courbe d'évolution moyenne de la porosité pour les faciès présentant encore aujourd'hui des porosités de 10 à 20 %. La courbe d'enfouissement a été construite après corrections de la bathymétrie, de l'eustatisme, de l'épaisseur des dépôts et de la compaction.

Après leurs dépôts, les formations jurassiques ont été enfouies d'abord rapidement puis plus lentement du Berriasien au Barrémien, période durant laquelle D2 et SB1 se mettent en place. Ensuite, l'enfouissement s'est accéléré à l'Aptien-Albien (rifting pyrénéo-provençal) pour atteindre un peu plus de 1100 m vers la fin de l'Albien. Un déenfouissement survient à l'Albien final - Cénomaniens inférieur associé à la formation du Bombement Durancien, moment de dépôt de bauxite à l'échelle régionale, accompagné de la mise en place de SB2. Un nouvel enfouissement a lieu au Crétacé supérieur (ouverture du Bassin Sud-Provençal, jusqu'au Santonien moyen). A la fin du Crétacé, le raccourcissement pyrénéo-provençal fait remonter localement les formations à la surface qui subissent une érosion dès le Crétacé terminal (Leleu, 2005). Des corps dolomitiques, parfois, liés aux failles et chevauchements se mettent alors en place et recoupent les corps dolomitiques stratiformes. L'exhumation par surrection se poursuit ensuite jusqu'au paroxysme du raccourcissement Pyrénéo-provençal à l'Éocène moyen (Tempier, 1987). Enfin l'ensemble de la série a été remise au niveau du- ou peu en dessous du niveau de la mer lors de la transgression miocène, après le rifting oligocène. La calcite SB3 finale s'est alors mise en place en recoupant les phases antérieures dont les stylolites.

### **3.6. Modèle sédimento-diagénétique régional ; extension latérale des corps dolomitiques stratiformes**

Cinq modèles géologiques de dépôts, correspondant à cinq stades d'évolution de la plate-forme sud-provençale, repris de Dalmaso (2001), sont proposés (Figs. 3-80 et 3-81).

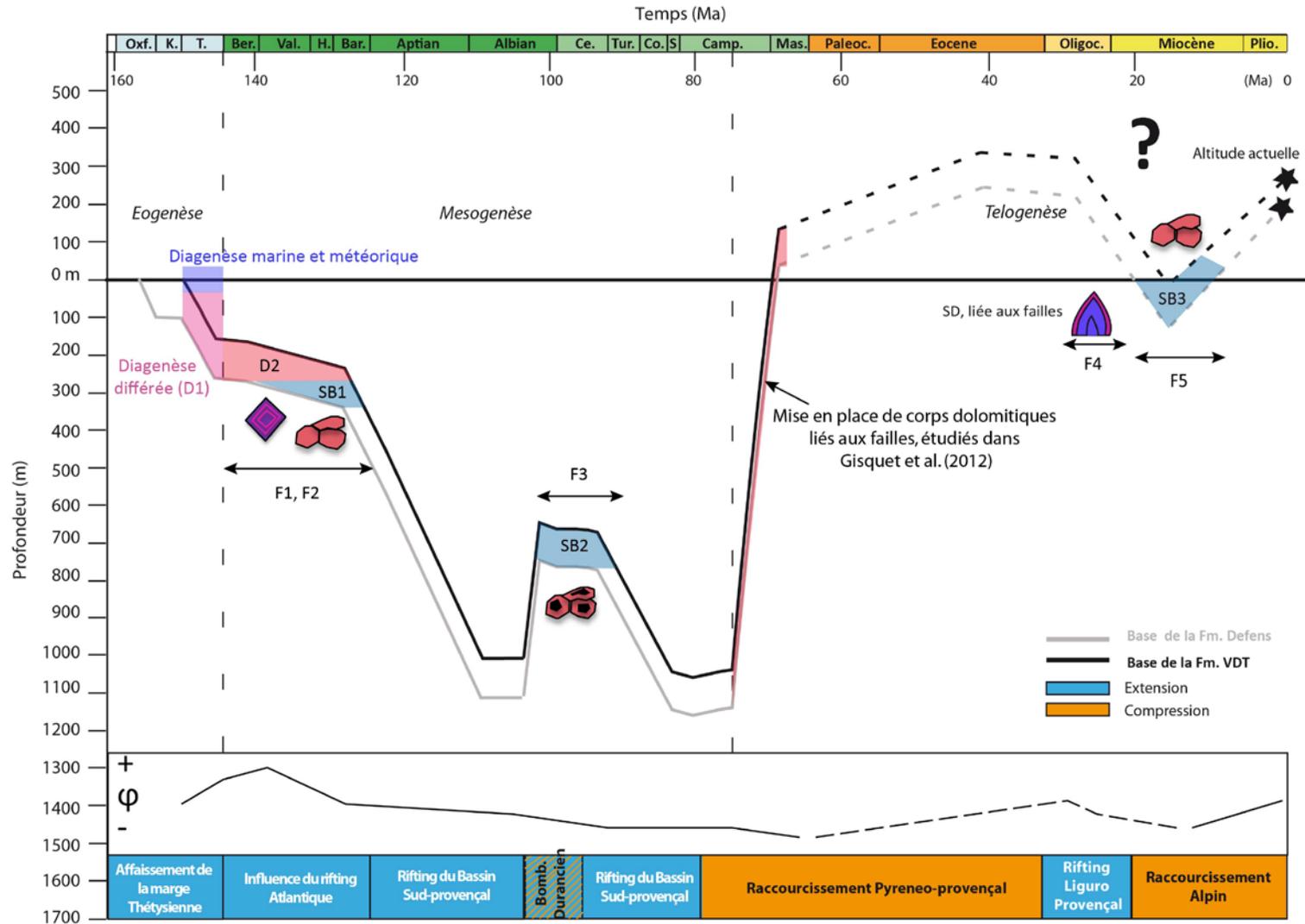
#### **3.6.1. Stade 1**

Après la discontinuité majeure SD1 entre Callovien et Oxfordien, une transgression marine à la fin de l'Oxfordien moyen conduit à l'installation d'un système de plate-forme carbonatée où se sont largement développés des *shoals* à faciès oo-bioclustiques constituant l'essentiel de la Formation du Vallon de Toulouse (Fig. 3-80, stade 1). De tels faciès à dominante granulaire furent de potentiels réservoirs.

#### **3.6.2. Stade 2**

A la fin de l'Oxfordien (ou au Kimméridgien inférieur ?, datation non assurée), la plate-forme carbonatée est mise à l'émersion d'abord par simple remblayage sédimentaire, puis par accommodation négative d'après les évidences d'érosion, essentiellement par dissolution météorique (Fig. 3-80, stade 2). Les grains aragonitiques ou en HMC furent alors dissous, les fractures et les pores élargis, une importante porosité moldique créée. L'érosion est particulièrement bien exprimée au toit de la formation par la discontinuité majeure SD2, correspondant à un hiatus stratigraphique estimé être compris entre 2.5 et 5 Ma. Une telle discontinuité, d'émersion et d'altération météorique permettant le développement d'une porosité importante, est primordiale en terme de création de réservoir (Goldstein, 1988; Sun et Esteban, 1994; Saller *et al.*, 1999; Carlson *et al.*, 2003).

Chapitre 3 : Les formations carbonatées du Jurassique supérieur de Provence (SE France)



**Figure 3-79 :** Courbes d'enfouissement pour la base de la Formation du Défens (trait gris) et pour la base de la Formation du Vallon de Toulouse (VDT, trait noir). Les phases diagénétiques sont représentées, hormis celles, précoces, marines et météoriques. L'évolution relative de la porosité ( $\phi$ ) est représentée par la courbe du bas. Les acronymes sont ceux de la figure 3-76. Fm. = Formation, Bomb. = Bombement. Modifié à partir de Gallois (2011).

### **3.6.3. Stade 3**

Au Tithonien inférieur (ou dès la fin du Kimméridgien ?, datation non assurée), advient une nouvelle transgression marine. Localement, le tout début de cette transgression est enregistré par des dépôts d'environnements palustres constituant la Formation du Défens. Ces dépôts, à poro-perméabilité sédimentaire initiale très importante, subissent une diagenèse vadose, mixte, météorique et marine, caractéristique. L'accentuation de la transgression marine, enregistrée au passage de la Formation du Défens au Membre Calcaire Inférieur de la Formation de La Gineste (Fig. 3-80, stade 3), voit le développement de corps dolomitiques stratiformes à partir d'environnements sédimento-diagénétiques de sebkha inter-supratidale. De tels corps possèdent de bonnes porosités mais sont de faibles extensions latérales et éparses sur la plate-forme.

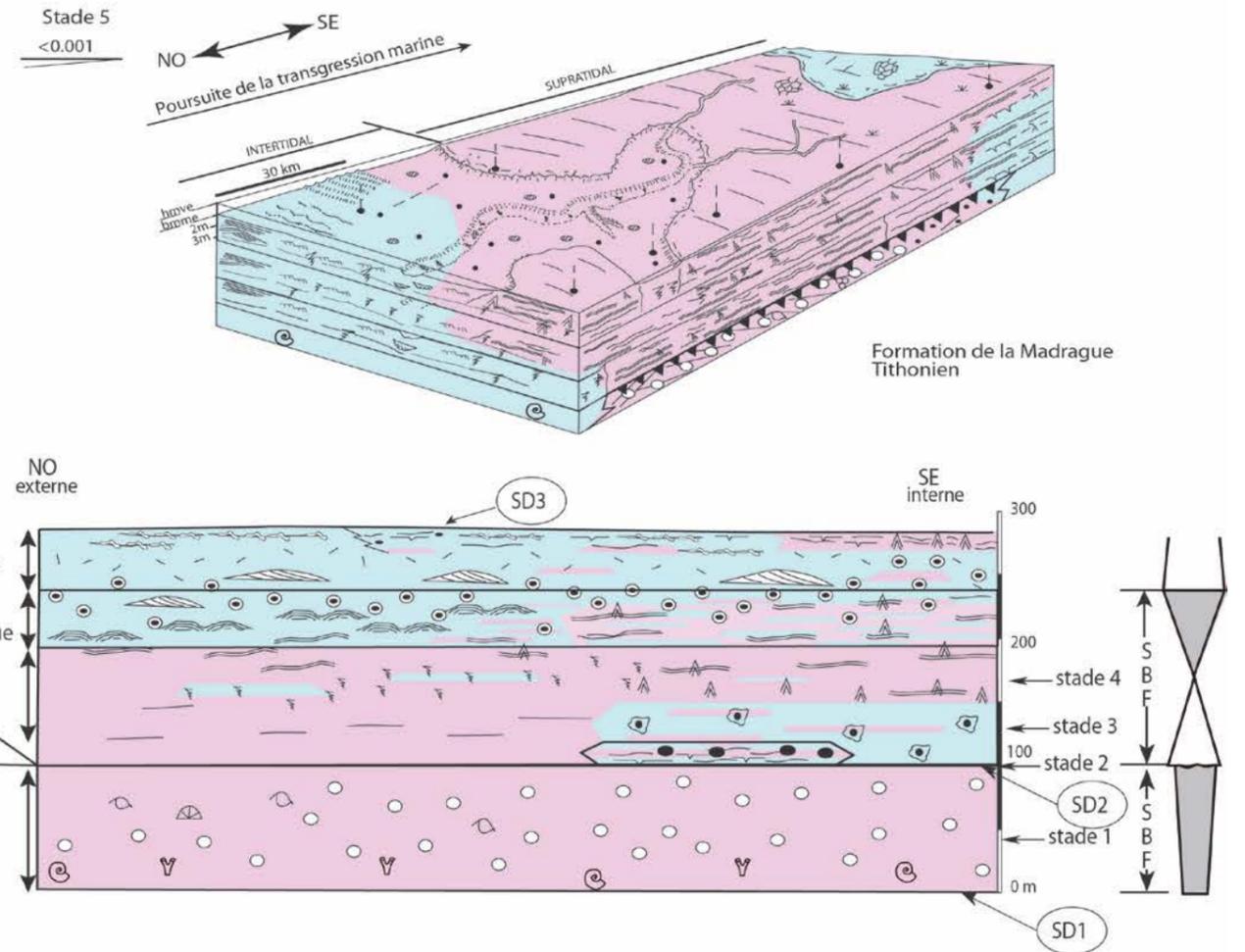
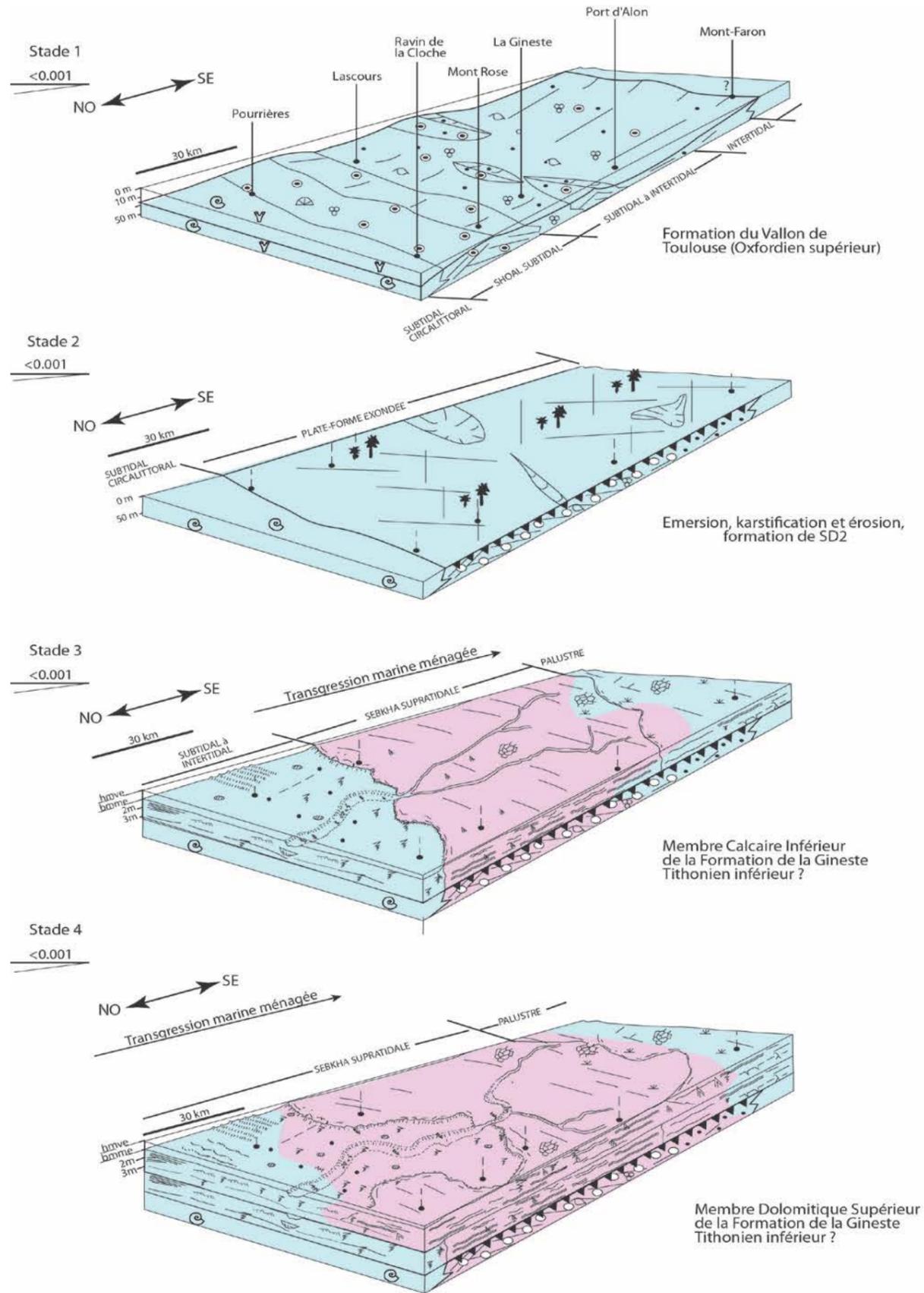
### **3.6.4. Stade 4**

Sur la plate-forme carbonatée marine, de grande extension au Tithonien inférieur, s'empilent désormais de nombreuses séquences, à très haute fréquence, de dépôts d'environnements subtidaux très peu profonds à supratidaux, constituant la Formation de La Gineste, notamment son Membre Supérieur Dolomitique (Fig. 3-79, stade 4). En effet, se développent alors presque partout des corps dolomitiques stratiformes, souvent associés à des évaporites dans les aires internes. La dolomitisation part des saumures des environnements supratidaux, en affecte les faciès, ainsi que les faciès des environnements inter- à subtidaux, par reflux sous enfouissement quasi nul ou très faible (intraséquentiel ou dans quelques séquences à très haute fréquence (éodiagenèse et diagenèse très légèrement différée). C'est probablement à ce moment que la Formation du Vallon de Toulouse est intensément dolomitisée, par reflux de telles saumures, mais nettement différé (laps de temps d'environ 5 Ma (?)).

### **3.6.5. Stade 5**

La Formation de La Madrague de Montredon traduit essentiellement l'aggradation et la progradation des faciès des environnements de sebkha les plus confinés de la plate-forme, riches en évaporites (Fig. 3-79, stade 5). Ces faciès sont soit initialement granulaires et intensément dolomitisés, déterminant des corps poreux stratiformes mais d'extension latérale (décamétrique à hectométrique) et d'épaisseur (métrique à plurimétrique), soit à dominante stromatolitique peu ou pas poreux qui, par induration précoce, sont restés calcaires.

Chapitre 3 : Les formations carbonatées du Jurassique supérieur de Provence (SE France)



	Bryozoaires		Bioturbation
	Coraux massifs		Galet noir
	Traces de passage de racines		Ooïdes
	Favreina		Ooïdes dissous
	Foraminifères benthiques		Oncoïdes
	Ammonite		Péloïdes
	Laminations stromatolitiques		Litages obliques
	Laminations planes cyanobactériennes		Rides de courant
	Mollusques		Fentes de dessiccation
	Evaporite		
	Dolomie		
	Calcaire		



**Figure 3-80 :** Modèles géologiques de la Plate-Forme Sud-Provençale au Jurassique supérieur et Crétacé basal à 5 stades d'évolution paléo-environnementale depuis la discontinuité majeure SD1 entre Callovien et Oxfordien jusqu'à la discontinuité SD3 entre Berriasien moyen et supérieur, au toit de la Formation du Mont Rose, d'après Dalmasso (2001). Le stade 1 correspond au développement de la plate forme carbonatée à dépôts granulaires oo-bioclastiques dominants à l'Oxfordien supérieur. Le stade 2 correspond à l'abandon de la plate-forme, à son émerision, à de la dissolution et porogenèse... (moment de formation de SD2). Le stade 3 correspond à la base de la transgression marine fini-jurassique avec faciès palustres à supratidaux et dolomitisation précoce. A partir de ce stade 3, des reflux de saumures dolomitisent de manière différée et envahissante, la Formation du Vallon de Toulouse. Le stade 4 correspond au développement des environnements de sebkha, dont les saumures dolomitisent tout dépôt initialement poreux par reflux précoce et déterminant des corps dolomitiques stratiformes. Le stade 5 correspond à la généralisation des environnements de sebka et de la diagenèse dolomitisante associée.



**Figure 3-86 :** Localisation des coupes pointées sur les blocs diagrammes de la Fig. 3-79 et levées par Dalmasso (2001) pour construire les modèles géologiques. Figuration simplifiée de la fracturation Tertiaire en Basse-Provence Occidentale. D'après Dalmasso (2001).

### **3.7. Apport de l'étude des analogues provençaux du Jurassique supérieur à la compréhension des super-drains dans la Formation Khuff**

#### **Pour de strictes raisons de confidentialité exigée par TOTAL,**

les données concernant le réservoir de la Formation Khuff dans ce chapitre 3.7 comparatif, ont été supprimées afin qu'elles ne soient pas diffusées.

N'est donné ici que ce qui concerne les analogues provençaux, après minimales modifications d'adaptation du texte.

#### ***3.7.1. Points communs entre la Formation Khuff et les formations du Jurassique supérieur de Basse-Provence Occidentale***

##### ***3.7.1.1. Surface de discontinuité et dolomie associée à une transgression marine***

.....

.....

En Provence, grâce à de plus grandes possibilités d'accès aux données géologiques sur affleurements par rapport aux carottes de subsurface, de telles surfaces d'émersion, comme celle au toit de la Formation du Vallon de Toulouse, sont aisément identifiables et caractérisables.

*In fine*, à l'affleurement en Provence, le réservoir le plus continu, montrant les meilleures porosités, et à potentielles bonnes perméabilités (dolomite sucrosique) est situé sous une surface de discontinuité de grande ampleur.

Les mises en place, précoces ou diversement différées, de corps dolomitiques, à la faveur de transgressions marines post-émersions sont habituelles. La formation dolomitique du Vallon de Toulouse apparaît être continue et homogène, car la perméabilité du calcaire partiellement dissous était forte dans le cas de la Formation du Vallon de Toulouse, peut être en raison de la fracturation qui aurait permis aux saumures de percoler beaucoup plus profondément.

.....

.....

Finalement, la formation de corps dolomitiques à haute perméabilité post-émersion et en liaison avec transgression marine est semblable en termes de processus, mais différente en termes d'échelle (Fig. 3-82).

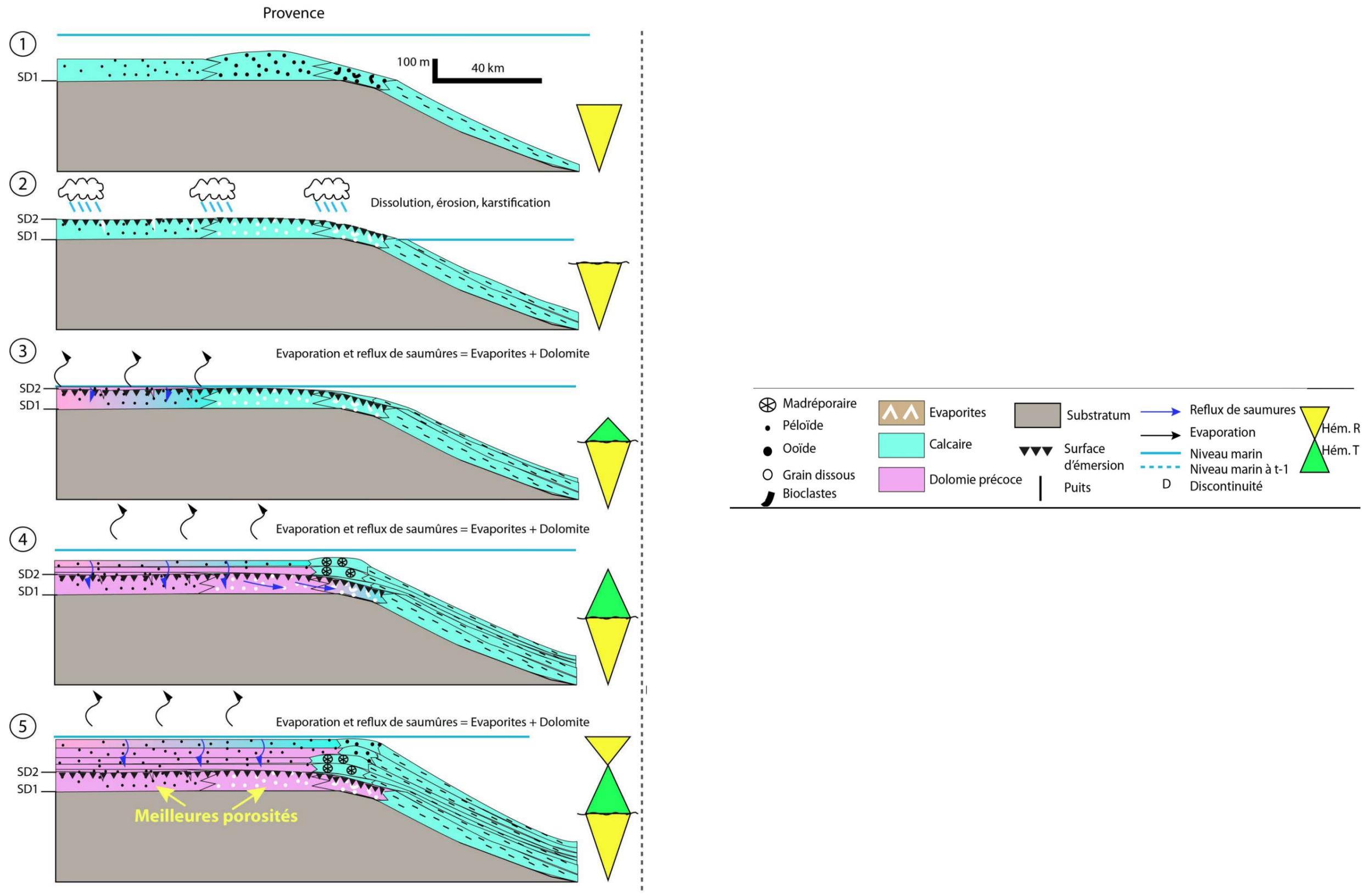


Figure 3-82 : Comparaison du mécanisme de dolomitisation par reflux, après une émerision majeure généralisée, sur la Plate-Forme Carbonatée Sud-Provençale. Les super-drains et les meilleures porosités se situent dans les corps dolomitiques nés de reflux. Hém. T = hémicycle transgressif, Hém. R = hémicycle régressif.



### **3.7.1.2. Préservation du réseau poreux à la compaction par des ciments**

Les bonnes propriétés réservoirs sont développées grâce à une diagenèse précoce en lien avec la surface (diagenèse météorique ou dolomitisation différée par reflux). Le réseau poreux est maintenu par des ciments ou des saturations en fluide. Ces ciments sont dissous ..... durant la télogénèse pour les formations du Jurassique supérieur de Provence.

Ainsi, il existe des conditions constantes à la présence de porosités intercrystallines et pouvant donner de bonnes perméabilités : une dissolution météorique + une dolomitisation par reflux (différée) + une cimentation ou pression de fluide bloquant la compaction + une réouverture de la porosité par dissolution ou un remplacement du fluide par un autre.

### **3.7.1.3. Tailles des corps dolomitiques liées aux failles et cimentation**

.....

.....

En Provence, la dolomite liée aux failles cimente en majorité la porosité. Elle est liée aux failles inverses (Crétacé supérieur) ou normales et décrochantes de fossés d'effondrement (Oligocène). Latéralement aux failles, les tailles de corps dolomitiques sont d'échelle métrique à pluri-hectométrique.

.....

.....

## **3.7.2. Différences entre la Formation Khuff et les formations du Jurassique supérieur de Basse-Provence Occidentale**

### **3.7.2.1. Corps dolomitiques stratiformes dans les parties transgressives des .....STHF des formations du Jurassique supérieur en Provence**

.....

.....

Les STHF dans les formations du Jurassique supérieur en Provence ne peuvent être regroupées en SHF homologues de celles de la formation Khuff. Cette différence s'explique par la paléogéographie, la paléobathymétrie, les différences d'échelle des corps sédimentaires, et peut-être surtout par les différences de modalité d'empilement des séquences (*stacking pattern*).

.....Les profondeurs maximales sur la Plate-Forme Provençale ne devaient qu'à peine atteindre -5 m.....de sorte qu'une variation d'accommodation d'échelle métrique sur la Plate-Forme Carbonatée Provençale n'affectaient qu'une aire limitée. Ainsi, établir des corrélations à l'ordre des séquences de dépôts à très haute fréquence (STHF) est peu réaliste. Ceci d'autant plus qu'il a été proposé (Dalmasso et Floquet, 2001) que ces STHF pourraient être autant contrôlées par des processus autocycliques à la Plate-Forme qu'à des variations d'accommodation. Des corrélations ne peuvent être établies là, qu'à l'ordre des séquences à basse fréquence.

Il manque donc l'échelle des SHF dans les formations du Jurassique supérieur en Provence pour pouvoir établir des comparaisons avec les SHF de la Formation Khuff.

### **3.7.2.2. Diagenèse tardive et migration des hydrocarbures**

Une différence de taille entre la Formation Khuff et les formations du Jurassique supérieur en Provence, est l'absence d'hydrocarbures. .... La mise en charge du réseau poreux par des hydrocarbures arrête la diagenèse des réservoirs (Hawkins, 1978; Epstein et Friedman, 1983; Heasley *et al.*, 2000), ce qui n'est pas le cas en Provence où la diagenèse se poursuit depuis le dépôt jusqu'à la télogénèse. ....

### **3.7.2.3. Segmentation des réservoirs et roches couvertures**

.....

.....  
Dans le cas des formations du Jurassique supérieur en Provence, la segmentation est faite entre les calcaires très peu poreux et les dolomites poreuses. Les sulfates, moins abondants, ont été dissous précocement et n'ont pas pu assurer le rôle de roche couverture.

### 3.8. Références bibliographiques

- Abbott, P.L., 1974, Calcitization of Edwards Group dolomites in the Balcones Fault Zone aquifer, south-central Texas: *Geology*, v. 2, p. 359-362.
- Achauer, C.W., 1982, Sabkha anhydrite: the supratidal facies of cyclic deposition in the Minnelusa Formation (Permian) Rozet Fields area, Powder River Basin, Wyoming, v. 3, p. 193-209.
- Aharon, P., Kolodny, Y., et Sass, E., 1977, Recent hot brine dolomitization in the 'Solar Lake', Gulf of Eilat, isotopic, chemical and mineralogical study, v. 85, p. 27-48, 11 Figs.
- Aissaoui, D.M., 1988, Magnesian calcite cements and their diagenesis: dissolution and dolomitization, Mururoa Atoll, v. 35, p. 821-841, 9 Figs.
- Al-Zamel, A., et Al-Sarawi, M., 1998, Late quaternary Sabkha sedimentation along Kadhmah Bay Coast, Kuwait, Arabian Gulf: *Arab Gulf Journal of Scientific Research*, v. 16, p. 471-495.
- Allan, J.R., et Matthews, R.K., 1982, Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis: *Sedimentology*, v. 29, p. 797-817.
- Allan, J.R., et Wiggins, W.D., 1993, Dolomite reservoirs, geochemical techniques for evaluating origin and distribution, v. 36, p. 167pp.
- Alonso-Azcárate, J., Bottrell, S.H., et Mas, J.R., 2006, Synsedimentary versus metamorphic control of S, O and Sr isotopic compositions in gypsum evaporites from the Cameros Basin, Spain: *Chemical Geology*, v. 234, p. 46-57.
- Amiel, A.J., et Friedman, G.M., 1971, Continental sabkha in Arava Valley between Dead Sea and Red Sea: significance for origin of evaporites: *AAPG Bulletin*, v. 55, p. 581-592, 12 Figs., 3 Tabs.
- Amieux, P., 1981, La cathodoluminescence dans les roches sédimentaires : applications sédimentologiques et diagénétiques [PhD thesis]: Lyon, Université Claude Bernard.
- , 1982, La cathodoluminescence: méthode d'étude sédimentologique des carbonates, v. 6/2, p. 437-483, 6 Pls., 11 Figs., 3 Tabs.
- Anderson, T.F., et Arthur, M.A., 1983, Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems, Volume 10: Tulsa, p. 1-15, 57 Figs., 10 Tabs.
- Armenteros, I., Daley, B., et Garcia, E., 1997, Lacustrine and palustrine facies in the Bembridge Limestone (late Eocene, Hampshire Basin) of the Isle of Wight, southern England, v. 128, p. 111-132.
- Arnaud, H., Arnaud-Vanneau, A., Macsotay, O., et Stephan, J.-F., 1999, Les carbonates du Crétacé dans les états de Lara, Trujillo et Barinas (Venezuela occidentale) : biostratigraphie et stratigraphie séquentielle: *Géologie Alpine*, v. 75, p. 3-79.
- Arnaud, M., et Monleau, C., 1979, Etude de l'évolution d'une plateforme carbonatée exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien-Oxfordien): analyse sédimentaire et reconstitution du milieu de sédimentation stratigraphie-paléontologie: Marseille, Université de Provence.
- Arthaud, F., et Matte, P., 1966, Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: étude microtectonique des séries métamorphiques du massif des Maures (Var): *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, v. 262, p. 436-439.
- Austin, N., et Evans, B., 2009, The kinetics of microstructural evolution during deformation of calcite: *J. Geophys. Res.*, v. 114, p. B09402.
- Babinot, J.F., Gervais, J., Masse, J.P., et Tronchetti, G., 1971, Contribution à l'étudemicropaléontologique et sédimentologique de la formation des "Maines

- Vertes infracrétacées" de la Basse-Provence occidentale (Sud-Est de la France): Annales de l' Université de Provence, v. 46, p. 189-208.
- Badiozamani, K., 1973, The Dorag dolomitization model - application to the Middle Ordovician of Wisconsin: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 43, p. 965-984.
- Banner, J.L., 1995, Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis: *Sedimentology*, v. 42, p. 805-824.
- Bates, N.R., et Brand, U., 1990, Secular variation of calcium carbonate mineralogy: an evaluation of ooid and micrite chemistries, v. 79, p. 27-46, 9 Figs.
- Bathurst, R.G., 1975, Carbonate sediments and their diagenesis: Amsterdam, Elsevier Science, 658 pp., 359 Figs. p.
- Baudrimont, A.F., et Dubois, P., 1977, Un bassin Mésogéen du domaine péri-alpin: le Sud-Est de la France: *Bulletin du Centre de Recherche Exploration et Production Elf Aquitaine*, v. 1, p. 261-308.
- Behrens, E.W., et Land, L.S., 1972, Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 42, p. 155-161.
- Bein, A., et Land, L.S., 1983, Carbonate sedimentation and diagenesis associated with Mg-Ca-chloride brines: The Permian Sand Andres Formation in the Texas Panhandle, v. 53/1, p. 243-260, 11 Figs.
- Berger, W.H., 1982, Increase of carbon dioxide in the atmosphere during deglaciation: the coral reef hypothesis: *Naturwissenschaften*, v. 69, p. 87-88.
- Bergerat, F., 1987, Stress field in the European platform at the time of Africa-Eurasia collision: *Tectonics*, v. 6, p. 99-132.
- Berner, R.A., 1969, The synthesis of framboidal pyrite: *Economic Geology*, v. 64, p. 383-384.
- , 1972, Sulfate reduction, pyrite formation, and the oceanic sulfur budget, *Almquist and Wiksel*, p. 347-361.
- , 1984, Sedimentary pyrite formation: an update, v. 47, p. 855-862.
- Bertrand, M., 1899, La grande nappe de recouvrement de la Basse Provence: *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France* v. X, p. 397-467.
- Besson, D., 2005, Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays: Paris, Ecole des Mines.
- Bischoff, J.L., Julia, R., Shanks, W.C., et Rosenbauer, R.J., 1994, Karstification without carbonic acid - bedrock dissolution by gypsum-driven dedolomitization: *Geology*, v. 22, p. 995-998, 3 Figs., 2 Tabs.
- Black, W., Hanshaw, B.B., Plummer, L.N., Rahn, P.H., Rightmire, P.H., et Rubin, M., 1983, Process and rate of dedolomitization: mass transfer and <sup>14</sup>C dating in a regional carbonate aquifer: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 1415-1429, 13 Figs.
- Blanc, J.J., et Nicod, J., 1990, Les surfaces karstiques du plateau de Montrieux (Var). Etude quantitative de la fracturation.: *Karstologia*, v. 16, p. 17\_28.
- Blès, J.L., et Gros, Y., 1991, Stress field changes in the Rhône Valley from the Miocene to the present: *Tectonophysics*, v. 194, p. 265-277.
- Bøggild, O.B., 1930, The shell structure of the mollusks: *Kgl. Danske Videnskab Selskab, Mat. Fys. Medd*, v. 9, p. 231-325.
- Bögli, A., 1964, Mischungskorrosion: ein Beitrag zum Verkarstungsproblem: *Erdkunde*, v. 18, p. 83-92.
- Boni, M., Parente, G., Bechstädt, T., De Vivo, B., et Iannace, A., 2000, Hydrothermal dolomites in SW Sardinia (Italy): evidence for a widespread late-Variscan fluid flow event, v. 131,

- p. 181-200, 12 Figs., 2 Tabs.
- Bourget, E., 1980, Barnacle shell growth and the relationship to environmental factors, *in* Rhoads, D.C., et Lutz, R.A., eds., Skeletal growth of aquatic organisms - Topics in Geobiology, Volume 1: New York, Plenum, p. 469-492.
- Bouroullec, J., et Deloffre, R., 1982, Les paléosabkhas du Jurassique terminal en Aquitaine (SW France), v. 6, p. 227-255, 8 Pls., 5 Figs.
- Brand, U., et Veizer, J., 1980, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 1, Trace elements: *Journal of Sedimentary Research*, v. 50, p. 1219-1236.
- , 1981, Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; 2, Stable isotopes: *Journal of Sedimentary Research*, v. 51, p. 987-997.
- Brewer, R., 1964, Fabric and Mineral Analysis of Soils: New York, Wiley, 470 p.
- Brewer, R., et Sleeman, J.R., 1964, Glaebules: their definition, classification and interpretation: *Journal of Soil Science*, v. 15, p. 66-78.
- Brigaud, B., Durlot, C., Deconinck, J.-F., Vincent, B., Thierry, J., et Trouiller, A., 2009, The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: Impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic Limestones diagenesis (Paris Basin, France): *Sedimentary Geology*, v. 222, p. 161-180.
- Brocard, C., 1991, La plate-forme provençale au Trias moyen. Un modèle de rampe carbonatée en milieu restreint. Dynamique des paléoenvironnements, évolution diagénétique, Université de Provence.
- Brown, A., 1990, Stylolites, styloporosity and stylocement, p. p. 34.
- Burns, S.J., et Baker, P.A., 1987, A geochemical study of dolomite in the Monterey Formation, California: *Journal of Sedimentary Research*, v. 57, p. 128-139.
- Bush, P., 1973, Some aspects of the diagenetic history of the Sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf: Berlin, p. 395-407, 11 Figs.
- Butler, G.P., 1969, Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines in the sabkhas, Trucial Coast, Arabian Gulf: *Journal of Sedimentary Research*, v. 39, p. 70-89.
- Carlson, R.C., Goldstein, R.H., et Enos, P., 2003, Effects of subaerial exposure on porosity evolution in the Carboniferous Lisburne Group, Northeastern Brooks Range, Alaska, U.S.A, Permo-Carboniferous Carbonate Platforms and Reefs, SEPM Special Publication No. 78 and AAPG Memoir 83.
- Caron, J.P., 1967a, Etude pétrographique, stratigraphique et paléocéanographique du Muschelkalk supérieur calcaire de la région toulonnaise, Université de Provence.
- , 1967b, Etude stratigraphique du Muschelkalk supérieur calcaire et dolomitique de Basse-Provence occidentale entre Bandol et Hyères (Var): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 9, p. 670-677.
- , 1969, Livret-guide de l'excursion des 1 et 2 Octobre 1969 sur le Trias de Provence: *Travaux des Laboratoire de Sciences de la Terre (Saint-Jérôme, Marseille)*, v. C, p. 1-20.
- Carozzi, A.V., 1961, Distorted oolites and pseudoolites: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 31/2, p. 262-274, 13 Figs.
- Carrio-Schaffhauser, E., Raynaud, S., Latière, H.J., et Mazerolle, F., 1990, Propagation and localization of stylolites in limestones, v. 54, p. 193-199.
- Chafetz, H.S., et Zhang, J., 1998, Authigenic euhedral megaquartz crystals in a Quaternary dolomite: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 994-1000.
- Champion, C., Choukroune, P., et Clauzon, G., 2000, La déformation post-Miocène en Provence occidentale: *Geodynamica Acta*, v. 13, p. 67-85.
- Chardon, D., et Bellier, O., 2003, Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc

- (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 174, p. 497-510.
- Choquet, C., 1972, Etude géotechnique et hydrogéologique d'aménagements du Canal de Provence au Nord de Toulon (Var), Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Chow, N., et James, N.P., 1987, Facies-specific calcitic and biomineralic ooids from Middle and Upper Cambrian platform carbonates, western Newfoundland, Canada: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57/5, p. 907-921, 15 Figs.
- Clauzon, G., 1984, Evolution géodynamique d'unemontagne provençale et de son Piémont: l'exemple du Lubéron (Vaucluse, France). *Montagnes et Piémonts: Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*.
- Clauzon, G., Fleury, J., Bellier, O., Molliex, S., Mocochain, L., et Aguilar, J.-P., 2011, Morphological evolution of the Luberon since the Miocene (SE France): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 182 p. 93-108.
- Colacicchi, R., Passeri, L., et Piali, G., 1975, Evidences of tidal environment deposition in the Calcare Massiccio Formation (Central Apennines - Lower Lias): Berlin, Springer, p. 345-353, 14 Figs.
- Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters: *Science*, v. 133.
- Crame, J.A., 1986, Late Mesozoic bipolar bivalve faunas: *Geological Magazine* v. 123, p. 611-618.
- , 1993, Bipolar molluscs and their evolutionary implications: *Journal of Biogeography*, v. 20, p. 145-161.
- Crevola, G., Pupin, J.P., et Toutin-Morin, N., 1991, La Provence varisque : structure et évolution géologique anté-triasique, *in* Piqué, A., ed., *Les massifs anciens français*, Volume 44: Strasbourg, Sciences géologiques, p. 287-309.
- Dahanayake, K., 1977, Classification of oncoids from the upper Jurassic carbonates of the French Jura: *Sedimentary Geology*, v. 18, p. 337-353.
- Dall, W., et Moriarty, D.J.W., 1983, Functional aspects of nutrition and digestion, *in* Bliss, D.E., ed., *The biology of Crustacea*, Volume 5: New York, Academic Press, p. 215-261.
- Dalmaso, H., 2001, Analyse stratigraphique et modélisation numérique de systèmes carbonatés néritiques tropicaux à subtropicaux: discrimination et quantification des paramètres de contrôle. Cas de la plate-forme fini-jurassique / éo-crétacée de Basse-Provence et de la Grande Barrière Récifale Quaternaire d'Australie: Marseille, Université de Provence.
- Davies, G.R., et Nassichuk, W.W., 1990, Submarine cements and fabrics in Carboniferous to Lower Permian, reefal, shelf margin and slope carbonates, northwestern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago, v. 399, p. 77 pp., 50 Figs., 1 Tab.
- Dawans, J.M., et Swart, P.K., 1988, Textural and geochemical alternations in Late Cenozoic Bahamian dolomites, v. 35, p. 385-403, 15 Figs.
- De Boer, P.L., Van Gelder, A., et Nio, S.D., 1988, Tide influenced Sedimentary Environments and Facies: Dordrecht D. Reidel Publishing Company, 530 p.
- De Groot, K., 1967, Experimental dedolomitization: *Journal of Sedimentary Research*, v. 37, p. 1216-1220.
- Deconinck, J.F., Strasser, A., et Debrabant, P., 1988, Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura): *Clay Minerals* v. 23, p. 91-103.
- Denizot, G., 1934, Description des massifs de Marseillevyre et de Puget: Marseille, Imprimeries municipales, 237 p.

- Dera, G., Brigaud, B., Monna, F., Laffont, R., Pucéat, E., Deconinck, J.-F., Pellenard, P., Joachimski, M.M., et Durllet, C., 2011, Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world: *Geology*, v. 39, p. 215-218.
- Dercourt, J., Ricou, L.E., et Vrielynck, B., 1993, Atlas Tethys palaeoenvironment maps: Paris, Gauthier-Villars, 307 p.
- Dewey, J., Helman, M., Turco, E., Hutton, D., et Knott, S., 1989, Kinematics of the western Mediterranean, *in* Coward, M., Dietrich, D., Parks, G., ed., *Alpine Tectonics*, Volume 45: Geological Society Special Publication, p. 265–283.
- Dubois, P., et Delfaud, J., 1989, Le Bassin du Sud-Est, *in* Français, A.D.S., ed., *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires.*: Paris, Editions Technips, p. 277-297.
- Dumont, T., Lemoine, M., et Tricart, P., 1984, Tectonique synsédimentaires triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 26, p. 921-933.
- Dunnington, H.V., 1967a, Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs, v. 2, p. 339-352.
- , 1967b, Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs, 7th World Petroleum Congress, Volume 2: Mexico, p. 339-352.
- Durllet, C., 1996, Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée, exemple des « Calcaires à entroques » du Seuil de Bourgogne (Aalénien-Bajocien): Dijon, Université de Bourgogne.
- Durllet, C., et Loreau, J.P., 1996, Séquence diagénétique intrinsèque des surfaces durcies : mise en évidence de surfaces d'émersion et de leur ablation marine. Exemple de la plate-forme bourguignonne, Bajocien (France): *Comptes Rendus Académie des Sciences*, v. Fascicule a - Sciences de la Terre et des Planètes 323, p. 389-396.
- Durocher, S., et Al-Aasm, I.S., 1997, Dolomitization and neomorphism of Mississippian (Visean) Upper Debolt formation, Blueberry Field, northeastern British Columbia: geologic, petrologic, and chemical evidence.: *AAPG Bulletin*, v. 81, p. 954-977.
- Edmunds, W.M., Lovelock, P.E.R., et Gray, D.A., 1973, Interstitial water chemistry and aquifer properties in the Upper and Middle Chalk of Berkshire, England, v. 19, p. 21-31.
- Ehrenberg, K., 1944, Ergänzende Bemerkungen zu den Seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse: *Paläontologische Zeitschrift*, v. 23, p. 354-359.
- Emrich, K., Ehhalt, D.H., et Vogel, J.C., 1970, Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 8, p. 363-371.
- Epstein, S.A., et Friedman, G.M., 1983, Depositional and diagenetic relationships between Gulf of Elat (Aqaba) and Mesozoic of United States east coast offshore, v. 67, p. 953-962, 9 Figs., 1 Tab.
- Evamy, B.D., 1963, The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation: *Sedimentology*, v. 2, p. 164-170.
- , 1967, Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 37, p. 1204-1215.
- , 1973, The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf, *in* Purser, B.H., ed., *The Persian Gulf*: Heidelberg, Springer-Verlag, p. 329-342.
- Fabricius, I.L., 2000, Interpretation of burial history and rebound from loading experiments

- and occurrence of microstylolites in mixed sediments of Caribbean Sites 999 and 1001, *in* Leckie, R.M., Sigurdson, H., Acton, G.D., et Draper, G., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results, Volume 165* p. 177-190.
- Floquet, M., Gari, J., Hennuy, J., Léonide, P., et Philip, J., 2005, Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Cénomaniens à Coniacien moyen du Bassin Sud-Provençal, *in* Paris, ed., *Publ. ASF, Volume 52: Giens*, p. 80 p.
- Floquet, M., et Hennuy, J., 2001, Anatomy of a carbonate resedimentation within the Latest Turonian - Earliest Coniacian South-Provençal Basin: *Géologie Méditerranéenne*, v. XXVIII, p. 67-71.
- , 2003, Evolutionary gravity flow deposits in the middle Turonian - early Coniacian southern Provence basin (SE France): origins and depositional processes, *in* Locat, J., et Mienert, J., eds., *First International Symposium on Submarine Mass Movements and Their Consequences, Volume 19: Nice, France, Kluwer Academic Publishers Bookseries, Advances in Natural and Technological Hazards Research, Dordrecht, The Netherlands*, p. 417-424.
- Floquet, M., Léonide, P., et Marchand, D., 2007, Dynamique sédimentaire du Bassin Sud-Provençal au Jurassique, *in* Provence, U.d., ed., *Livret guide d'excursion géologique: Marseille, Groupe Français d'Etude du Jurassique*, p. 125.
- Floquet, M., Philip, J., Léonide, P., et Gari, J., 2006, Sédimentation et géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur, *in* *Livret guide d'excursion géologique, S.G.d.F., ed.: Marseille, Université de Provence*, p. 69 p.
- Flügel, E., 2010, *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation and Application.*: Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 984 p.
- Freiwald, A., 1995, Bacteria-induced carbonate degradation; a taphonomic case study of *Cibicides lobatulus* from a high-boreal carbonate setting: *PALAIOS*, v. 10, p. 337-346.
- Freytet, P., 1973, Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France), v. 10, p. 25-60, 8 Pls., 9 Figs., 3 Tabs.
- Freytet, P., et Verrecchia, E.P., 2002, Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview: *Journal of Paleolimnology*, v. 27, p. 221-237.
- Frisia, S., 1991, Mechanisms of dolomitization and subsequent diagenesis: examples from the Abu Dhabi sabkha (Holocene) and the Dolomia Principale (Norian, Italy): *Ortisei*, p. 77-78.
- Fritz, P., et Smith, D.G.W., 1970, The isotopic concentration of secondary dolomites, v. 34, p. 1161-1163.
- Gallois, A., 2011, Etude pétrographique et diagénétique des unités dolomitiques d'âge Jurassique supérieur dans les chaînes de l'Etoile et de la Nerthe (SE France), TOTAL internal report.
- Gasiewicz, A., 1983, Upper Oxfordian oncolites of SE-Poland: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, v. 1983/4, p. 205-212, 4 Figs.
- Gattacceca, J., 2001, Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques: Paris, Ecole des Mines de Paris.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Henry, B., Jones, D.S., Beaudoin, B., et Vadeboin, F., 2007, Miocene kinematics of the Liguro-Provençal basin : new paleomagnetic and geochronological constraints from Sardinia: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 258, p. 359-377.

- Gerard, J., et Bromley, R., 2008, Ichnofabrics in clastic sediments: applications to sedimentological core studies, Gerard, J.
- Gigout, M., 2011, Mémoire de Master 2: Dijon, Université de Bourgogne, p. 50.
- Gingras, M.K., Pemberton, S.G., Muelenbachs, K., et Machel, H., 2004, Conceptual models for burrow-related, selective dolomitization with textural and isotopic evidence from the Tyndall Stone, Canada: *Geobiology*, v. 2, p. 21-30.
- Ginsburg, R.N.e., 1975, Tidal deposits, a casebook of Recent examples and fossil counterparts: New York, Springer, 428 pp. p.
- Gisquet, F., Lamarche, J., Borgomano, J., Floquet, M., Masse, J.-P., et Caline, B., accepté, 3D structural model of composite dolomite bodies in folded area (Upper Jurassic of the Etoile fold, SE France): AAPG Bulletin.
- Gisquet, F., Lamarche, J., Caline, B., Schroeder, S., et Borgomano, J., 2007, Corps dolomitiques associés aux failles : cartographie, géométrie et modèle diagénétique dans le massif de la Nerthe (Ouest de Marseille), TOTAL internal report, p. 49.
- Goldstein, R.H., 1988, Cement stratigraphy of Pennsylvanian Holder Formation, Sacramento Mountains, New Mexico: AAPG Bulletin, v. 72, p. 425-438.
- , 1990, Fluid-inclusion petrography: a technique for determining diagenetic environments, p. p. 30.
- , 1993, Fluid inclusions as carbonate microfabrics: a petrographic method to determine diagenetic history: New York, Springer, p. 279-290, 12 Figs.
- Gregg, J.M., et Sibley, D.F., 1984, Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 907-931.
- Grover, G., et Read, J.F., 1978, Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates, Middle Ordovician New Market Limestone, southwestern Virginia: *Journal of Sedimentary Research*, v. 48, p. 453-473.
- Guieu, G., 1968, Etude tectonique de la région de Marseille: Marseille, Université de Provence.
- Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Masse, J.-P., Villeneuve, M., et Viseur, S., 2010, 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France): *Journal of Geodynamics*, v. 50, p. 81-93.
- Hallam, A., 1984, Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 47, p. 195-223.
- , 1985, A review of Mesozoic climates: *Journal of Geological Society*, v. 142, p. 433-445.
- Hardie, L.A., et Ginsburg, R.N., 1977, Layering: The origin and environmental significance of lamination and thin bedding, *in* Hardie, L.A., ed., *Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas*: Baltimore, The Johns Hopkins University Press, p. 50-123.
- Hart, D.G., et Hart, C.W.J., 1974, The Ostracod Family Entocytheridae *in* Philadelphia, M.o.T.A.o.N.S.o., ed., Volume 18, p. 239.
- Hawkins, P.J., 1978, Relationship between diagenesis, porosity reduction, and oil emplacement in late Carboniferous sandstone reservoirs, Bothamsall Oilfield, E Midlands: *Journal of the Geological Society*, v. 135, p. 7-24.
- Hearn, P.P., Steinkampf, W.C., Horton, D.G., Solomon, G.C., White, L.D., et Evans, J.R., 1989, Oxygen-isotope composition of ground water and secondary minerals in Columbia Plateau basalts: Implications for the paleohydrology of the Pasco Basin: *Geology*, v. 17, p. 606-610.

- Heasley, E.C., Worden, R.H., et Hendry, J.P., 2000, Cement distribution in a carbonate reservoir: recognition of a palaeo oil–water contact and its relationship to reservoir quality in the Humbly Grove field, onshore, UK: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 639-654.
- Heller, P.L., Komar, P.D., et Pevear, D.R., 1980, Transport processes in ooid genesis: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50/3, p. 943-952, 4 Figs.
- Hennuy, J., et Vallon, R., 1998, Stratigraphie des terrains d'âge Jurassique moyen et supérieur de l'anticlinal de Carpiagne (Basse Provence), Mémoire de stage d'initiation à la Recherche: Marseille, Centre de Sédimentologie - Paléontologie de l'Université de Provence - Aix-Marseille I, p. 53
- Henrich, R., et Wefer, G., 1986, Dissolution of biogenic carbonates: effects of skeletal structure: *Marine Geology*, v. 71, p. 341-362.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., et Guieu, G., 1993, Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France: *Tectonophysics*, v. 226, p. 15-35.
- Hippolyte, J.-C., Nury, D., Angelier, J., et Bergerat, F., 1991, Relation entre tectonique extensive et sédimentation continentale: exemple des bassins oligocènes de Marseille et de Basse-Provence: *Bull. Soc. géol. Fr.*, v. 162, p. 1083-1094.
- Holtkamp, E., 1985, The microbial mats of the Gavish Sabkha (Sinai), p. 151 pp., 39 Figs., 14 Tabs.
- Hook, J.E., Golubic, S., et Milliman, J.D., 1984, Micritic cement in microborings is not necessarily a shallow-water indicator: *Journal of Sedimentary Research*, v. 54, p. 425-431.
- Hsü, K.J., 1963, Solubility of dolomite and composition of Florida ground waters: *Journal of Hydrology*, p. 288-310.
- Hudson, J.D., 1977, Stable isotopes and limestone lithification: *Journal of the Geological Society*, v. 133, p. 637-660.
- James, N.P., et Choquette, P.W., 1983, Limestones - the seafloor diagenetic environment, v. 10, p. 162-179.
- , 1984, Limestones of the meteoric diagenetic environment, *Diagenesis* 9, *Geoscience Canada* 11, p. 161–194.
- Kennedy, W.J., et Taylor, J.D., 1968, Aragonite in rudists: *Proc. Geol. Soc. London*, v. 645, p. 323-331.
- Kinsman, D.J.J., 1966, Gypsum and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf, *in* Rau, J.L., ed., *Second symposium on salt: Cleveland, Northern Ohio Geological Society*, p. 302–326.
- Kvale, E.P., Fraser, G.S., Archer, A.W., Zawistoski, A., Kemp, N., et McGough, P., 1994, Evidence of seasonal precipitation in Pennsylvanian sediments of the Illinois basin, v. 22, p. 331-334, 5 Figs.
- Lamarche, J., Borgomano, J., Caline, B., Gisquet, F., Rigaud, S., Schroeder, S., et Viseur, S., 2011, Characterization of fault-related dolomite bodies in carbonate reservoirs using Lidar scanner, *in* Ole J. Martinsen, M.S., Andy Pulham, Peter Haughton, ed., *Outcrops Revitalized - Tools, Techniques and Applications, SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* #10, p. 175-194.
- Lamarche, J., Jayet, O., Lavenu, A., Gauthier, B.D.M., Guglielmi, Y., Demory, F., Masse, J.-P., et Marié, L., 2010, Mechanostratigraphy and fracture facies in Lower Cretaceous carbonates of Provence (SE-France): *Geophysical Research Abstracts*, v. 12.

- Land, L.S., 1980, The isotopic and trace elements geochemistry of dolomite: the state of the art, *Concepts and Models of Dolomitization*, Volume 28, SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 87-110.
- Land, L.S., et Hoops, G.K., 1973, Sodium in carbonate sediments and rocks; a possible index to the salinity of diagenetic solutions: *Journal of Sedimentary Research*, v. 43, p. 614-617.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., et Roulet, M.J., 1988, Plate kinematics and tectonic leading to the alpine belt formation; a new analysis: *Geological Society of America Special Paper*, v. 218.
- Leleu, S., 2005, Les cônes alluviaux Crétacé Supérieur/Paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision [Thèse de doctorat thesis]: Strasbourg, Université Louis Pasteur.
- Leleu, S., Ghienne, J.-F., et Manatschal, G., 2005, Upper Cretaceous–Palaeocene basin-margin alluvial fans documenting interaction between tectonic and environmental processes (Provence, SE France). *in* Harvey, A.M., Mather, A.E., et Stokes, M., eds., *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics.*, Volume 251: London, Geological Society, Special Publications, p. 217–239.
- Lemoine, M., et De Graciansky, P.C., 1988, History of a passive continental margin: the western Alps in the Mesozoic. Introduction.: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 8, p. 597-600.
- Léonide, P., 2007, Réponse des plates-formes carbonatées aux changements paléocéanographiques, paléo-climatiques et tectoniques. Les bassins sud-provençaux au Jurassique inférieur à moyen: Marseille, Université de Provence.
- Liedmann, W., et Koch, R., 1990, Diagenesis and fluid inclusions of Upper Jurassic sponge-algal reefs in SW Germany: *Facies*, v. 23, p. 241-267.
- Lind, I.L., 1993, Stylolites in chalk from Leg 130, Ontong Java Plateau, Volume 130: College Station, Ocean Drilling Program, p. 445-451.
- Lohmann, K.C., et Meyers, W.J., 1977, Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites: a proposed criterion for former high-magnesium calcites: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 47/3, p. 1078-1088, 6 Figs.
- Longman, M.W., 1980, Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments: *AAPG Bulletin*, v. 64/4, p. 461-487, 18 Figs.
- Louis-Schmid, B., Rais, P., Schaeffer, P., Bernasconi, S.M., et Weissert, H., 2007, Plate tectonic trigger of changes in pCO<sub>2</sub> and climate in the Oxfordian (Late Jurassic): Carbon isotope and modeling evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 258, p. 44-60.
- Machel, H.G., 1985, Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation: *Geoscience Canada*, v. 12, p. 139-142, 8 Figs.
- Mackenzie, F.T., et Pigott, J.D., 1981, Tectonic controls of Phanerozoic sedimentary rock cycling, v. 138, p. 183-196, 6 Figs., 1 Tab.
- Maliva, R.M., 1987, Quartz geodes: early diagenetic silicified anhydrite nodules related to dolomitization: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 57/6, p. 1054-1059, 6 Figs.
- Masse, J.-P., 1976, Les calcaires urgoniens de Provence, Valanginien-Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leur évolution, v. 3 vols., p. 445 p.
- Masse, J.-P., et Philip, J., 1976, Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien: *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, v. 18, p. 49-66.

- Masse, J.-P., et Virgone, A., 1994, Portlandian-Valanginian platform carbonates from Marseille (southeastern France), First international Meeting on Perimediterranean carbonate platforms, Field guide-book, excursion, p. 17.
- Masse, J.P., Fenerci, M., et Pernarcic, E., 2003, Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates: Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 200, p. 65-81.
- McArthur, J.M., et Howarth, R.J., 2004, Sr-isotope stratigraphy, in Gradstein, F., Ogg, J., et Smith, A.G., eds., A geological timescale 2004: Cambridge, Cambridge University Press, p. 96-105.
- McKenzie, J.A., Hsü, K.J., et Schneider, J.F., 1980, Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE and its relation to evaporative dolomite genesis, v. 28, p. 11-30.
- Meyer, F., Price, R., et Al-Raimi, S.M., 2000, Stratigraphic and petrophysical characteristics of cored Arab-D super-k intervals, Hawiyah Area, Ghawar Field, Saudi Arabia: Geo-Arabia, v. 5, p. 355–384.
- Meyers, J.H., 1987, Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite - Maul, Hawaii, v. 57/3, p. 558-570, 10 Figs.
- Meyers, W.J., et Lohmann, K.C., 1985, Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestones, New Mexico, in Schneidermann, N., et Harris, P.M., eds., Carbonate Cements, Volume 36: Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists - Special Publication, p. 223-239, 7 Figs., 1 Tab.
- Milliken, K.L., 1979, The silicified evaporite syndrome; two aspects of silicification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee: Journal of Sedimentary Research, v. 49, p. 245-256.
- Milliman, J.D., 1974, Marine carbonates. Recent sedimentary carbonates, Part 1: Berlin, Springer, 375 pp., 94 Figs., 39 Pls. p.
- Molinari Paganelli, V., Pichezzi, R., et Tilia Zuccari, A., 1980, I coprolithi di crostacei. Rassegna bibliografica e annotazioni tassonomiche. Parte 1: Genere Favreina: Bollettino del Servizio geologico d'Italia, v. 100, p. 409-454 pour 1979.
- Molliex, S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G., et Espurt, N., 2011, Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon fault: Tectonophysics, v. 501, p. 1-16.
- Mongin, D., et Marie, P., 1957, Le Valanginien du Mont-Rose de la Madrague (massif de Marseillevyre, Bouohes-du-Rhône).
- Monleau, C., Arnaud, M., et Catzigras, F., 1988, L'Oligocène supérieur marin de la Nerthe (B-d-R): nouvelles données sédimentologiques et paléogéographiques dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée occidentale: Comptes Rendus Académie des Sciences, v. 306, p. 487-490.
- Moore, C., 2001a, Carbonate reservoirs. Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, Elsevier.
- Moore, C.H., 2001b, Carbonate reservoirs. Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework, v. 55, p. 460 pp.
- Mountjoy, E.W., et Halim-Dihardja, M.K., 1991, Multiple phase fracture and fault-controlled burial dolomitization, Upper Devonian Wabamun Group, Alberta: Journal of sedimentary research, v. 61, p. 590-612.
- Mukherjee, A., Fryar, A.E., et Rowe, H.D., 2007, Regional-scale stable isotopic signatures of

- recharge and deep groundwater in the arsenic affected areas of West Bengal, India: *Journal of Hydrology*, v. 334, p. 151-161.
- Müller, D.W., McKenzie, J.A., et Mueller, P.A., 1990, Abu Dhabi sabkha, Persian Gulf, revisited: application of strontium isotopes to test an early dolomitization model, v. 18, p. 618-621, 3 Figs.
- Müller, G., 1971, Gravitational cement: An indicator for the vadose zone of the subaerial diagenetic environment, *in* Bricker, O.P., ed., *Carbonate Cements*, Volume 19: Baltimore, Johns Hopkins University Press, p. 301-302.
- Myrow, P.M., 1995, Thalassinoides and the Enigma of Early Paleozoic Open-Framework Burrow Systems: *PALAIOS*, v. 10, p. 58-74.
- Nader, F.H., López-Horgue, M.A., Shah, M.M., Dewit, J., Garcia, D., Swennen, R., Iriarte, E., Muchez, P., et Caline, B., 2012, The Ranero Hydrothermal Dolomites (Albian, Karrantza Valley, Northwest Spain): Implications on Conceptual Dolomite Models: *Oil Gas Sci. Technol. – Rev. IFP Energies nouvelles*, v. 67, p. 9-29.
- Nagy, Z.R., Gregg, J.M., Shelton, K.L., Becker, S.P., Somerville, I.D., et Johnson, A.W., 2004, Early dolomitization and fluid migration through the Lower Carboniferous carbonate platform in the SE Irish Midlands: implications for reservoir attributes: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 235, p. 367-392.
- Nash, D.J., et Smith, R.F., 2003, Properties and development of channel calcretes in a mountain catchment, Tabernas Basin, southeast Spain: *Geomorphology*, v. 50, p. 227-250.
- Nissenbaum, A., 1967, Anhydrite inclusions in idiomorphic quartz in gypsum concretions from Makhtesh Ramon, Israel: *Israel Journal of Earth Sciences*, v. 16, p. 30-33.
- Olivier, N., Pittet, B., Gaillard, C., et Hantzpergue, P., 2007, High-frequency palaeoenvironmental fluctuations recorded in Jurassic coral- and sponge-microbialite bioconstructions: *Comptes Rendus Palevol*, v. 6, p. 21-36.
- Opdyke, B.N., et Walker, J.C.G., 1992, Return of the coral reef hypothesis: basin to shelf partitioning of CaCO<sub>3</sub> and its effect on atmospheric CO<sub>2</sub>: *Geology*, v. 20, p. 733-736.
- 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.: Marseille, Université de Provence.
- Oudet, J., Münch, P., Borgomano, J., Quillévéré, F., Melinte, M., Demory, F., Viseur, S., et Cornée, J.-J., 2010, Land and sea study of the northeastern golfe du Lion rifted margin, *in* Le Pichon, X., et Rangin, C., eds., *Geodynamics of the France Southeast Basin*, Volume 181, *Bull. Soc. géol. Fr.*, p. 591-607.
- Park, R., 1976, A note on the significance of lamination in stromatolites: *Sedimentology*, v. 23, p. 379-393.
- Perkins, R.D., Dwyer, G.S., Rosoff, D.B., Fuller, J., Baker, P.A., et Lloyd, R.M., 2009, Salina Sedimentation and Diagenesis: West Caicos Island, British West Indies, Dolomites, Blackwell Publishing Ltd., p. 35-54.
- Philip, J., 1970, Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien: Marseille, Université de Provence.
- Pia, J., 1927, Thallophyta, *in* Hirmer, M., ed., *Handbuch der Paläobotanik*, Volume 1: München-Berlin, Oldenbourg, p. 31-136.
- Pierson, B.J., et Shinn, E.A., 1985, Cement distribution and carbonate mineral stabilization in Pleistocene limestones of Hogsty Reef, Bahamas, Volume 36: Tulsa, p. 153-168, 12 Figs., 2 Tabs.

- Pigott, J.D., 1981, Global tectonic control of secular variations in Phanerozoic sedimentary rock/ocean/atmospheric chemistry: AAPG Bulletin, v. 65, p. 971.
- Platt, N.H., et Wright, V.P., 1991, Lacustrine carbonates: facies models, facies distribution and hydrocarbon aspects, Volume 13: Oxford, p. 57-74, 7 Figs.
- Plummer, L.N., 1975, Mixing of sea water with calcium carbonate ground water: Geological Society of America Memoir, v. 142, p. 219-236.
- Purser, B.H., 1969, Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin: Sedimentology, v. 12, p. 205-230.
- , 1973, The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea: New York, Heidelberg, and Berlin, Springer-Verlag.
- Quing, H., Kent, D., et Bend, S., 2001, Isotopic geochemistry of Ordovician Yeomen dolomite reservoirs: Implication for process of dolomitization and diagenetic modification of dolomites, Rock the Foundation Convention, Canadian society of petroleum geologists, p. 70-72.
- Railsback, L., 1993, Intergranular pressure dissolution in a Plio-Pleistocene grainstone buried no more than 30 meters: Shoofly oolite, Southwestern Idaho: Carbonates and Evaporites, v. 8, p. 163-169.
- Raiswell, R., et Berner, R.A., 1985, Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments, p. 710-724.
- Réhault, J.P., Boillot, G., et Mauffret, A., 1984, The western Mediterranean basin geological evolution: Marine Geology, v. 55, p. 447-477.
- Reinhold, C., 1998, Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, southern Germany: Sedimentary Geology, v. 121, p. 71-95.
- Repelin, M.J., 1898, Sur le Jurassique de la Chaîne de la Nerthe et de l'Etoile: Bulletin de la société géologique de France, v. XXVI p. 517.
- Riding, R., et Wright, V.P., 1981, Paleosols and tidal-flat/lagoon sequences on a Carboniferous carbonate shelf; sedimentary associations of triple disconformities: Journal of Sedimentary Research, v. 51, p. 1323-1339.
- Sacks, L.A., 1996, Geochemical and Isotopic Composition of Ground Water with Emphasis on Sources of Sulfate in the Upper Floridan Aquifer in Parts of Marion, Sumter, and Citrus Counties, Florida, in Report, W.-R.I., ed., Volume 95-4251, U.S. Geological Survey.
- Sahagian, D., Pinous, O., Olferiev, A., et Zakharov, V., 1996, Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy; zonal resolution: AAPG Bulletin, v. 80, p. 1433-1458.
- Saller, A.H., Dickson, J.A.D., et Matsuda, F., 1999, Evolution and distribution of porosity associated with subaerial exposure in Upper Paleozoic platform limestones, West Texas, v. 83, p. 1835-1854, 14 Figs.
- Sandberg, P.A., 1983, Evaluation of ancient aragonite cements and their temporal distribution, p. p. 156.
- Sandberg, P.A., et Popp, B.N., 1981, Pennsylvanian aragonite from south-eastern Kansas - environmental and diagenetic implications, AAPG Annual Meeting, Volume Abstracts with Programs: San Francisco, p. 985.
- Schlager, W., et James, N.P., 1978, Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas, v. 25, p. 675-702, 19 Figs., 1 Tab.
- Schroeder, J.H., 1973, Submarine and vadose cements in Pleistocene Bermuda reef rock, v. 10, p. 179-204, 10 Figs., 1 Tab.

- Schroeder, J.H., et Purser, B.H.e., 1986, Reef diagenesis: Berlin, Springer, 1-455, 187 Figs. p.
- Scoffin, T.P., 1987, An introduction to carbonate sediments and rocks: Glasgow, Blackie, 274 pp. p.
- Sentenac, F., 1988, Les séquences loféritiques en milieu carbonaté au Mésozoïque en Provence et en Italie. Leur signification géodynamique., Université d'Aix-Marseille II, Observatoire des Sciences de l'Univers.
- Séranne, M., 1999, The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, *in* Durant, L.J.B., Horvath, F., et Séranne, M., eds., The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen: London, Geological Society, p. 15–36.
- Sharp, I., Gillespie, P., Lønøy, A., Horn Roxar, S., et Morsalnezhad, D., 2006, Outcrop Characterization of Fractured Cretaceous Carbonate Reservoirs, Zagros Mountains, Iran, First International Oil Conference and Exhibition in Mexico: Cancun, Mexico, Society of Petroleum Engineers.
- Sheehan, P.M., et Schiefelbein, D.R.J., 1984, The Trace Fossil *Thalassinoides* from the Upper Ordovician of the Eastern Great Basin: Deep Burrowing in the Early Paleozoic: *Journal of Paleontology*, v. 58, p. 440-447.
- Shinn, E.A., 1968, Practical significance of birdseyes structures in carbonate rocks: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 38/1, p. 215-223, 13 Figs.
- , 1983, Tidal flat environments, Carbonate depositional environments, Volume 33: Tulsa, AAPG Memoir, p. 171-210.
- Shiraishi, F., et Kano, A., 2004, Composition and spatial distribution of microencrusts and microbial crusts in upper Jurassic–lowermost Cretaceous reef limestone (Torinosu Limestone, southwest Japan): *Facies*, v. 50, p. 217-227.
- Sibley, D.F., et Gregg, J.M., 1987, Classification of dolomite rock textures: *Journal of Sedimentary Research*, v. 57, p. 967-975.
- Singh, U., 1987, Ooids and cements from the Late Precambrian of the Flinders Ranges, South Australia, v. 57/1, p. 117-127.
- Skelton, P.W., 1974, Aragonitic shell structure in rudist *Biradiolites*, and some paleobiological interferences, v. 1, p. 63-74.
- Stenzel, S.R., et James, N.P., 2009, Shallow-Water Stromatolitic Mud-Mounds on a Middle Ordovician Foreland Basin Platform, Western Newfoundland, Carbonate Mud-Mounds, Blackwell Publishing Ltd., p. 125-149.
- Stokes, M., Nash, D.J., et Harvey, A.M., 2007, Calcrete 'fossilisation' of alluvial fans in SE Spain: The roles of groundwater, pedogenic processes and fan dynamics in calcrete development: *Geomorphology*, v. 85, p. 63-84.
- Strasser, A., 1984, Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia): *Journal of Sedimentary Research*, v. 54, p. 1097-1109.
- , 1986, Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of Swiss and French Jura, v. 33, p. 711-727, 11 Figs.
- Strasser, A., et Davaud, E., 1983, Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin.: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 76, p. 551-580.
- Strohmenger, C.J., Al-Mansoori, A., Al-Jeelani, O., Al-Shamry, A., Al-Hosani, I., Al-Mehsin, K., et Shebl, H., 2010, The sabkha sequence at Mussafah Channel (Abu Dhabi, United Arab Emirates): Facies stacking patterns, microbial-mediated dolomite and evaporite overprint: *GeoArabia*, v. 15, p. 49-90.

- Sun, S.Q., et Esteban, M., 1994, Paleoclimatic controls on sedimentation, diagenesis, and reservoir quality: lessons from Miocene carbonates: AAPG Bulletin, v. 76, p. 519-543, 18 Figs., 1 Tab.
- Swart, P.K., Cantrell, D.L., Westphal, H., Handford, C.R., et Kendall, C.G., 2005, Origin of Dolomite in the Arab-D Reservoir from the Ghawar Field, Saudi Arabia: Evidence from Petrographic and Geochemical Constraints: Journal of Sedimentary Research, v. 75, p. 476-491.
- Swirydczuk, K., 1988, Mineralogical control on porosity type in Upper Jurassic Smackover ooid grainstones, southern Arkansas and northern Louisiana: Journal of Sedimentary Research, v. 58, p. 339-347.
- Tabuki, R., et Hanai, T., 1999, A new sigillid ostracod from submarine caves of the Ryukyu Islands, Japan: Palaeontology, v. 42, p. 569-593.
- Tandon, S.K., et Gibling, M.R., 1997, Calcretes at sequence boundaries in Upper Carboniferous cyclothems of the Sydney Basin, Atlantic Canada, v. 112, p. 43-67.
- Tempier, C., 1972, Les faciès calcaires du Jurassique provençal: Marseille, Université Paul Cézanne (Aix-Marseille).
- , 1987, Modèle nouveau de mise en place des structures provençales: Bulletin Société Géologique France, v. III, p. 533-540.
- Terrier, M., Serrano, O., et Hanot, F., 2008, Reassessment of the structural framework of western Provence (France): consequence on the regional seismotectonic model: Geodynamica Acta, v. 21, p. 231-238.
- Travassac, F., 2003, Sédimentation de plate - forme carbonatée et accommodation, estimation des paléop profondeurs. Cas de la Formation de la Gineste (Tithonien, Sud Marseille, Provence), Mémoire de stage d'initiation à la Recherche: Marseille, Université de Provence - Aix-Marseille I, p. 14.
- Treesh, M.I., et Friedman, G.M., 1974, Sabkha deposition of the Salina Group (Upper Silurian) of New York State: Cleveland, Northern Ohio Geol. Soc., p. 35-46, 9 Figs.
- Turekian, K.K., 1964, The marine geochemistry of strontium: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 28/9, p. 1479-1496.
- Ulmer-Scholle, D.S., Scholle, P.A., et Brady, P.V., 1993, Silification and evaporites in Permian (Guadalupian) back-reef carbonates of the Delaware Basin, West Texas and New Mexico, v. 63, p. 955-965, 21 Figs.
- Vecsei, A., et Berger, W.H., 2004, Increase of atmospheric CO<sub>2</sub> during deglaciation: constraints on the coral reef hypothesis from patterns of deposition: Global Biogeochemical Cycles, v. 18, p. GB1035.
- Veizer, J., 1983, Trace elements and stable isotopes in sedimentary carbonates, Volume 11: Blacksburg, p. 265-299.
- Villeger, M., et Andrieux, J., 1987, Phases tectoniques post-Eocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales): Bulletin de la Société Géologique de France, v. 8, p. 147-156.
- Vincent, B., Emmanuel, L., Houel, P., et Loreau, J.-P., 2007, Geodynamic control on carbonate diagenesis: Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France): Sedimentary Geology, v. 197, p. 267-289.
- Virgone, A., 1997, Stratigraphie, sédimentologie et dynamique d'une plate-forme carbonatée: le Berriasien supérieur - Valanginien basal de Basse Provence occidentale (SE France): Marseille, Université de Provence.
- Wahab, S.A., 1991, Ras Shukeir Sabkha and associated salina deposits: comparison with a

- Holocene depositional equivalent, v. 6, p. 1-12, 14 Figs.
- Warren, C.J., et Kendall, A.C., 1985, Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and saline (subaqueous) settings - modern and ancient: AAPG Bulletin, v. 69, p. 1013-1023.
- Warren, J.K., 1982, The hydrological significance of Holocene tepees, stromatolites, and boxwork limestones in coastal salinas in South Australia: Journal of Sedimentary Research, v. 52, p. 1171-1201, 21 Figs.
- , 2006, Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons: Berlin and Heidelberg GmbH & Co., Springer-Verlag, 1036 p.
- Weimer, R.J., et Hoyt, J.H., 1964, Burrows of *Callianassa major* Say, Geologic Indicators of Littoral and Shallow Neritic Environments: Journal of Paleontology, v. 38, p. 761-767.
- White, A.F., 1978, Sodium coprecipitation in calcite and dolomite: Chemical Geology, v. 23, p. 65-72.
- Wilber, R.J., et Neumann, A.C., 1993, Effects of submarine cementation of microfibrils and physical properties of carbonate slope deposits, northern Bahamas: New York, Springer, p. 79-94, 17 Figs.
- Wilson, R.C., 1966, Silica diagenesis in Upper Jurassic limestones of southern England, v. 36/4, p. 1036-1049, 5 Figs., 1 Tab.
- Wolf, K.H., 1965, Gradational sedimentary products of calcareous algae: Sedimentology, v. 5, p. 1-37, 25 Figs., 4 Tabs.
- Wood, G.V., et Wolfe, M.J., 1969, Sabkha cycles in the Arab/Darb formation off the Trucial Coast of Arabia, v. 12, p. 165-191, 7 Figs.
- Wright, V.P., 1990, Lacustrine carbonates, in Tucker, M., et Wright, V.P., eds., Carbonate sedimentology: Oxford, Blackwell, p. 164-189.
- Yoo, C.M., et Lee, Y.I., 1998, Origin and modification of early dolomites in cyclic shallow water platform carbonates, Yeongheung Formation (middle Ordovician), Korea: Sedimentary Geology, v. 118, p. 141-158, 10 Figs.
- Zenger, D.H., 1976, Definition of type Little Falls Dolostone (late Cambrian), East-central New York: AAPG Bulletin, v. 60, p. 1570-1575.
- Zentmyer, R.A., Pufahl, P.K., James, N.P., et Hiatt, E.E., 2011, Dolomitization on an evaporitic Paleoproterozoic ramp: Widespread syndimentary dolomite in the Denault Formation, Labrador Trough, Canada: Sedimentary Geology, v. 238, p. 116-131.



# **4. Chapitre 4**

## **Conclusions générales**

*« Sans technique, un don n'est rien qu'une sale manie »  
Georges Brassens*



**Pour de strictes raisons de confidentialité exigée par TOTAL,**

les données concernant le réservoir de la Formation Khuff dans ce chapitre 4 conclusif, ont été supprimées afin qu'elles ne soient pas diffusées.

N'est donné ici que ce qui concerne les analogues provençaux, après minimales modifications d'adaptation du texte.

Ce travail combine l'approche sédimento-diagénétique d'un réservoir en subsurface et d'un analogue réservoir à l'affleurement. Le réservoir est situé dans la partie supérieure de la Formation Khuff, d'âge Permien supérieur à Trias inférieur en subsurface *offshore* du Qatar et de l'Iran. Il n'est accessible que par des données ponctuelles en 1D par les carottes permettant grâce à l'outil de la stratigraphie séquentielle de raisonner en 2D à toute échelle. L'analogue est constitué des formations calcaréo-dolomitiques d'âge Oxfordien à Tithonien à l'affleurement en Provence. L'analogue d'affleurement permet de d'observer directement en 2D et en 3D les objets géologiques à petite échelle (sur plusieurs dizaines de mètres) et à grande échelle (pluri-kilométrique). Cette qualité permet d'observer et de comparer des hétérogénéités, contrôlant les propriétés réservoirs, à toute échelle. L'affleurement permet d'obtenir un cadre stratigraphique en 2D, voire en 3D par les reconstitutions paléogéographiques, plus précisément qu'à partir de données de subsurface. Les deux objets étudiés permettent donc de résoudre les questions de l'extension des super-drains en subsurface et des contrôles de leur genèse.

**4.1. Quels contrôles sur la géométrie, l'extension des corps dolomitiques**

**4.1.1. Les corps dolomitiques stratiformes**

Les corps de dolomie stratiforme du réservoir en subsurface et de l'analogue réservoir se retrouvent sur plusieurs dizaines de kilomètres.

.....

.....

Pour l'analogue réservoir d'affleurement, trois types de corps dolomitiques ont été mises en évidence avec un lien direct avec l'architecture sédimentaire :

- ceux situés suite à un épisode d'émersion et sous la discontinuité SD2, qui sont explicables par une dynamique à l'échelle de la séquence de dépôts à basse fréquence (SBF). Ils sont associés à une dolomitisation différée envahissante en lien avec la dolomitisation précoce synsédimentaire dans l'hémicycle d'approfondissement de la SBF suivante. Ces corps dolomitiques sont continus et d'extension régionale (centaine de kilomètres) et épais d'une centaine de mètres ;
- ceux situés dans la partie transgressive et régressive de l'hémicycle de la SBF suite à SD2. Ils sont associés à une dolomitisation par reflux différé. Ils forment des corps dolomitiques stratiformes et continus à l'échelle régionale épais de plusieurs dizaines de mètres ;
- ceux formés par les STHF, majoritairement de diminution de profondeur et qui montrent une dolomitisation précoce synsédimentaire. Ils sont d'extension métrique à hectométrique, d'épaisseur métrique et peu continus latéralement;

#### **4.1.2. Les corps dolomitiques associés aux failles**

.....

.....

*Pour l'analogie réservoir d'affleurement :*

La dolomite est liée à la mise en place de chevauchements donnant des anticlinaux. Cette compression a créé une surpression de fluides qui a permis de dissoudre en partie les corps dolomitiques précoces liés aux STHF. Les fluides résultants ont circulé de part et d'autres des failles en fonction des propriétés pétrophysiques de l'encaissant pour donner des morphologies et géométries en 3D en « arbre de Noël » ou en « champignons ». De part et d'autre des failles, leur étendue va de quelques mètres à quelques centaines de mètres

.....

.....

## **4.2. Quels sont les contrôles sur la genèse des corps dolomitiques avec ou sans super-drains?**

.....

.....

Pour l'analogie réservoir d'affleurement, ce sont également les corps dolomitiques qui montrent les meilleures porosités et potentiellement les meilleures perméabilité en raison des réseaux poreux intergranulaires et intercrystallins.

Dans les deux cas, les meilleures porosités sont acquises en grande partie durant l'éogénèse et chronologiquement par : la dissolution météorique, liée aux épisodes d'émersion et la dolomitisation par reflux associé aux dépôts dolomitiques précoces.

.....

.....

Dans le cas de l'analogie réservoir d'affleurement, les processus télogénétiques de décalcification et de dédolomitisation sont ceux permettant de rouvrir les porosités. La présence de super-drains n'est pas avérée en raison de l'absence de tests d'interférence et d'essai de puits permettant de les identifier. Néanmoins, les aquifères régionaux exploités ou encore soupçonnés de contrôler les écoulements à l'échelle d'un bassin versant, notamment celui du Beausset, sont constitués des formations équivalentes à celle de l'analogie d'affleurement. A la vue des propriétés réservoirs des corps dolomitiques étudiés, deux types pourraient inclure des super-drains ou jouer le rôle de stock sinon de drains :

- ceux situés dans la Formation du vallon de Toulouse, étant massivement dissous et dolomitisés et continus régionalement :
- ceux situés dans la Formation de la Madrague de Montredon et dans la Formation de la Gineste au niveau des corps granulaires des parties dolomitisés des STHF, plus fins et probablement moins continus latéralement que les précédents mais pouvant être mis en relais par la fracturation ou les corps dolomitiques liés aux failles.

### 4.3. Perspectives

.....

*Pour l'analogie réservoir d'affleurement :*

L'intégration de données pétrophysiques de subsurface et d'affleurement pour l'analogie, par des mesures de porosité, de perméabilité et de propriétés acoustiques permettrait d'isoler l'influence de la télogénèse sur la création de porosité et d'améliorer le modèle de réouverture des porosités acquises précocement. Des essais de pompages permettraient d'observer si l'écoulement en subsurface est lié à des propriétés matricielles ou structurales et de mettre en évidence la présence ou non de super-drains, sachant qu'à l'affleurement les dolomites sont plus fracturées et plus poreuses que les calcaires. Cette fracturation est-elle liée à la télogénèse et à l'exhumation des séries carbonatées ou à l'enfouissement ? La porosité en subsurface est elle également ouverte grâce aux dissolutions télogénétiques ?

## **5. Table des illustrations**



## Table des illustrations

Figure 1-1: Protocole d'étude des unités réservoirs de la Formation Khuff.....	6
Tableau 1-1 : Récapitulatif des méthodes employées et des données récoltées. Différents partenaires et intervenants. ....	8
Figure 1-2 : Nomenclature des environnements de dépôts suivant (A) la zonation hydrodynamique (Homewood <i>et al.</i> , 1992; Rousselle, 1996), (B) l'étagement bionomique (Pérès, 1961) et (Pérès et Picard, 1964), (C) la zonation marégraphique (Purser, 1973) et (Flügel, 1982).....	10
Figure 1-3 : Environnements diagénétiques représentés à l'interface entre les domaines marin, météorique et de subsurface (modifié d'après Moore, (2001)). ....	10
Figure 1-4 : Illustration de la notion d'accommodation. Modifié d'après Cojan et Renard (2006)..	11

Figure 2.1 à 2.157

### **Pour de strictes raisons de confidentialité exigée par TOTAL,**

les légendes des figures 2.1 à 2.157 concernant le réservoir de la Formation Khuff ont été supprimées afin qu'elles ne soient pas diffusées.

Figure 3-1 : Région d'étude des formations d'âge Jurassique supérieur (encart rouge). ....	296
Figure 3-2 : Les différents secteurs d'études en Basse Provence occidentale, encadrés sur fond de cartes géologiques du BRGM au 1/250000.....	296
Figure 3-3 : Cadre stratigraphique des formations étudiées, environnements de dépôts, évolution séquentielle à basse fréquence et géodynamique (adapté d'après Floquet <i>et al.</i> (2007)). ..	297
Figure 3-4 : Schéma structural de la région ouest provençale (modifié d'après Lamarche <i>et al.</i> , (2010) et localisation des secteurs d'étude.....	301
Figure 3-5 : Schéma paléogéographique au Tithonien supérieur montrant la Plate-Forme Carbonatée Provençale et la partie sud du Bassin Dauphinois. D'après Dalmasso (2001), adapté.....	303
Figure 3-6 : Paléogéographie de la partie du Bassin Sud-Provençal en Basse Provence Occidentale, du Tithonien final au Berriasien moyen, et situation des coupes étudiées (La Gineste, La Madrague de Montredon, Le Défens, Le Rove, l'Etoile). D'après Dalmasso (2001), adapté.	303
Figure 3-7: Facies F1 mudstone-wackestone, marbré, gris à noir, caractéristique de la Formation du Défens. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) et photographie d'affleurement (en D). A- F1 montrant des glaebules (entourés d'un tireté jaune) au cœur montrant des rhomboèdres de dolomite (Dol.) ou de dédolomite (dDol.) Les flèches jaunes pointent des ciments anisopaques calcitiques non-ferreux et les flèches oranges des sparites en remplissage de passages de racines (LN + AFK, DEF-12). B- Ciments anisopaques (flèches jaunes) entourant des nodules et recoupés par une fracture remplie de sparite (LN + AFK, DEF-14). C- Remplissages de cavités dans la micrite (Mic.) par un sédiment interne comprenant des ostracodes (Os.) dont certains sont entourés de ciment micritique (LN + AFK, DEF-17). D- Banc de micrite noircie (flèches jaunes) avec nodules de pédogenèse. ....	305
Figure 3-8 : F2, brèche monogénique à polygénique à cailloux noirs et beiges, caractéristique de la Formation du Défens. A- Remplissage d'un épikarst ou d'une cavité interbloc, par la brèche polygénique (flèches jaunes pointant des cailloux noirs). B- Brèche polygénique à cailloux noirs (flèches jaunes) porteurs de ciments anisopaques, en pendants, calcitiques non-ferreux (flèches oranges). C- Brèche monogénique à cailloux noirs en remplissage d'un vide, avec cimentation des éléments par de la calcite non ferreuse anisopaque, en pendants (flèches oranges) avec remplissage ultérieur par un sédiment interne avec des ostracodes (Os., flèche	

jaune) (lame vue en LN, DEF-14). D- Dolomitisation complète d'une brèche polygénique, la dolomie remplaçant les éléments (flèches oranges pour des cailloux noirs) et les ciments. 306

Figure 3-9 : F3a, mudstone à bindstone laminé (LN = lumière naturelle). A- Macrofacies totalement dolomitisé (dolomicrite / dolomicrosparite) avec lamines irrégulières de couleur rouille issues d'oxydation de microcristaux framboïdes de pyrite, donnant au faciès un aspect tigré (pièce = 1 cm de diamètre) (Formation de La Gineste). B- Stromatolites calcaires à lamines faiblement ondulantes (pièce = 1 cm de diamètre) (Formation de La Madrague de Montredon). C- Microfaciès de A avec lamines irrégulières sombres de minéraux d'oxydation de pyrite (Formation de La Gineste, LN, RGIN 41) D- Microfaciès de B avec les lamines stromatolitiques et les lamines de pyrite et de résidus organique soulignant la structure du stromatolite (Formation de La Madrague de Montredon, LN, MDG 33b)..... 307

Figure 3-10 : F3b, mudstone-bindstone stromatolitique laminé à pseudomorphoses d'évaporites dans la Formation de La Madrague de Montredon. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Macrofaciès montrant des laminations stromatolitiques avec des pseudomorphoses de gypse calcitisées de taille millimétrique (flèches jaunes) et des pseudomorphoses de nodules d'anhydrite calcitisée et silicifiée de taille centimétrique (flèche orange). Les lamines beiges sont dolomitisées alors que celles gris clair sont calcaires. B- Zoom sur les pseudomorphoses monocliniques de gypse calcitisé dans un mudstone quasi pur. C- Microfaciès de laminations stromatolitiques (indiquées par les flèches jaunes) presque totalement silicifiées (LN + AFK, MDG 34). D- Pseudomorphoses de gypse calcitisé avec sédiment interne microsparitique (flèche jaune) à la base du remplissage du vide de dissolution du gypse (avant le ciment calcitique, et témoignant de l'induration précoce de la boue micritique (LN + AFK, MDG 24). ..... 308

Figure 3-11 : F3c, mudstone à packstone péloïdal laminé. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Rides de courant faiblement asymétrique indiquant le sens du courant (flèche jaune) (Formation de La Madrague de Montredon). B- Fentes de dessiccation (soulignées par les flèches jaunes) au sommet d'un banc fait de lamines planes et horizontales dolomicrosparitiques (Formation de La Madrague de Montredon). C- *Wavy bedding* avec les lits ou lamines de packstone ressortant en beige sombre (flèches jaunes) et les lits ou lamines de mudstone (ou micropackstone) ressortant en gris clair (tout le faciès est dolomitisé) (Formation de La Gineste). D- *Flaser bedding* et ride de courant (*micro-foresets* visibles) avec les lits ou lamines de packstone ressortant en beige sombre et les lits ou lamines de mudstone (ou micropackstone) ressortant en gris clair (tout le faciès est dolomitisé) (Formation de La Madrague de Montredon). E- Débris d'algue dasycladale *Clypeina jurassica* partiellement dissoute, dans un packstone et avec un ciment dolomitique (Dol.) bouchant la porosité (LN, Formation de La Gineste, RGIN 19). F- Contact entre une lamine de mudstone (haut) non dolomitisé et une lamine de packstone à péloïdes (flèches) partiellement dolomitisés sur le pourtour et cimentés ultérieurement par une sparite rose (LN + AFK, Formation de La Madrague de Montredon, MDG 49). ..... 310

Figure 3-12 : F4, wackestone-packstone à oncoïdes. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Wackestone-packstone non dolomitisé à oncoïdes (flèches jaunes) (photographie d'affleurement, passage de la Formation du Défens à la Formation de La Gineste). B- Wackestone-packstone à oncoïdes avec matrice totalement dolomitisée (Dol.) et oncoïdes préservés en calcaire (flèches jaunes) (photographie d'affleurement, partie haute de la Formation du Défens). C- Wackestone-packstone totalement calcaire à oncoïdes (entourés d'un tireté jaune) (LN + AFK, Formation

du Défens, DEF 22). D- Oncoïdes, dont un avec le cœur à microcristaux oxydés de pyrite (flèche jaune), résistants à la dolomite de remplacement (LN + AFK, Formation de La Gineste, DGIN 22). ..... 313

Figure 3-13 : F5a, wackestone à packstone-grainstone bioclastique et à péloïdes. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Rides de courants à grains fins (sable fin, gris) et plus grossier (sable moyen, beige) (photographie d'affleurement, base de la Formation de La Gineste). B- Dépôts à base érosive et microbrèches (flèches jaunes) suivies au dessus de structures en rides ou *flaser* (photographie d'affleurement, base de la Formation de La Gineste). C- Packstone péloïdo-bioclastique non dolomitisé (LN+AFK, RGIN 37). D- Grainstone péloïdal compacté et à cristaux de dolomite épars (LN+AFK, RGIN 33). ..... 315

Figure 3-14 : F5b, packstone bioclastique et à péloïdes, bioturbé. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Bioturbations de type *Thalassinoïdes* montant une dolomite sombre par rapport à l'encaissant calcaire (Formation de La Gineste). B- Réseau dense de bioturbations *Thalassinoïdes* dans un banc de faciès F5b totalement dolomitisé par de la dolomite de remplacement, et mis en évidence par érosion différentielle de la matrice et des bioturbations (Formation de La Gineste). C- Dolomite de remplacement envahissante, à partir du terrier situé à droite de l'image et très dolomitisé (LN + AFK, Formation de La Gineste, RGIN 17). D- Dolomite en remplacement total du faciès, et cimentation de vides de dissolution de bioclaste par de la dolomite limpide et de la sparite de blocage (rose) (LN + AFK, Formation de La Gineste, DGIN 31a). E- Packstone-grainstone oo-bioclastique avec les ooïdes, faiblement compactés, montrant de fins cortex (flèches jaunes). La nérinée au centre a été remplie d'ooïdes puis dissoute et cimentée par de la dolomite (en blanc) et de la calcite (en rose) (LN + AFK, Formation de La Gineste, RGIN 12B). F- Wackestone-packstone à nérinée dissoute (le remplissage micritique de la cavité est préservé) avec son moule cimenté par de la dolomite et de la calcite (Formation de La Gineste). ..... 316

Figure 3-15 : F6, wackestone-packstone bioclastique. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Packstone bioclastique riche en péloïdes (P), débris de brachiopodes (B) et d'échinodermes (E) (LN + AFK, sommet non dolomitisé de la Formation du Vallon de Toulouse dans la coupe du Défens, DEF 3). B- Packstone bioclastique à foraminifères textulariidés (T) et ostracodes (O) (LN, sommet non dolomitisé de la Formation du Vallon de Toulouse dans la coupe du Défens, DEF 6). ..... 317

Figure 3-16 : F7, packstone-grainstone oo-bioclastique. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). 1- Bancs lenticulaires (tireté) avec litages obliques en cuillère (Formation de La Gineste). B- Ooïdes (O) avec galet micritique (G) dans un dépôt de tempête (Formation de La Madrague de Montredon). C- Ooïdes peu compactés avec un ciment de blocage, et *Favreina* (F) (LN, lame non colorée, Formation de La Madrague de Montredon, MDG 63). D- Fantômes d'ooïdes d'un F7 originel, complètement dolomitisé par une dolomite de remplacement (« sale ») et de surcroissance (limpide) (LN + AFK, Formation de La Gineste, DGIN 30b). E- Ooïdes à cœurs dissous, et dolomitisation ultérieure d'un F7 originel (points noirs et flèches jaunes) (Formation du Vallon de Toulouse). F- Ooïdes dissous et dolomite en remplacement total des ciments péri- et intergranulaires, ainsi que surcroissance dolomitique dans les vides de dissolution des oolites (oo-moules) avant leur cimentation par de la sparite de blocage (rose) (LN + AFK, Formation du Vallon de Toulouse, ET 27). ..... 318

- Figure 3-17 : Panorama dans l'anticlinal de l'Etoile montrant les formations du Vallon de Toulouse (A), de La Gineste (B) et de La Madrague de Montredon (C), à lithologies dominées par la dolomite. .... 319
- Figure 3-18 : Coupes synthétiques, à partir de levés faits dans les secteurs de la Nerthe (A) et de l'Etoile (B), des formations du Vallon de Toulouse, de La Gineste et de La Madrague de Montredon, avec localisation des échantillons. La Formation du Défens est absente dans ces deux coupes seulement représentée par un lit dolomitique à cailloux noirs, épais de quelques cm. Modifié d'après Gallois (2011). .... 320
- Figure 3-19 : Différents faciès de la Formation du Vallon de Toulouse. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Ancien packstone-grainstone oo-bioclastique F7 dolomitisé avec fantômes d'ooïdes (O) et sparite de blocage rose-rouge (LN + AFK, ET 23). B- Ancien packstone-grainstone bioclastique F5a dolomitisé, à fantômes de péloïdes (P) et de ciments périgranulaires isopaques (LN + AFK, RO 2). C- Brèche de surpression hydraulique à éléments anguleux, monogéniques et hétérométriques. D- Microfaciès de la brèche précédente avec le ciment inter-éléments, totalement dolomitisée (LN + AFK, RO 7). .... 321
- Figure 3-20 (page précédente) : Dolomite en remplacement et en ciment D1. Lames observées en lumière naturelle (LN), après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK), et en cathodoluminescence (CL). A- F7 dolomitisé à fantômes de gastéropodes (G) et de lamelibranche (L) (LN, ET 2). B- Fantôme de péloïde (P) dolomitisé entouré d'un ciment périgranulaire (flèches jaunes) (LN, ET 2). C- F7 dolomitisé avec fantômes d'ooïdes et sparite de blocage rose-rouge (flèches jaunes) (LN + AFK, ET 24). D- Zoom sur un rhomboèdre de dolomite (D1) montrant plusieurs fantômes d'ooïdes, un ciment dolomitique intergranulaire (flèche jaune) et de la sparite de blocage C1 dans la porosité intercrystalline (LN, ET 23). E- F7 dolomitisé par D1 à texture euhédrale, avec fantômes d'ooïdes, et sparite de blocage (C1a et C1b). D2 forme un fin liseré en surcroissance limpide sur D1 (LN, ET 23). F- D1 à teinte rouge sombre terne, et D2 en surcroissance rouge vif. C1 de blocage montre un cœur non-luminescent (C1a) et des bords zonés orange et jaune vifs (C1b) (CL, ET 23). G- F7 dolomitisé à fantômes de péloïdes, avec fracture remplie par C1 (LN, ET4a). H- D1 de teinte violet terne, C1a non-luminescente et C1b zonée à teintes orange et jaune vif (CL, ET4a). .... 325
- Figure 3-21 : Valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ‰ de la dolomite D1, de la dolomite D2 et de la calcite C1. Le rectangle noir marque les valeurs des calcaires marins de l'Oxfordien supérieur et le rectangle noir en tireté marque les valeurs du Tithonien, d'après Allan et Wiggins (1993), Dera *et al.* (2011) et Gigout (2011). Le rectangle en trait plein gris montre les valeurs attendues pour la dolomite marine à l'Oxfordien supérieur et le rectangle en tireté gris montre les valeurs attendues pour la dolomite marine au Tithonien, avec un fractionnement positif de 3 ‰ (Land, 1980). .... 326
- Figure 3-22 : Distribution de la moyenne (point noir) et de l'écart-type (trait horizontal noir passant par le point noir) de D1 sur le diagramme de fractionnement, montrant la température en fonction du  $\delta^{18}\text{O}$  (PDB) pour différentes valeurs du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$  en prenant l'équation de Fritz et Smith (1970). .... 327
- Figure 3-23 : Report de la valeur du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de D1 (triangle blanc) sur la courbe de McArthur et Howarth (2004). La tranche de temps Tithonien est représentée en grisé. La courbe noire représente les valeurs moyennes d'âge, et les courbes grises représentent l'intervalle de confiance à 95 %. La valeur de D1 montre que celle-ci est issue d'eau marine tithonienne, donc d'âge plus récent que celui du dépôt de la Formation du Vallon de Toulouse (la bande gris foncé représente la tranche de temps Oxfordien supérieur). .... 327

- Figure 3-24 : Corrosion de D1 et précipitation de D2 ; sparite de blocage C1. Lames observées en lumière naturelle (LN) et en cathodoluminescence (CL). A- D1 avec surcroissance limpide de D2, sparite de blocage C1 (LN, ET 26). B- D1 (violet terne à bleu nuit) montrant des corrosions et remplissage des golfes de corrosion par D2 (rouge terne et vif), sparite de blocage C1 (non luminescente et zonée orange) (CL, ET 26). C- Ooïdes partiellement dissous et dolomités par D1 avec surcroissance de D2, sparite de blocage C1a (LN, ET 22). D- D1 (violet terne) avec surcroissance de D2 (rouge terne) et sparite de blocage C1a (non luminescente) (CL, ET 22). E- Dolomite D2 en ciment autour de D1, dissoute et dédolomitée en partie par C1. La calcite C2 microsparitique vient en blocage (LN, RO 3). F- Même photographie qu'E avec dolomite D2 à teinte rouge vif à terne, dont le cœur est partiellement dissous, et qui entoure un lithoclaste ou bioclaste transformé en D1 (CL, RO 3). G- Dolomite D2 en ciment dans une fracture et en appui sur D1 (sale). D2 est dissoute et dédolomitée en partie par C1b (LN, RO 2). H- Même photographie que G avec dolomite D1 de teinte rose terne et dolomite D2 en ciment dans la fracture à teinte rouge vif au cœur et violet terne pour la dernière bande. La sparite C1b dédolomitise en partie D2 avec une teinte noir à orange vif et vient en blocage avec une teinte orange terne (LN, RO 2). ..... 329
- Figure 3-25 : Calcite de blocage C1. Lames observées en lumière naturelle (LN) et en cathodoluminescence (CL). A- Sparite de blocage C1 entourant les dolomites D1 et D2 (LN, ET 25). B- Sparite de blocage C1 à cœur non luminescent et à bords zonés en noir, orange terne et jaune vif (CL, ET 25). C- Sparite de blocage C1 entourant D1 et D2 et en remplissage de fracture F2 (LN, ET 27). D- Sparite de blocage C1 à cœur non luminescent et à bord orange vif entourant D1 et D2 (CL, ET 27). E- Sparite de blocage C1a non ferreuse (rouge) entourant D1 et D2 au cœur d'un ooïde F- Sparite de blocage non luminescente C1a entourant D1 et D2 au cœur d'un ooïde (CL, ET 27). ..... 331
- Figure 3-26 : Divers aspects de la surface de discontinuité majeure SD2 entre les Formations du Vallon de Toulouse et du Défens. Vues d'affleurements, et de lames colorées à l'AFK. A- Panorama d'une partie de la coupe du Défens. 1- Macro- et microfaciès montrant des remplissages par sédiment interne (flèches) dans F6 sous la discontinuité (LN + AFK, DEF 7). 2- Moules de dissolution de gastéropodes (en haut) et remplissage de vides (en bas) par des ciments non ferreux (rose) puis ferreux (mauve-violet) et à nouveau non ferreux (rose) dans F6 portant la discontinuité (LN + AFK, DEF 9). 3- Ciments anisopaques (flèches) non ferreux (rose) entourant des galets dans F2 à la base de la Formation du Défens, 1,20 m au dessus de la discontinuité, (LN + AFK, DEF 14). ..... 332
- Figure 3-27 : Coupe de la calanque du Défens (dans la Baie des Nations), comprenant le sommet de la Formation du Vallon de Toulouse, la Formation du Défens dans sa localité type, et plus de la moitié de la Formation de La Gineste. 67 STHF ont été définies, traduisant des évolutions d'environnements de dépôts, de palustres à subtidiaux. La dolomitisation est sporadique dans le membre inférieur de la Formation de La Gineste et complète dans son membre supérieur. Oxf. = Oxfordien, Kim. = Kimméridgien, Titho. = Tithonien, inf. = inférieur, sup. = supérieur, Échant. = Échantillons, Pal. = Palustre, Supra. = Supratidal, Inter. = Intertidal et Sub. = Subtidal. B/M = Boundstone-Mudstone, W = Wackestone, P = Packstone, G = Grainstone et R = Rudstone, Évap. Pseu. = Pseudomorphoses d'évaporites. Se reporter à la légende volante pour la signification des figurés..... 333
- Figure 3-28 : Une STHF typique de la Formation du Défens montrant la succession de faciès F2 et F3a d'environnements supratidal à subtidal et de faciès F1 d'environnement palustre , soit une séquence d'inondation marine brutale (tempestite) puis de régression marine par remblayage sédimentaire jusqu'à émergence et installation de marécages. .... 334

Figure 3-29 : Dolomite stratiforme et envahissante au sommet de la Formation du Défens et à la base de la Formation de La Gineste (transition), en relation avec la genèse des séquences de dépôts. La dolomite (flèches jaunes) affecte F2 (A1 et B1) et F4 (C1) et semble avoir eu lieu après le dépôt, en ciments (A1) et en remplacement (B1 et C1). A2- Dolomite autour des éléments en ciment sparitique (blanc) (lame colorée à AFK, DEF 15). B2- Fantômes de cailloux noirs dans la dolomite (lame colorée à AFK, DEF 19). C2- Oncoïde résistant à la dolomite de remplacement partiellement dédolomitisé (rose-rouge) (lame colorée à AFK, DGIN 22). ... 335

Figure 3-30 : Diagenèse associée à la surface de discontinuité SD2 entre les Formations du Vallon de Toulouse et du Défens (DEF 9a). Photographies d’affleurement et de lames minces observées en lumière naturelle (LN), ou après coloration à l’alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) et en cathodoluminescence (CL). A- Dissolution d’un bivalve laissant son moule vide. B- Epikarstification avec figures (marquées par les tirets jaunes) de *groove* et *basin sensu* James et Choquette (1984). C- Ciments calcitiques anisopaques (CCA) comprenant CCA1 (rose sale), CCA2 (rose), CCA3 (bleu), et sparite de blocage SB1 (rose) (LN + AFK). D- En CL : CCA1 est orange terne à noir, CCA2 noir à marron terne et CCA3 orange à jaune vif. SB1 est marron terne. E- CCA1 est sale alors que CCA2 et CCA3 sont limpides. SB1 est limpide et bloque la porosité résiduelle (même cliché que D en LN). F- Calcrète, dédolomite dD1 et calcite de blocage SB1 en appui sur un ciment anisopaque pendant (CAP) probablement issu d’une diagenèse associée à la Formation du Défens (LN)..... 337

Figure 3-31 : Valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ‰ de toutes les phases diagénétiques analysées dans la Formation du Défens. Une covariance positive apparaît entre le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^{13}\text{C}$ . Le rectangle noir en tireté marque les valeurs des calcaires marins au Tithonien, d’après Allan et Wiggins (1993), Dera *et al.*(2011) et Gigout (2011). Le rectangle gris en tireté correspond à la position des valeurs attendues pour la dolomite marine au Tithonien, avec un fractionnement positif de 3 ‰ (Land, 1980). Toutes les valeurs mesurées sont différentes de celles des carbonates marins du Tithonien sauf D1 qui reste néanmoins hors du domaine des dolomites marines du Tithonien. .... 338

Figure 3-32 : A- Dolomite (flèches jaunes) et microcristaux framboïdes de pyrite (points noirs) au cœur d’un nodule de micrite ou glaebule (LN, DEF 12). B- Même faciès que A avec la micrite luminescente rouge (probablement en raison de présence de matière organique) et dédolomite à luminescence orange vif. La pyrite n’est pas luminescente (points noirs) (CL, DEF 12). ..... 338

Figure 3-33 : Ciments anisopaques pendants aragonitiques et en calcite hautement magnésienne, recristallisés, et ciment micritique. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l’alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) et en cathodoluminescence (CL). A- Ciment calcitique anisopaque palissadique « sale » et non ferreux (CAP) probablement d’origine aragonitique et marine, fait de deux générations séparées par un ciment micritique (CM) (LN, DEF 14). B- Même cliché que A (CL) avec le ciment calcitique anisopaque palissadique (CAP) noir, légèrement recristallisé dans les zones orangées vives, ciment micritiques CM rose à orangé terne à vif, et sparite de blocage SB1 rouge terne (DEF 14). C- Ciment en pendants de calcite radiaxiale fibreuse (RFC), à aspect turbide et nuageux, recristallisé (rRFC), sur un ciment pendant anisopaque palissadique CAP (haut à droite de l’image) (LN, DEF 12). D- Même cliché que C (CL) avec la calcite radiaxiale fibreuse recristallisée rRFC à teintes violet terne, rose vif, rouge vif et bleu nuit. La CAP est noire et orange vif et aussi partiellement recristallisée (haut à droite de l’image, DEF 12). E- Ciment anisopaque palissadique (CAP), puis ciment laminé microstalactitique (CLM), tous deux non ferreux. Le vide résiduel est partiellement occupé par des silts ainsi que par une calcite

équigranulaire non ferreuse (CE) (LN + AFK, DEF 14). F- Générations successives de ciments et remplissage de sédiment interne à ostracodes (Os.). Du bas vers le haut en succession normale : CAP limpide, CM sombre, CAP limpide, CM sombre, sédiment interne à ostracodes, CAP limpide et CM sombre (LN, DEF 14)..... 340

Figure 3-34 (page précédente): Ciments anisopaques laminés, calcrètes et spéléothèmes. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) et en cathodoluminescence (CL). A- Calcrète (CAL) recoupé par un vide de dissolution, cimenté par la dolomite D1 non ferreuse que surmonte la sparite de blocage non ferreuse SB1 (LN + AFK, DEF 15a). B- Calcrète (CAL) et calcite équigranulaire en mosaïque partiellement dissoute (CE) (LN + AFK, DEF 10). C- Ciment laminé pendant « sales » microstalactitique (CLM) en spéléothème accompagné d'un ciment micritique (CM), et calcite équigranulaire en mosaïque (CE) dans les vides (LN + AFK, DEF 16). D- Même cliché que C (en CL) avec CLM noir, CM luminescent orange, et CE noire (DEF 16). E- Ciment anisopaque palissadique « sale » (CAP) et ciment laminé microstalactitique recristallisé (rCLM) antérieur au ciment laminé microstalactitique (CLM) dont les teintes foncées seraient dues à des résidus de matière organique (LN, DEF 14). F- Même cliché que E (en CL) avec CAP de teinte noire à orangée, suivi de rCLM faiblement luminescent à zonations de sparite palissadique à cœur noir et bord orange. Les ciments laminés montrent des teintes violet terne lorsqu'ils sont « sales » (résidus organiques ?) et orangé lorsqu'ils sont limpides et partiellement recristallisés (DEF 14). G- Spéléothèmes légèrement basculés, associés à la calcite équigranulaire non ferreuse (CE) en remplissage des vides, et au ciment micritique (CM). Tous sont recoupés par une fracture remplie de calcite de blocage ferreuse fBS2 (LN + AFK, DEF 15a). H- Structure géopétale avec cimentations par de la calcite anisopaque palissadique (CAP), puis par un ciment micritique (CM), avant remplissage par un sédiment interne à ostracodes (Os.) et comblement du vide restant par de la sparite équigranulaire en mosaïque (CE) (LN + AFK, DEF 17)..... 343

Figure 3-35 (page précédente): Dolomite D1 en remplacement et en ciment. Lames observées en lumière naturelle (LN) et en cathodoluminescence (CL). A- Dolomite D1 subhédrale en remplacement de la micrite (Mic.) et s'appuyant sur des rRFC (LN, DEF 15a). B- Même cliché que C (en CL) avec la dolomite D1 rose terne et la micrite (Mic.), probablement recristallisée, orange vif. Seule la micrite en petits galets et en contact avec les bords externes de la dolomite est orange, la micrite de l'encaissant reste marron sombre. La dolomite s'appuie en partie sur des rRFC orange vif et noir (DEF 15a). C- Vide de dissolution recoupant un calcrète (CAL) et cimentation du pourtour du vide par la dolomite D1 puis remplissage du vide résultant par SB1. D- Même cliché que C (en CL) avec D1 zonée en bandes orange et rose terne avec une bande externe rouge vif, et sparite de blocage SB1 orange terne. E- Dolomite D1 en remplacement et en ciment du pourtour de galets noirs dans F2. La dolomite en remplacement est sale et celle en ciment dans l'espace intergranulaire est limpide (LN, DEF 18). F- Même cliché que E (en CL) avec D1 en remplacement et en ciment violet terne, et avec SB1 en remplissage de la porosité résiduelle orange terne (DEF 18). G- Dédolomitisation partielle dD1 du cœur de D1 et cimentation par SB1 entre les cristaux de D1 (LN, DEF 18). H- Même cliché que G (en CL) avec D1 violet terne et dans son cœur dD1 à luminescence marron terne et noir. SB1 est orange terne à marron (DEF 18)..... 345

Figure 3-37 : Distribution des moyennes et des écarts-types de D1 sur le diagramme de fractionnement, montrant la température en fonction du  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) pour différentes valeurs du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$  en prenant l'équation de Fritz et Smith (1970)..... 346

Figure 3-36 : Report sur la courbe de McArthur et Howarth (2004) des valeurs de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de D1

(carrés). La bande grise représente la tranche de temps Tithonien. La courbe noire représente les valeurs moyennes d'âge et les courbes grises représentent l'intervalle de confiance à 95 %. D1 serait donc issue d'eau marine tithonienne. Les croix noires représentent les trois âges possibles pour SB1..... 346

Figure 3-38 : Coupe de la route du col de La Gineste, localité type de la Formation de La Gineste. 31 STHF ont été définies, traduisant des évolutions d'environnements de dépôts, de subtidaux à supratidaux. La dolomitisation est partielle dans le faciès F5b tandis qu'elle est totale dans les autres faciès. Échant. = Échantillons, Pal. = Palustre, Supra. = Supratidal, Inter. = Intertidal et Sub. = Subtidal. B/M = Boundstone-Mudstone, W = Wackestone, P = Packstone, G = Grainstone et R = Rudstone. Se reporter à la légende volante pour la signification des figurés. .... 349

Figure 3-39 : Séquences à très haute fréquence typiques de la Formation de La Gineste, dans la coupe de la calanque et pointe du Défens. A- STHF du Membre Calcaire Inférieur montrant une évolution d'environnements subtidaux à inter-supratidaux (avec illustrations macro- et microscopiques). B- STHF du Membre Dolomitique Supérieur montrant une évolution d'environnements subtidaux à supratidaux (avec illustrations macro- et microscopiques). Les numéros des STHF dans les triangles jaunes sont ceux de la Fig. 3-27..... 350

Figure 3-40 : Déformations synsédimentaires liées aux cristallisation et dissolution de sulfates dans le Membre Supérieur Dolomitique de la Formation de La Gineste dans la coupe de la pointe du Défens. Photographies d'affleurements et de lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Brèche d'effondrement par dissolution d'évaporites anhydritiques et gypseuses. B- Zoom sur la brèche faite d'éléments calcaires sub-anguleux clairs emballés dans une matrice dolomicritique foncée. C- Pseudomorphoses de gypse, calcitisées, dans une matrice dolomicritique (LN + AFK, DEF 21). D- Fentes de retrait circumgranulaires (déshydratation ou dessiccation) (flèches jaunes) dans les éléments calcaires sub-anguleux de (B), indiquant l'émersion (LN + AFK, DEF 20). E- Méga-tepee par cristallisation précoce de gypse (évaporite capillaire), déformant les bancs sur une épaisseur d'1,5 m. F- Stromatolites ondulants dolomités (S) situés sur un nodule d'anhydrite pseudomorphosée en calcite (P)..... 351

Figure 3-41 : Pseudomorphoses de gypse et d'anhydrite. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Lames stromatolitiques ondulantes contenant des pseudomorphoses de gypse en cristaux monocliniques ou en fer de lance (flèches jaunes) remplis d'un sédiment interne silteux et d'une calcite non ferreuse (rose) (LN + AFK, DGIN 19). B- Structure en (*micro*) *chicken wire* avec remplacement des nodules d'anhydrite par une sparite non ferreuse en mosaïque (P) et d'une partie de la micrite par la dolomite D1, micrite apparaissant encore en fantôme sous forme d'un liseré sombre (flèche) délimitant les anciens nodules d'anhydrite. La micrite (Mic.) est partiellement dolomitisée (LN + AFK, DEF 21). C- Pseudomorphose isolée de gypse (P) dans un wackestone péloïdal partiellement dolomitisé (D1), avec des amas de micrite non dolomitisée (Mic.) (LN, RGIN 20). D- Même photographie que C (en CL) avec la dolomite D1 et la micrite Mic. à luminescence bleu nuit, et la calcite en remplacement de la pseudomorphose P de gypse de teinte noire. La luminescence homogène pour Mic. et D1 pourrait être liée à une recristallisation (CL, RGIN 20)..... 353

Figure 3-42 (page précédente) : Dolomite D1 en remplacement et en ciment. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Dolomite à texture euhédrale, en remplacement partiel de

la micrite (LN + AFK, DGIN 6). B- Dolomite à texture subhédrale, en remplacement total de la micrite (LN + AFK, DGIN 22a). C- Dolomite à texture subhédrale et à cristaux arrondis montrant des amas plus sales (flèches), en remplacement de la micrite (LN, DGIN 22a). D- Même photographie que C (en CL) avec la dolomite en remplacement de la micrite, avec les cœurs des rhomboédres en orange (1<sup>e</sup> phase) et les zonations périphériques en rose terne (phases ultérieures). Les amas plus sales dans C (flèches) sont constitués uniquement de rhomboédres orange donc de la 1<sup>e</sup> phase de dolomite (DGIN 22a). E- Dolomite en remplacement de la micrite et calcite équigranulaire (EC) en remplacement de l'anhydrite (LN, DEF 21). F- Même photographie que E (en CL) avec la dolomite D1 en remplacement de la micrite (violet terne) et la calcite zonée équigranulaire (EC) en remplacement de l'anhydrite (DEF 21). G- Dolomite « sale » de remplacement de la micrite et limpide en ciment, montrant des sous-phases D1a, D1b et D1c (LN, DEF 19). H- Même photographie que G (en CL) avec la dolomite de remplacement de la micrite. Cette dolomite est zonée, de l'intérieur à l'extérieur d'un rhomboèdre, comme suit : cœur orangé à bord rose terne (D1a) puis bandes orange terne vers l'extérieur (D1b) et enfin bandes rose terne, rouge vif puis rose terne (D1c)..... 355

Figure 3-43 : Valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  (V-PDB) ‰ de toutes les phases analysées dans la Formation de La Gineste. Le rectangle noir en tireté marque les valeurs des calcaires marins au Tithonien d'après Allan et Wiggins (1993), Dera *et al.* (2011) et Gigout (2011). Le rectangle gris en tireté montre les valeurs attendues pour la dolomite marine au Tithonien, avec un fractionnement positif de 3 ‰ (Land, 1980). ..... 356

Figure 3-45 : Diagramme croisé de la teneur en Mn, Fe, Sr et Na de D1, SB1, SB2 et SB3 en ppm. A- Mn (x) par rapport à Fe (y). B- Sr (x) par rapport à Na (y). ..... 357

Figure 3-44 : Report sur la courbe de McArthur et Howarth (2004) de la valeur de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de D1, SB1, D2 et SB3. Le trait grisé représente la tranche de temps Tithonien. La courbe noire représente les valeurs moyennes d'âge et les courbes grises représentent l'intervalle de confiance à 95 %. Seule D1 est d'âge Tithonien..... 357

Figure 3-46 : Dolomitisation *per descensum* par reflux de saumures très précoces à partir des environnements de des dépôts F3a et F3c supratidaux à intertidaux dans les dépôts F5a et F5b des environnements subtidaux, essentiellement *via* les bioturbations. Le front de dolomitisation majeur traverse les faciès lités granulaires, poreux, et s'arrête dans les faciès boueux F5b, peu ou pas poreux, mais la dolomitisation se poursuit à la faveur des terriers (T). Des traces d'oxydation (Ox.) de la pyrite sont visibles dans les dépôts supratidaux à lamines cyanobactériennes (F3a). Échelle = pièce de 1 cm de diamètre. Se reporter à la légende volante pour la signification des figurés..... 358

Figure 3-47 : Recristallisation en LMC équigranulaire de la partie aragonitique de coquille de rudistes, et de test de nérinées..... 359

Figure 3-48 (page précédente): Ciment dolomitique D2. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Dolomite D1 « sale » de remplacement d'un bioclaste (foraminifère ?) et cristallisation de D2 en ciment dans les vides et dans un rhomboèdre de D1. La micrite (Mic.) n'est que partiellement dolomitisée (LN, RGIN 17). B- Même photographie qu'A (en CL) avec des zonations roses dans D2 qui s'appuie sur D1 non zonée et de teinte pourpre terne (RGIN 17). C- D1 « sale » en remplacement total de la matrice et cristallisation de D2 limpide dans des vides moldiques de dissolution et en appui sur D1 (LN + AFK, RGIN 14). D- D1 en remplacement partiel de la micrite et cristallisation de D2 dans les vides ou sur D1 (LN + AFK, RGIN 17). E- Dolomite D1 en remplacement partiel de la micrite et des enveloppes micritiques des bioclastes, et cimentation des vides par D2 limpide (LN, RGIN

- 17) F- Même photographie qu'E (en CL) avec la dolomite D1 de remplacement à teinte pourpre terne, et le ciment dolomitique D2 zoné en croissance dans les vides (RGIN 17). G- Dolomite D2 limpide (soulignée par le tireté noir) dans l'espace intergranulaire ; faible compaction des grains (LN, RGIN19b). H- Même photographie que G (en CL) avec D2 non luminescente, ce qui peut indiquer une recristallisation (RGIN19b). ..... 361
- Figure 3-49 : Distribution de la moyenne et de l'écart-type de D2 sur le diagramme de fractionnement, montrant la température en fonction du  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) pour différentes valeurs du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$ , en prenant l'équation de Fritz et Smith (1970). ..... 361
- Figure 3-50 : Faible intensité de la compaction mécanique. A et B- Calcite (EC) en remplacement de bioclastes aragonitiques ou intergranulaire, en HMC, non ferreuse, préservant les faciès de la compaction..... 362
- Figure 3-51 : Calcite de blocage SB1, non ferreuse. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Calcite de blocage SB1 non ferreuse, avant SB2 ferreuse et SB3 non ferreuse (LN + AFK, RGIN 12b). B- SB1 dans une fracture recoupant D2. La pyrite cubique (Pyr.) est dans la matrice micritique (LN + AFK, RGIN 16). C- Calcite de blocage SB1 non ferreuse à inclusions solides « sales » dans un vide de dissolution et en appui sur D2 (LN, RGIN 16). D- Même photographie que C (en CL) avec SB1 noir au cœur et orange vif sur les bords en appui sur D2 zonée en différentes teinte de rose, terne au cœur et vif à l'extérieur (RGIN 16)..... 363
- Figure 3-52 : Distributions des moyennes et des écarts-types de SB1 sur le diagramme de fractionnement, en prenant l'équation d'Anderson and Arthur (1970; Anderson et Arthur, 1983)..... 363
- Figure 3-53 : Calcite de blocage ferreuse fSB2 et fracturation F2. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Calcite de blocage ferreuse fSB2 (mauve) en surcroissance sur SB1 non ferreuse (rose) et avant SB3 non ferreuse également (LN + AFK, DGIN 10). B- Calcite de blocage ferreuse fSB2 (mauve) en surcroissance sur SB1 non ferreuse et avant SB3, le tout en remplissage de fracture (LN + AFK, RGIN 17). C- fSB2 (mauve) après SB1 dans une fracture qui recoupe D1 (LN + AFK, RGIN 9). D- fSB2 à teinte orange terne recoupant D2 (CL, RGIN 16). ..... 364
- Figure 3-54 : Compaction chimique et stylolitisation incluant des plans horizontaux S1 et des plans verticaux S2 recoupant S1. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- S1 (flèches oranges) recoupant les ciments SB1, fSB2 et D2 (LN, RGIN 16). B- Même photographie que A (en CL) avec S1 (flèches oranges) recoupant les ciments SB1 (marron terne), SB2 (orange terne) et D2 (rose vif). (RGIN 16). C- S1 recoupé par S2 (LN, RGIN 38). D- S1 ouvert avec SB3 à l'intérieur (LN + AFK, DGIN 22a). ..... 366
- Figure 3-55: Calcite de blocage SB3 et dédolomite. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Calcite de blocage non ferreuse SB3 dans les fractures (F) et dédolomitisation dans D2 (LN + AFK, DGIN 25). B- Calcite de blocage non ferreuse SB3 en remplissage des vides de dissolution dans D1 (LN + AFK, DGIN 33). C- Calcite de blocage non ferreuse SB3 dans un vide de dissolution (LN, DGIN 33). D- Même photographie que C (en CL) avec la calcite non ferreuse SB3 zonée en bandes épaisses de 100 à 300  $\mu\text{m}$ , non luminescentes et luminescentes jaune vif et orange vif (DGIN 33). E- Dédolomite (dDol) de D1 (Mic. = micrite) (LN, DGIN 18). F- Même photographie que E (en CL) avec la texture grumeleuse donnée par les teintes de la calcite SB3 dans le cœur des rhomboèdres de D1 dédolomitisée (dDol) (Mic.

- = micrite) (DGIN 18)..... 367
- Figure 3-56 (page précédente) : Coupe de La Madrague de Montredon et du Mont Rose dans leurs localités types. Sont représentés les 70 m supérieurs (base non visible) de la Formation de La Madrague de Montredon et les 40 premiers m de la Formation du Mont-Rose. 40 STHF ont été définies dans la Formation de la Madrague de Montredon et 12 dans celle du Mont-Rose, chacune traduisant généralement des évolutions d’environnements de dépôts, de subtidaux très peu profonds à supratidaux. Pal. = Palustre, Supra. = Supratidal, Inter. = Intertidal et Sub. = Subtidal. B/M = Boundstone-Mudstone, W = Wackestone, P = Packstone, G = Grainstone et R = Rudstone. Se reporter à la légende volante pour la signification des figurés..... 370
- Figure 3-57 : Séquence typique de la Formation de La Madrague de Montredon montrant la succession F5a (à litages obliques), F3c (à flaser bedding et rides de courant), et F3b (à lamines stromatolitiques avec pseudomorphoses d’anhydrite en nodules calcitiques (en blanc)). La dolomite affecte totalement F5a, partiellement F3c et très peu F3b. Échelle = pièce d’1 cm de diamètre. Se reporter à la légende volante pour la signification des figurés. .... 371
- Figure 3-58 : Structures liées à des évaporites dans la Formation de La Madrague de Montredon. A- Pseudomorphoses de gypse en calcite (PG) dans un mudstone en couverture d’un stromatolite. B- Pseudomorphoses d’anhydrite (PA) en calcite et en silice, au sein de dolosparite/dolomicrosparite à rides de courant (environnement intertidal probable). C- Microbrèche d’effondrement par dissolution d’évaporites avec ciment calcitique inter-éléments. D- Petits bombements stromatolitiques vus du dessus, en partie liés à la croissance précoce de nodules d’anhydrite (PA) engendrant la déformation des voiles cyanobactériens. E- Déformation d’échelle métrique par cristallisation d’anhydrite (pseudomorphoses PA en blanc) et gonflement résultant dans des dépôts laminés d’environnement intertidal. F- Ondulations d’échelle métrique dans un banc stromatolitique. Échelle = pièce d’1 cm de diamètre. .... 372
- Figure 3-59 : Dolomitisation sélective des faciès et marqueurs inter- à supratidaux. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l’alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Dolomitisation préférentielle des faciès initialement granulaires (d’environnement très probablement intertidal), les faciès à stromatolites restant calcaires. B- Dolomitisation préférentielle des faciès initialement granulaires (d’environnement très probablement intertidal), avec pseudomorphoses calcitiques de nodules d’anhydrite à l’interface avec les faciès à stromatolites restés calcaires. C- Faciès mudstone à pseudomorphoses calcitiques de gypse (PG), non dolomitisé, d’environnement inter- à supratidal (LN + AFK, MDG 22). D- Packstone-grainstone péloïdal F5b, totalement dolomitisé, montrant encore aujourd’hui une porosité intergranulaire (LN + AFK, MDG 29). E- Fentes de dessiccation (flèches), vue de dessus. F- Rides de courants à lamines tronquées au sommet. G- Rides de courant en sommet de banc. La flèche donne le sens du courant. H- Rides de courant en coupes (flèches) sur un sédiment finement granulaire dolomitisé, que recouvre un sédiment plus fin microgranulaire dolomitisé (plus clair)..... 373
- Figure 3-60 : Micritisation, ciment isopaque, pseudomorphoses d’évaporites. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l’alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Micritisation précoce (flèches) d’un débris d’algue. B- Ciment isopaque fibreux recristallisé (IC) en périphérie de péloïdes (LN + AFK, MDG 8). C- Pseudomorphoses de gypse (PG), remplissage de la cavité de dissolution du gypse par un silt cristallin interne, calcite non ferreuse (rose) de blocage final de la cavité (LN + AFK, MDG 16).

D- Pseudomorphose d'anhydrite (PA) silicifiée, ayant cristallisé dans une matrice micritique (Mic) (LN, MDG 16). E- Pseudomorphose d'anhydrite silicifiée (SI) et pyrite (Pyr.) dans une matrice micritique (LN, MDG 9'). F- Microcristaux de pyrite (<20 µm) dispersés dans une micrite (Mic.) avec une pseudomorphose siliceuse d'un microcristal de gypse (PG)..... 375

Figure 3-61 : Dolomite de remplacement D1. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Dolomite D1 et sparite de blocage SB1 non ferreuse dans F3c (LN + AFK, MDG 25). B- Dolomite D1 dans un faciès à dissolutions partielles dont les vides sont cimentés par SB1 non ferreuse (LN + AFK, MDG 17). C- Stromatolites dans F3b partiellement dolomitisé par D1 (LN, MDG 33b). D- Même photographie que C (en CL) avec D1 de teinte uniforme, violet terne (MDG 33b). E- D1 dans un faciès péloïdal avec une pseudomorphose en silice (SI) d'évaporite (LN, MDG 55). F- Même photographie que E (en CL) avec D1 de teinte bleu nuit terne et avec la silice (SI) non luminescente noire (MDG 55)..... 377

Figure 3-62 : Valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et de  $\delta^{13}\text{C}$  ‰ (V-PDB) des phases D1, SD, micritique, SB1 et SB3, analysées dans la Formation de La Madrague de Montredon. Le rectangle en tireté noirs marque les valeurs des calcaires marins au Tithonien d'après Allan et Wiggins (1993), Dera *et al.*(2011) et Gigout (2011). Le rectangle en tireté gris montre les valeurs attendues pour la dolomite marine au Tithonien, avec un fractionnement positif de 3 ‰ (Land, 1980)..... 378

Figure 3-64 : Diagramme croisé de la teneur (en ppm) en Fe, Mn, Sr et Na de D1, D2, SB1 et SD. A- Mn (x) par rapport à Fe (y). B- Sr (x) par rapport à Na (y)..... 379

Figure 3-63: Report sur la courbe de McArthur et Howarth (2004) des valeurs de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de D1 et D2, dont trois âges sont possibles. La bande grisée représente la tranche de temps du Tithonien. Seule D1 est d'âge Tithonien. La courbe noire représente les valeurs moyennes d'âge et les courbes grises représentent l'intervalle de confiance à 95 %..... 379

Figure 3-65 : Distribution de la moyenne et de l'écart-type de D1 (cadre noir) et D2 (cadre gris) sur le diagramme de fractionnement, montrant la température en fonction du  $\delta^{18}\text{O}$  (V-PDB) pour différentes valeurs du  $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}$  en prenant l'équation de Fritz et Smith (1970)..... 379

Figure 3-66 : Dissolution et recristallisation en LMC (C1) des ciments aragonitiques ou HMC. Lames observées en lumière naturelle (LN), après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Cimentation de la périphérie des grains par le ciment C1, palissadique et non ferreux (flèche) ainsi qu'en remplissage de grains totalement dissous (tireté jaune). La dolomite (D1) et la silice (SI) sont postérieures à C1 (LN + AFK, MDG 35). B- Cimentation de C1 non ferreux à l'intérieur de grains dissous (flèche) et entre les grains, avant la silicification des grains par SI (en blanc) (LN + AFK, MDG 47). C- Dissolution du cœur des grains remplis par SB1 (rose) ou restés vides (flèches) (LN + AFK, MDG 55). D- Dolomite D1 de remplacement partiel du cœur des grains, postérieure à C1 qui recristallise sur le pourtour des grains (LN + AFK, MDG 52). ..... 380

Figure 3-67 (page précédente) : Silicification des sulfates et des grains carbonatés. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou polarisé-analysée (LPA), après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Silicification totale d'un nodule d'évaporite par de la silice en microquartz (flèches) (LN + AFK, MDG 21). B- Silice en remplacement des ooïdes et des agrégats dans un grainstone oo-bioclastique (F7) dont le ciment isopaque périgranulaire dolomitisé est encore visible (IC) (LN + AFK, MDG 47). C- Silice en remplacement d'un nodule d'évaporite montrant des vides à bords rectilignes semblables à des baguettes d'anhydrite dissoute (flèches jaunes) (LN, MDG 9) D- Nodule de silice en calcédoine avec extinction ondulante (flèches jaunes) (LPA, MDG 9) E- Pseudomorphoses de gypse en amas silicifié (SI) (LN, MDG 55). F- Même photographie que E

(en CL) avec les pseudomorphoses silicifiées de gypse non luminescentes entouré de D1 bleu nuit (MDG 55). G- Cartographie élémentaire par méthode Quantax montrant la silicification d'un nodule dans une matrice micritique riche en Ca (MDG 16). H- Le nodule de silice contient du strontium détectable par l'appareil (plusieurs centaines de ppm) (MDG 16)... 383

Figure 3-68 : Ciment dolomitique D2. Lames observées en lumière naturelle (LN), après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Surcroissance dans un vide de D2 (limpide) sur D1 (« sale »). D1 est dédolomitisée (dDol) et SB1 vient après D2 en blocage (LN, RO 21). B- Surcroissance limpide de D2 sur D1 (« sale ») (LN, RO 22). C- Même photographie qu'A (en CL) avec D2 en surcroissance zonée sur D1 et en ciment dans un vide. D1 est violet terne au cœur et partiellement dédolomitisée (dDol) avec une texture grumeleuse à cristaux de calcite à cœur noir et bord orange vif. SB1 est marron terne et noir non luminescent (RO 21). D- Même photographie que B (en CL) avec la surcroissance zonée rouge à rose vif autour de D1 violet terne (RO 22). E- D2 en surcroissance rouge à rose vif autour de D1 violet terne, et en ciment dans les fractures (CL, RO 22). F- D2 en ciment dans les fractures recoupant D1 et recoupée par une fracture remplie de SB1 (LN, MDG)..... 384

Figure 3-69 : Compaction mécanique différentielle. Lames observées en lumière naturelle (LN), après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Péroïdes fortement compactés avec contacts tangentiels (LN + AFK, MDG 48). B- Péroïdes et intraclastes à ciments périgranulaires isopaques précoces fortement compactés et dolomités (LN + AFK, MDG 54). C- Figures de compaction des oïdes avec contacts concavo-convexes (a et b) et oïdes déformés au sens de Carozzi (1961) en forme de canard ou d'éléphant (cercle jaune), compaction suivie par une cristallisation de sparite de blocage intergranulaire (blanc) (LN, MDG 63). D- Faciès péloïdal avec les grains (dont *Favreina*) en contact mais peu compactés et avec une porosité intergranulaire encore visible (LN + AFK, MDG 38). ..... 385

Figure 3-70 : Sparite de blocage non ferreuse SB1. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Sparite de blocage non ferreuse SB1 en remplissage d'un vide (de dissolution d'évaporite ?) (LN + AFK, MDG 28). B- SB1 non luminescente dans une fracture à liseré orangé sur les épontes (CL, ET 16). C- SB1 dans une fracture recoupant un faciès à pellets et péroïdes compacté (LN, MDG 35). D- Même photographie que C (en CL) avec SB1 non luminescente dans la fracture (MDG 35). ..... 386

Figure 3-71 : Sparite de blocage SB2. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK) ou en cathodoluminescence (CL). A- Sparite de blocage SB2 dans une fracture F3 recoupant la micrite (Mic.), D1 et D2 (LN, RO 19). B-Même photographie que A (en CL) avec la sparite de blocage SB2 dans une fracture F3 recoupant la micrite (Mic.), D1 et D2, avec une luminescence marron terne à rouge terne et noir (RO 19). C- Sparite de blocage SB2 dans une fracture (F3), recoupée par une fracture ultérieure remplie par SB3 (LN, RO 26). D- Même photographie que C (en CL) avec la sparite de blocage SB2 dans la fracture (F3) à luminescence orange terne, et recoupée par des fractures remplies de sparite SB3 noir et orange vif (RO 26)..... 387

Figure 3-72 : Compaction chimique et stylolitisation. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Stylolites (flèches) qui décalent la fracture remplie de SB1 (LN + AFK, MDG 28). B- Stylolites (flèches jaunes) recoupés par une fracture remplie de calcite SB3 (LN + AFK, MDG 15). C- Stylolites anastomosés (flèches jaunes), recoupés par deux fractures remplies de calcite SB3 (qui

recoupent aussi SB1 (LN, MDG 33). D- Stylolites anastomosés (flèches jaunes) dans un stromatolite (Mic. = micrite) (LN, MDG 33b) ..... 388

Figure 3-73 : Dolomite baroque SD. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou lumière naturelle polarisée et analysée (LPA) ou en cathodoluminescence (CL). A- Dolomite baroque SD en ciment dans une fracture (LN, RO 20). B- Même cliché que A (en LPA) de dolomite baroque en ciment, montrant une extinction ondulante, dans une fracture (RO 20). C- Dolomite baroque SD en ciment dans une fracture avec une sparite de blocage indéterminée (SB) dans l'espace intercrystallin (LN, RO 20). D- Même cliché que C (en CL) de dolomite baroque SD avec une teinte bleu nuit et rose terne sur les bords, dont l'espace intercrystallin est bouché par une sparite de blocage indéterminée (peut être SB3) (RO 20)..... 389

Figure 3-75 : Extension latérale (environ 7 m) et variation d'épaisseur (de 0 à 70 cm) d'un corps dolomitique stratiforme poreux (entouré d'un tireté jaune) au sein de faciès à stromatolites (flèches) non ou peu dolomitisé (flèches)..... 391

Figure 3-76 : Exemple d'une séquence diagénétique prise dans chacune des formations étudiées. Les dessins sont réalisés à partir d'observations faites en lumière naturelle après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (LN + AFK) et en cathodoluminescence (CL). La diagenèse la plus variable est celle ayant lieu avant D2, c'est-à-dire la diagenèse précoce ou différée. .... 393

Figure 3-77: Diagénétoگرامme regroupant l'ensemble des phases diagénétiques observées dans les formations étudiées. Les 3 bandes grises soulignent les 3 groupes de phases qui augmentent la porosité : 1) de dissolution météorique précoce et de faible enfouissement, 2) de dolomitisation de reflux différée et 3) de dédolomitisation et décalcification durant la télogénèse. .... 394

Figure 3-78 : Les porosités les plus fortes dans les formations étudiées. Lames observées en lumière naturelle (LN) ou après coloration à l'alizarine et ferricyanure de potassium (AFK). A- Porosité moldique à intercrystalline dans un packstone peloïdal (LN, ET 20). B- Porosité moldique et intercrystalline d'un grainstone oolithique bouchée par de la sparite de blocage (SB3 rose) (LN + AFK, ET 23). C- Dolomite à texture euhédrale sucrosique à porosité intercrystalline partiellement bouchée par de la sparite de blocage (SB3) (LN, RO 14). D- Dolomite à texture subhédrale sucrosique montrant des résidus de calcite de blocage partiellement dissoute (flèches) (LN + AFK, RGIN 41)..... 395

Figure 3-79 : Courbes d'enfouissement pour la base de la Formation du Défens (trait gris) et pour la base de la Formation du Vallon de Toulouse (VDT, trait noir). Les phases diagénétiques sont représentées, hormis celles, précoces, marines et météoriques. L'évolution relative de la porosité ( $\varphi$ ) est représentée par la courbe du bas. Les acronymes sont ceux de la figure 3-76. Fm. = Formation, Bomb. = Bombement. Modifié à partir de Gallois (2011). .... 439

Figure 3-80 : Modèles géologiques de la Plate-Forme Sud-Provençale au Jurassique supérieur et Crétacé basal à 5 stades d'évolution paléo-environnementale depuis la discontinuité majeure SD1 entre Callovien et Oxfordien jusqu'à la discontinuité SD3 entre Berriasien moyen et supérieur, au toit de la Formation du Mont Rose, d'après Dalmasso (2001). Le stade 1 correspond au développement de la plate forme carbonatée à dépôts granulaires oo-bioclastiques dominants à l'Oxfordien supérieur. Le stade 2 correspond à l'abandon de la plate-forme, à son émergence, à de la dissolution et porogénèse... (moment de formation de SD2). Le stade 3 correspond à la base de la transgression marine fini-jurassique avec faciès palustres à supratidaux et dolomitisation précoce. A partir de ce stade 3, des reflux de saumures dolomitisent de manière différée et envahissante, la Formation du Vallon de Toulouse. Le stade 4 correspond au développement des environnements de sebkha, dont les

## Table des illustrations

saumures dolomitisent tout dépôt initialement poreux par reflux précoce et déterminant des corps dolomitiques stratiformes. Le stade 5 correspond à la généralisation des environnements de sebka et de la diagenèse dolomitisante associée.....	441
Figure 3-86 : Localisation des coupes pointées sur les blocs diagrammes de la Fig. 3-79 et levées par Dalmasso (2001) pour construire les modèles géologiques. Figuration simplifiée de la fracturation Tertiaire en Basse-Provence Occidentale. D'après Dalmasso (2001).....	441
Figure 3-82 : .....Mécanisme de dolomitisation par reflux, après une émergence majeure généralisée, .....sur la Plate-Forme Carbonatée Sud-Provençale. Les super-drains et les meilleures porosités se situent dans les corps dolomitiques nés de reflux. Hém. T = hémicycle transgressif, Hém. R = hémicycle régressif. ....	443



## **6. Annexes**

Annexe 1 : Les puits étudiés  
et  
Annexe 2 : Données géochimiques pour la Formation Khuff

**Pour de strictes raisons de confidentialité exigée par TOTAL,**  
les annexes 1 et 2 (20 pages) concernant le réservoir de la Formation Khuff  
ont été supprimées afin qu'elles ne soient pas diffusées.

## Annexe 3 : Données géochimiques pour les formations du Jurassique supérieur de Provence

Formation de La Madrague de Montredon								
Echantillon m	Phase	$\delta^{13}\text{C}$ ‰V-PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰V-PDB	Fe ppm	Mn ppm	Na ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
MDG 76'	Micrite	2,21	-3,40					
MDG14	Micrite	0,18	0,51					
MDG27	Micrite	-0,40	-0,04					
MDG27-2	Micrite	1,94	-6,25					0,708040
MDG30-1	Micrite	1,73	-7,25					
MDG50-2	Micrite	0,60	-8,13					
MDG57-1	Micrite	1,69	-5,90					
MDG65-1	Micrite	2,37	-2,57					
MDG69-1	Micrite	2,18	-4,75					
MDG9	Micrite	-0,98	-0,10					
RO19	Micrite	2,61	-1,26					
RO24	Micrite	-0,30	-1,81					
RO25	Micrite	-0,01	-2,16					
	$\mu$	1,06	-3,32					
	SD	1,24	2,89					
ET15	SB1	-3,37	-6,79					
ET15	SB1	-1,09	-6,74					
ET17	SB1	-1,48	-6,81					
ET18	SB1	-1,09	-7,70	171,8	19,3	205,2	119,3	
MDG17	SB1	-1,57	-5,07					
MDG61-1	SB1	1,66	-6,82					
MDG69-2	SB1	0,91	-6,79					
MDG72	SB1			118,7	14,5	1285,2	227,9	
RO23	SB1	-1,55	-5,86					
RO25	SB1	-0,25	-0,52					
	$\mu$	-0,87	-5,90	145,3	16,9	745,2	173,6	
	SD	1,48	2,15	37,6	3,3	763,7	76,8	
MDG17	SB3	-5,89	-1,02					
MDG9	SB3	-4,42	-1,48					
RO27	SB3	-5,52	-1,60					
	$\mu$	-5,28	-1,37					
	SD	0,77	0,31					

Franck Gisquet – 2012

ET16	D2	-0,35	-0,19				
ET18	D2			967,2	35,3	75,0	25,6
RO17	D2	0,53	1,35				
RO20	D2	-0,87	-0,71				
RO25	D2	-0,43	-1,58				
RO27	D2	-0,77	-2,84				
RO27	D2	-0,45	-1,05				
							0,707415
	$\mu$	-0,39	-0,84	967,2	35,3	75,0	25,6
	SD	0,49	1,40				

ET14	D1	0,92	6,29				
ET14	D1	0,02	2,48				
ET14	D1	0,84	6,07				
ET15	D1	0,64	0,88				
ET16	D1	0,81	2,37				
ET17	D1	0,93	4,80				
ET18	D1	0,71	5,70				
ET18	D1	0,67	6,07				
ET19	D1	1,29	0,94				
ET19	D1	0,79	0,43				
ET19	D1	0,96	0,99				
ET20	D1	0,88	0,97				
ET20	D1	0,97	1,13	120,5	15,5	155,5	107,5
MDG17	D1	0,62	0,24	95,7	25,8	146,0	151,9
MDG19	D1	1,76	0,41	183,3	15,1	257,1	77,2
MDG19	D1	1,69	0,37				
MDG25	D1	1,43	-0,98	74,7	17,1	368,1	123,4
MDG27	D1	1,24	0,63				
MDG29	D1	1,52	3,93				
MDG29-1	D1	2,91	-2,65	171,7	33,0	1302,7	194,6
MDG32	D1	0,93	3,44	72,8	9,4	362,8	94,3
MDG32	D1	1,44	4,21				
MDG41-1	D1			166,7	22,6	1337,3	142,0
MDG54-1	D1	2,94	-1,74	107,3	16,2	424,0	165,9
MDG55-1	D1	2,90	-0,75				
MDG72-1	D1			62,2	4,4	203,3	49,6
MDG79-2	D1	1,85	-0,63				
MDG81-1	D1	1,40	-3,74				
MDG9-	D1	1,76	2,70				
RO16	D1	1,10	7,85				
RO16	D1	1,20	7,97				
RO17	D1	0,84	4,59				
RO21	D1	-0,62	0,77				
RO22	D1						0,707951

## Annexes

RO24	D1	0,06	1,90
RO25	D1	0,11	-0,07
RO26	D1	-0,05	0,93
RO27	D1	-0,07	1,83

$\mu$	1,07	2,01	117,2	17,7	506,3	122,9
SD	0,81	2,86	46,3	8,6	471,4	45,7

RO20-1	SD		174,9	15,4	218,8	69,3
--------	----	--	-------	------	-------	------

Formation de La Gineste								
-------------------------	--	--	--	--	--	--	--	--

Echantillon	Phase	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Fe	Mn	Na	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
m		‰V-PDB	‰V-PDB	ppm	ppm	ppm	ppm	
DGIN-10-2	D1b	1,61	-4,34					0,707077
DGIN-10-3	D1a	2,23	-1,39					
DGIN-15-1	D1a	2,27	-3,13					
DGIN-18-1	D1a	2,83	-0,56					
DGIN21-3	D1	-0,76	-6,32					
DGIN22a-1	D1a	1,21	-1,21					
DGIN22a-2	D1b	1,77	-5,07					
DGIN23-3	D1a	0,79	-3,51					
DGIN23-4	D1a	1,18	-3,00					
DGIN25-1	D1	2,14	-3,38					
DGIN25-2	D1a	-0,36	-6,72	313,2	33,3	735,8	119,3	
DGIN25-3	D1b	2,07	-4,33					
DGIN29-1	D1a	2,18	-0,81	611,0	61,2	1534,5	71,5	
DGIN30b-2	D1			106,3	14,0	231,3	74,2	
DGIN33-7	D1	2,13	1,36					
DGIN-9-1	D1	-1,55	-7,30					
DGIN-9-2	D1b	0,61	-4,04					
RGIN 12-1	D1	-2,57	-3,51	317,6	16,1	426,7	78,1	
RGIN 12B-3	D1	1,84	-0,01	180,4	31,1	1112,9	160,3	
RGIN 14	D1	-0,18	-2,67					
RGIN 17-1	D1	2,20	-1,48	126,0	35,1	1418,2	89,7	
RGIN 36-1	D1	2,41	0,47					
RGIN	D1	2,92	-4,62					
RGIN10-1	D1	0,50	-5,34					
RGIN1-1	D1	2,04	-6,61					
RGIN14-1	D1	298,23	35,43	402,1	107,1			
RGIN14-2	D1	137,97	38,61	318,2	110,7			
RGIN17-2	D1	217,55	39,93	290,6	78,1			
RGIN19-1	D1	3,19	-7,31					
RGIN22-2	D1	-0,11	-7,15					
RGIN29a-1	D1	0,48	-7,22					
RGIN32-1	D1	0,02	-6,48					
RGIN38-1	D1	1,33	-5,92					

Franck Gisquet – 2012

RGIN39-1	D1	2,37	-2,45					
RGIN41-1	D1	3,27	-6,17	122,8	6,6	541,0	224,5	0,707358
RGIN6-1	D1	2,15	-5,24					
RGIN7-1	D1	3,05	-7,24					
RGIN8a-1	D1	2,89	-8,45	313,4	41,3	510,0	208,4	
RGIN9-1	D1	1,95	-7,11					
RGIN9-2	D1	3,05	-7,66					
R08	D1							0,707553
ET4b	D1							0,707182
		$\mu$	18,13	-1,08	282,0	48,6	813,8	128,3
		SD	61,27	11,72	147,7	36,2	483,4	62,0

RGIN 12B-1	D2	1,32	-5,89					
RGIN16-1	D2	0,94	-3,81					
RGIN16-4	D2	1,24	-3,61					
RGIN17-2	D2	2,12	-8,34					0,707406
RGIN22-1	D2	3,01	-4,93					
RGIN8a-2	D2	1,55	-9,13					
RGIN8b-3	D2	2,01	-9,41					
		$\mu$	1,74	-6,45				
		SD	0,70	2,49				

RGIN12b-4	SB1			116,4	16,8	263,7	133,8	0,707392
RGIN1a-2	SB1	-6,20	-7,07					
RGIN29a-2	SB1	-5,66	-6,69					
RGIN39-2	SB1	-4,47	-8,91					
RGIN6-2	SB1	-5,42	-7,81					
RGIN7-2	SB1	-6,15	-8,57					
RGIN8b-2	SB1			279,2	28,8	1674,1	66,3	
RGIN9-3	SB1	-5,36	-9,25					
		$\mu$	-5,54	-8,05	197,8	22,8	968,9	100,0
		SD	0,63	1,03	115,2	8,5	997,3	47,8

DGIN22a-3	SB2			1029,7	35,3	1625,4	49,1	
DGIN25-4	SB2			737,8	15,1	541,0	22,5	
		$\mu$		883,8	25,2	1083,2	35,8	
		SD		206,4	14,3	766,8	18,8	

DGIN33-4	SB3			668,8	23,7	1668,7	40,6	
DGIN33-5	SB3			201,9	22,3	191,4	91,5	
DGIN33-6	SB3			534,9	53,9	3614,1	97,6	
ET9	SB3							0,707891
		$\mu$		468,6	33,3	1824,7	76,6	
		SD		240,4	17,9	1716,7	31,3	

## Annexes

RGIN12b-2	Micrite	1,54	-3,03
RGIN19-2	Micrite	0,79	-5,95
RGIN8b-1	Micrite	0,29	-7,41
	$\mu$	0,87	-5,46
	SD	0,63	2,23

Formation du Défens								
Echantillon	Phase	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Fe	Mn	Na	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
m		‰V-PDB	‰V-PDB	ppm	ppm	ppm	ppm	
DEF 9A-4	Micrite	-2,71	-1,81					
DEF9D-2	Micrite	-1,96	-0,17					
DEF 10-7	Micrite	-2,89	-3,35					
DEF 12-5	Micrite	-4,35	-2,90					
	$\mu$	-2,98	-2,06					
	SD	1,00	1,41					
DEF 9A-2	CCA	-5,11	-4,70					
DEF 9C-1	CCA	-2,85	-4,08					
DEF 9D-4	CCA	-3,39	-7,43					
DEF 10-5	CCA	-2,27	-4,30					
	$\mu$	-3,40	-5,13					
	SD	1,22	1,55					
DEF-15b-2	CE	-6,33	-4,54					
DEF-16-3	CE	-4,82	-2,43					
DEF-21-5	CE	-7,01	-4,91					
	$\mu$	-6,05	-3,96					
	SD	1,12	1,34					
DEF-15b-3	CML	-5,67	-4,58					
DEF-16-2	CML	-3,69	-1,25					
	$\mu$	-4,68	-2,91					
	SD	1,40	2,36					
DEF 15A-2	D1	-1,02	1,20					0,707124
DEF 15A-2	D1	-0,11	0,66					
DEF 21-4								0,707146
	$\mu$	-0,56	0,93					
	SD	0,65	0,39					
DEF 9A-1	Dd1	-5,08	-1,97					
DEF 9A-3	BS1	-5,45	-1,05					
DEF 9C-2	BS1	-3,17	-6,60					

DEF-9a-1	BS1	-5,02	-3,11	0,707358
DEF 9D-3	BS1	-4,01	0,80	
DEF 15A-3	BS1	-5,19	-1,27	
DEF 15A-5	BS1	-5,79	-1,76	

$\mu$	-4,77	-2,16
SD	0,99	2,51

DEF-16-4      BS2      -5,52      -0,16

DEF 12-1      RFC      -3,50      -2,11

DEF 14-3      RFC      -3,78      -4,58

$\mu$	-3,64	-3,34
SD	0,19	1,74

Formation du Vallon de Toulouse								
---------------------------------	--	--	--	--	--	--	--	--

Echantillon	Phase	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	Fe	Mn	Na	Sr	$^{87}Sr/^{86}Sr$
m		%V-PDB	%V-PDB	ppm	ppm	ppm	ppm	
RO3	D1	0,66	-1,48					
RO6	D1	-1,07	-0,16					
RO6	D1	0,67	-0,10					
RO7	D1	1,07	3,33					
RO5b	D1	0,07	2,95					
ET1	D1	-0,29	4,94	68,8	14,4	1456,9	66,0	0,707205
ET1	D1	-0,85	-1,20					
ET2	D1	-1,43	-0,57					
ET27	D1	-1,29	1,75	56,3	8,7	66,4	54,2	
ET27-2	D1			88,6	19,8	1063,7	64,8	
ET23	D1	1,27	2,69					
ET26	D1	1,14	4,60					
ET21	D1	1,11	2,58					
ET28	D1	0,71	0,38					
ET25	D1	0,89	1,26					
ET24	D1	1,24	1,66					

$\mu$	0,26	1,51	71,2	14,3	862,3	61,7
SD	0,99	2,01	16,3	5,6	716,8	6,5

ET22	C1	-7,37	-1,42
ET22	C1	-6,39	0,98
ET28-	C1	-8,58	-2,16
ET25	C1	-7,78	-1,20
ET22	C1	-7,72	-0,99
ET24	C1	-7,89	-0,54
ET2	C1	-7,33	-1,16
ET22	C1	-7,53	-0,62
ET23	C1	-7,30	0,13

## Annexes

ET25	C1	-8,01	-2,48
ET26	C1	-7,93	-2,77
RO7	C1	-9,40	-1,60
RO6-	C1	-8,63	-2,78
	$\mu$	-7,83	-1,28
	SD	0,74	1,12
RO3	SD	0,42	0,16

