

UNIVERSITÉ DE GENÈVE  
Département de Géologie et de Paléontologie

FACULTÉ DES SCIENCES  
Prof. E. Davaud

UNIVERSITÉ CLAUDE BERNARD LYON 1  
Centre de Paléontologie stratigraphique et de  
Paléoécologie

FÉDÉRATION SCIENCES  
Dr P. Bernier

---

**Le rôle de l'activité microbienne  
dans la cimentation précoce des beachrocks  
(sédiments intertidaux)**

**THÈSE**

présentée à la Faculté des sciences de l'Université de Genève  
pour obtenir le grade de Docteur ès sciences, mention Sciences de la Terre

par

**Urs NEUMEIER**

de

Genève (GE)

Thèse N° 2994

GENÈVE  
1998

La Faculté des sciences, sur le préavis de Messieurs E. DAVAUD, professeur adjoint et directeur de thèse (Département de géologie et paléontologie), P. BERNIER, professeur et codirecteur de thèse (Université Claude Bernard, Lyon I - Centre de paléontologie stratigraphique et de paléoécologie), C. ROSSIER, docteur (Département de botanique et biologie végétale) et F. GULAÇAR, professeur titulaire (Section de chimie), autorise l'impression de la présente thèse, sans exprimer d'opinion sur les propositions qui y sont énoncées.

Genève, le 14 mai 1998

**Thèse - 2994 -**



**Le Doyen, Eric DOELKER**

---

Neumeier, U. : Le rôle de l'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux).

Terre & Environnement, vol. 12, 183 pp. (1998)

ISBN 2-940153-11-6

Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4, Suisse  
Téléphone ++41-22-702 61 11 — Téléfax ++41-22-320 57 32

## Résumé

Les beachrocks sont formés en quelques dizaines d'années dans la zone intertidale par la cimentation précoce des sédiments de plage. Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer la rapidité de ce processus; elles peuvent être regroupées en deux catégories : 1) des mécanismes physico-chimiques (précipitation lors de l'évaporation de l'eau de mer, précipitation liée à des sursaturations dans la zone de mélange des eaux marines et continentales, précipitation suite au dégazage de  $\text{CO}_2$  à partir d'eaux continentales riches en carbonates); 2) des mécanismes biologiques (précipitation influencée par le métabolisme microbien, nucléation sur un substrat organique, piégeage de particules micritiques dans un mucus organique).

Durant ce travail, de nombreux beachrocks récents de Crète, de Grèce continentale, de Mer Rouge, de Polynésie française et d'Australie ont été observés dans une grande diversité de contextes géologiques.

L'étude des ciments a permis de définir quatre modèles de cimentation principaux (dominante aragonitique, dominante calcite magnésienne palissadique, dominante calcite magnésienne micritique, dominante calcite magnésienne peloidale) et 8 variantes. Tous les ciments sont en aragonite ou en calcite magnésienne. La diagenèse débute généralement par un ciment micritique, dont la présence semble contrôler la cimentation des beachrocks. Il présente des morphologies microbiennes potentielles : des ondulations irrégulières et des formes globulaires de 0.5-2  $\mu\text{m}$ . Cette première phase est souvent suivie par un ciment prismatique.

Les analyses géochimiques de l'eau interstitielle de 6 beachrocks ont permis de caractériser le milieu de formation. Il n'a été observé aucune augmentation de la saturation en  $\text{CaCO}_3$ , telle que prédite par les hypothèses de formation physico-chimiques. La précipitation lors de l'évaporation de l'eau de mer est négligeable dans les beachrocks en bancs inclinés. La précipitation liée à une sursaturation dans la zone de mélange et la précipitation suite au dégazage de  $\text{CO}_2$  à partir d'eaux continentales riches en carbonates ne sont pas actives dans les beachrocks étudiés. Ces deux mécanismes nécessitent des conditions très particulières, et sont probablement peu fréquents.

Pour différencier les effets des processus biologiques et physico-chimiques, un modèle de laboratoire reproduisant le milieu de formation des beachrocks a été construit (marées, sédiments, composition de l'eau, température, évaporation...). Les conditions de deux beachrocks de la Mer Rouge et d'Australie ont été simulées pendant des périodes de 3-4 mois. Dans les expériencesensemencées avec des micro-organismes récoltés dans les beachrocks, une biominéralisation a produit des précipités caractéristiques qui pourraient

correspondre aux ciments micritiques. En revanche, la précipitation était beaucoup plus limitée dans les expériences abiotiques de contrôle.

Ces résultats confirment l'importance de l'activité microbienne lors de la formation des beachrocks en bancs inclinés. Le premier ciment micritique, qui semble contrôler la cimentation et produire la consolidation initiale, est formé sous une forte influence microbienne dans ou à proximité d'un biofilm recouvrant la surface des grains. La présence de ce ciment est nécessaire pour le développement du ciment prismatique subséquent; celui-ci résulte d'une précipitation principalement abiotique lors d'une circulation des fluides plus élevée. Ce changement des conditions peut survenir lorsque le beachrock est découvert par l'érosion littorale et soumis plus directement à l'action de la houle.

Les facteurs principaux qui contrôlent la distribution des beachrocks et la minéralogie des ciments sont la température, la stabilité de la plage et l'activité microbienne. Divers inhibiteurs de la précipitation peuvent avoir une influence secondaire. Aucune corrélation entre la présence d'eau douce et la cimentation des beachrocks n'a été observée.

A côté du type « classique » de beachrock en bancs inclinés vers la mer, il existe, dans les *tidal flats* sableux et hypersalins, des beachrocks plats constitués d'une croûte subhorizontale à la surface de l'estran. Leur formation résulte de l'immobilisation des sédiments de surface par des tapis microbiens et de la précipitation de ciment aragonitique sous l'effet conjoint de l'activité microbienne et de l'évaporation de l'eau de mer.

## **Abstract**

### **The role of microbial activity in early cementation of beachrocks (intertidal sediments)**

Beachrocks are formed in the intertidal zone by rapid cementation of beach sediments over several decades. Various hypotheses have been proposed to explain the rapidity of this process; they may be classified in two groups: 1) physico-chemical mechanisms (spontaneous precipitation from evaporating seawater, spontaneous precipitation related to supersaturations in the mixing zone of marine and continental waters, precipitation following CO<sub>2</sub> degassing of continental carbonate-rich waters); 2) biological mechanisms (precipitation influenced by microbial metabolism, nucleation on organic substrates, trapping of micritic particles in an organic mucus).

During this work, many recent beachrocks from Crete, continental Greece, the Red Sea, French Polynesia and Australia were observed in a great variety of geological contexts.

The study of cements permits to define four principal cementation models (dominant aragonite, dominant bladed high-magnesian calcite, dominant micritic high-magnesian calcite, dominant peloidal high-magnesian calcite) and 8 variants. All cements consist of aragonite or high-magnesian calcite. Diagenesis usually begins with micritic cement, whose presence seems to control beachrock cementation. It presents potential microbial morphologies: irregular undulations and globular forms 0.5-2 µm in size. This first phase is often followed by prismatic cement.

Geochemical analyses of interstitial water of 6 beachrocks allow to characterise the formation environment. No increase of CaCO<sub>3</sub> saturation was observed, contrary to predictions of the physico-chemical formation hypotheses. Precipitation during sea-water evaporation is negligible in beachrocks with seaward-dipping beds. Precipitation related to supersaturation in the mixing zone and precipitation following CO<sub>2</sub> degassing from continental carbonate-rich waters do not occur in the studied beachrocks. These two mechanisms require very particular conditions, and are probably not very frequent.

In order to differentiate the effects of biological and physico-chemical processes, a laboratory model was developed, which reproduces natural conditions of beachrock formation (sediments, tides, water composition, temperature, evaporation...). Environmental conditions of two beachrocks from the Red Sea and Australia were simulated for periods of 3-4 months. In the experiments sown with micro-organisms collected in the beachrocks, the biomineralisation produced characteristic precipitates, which could correspond to micritic cements. On the contrary, precipitation was much less in the abiotic control experiments.

These results confirm importance of microbial activity during the formation of beachrocks with seaward-dipping beds. First micritic cement, which seems to control cementation and produce initial consolidation, is formed under a strong microbial influence within or near a biofilm covering the grain surface. The presence of this cement is necessary for the development of subsequent prismatic cement; the latter results from mainly abiotic precipitation during increased fluid circulation. This change of conditions can occur when the beachrock is exposed by coastal erosion and more directly subjected to swell action.

The main factors that control beachrock distribution and cement mineralogy are temperature, beach stability and microbial activity. Various precipitation inhibitors can have a secondary influence. No correlation between the presence of fresh water and cementing of the beachrocks was observed.

Besides the 'classic' type of beachrock with seaward-dipping beds, there are flat beachrocks made up of a subhorizontal crust on the intertidal surface of sandy hypersaline tidal-flats. Their formation results from the immobilisation of superficial sediments by microbial mats and from aragonitic cement precipitation under the combined effects of microbial activity and sea-water evaporation.

## Table des matières

<b>Résumé</b> .....	1
<b>Abstract</b> .....	3
<b>Table des Matière</b> .....	5
Liste des figures et liste des tableaux.....	8
<b>Remerciements</b> .....	11
<b>Chapitre 1 : Introduction</b> .....	<b>13</b>
1.1 Objectif et démarche .....	13
1.2 Etat des connaissances sur les beachrocks.....	13
1.2.1 <i>Définition du beachrock</i> .....	13
1.2.2 <i>Différents mécanismes de formation proposés</i> .....	14
1.2.3 <i>Etudes précédentes sur les beachrocks</i> .....	17
1.2.4 <i>Beachrocks anciens</i> .....	21
1.3 Etat des connaissances sur la biominéralisation microbienne .....	22
1.3.1 <i>Mécanismes de biominéralisation microbienne carbonatée</i> .....	22
1.3.2 <i>Identification de biominéraux</i> .....	25
1.3.3 <i>Expériences de biominéralisation</i> .....	28
1.3.4 <i>Synthèse</i> .....	28
<b>Chapitre 2 : Etude de la cimentation des beachrocks</b> .....	<b>31</b>
2.1 Méthodes.....	31
2.1.1 <i>Echantillonnage</i> .....	31
2.1.2 <i>Microscope à lumière transmise</i> .....	31
2.1.3 <i>Microscope électronique à balayage (MEB)</i> .....	31
2.1.4 <i>Microanalyse de rayons X à dispersion d'énergie (EDS)</i> .....	31
2.1.5 <i>Cathodoluminescence (CL)</i> .....	32
2.1.6 <i>Diffraction de Rayons X (XRD)</i> .....	32
2.1.7 <i>Isotopes stables</i> .....	32
2.1.8 <i>Datations</i> .....	32
2.2 Cadres géologiques régionaux .....	33
2.2.1 <i>Crète</i> .....	33
2.2.2 <i>Grèce continentale (Péloponnèse et Attique)</i> .....	34
2.2.3 <i>Mer Rouge</i> .....	34
2.2.4 <i>Polynésie française – Tikehau</i> .....	36
2.2.5 <i>Polynésie française – Tahiti-Moorea</i> .....	36
2.2.6 <i>Shark Bay (Australie)</i> .....	38
2.3 Description des différents ciments rencontrés .....	39
2.3.1 <i>Répartition spatiale</i> .....	40
2.3.2 <i>Aragonite micritique</i> .....	40
2.3.3 <i>Aragonite fibreuse</i> .....	42
2.3.4 <i>Aragonite aciculaire</i> .....	42
2.3.5 <i>Aragonite sphérolitique</i> .....	43
2.3.6 <i>Calcite magnésienne micritique</i> .....	43
2.3.7 <i>Calcite magnésienne micritique grossière</i> .....	44
2.3.8 <i>Calcite magnésienne peloïdale</i> .....	45

2.3.9	<i>Calcite magnésienne palissadique</i> .....	45
2.3.10	<i>Micrite orangée</i> .....	46
2.3.11	<i>Infiltration</i> .....	47
2.3.12	<i>Dissolution</i> .....	47
2.3.13	<i>Succession diagénétique</i> .....	48
2.4	Distribution des ciments dans les beachrocks .....	48
2.4.1	<i>Présentation graphique des données</i> .....	48
2.4.2	<i>Commentaire général</i> .....	51
2.5	Analyses particulières sur les ciments .....	59
2.5.1	<i>Datations au Carbone 14</i> .....	59
2.5.2	<i>Isotopes stables</i> .....	66
2.5.3	<i>Cathodoluminescence</i> .....	69
2.5.4	<i>Teneurs en Mg et en éléments mineurs</i> .....	70
2.6	Autres caractéristiques des beachrocks en bancs inclinés .....	71
2.6.1	<i>Structures sédimentaires</i> .....	71
2.6.2	<i>Formes d'érosion</i> .....	71
2.6.3	<i>Génération successive de beachrock</i> .....	71
2.6.4	<i>« Beachrocks pétroliers »</i> .....	72
2.7	Interprétation .....	74
2.7.1	<i>Analyse des séquences de ciments</i> .....	74
2.7.2	<i>Modèles de cimentation</i> .....	74
2.8	Beachrocks plats .....	78
2.8.1	<i>Beachrock en croûte subhorizontale</i> .....	78
2.8.2	<i>Beachrock horizontal</i> .....	80
2.8.3	<i>Distribution de la cimentation intertidale dans le Lagon Point Petit (Shark Bay)</i> ..	81
<b>Chapitre 3 : Géochimisme de l'eau</b> .....		<b>85</b>
3.1	Méthodes .....	85
3.1.1	<i>Méthodes d'analyse</i> .....	85
3.1.2	<i>Calcul de la saturation</i> .....	85
3.2	Résultats .....	86
3.2.1	<i>Peristeras</i> .....	87
3.2.2	<i>Paleochora</i> .....	87
3.2.3	<i>Damnoni</i> .....	89
3.2.4	<i>Grammos</i> .....	89
3.2.5	<i>Dushit et Dabaa</i> .....	89
3.2.6	<i>Wadi Wasa'at</i> .....	92
3.2.7	<i>Lagon Point Petit</i> .....	92
3.2.8	<i>Divers sites de Shark Bay</i> .....	94
3.3	Interprétation .....	94
3.3.1	<i>Tendances générales observées</i> .....	94
3.3.2	<i>Analyses de l'eau interstitielle par d'autres auteurs</i> .....	96
3.3.3	<i>Signification pour la cimentation des beachrock</i> .....	96
<b>Chapitre 4 : Expérience de biominéralisation</b> .....		<b>101</b>
4.1	Méthodes .....	101
4.1.1	<i>Prélèvement sur le terrain</i> .....	101
4.1.2	<i>Montage expérimental</i> .....	101

4.1.3 Procédure expérimentale.....	103
4.1.4 Prélèvement des billes et identification des précipités.....	104
4.1.5 Autres manipulations microbiologiques.....	104
4.2 Micro-organismes présents dans les beachrocks .....	105
4.3 Simulation en laboratoire de la formation microbienne de beachrock .....	106
4.3.1 Déroulement de l'expérience I.....	106
4.3.2 Déroulement de l'expérience II.....	107
4.3.3 Déroulement de l'expérience III.....	109
4.4 Résultats obtenus .....	110
4.4.1 Variations des paramètres chimiques.....	110
4.4.2 Micro-organismes présents dans les expériences.....	110
4.4.3 Précipités obtenus.....	111
4.5 Interprétation.....	113
4.5.1 Reproduction des conditions naturelles.....	113
4.5.2 Signification des résultats.....	114
4.5.3 Pistes pour de futures expériences.....	116
<b>Chapitre 5 : Discussion – Synthèse.....</b>	<b>117</b>
5.1 Milieu de formation des beachrocks.....	117
5.1.1 Activité photosynthétique et pénétration de la lumière dans le sable.....	117
5.1.2 Beachrock en bancs inclinés.....	118
5.1.3 Beachrocks plats.....	119
5.2 Utilisation du beachrock comme indicateur des variations du niveau marin relatif.....	119
5.2.1 Principes.....	119
5.2.2 Exemple de Damnoni.....	120
5.3 Mécanismes de formation des beachrocks.....	121
5.3.1 Beachrocks en bancs inclinés .....	121
5.3.2 Beachrocks plats.....	124
5.4 Facteurs contrôlant la cimentation.....	125
5.4.1 Présence de la cimentation.....	125
5.4.2 Minéralogie du ciment.....	126
5.4.3 Habitus du ciment.....	127
5.4.4 Schéma général.....	128
<b>Chapitre 6 : Conclusions .....</b>	<b>131</b>
<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>133</b>
<b>Planches .....</b>	<b>143</b>
<b>Annexes</b>	
A. Liste des beachrocks étudiés .....	169
B. Calcul des valeurs théoriques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ .....	172
C. Tableaux des successions de ciment .....	173
D. Formules chimiques.....	175
E. Résultats détaillés de la géochimie de l'eau.....	178
F. Milieux de culture.....	182
G. Analyses chimiques durant les expériences I, II et III.....	183

## Liste des figures

1. Formation du beachrock en bancs inclinés .....	page 14
2. Extension maximale des beachrocks autour de l'équateur .....	15
3. Saturation en $\text{CaCO}_3$ par rapport à la calcite en fonction du pH.....	15
4. Saturation en $\text{CaCO}_3$ dans la zone de mélange entre l'eau marine et l'eau douce .....	17
5. Répartition des différentes formes de carbonates dissous en fonction du pH.....	23
6. Carte de localisation des beachrocks étudiés en Crète.....	33
7. Carte de localisation des beachrocks étudiés en Grèce continentale.....	35
8. Carte de localisation des beachrocks étudiés sur la côte égyptienne de la Mer Rouge .....	36
9. Cartes de localisation des beachrocks étudiés en Polynésie française .....	37
10. Carte de localisation des beachrocks étudiés en Australie.....	39
11. Clé de lecture pour la représentation graphique des phases successives de ciment.....	49
12. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Peristeras .....	50
13. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Kalamaki Centre .....	51
14. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Kalamaki Nord.....	52
15. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Damnoni.....	53
16. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Paleochora.....	54
17. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Grammos.....	55
18. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Lecheo.....	56
19. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Dushit el Dabaa.....	57
20. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Wadi Wasa'at .....	58
21. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Papahia.....	59
22. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Taraire .....	60
23. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Taipaia.....	61
24. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Carbla.....	62
25. Synthèse de la distribution de la cimentation dans les beachrocks en bancs inclinés.....	64
26. Résultats des analyses des isotopes stables sur les ciments de beachrock .....	67
27. Analyses des isotopes stables de ciments de beachrock publiées dans la littérature.....	68
28. Variation de la teneur en Mg dans un ciment en Mg-calcite palissadique de 90 $\mu\text{m}$ .....	70
29. Cimentation de 3 générations successives de beachrock à Kalamaki Nord et à Peristeras.....	73
30. Diagrammes de succession de ciments .....	75
31. Modèles de cimentation pour les beachrocks en bancs inclinés .....	77
32. Profils schématiques du Lagon Point Petit présentant les différents types de beachrock .....	82
33. Stabilité de la calcite magnésienne en fonction de la teneur en Mg.....	86
34. Géochimisme de l'eau à Peristeras et à Paleochora.....	88
35. Géochimisme de l'eau à Dushit el Dabaa.....	90
36. Géochimisme de l'eau à Wadi Wasa'at.....	91
37. Géochimisme de l'eau au Lagon Point Petit.....	93
38. Synthèse des paramètres géochimiques des 7 beachrocks étudiés .....	95
39. Montage expérimental simulant une plage soumise aux marées .....	102
40. Cycle de marée semi-diurne (durée 24 heures) simulé durant les expériences II et III .....	103
41. pH mesuré et corrections de pH durant les expériences I, II et III.....	108
42. Mesures de la pénétration de la lumière dans du sable sec .....	117

## Liste des tableaux

1. Sélection des principales descriptions de beachrock.....	page 18
2. Expériences précédentes de biominéralisation (liste non exhaustive) .....	26
3. Différents ciments rencontrés dans les beachrocks .....	41
4. Résultats des datations au Carbone 14 .....	63
5. Rapports $K_{\text{Aragonite}} / K_{\text{Calcite}}$ proposés dans la littérature .....	85
6. Différents processus influençant positivement la saturation en $\text{CaCO}_3$ .....	97
7. Composition de l'eau de mer et des milieux de culture GM.SM et GM I.....	103
8. Résultats des tests physiologiques sur les souches isolées.....	106
9. Paramètres géochimiques des expériences I et II.....	107
10. Paramètres géochimiques de l'expérience III.....	109
11. Fréquence des différents types de précipités dans les trois expériences .....	111
12. Différents facteurs contrôlant la cimentation des beachrocks en bancs inclinés.....	129



## Remerciements

Pour commencer, j'aimerais exprimer toute ma gratitude à Eric Davaud qui m'a proposé ce sujet de recherche passionnant et qui, tout au long de ces cinq années, m'a fait profiter son expérience scientifique et m'a soutenu par ses conseils, sa disponibilité constante et ses encouragements.

Je tiens ensuite à témoigner toute ma reconnaissance à Paul Bernier (Université Claude-Bernard, Lyon) pour m'avoir transmis sa passion des beachrocks, aussi bien sur le terrain que par de nombreuses discussions fructueuses.

Je suis particulièrement redevable à Claude Rossier, qui m'a gracieusement accueilli dans le Laboratoire de bactériologie et qui, avec Jocelyne Favet et toute l'équipe de bactériologie, m'a initié à la microbiologie et m'a constamment soutenu lors de réalisation de l'expérience de biominéralisation.

Cette recherche n'aurait pas été possible sans l'aide de nombreuses personnes. Je remercie sincèrement Rossana Martini pour les nombreuses heures qu'elle m'a consacrées au MEB, Halil Sarp (Musée d'Histoire naturelle de Genève) pour sa précieuse aide lors des analyses de diffractométrie de Rayons X, Zac Sharp et Johannes Hunziker (Université de Lausanne) pour m'avoir accueilli dans le Laboratoire des isotopes, Thérèse Le Champion (Station marine d'Endoume, Marseille) pour l'excellente introduction qu'elle m'a donnée aux cyanobactéries, François Gischig et Pierrot Desjaques pour la réalisation de lames minces souvent délicates et pour leur aide à la résolution de nombreux problèmes techniques, Gilbert Overney pour sa précieuse assistance technique lors de la construction modèle expérimental, Jacques Metzger pour sa disponibilité face à tous mes problèmes graphiques, Michel Martin et Pierre-Yves Favarger pour les analyses chimiques de l'eau, et le Laboratoire Radiocarbon de l'Université de Berne pour les datations effectuées gracieusement.

Je tiens aussi à témoigner toute mon amitié à Rémi Dalongeville (Université Lumière, Lyon) pour les discussions permettant de quitter parfois l'échelle microscopique et de mieux situer les beachrocks dans un contexte plus large, à Louissette Zaninetti pour ses encouragements à découvrir les relations entre sédimentologie et microbiologie et pour m'avoir donné l'occasion de découvrir les beachrocks de Polynésie, à mon père Ulrich Neumeier pour tous ses conseils compétents en chimie, à Pascal Kindler pour les bénéfiques discussions, à Abbas Mansour (South Valley University, Qena, Egypte) pour son accueil et son aide en Egypte, et à Bernhardt Ujetz pour son chaleureux accueil en Australie.

Je remercie vivement Fazil Gulaçar pour avoir accepté de juger cette thèse et pour avoir examiné de manière approfondie les aspects chimiques du manuscrit.

Le travail m'a été rendu agréable grâce à l'excellente ambiance régnante au troisième étage et le soutien amical et scientifique assuré par tous mes camarades, en particulier, par Claude Signer, Frédéric Viard, Jesus Uriarte, Bernhardt Ujetz, Jean-Pierre Ecoffey et Luca Bombardiere. De même, le soutien chaleureux de Malou Chappuis, Nadia Zoppi, Alessandro Innocenti, Anne Smiejan et Anne Utz du laboratoire de bactériologie me fut très précieux.

Je remercie les différentes institutions qui ont accordé des autorisations pour les recherches de terrains, à savoir l'Institute of Geology and Mineral Exploration (IGME) de Grèce, le Department of Conservation and Land Management (CALM) d'Australie occidentale, et les autorités militaires d'Egypte.

Cette recherche a été rendue possible grâce au soutien financier du Fonds national suisse de la recherche scientifique (projet n° 21-39349.93, Prof. Eric Davaud), que je remercie sincèrement.



# Chapitre 1 : Introduction

## 1.1 Objectif et démarche

La compréhension des phénomènes responsables de la cimentation précoce des beachrocks est utile à plusieurs titres. Les beachrocks peuvent représenter une protection efficace contre l'érosion littorale grâce à leur morphologie en dalles inclinées de 5-15° et leur grande résistance (Rossi 1988). Cette propriété est particulièrement intéressante vu la probable remontée du niveau marin durant les prochaines décennies. Par leur porosité initiale élevée, les sédiments littoraux sont des roches réservoirs potentielles pour les hydrocarbures ou pour l'eau. La cimentation précoce des beachrocks, qui consolide la roche avant l'enfouissement, atténue les effets de la compaction mécanique et de la pression solution; elle peut ainsi contribuer à la préservation d'une porosité effective intéressante (Purser 1978). Enfin, les beachrocks ont un intérêt géologique comme marqueurs et dateurs du niveau marin et de la ligne de rivage (Hopley 1986).

La lithification des beachrocks en quelques dizaines d'années constitue une énigme : Pourquoi la cimentation précoce est-elle si rapide en milieu intertidal sableux, alors que les sédiments situés de part et d'autre restent non consolidés, et que de manière générale, la calcite magnésienne et l'aragonite ne précipitent pas spontanément dans l'eau de mer ?

De nombreux auteurs ont étudié les beachrocks pour répondre à cette question. Divers mécanismes de formation ont été proposés; ils se divisent en deux grandes catégories : les mécanismes purement physico-chimiques et les mécanismes faisant intervenir l'activité microbienne.

L'objectif du présent travail est d'évaluer les différents mécanismes de formation proposés et, en particulier, de déterminer le rôle l'activité microbienne. La cimentation des beachrocks est-elle un processus favorisé par l'activité microbienne (*microbial mediated*) ? En d'autres termes, la précipitation de  $\text{CaCO}_3$  nécessite-t-elle la présence de micro-organismes, et ceux-ci contribuent-ils à une étape importante du processus ? Et dans l'affirmative, quelle est son importance par rapport aux mécanismes physico-chimiques ?

La présence de beachrocks dans des environnements très variés suggère l'existence de plusieurs processus de formation différents. Cette étude tient compte de cette diversité en couvrant plusieurs

zones géographiques et la plupart des contextes géologiques.

Le sujet a été traité avec trois approches distinctes : 1) l'étude des ciments reposant sur les techniques classiques de sédimentologie et de pétrographie, 2) la caractérisation chimique des environnements de formation par des analyses géochimiques de l'eau interstitielle, 3) la reproduction expérimentale des conditions de formation des beachrocks pour différencier les résultats de l'activité microbienne et des processus physico-chimiques.

Ces trois approches se retrouvent dans la structure du manuscrit : après une introduction résumant les connaissances sur les beachrocks et sur la biominéralisation microbienne (chapitre 1), sont présentés les résultats de l'étude classique des ciments (chapitre 2), de l'analyse de l'eau interstitielle (chapitre 3), et des trois expériences de biominéralisation (chapitre 4). Finalement, la discussion générale intègre ces différentes informations pour répondre à la question initiale (chapitre 5).

## 1.2 Etat des connaissances sur les beachrocks

### 1.2.1 Définition du beachrock

**Le beachrock est le résultat d'une lithification rapide des sédiments littoraux (sables ou graviers) par un ciment carbonaté (aragonite ou calcite magnésienne) en milieu intertidal** (Bricker 1971; Dalongeville & Sanlaville 1984). Le milieu intertidal est défini ici comme la zone de balancement du niveau marin résultant de l'action des marées, des vagues et des phénomènes météorologiques (Bernier & Dalongeville 1996). **Les sédiments situés au-dessous et au-dessus de la zone intertidale ne sont pas consolidés. Les composants du beachrock sont identiques aux sédiments de la plage adjacente.**

Le type de beachrock le plus fréquent se présente comme une succession de bancs inclinés vers la mer (pendage 5°-15°); ceux-ci correspondent à la lithification des stratifications de la plage (fig. 1, Planche 3/1). Toutes les structures sédimentaires de plage peuvent être conservées, notamment les keystone vugs. Un second type existe sur les côtes

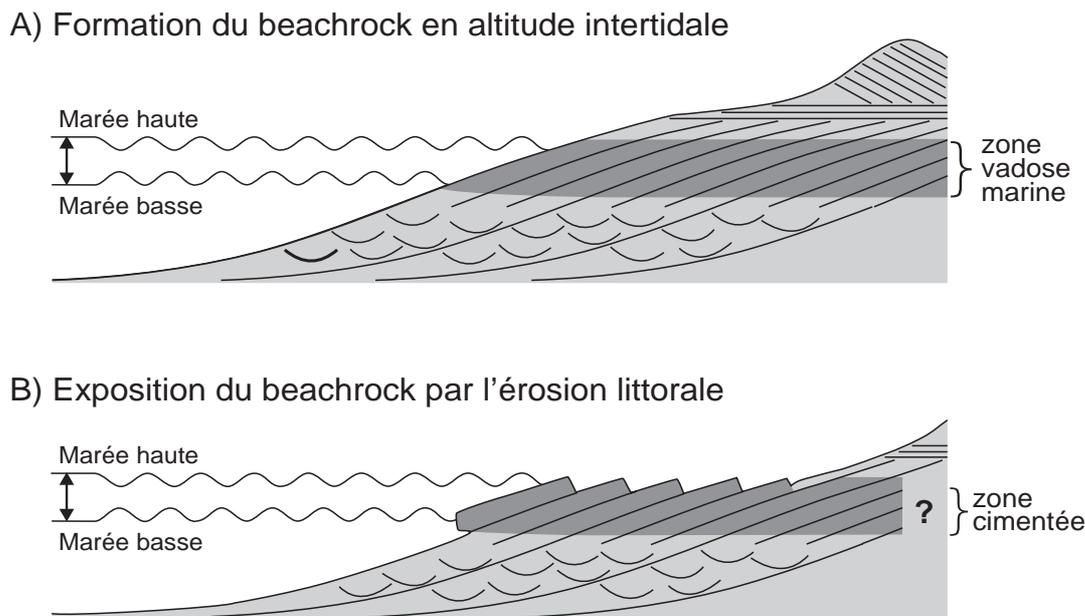


Fig. 1. Formation du beachrock en bancs inclinés en profondeur dans la plage (A), puis exposition du beachrock par l'érosion littorale (B).

plates sous forme de dalle unique (ou croûte) horizontale à subhorizontale, mesurant 5-20 cm d'épaisseur, souvent associée à des tapis microbiens. Cette croûte présente fréquemment des bombements et des fractures avec des chevauchements de dalles; ces structures de tepees forment des polygones de 5-10 m de diamètre (Planche 4/5; Purser 1980). Dans ce travail nous appelons le premier type beachrock en bancs inclinés (sauf mention contraire les beachrocks étudiés font partie de ce type) et le second type beachrock plat.

Les beachrocks existent dans des contextes géologiques très variés : estran protégé à très agité; côte avec des marées insignifiantes à littoral mésotidal; environnements sédimentaires entièrement carbonatés, siliciclastiques, ultrabasiques ou volcaniques; influence variable de l'eau douce (climat aride à équatorial humide, nappe phréatique sursaline à saumâtre). Par contre, le beachrock semble limité par la température (moyenne annuelle au-dessus de 20° C selon Russell & McIntire (1965)) et n'existe qu'aux latitudes tropicales, subtropicales ainsi qu'en Méditerranée (cf. fig. 2). La cimentation présente parfois une répartition spatiale de type vadose (ciment ménisque et ciment stalactitique). Le beachrock exposé a souvent subi une destruction partielle, il présente alors des figures d'altération, des réseaux de fractures et des blocs démembrés, qui peuvent être transportés dans le supratidal ou le subtidal. Sur le même site, plusieurs générations successives de beachrock peuvent s'enregistrer, séparées par des phases d'érosion partielle.

### 1.2.2 Différents mécanismes de formation proposés

Pour situer la problématique, rappelons que les deux conditions suivantes doivent être remplies pour la diagenèse carbonatée précoce (Davaud & Strasser 1984a) :

- Les particules doivent être immobilisées le temps nécessaire à la consolidation des sédiments par la première génération de ciment. Dans le milieu de haute énergie du littoral, ceci peut se produire par enfouissement consécutif à une accréation latérale, par fixation grâce à des filaments microbiens, ou par gravité pour des blocs assez lourds.
- Les fluides interstitiels doivent être saturés en  $\text{CaCO}_3$  et être renouvelés fréquemment. La circulation intense des fluides n'est possible que dans des sédiments bien perméables. Pour cette raison, les beachrocks ont une granulométrie de sables, de graviers ou de galets (> 0.06 mm), mais jamais plus fine. Les meilleurs agents hydrodynamiques pour la circulation sont la houle et les marées.

Le degré de saturation en  $\text{CaCO}_3$  indique si les ions  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{CO}_3^{--}$  en solution sont en excès et auront tendance à précipiter en calcite (respectivement en calcite magnésienne ou en aragonite, valeur de saturation > 1), sont en équilibre (saturation = 1) ou sont en déficit et que la solution aura tendance à dissoudre la calcite (saturation < 1). La saturation est une grandeur sans unité. A part la concentration de calcium et de carbonate total ( $\Sigma\text{CO}_2$ ), le principal

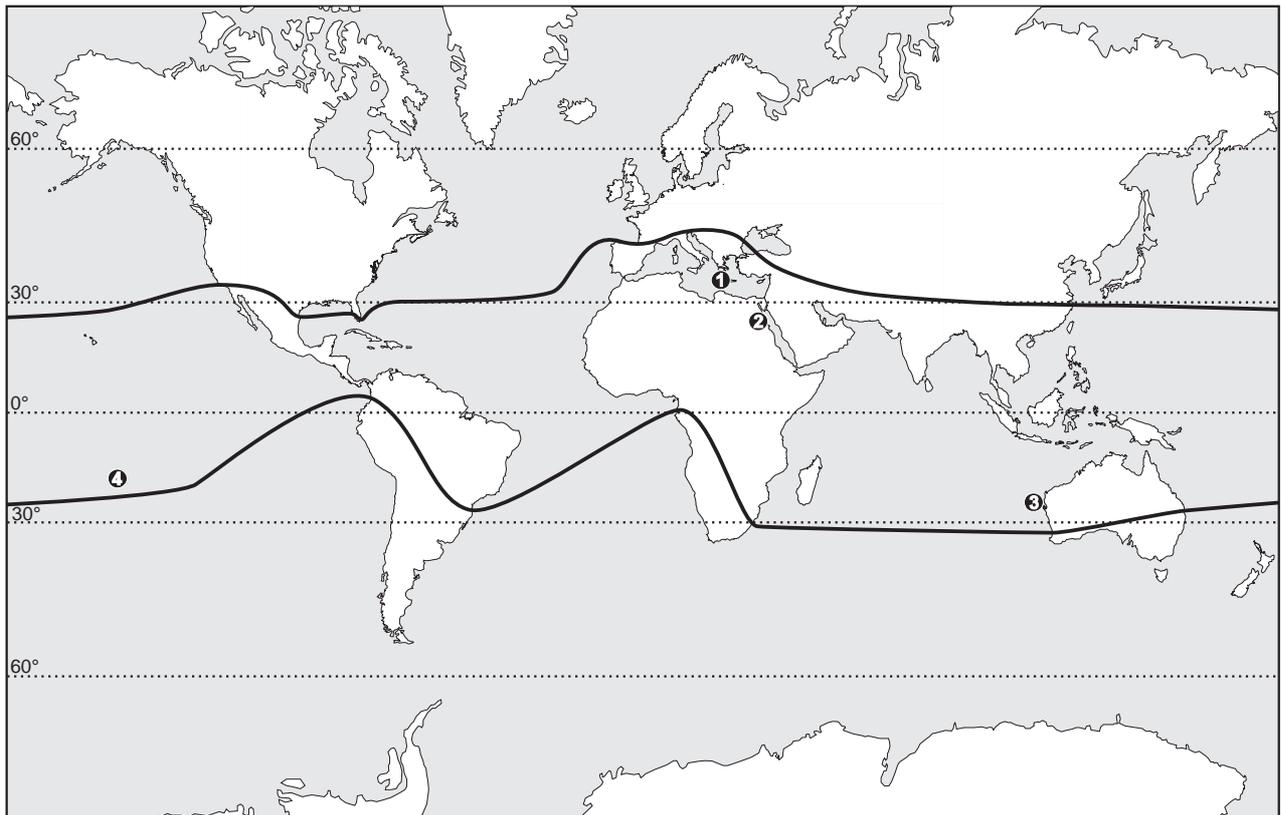


Fig. 2. Extension maximale des beachrocks autour de l'équateur (les côtes ouest de l'Amérique du Sud et sud-ouest de l'Afrique ont été très peu étudiées, probablement elles présentent également des beachrocks). Localisation des différentes régions étudiées, ❶ : Crète et Grèce continentale, ❷ : Mer Rouge, ❸ : Shark Bay / Australie, ❹ : Polynésie française.

facteur influençant la saturation est le pH (cf. fig. 3). Il contrôle sous quelle forme le  $\Sigma\text{CO}_2$  est présent (fig. 5). Le détail des réactions est expliqué au chapitre 1.3.1.

Concernant la localisation spatiale de la formation du beachrock, il est actuellement admis que la cimentation se produit dans l'intertidal telle que défini ci-dessus, incluant la *swash zone* (Hopley 1986). Par contre, il existe une controverse quant à la position de la zone diagénétique active dans la plage. Généralement, on considère que ce sont les sédiments enfouis dans la plage et situés à l'altitude intertidale qui se lithifient (Hopley 1986). Cette cimentation en profondeur tient compte de la nécessité de l'immobilisation des particules et explique bien la morphologie en bancs inclinés et partiellement superposés : ceux-ci correspondraient simplement aux stratifications de plage lithifiées. Le beachrock se formerait sous la surface et ne deviendrait visible qu'à la suite d'un amaigrissement de la plage (fig. 1, Dalongeville & Sanlaville 1984).

Au contraire, certains auteurs (Bernier & Dalongeville 1996; Krumbein 1979) situent la diagenèse en surface de la plage sur une faible épaisseur (~5-30 cm). Pour l'immobilisation des

sédiments ils font intervenir des tapis microbiens à dominante de cyanobactéries. La position en surface permettrait aux micro-organismes présents d'effectuer la photosynthèse, influençant ainsi la diagenèse (cf. chapitre 1.3.1). Pour des beachrocks plats, formés d'une dalle unique, ce mode de

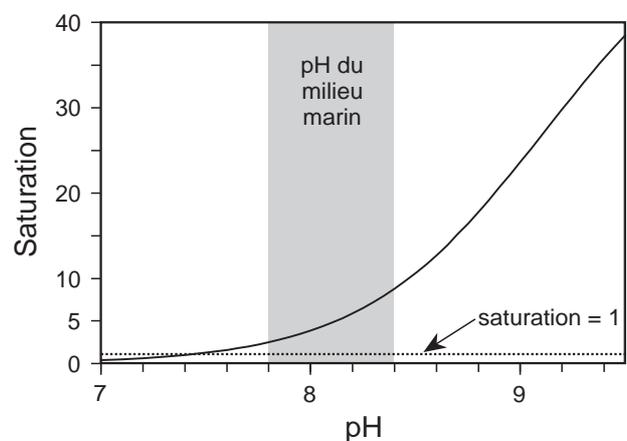


Fig. 3. Saturation en  $\text{CaCO}_3$  par rapport à la calcite en fonction du pH, avec des conditions marines normales : salinité 35‰,  $\text{Ca}^{++}$  400 ppm,  $\Sigma\text{CO}_2$  2.5 mmoles, température 25°C (calculé selon Skirrow 1975).

développement est possible, et même probable. Par contre, expliquer ainsi la formation de beachrocks en bancs inclinés nécessite de faire intervenir de multiples générations de beachrocks interrompues par des phases d'érosion (Bernier & Dalongeville 1996).

Différentes hypothèses ont été formulées sur les mécanismes responsables de la formation des beachrocks; Krumbein (1979) en donne une liste presque exhaustive. Certaines hypothèses sont contradictoires, car elles ont été développées à partir de beachrocks situés dans des environnements différents : milieux arides chauds avec des fluides interstitiels hypersalins, milieux semi-arides avec des fluides de salinité marine, et milieux saumâtres avec un apport d'eau continentale et présence d'une zone de mélange. Les processus invoqués se regroupent principalement dans les 4 catégories suivantes :

- la précipitation par évaporation de l'eau de mer,
- la précipitation à partir d'eau saumâtre dans la zone de mélange eau marine / eau douce,
- le dégazage de  $\text{CO}_2$  à l'interface phréatique / vadose à partir d'eaux continentales riches en carbonates,
- la précipitation contrôlée directement ou indirectement par des micro-organismes.

Les trois premières catégories sont parfois réunies sous le terme processus physico-chimiques par opposition aux processus biologiques.

- Pour Ginsburg (1953) et Scoffin (1970), l'évaporation de l'eau de mer est le principal agent de la cimentation. La concentration progressive des ions, notamment de calcium, augmente la saturation en  $\text{CaCO}_3$  et provoquerait la précipitation d'aragonite et de calcite magnésienne. Leur principal argument est la rareté de l'eau douce dans des environnements très secs ou sur des îlots très petits, où existent des beachrocks. En faveur de ce mécanisme, Moore & Billings (1971) ont observé sur les beachrocks de Grand Cayman (Caraïbes) de l'eau interstitielle légèrement hypersaline et dans le ciment aragonitique une forte teneur de sodium. Pour d'autres auteurs par contre, l'évaporation intervient uniquement de manière secondaire après la cimentation primaire (Krumbein 1979). Dans tous les cas, elle contribue à augmenter superficiellement l'induration des beachrocks exposés à la suite d'une érosion. L'évaporation peut être active à l'échelle des pores dans la zone vadose et provoquer une forte sursaturation des films et

des ménisques d'eau (Multer 1971), ou produire des fluides hypersalins à l'échelle régionale sur des côtes arides et très plates comme à Shark Bay, Australie (Logan 1974).

- Les travaux de Moore (1973 et 1977) sur des beachrocks des Caraïbes démontrent une diagenèse dans la zone de mélange eau marine / eau douce, par l'étude de la composition en isotopes stables ( $\delta^{18}\text{O}$ ) et en éléments traces (rapport Sr/Ca) des ciments. Trichet (1965) propose une cimentation du beachrock dans la zone saumâtre, par le mélange d'eau marine riche en calcium et d'eau continentale riche en carbonates, dont résulterait une sursaturation en  $\text{CaCO}_3$ . De même selon Schmalz (1971), le mélange de solutions marine et continentale plus ou moins sursaturées aboutirait à une solution saumâtre plus fortement saturée en  $\text{CaCO}_3$ , notamment grâce à la baisse de la force ionique (Wigley & Plummer 1976). Lors de mesures géochimiques dans un beachrock des Iles Marshall, cet auteur a trouvé une zone de mélange sous-saturée entre deux zones marine et météorique sursaturées. Il en déduit une précipitation de  $\text{CaCO}_3$  à cet endroit, ajoutant toutefois prudemment que cette précipitation ne correspond pas forcément à une cimentation de beachrock.

Il faut signaler qu'en recalculant les données de Schmalz avec les formules de l'annexe D, nous n'avons pas obtenu des résultats confirmant ces interprétations. Pour observer une augmentation de la saturation dans la zone de mélange, l'eau continentale doit être très riche en carbonate et posséder un pH proche ou supérieur à celui de l'eau de mer. La figure 4 illustre l'évolution de la saturation dans la zone de mélange pour deux eaux continentales différentes.

- Hanor (1978) et Meyers (1987) proposent comme processus principal le dégazage du  $\text{CO}_2$  : une nappe phréatique d'eau continentale sursaturée en carbonates (suite notamment à la dissolution de calcaire) s'écoule vers la mer; arrivée dans la plage sableuse le  $\text{CO}_2$  peut s'en échapper vers l'atmosphère (dégazage), ce qui provoque une forte augmentation de la saturation de  $\text{CaCO}_3$  (le détail des réactions est expliqué au chapitre 1.3.1), et une précipitation de ciment. Le dégazage du  $\text{CO}_2$  est favorisé par la grande perméabilité de la plage, par les mouvements verticaux de la nappe phréatique dus aux marées, et par la grande surface de l'interface eau-air dans la zone vadose.

- De nombreux auteurs ont invoqué des processus microbiologiques dans la formation des beachrocks. Pour certains, le rôle de l'activité biologique se limite uniquement à immobiliser les particules (Davies & Kinsey 1973). Mais pour la plupart, le métabolisme des bactéries influence notablement la précipitation des carbonates (Krumbein 1979). Quelques-uns lui attribuent même une intervention précise lors de la croissance d'un ciment particulier, l'aragonite fibreuse selon Puri & Collier (1967), mais plus généralement une première génération de ciment micritique en calcite magnésienne ou en aragonite (Moore 1973; Bernier & Dalongeville 1988). Ces interprétations sont basées sur la présence dans les ciments considérés de traces de matière organique et de morphologies microbiennes, notamment de cyanobactéries (Bernier & Dalongeville 1988), sur la similitude des ciments avec des précipitations expérimentales de biominéraux (Puri & Collier 1967; Krumbein 1979), ou sur l'analyse des isotopes stables (Moore 1973). Les détails des différents mécanismes sont décrits au chapitre 1.3.1.

Jusqu'à présent aucune des différentes hypothèses n'a pu être prouvée de manière indiscutable. Il existe plusieurs types de beachrocks dans des contextes géologiques des plus variés, et qui présentent souvent plusieurs phases différentes de cimentation. Il est actuellement admis que plusieurs mécanismes peuvent intervenir dans la formation

d'un beachrock, et qu'il n'y a pas une solution simple et universelle. Déjà Stoddart & Cann (1965) avaient souligné que « le problème n'est pas de l'origine du beachrock mais des origines des beachrocks ».

### 1.2.3 Etudes précédentes sur les beachrocks

En 1835 lors d'un voyage aux Maldives, Moresby avait déjà pertinemment décrit des beachrocks sur des atolls en notant leur composition similaire au sable de la plage, l'absence de consolidation de la plage au-dessus et au-dessous, leur formation dans la plage et l'exposition ultérieure par l'érosion de celle-ci. Depuis, leur facilité d'accès et leur abondance dans les latitudes tropicales ont valu aux beachrocks de nombreuses études, et plusieurs centaines de publications leur ont été consacrées. Le tableau 1 donne une sélection des principales descriptions de beachrock. On pourra trouver d'autres revues bibliographiques dans Krumbein (1979) et Dalongeville *et al.* (1984), et des synthèses dans Scoffin & Stoddart (1983), Purser (1980) et Milliman (1974). Il faut également signaler que les deux volumes, dans lesquelles se trouvent les articles de Bricker (1971) et de Dalongeville *et al.* (1984), contiennent une série de contributions sur le sujet.

Seules quelques publications fournissent des informations précises sur la vitesse de formation; cela est lié à la difficulté de dater les beachrocks (cf. chapitre 2.1.8). Les âges les plus jeunes sont

	Salinité ‰	Temp °C	pH	Ca ppm	$\Sigma\text{CO}_2$ mmole/l
Eau de Mer	35	25	8.0	400	2.5
Eau douce A	2	25	7.8	40	10
Eau douce B	2	25	7.6	40	5

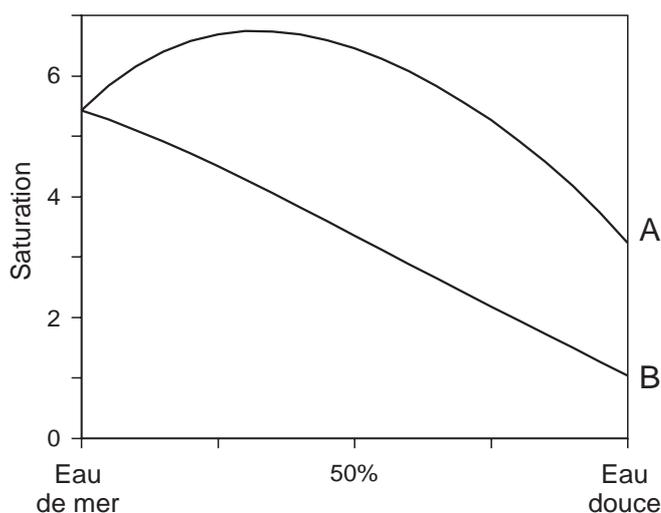


Fig. 4 Saturation en  $\text{CaCO}_3$  par rapport à la calcite dans la zone de mélange entre l'eau marine et deux eaux douces (A et B) avec des  $\Sigma\text{CO}_2$  et des pH différents. (Saturation selon Stuyfzand (1989) calculée en supposant une variation linéaire de la salinité, de Ca, de  $\Sigma\text{CO}_2$ , de  $\text{H}^+$  et de  $\text{OH}^-$  en système fermé. D'après Wigley & Plummer (1976),  $\text{H}^+$  et  $\text{OH}^-$  ne varie pas linéairement, mais le pH passe par un minimum, réduisant encore plus la saturation de l'eau saumâtre).

Type beachrock <sup>1</sup> et lieu	Matériel <sup>2</sup> / Contexte <sup>3</sup>	Ciments <sup>4</sup>	Analyses <sup>5</sup>	milieu <sup>6</sup>	origine proposée <sup>7</sup>	Référence
BR, Togo	s / cordon	Mg mi, pa, pel	c, CL *	saum, prof		Amieux <i>et al.</i> 1989
BR, Bahamas	b / calcaire	Ar mi, ac	c, i	marin		Beier 1985
BR, Grèce	d / cristalin	Mg mi, pa	b, c	marin	biol	Bernier & Dalongeville 1988
BR, Polynésie	b / volcan	Ar mi, ac	b, c	saum, sur	biol	Bernier <i>et al.</i> 1990
BR, Australie	b / îlot		d			Chivas <i>et al.</i> 1986
BR, Australie	b / îlot	Ar mi, ac	c, car, (g)	marin, prof		Davies & Kinsey 1973
BR, Isthme de Corinthe	/ calcaire- ultramafique	Mg; Ar	(g)	saum		Dunkel <i>et al.</i> 1988
BR plat, Golfe Persique	b / plat	Ar	c *		évap	Evamy 1973
BR, Bulgarie	/ cordon	Mg pa, mi	i	saum		Georgiev 1989
BR, Floride	b / îlot	Ar ac	c	marin	évap	Ginsburg 1953
BR, St. Croix			g *	saum	CO <sub>2</sub>	Hanor 1978
BR, Egypte	b-d / calcaire	Mg mi, pa; Ar ac	c, i	marin		Holail & Rashed 1992
BR plat, Abu Dhabi	b / plat	Mg mi; Ar mi	c, i		évap	Kendall <i>et al.</i> 1994
BR, Bahamas	b / calcaire	Ar ac	c, d			Kindler & Bain 1993
BR et BR plat, Golfe d'Aqaba	d b / calcaire		B *		biol, (phy-chi)	Krumbein 1979
BR, Madagascar			b			Le Campion-Alsumard & Picard 1973
BR plat, Australie	b / plat	Ar mi	c	hypers	évap, biol	Logan 1974
BR Israël	b /	Mg	i	saum		Magaritz <i>et al.</i> 1979
BR, Egypte	d b / calcaire	Mg mi; Ar ac	c			Mansour 1993
BR, Hawaii	b / volcan	Mg mi, pel, pa	c, G, WDS *	saum, prof	CO <sub>2</sub>	Meyers 1987
BR, Grand Cayman	b / calcaire	Ar mi, ac	(g), EDS		évap	Moore & Billings 1971
BR, Grand Cayman	/ calcaire	Ar ac; Mg mi, pa	c, (g), WDS, i *	saum	phy-chi et biol	Moore 1973
BR, St. Croix	b / volcan	Mg pa, pel; Ar ac	(g), WDS	saum	phy-chi et biol	Moore 1977
BR, Floride	b / îlot	Ar ac	c	marin	évap	Multer 1971
BR, Mer Rouge	b / îlot	Ar ac	b		biol	Nesteroff 1955, 1956
BR, Jamaïque	b, calcaire	Mg mi, pa; Ar mi, ac, ...	c, car, d, g, WDS *	saum	CO <sub>2</sub>	Pigott & Trumbly 1985
BR, synthèse			(g)	saum, prof		Russel & McIntire 1965
BR, Caraïbes			c *	saum	mix	Russel 1962

Type beachrock <sup>1</sup> et lieu	Matériel <sup>2</sup> / Contexte <sup>3</sup>	Ciments <sup>4</sup>	Analyses <sup>5</sup>	milieu <sup>6</sup>	origine proposée <sup>7</sup>	Référence
BR, Marshall Islands	b / atoll		car, G *	saum, prof	mix	Schmalz 1971
BR et BR plat, Australie	b / îlots	Ar ac; (Mg) mi	c		évap, (mix)	Scoffin & McLean 1978
BR, Bahamas	b / îlot	Ar				Shapiro <i>et al.</i> 1995
Dalles subhoriz., Tunisie	ooïdes / plat	Ar ac, mi; Mg pa	c, (d), WDS	hypers	biol, phy-chi	Strasser <i>et al.</i> 1989
BR, BR plat, Qatar	b / plat	Ar mi, ac, pel; Mg pa	c *		phy-chi, biol	Taylor & Illing 1969
BR, Canaries	v-b / volcan	Mg mi, pa; Ar ac	c		évap	Tietz & Müller 1971
BR, Moorea	b / volcan	Ar	(g)		mix	Trichet 1965
BR, Bahamas	b / calcaire	Ar mi, ac; Mg pa	c, WDS *		CO <sub>2</sub> marin	Whittle <i>et al.</i> 1993

<sup>1</sup> BR : beachrock en banc incliné

<sup>2</sup> b : bioclastique récent (+ ooïdes et peloïdes), d : détritique mélangé, v : volcanique, s : siliciclastique

<sup>3</sup> type de côte – atoll, cordon littoral, îlot, lagune, plat;  
arrière-pays – volcan, calcaire, cristallin

<sup>4</sup> Ar : aragonite, Mg : calcite magnésienne, ac : aciculaire, mi : micritique, pa : palissadique, pel : peloïdale

<sup>5</sup> b : étude biologique, B : expérience de biominéralisation, c : détail des ciments, car : carottage, CL : cathodoluminescence, d : datation, (g) g G : géochimie de l'eau interstitielle (lacunaire, complète, suivi sur plusieurs jours), i : isotopes stables, WDS/EDS : analyse des éléments traces

\* : étude particulièrement importante

<sup>6</sup> milieu – saum : eau saumâtre, marin : eau de mer, hypers : fluides hypersalins  
position lors de la formation – prof : dans la plage, sur : surface de la plage

<sup>7</sup> modèle – biol : biologique, CO<sub>2</sub> : dégazage CO<sub>2</sub>, évap : évaporation eau de mer, mix : mélange eau mer / eau douce, phy-chi : physico-chimique sans précision.

Tableau 1 Sélection des principales descriptions de beachrock.

indiqués par des débris militaires pris dans des beachrocks suite à la deuxième guerre mondiale dans le Pacifique. Emery *et al.* (1954) notent des débris métalliques et des objets en verre cimentés après 7 ou 8 ans. Frankel (1968) signale des débris d'avion cimentés dans un beachrock qui a déjà été altéré après 22 ans. La datation au carbone 14 de bioclastes inclus dans un beachrock par Chivas *et al.* (1986) indiquent une contamination suite aux essais nucléaires atmosphériques (principalement de 1950 à 1959) et un âge de moins de 25 ans. Aussi, la durée de formation la plus courte, qui est correctement attestée, semble être une dizaine d'année.

Les principaux ciments observés sont : l'aragonite micritique, l'aragonite aciculaire, la calcite magnésienne micritique, la calcite magnésienne peloïdale, la calcite magnésienne palissadique. Le tableau 1 indique les ciments mentionnés par chaque auteur. On trouvera de bonnes descriptions

dans Meyers (1987), Strasser *et al.* (1989) et Whittle *et al.* (1993, ceux-ci distinguent également entre des ciments palissadiques allongés et trapus et entre des ciments aciculaires fins et grossiers). Ces descriptions seront détaillées au chapitre 2.3. Seuls Pigott & Trumbly (1985), Taylor & Illing (1969) et Amieux *et al.* (1989) publient de manière exhaustive les variations latérales des ciments. Ces deux derniers articles utilisent une représentation graphique de la répartition des ciments : celle de Taylor & Illing (1969) indique le type des ciments et leur succession, tandis que celle de Amieux *et al.* (1989) visualise les mêmes paramètres avec en plus la fraction de la porosité occupée par chaque phase de ciment.

La diagenèse commence souvent avec un liseré micritique (parfois à tendance ménisque) et se poursuit par des ciments aciculaires ou en palissade (Holail & Rashed 1992, Bernier & Dalongeville 1988, Meyers 1987, Taylor & Illing 1969, Pigott &

Trumbly 1985, Amieux *et al.* 1989, Whittle *et al.* 1993, Scoffin & McLean 1978). Diverses tendances dans la distribution des ciments ont été mentionnées : lors de leurs carottages, Davies & Kinsey (1973) ont observé une augmentation de la cimentation en profondeur; Pigott & Trumbly (1985) indiquent une absence d'aragonite dans l'intertidal supérieur (uniquement calcite magnésienne); Taylor & Illing (1969) observent une dominance d'aragonite aciculaire dans l'intertidal supérieur et plus de calcite magnésienne palissadique dans l'intertidal inférieur. Strasser & Strohmenger (1997) signalent un contrôle de la minéralogie du ciment par le substrat : en calcite magnésienne dans des beachrocks à dominante siliciclastique et en aragonite dans des beachrocks à matériel carbonaté.

La difficulté d'analyser les isotopes stables  $^{18}\text{O}$  et  $^{13}\text{C}$  sélectivement dans les ciments (après séparation mécanique) n'a été surmontée que par 6 auteurs, dont les résultats sont présentés à la figure 27. Ces données indiquent une précipitation à partir d'eau de mer normale, sauf chez Moore (1973) et Georgiev (1989) dont les ciments auraient précipité à partir d'une eau saumâtre ( $\delta^{18}\text{O}$  -4 à -2‰). Aucune influence biologique n'est clairement indiquée par des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$ .

Les analyses des éléments traces dans les ciments ont le plus souvent été limitées au magnésium (valeurs comprises entre 7-29% mole Mg pour la calcite magnésienne, avec généralement 14-18% mole Mg) et au strontium (généralement 7000-13000 ppm dans l'aragonite, 800-2000 ppm dans la calcite magnésienne). Pour deux beachrocks, Moore (1973 et 1977) note un appauvrissement de magnésium et un enrichissement de strontium de la mer vers la terre pour l'aragonite et pour la calcite magnésienne, ce qui traduirait une influence croissante d'eau douce. En étudiant un beachrock situé en zone de mélange, Meyers (1987) ne trouve pas de tendance similaire. Moore (1971) a mesuré 4600 ppm de sodium dans l'aragonite micritique. Strasser *et al.* (1989) ont analysé le soufre (200-2300 ppm dans l'aragonite, 2600-4100 ppm dans la calcite magnésienne) et le fer (0-2500 ppm dans l'aragonite et 0-800 ppm dans la calcite magnésienne), ils invoquent l'activité bactérienne et algaire pour expliquer les teneurs élevées.

Les analyses géochimiques de l'eau interstitielle ont généralement été limitées à quelques paramètres dont la salinité. Elles ont toutes été réalisées sur des beachrocks soumis à une influence d'eau douce. Seuls Schmalz (1971), Meyers (1987), Hanor (1978) et Pigott & Trumbly (1985) ont fait l'ensemble des mesures nécessaires pour déterminer

la saturation (température, salinité, pH, calcium, total carbonates/alcalinité/ $\text{Pco}_2$ ), et uniquement les deux premiers auteurs ont répété leurs mesures pendant une dizaine de jours. Les différents résultats indiquent globalement que les eaux interstitielles sont moins saturées (parfois valeurs comparables) que l'eau de mer.

Bien que l'activité microbienne ait souvent été invoquée pour expliquer la formation des beachrocks, peu d'études ont relevé des preuves effectives en faveur de cette origine.

– Nesteroff (1955 et 1956) met en évidence par coloration une trame organique dans le ciment micritique; celle-ci contient de nombreuses bactéries et aurait servi de substrat pour la première génération de ciment.

– En se basant sur l'identification dans le ciment micritique de cyanobactéries épilithes (genres *Microcoleus*, *Lyngbya*, *Schizothrix*, *Entophysalis*, *Plectonema*, *Rivularia*, *Phormidium*), et sur la morphologie à boursoufflures et protubérances de ce ciment, Bernier & Dalongeville (1988) et Bernier *et al.* (1990) attribuent un rôle essentiel aux cyanobactéries dans la stabilisation du sédiment et le piégeage de micrite produisant la première génération de ciment. Strasser *et al.* (1989) ont également observé des filaments organiques calcifiés dans du ciment micritique ménéisque.

– A ce jour la meilleure étude microbiologique fut menée par Krumbein (1979). Sur les premiers centimètres d'un beachrock plat subhorizontal, il étudie le métabolisme microbien (photosynthèse et respiration) et observe les différents micro-organismes présents. En laboratoire il reproduit la précipitation de  $\text{CaCO}_3$  par des bactéries. Ses résultats indiquent que c'est la décomposition de la matière organique cyanobactérienne par des bactéries anaérobies puis aérobie, qui initie la diagenèse carbonatée.

Pour étudier leurs caractéristiques de roche réservoir, Guo & Friedman (1990) ont réparti une série de beachrocks selon leurs propriétés pétrophysiques (principalement la porosité). Les classes formées diffèrent en fonction des composants (ooïdes, bioclastes, terrigènes ou peloïdes) et de la pétrotecture (grainstone ou packstone). La porosité varie de 30% (faiblement cimenté) à 10% (fortement cimenté).

Presque toutes les études ont porté sur des beachrocks en bancs inclinés. Seuls les auteurs suivants ont décrit diverses formes de beachrocks plats, Purser (1980) en présente une synthèse. A noter que la plupart de ces formations sont situées

dans des environnements légèrement hypersalins : salinité >50‰ au Golfe Persique, 50-65‰ à Shark Bay, 43-51‰ en Tunisie, 40-41‰ au Golf d'Aqaba.

- Dans le Golfe Persique, Taylor & Illing (1969), puis Evamy (1973) et Kendall *et al.* (1994), ont décrit une croûte subhorizontale, localisée en surface de *tidal flats* étendus, cimentée sur une épaisseur de quelques centimètres par de l'aragonite micritique, et caractérisée par des fissures polygonales, des bombements et des chevauchements de tepees (ces structures sont produites durant la diagenèse par l'expansion latérale, Assereto & Kendall 1977). Logan (1974) fit des observations similaires à Shark Bay en Australie. La diagenèse s'effectuerait en surface sous l'effet de l'évaporation et du métabolisme des tapis microbiens souvent associés à cette formation.
- Sur la Grande Barrière (Australie), Scoffin & McLean (1978) signalent un beachrock horizontal avec une surface supérieure très régulière, situé au sommet de l'intertidal, et lithifié par de l'aragonite aciculaire et du ciment micritique.
- En Tunisie, Strasser *et al.* (1989) ont décrit plusieurs niveaux lithifiés subhorizontaux superposés, qui se poursuivent côté terre dans un faciès de plage sous des petites dunes éoliennes. La cimentation de type aragonite micritique et aciculaire se serait développée successivement à des altitudes particulières à l'interface phréatique-vadose dans la plage et sous les dunes.
- Des études microbiologiques détaillées d'un beachrock en croûte subhorizontale dans le Golfe d'Aqaba par Krumbein (1979) indiquent que des cyanobactéries colonisent et stabilisent la surface des sédiments, puis que la cimentation se déroule principalement à quelques centimètres de profondeurs lors de la décomposition bactérienne de la matière organique des cyanobactéries.

Le terme de beachrock a également été utilisé pour des cimentations précoces sur des plages lacustres. Bien que ressemblant au vrai beachrock, ces formations ne correspondent pas à sa définition. Sur le bord d'un petit lac du Michigan (Etats-Unis), Binkley *et al.* (1980) décrivent un niveau lithifié par des ciments prismatiques en calcite (1.5% mole Mg). Au sud de l'Australie, Last (1992) a étudié un petit lac volcanique hypersalin (salinité ~50‰) et alcalin (pH ~ 9.2), qui présente une bande cimentée par de la dolomie primaire (petits cristaux anhétraux à subhétraux) dans la zone de battement du niveau lacustre. Dans les deux cas les auteurs

proposent comme mécanisme responsable de la diagenèse précoce le dégazage de CO<sub>2</sub> à partir de nappes phréatiques s'écoulant dans les lacs.

En conclusion de cette brève revue de l'abondante littérature consacrée aux beachrocks, il faut signaler que seulement de rares auteurs ont traité de manière approfondie le sujet (avec une description détaillée des ciments et de leur répartition, une étude complète de l'eau interstitielle, et peut-être quelques compléments d'analyses avec les isotopes stables, les éléments traces ou la microbiologie). On peut relever les travaux de Moore (1973), Meyers (1987) et Pigott & Trumbly (1985).

#### 1.2.4 Beachrocks anciens

L'identification de beachrocks anciens (c'est-à-dire pré-Holocène) est très précieuse pour la précision des indications paléoenvironnementales qui peuvent être obtenues : position verticale de la zone intertidale (précision ~1 m, voire meilleure si présence de keystone vugs) et position horizontale du rivage (précision ~10 m). De plus, l'existence de beachrocks suggère que le dépôt s'est effectué dans un climat de type tropical ou subtropical.

Toutefois, il est bien plus difficile de reconnaître un beachrock ancien qu'un beachrock holocène. En effet, la transformation des ciments constitués de calcite magnésienne et d'aragonite en calcite cache fréquemment le ciment marin vadose caractéristique (Davaud & Strasser 1984a), et la composition des grains sédimentaires n'est d'aucune utilité. C'est principalement des critères sédimentaires macroscopiques qui doivent être utilisés. Aussi les exemples qui ont été décrit sont peu nombreux (par exemple : Donaldson & Ricketts 1979; Hanai & Oji 1981; et peut-être Gray & Adams 1995).

La liste ci-dessous résume les critères de reconnaissance communément admis (James & Choquette 1983; Donaldson & Ricketts 1979), la présence des trois premiers critères est indispensable pour qu'il soit possible d'envisager un beachrock. Il faut particulièrement faire attention à la confusion avec un hardground sous-marin ou avec une plage sans lithification précoce.

- présence d'une ancienne ligne de rivage avec les faciès associés (subtidal et supratidal)
- grainstone avec stratification de plage
- limite supérieure érosive avec le microrelief typique de l'érosion intertidale
- limite inférieure diffuse et conforme
- présence de keystone vugs
- encroûtement et colonisation des surfaces

- fracturation et fragmentation du beachrock, latéralement passage à des blocs de beachrock déplacés
- ciment marin vadose (ciment en calcite magnésienne et en aragonite, d'habitus micritique et fibreux, de répartition spatiale ménisque et stalactitique). Souvent le ciment a été transformé en calcite et seul subsistent des indices du ciment original (morphologie vadose, calcite fibreuse, enrichissement anormal en strontium ou magnésium et micro-inclusions de dolomite (Gray & Adams 1995)).

### 1.3 Etat des connaissances sur la biominéralisation microbienne

Les micro-organismes interviennent à trois niveaux dans la sédimentation et la diagenèse précoce (Gall *et al.* 1994) : 1) Stabiliser les grains sédimentaires (principalement par des tapis microbiens), 2) Piéger des particules fines de la granulométrie de silt ou d'argile, 3) Favoriser ou contrôler la précipitation de minéraux, c'est-à-dire la biominéralisation proprement dite. Les deux premiers types d'interventions ont été déjà bien étudiées, notamment pour les microbialites-stromatolithes (Burne & Moore 1987). Nous allons ici uniquement approfondir le troisième, bien que les deux autres peuvent également intervenir dans la formation de beachrocks (voir par exemple Krumbein 1979; Bernier & Dalongeville 1988).

#### 1.3.1 Mécanismes de biominéralisation microbienne carbonatée

Comme ce travail est consacré à l'influence de microbes simples sur la précipitation de carbonates, les particularités des organismes plus complexes (notamment pour la fabrication de coquilles et autres parties dures fonctionnelles) ne sont pas traitées ici. A ce sujet, le lecteur intéressé consultera la synthèse de Lowenstam & Weiner (1989). Les différents modes de carbonatogenèse biologique sont traités sommairement et présentés de manière simplifiée. Les références indiquées contiennent la description détaillée du fonctionnement des mécanismes.

La biominéralisation se produit dans trois localisations distinctes (Schneider 1977) :

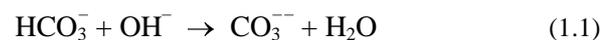
- l'imprégnation, avec des cristaux croissant dans le micro-organisme, le plus souvent dans les zones les plus externes comme la gaine des cyanobactéries, le mucilage en polysaccharides

entourant certaines bactéries (*extracellular polymeric substances* (EPS) des auteurs anglo-saxons) et d'autres types de mucus organiques;

- l'encroûtement, avec des cristaux croissant à partir de la surface du micro-organisme;
- la cimentation sans lien direct avec le micro-organisme, avec une précipitation inorganique dans un (micro-)environnement influencé par le métabolisme microbien.

Il est possible de distinguer deux groupes de mécanismes de biominéralisation :

- L'augmentation de la saturation de  $\text{CaCO}_3$  dans un micro-environnement. Cela est possible en augmentant soit de la concentration de  $\text{Ca}^{++}$ , soit celle de  $\text{CO}_3^{--}$ . Cette dernière concentration dépend du carbone inorganique dissous total ( $\Sigma\text{CO}_2$ ) et du pH, qui contrôle la répartition des différentes formes de carbonate. Pour des valeurs de pH proches du milieu marin (7.8-8.4) le carbonate est principalement sous la forme  $\text{HCO}_3^-$  (cf. fig. 5), et une alcalinisation provoque une augmentation de  $\text{CO}_3^{--}$  selon la réaction suivante :



Il suffit alors d'une augmentation du pH de 0.4 unité pour induire un doublement du  $\text{CO}_3^{--}$  et de la saturation. Aussi, tous les métabolismes microbiens induisant une alcalinisation du milieu peuvent provoquer une précipitation de  $\text{CaCO}_3$ .

Généralement pour ce type de mécanismes, est utilisée l'expression rôle indirect des micro-organismes dans la carbonatogenèse.

- La nucléation, puis de la croissance cristalline (éventuellement aussi de l'habitus et de l'orientation cristalline) favorisée et contrôlée par des molécules organiques.

Pour ce type de mécanismes, est utilisée l'expression rôle direct des micro-organismes.

La limite entre rôle direct et indirect, qualifiée également d'actif et passif, est subtile et diffère parfois d'un auteur à l'autre. Certains distinguent les cas dans lesquels le micro-organisme réalise totalement la cristallisation, et ceux dans lesquels il amorce seulement le processus (minéralisation induite; Castanier *et al.* 1986). Cette limite est parfois placée entre biominéralisation voulue par le micro-organisme et celle résultant simplement des produits accessoires du métabolisme.

Le rôle de la calcification n'est pas encore parfaitement compris; elle peut avoir comme avantage de servir de processus de détoxification

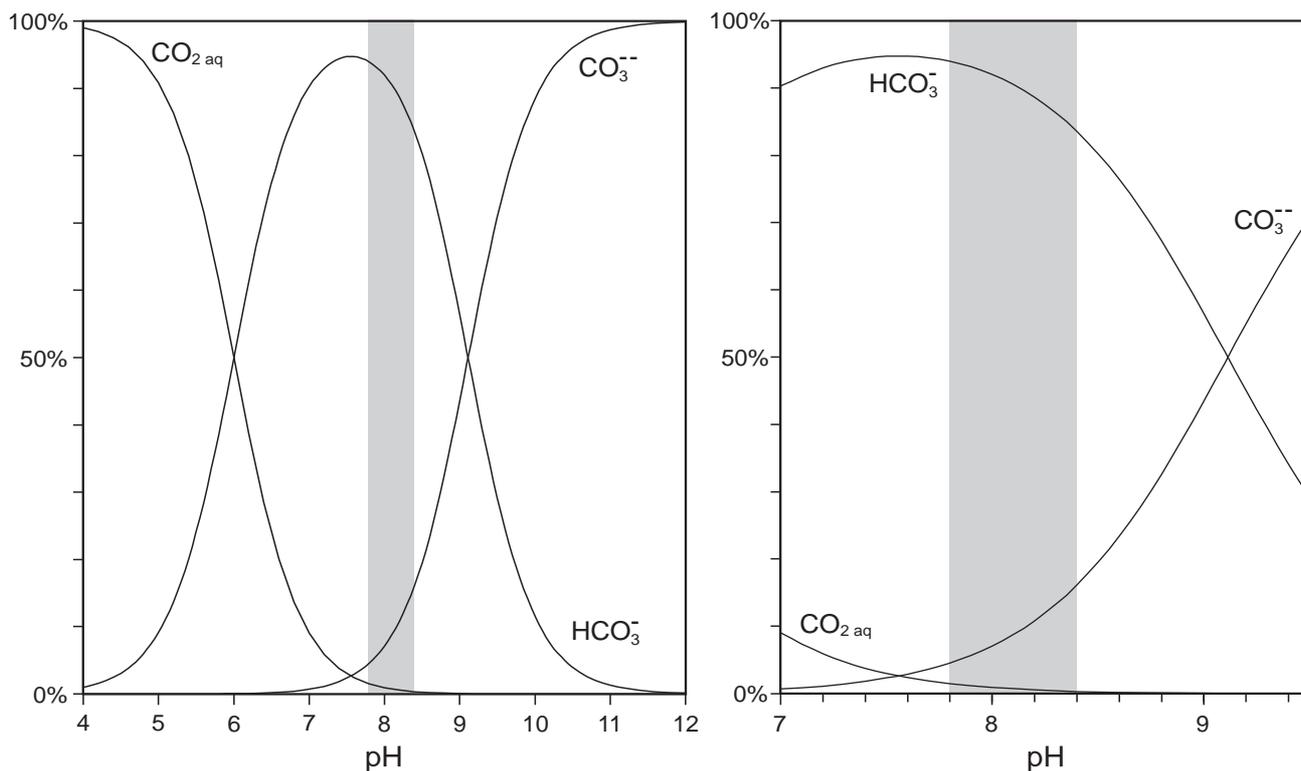
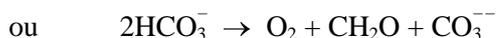


Fig. 5. Répartition des différentes formes de carbonates dissous en fonction du pH, calculé pour de l'eau de mer à salinité 35‰ et à 25°C selon les formules de l'annexe A. La proportion de  $H_2CO_3$  est très faible, et elle est incluse dans  $CO_{2(aq)}$ . A gauche vue générale, à droite agrandissement autour du pH du milieu marin, qui est mis en évidence en grisé.

pour éliminer du calcium de la cellule, de protéger contre la lumière trop intense, ou de protéger contre le broutage (Hoffmann 1992). En revanche, une forte précipitation de carbonate de calcium autour d'un microbe peut conduire à la mort de celui-ci en l'isolant complètement du milieu environnant (Castanier *et al.* 1989).

#### Liste des principaux mécanismes agissant sur la saturation de $CaCO_3$

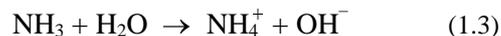
- La consommation de  $CO_2$  alcalinise le milieu (Krumbein & Swart 1983), principalement lors de la photosynthèse (Verrecchia *et al.* 1995), mais également par certaines bactéries chemolithotrophes utilisant le  $CO_2$  comme source de carbone (Chafetz & Buczynski 1992), selon la réaction simplifiée suivante :



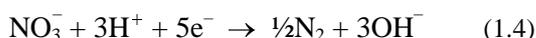
Merz & Zankl (1993) ont mesuré la relation directe entre la précipitation de carbonate et la consommation de  $CO_2$  durant la photosynthèse par des cyanobactéries d'eau douce. Dans des

environnements non confinés, la consommation de  $CO_2$  est probablement un des mécanismes majeurs (Ehrlich 1981).

- L'oxydation de composé carboné organique libère du  $CO_2$  et acidifie le milieu (c'est la réaction inverse de la photosynthèse qui consomme du  $CO_2$ ). Dans la plupart des milieux telle que l'eau de mer, cela abaisse la saturation en  $CaCO_3$  et conduit à la dissolution de carbonate, mais en milieu basique (pH > 11) ou en présence d'un tampon pH fort autre que le carbonate, une précipitation peut se produire.
- Plusieurs réactions du cycle de l'azote augmentent le pH. L'oxydation de composés azotés organiques produit du  $NH_3$  et du  $CO_2$  (Ehrlich 1981), principalement lors de la décomposition des acides aminés (déamination). En présence d'oxygène le  $NH_3$  est oxydé en  $NO_2^-$  et  $NO_3^-$  (nitrification) avec dégagement de  $H^+$ . Par contre sous conditions anaérobies, l'ammoniac est hydrolysé selon la réaction ci-dessous, ceci alcalinise le milieu et peut provoquer la précipitation de carbonates (Berner 1971) :



La réduction de nitrates (dénitrification) en milieu pauvre en oxygène provoque l'alcalinisation du milieu, selon la réaction suivante (Van der Weijden 1992) :



Les bactéries pratiquant la déamination des acides aminés et la réduction de nitrates sont absentes dans les milieux peu confinés (Castanier 1987).

- La réduction de sulfates augmente l'alcalinité en utilisant le pouvoir réducteur du carbone organique (indiqué par  $\text{CH}_2\text{O}$  dans la réaction), selon la réaction simplifiée suivante (Ehrlich 1981) :

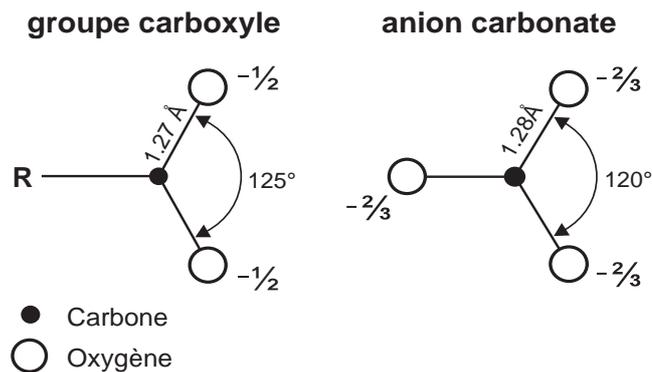


La réduction bactérienne des sulfates fonctionne uniquement en anaérobiose stricte (Castanier 1987). Dans des milieux oxygénés non réducteurs, tel que des plages sableuses, une éventuelle réduction des sulfates abaisse la saturation en carbonate à cause de la reoxydation du hydrogène sulfuré (Stoessel 1992)

- la concentration de calcium et de magnésium dans le mucus organique ou dans les membranes cellulaires de bactéries vivantes ou mortes (Chafetz & Buczynski 1992).

#### Liste des principaux autres mécanismes

- La vitesse de diffusion des ions peut jouer un rôle important, lorsque, dans la partie centrale des micro-organismes, le métabolisme libère des ions tel que  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{CO}_3^{--}$  ou  $\text{OH}^-$  qui doivent ensuite traverser les couches externes (Merz & Zankl 1993) ou la couche d'hydratation autour de la paroi cellulaire (Schultze-Lam *et al.* 1996). Par exemple chez les cyanobactéries, la photosynthèse est accomplie dans le trichome; elle alcalinise le micro-milieu et produit un gradient pH à travers la gaine (Verrecchia *et al.* 1995).
- Des interactions spécifiques existent entre certaines molécules organiques et la calcite ou l'aragonite. En particulier le radical carboxyle  $-\text{COO}^-$  (existant dans tous les acides aminés, composants de base des protéines) présente une configuration spatiale très similaire au réseau cristallin de la calcite (Mitterer & Cunningham 1985). La distance C-O est de 1.27 Å dans le groupe carboxyle et de 1.28 Å dans l'anion carbonate, et l'angle O-C-O est respectivement de 125° et de 120°, comme illustré par le croquis suivant :



Il s'intègre facilement dans le réseau de la calcite, et peut donc servir de nucléus, faciliter l'incorporation de matière organique pendant la croissance d'un cristal ou au contraire inhiber le développement d'une face cristalline en s'adsorbant sur celle-ci (Hunter 1996). Cette relation théorique a été mise en évidence expérimentalement par Berman *et al.* (1995) : de la calcite orientée à partir de la face (012) a précipité sur un film de polymères Langmuir-Schaefer (p-PDA) synthétique présentant de nombreuses terminaisons  $-\text{COO}^-$  parfaitement ordonnées.

Divers travaux ont montré que les molécules organiques extraites de coquilles et d'autres biominéraux contrôlent la minéralogie (calcite ou aragonite) et orientent la croissance cristalline (Worms & Weiner 1986; Aizenberg *et al.* 1994; Albeck *et al.* 1996; Falini *et al.* 1996). De nombreux micro-organismes produisent des gaines et des mucus extracellulaires en polysaccharides (EPS); Défarge *et al.* (1996) ont observé la calcification de micro-réseaux organiques de ce type, subsistant après la mort des Kopardas (stromatolithes d'eau douce de Polynésie); la nucléation de la calcite magnésienne serait initiée à partir des sites acides (acides uronique, aspartique, glutamique etc.) du substrat. Dans les résidus organiques obtenus par dissolution de divers biominéraux et sédiments carbonatés, l'acide aspartique (acide aminé) est dominant; cela suggère qu'il joue un rôle particulier dans la précipitation (Mitterer & Cunningham 1985).

- La surface de presque toutes les bactéries possède une charge électrique négative (en partie due à des groupes réactifs carboxyles  $-\text{COO}^-$ ), sur laquelle les cations peuvent être complexés, puis les anions disponibles être incorporés ( $\text{OH}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{--}$ , etc.), favorisant ainsi la nucléation (Schultze-Lam *et al.* 1996). En développant cette idée, Folk (1993) a proposé pour un milieu de sources thermales que des nannobactéries

chargées négativement attirent des ions  $\text{Ca}^{++}$  et créent ainsi un micro-milieu favorable à la précipitation d'aragonite. Chaque aiguille d'aragonite serait formée par une nannobactérie située à son extrémité, et se déplaçant avec la croissance du cristal.

- La paroi des micro-organismes et le mucus organique extracellulaire peuvent simplement servir de support pour la nucléation des cristaux; la croissance microbienne renouvelant continuellement la surface de nucléation (Merz-Preiß 1997).
- Diverses molécules organiques et inorganiques (notamment les sulfates et les phosphates) ont des propriétés inhibitrices sur la précipitation soit de la calcite, soit de l'aragonite (Burton 1993). La production de ces molécules par l'activité microbienne peut favoriser la formation d'un polymorphe de  $\text{CaCO}_3$  par rapport à l'autre.

### 1.3.2 Identification de biominéraux

Il est très délicat de prouver une origine biologique de cristaux « fossiles » lorsque la formation est terminée.

La mise en évidence de micro-organismes présents lors de la précipitation des minéraux est relativement aisée (morphologies microbiennes ou traces de matière organique). Toutefois cette présence est insuffisante pour identifier un biominéral, car tous les milieux de diagenèse précoce sont riches en vie microbienne. Il est nettement plus difficile d'établir une influence significative de la part des micro-organismes sur la croissance cristalline (ceci pourrait être indiqué par certains habitus cristallins particuliers ou par une composition inhabituelle en isotopes stables et éventuellement en éléments traces).

#### ***Corps microbiens calcifiés***

Différentes morphologies microbiennes calcifiées (filaments cyanobactériens, champignons, corps bactériens sphériques ou en bâtonnets...) ont été observées intimement associées à des minéraux carbonatés dans les environnements les plus variés : sources chaudes (Jones & Renaut 1996), travertins (Adolphe *et al.* 1989; Guo & Riding 1994), sols arides (Monger *et al.* 1991), calcrètes (Klappa 1979), peloides marins (Chafetz 1986), dolomie primaire lagunaire (Vasconcelos *et al.* 1995) et évidemment les microbialites (Krumbein & Swart 1983; Défarge *et al.* 1996). Folk (1993) reconnaît des nannobactéries (0.05-0.3  $\mu\text{m}$ ) dans presque tous les ciments précoces après une attaque acide; toutefois, l'existence de bactéries plus petites qu'une

sphère de 0.2  $\mu\text{m}$  est fortement contestée par des biologistes (Maniloff 1997).

Ces observations de microbes englobés dans des cristaux indiquent que les bactéries vivent sur ou à côté des cristaux en formation.

#### ***Coloration des traces de matière organique***

Divers colorants peuvent révéler de très faibles traces de matière organique dans les minéraux. Nesteroff (1956), Davies & Kinsey (1973), Alvarez & Vicat (1989) et Reitner (1993) ont appliqué ces techniques aux carbonates, généralement en utilisant une solution acide diluée. Certains colorants sont spécifiques pour un type particulier de matière organique : le bleu de méthylène pour l'ARN et la ribonucléase, le bleu de o-toluidine pour les Ca-polysaccharides et la matière organique riche en sucres, le réactif de Schiff pour les polysaccharides, la fuchsine basique pour les protéines en décomposition, etc. Reitner *et al.* (1995) ont également utilisé des colorants fluorescents plus subtils.

Ces techniques permettent de localiser la matière organique précisément au microscope optique, par contre elles ne donnent que peu de renseignements sur les organismes ayant produit la matière organique

#### ***Analyse des biomarqueurs***

Les biomarqueurs (marqueurs biologiques) sont des composés organiques complexes, présents dans les hydrocarbures, les bitumes, les roches et les sédiments, et dont la structure n'est pas ou peu modifiée par rapport aux molécules organiques parentes dans les organismes vivants (Peters & Moldowan 1993). Certains biomarqueurs peuvent être reliés à des groupes d'organismes très précis. Ces composés sont typiquement analysés par chromatographie en phase gazeuse et spectroscopie de masse.

Cette technique a été utilisée sur la boue aragonitique actuelle pour déterminer une source corallienne ou algale (Liebezeit *et al.* 1984), sur les ooïdes actuelles pour établir le mode de formation biologique ou inorganique (Trichet 1968; Mitterer & Cunningham 1985; Reitner *et al.* 1997), et dans le fossile sur des microbialites et des biohermes pour déterminer les organismes dominants lors de la formation (Keupp *et al.* 1993; Hefter *et al.* 1993).

A condition d'avoir suffisamment de matière organique, l'analyse des biomarqueurs peut donner des résultats très intéressants. Toutefois elle indique seulement les molécules organiques présentes dans l'environnement de formation, et non l'influence des micro-organismes sur la précipitation.

Référence	Environnement d'origine	Milieu de culture <sup>1</sup>	Microbes étudiés	Résultats	Déterm <sup>2</sup>
<b>Beachrock</b>					
Krumbein (1979)	surface et profondeur BR	liquide dopé, aérobic et anaérobic	souches bactériennes	Aragonite (aiguille, fagot, rosette) (Mg-Calcite micritique)	MEB, XRD
<b>Milieu marin</b>					
Billy <i>et al.</i> (1976)	Vase inter-subtidal	agar dopé	bactéries	Aragonite (bâtonnet-haltères-sphérules)	MEB, XRD
Buczynski & Chafetz (1991)	Tapis algaire de <i>tidal flat</i>	liquide et agar dopé	bactéries	Aragonite (liquide), Calcite (agar), bâtonnet-fagot	XRD
Castanier <i>et al.</i> (1989)	Eau de mer (Marseille)	liquide (dopé), obscur	tout sauf phytoplancton	bâtonnet-fagot-sphère (série de carbonate) pH $\nearrow$ 9, eutrophisation	MEB
Castanier <i>et al.</i> (1986)	Sédiments et Eau d'herbier à Posidonie	agar dopé	bactérie	Carbonate de calcium	
Chafetz & Buczynski (1992)	Stromatolithes intertidaux (Texas)	liquide et agar, naturel et dopé, lumière et obscur	tout (bactéries + cyanobact.)	Carbonate de calcium par activité bactérienne	MEB
Greenfield (1963)	Eau de mer littorale (Floride)	liquide dopé, Ca et Mg variable	bactérie ( <i>Pseudomonas</i> )	Aragonite	XRD
Krumbein (1974)	marin ?	liquide, aérobic et anaérobic, (dopé ?)	bactérie hétérotroph. et champignon	Aragonite (aiguille et micrite)	MEB, XRD
McCallum & Guhathakurta (1970)	Sédiments (Bahamas)	liquide naturel à dopé	bactéries	Aragonite	XRD
Morita (1980)	Eau de mer (Australie)	liquide dopé	bactéries	Calcite, pH $\nearrow$ 9	XRD
Novitsky (1981)	Eau de mer et Sédiment (Bermudes)	liquide dopé	tout	Calcite - Aragonite <u>abiotique</u> , uniquement si le pH dépasse 8.3	XRD
Pentecost & Bauld (1988)	Stromatolithes (Shark Bay) et tufs continent.	agar, cellule de diffusion, pH 9-10	Cyanobactéries (4 espèces)	Calcite à la surface des filaments (pour 2 espèces)	
Puri & Collier (1967)	Eau de mer (Floride)	liquide dopé en CO <sub>3</sub>	tout	Aragonite (fagot)	XRD
Vasconcelos <i>et al.</i> (1995)	Sédiments réducteurs de lagon (Brésil)	Grains de quartz + liquide dopé, anaérobic à 4° C	+/- tout (bactéries et nannobactéries)	dolomie ferrugineuse	EDS, XRD
<b>Milieu continental</b>					
Adolphe & Billy (1974)	Tufs et travertins	liquide (dopé ?) avec support mousse	tout (bactéries)	Calcite avec 6% Mg	XRD
Boquet <i>et al.</i> (1973)	Sol	agar +/- dopé	bactéries	Calcite	XRD
Caudwell (1987)	Stromatolithe de lac et de marais	liquide, naturel et dopé	association cyanobactéries et bactéries	Calcite (activité bactérienne lors dégradation des cyanobactéries)	Alizar. XRD, EDS
Merz & Zankl (1993)	Tapis microbien marécage	agar naturel	toutes les cyanobactéries	calcification gaine extérieur des cyano, lumière favorise	MEB
Monger <i>et al.</i> (1991)	Sol aride (~caliche)	agar dopé	bactéries et champignons	Calcite	XRD
		naturel (colonne de sol, évaporation)	tout	Calcite	XRD
Pentecost & Terry (1988)	Travertins	liquide et agar, dopé	bactéries (surtout <i>Pseudomonas</i> )	<u>pas</u> de minéraux	MEB
Urrutia & Beveridge (1994)	Sol	liquide +/- naturel, ajout Fe, Al, Si, métaux lourd	bactérie ( <i>Bacillus subtilis</i> )	Silicates	EDS
<b>Milieu extrême</b>					
Ferrer <i>et al.</i> (1988)	Sols hypersalins	agar dopé, S 25-200‰	bactérie ( <i>Deleya Holophila</i> )	Calcite (S 25‰) MgCalcite (S 75‰ et 200‰)	XRD, MEB

Référence	Environnement d'origine	Milieu de culture <sup>1</sup>	Microbes étudiés	Résultats	Déterm <sup>2</sup>
Moral del <i>et al.</i> (1987)	lac hypersalin	agar et liquide, dopé, S 20-200‰	bactérie	Calcite et Vatérite (S 20‰), Calcite (S 100‰), Aragonite (S200‰)	XRD
Pontoizeau <i>et al.</i> (1996)	inconnu	liquide dopé, Mg/Ca 33-360	Souches bactériennes	Struvite (MgNH <sub>4</sub> PO <sub>4</sub> ·6H <sub>2</sub> O)	EDS, XRD
Rivadeneira <i>et al.</i> (1993)	Sol salin	agar et liquide (dopé ?)	Bactérie ( <i>Bacillus</i> sp.)	Mg-Calcite (9-32% Mg), Aragonite (seulement liquide)	XRD, MEB

<sup>1</sup> agar : sur milieu semi-solide agarisé; liquide : en milieu liquide; dopé : avec ajouts de nutriments, de calcium ou de carbonates supérieures aux concentrations de l'environnement d'origine; naturel : respectant les conditions naturelles

<sup>2</sup> Détermination des minéraux – MEB : microscope électronique à balayage, XRD : diffractométrie de rayons X, EDS : microanalyse de rayons X à dispersion d'énergie, Alizar. : coloration à l'alizarine (cf. chapitre 2.1.2)

Tableau 2. Expériences précédentes de biominéralisation (liste non exhaustive).

### Habitus des biominéraux

Une série d'expériences de précipitation bactérienne a produit des formes caractéristiques : fagots, bipyramides tétraogonales, haltères, doubles haltères et sphères de dimensions entre 10 et 50 µm, et composés de calcite et d'aragonite (Castanier *et al.* 1989; Buczynski & Chafetz 1991 et 1993; Rivadeneira *et al.* 1993). Selon Castanier *et al.* (1989) ces formes appartiendraient à une séquence morphogénétique continue, commençant par la calcification d'une bactérie en bâtonnet pour aboutir à une sphère. Toutes ces morphologies, à l'exception des haltères aragonitiques et des sphères, sont uniquement d'origine bactérienne (Buczynski & Chafetz 1993).

### Isotopes stables ( $\delta^{13}\text{C}$ )

Lors du métabolisme se produisent divers fractionnements isotopiques, notamment du carbone. Les organismes utilisent préférentiellement du  $^{12}\text{C}$  par rapport au  $^{13}\text{C}$ , appauvrissant leur matière organique en  $^{13}\text{C}$  relativement à la source de carbone, et enrichissant l'environnement immédiat en  $^{13}\text{C}$  (Krumbein & Swart 1983). Une précipitation de  $\text{CaCO}_3$  liée à une consommation biologique de  $\text{CO}_2$  (par exemple lors de la photosynthèse) enrichit les minéraux en  $^{13}\text{C}$ . Au contraire une précipitation utilisant du carbone organique (par exemple du méthane) appauvrit en  $^{13}\text{C}$  les carbonates. Enfin une précipitation sans lien avec le cycle biologique du carbone ne devrait pas influencer le  $\delta^{13}\text{C}$  des minéraux (Ehrlich 1981). L'interprétation est délicate, l'activité microbienne pouvant influencer le  $\delta^{13}\text{C}$  des minéraux dans les deux sens !

Burne & Moore (1987) illustrent l'enrichissement en  $^{13}\text{C}$  de biominéraux ( $\delta^{13}\text{C} +5\%$ ) formés dans des

microbialites lacustres, alors que la matière organique des microbialites est appauvrie en  $^{13}\text{C}$ . Dans des sédiments jurassiques lagunaires, Hendry (1993) observe un ciment appauvri en  $^{13}\text{C}$  qu'il relie à la décomposition de la matière organique lors de la diagenèse précoce. Clari *et al.* (1994) et Savard *et al.* (1996) interprètent des carbonates fortement appauvris en  $^{13}\text{C}$  (-20 à -45‰) comme formés à partir de méthane biogène.

### Eléments traces

Selon Carpenter & Lohmann (1992), la calcite magnésienne biotique (foraminifères, brachiopodes, échinodermes, bryozoaires, cœlentérés et rhodophycées) est plus riche en strontium que la calcite magnésienne abiotique (ciments marins de platier récifal, de hardground à 10 m et de talus à 500-700 m). Ils ont calculé pour les deux cas la relation entre Mg et Sr, respectivement :

$$\text{Sr}_{\text{ppm}} = 0.024_{(\pm 0.004)} \cdot \text{Mg}_{\text{ppm}} + 1298_{(\pm 121)} \text{ et}$$

$$\text{Sr}_{\text{ppm}} = 0.027_{(\pm 0.002)} \cdot \text{Mg}_{\text{ppm}} + 47_{(\pm 93)}$$

Selon Loreau (1982), un rapport molaire Sr/Mg < 2 pour l'aragonite correspond à une origine biogénique (mollusques, coraux, rhodophycées), alors qu'un rapport > 4 est le signe d'une « précipitation directe » (représentée par de la boue aragonitique, des pellets, des ooïdes, des encroûtements de pélagosite et de coniatolithe).

Ces critères permettent de distinguer les carbonates bioclastiques des carbonates abiotiques, mais ne donnent pas d'informations sur les carbonates microbiens. Ceux-ci se rapprochent probablement des carbonates abiotiques (ainsi, une partie importante de « l'aragonite sédimentaire » de Loreau (1982) est probablement d'origine microbienne : ooïdes, pellets et boue aragonitique). Aussi le problème de base de l'interprétation des éléments

traces est l'absence de données précises pour des carbonates incontestablement abiotiques.

### 1.3.3 Expériences de biominéralisation

Devant la difficulté de démontrer l'origine biologique de certains minéraux et pour définir les capacités calcifiantes de certains organismes particuliers, de multiples expériences de biominéralisation ont été effectuées en laboratoire. Le tableau 2 donne un aperçu des conditions et des résultats de ces travaux. Les environnements d'origine sont très variés; les milieux et conditions de culture sont parfois très éloignés de l'environnement naturel; certaines expériences concernent l'ensemble des micro-organismes présents dans un milieu, d'autres sont spécifiques pour une souche de bactérie ou une espèce.

Novitsky (1981) a formulé trois critères que devrait respecter toute démonstration expérimentale de la précipitation bactérienne : « 1) La précipitation doit se dérouler dans de l'eau de mer naturelle sans ajout de calcium, de carbonate ou de matière organique 2) Le pH doit rester proche (à 0.2 unité près) des valeurs *in situ*. 3) Des contrôles abiotiques adéquats ne doivent pas précipiter de carbonates. » Nous ajoutons le critère suivant : 4) Les paramètres physiques du milieu d'origine doivent être fidèlement reproduits (température, agitation, substrat éventuel, illumination, etc.).

Seul Krumbein (1979) a expérimenté avec des beachrocks; il a utilisé les micro-organismes d'un biofilm de type stromatolithique présent à la surface d'un beachrock plat; il a obtenu des aiguilles et fagots d'aragonite de 10-20  $\mu\text{m}$ . Aucune expérience n'a été faite avec du matériel de beachrock en bancs inclinés.

Une série de travaux a été consacrée à la formation de carbonates marins (boue et peloïdes) en testant des populations microbiennes de l'eau de mer de surface, de sédiments peu profonds et de stromatolithes; dans la plupart des cas, des biominéraux de calcite et d'aragonite ont été observés. Parmi ceux-ci, Chafetz & Buczynski (1992) reproduisent relativement fidèlement l'environnement naturel. Novitsky (1981) a observé que le  $\text{CaCO}_3$  précipite pareillement dans ses expériences biotiques et abiotiques dès que le pH dépasse 8.3, indépendamment du mécanisme ayant alcalinisé le milieu. Buczynski & Chafetz (1991) ont noté que la viscosité du milieu (et donc la vitesse de diffusion des ions) influençait la minéralogie : précipités en aragonite à partir de milieu liquide, en calcite à partir de milieu agarisé.

Les expériences en milieux continentaux et hypersalins sont mentionnés pour mémoire. Le montage de Monger *et al.* (1991), reproduisant fidèlement une colonne de sol (substrat, humidité, évaporation...), est particulièrement intéressant. A signaler que Pentecost & Terry (1988) n'ont observé aucune formation de carbonate lors de leurs expériences.

Enfin, des applications industrielles ont été développées dans des environnements continentaux artificiels pour tirer parti des capacités de carbonatogenèse des bactéries. Adolphe *et al.* (1990) proposent un traitement de surface poreuse, qui utilise des bactéries et un milieu de nutritif pour précipiter du  $\text{CaCO}_3$  et ainsi améliorer les qualités mécaniques du substrat. A partir du même principe, Castanier *et al.* (1996) ont développé un mortier biologique, qui est composé d'un mélange de bactéries, de particules calcaires et de milieu nutritif. Ces deux inventions sont particulièrement adaptées à la restauration d'éléments historiques en calcaire ou en d'autres roches sédimentaires.

Ces études ont montré que de nombreux micro-organismes sont capables de « précipiter » du  $\text{CaCO}_3$ . Toutefois, la plupart des expériences ne reproduisaient pas le milieu avec suffisamment de rigueur, les erreurs les plus graves étant des augmentations de la saturation en  $\text{CaCO}_3$  ( $\text{Ca}$ ,  $\Sigma\text{CO}_2$  et pH) et des ajouts de nutriments. De même, les substrats d'origines ne sont souvent pas respectés; seuls Vasconcelos *et al.* (1995) et Monger *et al.* (1991) ont reproduit un environnement sédimentaire correct.

### 1.3.4 Synthèse

Actuellement, la biominéralisation microbienne est prouvée et largement acceptée pour certains phénomènes comme les stromatolithes (Chafetz & Buczynski 1992; Défarge *et al.* 1996), les travertins continentaux (Guo & Riding 1994) ou les calcrètes (Verrecchia *et al.* 1995). De même, la capacité de diverses bactéries à effectuer la carbonatogenèse a été établie expérimentalement (Boquet *et al.* 1973; Castanier *et al.* 1986). Toutefois, pour de nombreux cas de précipitation carbonatée (ooïdes, boue aragonitique, ciments précoces marins ou de beachrock...), l'influence des micro-organismes n'est pas incontestablement établie mais seulement indiquée par des indices.

Aussi le rôle des micro-organismes est fortement débattu dans la communauté scientifique, bien que certains chercheurs le défendent avec leur intime conviction.

Il est très difficile d'extrapoler l'importance de l'activité microbienne à partir de quelques domaines bien étudiés à l'ensemble des milieux naturels. Les paramètres environnementaux sont très variables (salinité, potentiel d'oxydoréduction, pH, température, lumière, nutriments...). Il faut tenir compte de la diversité des micro-organismes : ils ont colonisé tous les environnements existant sur

terre, mais ce sont généralement des espèces très adaptées avec des métabolismes spécialisés pour un milieu particulier. De plus, différentes provinces biogéographiques doivent exister.

De nombreuses études sectorielles seront encore nécessaires avant qu'il soit possible d'évaluer les relations entre les micro-organismes et le monde minéral à l'échelle des processus géologiques.



## Chapitre 2 : Etude de la cimentation des beachrocks

### 2.1 Méthodes

#### 2.1.1 Echantillonnage

La plupart des échantillons ont été prélevés au marteau en surface des beachrocks. Généralement une transversale terre-mer a été échantillonnée, à partir de la terminaison amont du beachrock (éventuellement avec déblaiement du sable de plage recouvrant le beachrock) jusqu'à une profondeur d'eau d'environ 50 cm. Lorsque le beachrock se prolonge plus bas, sa terminaison aval a seulement été observée en plongée. Le sable de plage a été échantillonné pour comparaison.

Lors des campagnes d'avril 95 en Crète et de mai 96 en Egypte, une carotteuse portable a permis de compléter l'échantillonnage en profondeur par des petites carottes de diamètre ~25 mm et de longueur jusqu'à 65 cm (Planches 4/7-8). Comme cette technique de carottage est utilisable uniquement pour les roches moyennement à bien consolidées, elle n'a pas pu être mise en oeuvre sur certains beachrocks peu lithifiés et de manière générale sur les extrémités plus friables des beachrocks.

#### 2.1.2 Microscope à lumière transmise

Pour tous les échantillons de roche des lames minces orientées verticalement ont été confectionnées, les échantillons friables étant préalablement imprégnés avec une résine epoxy. Plus de 450 lames minces ont été réalisées. Un microscope pétrographique a été utilisé pour les observations.

Pour identifier la calcite, la calcite magnésienne et l'aragonite, les colorations suivantes ont été pratiquées soit sur une bande de quelques millimètres en bordure des lames minces, soit ponctuellement sur une surface de 5-10 mm de diamètre. Pour identifier l'aragonite, presque toutes les lames minces ont été colorées à la liqueur de Feigl (Feigl 1939, Friedman 1959). Pour distinguer la calcite de la calcite magnésienne, une coloration au jaune de titane a été appliquée sur une partie des échantillons (Choquette & Trussel 1978). Pour simplement confirmer la présence de carbonate de calcium (aragonite, calcite et calcite magnésienne non distinguées), une coloration à l'alizarine rouge a parfois été utilisée (Friedman 1959). La validité de ces identifications par coloration a été confirmée par la diffractométrie de rayons X et les analyses

EDS.

La granulométrie, la porosité, les proportions des composants et l'importance des différentes phases de cimentation ont été estimées, notamment en utilisant des images de comparaisons (Flügel 1982) et en mesurant l'épaisseur des ciments.

#### 2.1.3 Microscope électronique à balayage (MEB)

Pour les observations de microscopie électronique à balayage, un instrument JEOL JSM 6400 a été utilisé avec les conditions d'opération suivantes : tension 15 kV; courant ~50 nA; distance de travail généralement 25 mm, parfois en cas d'analyses EDS simultanée 15 mm. Des grossissements jusqu'à 20'000 fois ont été utilisées et des résolutions de 0.1 µm ont été obtenues. Préalablement, les échantillons ont été métallisés à l'or.

#### 2.1.4 Microanalyse de rayons X à dispersion d'énergie (EDS)

Un appareil Oxford Link-Isis 300 relié au MEB a été utilisé pour des mesures semi-quantitatives à quantitatives. Le détecteur est de type Si(Li) et la fenêtre est de type S-ATW (film organique). Le système est contrôlé par un ordinateur qui permet d'effectuer des mesures ponctuelles dans l'image provenant du MEB (mode pointé dans l'image), d'automatiser l'acquisition des données et d'obtenir des cartes et des profils de répartition qualitatifs ou semi-quantitatifs.

Les lames minces polies, examinées précédemment au microscope et photographiées au binoculaire pour le repérage, ont été métallisées au carbone. Une pastille de cobalt a été incluse dans chaque lame mince pour la calibration du détecteur. Les mesures ont été faites dans les conditions suivantes : tension du faisceau de 15 kV; courant de ~50 nA; distance de travail de 15 mm; temps de mesure utile (« lifetime ») généralement de 100 secondes, parfois de 200 secondes; spectre mesuré de 0 à 20 kV et divisé en 1024 canaux. Le logiciel effectue l'ensemble du traitement quantitatif : déconvolution du spectre mesuré en utilisant des spectres standards préenregistrés et méthode de correction ZAF (Schamber 1981). Les teneurs en Ca, Mg, Fe, Sr, Si et Na ont été mesurées. La teneur en carbone a été calculée à partir de la formule stoechiométrique de la calcite, respectivement de la

calcite magnésienne ou de l'aragonite, en considérant la totalité du Ca, du Mg et du Sr contenue dans ces minéraux. La teneur en oxygène a été calculée par stoechiométrie en considérant les états de valence suivants : C +4, Na +1, Mg +2, Al +3, Si +4, P +3, S +2, K +1, Ca +2, Fe +3, Sr +2. La précision 1 sigma, calculée par le système à partir du bruit de fond (Russ 1984), est typiquement de 0.5% pour Ca, 1.5% pour Mg (calcite magnésienne), 7% pour Sr (aragonite). En mode « pointé dans l'image » la résolution spatiale est d'environ 1 µm.

L'EDS a été principalement utilisé pour mesurer la teneur en Mg de la calcite magnésienne (précision obtenue de 0.5-1.0% mole Mg), la teneur en Sr de l'aragonite (précision de 1'500-2'000 ppm) et pour estimer la proportion de silicates (probablement sous forme d'argiles) dans les ciments.

### 2.1.5 Cathodoluminescence (CL)

Les observations en cathodoluminescence ont été faites sur lame mince polie avec un appareil Technosyn 8200 MkII fonctionnant à 15 kV et 575-595 µA sous vide de 0.1 Torr.

### 2.1.6 Diffraction de Rayons X (XRD)

La composition minéralogique des ciments a été vérifiée par diffraction de rayons X en utilisant une caméra de Gondolfi. Celle-ci permet d'analyser des micro-échantillons de quelques dizaines de µm. Les échantillons ont été prélevés sur lame mince non couverte. Les analyses ont été effectuées avec l'aide de M. Halil Sarp du Musée d'Histoire Naturelle de Genève avec un appareil Philips PW 1729, une source de Cuivre et un filtre de Nickel. Pour l'identification des minéraux a été utilisé « Joint Committee on Powder Diffraction Standards (1980) », et notamment les fiches 5-586 pour la calcite et 5-453 pour l'aragonite. La proportion du magnésium dans la calcite magnésienne a été calculée selon Bischoff *et al.* (1983) avec les formules suivantes :  $a = 4.9906 - 0.5 \cdot x + 0.56 \cdot x^2$ ;  $c = 17.069 - 2.27 \cdot x + 2.1 \cdot x^2$ ; pour  $\text{Ca}_{1-x}\text{Mg}_x\text{CO}_3$ .

### 2.1.7 Isotopes stables

Les analyses des isotopes stables  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  ont été effectuées à l'Institut de minéralogie et pétrographie de l'Université de Lausanne. Les carbonates ont été analysés avec une installation de microanalyse à laser qui a été décrite dans Sharp & Cerling (1996). Le procédé consiste à vaporiser le  $\text{CaCO}_3$  avec une brève impulsion d'un laser de

diamètre ~100 µm, qui crée un trou de 100-200 µm de profondeur, puis à amener le  $\text{CO}_2$  produit dans le spectromètre de masse par un flux d'hélium. La précision (reproductibilité) de la méthode est de 0.3‰  $\delta^{18}\text{O}$  et 0.2‰  $\delta^{13}\text{C}$ . Le positionnement sous loupe binoculaire a permis de micro-échantillonner spécifiquement certaines générations de ciment. Pour chaque échantillon, une dizaine de mesures au laser ont été effectuées, puis la nature exacte de matériel analysé a été évaluée par l'examen de la position du trou du laser, et les résultats qui ne correspondaient pas ou seulement partiellement aux ciments recherchés ont été rejetés.

Sur deux échantillons d'eau provenant de la Mer Rouge, le  $\delta^{18}\text{O}$  a été mesuré selon la méthode décrite par Horita *et al.* (1993a). Aucune correction n'a été appliquée pour tenir compte de la salinité, car cette correction est négligeable pour une salinité de 40‰ (-0.015‰ selon Horita *et al.* (1993b)).

### 2.1.8 Datations

Pour dater la formation d'un beachrock, les trois approches suivantes sont possibles :

#### ***Datation à partir d'artefacts humains***

Si des artefacts humains d'âge connu sont inclus dans le beachrock, ils permettent de donner un âge maximal du dépôt sédimentaire de la plage. Il faut distinguer si l'artefact est réellement englobé dans la masse du beachrock ou seulement fixé en surface, dans ce cas l'artefact peut être postérieur à la cimentation de la masse principale du beachrock. En présence d'un objet métallique, il faut vérifier la nature du ciment (ferrugineux ou carbonate de calcium) jouxtant l'objet.

Dans ce travail, nous avons observé des artefacts suivants : ruines byzantines à Trinisia (Péloponnèse), murs romains à Lecheo (Péloponnèse) et tessons romains à Elounda (Crète). Nous n'avons pas utilisé la présence de ces artefacts dans cette étude.

#### ***Datation à partir de la position du beachrock***

En posant le principe que le beachrock se forme dans la zone intertidale on peut estimer l'âge du beachrock à partir de son altitude lorsque les variations locales du niveau marin relatif sont bien connues. La précision est généralement de l'ordre du millénaire. Comme dans la plupart des régions étudiées le niveau marin relatif a baissé d'environ 2 m depuis 2000 ans (cf. chapitre 2.2), nous avons utilisé la position actuelle intertidale d'un beachrock comme argument de sa jeunesse (âgé de moins de 2000 ans).

### ***Datation au Carbone 14***

Les datations au Carbone 14 de beachrock sont délicates. La méthode classique consiste à dater des bioclastes inclus dans le beachrock ou bien la roche totale dans le cas où le beachrock est constitué uniquement de bioclastes présumés récents. Le résultat donne l'âge du bioclaste, qui correspond à un âge maximal pour le beachrock. Toutefois de nombreux exemples ont montré que souvent la datation fournit un âge trop ancien de quelques centaines, voire de quelques milliers d'années. La seule méthode vraiment correcte pour connaître l'âge d'un beachrock consiste à dater directement le ciment carbonaté, mais souvent celui-ci n'est pas suffisamment développé pour être échantillonné séparément et pour être analysé. Il faut rappeler que la technique radiométrique conventionnelle de datation au Carbone 14 nécessite un échantillon d'une dizaine de grammes de  $\text{CaCO}_3$ , alors que la technique par spectroscopie de masse par accélérateur (AMS) se contente d'une dizaine de milligrammes.

Nous avons fait dater des échantillons de roche totale (UN260, UN330, UN335 et UN353) à l'Institut de Physique, Université de Berne, des bioclastes (*Glycymeris glycymeris*) pris dans le beachrock (UN517 et UN519), des échantillons de roche totale (UN601, UN609, UN610, UN613 et UN621) et un échantillon de ciment micritique séparé par ultrasons (UN493) à Beta Analytic Inc., Miami, et des échantillons de ciment séparé manuellement sous loupe binoculaire (UN502, UN551 et UN564) par AMS à ETH Zurich.

Tous les résultats ont été calibrés par les laboratoires comme carbonate marin, les références utilisées sont indiquées avec les résultats dans le tableau 4. La calibration de carbonates marins est

encore délicate, car les variations locales de l'effet réservoir de la mer (durée moyenne de séjour du  $^{14}\text{C}$  dans la mer) sont mal connues. Aussi des erreurs de calibration allant jusqu'à 50 ans (voire 100 ans) sont possibles. Ceci ne concerne pas les datations indiquant un âge futur, qui correspondent à une précipitation pendant ou après la période des essais nucléaires atmosphériques.

### ***Critères de modernité des beachrocks***

Nous avons utilisé les critères suivants pour sélectionner des beachrocks modernes supposés être encore « actifs » ou en formation :

- 1) Localisation en position intertidale (surtout utile si les variations locales du niveau marin relatif sont connues avec précision).
- 2) Continuité avec la ligne de rivage actuelle (pas d'érosion côtière derrière le beachrock, similarité des stratifications entre la plage et le beachrock).
- 3) Faible degré d'altération et de démembrement.
- 4) Inclusion d'artefacts récents (certaines inclusions peuvent être des cimentations de surface postérieures à la formation du beachrock) et témoignages historiques.
- 5) Datations Carbone 14 (seul la datation du ciment est précise).

Les beachrocks modernes remplissent les critères 1, 2 et 3, mais ceux-ci ne suffisent pas pour conclure à la modernité du beachrock.

## **2.2 Cadres géologiques régionaux**

### **2.2.1 Crète**

La Crète (35° N, fig. 6) fait partie de l'arc hellénique, qui est lui-même un maillon de la chaîne

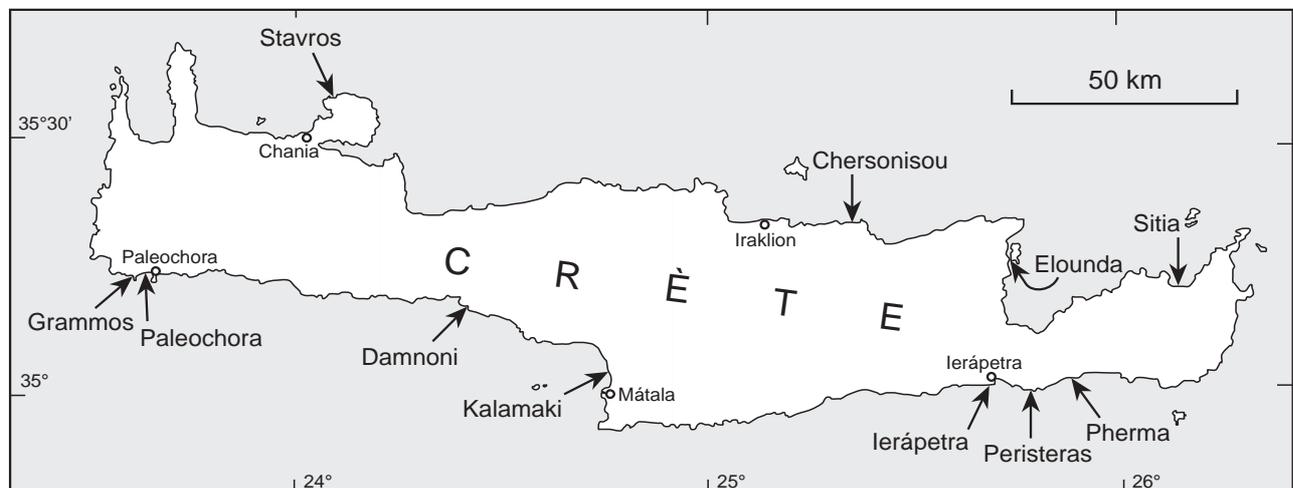


Fig. 6. Carte de localisation des beachrocks étudiés en Crète.

Alpes-Himalaya. Elle est située entre la fosse hellénique de subduction au sud et le bassin égéen d'arrière arc au nord. Des roches paléozoïques métamorphiques (schistes, marbres, quartzites, dolomies et phyllites) sont surmontées par des formations mésozoïques ou cénozoïques (calcaires et flyschs). L'ensemble a été écaillé et déplacé en nappes lors de l'orogénèse alpine. Des roches volcaniques et intrusives mafiques existent dans le centre et l'est de l'île. La couverture sédimentaire tertiaire et pléistocène est principalement d'origine marine. L'île est découpée par des failles N-S en 4 blocs principaux formant une succession de horst et de graben (Zamani & Maroukian 1981). Le sud est particulièrement montagneux avec un littoral généralement escarpé, à l'exception de la plaine de la Messarâ et de la région d'Ierâpetra.

La courbe du niveau marin est caractérisée par une remontée rapide jusqu'au niveau actuel vers 5500-5000 BP, puis par une baisse de 3-4 m et un bas niveau de 3500 à 1500 BP avant une remontée au niveau actuel (Kelletat 1994). Toutefois, les effets de la tectonique sont nettement plus importants que l'eustatisme et les variations du niveau marin relatif sont principalement contrôlés par les mouvements locaux. Ainsi, la Crète occidentale a connu depuis 2000 ans un soulèvement tectonique dont l'amplitude augmente de 1.8 m vers Damnoni à 9 m vers Paleochora (Thommeret *et al.* 1981). Au contraire, la partie orientale a tendance à s'affaïsser.

Le climat est de type méditerranéen avec des étés secs et chauds (25°-26° C) et des hivers pluvieux et doux (11-12° C). Il existe un gradient climatique W-E, peu prononcé pour la température mais très développé au niveau des précipitations avec un climat nettement plus sec dans la partie orientale (700 mm/an à Chania, 450 mm/an à Sitia et 210 mm/an à Ierâpetra). Sur le littoral de la partie orientale des sécheresses de 4 mois sont possibles (Kelletat 1979). Les cours d'eau sont peu nombreux, et en été seules 2-3 rivières sont en activité. Toutefois, la plupart des formations littorales perméables contiennent une nappe phréatique d'eau douce.

La salinité de la Méditerranée autour de la Crète est de 38.5-39.5‰. La température des eaux de surface varie entre 15° C en hiver et 25° C en été (jusqu'à 29° C dans les eaux littorales peu profondes). Le marnage des marées de vive-eau est inférieur à 0.2 m, par contre des phénomènes météorologiques (pression et vent) provoquent des variations de niveau de plus de 0.4 m. La hauteur moyenne de la houle est de 0.75 m, mais pendant 2-3% des observations de Kelletat (1994) les vagues ont atteint 4 m de hauteur.

Les beachrocks présentent une morphologie en bancs inclinés. Uniquement un quart du littoral crétois est formé par des plages (Kelletat 1979). Sur la moitié de celles-ci des beachrocks sont visibles. Sur la côte nord et sur le littoral de la Messarâ ils se développent sur plusieurs kilomètres (par exemple, le beachrock de Kalamaki). La plupart de beachrocks sont en altitude intertidale, mais il existe des beachrocks reliques soulevés (Neumeier *et al.* 1996) ou abaissés (Kelletat 1979) par la tectonique récente. Ils sont composés de sables et graviers détritiques (quartz, lithoclastes calcaires, métamorphiques et volcaniques) avec généralement moins de 10% de bioclastes, et sont cimentés par de la calcite magnésienne.

### 2.2.2 Grèce continentale (Péloponnèse et Attique)

Le Péloponnèse et l'Attique (38° N, fig. 7) sont formés de massifs montagneux constitués principalement de sédiments mésozoïques (calcaires) et tertiaires (siliciclastiques et calcaires), mais également d'ophiolites riches en serpentine sur l'isthme de Corinthe. Le littoral méridional et oriental du Péloponnèse est abrupt, les plages étant limitées au fond des grands golfes et des petites baies (Kelletat 1974). Au nord et en Attique les plages sableuses sont plus nombreuses.

Le climat, l'océanographie et les variations eustatiques du niveau marin sont similaires aux conditions de la Crète. Les variations du niveau marin relatif sont principalement contrôlés par la tectonique récente. La tendance régionale est à la surrection; dans la zone de Corinthe, le dernier soulèvement tectonique est de 1.1 m vers 300-500 ap. J.-C. (Pirazzoli *et al.* 1994).

Des beachrocks en bancs inclinés sont présents sur près d'un tiers des plages. Ils sont généralement de faible étendue et assez souvent isolés dans l'eau à quelques mètres en avant de la plage. Ils sont constitués d'éléments détritiques variés (calcaires, siliciclastiques, ultrabasiques...) cimentés par de la calcite magnésienne principalement micritique.

### 2.2.3 Mer Rouge

La Mer Rouge (zone d'étude entre 25° et 28° N, fig. 8) est un système de graben et de rift actif depuis la fin de l'Oligocène. La chaîne de montagne proche de la côte, qui sépare la Mer Rouge et la vallée du Nil, possède un coeur cristallin et cristalloyphillien recouvert vers l'extérieur par une couverture sédimentaire. Les formations crétacées sont principalement siliciclastiques avec un niveau à phosphates. Les sédiments tertiaires deviennent plus



Fig. 7. Carte de localisation des beachrocks étudiés en Grèce continentale.

carbonatés avec, au Miocène, d'importants niveaux évaporitiques (Thiriet *et al.* 1986).

La zone littorale, large de 5 à 10 km, est constituée par de nombreux récifs pléistocènes étagés par le soulèvement tectonique lié au rifting (El Moursi & Montaggioni 1994) et, près du front montagneux, par un glacis alluvial; cet ensemble est structuré par plusieurs terrasses marines et est entrecoupé par de larges wadis. La côte est formée soit par des microfalaises taillées dans les récifs pléistocènes (0.5-2 m), soit par des plages sableuses généralement limitées à quelques dizaines de mètres à l'embouchure des wadis, mais également présentes lorsque les récifs fossiles sont absents ou très bas. Souvent un platier récifal mort (30-10 m de large) et un récif frangeant sont situés devant le rivage.

Le climat est aride, la pluviométrie augmentant légèrement vers le sud (précipitations de 10-70 mm/an, mois propices : avril-mai et octobre-novembre). Les wadis ne sont actifs qu'une fois tous les 2-3 ans. Leur embouchure est généralement marquée par un faible retrait sur la ligne de rivage, indiquant une influence réduite des apports conti-

nentaux; dans la zone étudiée, des deltas importants existent à Wadi Gemal (au sud de Marsa el'Alâm) et à Wadi Kid (Golfe d'Aqaba). En dehors des périodes de pluies exceptionnelles, l'apport d'eau douce est nul ou négligeable (excepté dans les rares deltas). Les vents dominants soufflent du nord, la dérive littorale est dirigée vers le sud.

La Mer Rouge est caractérisée par un gradient de salinité augmentant vers le nord (39.5‰ à 41.5‰ dans la partie égyptienne; Dalongeville 1986). La température de l'eau varie selon les saisons et la latitude entre 21° et 29° C. Les marées sont caractérisées par un point nodal situé au centre de la Mer Rouge et des amplitudes croissantes vers le nord et le sud (marée semi-diurne avec un marnage de vive-eau de ~0.5 m dans la zone étudiée). Les variations holocènes du niveau marin relatif sont mal connues, leur étude étant compliquée par de nombreux mouvements tectoniques locaux.

Des beachrocks en bancs inclinés existent en altitude intertidale sur 30-50% des plages. Ils sont généralement étroits (1-2 bancs), composés d'un mélange de sables bioclastiques et détritiques cimentés par de l'aragonite micritique et aciculaire.

Des beachrocks plats en croûte subhorizontale ont été observés dans deux baies inter- à supratidales près de Wadi Kid. De nombreuses plages et beachrocks sont pollués en surface par des hydrocarbures dégradés provenant de l'exploitation et du transport maritime de pétrole.

#### 2.2.4 Polynésie française – Tikehau

Tikehau (15° S, fig. 9) est un atoll du NW de l'archipel des Tuamotu, édifié sur l'emplacement d'un volcan, qui a été actif il y a plus de 40 millions d'années. Il mesure 25 km de diamètre et la largeur de la couronne varie entre 300 et 1300 m. Le lagon

a une profondeur moyenne de 25 m et communique avec l'océan par une passe à l'ouest et des chenaux très peu profonds (hoa) au SE, au SW et au NW. L'altitude moyenne des îles (motu) est de 4 m; de rares témoins coralliens pléistocènes atteignent jusqu'à +12 m (Harmelin-Vivien 1985). Sur la côte extérieure, la plage sableuse est protégée par un platier récifal de 30-200 m de largeur. La courbe locale du niveau marin est caractérisée par une remontée rapide jusqu'à +0.9 m à 5200 BP suivie d'une stabilisation à cette altitude, puis, depuis 1200 BP, une baisse jusqu'au niveau actuel (Pirazzoli & Montaggioni 1986).

Le climat est de type tropical humide avec des saisons peu marquées (température variant entre 25 et 32° C), des précipitations annuelles de 1750 mm, une évaporation annuelle de 2000 mm, un vent alizé dominant de l'est et de rares cyclones (Lenhardt 1991). Une nappe phréatique d'eau douce de faible épaisseur est présente sous les motu. La salinité de l'océan varie entre 35‰ et 36‰ (lagon environ 0.3‰ plus élevé), la température de l'eau océanique entre 27-29.5° C (lagon entre 26-30° C). La houle dominante vient de l'est, la hauteur des vagues mesure 0.5-1 m par beau temps et peut atteindre 3 m par tempête. Le schéma général de la circulation des eaux consiste en une entrée dans le lagon par les chenaux du SE, et une sortie par la passe et les chenaux du SW. Le marnage de vive-eau est de 0.3 m, les variations du niveau marin dus aux phénomènes météorologiques sont au maximum de 0.2 m. Dans le lagon, le marnage est de 0.07 m, par contre il existe un phénomène d'ensachage lié à la circulation d'eau lagon-océan provoquant des variations de 0.5 m (Lenhardt 1991).

Les beachrocks présentent une morphologie en bancs inclinés. Ils sont visibles sur 5-10% des plages extérieures et intérieures, aussi bien sur le littoral exposé à l'est que sur des plages protégées, sur les grands motu que sur de simples bancs de sable (Bonvalot 1993). Ils sont situés en altitude intertidale ou légèrement au-dessus et sont composés de sable bioclastique (débris coralliens, algues rouges, foraminifères, *Halimeda*, etc.) cimenté par de l'aragonite.

#### 2.2.5 Polynésie française – Tahiti-Moorea

Tahiti et Moorea (18° S, fig. 9) sont deux îles volcaniques de type point chaud,

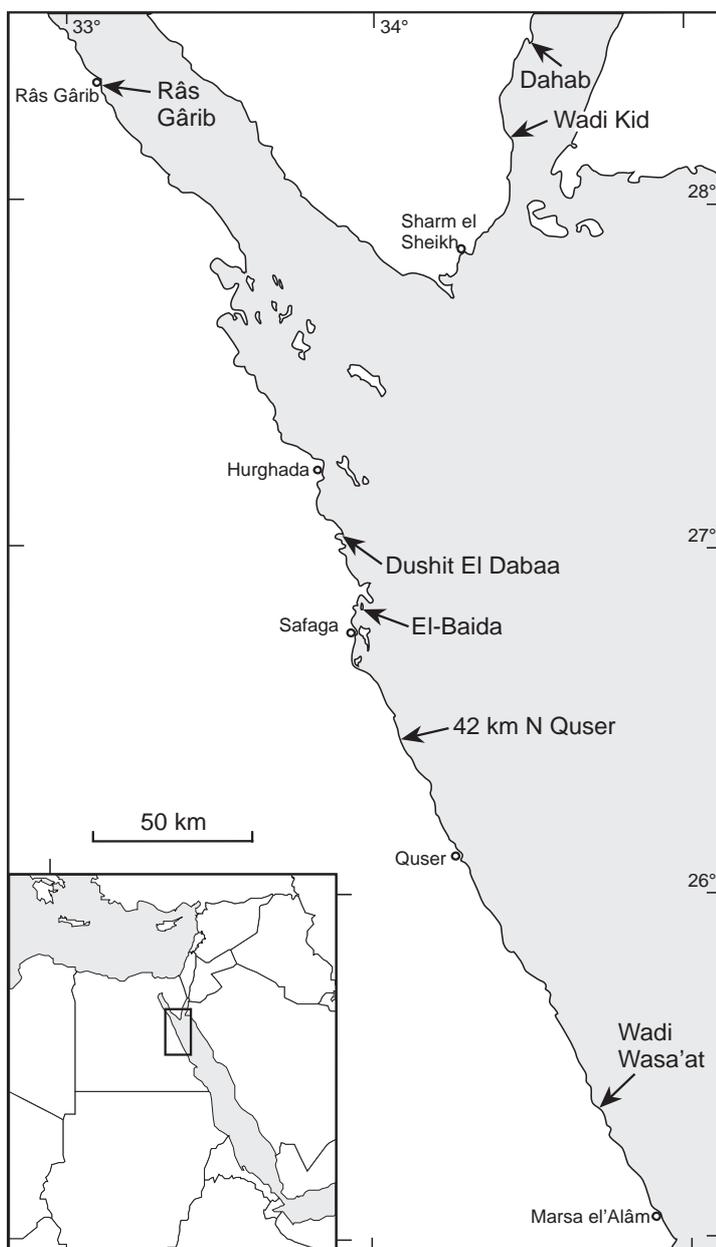


Fig. 8. Carte de localisation des beachrocks étudiés sur la côte égyptienne de la Mer Rouge.

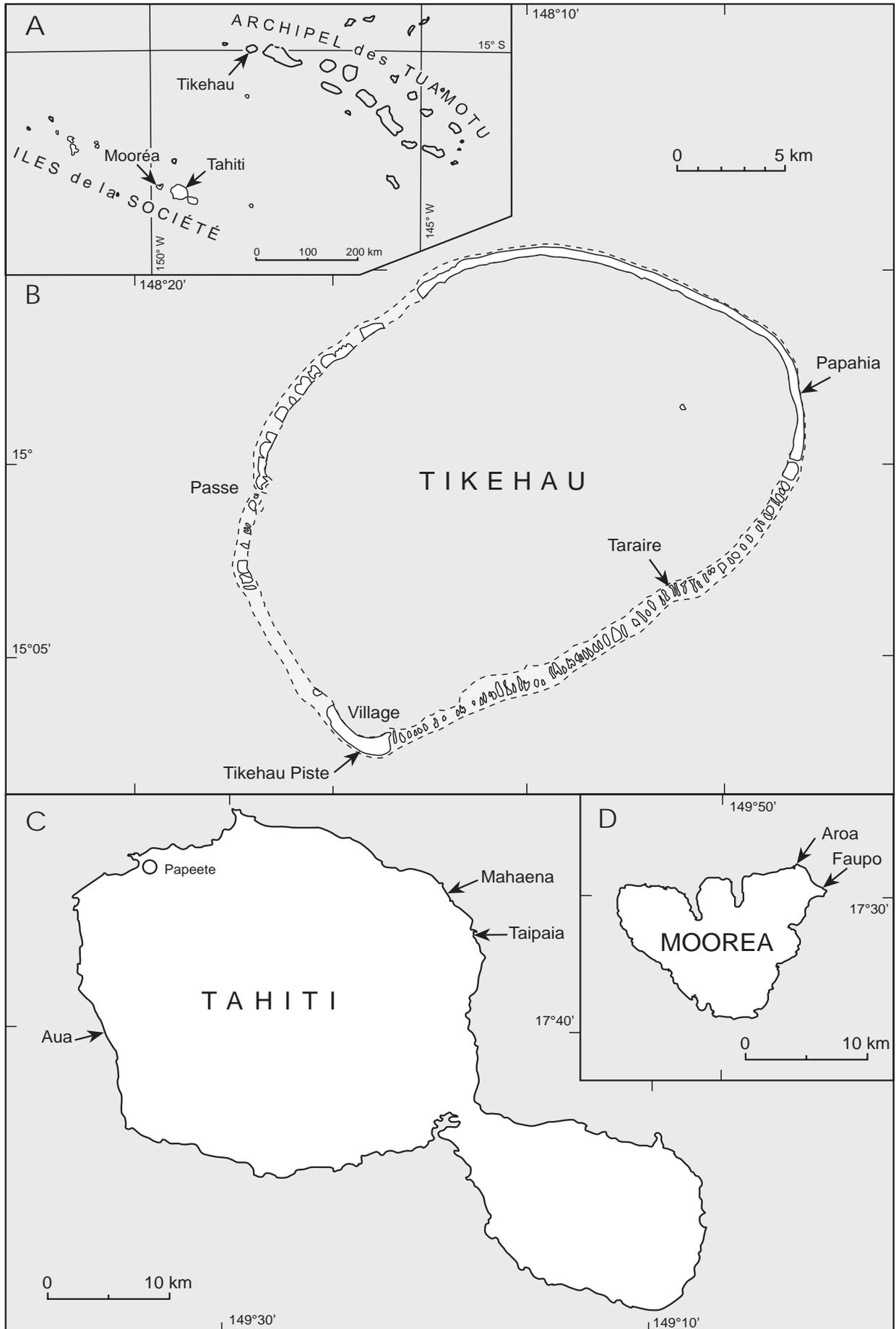


Fig. 9. Cartes de localisation des beachrocks étudiés en Polynésie française.

formées de basaltes et de basaltes alcalins, qui culminent respectivement à 2241 m et 1207 m. La fin de l'activité volcanique date de 1.2 million d'années à Moorea et de 300'000 ans à Tahiti (Bonvalot 1993). Les deux îles s'affaissent lentement (subsidence post-volcanique de ~0.15 mm/an) et Tahiti a tendance à basculer vers l'ouest. Pendant ces derniers millénaires, la courbe du niveau marin présente une remontée relativement douce avec un maximum à +0.5 m à Tahiti et +0.6 m à Moorea entre 2500 et 1500 BP, puis une baisse jusqu'au niveau actuel (Pirazzoli *et al.* 1985).

Les deux îles sont ceintes d'un récif barrière discontinu, délimitant un lagon ouvert large de 0.5 à 1.5 km et profond de quelques mètres. Les flancs des volcans plongent généralement directement dans la mer et supportent des plages étroites. Il existe parfois des zones littorales alluviales de faible étendue. La pointe NE de Moorea est formée par une petite plaine littorale avec le lac saumâtre de Temae sur l'emplacement de l'ancien lagon (Bernier *et al.* 1990). Le climat et les données océanographiques sont similaires à ceux de Tikehau (Lenhardt 1991), avec toutefois une pluviométrie plus importante (2000 mm/an sur le littoral, 4000 mm/an en altitude) et un lagon avec des caractéristiques marines. Le réseau hydrographique est très développé et tout le long de la côte existent d'importantes arrivées d'eau douce.

Les beachrocks présentent une morphologie en bancs inclinés. Ils sont peu développés, visibles sur ~5% des plages en altitude intertidale. La majorité des beachrocks est composée de sable volcanique cimenté par de l'aragonite; quelques-uns incluent 30% de bioclastes, et ceux situés au NE de Moorea sont entièrement bioclastiques.

### 2.2.6 Shark Bay (Australie)

Shark Bay (25° S, fig. 10) est un grand golfe de 200 x 80 km sur la côte occidentale de l'Australie, caractérisé par une faible profondeur moyenne (25 m) et des environnements métrasalins et hypersalins (Logan & Cebulski 1970). La moitié sud peu profonde est divisée en une série de bassins partiellement confinés. Les localités étudiées dans ce travail sont situées sur les côtes de Hamelin Pool (55 x 25 km, profondeur moyenne 8 m), de Lharidon Bight (30 x 17 km, profondeur moyenne 8 m) et de Hopeless Reach (60 x 30 km, profondeur moyenne 13 m, non confiné). Des formations calcaires crétacées et tertiaires forment la base

régionale, sur laquelle reposent par endroits des éolianites pléistocènes (relief ondulé de 20-40 m, rares collines jusqu'à 150 m) composées de bioclastes sur la ride ouest en bordure de l'Océan Indien, et de quartz ferrugineux sur la Peron Peninsula (presqu'île à l'ouest de Hopeless Reach; Logan *et al.* 1970). Le littoral E est formé par une plaine littorale alluviale très plate. La côte est constituée soit de plages et de levées de tempête coquillères composées de *Fragum erugatum* partiellement cimentés en « Coquina » (épaisseur jusqu'à 5 m, largeur jusqu'à 500 m), soit de *mudflats* intertidaux pouvant atteindre 2 km de large et accueillant parfois de petites mangroves. Durant l'Holocène, le niveau marin est remonté jusqu'à un maximum de +2 m vers 4500 BP, avant de redescendre à la position actuelle (Logan *et al.* 1970).

Le climat est semi-aride avec des températures de 22-35° C en été et de 10-22° C en hiver. L'évaporation de 2000-2300 mm/an excède largement les précipitations concentrées sur les mois de mai-juillet (200-220 mm/an). Le vent dominant du sud souffle avec une vitesse moyenne de 18-28 km/h d'octobre à mars (40 km/h en janvier-février) et de 9-15 km/h en hiver. La houle est faible et ne dépasse pas 0.5 m. De rares cyclones tropicaux atteignent parfois la côte (en moyenne tous les six ans). Deux rivières intermittentes (Gascoyne et Wooramel) apportent des sédiments lors de leurs crues tous les 3-5 ans.

Shark Bay est caractérisé par un important gradient de salinité du N au S vers les baies plus confinées : la moitié nord appartient au domaine océanique (salinité 36-38‰), Hopeless Reach est métrasalin (38-50‰), enfin Hamelin Pool et Lharidon Bight sont hypersalins (50-65‰). Ces valeurs et les limites des domaines varient quelque peu selon les saisons. La température de l'eau de surface est de 17°-18° C en hiver et de 24°-27° C en été; des variations journalières considérables peuvent se produire en milieu intertidal. La marée est de type mixte diurne (semi-diurne lors des marées de vive eau, diurne lors des marées de morte eau). Le marnage de vive eau est de 1.7 m à Carnavon, 0.6 m dans les bassins du sud, dans ceux-ci les vents et tempêtes provoquent des variations allant jusqu'à 3 m. Comme le réseau hydrographique est très réduit et le climat semi-aride, l'influence de l'eau douce est négligeable, sauf après les rares précipitations. Des environnements hypersalins se développent dans l'intertidal et le supratidal.

Les beachrocks plats sont les plus fréquents, s'étendant sur de grandes surfaces dans l'intertidal. Ils forment une croûte subhorizontale avec parfois des fissures avec des structures de tepees, et ont été nommés « intertidal veener » par Logan (1974). Ils sont composés de bioclastes, de peloïdes fins et de quartz cimentés par de l'aragonite micritique. Au sommet de l'intertidal, il existe une variante, dont la surface supérieure est parfaitement horizontale. La forme classique en bancs inclinés est présente à quelques endroits; elle est composée de quartz, de

bioclastes et d'autres grains carbonatés cimentés par de l'aragonite.

### 2.3 Description des différents ciments rencontrés

La calcite magnésienne (en anglais *high-magnesian calcite*, HMC) est définie comme contenant plus de 4% de moles  $MgCO_3$  (Milliman 1974), généralement les ciments marins précoces en contiennent entre 12% et 18%.

Les ciments micritiques sont définies comme composés de cristaux inférieurs à  $4\ \mu m$  (Folk 1959). L'association des termes *ciment* et *micritique* est contestée par certains auteurs, qui restreignent le mot micrite à la boue carbonatée déposée par sédimentation (cf. Friedman 1997), et qui préfèrent pour les ciments fins les termes de *cryptocristallin* (Meyers 1987) *microcristallin* (James & Choquette 1983) ou *submicrocristallin* (Lighty 1985), qu'il faut considérer comme synonymes. Toutefois, l'utilisation de *ciment micritique* est déjà ancienne (Alexandersson 1969; Bricker 1971; James *et al.* 1976) et est actuellement généralisée (Reid *et al.* 1990). Nous rattachons aux ciments micritiques au sens large les ciments peloïdaux (peloïdes composé de cristaux micritiques) et les ciments « micritiques grossiers » (cristaux relativement équigranulaires atteignant jusqu'à  $10\ \mu m$ ).

Il n'existe pas de classification systématique adaptée pour les ciments marins précoces, celle de Folk (1965) étant conçue pour la diagenèse d'enfouissement et pour les processus de recristallisation. Toutefois, il est possible de regrouper les différents types de ciment selon leur minéralogie et la taille des cristaux (distinction entre micritique et prismatique, cf. tableau 3).

Neuf types principaux de ciments ont été définis à partir de la minéralogie, de la taille, de l'habitus et de l'orientation des cristaux. Leurs caractéristiques sont résumées dans le tableau 3. La description d'un ciment de beachrock est complétée par sa répartition spatiale et son épaisseur (ou le volume occupé).

En français, il n'existe pas de nomenclature standardisée pour décrire les ciments précoces. Nous utilisons le terme de palissadique comme équivalent à *bladed*, c'est-à-dire décrivant à la fois la forme prismatique des cristaux (rapport longueur/largeur entre 1.5:1 et 6:1 (Folk 1965)) et l'arrangement des cristaux (perpendiculaire à la surface du substrat et compact). Nous réservons l'usage de palissadique aux ciments en calcite magnésienne.

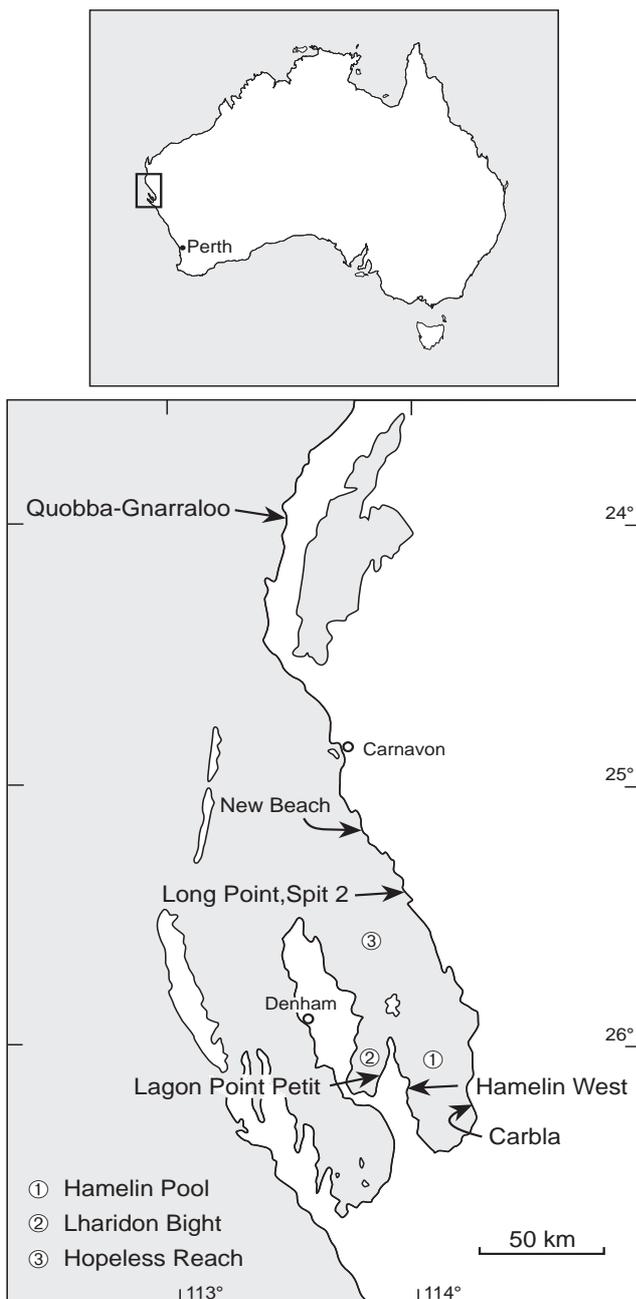


Fig. 10. Carte de localisation des beachrocks étudiés en Australie.

Comme il n'existe pas encore de termes consacrés simples pour les différentes formes de l'aragonite prismatique, nous introduisons les termes d'aciculaire (cf. chapitre 2.3.4) et de fibreuse (cf. chapitres 2.3.3) pour distinguer respectivement entre les cristaux compacts, perpendiculaires à la surface du substrat et les cristaux sans orientations préférentielles.

### 2.3.1 Répartition spatiale

Le ciment isopache (*isopachous cement*) forme une couche régulière sur tout le pourtour des grains avec une épaisseur constante (Planche 6/7). Il s'oppose aux autres répartitions décrites ci-dessous.

Le ciment ménisque (*meniscus cement*, Dunham 1971) est mieux développé dans la zone de contact des grains, souvent allant jusqu'à former des ménisques solides et à arrondir la forme des pores résiduels (Planche 6/1). Les cristaux éloignés des points de contact présentent des terminaisons anhédrales, qui pourraient être confondues avec des marques de dissolution. Ce ciment cristallise en milieu vadose à partir des ménisques d'eau, dont il a tendance à épouser la forme. Nous utilisons le terme « ménisque » comme adjectif caractérisant un ciment.

Le ciment stalactitique (*stalactitic, microstalactitic, pendant* ou *dripstone cement*, Müller 1971) est mieux développé sur la face inférieure des grains (Planche 8/8). Il se développe en milieu vadose à partir des « gouttes » d'eau présentes sous les grains. Il est souvent associé au ciment ménisque.

Dans ce travail, nous appelons ondulant un ciment qui présente d'importantes variations d'épaisseur sous forme d'ondulations ou de protubérances de 10 à 50  $\mu\text{m}$ . La distribution des ondulations est irrégulière et elle a un aspect aléatoire (Planches 6/7-8, 8/3). Lorsque des ondulations sont présentes aux points de contact entre les particules, le terme de ondulant-ménisque est utilisé.

Le ciment gravitaire (ciment géotrope, *geopetal cement* ou *crystal silt*, Dunham 1969) forme des dépôts de micrite et de silts fins mis en place sous l'action de la gravité dans le bas des cavités. Cette morphologie en plancher présente parfois des stratifications horizontales à subhorizontales (Planche 7/3). C'est une forme de sédiment interne, toutefois son intime imbrication avec les autres ciments et sa participation à la consolidation de la roche justifie sa place parmi les ciments.

Les ciments ménisque et stalactitique sont caractéristiques du milieu vadose (Badiozamani *et al.* 1977). En principe, le ciment isopaque est caractéristique du milieu phréatique. Toutefois, il existe

dans la zone vadose des niveaux à granulométrie plus fine qui sont saturés en eau (micro-zones phréatiques); ils développent des ciments isopaques bien que situés au-dessus de la surface de la nappe phréatique. Cette situation se reconnaît par une cimentation préférentielle des pores de petite taille.

### 2.3.2 Aragonite micritique (*micrite aragonite cement*)

**Description** – Ce ciment est composé de cristaux mesurant entre 1 et 4  $\mu\text{m}$ . Les faces cristallines sont souvent bien développées. Les habitus sont variés, bien que la forme tabulaire, nommée aussi en plaquette, domine. (Planche 5/2)

L'aragonite micritique existe sous deux types d'associations différentes :

- 1) Un liseré apparaissant sombre en lame mince précède l'aragonite aciculaire. Ce liseré d'une épaisseur de 5-15  $\mu\text{m}$  est caractérisé par une distribution irrégulière : il présente des épaisissements jusqu'à 30  $\mu\text{m}$  et des interruptions. Sa limite supérieure avec l'aragonite aciculaire est diffuse (Planches 5/1, 5/6-7). Des teneurs en strontium de 8'000–12'600  $\pm$  1500 ppm ont été mesurées.
- 2) Comme ciment principal de beachrock, surtout dans des environnements hypersalins. Les cristaux sont subhédraux ou regroupés en micropeloïdes de ~6-10  $\mu\text{m}$ . Ceux-ci sont composés de cristaux fins et compacts au centre, et de petits cristaux prismatiques (0.5 x 3  $\mu\text{m}$ ) à tendance fibroradiaire en surface. La distribution de ce ciment est complexe, avec des tapissages irréguliers, épais des grains (Planche 9/6), des amas de micropeloïdes et des accumulations gravitaires.

**Répartition** – Le type en liseré sombre forme généralement le ciment initial précédant l'aragonite aciculaire (Planche 5/5); il marque également les interruptions de croissance de celle-ci. Parfois sa présence en faible proportion dans l'aragonite aciculaire donne un aspect trouble à celle-ci (Planche 5/7). Dans cette association, il a été observé en Mer Rouge et en Polynésie. Le deuxième type est dominant dans les environnements hypersalins, dans lesquels il cimente les beachrocks plats (Shark Bay, lagons intertidaux à supratidaux du Golfe d'Aqaba).

**Littérature** – L'aragonite micritique est largement répandue parmi les ciments subtidaux – particulièrement dans les environnements récifaux (voir par exemple Marshall 1983) – et parmi les ciments de beachrock (cf. tableau 1). La plupart des auteurs décrivent simplement un liseré foncé, géné-

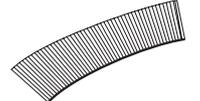
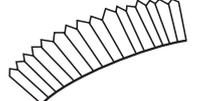
	Nom (abréviation)	Dimension des cristaux	Arrangement	Distribution	Schéma	
Aragonite	micritique Aragonite micritique (Ar Mi)	1-4 $\mu\text{m}$	liseré à limite diffuse	Tropiques		
	prismatique	Aragonite fibreuse (Ar Fi)	3-8 x 30-60 $\mu\text{m}$	lâche, désordonné	Méditerranée, extrémités du BR dans Tropiques	
		Aragonite aciculaire (Ar Ac)	4-10 x 30-150 $\mu\text{m}$	serré, normal à la surface	Tropiques, précédé par Ar Mi	
		Aragonite sphérolitique	3-5 x 30-150 $\mu\text{m}$	fibroradiaire en éventail	Tropiques, précédé par Ar Mi	
Mg-Calcite	micritique	Mg-Calcite micritique (Mg Mi)	0.5-4 $\mu\text{m}$	liseré ondulant	Méditerranée	
		Mg-Calcite micritique grossière (Mg Mi Gros)	4-10 $\mu\text{m}$	souvent gravitaire	Méditerranée	
		Mg-Calcite peloïdale (Mg Pel)	30-50 $\mu\text{m}$ *	souvent gravitaire	Méditerranée ou BR volcaniques, suivi par Mg Pa fin	
	prismatique	Mg-Calcite palissadique (Mg Pa)	3-5 x 15-30 $\mu\text{m}$	serré, normal à la surface	Méditerranée, précédé par Mg Mi	
	Micrite orangée (Mi Or)		ménisque, ondulant	toujours dernière phase		

Tableau 3. Différents ciments rencontrés dans les beachrocks (BR : beachrock; Méditerranée : Crète et Grèce; Tropiques : Mer Rouge, Polynésie et Australie, \* : dimension des peloïdes).

ralement précédant un ciment aciculaire. Mahmoudi (1986) a examiné ce liseré sombre au MEB; il décrit un habitus en plaquettes : cristaux d'aragonite euhédraux à subhédraux de forme tabulaire à base carrée (4.5 x 4.5 x 0.3  $\mu\text{m}$ ), ou à base rectangulaire (15 x 10 x 2  $\mu\text{m}$ ) pour les plus grands. Dans les beachrocks du Qatar, Taylor & Illing (1969) ont décrit un ciment peloïdal aragonitique sous le nom de *clotted aragonite* qui résulterait d'une très forte saturation et d'un fort taux de nucléation dans un environnement vadose avec une évaporation importante.

**Interprétation** – La cimentation aragonitique est toujours initiée par ce ciment micritique, qui joue

un rôle de colonisateur de la surface des grains. Les cristaux prismatiques ne peuvent se développer que dans une seconde étape, probablement à partir de quelques cristaux micritiques dont la croissance s'est accélérée selon l'axe c. Les hypothèses sur les paramètres contrôlant la transition micritique–prismatique seront développées dans le chapitre 5.4.3. D'autre part, des conditions hypersalines favorisent les formes micritiques de l'aragonite (cf. beachrocks de Shark Bay). Dans de tels milieux, le développement des cristaux prismatiques est inhibé soit par la salinité élevée (et notamment la forte teneur en magnésium), soit par une saturation très forte qui multiplie les nucléations.

### 2.3.3 Aragonite fibreuse (*mesh of aragonite needles cement*)

**Description** – Ce ciment est composé de cristaux prismatiques allongés selon l'axe optique c, large de 3-8 µm, long de 30-60 µm, et avec un rapport largeur:longueur de ~1:10. Les terminaisons sont généralement en pointe. L'examen au MEB révèle des prismes pseudo-hexagonaux bien cristallisés, et assez souvent maclés ou accolés en paires (Planche 5/4). Ces fibres présentent un arrangement non ordonné, les cristaux croissant à partir de la surface du substrat sans direction préférentielle (Planche 5/3). Il existe des formes de transition vers l'aragonite aciculaire, avec un arrangement de plus en plus régulier et perpendiculaire à la surface.

**Répartition** – Ce ciment n'est jamais dominant dans un beachrock. En Crète, il forme parfois la dernière phase en position stalactitique. En Mer Rouge et en Polynésie, il est parfois présent aux extrémités (côté mer et au sommet de la zone intertidale) de beachrocks à cimentation principalement en aragonite aciculaire. En Australie, il accompagne parfois l'aragonite micritique dans les environnements hypersalins.

**Littérature** – Ce ciment a été décrit dans des beachrocks et comme ciment intragranulaire sous le nom de *aragonite clusters* (Alexandersson 1972), dans les environnements récifaux de Belize avec les dimensions de 1-6 x 15-45 µm (James & Ginsburg 1979), dans les environnements récifaux d'Australie (Marshall 1983), et sous le nom de *acicular fan-druse* dans les beachrocks et des hardgrounds subtidaux des Bahamas avec les dimensions de <2 x 15-33 µm (Whittle *et al.* 1993)

**Interprétation** – Ce ciment est la seule forme d'aragonite présente en Crète. Dans les autres régions, il est limité aux extrémités de beachrock. Cette distribution indique que c'est la forme de l'aragonite prismatique dans des conditions de formation défavorables. La croissance cristalline est réduite avec notamment un faible taux de nucléation, si bien que les différents cristaux peuvent se développer librement sans concurrence.

### 2.3.4 Aragonite aciculaire (*acicular aragonite cement*)

**Description** – Les cristaux individuels sont similaires à ceux de l'aragonite fibreuse : largeur 4-10 µm, longueur 30-150 µm, rapport largeur:longueur ~1:10, terminaison en pointe. Par contre, l'arrangement est plus compact avec des cristaux perpendiculaires à la surface et partiellement jointifs (Planche 5/5). Toutefois les cristaux sont

rarement parfaitement parallèles (Planche 5/6). La croissance cristalline aciculaire peut être interrompue par plusieurs liserés d'aragonite micritique. De même, des cristaux micritiques parfois présents entre les prismes aciculaires donnent à ce ciment un aspect trouble en lame mince (Planches 5/6-7). Il existe également des imperfections dans l'arrangement des prismes sous la forme de petits centres fibroradiaires constitué de cristaux fins de 0.5-1 x 5-10 µm (Planche 5/8).

Des teneurs en strontium de 7'000–15'000 ± 1500 ppm ont été mesurées. Par rapport à l'aragonite micritique, le strontium est plus variable sur de courtes distances et souvent sa teneur est plus élevée.

**Répartition** – Ce ciment est dominant dans la zone franchement intertidale de la plupart des beachrocks de Mer Rouge et de Polynésie. Il est habituellement précédé par un liseré d'aragonite micritique. Il présente généralement une répartition isopaque, bien que des répartitions de type vadose sont également observées (Planches 6/1-2).

**Littérature** – L'aragonite aciculaire est un des principaux ciments marins; elle a fait l'objet de nombreuses descriptions, également sous les noms de *aragonite needles* et de *aragonite fibers* (Schroeder 1972; James & Ginsburg 1979; voir aussi la revue bibliographique dans Sandberg 1985). Grammer *et al.* (1993) observe une vitesse de précipitation élevée, avec la formation des cristaux de 1-3 x 30-50 µm en moins de 2 ans dans un environnement subtidal. C'est le ciment dominant de nombreux beachrocks (Bricker 1971); dans ce contexte, les différents auteurs ont décrit une longueur des cristaux entre 5 et 150 µm (cf. tableau 1). Taylor & Illing (1969) signalent un rapport largeur:longueur de 1:10, Scoffin & McLean (1978) un rapport de 1:15. Strasser *et al.* (1989) décrivent deux habitus : soit allongé avec une terminaison pointue, soit une forme plus large « en latte ». Whittle *et al.* (1993) distinguent entre *needle-fiber rim* (longueur 5-25 µm, largeur < 2 µm) et *coarse fibers* (longueur 35-150 µm, largeur > 3 µm).

**Interprétation** – L'aragonite aciculaire est proche de l'aragonite fibreuse, les cristaux individuels de ces deux ciments étant similaires. Le ciment aciculaire résulte d'une croissance cristalline plus rapide, durant laquelle la compétition avantage les cristaux normaux à la surface de nucléation. Par rapport à l'aragonite fibreuse, le milieu est plus sursaturé et plus propice à la précipitation de l'aragonite.

**Variante** : Une croissance syntaxiale de l'aragonite aciculaire existe sur certaines coquilles de bivalves. Les cristaux sont jointifs et parfaitement

perpendiculaires à la surface légèrement incurvée du bivalve. En lumière polarisée, ils présentent une extinction roulante en continuité avec le bioclaste sous-jacent. Cette précipitation syntaxiale favorise le développement du ciment qui atteint fréquemment le double de l'épaisseur du ciment aciculaire normal présent dans l'échantillon. Dans des échantillons principalement à cimentation micritique, le ciment aciculaire existe parfois seulement dans cette position syntaxiale sur des coquilles de bivalves. De manière générale, le liseré micritique initial est absent ou très réduit, suggérant que le ciment aciculaire précipite déjà sur ces coquilles pendant la phase de cimentation micritique. Cette explication est plus probable qu'un néomorphisme de la micrite, car les prismes aciculaires doivent être en contact direct avec la surface de la coquille pour reprendre l'orientation de son réseau cristallin. Cette variante de l'aragonite aciculaire a été décrite par James & Ginsburg (1979) sous le nom de *epitaxial overgrowth*.

**Variante** – Des cristaux aciculaires creux ont été observés sur un échantillon de Wadi Wasa'at (UN560/2) : des prismes allongés à base rectangulaire (~ 4 x 10 µm) possèdent une terminaison en pointe tronquée qui présente un ou plusieurs trous de diamètre ~1 µm en son centre (Planches 6/3-4). Il n'a pas été possible d'établir si ce trou est limité à une dépression au sommet du cristal ou si tout le cristal est parcouru par un canal interne. Ce phénomène est non expliqué. Il pourrait résulter d'une forme particulière de macle, ou bien de la croissance cristalline autour d'un filament organique central qui favoriserait la précipitation. Cette dernière possibilité, bien que séduisante, est très hypothétique.

Dans des stromatolithes holocènes de Tunisie, Davaud *et al.* (1994) ont également décrit des aiguilles d'aragonite avec un canal axial. Les cristaux sont toutefois plus petits, regroupés en microsphérolites d'un diamètre de 10-20 µm.

### 2.3.5 Aragonite sphérolitique (*spherulitic aragonite cement*)

**Description** – Ce ciment est composé de cristaux prismatiques d'une largeur de 3-5 µm avec un arrangement radiaire depuis un point de la surface du substrat. Vu en section, il forme des éventails de 40° à 180° atteignant jusqu'à 150 µm (Planche 6/6). Il présente une extinction roulante en lumière polarisée. Il a toujours pour origine des traces d'un liseré micritique discontinu ou des ondulations micritiques (Planche 6/5). L'arrangement fibrillaire présente des petites imperfections sous la

forme de cristallites d'environ 1 x 15 µm en position oblique. Latéralement, ce ciment évolue souvent vers l'aragonite aciculaire. Comme cette dernière, il présente des interruptions de croissance marquées par des liserés micritiques. Lorsque plusieurs éventails sont proches, des interpénétrations se produisent dans la zone de contact (Planche 6/5).

**Répartition** – Il est associé à l'aragonite aciculaire, et toujours précédé par un liseré micritique initial. Rare dans les beachrocks, il a été observé à Wadi Wasa'at et à Paleochora en position stalactitique ainsi qu'à Taraira.

**Littérature** – L'aragonite sphérolitique a été décrite par Schroeder (1972) dans un environnement récifal : des prismes larges de 1-5 µm et longs de 60-400 µm sont arrangés en éventails de 60° à 180°. Elle est similaire à un type du ciment botryoïdal de James & Ginsburg (1979), qui est composé de cristaux de 2-15 µm de large et jusqu'à 200 µm de long. Elle se rapproche également du type 2 de l'*aragonite ray cement* (ARC) de Kimbell & Humphrey (1994), qui présente des éventails juxtaposés de 20-45° s'interpénétrant; toutefois l'ARC a une taille plus grande (1-5 mm).

**Interprétation** – Ce ciment résulte d'un mécanisme similaire que l'aragonite aciculaire, mais la précipitation est limitée à quelques nucléi ponctuels. La croissance est probablement plus rapide que pour le ciment aciculaire. La position stalactitique à Wadi Wasa'at suggère une formation en milieu vadose.

### 2.3.6 Calcite magnésienne micritique (*micrite HMC cement*)

**Description** – Ce ciment est composé de cristaux généralement anhétraux de forme globulaire et de dimension de 0.5-4 µm (Planches 7/1-2). En lame mince, sa couleur est brunâtre à grise plus ou moins foncée. Souvent, il forme des liserés fins (5-20 µm) avec des ondulations et des protubérances atteignant 15-150 µm (Planches 6/7-8). Ces ondulations ont une répartition irrégulière, elles sont fréquentes en position ménisque, mais ne montrent aucune préférence gravitaire ou stalactitique (Planche 8/3). Ce ciment est parfois laminé avec de fines variations de couleur et, dans certaines laminations, quelques impuretés (petits grains détritiques de 5-20 µm). Parfois lorsqu'il est le ciment dominant, il forme des couches plus importantes, mais toujours d'une épaisseur variable et avec une répartition irrégulière. Il se distingue aisément de la micrite d'infiltration, qui est quelquefois présente près de la surface du beachrock. Celle-ci a une répartition gravitaire et est mélangée à de nombreuses

particules détritiques.

Il contient fréquemment 2-5% de silicates (déterminé par analyses EDS), qui correspondent probablement à des argiles. Exceptionnellement, il est interrompu par des liserés sombres dont la teneur en argile est plus importante. Une composition de  $10-15 \pm 1$  % mole Mg a été mesurée, avec généralement des valeurs homogènes dans une phase de cimentation.

**Répartition** – Ce ciment a été observé uniquement en Crète, en Grèce et dans les beachrocks composés de sable volcanique de Tahiti. Il est le ciment principal de plusieurs beachrocks. Dans quelques autres sites, il est seulement prépondérant du côté terre. Il apparaît souvent en alternance avec de la calcite magnésienne palissadique, et forme le liseré micritique précédant habituellement celle-ci.

**Littérature** – La calcite magnésienne micritique est l'un des principaux ciments marins précoces (James & Choquette 1983). Elle est très fréquente dans les beachrocks, soit comme liseré précédant le ciment palissadique, soit formant des cimentations exclusivement micritiques (cf. tableau 1). La morphologie ondulante des liserés micritiques a notamment été décrite par Friedman & Gavish (1971), Moore (1973) et Meyers (1987). Pour Bernier & Dalongeville (1988), ce ciment, d'où ils ont extrait des cyanobactéries, résulte d'une activité biologique.

**Interprétation** – La morphologie ondulante de ce ciment est inhabituelle. Elle ressemble un peu à la répartition de la micrite centrifuge, qui se forme en milieu supratidal vadose : durant la percolation d'eaux boueuses la micrite est plaquée aux parois des pores par la tension superficielle du film d'eau (Aissaoui & Purser 1983). Toutefois, le ciment micritique observé ici diffère de la définition de la micrite centrifuge d'Aissaoui & Purser (1983) par l'absence des nombreux petits peloides, ostracodes et débris microbioclastiques.

La structure ondulante est similaire à la forme des microbialites, à une échelle plus petite. Elle a probablement pour origine un biofilm, constitué d'un mucus organique (polysaccharides extracellulaires, EPS) entourant des bactéries, des cyanobactéries et d'autres micro-organismes (cf. exemple de Westall & Rincé 1994). Ce biofilm, qui par nature présente des laminations, des ondulations et des excroissances, précipiterait et piégerait de la micrite. La forme globulaire des cristaux de micrite pourrait correspondre à des morphologies bactériennes. La faible proportion d'argiles, qui est parfois présente, proviendrait du piégeage dans le mucus de minéraux détritiques en suspension dans l'eau. Toutefois, les observations morphologiques

n'apportent pas de preuve définitive de l'origine microbienne de ce ciment.

### 2.3.7 Calcite magnésienne micritique grossière (*coarse micrite HMC cement*)

**Description** – Ce ciment est composé de cristaux très réguliers de 3-10  $\mu\text{m}$  disposés librement les uns sur les autres avec une forte microporosité, comme dans une texture grainstone. La forme des cristaux est soit sub-sphérique anhédrale à surface lisse d'environ 10  $\mu\text{m}$  (Planche 7/6), soit en fuseau régulier à surface lisse proche de la forme rhomboédrique avec une longueur de 4-8  $\mu\text{m}$  et une largeur de 3-4  $\mu\text{m}$  (Planche 7/5). Au microscope à lumière transmise, ce ciment se caractérise par une couleur grise et par une texture grossière (Planche 7/4), alors que le ciment micritique est généralement brunâtre à texture plus fine. Sa répartition est généralement gravitaire. Parfois il se dépose simultanément avec la précipitation du ciment palissadique, inhibant la croissance de ce dernier sur la surface supérieure des grains. Le résultat est une répartition pseudo-stalactitique du ciment palissadique (Planche 7/3). Celle-ci n'est pas indicative de la zone vadose.

Une composition de  $14-18 \pm 1$  % mole Mg a été mesurée.

**Répartition** – Ce ciment a été reconnu formellement uniquement à Damnoni. Il existe probablement également dans d'autres beachrocks de Crète, mais sa détermination nécessite des observations au MEB. Il a été formé en alternance ou simultanément avec de la calcite magnésienne palissadique (la relation exacte entre ces deux ciments n'a pas pu être déterminée).

**Littérature** – L'habitus rhomboédrique de la micrite a été décrit par Alexandersson (1972) dans les ciments intragranulaires, par James *et al.* (1976) dans un environnement récifal et par Tucker & Wright (1990), avec respectivement des tailles de 2-4  $\mu\text{m}$ , 2-6  $\mu\text{m}$  et 2-8  $\mu\text{m}$ . Toutefois, ces auteurs observent des cristaux étroitement imbriqués et coalescents, qui diffèrent de la micrite grossière définie ici et qui correspondent plutôt au ciment micritique. La micrite grossière se rapproche plus du *crystal silt* en calcite magnésienne de Tucker & Wright (1990), qui se rencontre en milieu vadose marin.

**Interprétation** – La grande régularité des grains et l'absence d'impuretés (microfossiles ou petits grains siliciclastiques) excluent une origine détritique extérieure au beachrock. La faible densité de l'arrangement des cristaux indique une formation en suspension dans l'eau ou dans un mucus

organique. Au contraire, une croissance à partir de la surface des grains aurait produit un arrangement compact.

La régularité des formes et surtout l'absence de rugosité de surface pourraient indiquer une origine abiotique, ou une fin de croissance cristalline abiotique sur un nucléus produit par l'influence microbienne. Les cristaux sub-sphériques d'environ 10 µm pourraient résulter d'un néomorphisme aggradant (Folk 1965) à partir d'une micrite plus fine.

### 2.3.8 Calcite magnésienne peloïdale (*peloidal HMC cement*)

**Description** – Ce ciment est composé de peloïdes en calcite magnésienne mesurant 30-50 µm. La forme générale est sphérique à ovoïde. Le centre est cryptocristallin, formé de cristaux anhédraux globulaires de 0.5-4 µm. Au microscope à lumière transmise la bordure apparaît diffuse (Planche 7/7). Souvent la surface externe est recouverte de petits cristaux prismatiques fibroradiaires de dimension 1.5-5 x 5-20 µm (Planches 7/8, 8/1-2). Ceux-ci sont également en calcite magnésienne, même en Polynésie, où le ciment aragonitique est dominant. Parfois, lorsque cette deuxième phase prismatique est importante, les peloïdes semblent avoir subies une recristallisation centripète partielle. Ces cristaux fibroradiaires sont en calcite magnésienne prismatique, comme le ciment palissadique; c'est sous ce nom qu'ils sont représentés dans les figures 11 à 25.

L'arrangement varie de très espacé, irrégulier avec parfois une préférence pour les positions gravitaires et ménisques, à très compact, remplissant entièrement les pores et avec une porosité entre les peloïdes inférieure à 30%. Dans ce dernier cas, le développement d'une couche externe de cristaux fibroradiaires peut colmater complètement la porosité.

A Taipaia, une composition de 18–20 ± 1 % mole Mg a été mesurée.

**Répartition** – Le ciment peloïdal correspond généralement à la dernière phase. Il n'a jamais été observé suivi d'un ciment micritique; dans ce cas les peloïdes seraient noyés dans la masse micritique et ne seraient plus individualisables. Le ciment peloïdal a été trouvé dominant à Taipaia et à Mahaena (beachrocks volcaniques de Tahiti avec un récif frangeant à 20 m), et de manière accessoire à Tikehau, en Crète, et en Grèce continentale.

**Littérature** – Déjà Cayeux (1935) observa ce ciment, qu'il appela *structure grumeleuse*. Depuis, le ciment peloïdal a fait l'objet de nombreuses

descriptions, notamment dans les environnements récifaux modernes (bibliographie dans Marshall 1983 et dans MacIntyre 1985). Lighty (1985) décrit en détail la structure bimodale des peloïdes : nucléus de cristaux anhédraux fin résultant d'une précipitation rapide, suivi d'une couche externe en cristaux prismatiques euhédraux radiaires résultant d'une précipitation plus lente. MacIntyre (1985) discute les différentes origines envisagées (pellets, aragonite recristallisée, algues, détritique, etc.) et conclut à une précipitation physico-chimique *in situ*. Suite à l'observation de morphologies bactériennes dans le nucleus, Chafetz (1986) propose une origine bactérienne pour le nucleus, et une précipitation inorganique produisant la couche prismatique externe dans une deuxième phase. Dans les beachrocks, le ciment peloïdal a été décrit en particulier par Moore (1973), Meyers (1987) et par Amieux *et al.* (1989). Dans ces deux derniers articles, sa précipitation est mise en relation avec l'activité microbienne.

**Interprétation** – La calcite magnésienne peloïdale fait partie des sédiments internes. Sa grande homogénéité et l'absence de microfossiles et de grains détritiques fins excluent une origine externe au beachrock des peloïdes; ceux-ci se sont formés dans les pores. A cause de son caractère diagénétique et de sa contribution à la consolidation du beachrock (elle représente 80% du ciment du beachrock de Taraira), nous considérons la calcite magnésienne peloïdale comme un ciment.

Deux localisations sont possibles pour la formation de peloïdes : soit en suspension dans l'eau interstitielle, agités au gré de la circulation de l'eau interstitielle due aux marées et aux vagues; soit dans un mucus organique similaire à celui invoqué pour la calcite magnésienne micritique. La première hypothèse est la plus probable; elle peut également se combiner avec une origine microbienne du centre cryptocristallin des peloïdes. La répartition irrégulière serait due à l'alternance phréatique-vadosse avec un dépôt gravitaire pendant la phase phréatique et un placage contre les parois et particulièrement dans les positions ménisques durant la phase vadosse.

### 2.3.9 Calcite magnésienne palissadique (*bladed HMC cement*)

**Description** – Ce ciment est composé de prismes allongés selon l'axe c, ordonnés de manière compacte, perpendiculairement à la surface des grains (Planches 8/3-5). La longueur des prismes est généralement comprise entre 15 et 30 µm, exceptionnellement elle atteint 60 µm. La largeur

est généralement de 3-5  $\mu\text{m}$ ; le rapport largeur:longueur est  $\sim 1:5$ . Lorsque les terminaisons des prismes sont euhédrales, elles forment des pyramides trigonales obtuses (Planche 8/6). Parfois les prismes présentent une terminaison tronquée, résultant soit d'une dissolution par de l'eau douce, soit de l'arrêt de la croissance à l'interface eau-air en zone vadose. Plusieurs phases de ciment palissadique peuvent se succéder; les interruptions de croissance entre celles-ci sont généralement soulignées par un liseré micritique en calcite magnésienne d'épaisseur variable.

Ce ciment forme généralement une frange isopaque très régulière. Parfois, il présente une influence vadose avec des morphologies stalactitiques (Planche 8/8), ménisques (se marquant par un simple épaissement dans la zone de contact des grains) ou avec une répartition limitée aux pores de petites dimensions, qui retiennent l'eau par capillarité.

Une composition de  $9-18 \pm 0.8$  mole Mg a été mesurée, avec parfois des variations importantes dans la même phase de cimentation (cf. fig. 28).

**Répartition** – Ce ciment est toujours associée avec de la calcite magnésienne micritique, qui forme généralement un liseré initial à sa base. Il a été observé uniquement en Crète et en Grèce continentale. Il est souvent le ciment dominant, particulièrement dans la partie côté mer des beachrocks.

**Littérature** – La calcite magnésienne palissadique est un des principaux ciments marins. Elle a été décrite notamment par Schroeder (1972) et par James & Ginsburg (1979), avec respectivement des largeurs de 3-5  $\mu\text{m}$  et de 5-7  $\mu\text{m}$  et des longueurs de 20-80  $\mu\text{m}$  et de 20-100  $\mu\text{m}$ . Whittle *et al.* (1993) distinguent d'une part des palissades trapues (*stubby blades*) caractérisées par un rapport largeur:longueur de 1:2 et par une longueur de 5-38  $\mu\text{m}$ , et d'autre part des palissades allongées (*elongated blades*) avec un rapport largeur:longueur de 1:5 et une longueur de 15-43  $\mu\text{m}$ . James & Ginsburg (1979) propose une définition similaire des *stubby blades*. Le ciment palissadique est fréquent dans les beachrocks (cf. tableau 1). A partir de l'étude d'un beachrock à cimentation essentiellement en calcite magnésienne micritique, Meyers (1987) suggère que le ciment palissadique se développe seulement après que la perméabilité ait été réduite (dans ce cas particulier par la première phase micritique).

**Interprétation** – Ce ciment correspond au développement régulier de cristaux subhédraux dans les milieux propices à la précipitation de la calcite magnésienne. Par rapport à la calcite magnésienne micritique, ce ciment est favorisé par une croissance

cristalline rapide avec un taux de nucléation réduit. En plus de la saturation et de la vitesse de circulation des fluides, l'absence d'inhibiteurs et une influence microbienne réduite doivent jouer un rôle important.

**Variante** – Lorsque ce ciment est peu développé, il se présente sous la forme d'un ciment palissadique fin d'une épaisseur de 5-10  $\mu\text{m}$ . Celui-ci est constitué de prismes trapus d'une largeur de  $\sim 3$   $\mu\text{m}$  et d'un rapport largeur:longueur de  $\sim 1:2$  (Planches 9/1-2). Cette variante a une taille similaire aux ciments micritique, mais diffère par l'arrangement strictement perpendiculaire des cristaux euhédraux. Il correspond soit à une formation avortée du ciment palissadique plus épais, soit à une précipitation dans un environnement moins favorable. Il n'a pas été différencié sur les figures de distribution des ciments.

**Variante** – Très rarement un ciment syntaxial se substitue au ciment palissadique sur des calcaires métamorphiques. Il forme une frange régulière de 10-20  $\mu\text{m}$ , dans laquelle certains cristaux ont gardé un habitus prismatique trapus, et qui est précédée par quelques cristaux micritiques (Planche 9/3).

### 2.3.10 Micrite orangée (*orange micrite cement*)

**Description** – Bien que ce ciment ne contient que peu de carbonate de calcium, le terme de micrite est utilisé selon le sens de Bissell & Chilingar (1967, p. 161). La couleur de cette micrite varie de brun orangé à orange vif. Elle présente des laminations parfois soulignée par l'inclusion de sédiments très fin. Sa bordure externe a parfois une apparence de faible densité. Elle forme des tapissages irréguliers, parfois ondulants, avec le plus souvent une préférence pour les positions ménisques et gravitaires (Planche 9/4). L'épaisseur varie entre 30 et 200  $\mu\text{m}$ . Des formes intermédiaires semblent exister entre ce ciment et la calcite magnésienne micritique ondulante.

Aussi bien en lumière transmise, en lumière réfléchie qu'en épifluorescence (lumière incidente 460-490 nm), l'aspect (couleur et texture) de la micrite orangée est similaire à celui de la matière organique. La micrite orangée est insoluble dans les acides chlorhydrique et acétique dilués, par contre elle est partiellement soluble dans l'hypochlorite de sodium dilué (eau de javelle). Elle ne réagit pas aux différents colorants spécifiques pour les carbonates (cf. chapitre 2.1.2). La diffractométrie de rayons X révèle une faible cristallinité ainsi que la présence de calcite magnésienne et peut-être de vaterite. Des analyses avec la sonde EDS sur un échantillon de Damnoni indiquent une très faible teneur en Ca et,

par rapport à la calcite magnésienne micritique adjacente, une augmentation de la teneur en K, en Sr et en Si, et une diminution en S.

La micrite orangée se distingue des hydrocarbures dégradés, qui consolident les « beachrocks pétroliers » (cf. chapitre 2.6.4), par l'absence de zones noires et par une couleur plus uniforme (absence de dégradés brusques de roux à orange claire sur une dizaine de microns).

**Répartition** – Ce ciment constitue toujours la dernière phase diagénétique. A l'échelle du beachrock sa distribution est discontinue. Il a été observé aussi bien proche de la surface des beachrocks, que dans les carottages à une profondeur de 40-50 cm (cf. carotte 507, Paleochora, fig. 16). Il a été trouvé principalement en Crète, associé avec des ciments micritiques et palissadiques en calcite magnésienne.

**Littérature** – Bernier & Dalongeville (1988) ont décrit un tapissage brun orangé similaire dans un beachrock des Cyclades (Grèce). Ces auteurs le supposent être constitué de matière organique, et évoquent la possibilité d'un épisode d'activité microbiologique conduisant au ciment micritique ondulant en calcite magnésienne.

**Interprétation** – Bien que la composition exacte de ce ciment n'a pas pu être déterminée, les informations disponibles indiquent une micrite riche en matière organique, dont la formation serait liée à l'activité microbienne. Sa distribution irrégulière refléterait la prédilection des micro-organismes à coloniser les emplacements ménisques et gravitaires. Comme il correspond toujours au dernier ciment, son âge peut être qualifié de récent.

Ce ciment, qui se trouve en position tardive, pourrait se transformer en calcite magnésienne micritique ondulante au cours de la diagenèse du beachrock. La décomposition de la matière organique interviendrait conjointement avec la minéralisation de celle-ci (Défarge *et al.* 1996).

### 2.3.11 Infiltration

Les infiltrations de sédiments fins ne participent pas directement à la cimentation. Toutefois, elles peuvent contribuer à la consolidation du beachrock en augmentant la surface de nucléation disponible et en élargissant les zones de contact entre les grains.

Elles sont généralement composées de bioclastes ou de grains détritiques (quartz, feldspath, mica...) de 10-100 µm, souvent anguleux et parfois accompagnés de micrite et d'argile. Elles sont caractérisées par une répartition gravitaire, à la différence des ciments micritiques. Elles sont

habituellement limitées à la zone superficielle des beachrock. Les premiers millimètres au-dessous de la surface peuvent être complètement envahis de micrite détritique, puis les infiltrations diminuent rapidement sur quelques centimètres.

Les infiltrations précédant la première phase de cimentation ne sont pas mentionnées sur les figures de distribution de la cimentation (fig. 12-25); elles sont considérées comme survenues lors de la mise en place des sédiments. Les autres infiltrations sont représentées par un figuré noir, le volume occupé étant parfois sous-estimé.

### 2.3.12 Dissolution

**Description** – Les phases de dissolution se traduisent par une limite supérieure irrégulière des ciments précédemment formés et par la troncature de la terminaison des cristaux. Cette dernière s'exprime particulièrement sur la calcite magnésienne palissadique, dont la terminaison euhédrale est une pyramide triangulaire obtuse (Planche 8/6). Toutefois, il est difficile de distinguer entre cette marque de dissolution et l'aspect tronqué des cristaux produit par l'arrêt de la précipitation à l'interface eau-air en milieu vadose. De même, la dissolution de ciments micritiques à répartition irrégulière est difficilement décelable. Enfin, la perforation et l'érosion d'origine biologique peuvent créer des morphologies similaires.

**Répartition** – Les marques de dissolution ont rarement été observées. A côté de la difficulté de reconnaître ces morphologies, cela provient aussi du choix délibéré de restreindre cette étude aux beachrocks se trouvant actuellement dans ou proche de leur milieu de formation, et d'écarter notamment les beachrocks ayant été soulevés de plus de 50 cm. (Une exception est la partie A du beachrock de Damnoni (Crète), actuellement située à l'altitude d'environ +1.8. La calcite magnésienne palissadique y est affectée par une dissolution restreinte aux positions stalactitiques, qui a été produite en zone vadose météorique (Planche 8/7)). Les observations de dissolution sur une quinzaine d'échantillons sont insuffisantes pour établir une règle sur sa répartition. Théoriquement, l'extrémité côté terre et les parties les plus hautes des beachrocks devrait être préférentiellement affectée par ce phénomène.

**Interprétation** – La dissolution d'un ciment est provoquée par le contact avec une eau sous-saturée en CaCO<sub>3</sub> par rapport au minéral en question. Comme l'ensemble des eaux marines, hypersalines et légèrement saumâtres sont sur-saturées par rapport à la calcite magnésienne et l'aragonite, la dissolution résulte toujours de l'action d'une eau

douce, en milieu météorique phréatique ou vadose. Le passage d'une phase de cimentation à une phase de dissolution traduit un changement radical du milieu, bien plus important qu'entre deux phases de cimentations différentes.

### 2.3.13 Succession diagénétique

Généralement plusieurs phases distinctes de ciment se succèdent de la surface des particules vers le centre des pores (nous réservons le terme de génération au périodes de formation de beachrock successives, qui sont séparées par des surfaces d'érosion macroscopiques). Chaque phase correspond à un milieu différent avec des mécanismes de précipitation propres. Ce motif diagénétique varie latéralement et verticalement dans le même beachrock.

Il est possible d'interpréter cette succession selon les principes de la stratigraphie. Meyers (1974) a développé cette approche, suivie depuis par de nombreux autres travaux (cf. Meyers 1991). Toutefois, cette « stratigraphie de ciment » (*cement stratigraphy*) présuppose des grands corps sédimentaires soumis à une diagenèse homogène, dans lesquels les ciments peuvent être corrélés sur de longues distances. Pour la diagenèse précoce, cette hypothèse n'est pas réalisée, les fluides étant rarement homogènes dans l'espace. Dans le cas des beachrocks, les milieux diagénétiques varient latéralement sur des distances métriques et verticalement sur des distances décimétriques, voire centimétriques; les limites entre ces zones se déplacent au cours du temps.

Aussi, par analogie avec des études sédimentologiques, nous comparerons une phase de ciment à un faciès, la succession des phases de ciments dans un pore à une coupe stratigraphique, et tenterons de corréler latéralement et verticalement les ciments formés simultanément. A noter que la précipitation d'une phase de ciment peut être diachrone latéralement. Pour faciliter ce travail nous avons choisi une représentation graphique des ciments, similaire à une colonne lithologique d'un log stratigraphique (fig. 11, cf. chapitre 2.4.1).

## 2.4 Distribution des ciments dans les beachrocks

La cimentation de 43 beachrocks a été étudiée sur lame mince avec généralement le prélèvement de 5 à 10 échantillons par site. Ils sont localisés sur les figures 6 à 10, leurs coordonnées sont indiquées à l'annexe A. En règle générale, seuls les beachrocks

se trouvant actuellement dans ou proche de leur milieu de formation – c'est-à-dire en altitude intertidale et accolés à une plage – ont été retenus, et tous les beachrocks situés hors de l'intertidal ou sans lien avec la plage actuelle ont été écartés. Les beachrocks étudiés ont été choisis pour leur représentativité des régions visitées. Ils sont situés dans des contextes très variés; à côté des différences régionales signalées dans les cadres géologiques régionaux, telles que la température ou la salinité de la mer, il existe de nombreuses variations locales liées à la nature des fluides interstitiels, à l'exposition de la côte à la houle, au type de plage (tombolo, plage étroite devant falaise, côte plate...) et la composition pétrographique des sédiments de plage. Ces contextes locaux sont brièvement caractérisés dans l'annexe A par quelques éléments.

### 2.4.1 Présentation graphique des données

Pour une sélection de beachrocks, qui représente tous les types de cimentations observés, les figures 12 à 24 donnent un profil du beachrock avec la provenance des échantillons (attention, l'échelle varie d'une figure à l'autre) et la distribution des ciments observée en lame mince. Les échantillons proviennent de la surface, sauf pour les carottages qui sont représentés par de petits rectangles blancs. L'épaisseur des beachrocks n'a pas pu être observée, aussi la profondeur de la zone en grisé est estimée et partiellement arbitraire. Des points d'interrogation (?) indiquent les zones qui n'ont pas fait l'objet d'investigations, comme l'extension du beachrock vers la mer ou vers la terre et sa continuité entre deux affleurements. Le niveau marin moyen est situé au milieu de la ligne ondulée, à l'exception des sites de la Mer Rouge et d'Australie (Fig. 19, 20 et 24) pour lesquels les niveaux moyens de haute et de basse mer sont indiqués par HM et BM.

Une représentation graphique de la cimentation a été utilisée (fig. 11). Dans une cartouche verticale sont représentés les différents ciments successifs de bas en haut, ainsi que la porosité résiduelle, proportionnellement au volume occupé par rapport à la roche totale. La dimension totale de la cartouche correspond à la porosité initiale. Au-dessus de la cartouche est indiquée l'intervalle de la granulométrie (minimum–maximum), au-dessous le numéro de l'échantillon. Lorsque les ciments sont répartis irrégulièrement à l'échelle de la lame mince et ne se succèdent pas dans le même pore, la détermination de l'ordre des ciments peut être délicate. Parfois, la croissance de deux ciments différents semble simultanée. Il n'a pas été possible de reproduire toutes les finesses observées et toutes

les interprétations possibles.

Les figurés utilisés pour représenter les différents ciments suivent les règles générales suivantes : Calcite magnésienne palissadique : hachures verticales (serrées pour répartition isopaque, espacées pour répartition ménisque et stalactitique), Aragonite aciculaire : hachures obliques inclinées vers la gauche (serrées pour répartition isopaque, espacées pour répartition ménisque et stalactitique), Aragonite fibreuse : hachures obliques inclinées vers la droite, Calcite magnésienne micritique : diverses teintes de gris (40-70%), Aragonite micritique : gris 50%, Calcite magnésienne peloïdale : damier blanc et noir, Micrite orangée : gris 20%, Infiltration et Dissolution : noir. Les figurés exacts varient légèrement d'une figure à l'autre pour permettre la distinction de la grande diversité des ciments rencontrés.

Chaque cartouche donne une information ponctuelle valable pour la lame mince analysée (en cas de variations dans la lame mince, une moyenne de la diagenèse est estimée). L'importance de la cimentation est très dépendante de la porosité et de la taille des pores. Les plages ne sont pas des corps sédimentaires homogènes, il existe de nombreuses variations de ces paramètres à petite échelle avec notamment les laminations granulométriques. De plus, l'altitude par rapport aux limites de la zone intertidale joue un rôle prépondérant. Cette altitude varie d'un échantillon à l'autre; elle est indiquée graphiquement sur les profils des beachrocks. Pour ces raisons, il n'est pas possible d'interpoler les ciments entre deux échantillons (cette simplification a été faite à la figure 25 uniquement pour des raisons de graphisme).

La variation verticale de la cimentation a été observée sur les carottes mesurant entre 30 et 60

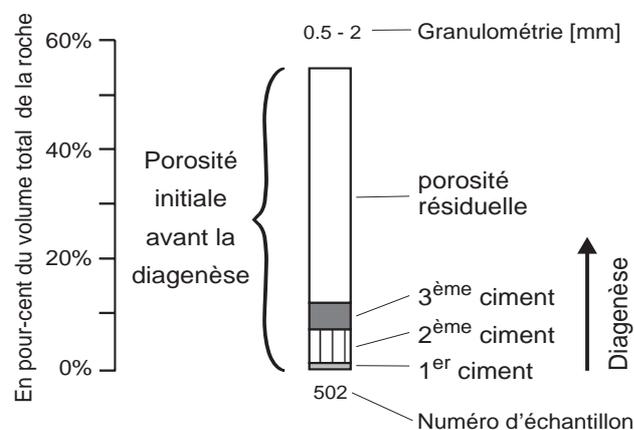


Fig. 11. Clé de lecture pour la représentation graphique des phases successives de ciment.

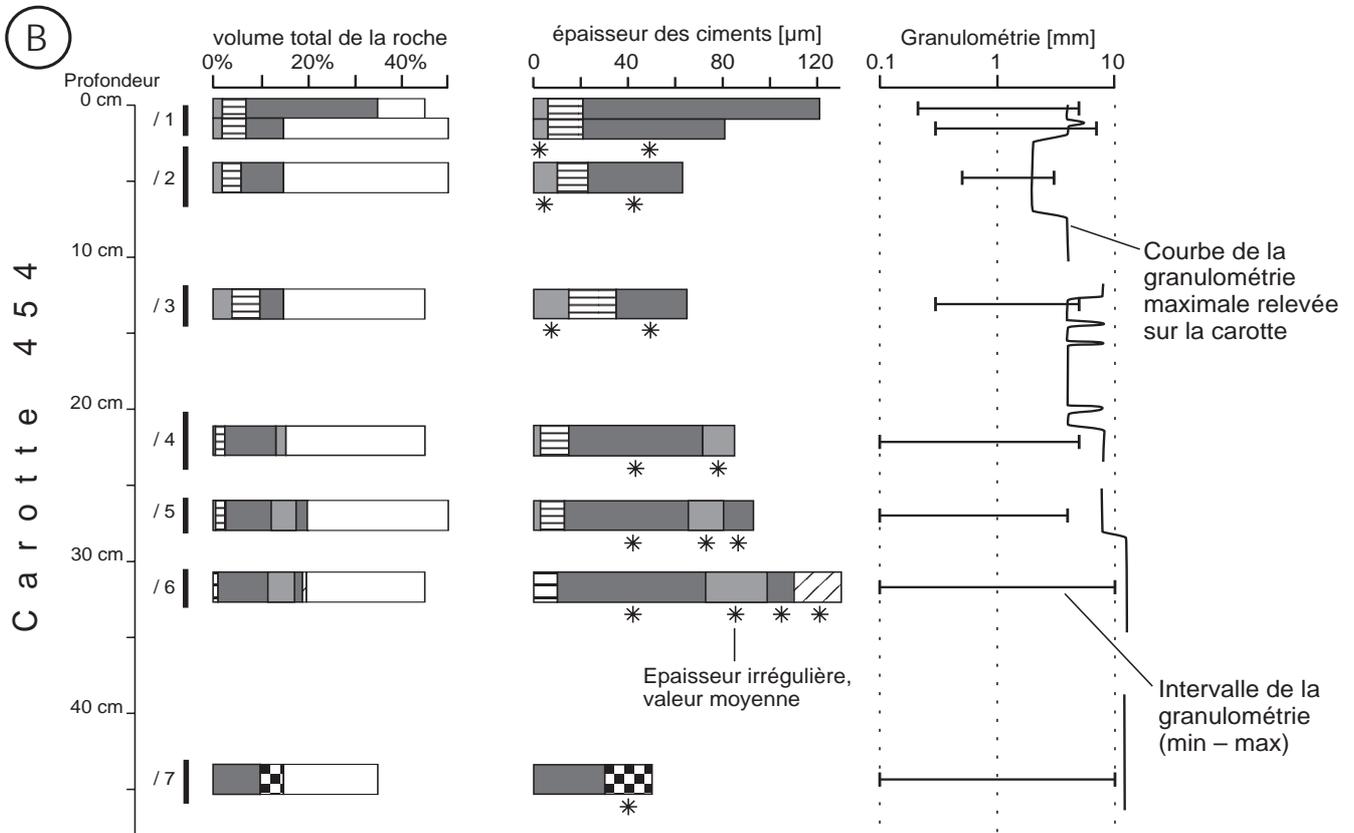
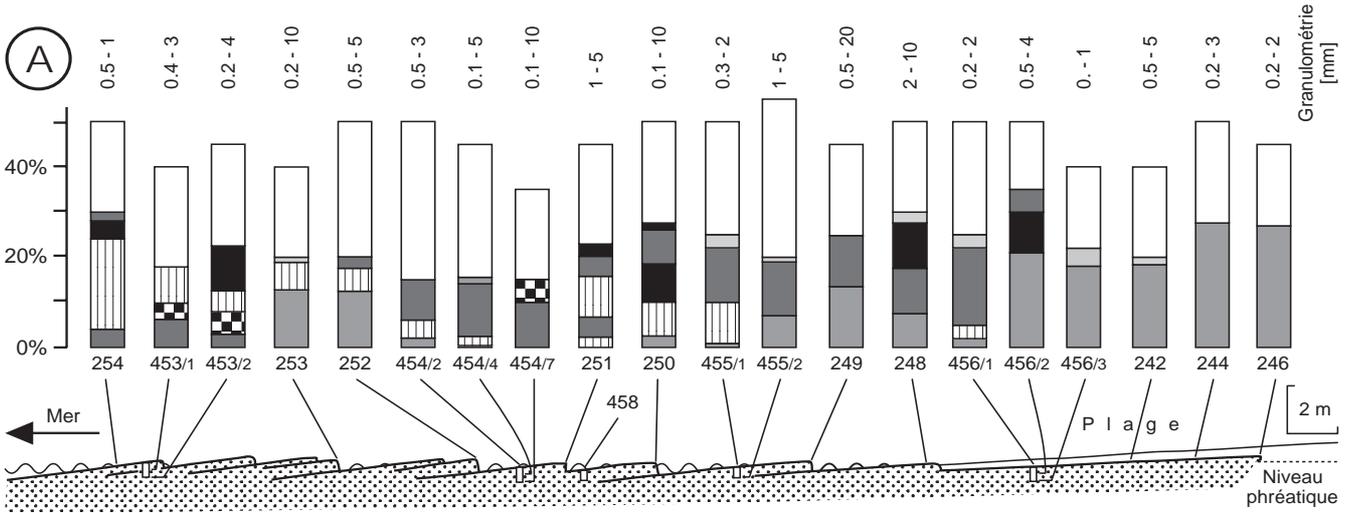
cm. Seule une partie de ces lames minces est représentée sur les figures 12 à 24. A titre d'exemple, l'ensemble des lames minces étudiées est détaillé pour deux carottes à Damnoni (fig. 15) ainsi qu'une carotte à Peristeras (fig. 12) et à Paleochora (fig. 16). Sur ces deux dernières figures, en plus du volume occupé par les différents ciments sont également indiqués leurs épaisseurs respectives ainsi que l'intervalle de la granulométrie mesurée sur les lames minces (minimum-maximum) et la granulométrie maximale relevée à l'extérieur de ces carottes (Planche 4/8).

Pour chaque beachrock, un encadré résume les principales caractéristiques et le contexte géologique. Les classes granulométriques suivantes ont été utilisées : sable moyen (0.2-0.5 mm), sable grossier (0.5-2 mm), gravier (2-15 mm), galets (au-dessus 15 mm).

Cet encadré contient également un commentaire qui souligne les particularités du beachrock et compare la distribution des ciments avec les modèles de cimentation définis au chapitre 2.7.2. (Nous plaçons cette comparaison sur les figures de distribution de la cimentation pour réunir les informations concernant chaque beachrock.)

La figure 25 rassemble les schémas synthétiques de la distribution des ciments dans les beachrocks en bancs inclinés. Tous les beachrocks étudiés sont présentés, sauf les sites dont l'échantillonnage ne se prête pas à ce type de graphique (Pherma, Stavros, Elounda, Sitia, Ierápetra West, Kineta, Mairolimnis, Egirouses, Paleo Fokea et Hamelin West). Ces schémas illustrent la cimentation sur une transversale mer (à gauche) – terre (à droite), avec toujours la même échelle horizontale. Les phases successives de cimentation sont représentées de bas en haut, proportionnellement au volume occupé, avec en gris clair la porosité résiduelle. La hauteur totale représente la porosité initiale. L'échelle verticale est en pour-cent de la porosité initiale (et non de la roche totale, comme sur les figures 11 à 24). Les phases de ciment ont été corrélées entre les échantillons d'un beachrock, puis les proportions des ciments interpolées. Dans quelques cas, ces corrélations sont délicates (par exemple pour Kalamaki Centre ou pour Peristeras), et d'autres possibilités que celles retenues seraient envisageables. Dans ces schémas, les échantillons ne sont placés que selon une dimension (position mer-terre), et aucune information concernant l'altitude, la profondeur sous la surface du beachrock ou la couverture sédimentaire n'est représentée. L'interpolation des ciments entre deux échantillons est une approximation, qui ne correspond pas parfaitement

PERISTERAS (Crète)



Longueur 200 m, largeur 32 m, altitude de -1 à +0.2 m  
 Composition : Lithoclastes non-carbonatés (58%), carbonatés (20%), Quartz (20%) Bioclastes (2%)  
 Granulométrie : sable moyen à galets  
 Côte peu exposée  
 Nature des fluides : marin avec de rares influences d'eau douce (chapitre 3.2.1)  
 Photo : Planche 1/1

Côté mer, la cimentation est du type 2, puis vers la terre, passe progressivement au type 3. Dans les carottes, le type 2 est remplacé en profondeur par le type 3 (ou 3a). Vers la mer, il existe parfois du ciment peloïdal après la première phase micritique. Les analyses des isotopes stables indiquent une origine saumâtre (salinité ~20‰) pour le premier ciment micritique de UN242 et UN248, et une légère influence d'eau douce pour la dernière phase micritique de UN242, UN248 et UN250.

- Porosité résiduelle
- Infiltration
- Micrite orangée
- Mg-Calcite peloïdale
- Mg-Calcite micritique ménisque-ondulante grise
- Mg-Calcite micritique ondulante brune
- Mg-Calcite palissadique ménisque
- Mg-Calcite palissadique isopaque
- Aragonite fibreuse stalactitique

Fig. 12. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Peristeras. A : distribution générale. B : détail de la carotte 454.

KALAMAKI CENTRE (Crète)

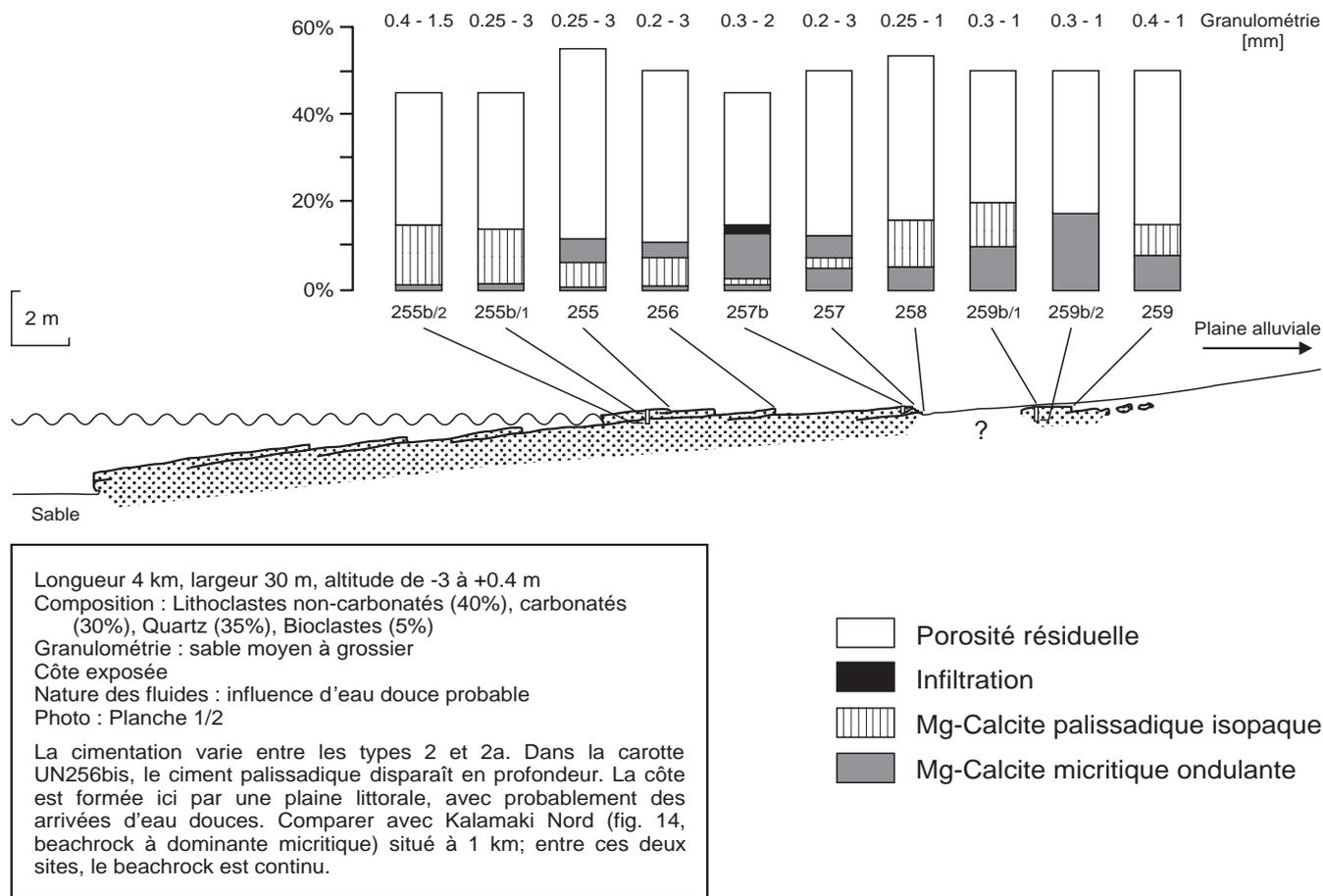


Fig. 13. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Kalamaki Centre

à la réalité, mais qui a été choisie pour faciliter la lisibilité graphique. Elle ignore toutes les variations à petite échelle, notamment celles liées à l'altitude ou à la granulométrie.

2.4.2 Commentaire général

**Crète et Grèce continentale**

Tous les ciments sont en calcite magnésienne, à l'exception de rares traces d'aragonite fibreuse en position stalactitique (par exemple, à Paleochora (fig. 16) ou à Grammos (fig. 17)). Le premier ciment est presque toujours de la calcite magnésienne micritique, soit sous la forme d'un liseré fin de 5-10 µm avec quelques ondulations, précédant un ciment en calcite magnésienne palissadique, soit sous la forme d'une couche plus épaisse et irrégulière. Dans le second cas, il est parfois possible de distinguer plusieurs phases micritiques, qui se différencient par leur couleur,

leur texture et leur répartition. Souvent, le ciment palissadique est mieux développé du côté mer et le ciment micritique est dominant côté terre (par exemple, à Peristeras, à Chersonisou, à Grammos et à Trinisia, fig. 25). La cimentation se termine parfois par de la micrite orangée. La calcite magnésienne pelloïdale est présente dans quelques beachrocks, mais la distribution de ce ciment ne semble pas suivre de règle.

Dans la région de Paleochora, la distribution des affleurements de beachrocks semble être limitée aux plages, qui sont à la fois soumises à une influence d'eau douce et exposées à la houle dominante provenant de l'ouest et du sud-ouest.

**Mer Rouge**

Tous les ciments sont en aragonite. La première phase, toujours en aragonite micritique, est généralement suivie par de l'aragonite aciculaire. A Dushit el Dabaa (fig. 19) et à El Baida (fig. 25), celle-ci est remplacée par de l'aragonite fibreuse à

## KALAMAKI NORD (Crète)

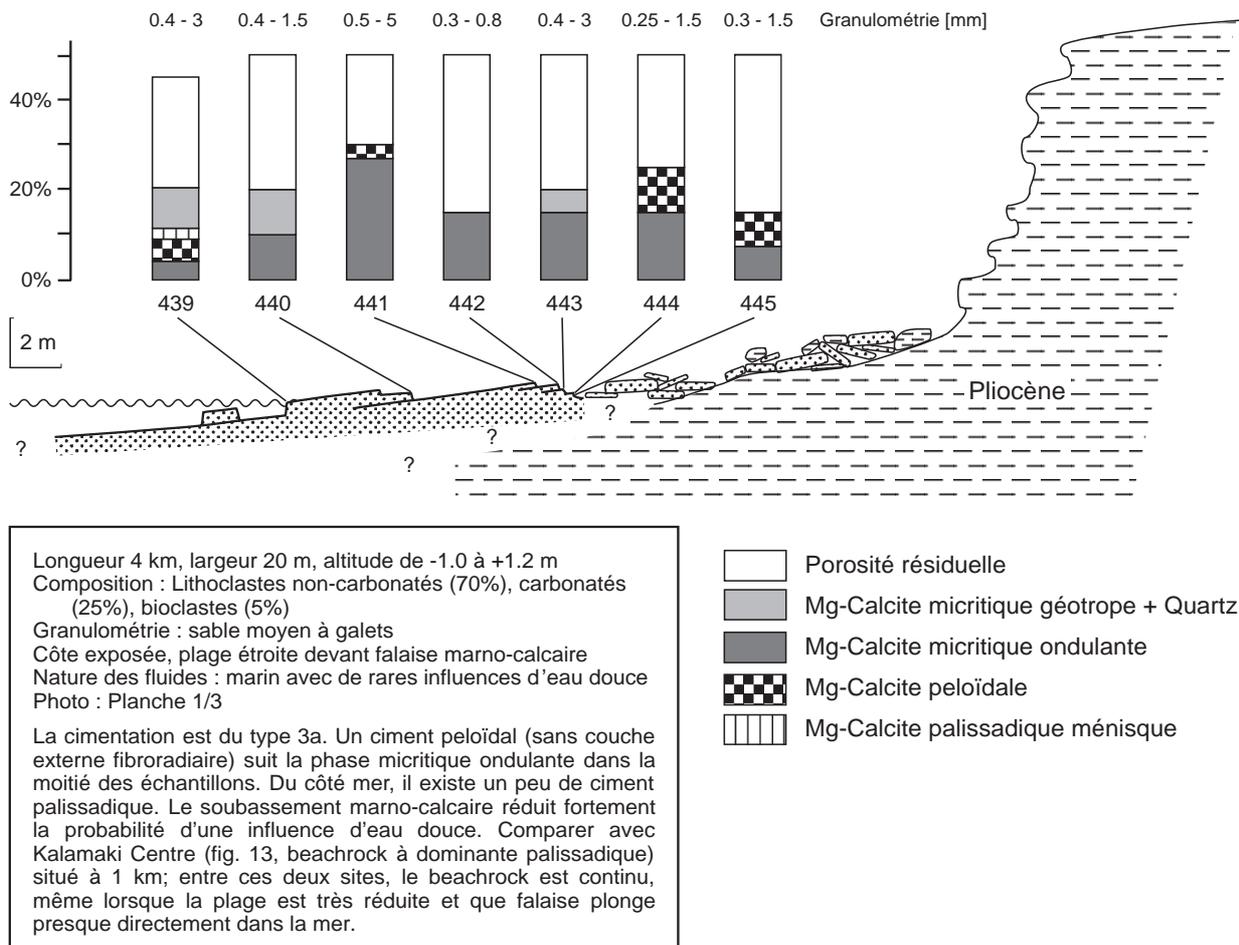


Fig. 14. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Kalamaki Nord.

l'extrémité côté mer du beachrock. Le motif micritique-aciculaire peut être répété plusieurs fois, par exemple à Wadi Wasa'at en liaison avec deux générations de beachrock (cf. chapitre 2.6.3).

La cimentation ne montre pas de changement notable entre les localisations au débouché de wadis, où il existe une influence potentielle d'eau douce (40 km N Quser et Wadi Wasa'at), et d'autres localisations sur la côte (Dushit el Dabaa) ou sur des îlots (El Baida).

### Polynésie

Une différence importante existe entre les beachrocks composés de sable bioclastique ou mixte, et les beachrocks composés de sable volcanique. La cimentation des premiers est similaire à celle décrite pour la Mer Rouge, indépendamment de la localisation sur l'atoll de Tikehau (côte interne et externe) ou sur les îles hautes de Tahiti et Moorea.

Par contre, les beachrocks volcaniques (Taipaia (fig. 23) et Mahaena (fig. 25)) sont caractérisés par un ciment en calcite magnésienne peloïdale, qui est précédé par un liseré en calcite magnésienne micritique. Les peloïdes sont souvent entourés par une couche externe fibroradiaire, qui est représentée sur les figures 23 et 25 comme calcite magnésienne palissadique.

### Australie

Le beachrock de Carbla (fig. 24) et le beachrock non illustré de Hamelin West présentent une première phase en aragonite micritique épaisse, qui est suivie par de l'aragonite fibreuse souvent peu développée. La cimentation de ces beachrocks est proche des cimentations de Mer Rouge et de Polynésie.

Bien que le beachrock de Quobba-Gnarraloo (non illustré) soit d'âge pléistocène (du dernier interglaciaire ou plus ancien, cf. datations carbone

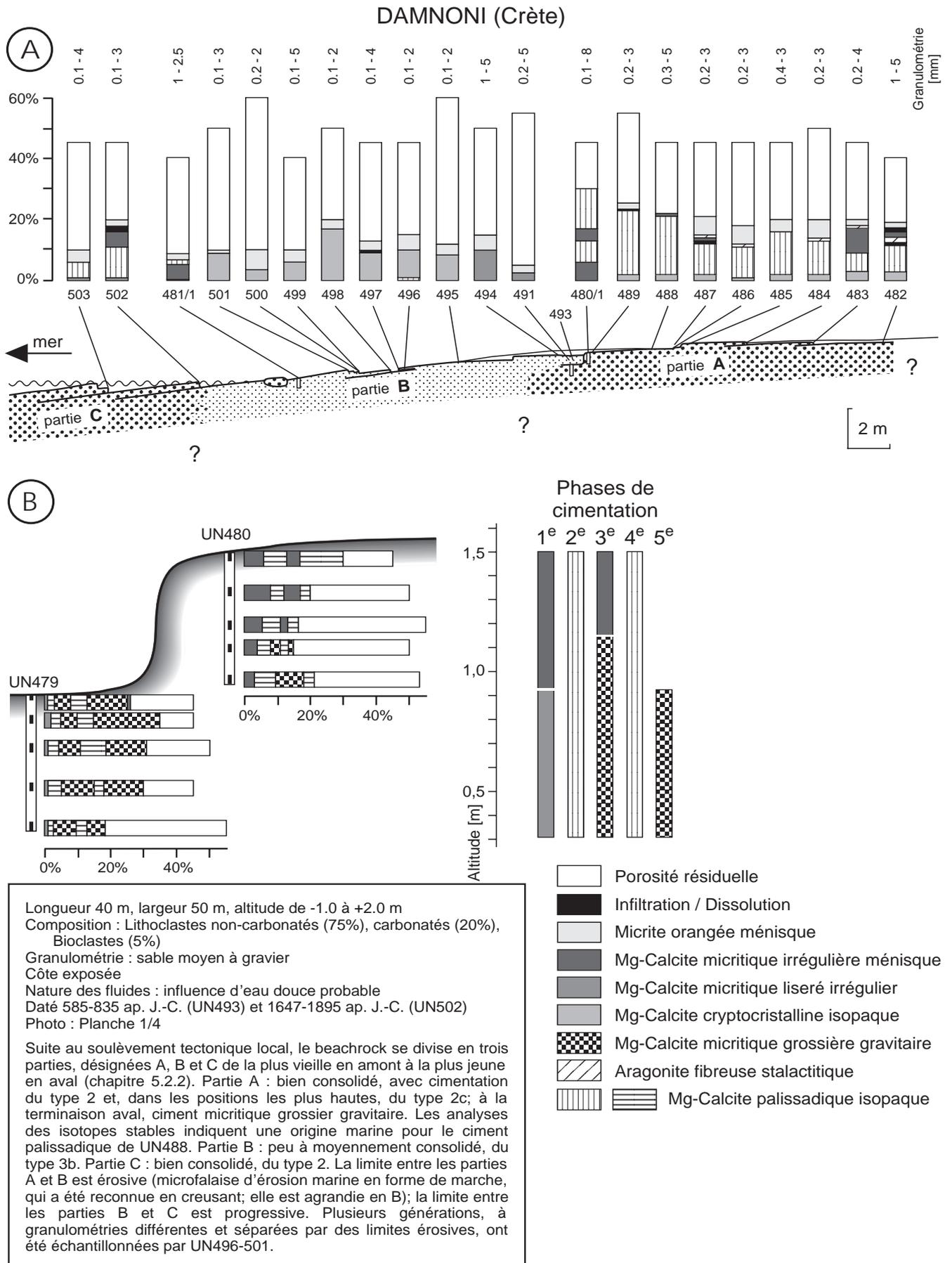
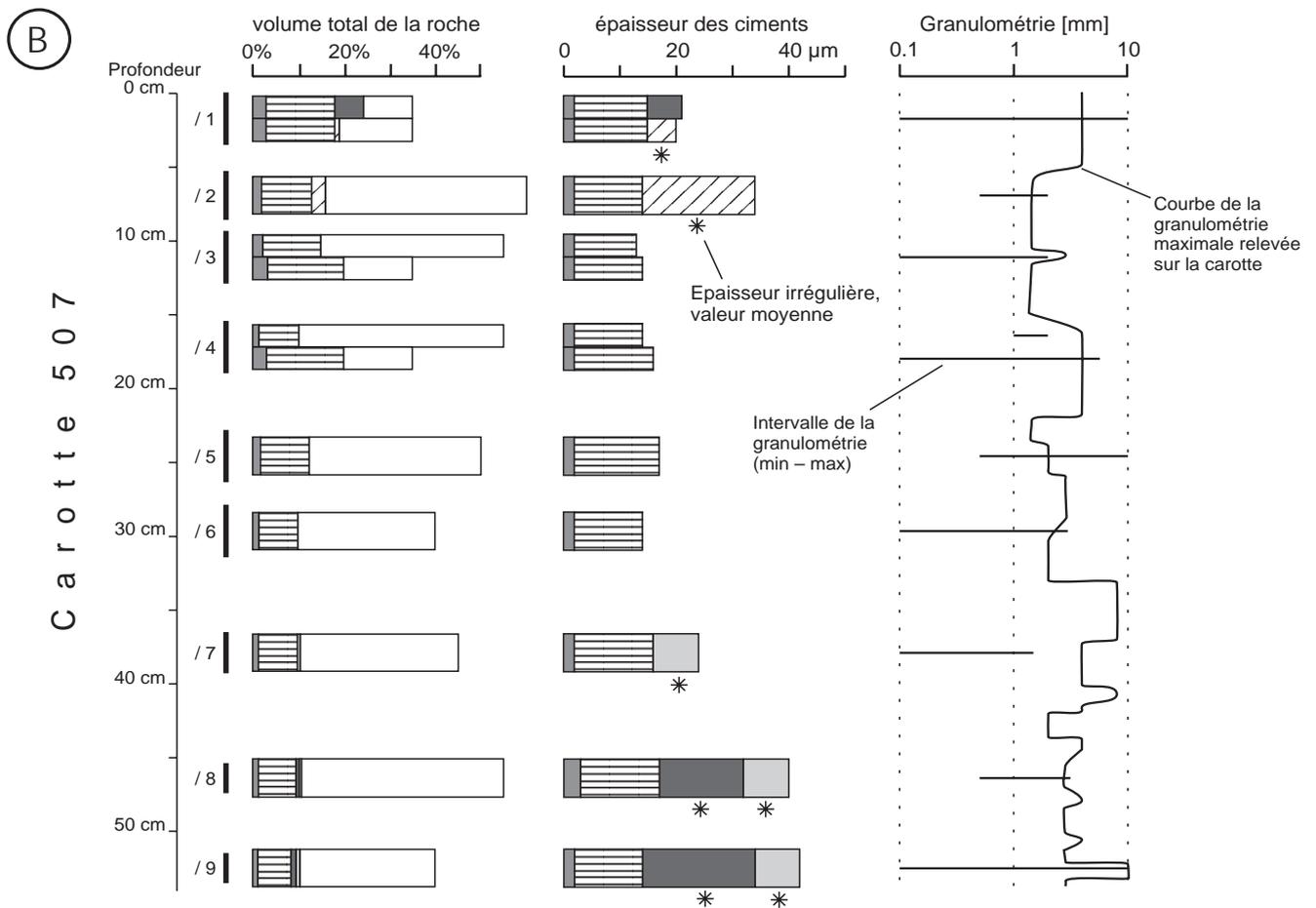
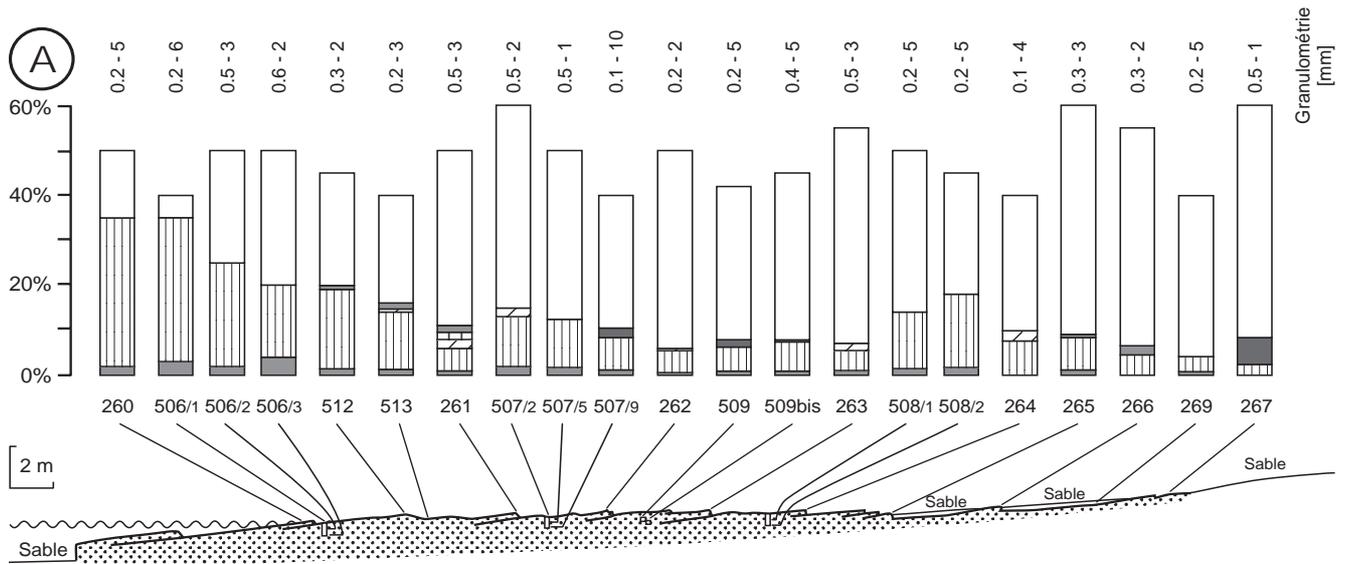


Fig. 15. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Damnoni. **A** : distribution générale. **B** : détail des deux carottes prélevées à la terminaison aval de la partie A du beachrock (commentaire au chapitre 2.4.2, paragraphe altitude).

PALEOCHORA (Crête)



Longueur 180 m, largeur 20 m, altitude de -1.8 à +0.8 m  
 Composition : Lithoclastes carbonatés (50%), non-carbonatés (20%),  
 Quartz (25%), Bioclastes (5%)  
 Granulométrie : sable moyen à gravier  
 Côte peu exposée  
 Nature des fluides : très saumâtre (chapitre 3.2.2)  
 Photo : Planches 1/5-6

La cimentation est des types 2, 2a et, dans certaines positions hautes,  
 du type 2c. Le ciment palissadique est mieux développé du côté mer.  
 Le beachrock est peut-être légèrement soulevé par la tectonique.

- Porosité résiduelle
- Aragonite fibreuse stalactitique
- Micrite orangée
- Mg-Calcite liseré micritique
- Mg-Calcite micritique ondulante
- Mg-Calcite palissadique stalactitique
- Mg-Calcite palissadique isopaque

Fig. 16. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Paleochora. A : distribution générale. B : détail de la carotte 507 (Planche 4/8).

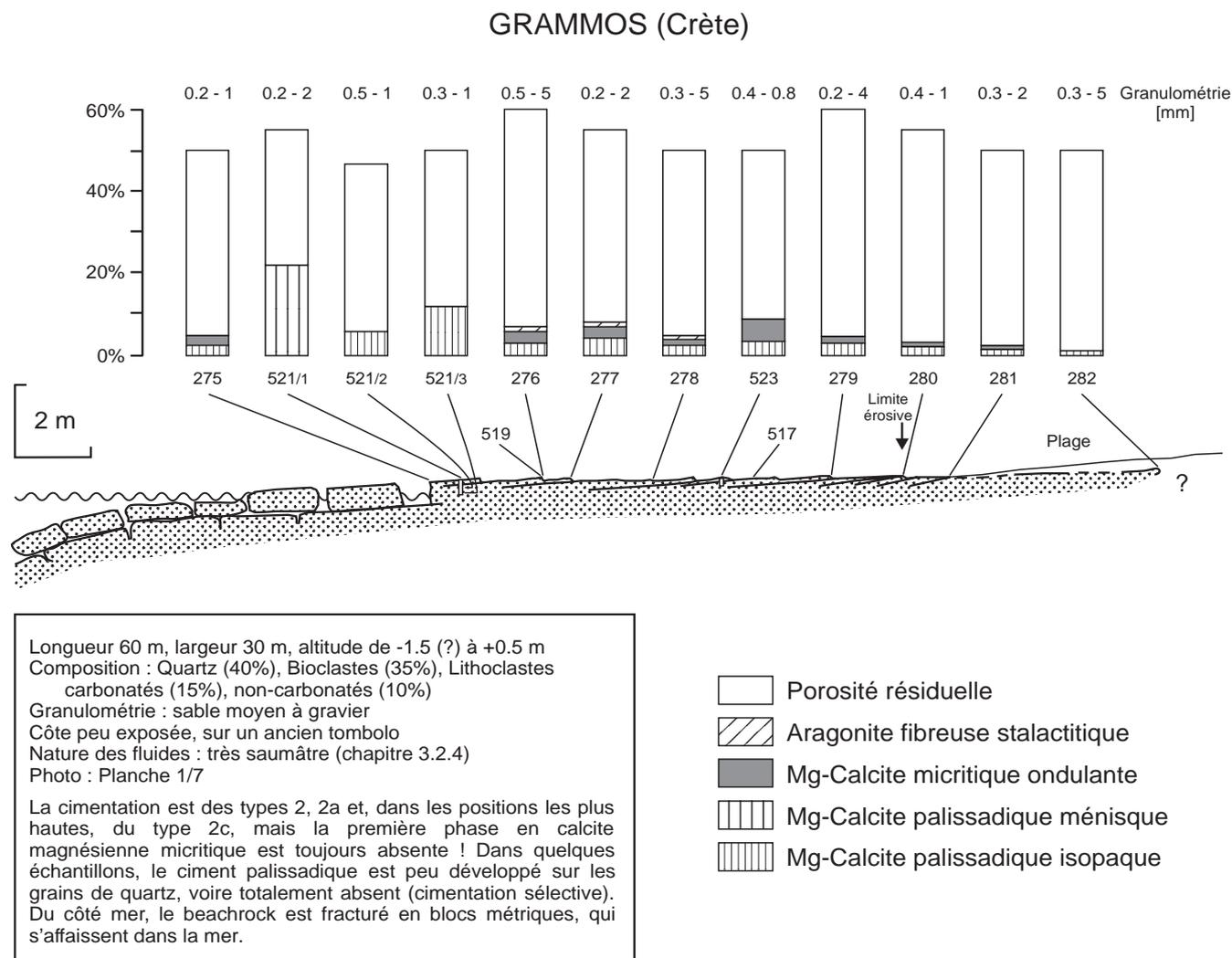


Fig. 17. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Grammos.

14, chapitre 2.5.1), les ciments aragonitiques n'ont pas subi de transformation. La cimentation est caractérisée par un liseré en aragonite micritique suivi par de l'aragonite aciculaire. La répartition n'est pas isopaque. Toutefois, une éventuelle cimentation ménisque initiale ne peut pas être différenciée de la dissolution partielle.

**Minéralogie**

Tous les ciments des beachrocks étudiés sont en aragonite ou en calcite magnésienne. La calcite n'a jamais été observée dans les beachrocks eux-mêmes, mais uniquement dans de rares niveaux indurés supratidaux.

**Granulométrie**

En milieu vadose, la répartition des ciments dépend étroitement de la limite inférieure de la granulométrie : les niveaux grossiers sont peu cimentés par de rares ménisques, alors que les niveaux fins sont bien

lithifiés par des ciments isopaques. Cette différence résulte de la force de tension superficielle, qui maintient les pores de petite taille saturés en eau pendant plus longtemps. Il faut toutefois souligner que dans la majorité des échantillons étudiés, les ciments prismatiques (calcite magnésienne palissadique, aragonite aciculaire et fibreuse) ne présentent aucun indice d'une origine vadose.

D'autre part, une granulométrie plus fine augmente la surface à disposition pour les ciments et réduit la taille des pores. Aussi, un ciment isopaque d'épaisseur donnée occupera un volume plus important dans un niveau fin que dans un niveau grossier, et les sédiments à granulométrie fine seront mieux consolidés. Ce phénomène est illustré aux figures 12 B et 16 B, sur lesquelles l'épaisseur des ciments est représentée à côté du volume occupé par les ciments (comparer par exemple le haut et le bas de la lame mince 507/4 (fig. 16 B)).

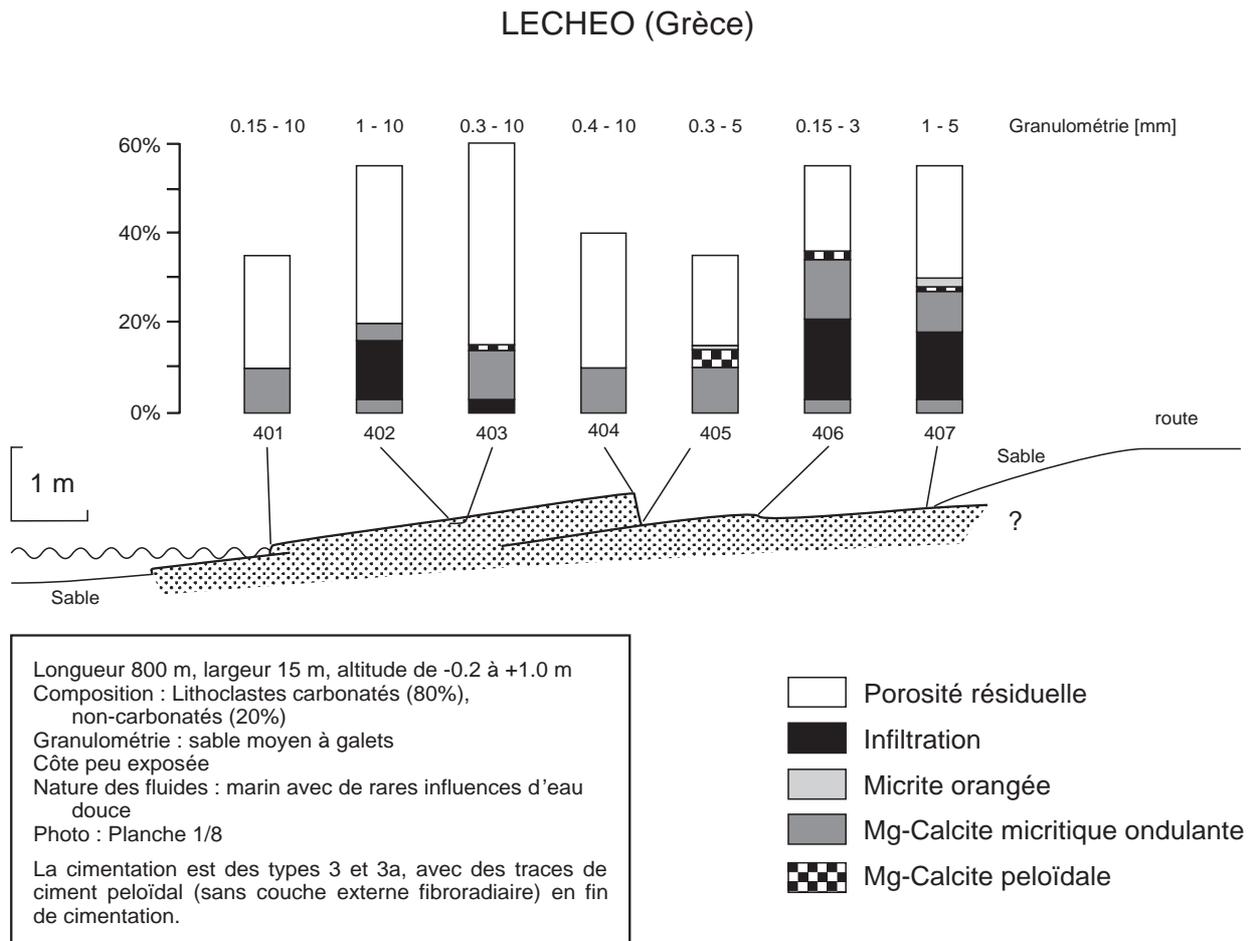


Fig. 18. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Lecheo.

Une conséquence de ce phénomène est qu'une variation du volume d'un ciment sur les figures 12 à 25 ne signifie pas obligatoirement une variation de son épaisseur. (Le volume des ciments a été choisi pour ces figures, car il facilite la représentation de ciments non isopaques ou à répartition irrégulière.)

#### Nature du substrat

Généralement la composition des grains de sables n'influence pas ou peu la répartition des ciments : la même succession de ciments est présente sur tous les grains, quel que soit leur composition minéralogique. Il existe les exceptions suivantes :

- Dans les beachrocks à cimentation aragonitique, l'aragonite aciculaire syntaxiale (chapitre 2.3.4) est parfois mieux développée sur certaines coquilles de bivalves que sur les autres grains carbonatés et siliciclastiques, allant jusqu'à remplacer totalement l'aragonite micritique
- Dans quelques beachrocks (par exemple Grammos ou Aua), la cimentation est sélective en fonction de la composition minéralogique du substrat : les grains carbonatés (bioclastes et

lithoclastes) sont mieux cimentés que les grains siliciclastiques (Planche 9/8). Toutefois, cette cimentation sélective est exceptionnelle; elle a été observée sur moins d'un dixième des échantillons étudiés.

- La croissance syntaxiale de la calcite magnésienne (chapitre 2.3.9) est très rare et n'influence pas la répartition et l'épaisseur des ciments.

#### Profondeur

Le carottier a permis l'étude des variations de la cimentation en fonction de la profondeur sous la surface du beachrock. La surface est généralement particulièrement bien indurée (grande résistance au marteau). Dans les premiers centimètres, la cimentation est souvent très développée, en particulier les ciments prismatiques. Les premiers 5 à 10 mm du beachrock sont parfois envahis par de la micrite détritique. Ces deux phénomènes secondaires sont surtout marqués du côté mer du beachrock, qui est plus exposé à l'action de la houle. Après les premiers centimètres, la cimentation est générale

DUSHIT EL DABAA (Mer Rouge)

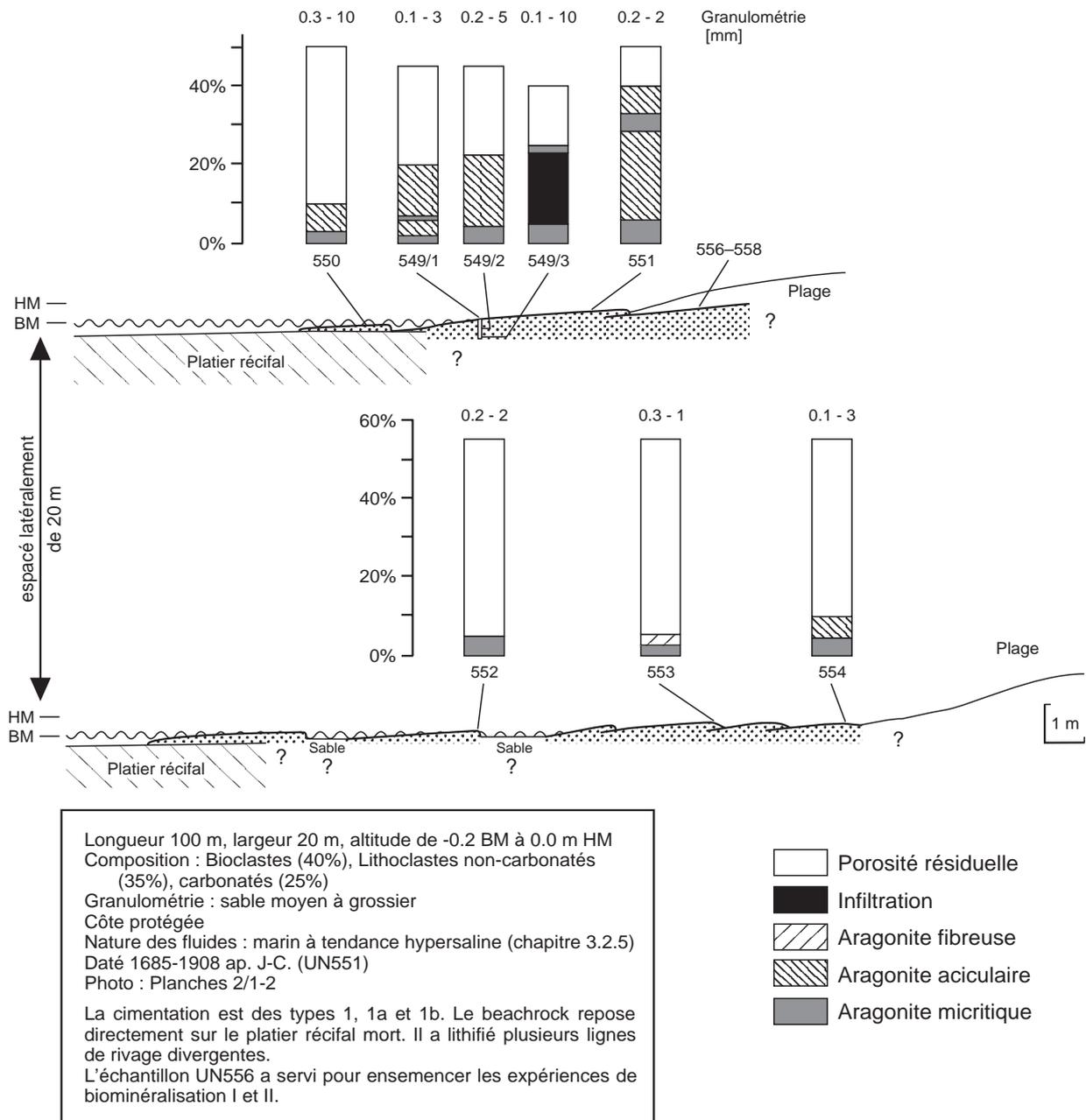


Fig. 19. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Dushit el Dabaa.

## WADI WASA'AT (Mer Rouge)

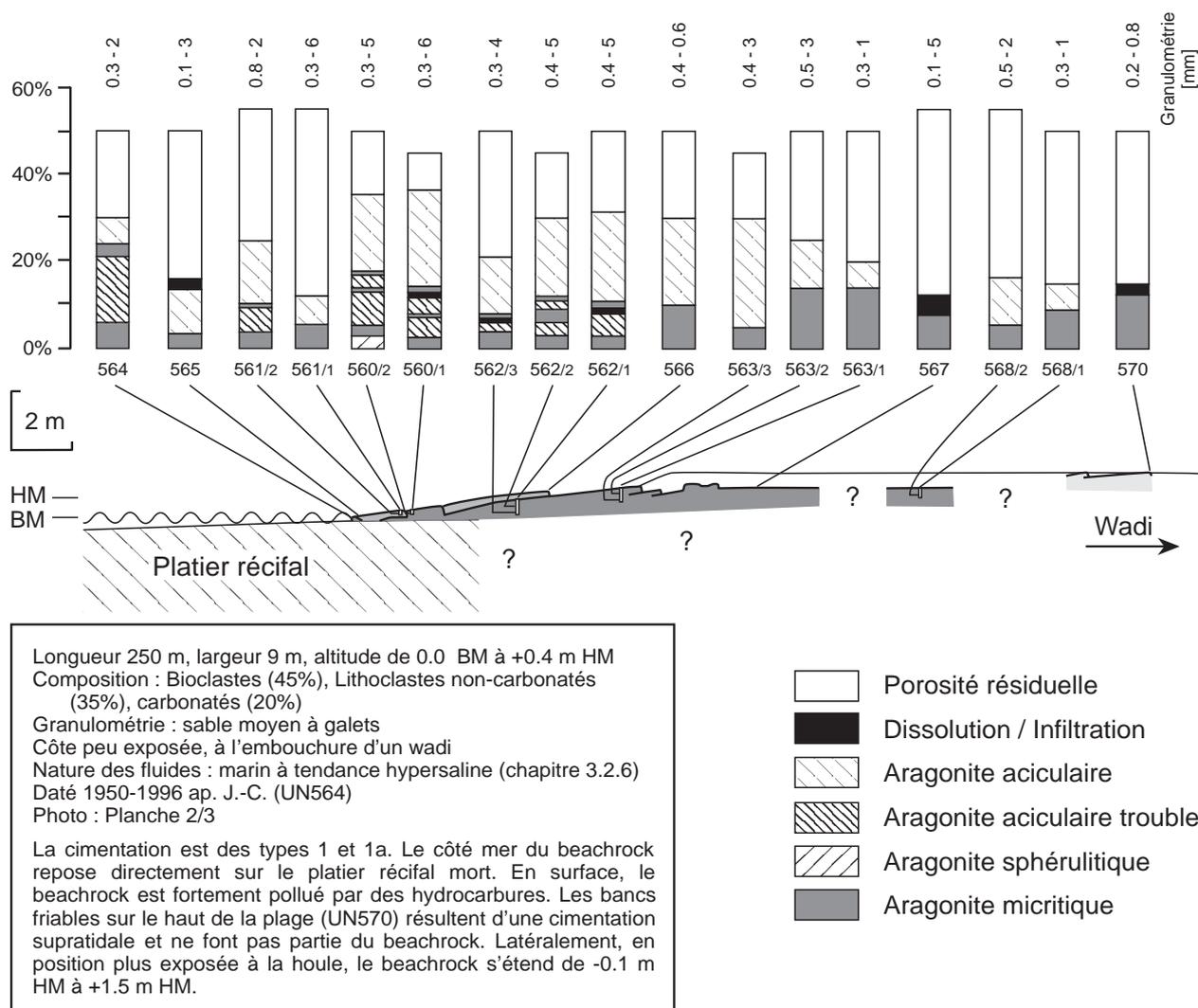


Fig. 20. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Wadi Wasa'at. La première génération de beachrock est représentée en sombre, la deuxième en clair (cf. chapitre 2.6.3).

ment constante, variant seulement en fonction de la granulométrie (voir ci-dessus), comme par exemple dans les carottes UN506-508 (fig. 16). Mais assez fréquemment, des changements importants existent sur des hauteurs décimétriques, comme dans les carottes UN453-455 (fig. 12) ou UN549 (fig. 19). Dans environ la moitié des carottes étudiées, les ciments prismatiques ont tendance à diminuer avec la profondeur, tandis que les phases micritiques et celles d'infiltration ont tendance à augmenter (par exemple UN259bis (fig. 13), UN453-456 (fig. 12) et UN549 (fig. 19)), mais l'évolution inverse existe également (par exemple à Stavros, UN428-429).

Pour des côtes à marnage réduit, la pénétration du carottier (40-60 cm) devrait être suffisante pour étudier les variations en fonction de la profondeur.

Par contre, la limite inférieure des beachrocks n'a pas pu être échantillonnée, car le carottier se bloque dans des sédiments peu consolidés.

### Altitude

Pour tous les échantillons provenant de l'intérieur de la zone intertidale, les variations de cimentations en fonction de l'altitude sont faibles, et les effets de la granulométrie et de la profondeur sous la surface (cf. ci-dessus) semblent plus importants. Les ciments ménisques et stalactitiques sont limités aux parties les plus hautes des beachrocks (cf. Paleochora (fig. 16), Grammos (fig. 17) et Taraira (fig. 22)). De même, le beachrock de Taipai illustre la limite supérieure de la cimentation péloïdale (comparer les échantillons UN353-356,

PAPAHIA (Polynésie, Tikehau)

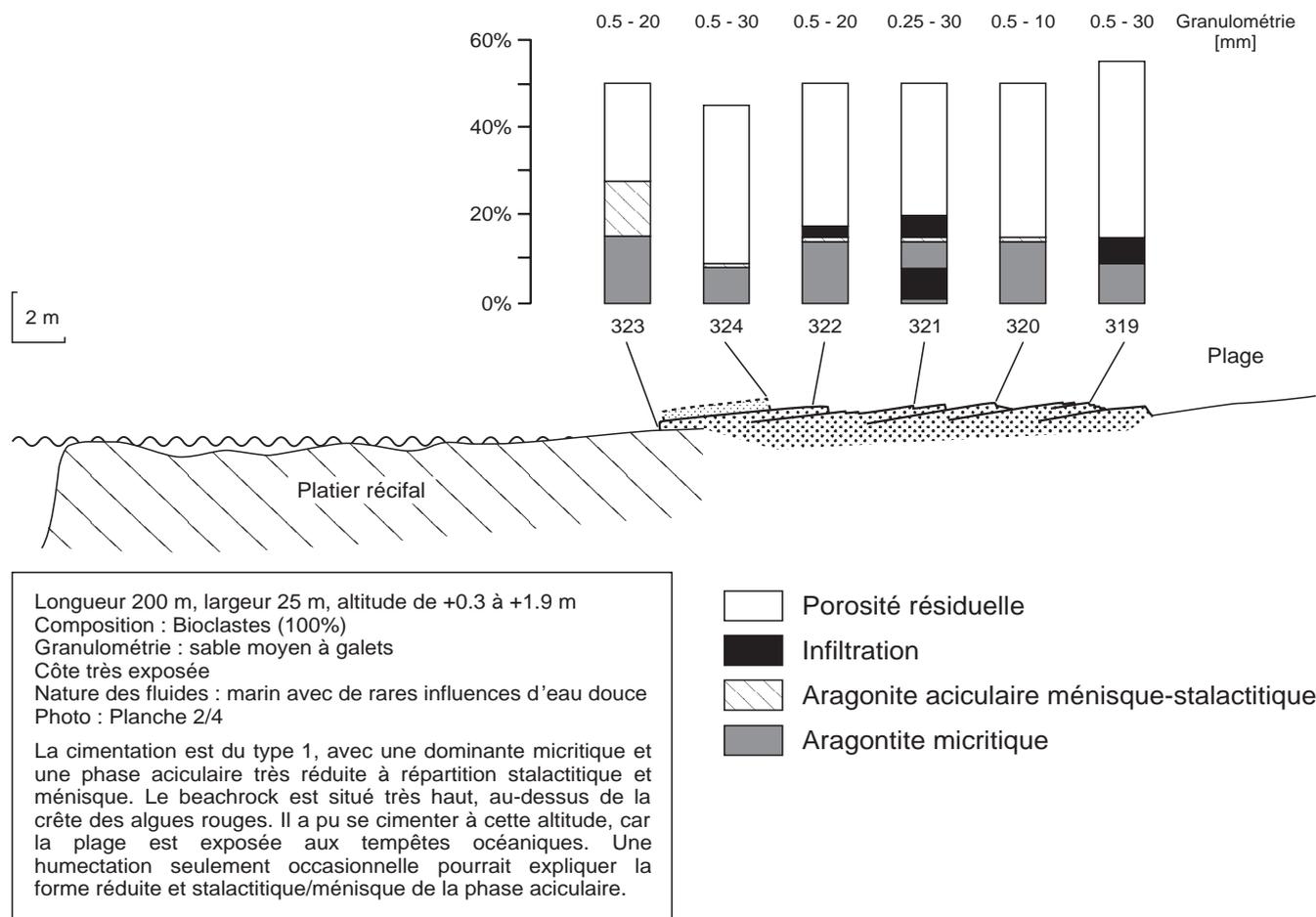


Fig. 21. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Papahia.

fig. 23).

Dans la terminaison avale de la partie A de Damnoni (beachrock soulevé par la tectonique, cf. chapitre 5.2.2), deux carottes permettent d'examiner l'épaisseur du beachrock sur une hauteur de 1.15 m (à gauche sur figure 15 B). Cinq phases successives de cimentation ont été corrélées sur cette hauteur (à droite sur la figure 15 B). Les 2<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> phases sont en calcite magnésienne palissadique et ne montrent pas de variation verticale. Pour les 1<sup>ère</sup>, 3<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> phases, une variation selon l'altitude du type de calcite magnésienne micritique indique deux zones diagénétiques distinctes. La 1<sup>ère</sup> phase est formée d'un liseré micritique fin irrégulier au-dessous de ~0.9 m, et d'un ciment micritique plus épais, irrégulier, ménisque au-dessus. La 3<sup>ème</sup> phase est représentée par de la micrite grossière gravitaire au-dessous de ~1.15 m et par un ciment micritique irrégulier ménisque au-dessus. La 5<sup>ème</sup> phase n'existe que au-dessous de ~0.9 m sous la forme de

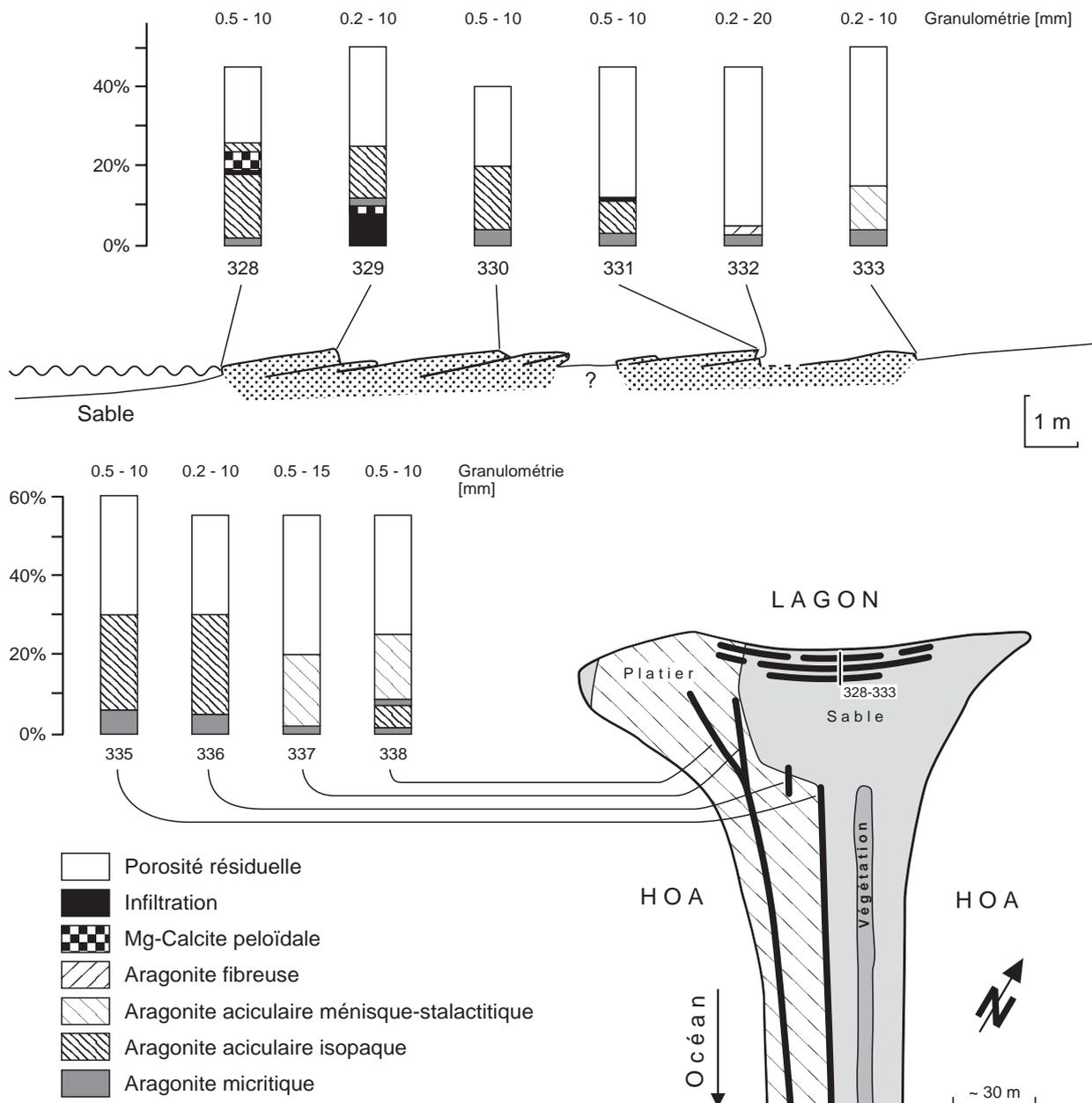
micrite grossière gravitaire. Ces différences de cimentation indiquent la présence de deux zones diagénétiques superposées, qui doivent être liées à la position par rapport à l'intertidal. Leur limite est montée et descendue au cours du temps, suite à des variations du niveau marin relatif.

## 2.5 Analyses particulières sur les ciments

### 2.5.1 Datations au Carbone 14

Dans le cadre de cette étude, 15 datations au Carbone 14 ont été réalisées (Tableau 4, p. 63). Les résultats des datations de ciments sont excellents, une partie des échantillons de roche totale a fourni des données acceptables, enfin quelques datations de roche totale ou de bioclastes sont non représentatives de la formation des beachrocks et doivent être rejetées.

## TARAIRE (Polynésie, Tikehau)



Longueur 50 m, largeur 13 m, altitude de -0.1 à +0.4 m  
 Composition : Bioclastes (95%), Intraclastes (5%)  
 Granulométrie : sable moyen à grossier  
 Côte protégée, sur un îlot d'atoll  
 Nature des fluides : marin avec de rares influences d'eau douce  
 Daté 340-180 av. J.-C. (UN330 et UN335, roche totale !)  
 Photo : Planches 2/5-6

La cimentation est du type 1, et rarement du type 1a. Dans deux échantillons, il existe du ciment en calcite magnésienne peloïdale. Les analyses isotopes stables indiquent une cimentation marine avec peut-être une légère influence d'eau douce. Certains bancs du beachrock reposent directement sur le platier récifal mort. Sur le côté NW du motu, la cimentation a fossilisé plusieurs lignes de rivage. Ce beachrock date d'un niveau marin légèrement plus élevé, mais latéralement, un beachrock du type 1 se trouve dans le lagon au sommet du subtidal.

Fig. 22. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Taraire. La vue en plan indique la position des différents bancs échantillonnés.

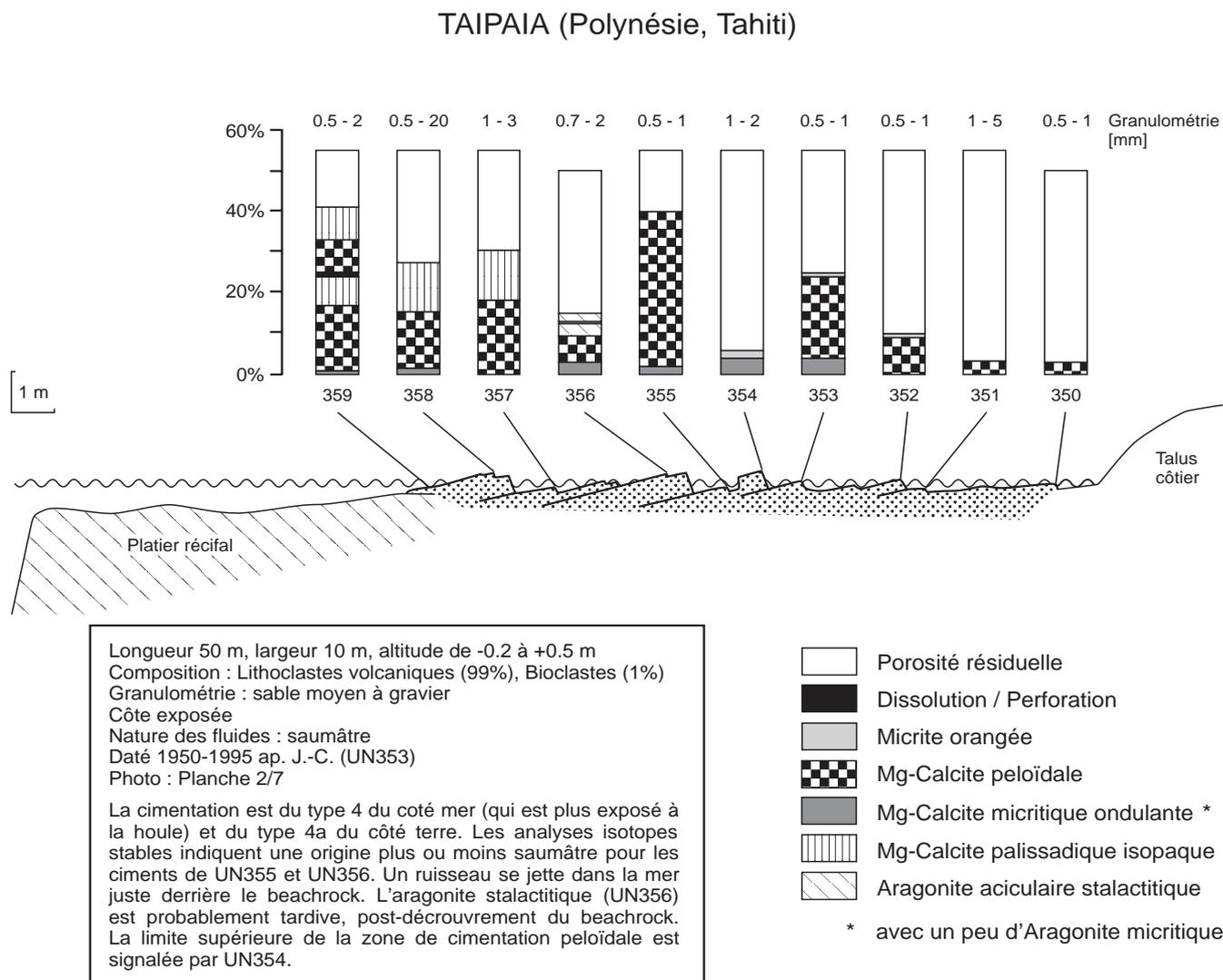


Fig. 23. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Taipaia.

Les datations spécifiques de ciment UN493, UN502, UN551 et UN564 sont les plus fiables. La datation roche totale UN353 sur un beachrock volcanique peut être rattachée à cette catégorie car la roche contient 74% des grains volcaniques et moins de 1% de bioclastes pour 25% de ciment. Ces résultats indiquent l'âge moyen de la cimentation. La mise en place des sédiments de plage peut être antérieure. Les datations UN502 (1647-1895 ap. J.-C.) et UN551 (1685-1908 ap. J.-C.) confirment l'âge récent des beachrocks concernés. Les datation UN353 et UN564 (contaminées par les essais nucléaires atmosphériques) sont particulièrement intéressantes, car elles indiquent une vitesse de formation du beachrock en moins de 40 ans. Les datations UN493 et UN502 ont été utilisées pour une reconstitution de la variation du niveau marin relatif (voir chapitre 5.2.2).

Lors de datations de roche totale, la présence

d'éléments carbonatés plus anciens vieillit notablement les résultats. Si les proportions des deux sources de carbonates et l'âge de l'une sont connus, il est possible de calculer l'âge de l'autre source. La formule est simplifiée pour le cas particulier d'un mélange de ciment récent avec des carbonates de plus de 70'000 ans (activité <sup>14</sup>C non mesurable), comme par exemple des sédiments marins formés lors du haut niveau marin du dernier interglaciaire. Pour un tel échantillon composé de carbonates provenant de deux sources avec des concentrations  $c_1$  et  $c_2$  ( $c_1 + c_2 = 1$ ), la première source d'âge  $t_1$ , la deuxième avec un âge plus grand que 70'000 ans, l'âge mesuré sera  $t = t_1 - 5730 \cdot \ln(c_1) / \ln(2)$ . Toutefois, la proportion  $c_1$  doit être connue avec précision, une erreur relative de 2% entraînant une erreur de datation de 650 ans et une erreur relative de 10% une erreur de datation de 3'700 ans.

Les datations de roche totale sur du beachrock

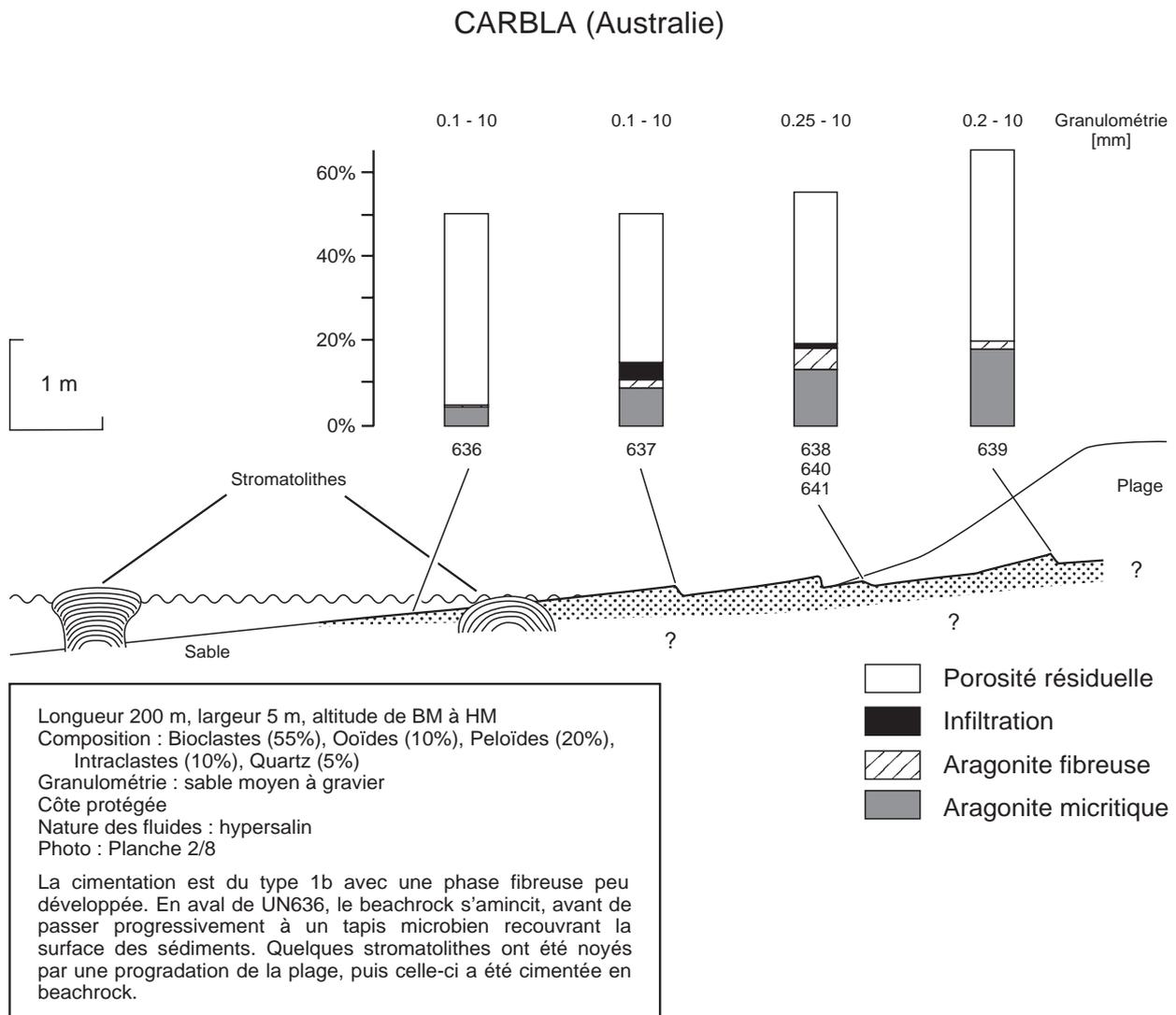


Fig. 24. Distribution de la cimentation dans le beachrock de Carbla.

corallien UN330 (340-185 av. J.-C.) et UN335 (335-180 av. J.-C.) indiquent l'âge moyen entre les bioclastes (respectivement 75% et 60%) et les ciments (25% et 40%). Vu la position du beachrock sur la couronne de l'atoll du côté exposé aux tempêtes, il est plausible de supposer un court temps de transport des bioclastes avant leur dépôt sur la plage. Ceci est corroboré par la similarité des résultats obtenus sur deux dalles de beachrock perpendiculaires et distantes de 50 m (fig. 22). Aussi, l'âge du beachrock de Taraire est probablement d'environ 2'200 ans, éventuellement plus récent si la cimentation n'a pas débutée immédiatement après le dépôt des sédiments. A cette époque, le niveau marin local était environ 0.9 m plus élevé que l'actuel (Pirazzoli & Montaggioni 1986), ce qui situerait les échantillons vers la limite inférieure de l'intertidal. Toutefois cet âge est

seulement indicatif, un plus grand nombre d'analyses, en particulier du sédiment meuble et du platier fossile adjacent, serait nécessaire pour pouvoir conclure valablement.

Trois datations de roches totales au Lagon Point Petit (fig. 32) indiquent des âges récents (UN601 : 1710-1950 ap. J.-C.; UN609 : 1070-1335 ap. J.-C.; UN613 : 1280-1490 ap. J.-C.). Les bioclastes et les pelloïdes représentent entre la moitié et les trois quarts des carbonates de la roche; ces éléments ont été transportés et remaniés pendant un certain temps, avant de se déposer définitivement. En conséquence, la cimentation du premier échantillon peut être considérée comme actuelle, celle deux autres comme récente. De plus, il existe une forte corrélation négative entre l'âge et le rapport « ciment / total carbonate ». Pour l'échantillon le plus récent UN601 ce rapport est de ~50%, pour

UN613 de ~35%, et pour le plus ancien UN609 de ~28%. Cette corrélation correspond à une influence plus importante des grains carbonatés par rapport au ciment pour les échantillons plus anciens. Si l'on suppose que ces grains étaient âgés de quelques siècles au début de la cimentation, celle-ci serait rajeunie d'environ 2/3 pour les échantillons UN613 et UN609. Cette hypothèse demanderait à être vérifiée par une série d'analyses complémentaires. En vue du surprenant résultat de la datation de

roche totale UN610 (19'200±200 BP) située juste 15 cm sous UN609, la minéralogie du ciment a été vérifiée par diffractométrie de rayons X. Il s'agit de calcite micritique cimentant des grains de quartz et des bioclastes marins remaniés. En supposant que les bioclastes datent du dernier interglaciaire, le ciment (représentant 60% à 70% de l'ensemble des carbonates) se serait formé entre 14'700 BP et 16'500 BP. Cette croûte durcie, située juste sous la surface du Lagon Point Petit, résulte d'une

beachrock	altitude [m] <sup>1</sup>	matériel <sup>2</sup>	échant.	laboratoire <sup>3</sup>	δ <sup>13</sup> C [‰]	âge mesuré [BP]	âge calibré [BC/AD]
Paleochora (Crète)	0.0	r t	UN260	Bern-6320	+1.7±0.1	8170±94 <sup>4</sup>	BC 7010-6590 <sup>5</sup>
Grammos (Crète)	+0.6	bio	UN517	Beta-84406		2870±80	BC 1605-1000 <sup>6</sup>
	+0.5	bio	UN519	Beta-84407		3590±50	BC 2505-1960 <sup>6</sup>
Damnoni (Crète)	+1.3	cim	UN493	Beta-84405		1160±100	AD 585-835 <sup>6</sup>
	+0.1	cim	UN502	ETH-16529	+1.7±1.1	580±55	AD 1647-1895 <sup>7</sup>
Taraire (Tikehau)	+0.4	r t a	UN330	Bern-6321	+2.2±0.1	2594±24 <sup>4</sup>	BC 340-185 <sup>5</sup>
	+0.4	r t a	UN335	Bern-6322	+2.6±0.1	2586±24 <sup>4</sup>	BC 335-180 <sup>5</sup>
Taipaia (Tahiti)	-0.1	r t v	UN353	Bern-6323	+0.4±0.1	89±56 <sup>4</sup>	~AD 1950-1990
Dushit el Dabaa (Mer Rouge)	-0.2	cim	UN551	ETH-16530	+1.1±1.1	540±60	AD 1685-1908 <sup>7</sup>
Wadi Wasa'at (Mer Rouge)	0.0	cim	UN564	ETH-16531	+0.5±1.1	-130±50	~AD 1950-1990
Lagon Point Petit (Australie)	+0.1	r t	UN601	Beta-108853		20±60	AD 1710-1950 <sup>6</sup>
		BM					
	+0.5	r t	UN609	Beta-108854		770±70	AD 1070-1335 <sup>6</sup>
		BM					
Quobba (Australie)	+0.35	r t	UN610	Beta-108855		19200±200	
		BM					
	+0.4	r t	UN613	Beta-108856		570±70	AD 1280-1490 <sup>6</sup>
	BM						
Quobba (Australie)	+1.2	r t	UN621	Beta-108857		38290±1170	
	BM						

<sup>1</sup> altitude par rapport au niveau marin moyen, sauf lorsque spécifié HM (haute mer) et BM (basse mer)

<sup>2</sup> bio : bioclaste (*Glycymeris glycymeris*), cim : ciment, r t : roche totale, r t a : roche totale de beachrock sur atoll, r t v : roche totale de beachrock à sable volcanique

<sup>3</sup> Les datations Bern et Beta sont effectuées par technique radiométrique conventionnelle, les datations ETH par spectroscopie de masse par accélérateur (AMS)

<sup>4</sup> âge conventionnel

<sup>5</sup> calibration marine selon Stuiver & Braziunas (1993)

<sup>6</sup> calibration marine selon Stuiver *et al.* (1993)

<sup>7</sup> calibration marine par le programme CalibETH (Niklaus *et al.* 1992)

Tableau 4. Résultats des datations au Carbone 14.

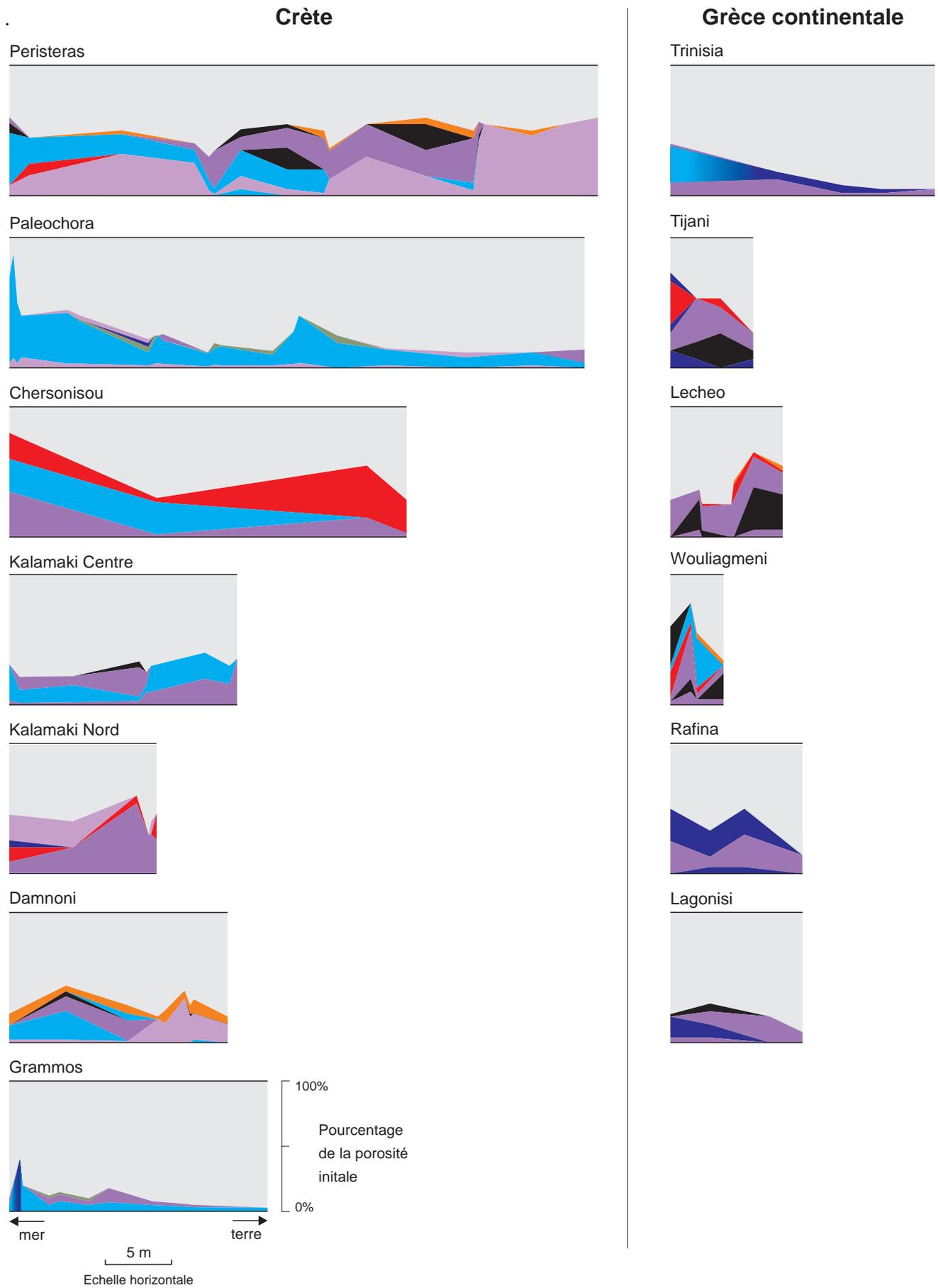
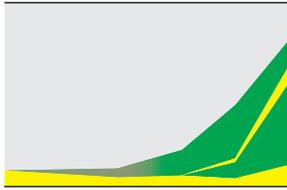


Fig. 25a. Synthèse de la distribution de la cimentation dans les beachrocks en bancs inclinés

**Mer Rouge**

Dushit el Dabaa



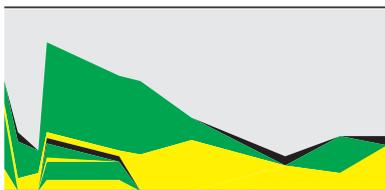
El Baida



40 km N Quser



Wadi Wasa'at



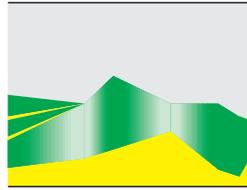
**Australie**

Carbla



**Polynésie (sable bioclastique ou mixte)**

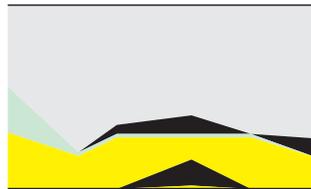
Tikehau Piste



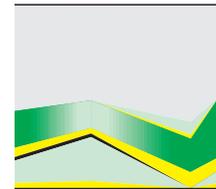
Faupou



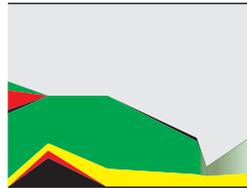
Papahia



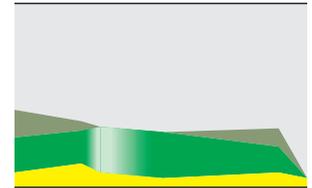
Aroa



Taraire

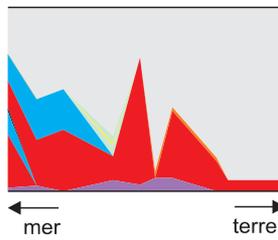


Aua

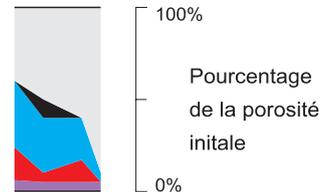


**Polynésie (sable volcanique)**

Taipaia



Mahaena



← mer terre →

5 m  
Echelle horizontale



Fig. 25b. Synthèse de la distribution de la cimentation dans les beachrocks en bancs inclinés

cimentation en milieu continental à la fin de la dernière glaciation.

La datation de roche totale UN621 (38'290±1170 BP) est problématique (beachrock de Quobba-Gnarraloo, cf. chapitre 2.4.2, paragraphe Australie). L'échantillon est composé de bioclastes (bivalves, corallinacées, coraux, etc.) cimentés par de l'aragonite aciculaire (minéralogie vérifiée par diffractométrie de rayons X). Ce type de ciment indique une formation en milieu marin, soit pendant le dernier interglaciaire, soit pendant l'Holocène. Pour obtenir un âge de 38'290 BP, les ciments marins holocènes (âge maximum 10'000 ans) devraient former moins de 4% du carbonate de la roche, alors qu'en réalité les ciments représentent près d'un quart du carbonate. Aussi la majeure partie des ciments s'est formée lors dernier interglaciaire (ou même avant). La non-recristallisation de l'aragonite des coraux rend plausible la préservation de ciments aragonitiques pléistocènes. Deux explications se présentent pour le résultat de la datation : 1) une faible diagenèse d'eau douce durant le bas niveau marin avec recristallisation et précipitation de calcite (toutefois aucune trace n'a été observée, alors que 5% du carbonate aurait dû être produit il y a 14'000 ans ou bien 10% il y a 19'000 ans); 2) une faible cimentation holocène à la suite des ciments pléistocènes (précipitation de 1% des carbonates dans les derniers 2000 ans). Comme le site de Quobba-Gnarraloo est actuellement en milieu intertidal, cette deuxième explication est la plus probable.

Trois analyses ont été effectuées dans la région de Paleochora. Cette partie du littoral crétois a subi un soulèvement tectonique de 9 m dans les derniers 2000 ans (Thommeret *et al.* 1981). La datation de roche totale à Paleochora UN260 (7010-6590 av. J.-C.) et les datations de bivalves à Grammos UN517 (1605-1000 av. J.-C.) et UN519 (2505-1960 av. J.-C.) sont clairement non représentatives de la cimentation des beachrocks correspondants, ceux-ci n'ayant pu se former dans leur position actuelle avant le soulèvement tectonique. UN260 contient de nombreux lithoclastes calcaires et moins de 1% de bioclastes; le rapport « ciments / carbonate total » est entre 40% et 45%, ce qui permet d'obtenir par calcul un âge du ciment entre 500 BP et 1660 BP; ceci est cohérent, mais trop imprécis pour être utilisé. Les coquilles datées par UN517 et UN519, ont été remaniées et transportées pendant plus d'un millier d'années avant d'être déposées dans leur position actuelle. Elles ne nous apportent aucune information.

### 2.5.2 Isotopes stables

Une série de mesures  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$  a été effectuée sur l'équipement de pointe du laboratoire des isotopes de l'Université de Lausanne. Le système de micro-échantillonnage par laser permet des analyses ponctuelles de ciment (volume analysé environ 0.001 mm<sup>3</sup>). Toutefois le diamètre du laser (100 µm) a limité l'emploi de la technique aux échantillons présentant des ciments relativement épais et a généralement empêché l'analyse des différentes phases de cimentation successives. Les résultats groupés par beachrock sont représentés sur les graphiques de la figure 26. Chaque point correspond à une mesure au laser. Plusieurs analyses ont été réalisées sur chaque échantillon. Les différences entre ces répétitions résultent de la variabilité naturelle des ciments dont la composition isotopique n'est pas toujours homogène. La précision de la méthode (0.3‰  $\delta^{18}\text{O}$  et 0.2‰  $\delta^{13}\text{C}$ ) ne devrait pas influencer le résultat.

La composition théorique de la calcite magnésienne et de l'aragonite, qui seraient produites par une précipitation abiotique dans l'eau de mer ou l'eau météorique, a été calculée en tenant compte des paramètres locaux (température de l'eau, compositions isotopiques de l'eau de mer et des précipitations). Le détail des calculs est présenté à l'annexe B. Les compositions théoriques des ciments marins obtenues sont représentés sur la figure 26 par des rectangles grisés. Les compositions théoriques des ciments météoriques sont indiqués sous une flèche, signifiant que les valeurs sont en dehors des graphiques. Ces compositions théoriques varient significativement en fonction de la température et de la composition de l'eau. L'intervalle des paramètres retenu est le plus vraisemblable (cf. annexe B), mais d'autres conditions ne sont pas totalement exclues. C'est pourquoi les limites des champs de composition théorique (fig. 26) doivent être considérées de manière relative.

Ces analyses des isotopes stables sont très utiles pour déterminer l'influence d'eau douce sur la formation des ciments à partir des valeurs  $\delta^{18}\text{O}$ . Les résultats indiquent directement la salinité effective des fluides diagénétiques (à condition que la température et le  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux marines et continentales soient connus). Par contre, peu d'informations peuvent être tirées des valeurs  $\delta^{13}\text{C}$  qui s'écartent rarement de manière significative des valeurs moyennes attendues. Et les effets du fractionnement biologique sont trop complexes pour pouvoir interpréter ces finesses.

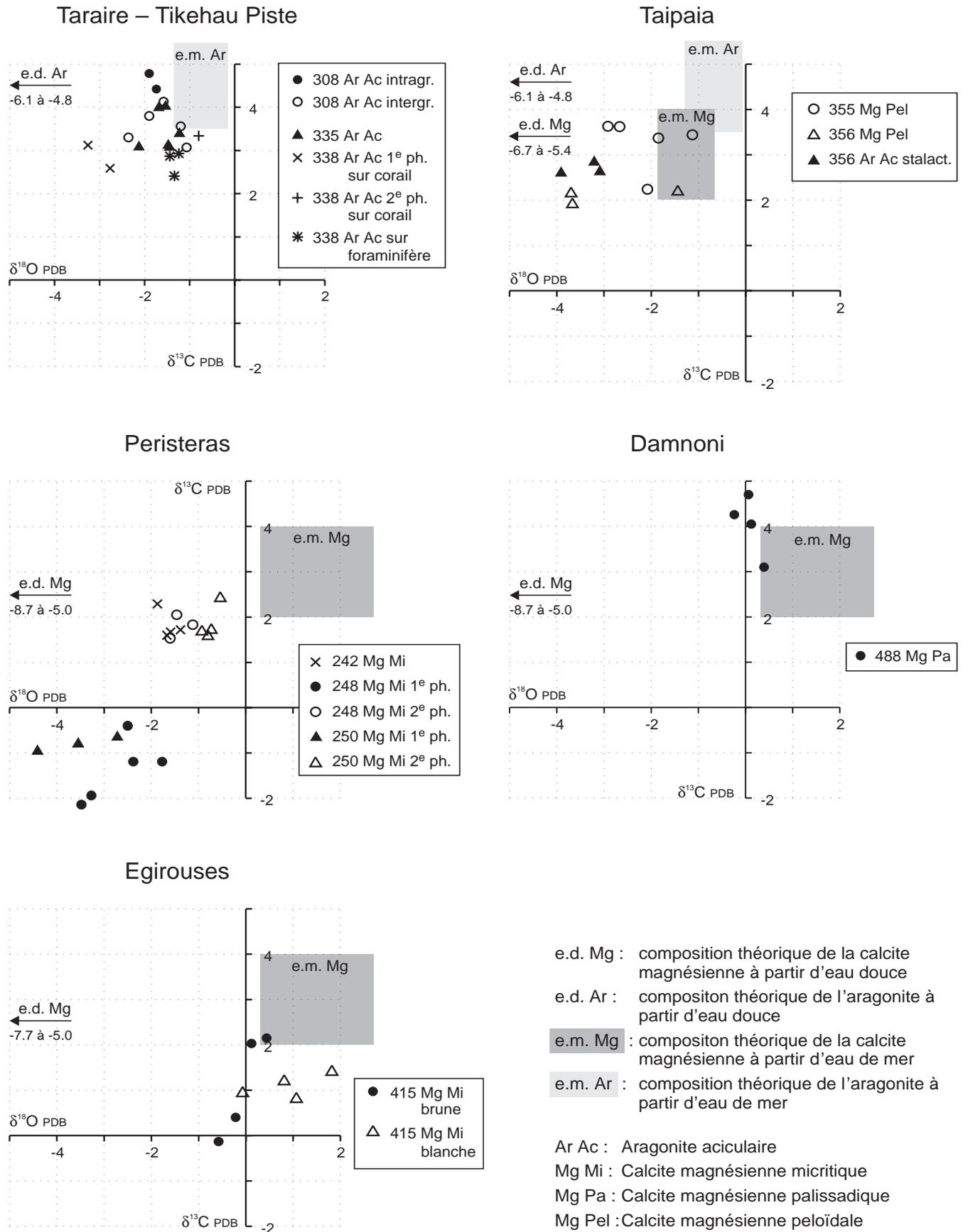
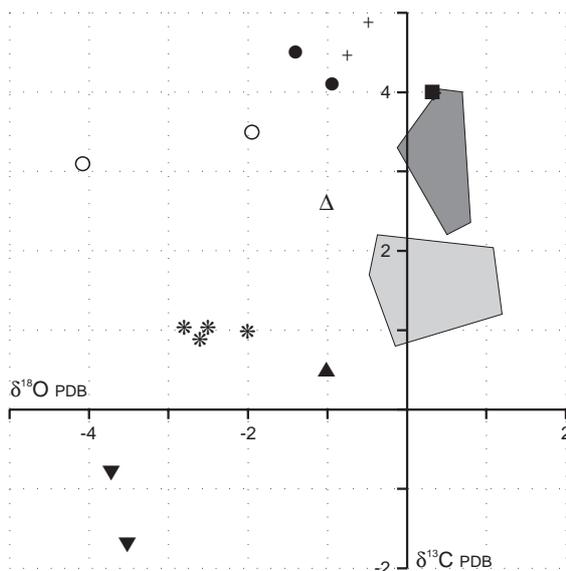


Fig. 26. Résultats des analyses des isotopes stables sur les ciments de beachrock.



Symbole	Ciment <sup>1</sup>	Interprétation	Localisation	Référence
+	Ar ac	eau de mer	Bahamas	Beier (1985)
*	Mg mi	eau saumâtre	Bulgarie	Georgiev (1989)
■ (gris)	Mg mi / Ar ac	eau de mer	Egypte, Méditerranée	Holail & Rashed (1992)
■ (noir)	Mg mi / Ar ac	eau de mer	Egypte, Mer Rouge	Holail & Rashed (1992)
■ (noir)	Mg mi / Ar mi	eau de mer	Abu Dhabi, BR plat	Kendall <i>et al.</i> (1994)
Δ	Ar ac	eau de mer		
▲	Mg (mi)	eau de mer	Israël, Méditerranée	Magaritz <i>et al.</i> (1979)
▼	Mg mi	mélange eau marine/douce		
○	Ar ac, côté plage	mélange eau douce/marine,	Grand Cayman	Moore (1973)
●	Mg pa, côté mer	salinités mesurées : 8.6‰ – 10.8‰	(Caraïbes)	

<sup>1</sup> Ar : aragonite, Mg : calcite magnésienne, ac : aciculaire, mi : micritique, pa : palissadique

Fig. 27. Analyses des isotopes stables de ciments de beachrock publiées dans la littérature.

A **Tikehau Piste**, le faible appauvrissement en <sup>18</sup>O pourrait indiquer un milieu marin avec une très légère influence d'eau douce, mais l'appauvrissement n'est probablement pas assez marqué pour être significatif. Cette interprétation convient bien pour une plage d'atoll dans laquelle la nappe phréatique météorique est obligatoirement réduite, mais pas totalement absente.

A **Taraire**, les données et l'interprétation sont globalement similaires à celles de Tikehau Piste. Mais dans l'échantillon UN338, il existe une

variation de <sup>18</sup>O en fonction de la génération et de la position du ciment : sur un bioclaste corallien le ciment est plus appauvri ( $-3.0 \pm 0.5\text{‰}$ ) que sur un foraminifère ( $-1.3 \pm 0.3\text{‰}$ ). Toutefois, une influence du substrat est peu vraisemblable. Ces variations dépendent probablement de la taille des pores qui créent des micro-environnements différents, avec une plus grande influence d'eau douce dans certains pores.

A **Taipia**, l'appauvrissement plus ou moins marqué en <sup>18</sup>O indique une influence d'eau douce

faible à moyenne. Il est possible que l'aragonite aciculaire stalactitique ait précipité après le découverture du beachrock, à faible profondeur sous la surface en milieu vadose chauffé par le soleil. Dans ce cas, il faudrait abaisser les valeurs théoriques de  $\delta^{18}\text{O}$  (« e.m. Ar » et « e.m. Ar » sur la figure 26) de  $\sim 0.2\%$  pour chaque degré centigrade au-dessus  $30^\circ\text{C}$ . La dispersion non négligeable des valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  résulte de la variabilité des fluides au cours du temps, avec des périodes plus marines et des périodes plus météoriques.

A **Peristeras**, les deux phases micritiques ont des compositions isotopiques bien distinctes. La première, appauvrie en  $^{18}\text{O}$  et en  $^{13}\text{C}$ , correspond à un milieu saumâtre d'une salinité de environ  $20\%$ . La deuxième n'est que légèrement appauvrie en  $^{18}\text{O}$ , indiquant une influence d'eau douce moins importante. Pour cette deuxième phase, les échantillons sont caractérisés, de la mer vers la plage, par une légère diminution de  $\delta^{18}\text{O}$ , qui pourrait correspondre à une légère croissance de l'influence d'eau douce. Ces résultats signifient que pendant une partie de la diagenèse du beachrock de Peristeras, les conditions différaient sensiblement de celles observées en avril 1995 (cf. chapitre 3.2.1). Lors de la précipitation de ces ciments, une nappe phréatique littorale saumâtre s'étendait au moins jusqu'au milieu du beachrock et influençait la partie côté terre de celui-ci.

De tous les ciments analysés, celui de ciment du **Damnoni** est le plus proche du ciment marin théorique, avec toutefois un très léger appauvrissement en  $^{18}\text{O}$ . Ce résultat est surprenant, car la présence dans le vallon de Damnoni d'un ruisseau et d'une végétation importante suggère une nappe phréatique météorique importante. Toutefois, l'analyse a été effectuée sur l'échantillon UN488 provenant de la partie A (fig. 15), qui s'est formée entre 300 av. et 300 ap. J.-C. (cf. chapitre 5.2.2). A l'époque les conditions dans le vallon de Damnoni étaient peut-être différentes. Il est également possible que le ciment palissadique de l'échantillon UN488 corresponde à une cimentation du côté mer du beachrock, qui serait peu influencée par une éventuelle arrivée d'eau douce.

A **Egrouses**, le ciment micritique a une valeur  $\delta^{18}\text{O}$  proche d'un ciment marin. L'appauvrissement en  $^{13}\text{C}$  pourrait indiquer un fractionnement biologique.

A titre de comparaison, les analyses des isotopes stables de ciments de beachrock, qui ont été publiées dans la littérature, sont présentées à la figure 27 avec l'interprétation du milieu de formation proposée par les auteurs. Moore (1973)

montre une très jolie évolution de  $\delta^{18}\text{O}$  pour 4 échantillons récoltés de la terre à la mer sur une distance de 10 m dans un beachrock soumis à une influence d'eau douce. Dans ces différents travaux, aucune interprétation ne fait intervenir un fractionnement biologique du  $^{13}\text{C}$ . Par contre, les données de Magaritz *et al.* (1979) reflètent l'enrichissement normal en  $^{13}\text{C}$  de l'aragonite par rapport à la calcite magnésienne. Le même mécanisme pourrait expliquer l'enrichissement en  $^{13}\text{C}$  des ciments de la Mer Rouge par rapport aux ciments méditerranéens décrit par Holail & Rashed (1992), avec une prépondérance d'aragonite dans les premiers et une prépondérance de calcite magnésienne dans les seconds.

La composition isotopique de l'eau de la Mer Rouge et celle d'un wadi ont été déterminées pour aider à l'interprétation d'analyses isotopiques de ciment, qui finalement n'ont pas été effectuées. Les résultats sont mentionnés pour servir à des études futures. La composition  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  de l'eau de mer de surface échantillonnée devant le beachrock de Wadi Wasa'at est  $+1.8 \pm 0.2\%$ . Celle de l'eau saumâtre (salinité  $19.9\%$ ) échantillonnée dans le delta du Wadi Gemal ( $24^\circ 40' \text{N}$ ,  $35^\circ 5' \text{E}$ ) est  $-1.35 \pm 0.2\%$ , ce qui permet de déduire par extrapolation pour l'eau douce du Wadi Gemal une composition  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  d'environ  $-4.5\%$ .

### 2.5.3 Cathodoluminescence

**Résultats** – Pour chaque région visitée, quelques échantillons représentatifs des différentes cimentations ont été étudiés en cathodoluminescence. En tout, 30 lames minces polies ont été examinées. Les ciments des beachrocks sont toujours non luminescents avec les deux exceptions suivantes. La calcite magnésienne micritique contient parfois de rares petits cristaux ( $< 4 \mu\text{m}$ ) de couleur CL orange; il s'agit probablement d'impuretés d'origine sédimentaire qui se sont infiltrées dans le beachrock. Parfois, l'aragonite micritique et, plus rarement, l'aragonite aciculaire présentent une couleur CL bleu très faible (bleu nuit); celle-ci correspond à la couleur intrinsèque des carbonates (Sippel & Glover 1965).

**Interprétation** – Le  $\text{Mn}^{2+}$  est le principal activateur CL et le fer le principal inhibiteur (Amieux 1982). Dans les milieux ouverts bien oxygénés, ces deux éléments sont à l'état oxydé  $\text{Mn}^{4+}$  et  $\text{Fe}^{3+}$ . Ils sont très peu solubles sous cette forme, et ne peuvent donc pas se substituer au calcium dans le réseau cristallin de la calcite et de l'aragonite (Machel & Burton 1991). Pour cette raison, les

ciments marins modernes sont habituellement non luminescents, sauf dans des milieux confinés, anoxiques et riches en  $Mn^{2+}$  (Major 1991). La non luminescence des ciments étudiés confirme que le milieu de formation des beachrocks est bien oxygéné avec une circulation importante des fluides. Amieux *et al.* (1989) avaient déjà fait cette observation sur un beachrock au Togo.

#### 2.5.4 Teneurs en Mg et en éléments mineurs

Les teneurs en Mg de la calcite, en Sr de l'aragonite, en Si, en Al, en Fe, et en K des ciments micritiques, et parfois en Na et en S ont été déterminées sur une vingtaine d'échantillons avec une sonde EDS. Bien que la précision et le niveau de détection de cette sonde soit relativement modeste (environ 2000-3000 ppm), son maniement est rapide et sa résolution spatiale est de  $\sim 1 \mu m$ . Les analyses ont principalement été utilisées pour confirmer la composition (calcite, calcite magnésienne ou aragonite) à l'échelle du micron.

Les intervalles de valeurs suivants ont été observés : 9-20% mole Mg dans la calcite magnésienne, 7000-15000 ppm Sr dans l'aragonite, 1-5% de silicates (indiqué par la présence de silice et d'aluminium, correspond probablement à des argiles) dans la calcite magnésienne micritique. Les valeurs particulières pour les différents ciments sont

mentionnées dans la description de ceux-ci (chapitre 2.3). Les teneurs mesurées en Na ( $2000-6000 \pm 1500$  ppm) et en S ( $2000-3000 \pm 600$  ppm, sur un seul échantillon) correspondent aux valeurs publiées par Busenberg & Plummer (1985) pour des carbonates marins.

La composition varie souvent significativement (20-50%) dans un échantillon, non seulement entre les différentes phases de cimentations, mais aussi à l'intérieur de ciments palissadiques ou aciculaires, apparaissant homogènes au microscope. La figure 28 illustre ce phénomène pour un ciment en calcite magnésienne palissadique isopaque de  $90 \mu m$  d'épaisseur, qui montre des variations de  $15.0 \pm 0.4$  à  $18.2 \pm 0.4\%$  mole Mg.

Nous avons renoncé à effectuer des analyses plus précises à la microsonde électronique, faute de pouvoir interpréter la teneur en éléments mineurs pour différencier les différents mécanismes de formation du beachrock (cf. chapitre 1.3.2, paragraphe Eléments traces). De même, il n'est pas possible de déterminer l'importance de l'influence d'eau douce à partir des teneurs en Sr et en Na, car les coefficients de distribution pour la calcite et pour l'aragonite varient fortement en fonction de la vitesse de précipitation (Busenberg & Plummer 1985; Tesoriero & Pankow 1996), de la  $P_{CO_2}$  (Hartley & Mucci 1996) et de l'origine biologique ou abiotique (Loreau 1982; Busenberg & Plummer 1985; Carpenter & Lohmann 1992).

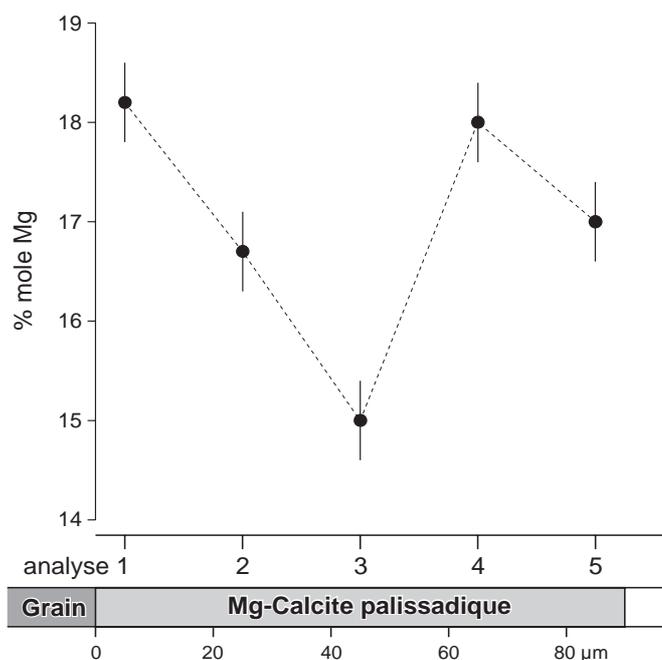
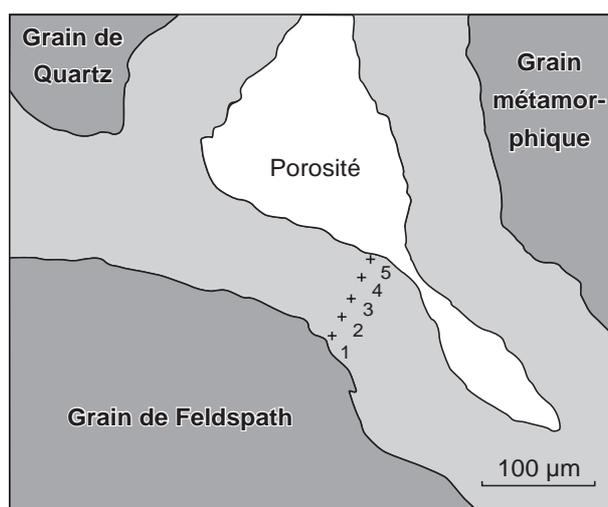


Fig. 28. Variation de la teneur en Mg entre 5 analyses EDS ponctuelles dans un ciment en calcite magnésienne palissadique isopaque de  $90 \mu m$  d'épaisseur, échantillon UN 488, beachrock de Damnoni.

## 2.6 Autres caractéristiques des beachrocks en bancs inclinés

### 2.6.1 Structures sédimentaires

La formation des beachrocks conserve toutes les structures de plage présentes, sans qu'elles soient modifiées par le processus de cimentation. La forme principale correspond aux laminations planes parallèles inclinées vers la mer de 5-15° (Planche 3/1). Ces laminations sont formées par de fines variations granulométriques qui ne présentent pas de succession ordonnée (Planche 3/2).

De nombreuses formes particulières existent, telles que des discontinuités sur des niveaux d'érosion dans le sédiment meuble, des rides de courants, des rides de vagues, et même des laminations inclinées vers la terre (Planche 3/3). Ces dernières correspondent à la face interne de barres sableuses. Lorsque le substrat rocheux affleure, le beachrock se moule sur le rocher et les structures sont modifiées en conséquence. Des blocs décimétriques à métriques présentes dans la plage se retrouvent dans le beachrock, notamment sur les plages étroites au pied de falaises. Le cas particulier de bloc de beachrock remaniés est décrit ci-dessous.

Fréquemment, le trait de côte n'est pas en équilibre, mais migre au cours du temps. Les positions successives de la plage peuvent être préservées par une cimentation en beachrock (Planche 3/4). Dans ce cas, les structures présentes dans le beachrock correspondent à des corps sédimentaires (plage, barre sableuse, flèche littorale) qui ont disparu ou se sont déplacés. Ce phénomène est particulièrement intéressant pour retracer l'évolution littorale suite à des interventions anthropiques.

Les *keystone vugs* sont caractéristiques des dépôts de plage sableuse, bien qu'ils ne soient pas toujours observables dans les beachrocks. Ces vacuoles arrondies, avec une taille 5-10 fois supérieure au diamètre des grains (généralement 1-3 mm), indiquent une position dans la partie supérieure de l'intertidal. Ils sont souvent alignés par niveau (Planche 3/5), et s'observent particulièrement bien sur les carottes. Ils sont formés lorsque le flot ou le *swash* inondent le sédiment par le haut et piègent des bulles d'air, celles-ci en s'échappant soulèvent les grains qui retombent parfois dans la configuration d'un arc en plein cintre (Dunham 1970).

### 2.6.2 Formes d'érosion

Durant leur formation dans la plage, les beachrocks en bancs inclinés ont une limite supérieure floue.

Lorsque le beachrock est découvert suite à l'amaigrissement de la plage, l'érosion crée la morphologie caractéristique en dalles inclinées se chevauchant. Cette morphologie est due à des variations du degré de consolidation suivant les laminations granulométriques, l'érosion préservant les surfaces les plus résistantes (Planches 1/2, 1/5).

Deux autres phénomènes modèlent la surface. Le *swash* et le *backwash* ravinent souvent la partie inférieure des beachrocks en créant des cannelures perpendiculaires au rivage, écartées de 20-30 cm et avec un relief de 3-10 cm (Planche 3/6). Au sommet du beachrock existe parfois des cuvettes peu profondes de diamètre de 30-60 cm; leur formation résulte probablement des effets conjugués de la bioérosion, de la dissolution liée à la respiration biologique (Gewelt & Fierro 1984) et de l'érosion par des tourbillons entraînant des graviers et des galets. Enfin, toute la surface peut être colonisée par des organismes encroûtants et perforants, et présenter une zonation littorale similaire à celle d'une côte calcaire (pour la Méditerranée voir par exemple Schneider (1976)).

Les beachrocks sont souvent traversés par des réseaux de fractures avec généralement deux orientations préférentielles, l'une parallèle et l'autre perpendiculaire à la côte. Ils sont probablement produits par l'action des vagues, qui érode le sable sous la terminaison aval du beachrock et provoque un affaissement général. Les tremblements de terre peuvent également exercer une influence. L'exposition prolongée d'un beachrock fracturé à l'action de la mer occasionne un démembrement en blocs métriques, qui glissent lentement dans la mer (cf. schéma de Grammos, fig. 17). L'érosion peut également arracher des blocs de la surface. Ceux-ci atteignent parfois 2 x 1 x 0.5 m, plus généralement ils mesurent environ 50 x 50 x 20 cm (Planche 3/8). Lors de tempêtes, ces blocs peuvent être transportées soit au sommet de la plage, soit dans le domaine subtidal, où ils se sédimentent définitivement (Davaud & Strasser 1984b).

### 2.6.3 Générations successives de beachrock

Sur le même site, plusieurs périodes de formation de beachrock peuvent être entrecoupées par des périodes d'érosion. Lorsque des parties des anciens beachrocks sont reprises dans la nouvelle cimentation, l'expression de *générations successives de beachrock* est utilisée (Bernier & Dalongeville 1996). Ce terme ne doit pas être confondu avec les différentes phases de cimentation qui composent la diagenèse d'un échantillon. Il existe deux formes d'association des générations :

- Un beachrock partiellement érodé est fréquemment recouvert de sable lors des progradations saisonnières de la plage. Parfois, une nouvelle période de cimentation lithifie ce sédiment meuble qui recouvre l'ancien beachrock. Le résultat sont deux beachrocks, l'un se moulant dans les irrégularités de l'autre (Planches 4/1, 9/7). Souvent, il ne s'agit que d'un placage de surface sur le beachrock principal. Les générations sont séparées par une limite érosive. Les sédiments juxtaposés peuvent différer par la granulométrie ou la composition. Ces générations successives ont été observées notamment à Damnoni, à Sitia, à Wadi Wasa'at et à Tikehau Piste.
- Des blocs arrachés d'un beachrock sont parfois repris dans une plage, puis cimentés en même temps que celle-ci dans un nouveau beachrock (Planches 3/7-8). Ils se confondent parfois avec des rochers conglomératiques ou gréseux d'origine différente. Ces blocs remaniés ont été étudiés en particulier à Pherma, à Peristeras, à Kalamaki Nord et à Damnoni.

Lorsque la succession des ciments varie d'une génération de beachrock à l'autre, il est possible d'attribuer les phases de cimentation spécifiquement aux différentes générations et de reconstituer ainsi l'histoire de la diagenèse et de l'érosion.

A Wadi Wasa'at, une première génération à granulométrie grossière et à altération rugueuse est séparée d'une seconde génération à granulométrie plus fine par une surface érosive (Planche 4/1, sur la figure 20 la première est représentée en foncé, la seconde en clair). Seul la première génération possède une cimentation avec une phase d'aragonite aciculaire trouble parfois interrompue par un liseré micritique (par exemple les échantillons 560/1, 560/2 et 561/2 sur la figure 20). Par contre, la dernière phase en ciment aciculaire limpide est présente également dans la seconde génération (par exemple 561/1, 565, 566 sur la figure 20).

Souvent, l'attribution des ciments aux générations successives n'est pas aussi évidente. A Peristeras existent au moins trois générations : les deux premières sous forme de blocs remaniés pris dans le beachrock principal (fig. 29, Planche 3/8). Tous les ciments sont en calcite magnésienne micritique ondulante avec parfois quelques impuretés. Les différentes phases de ciment ne peuvent pas être corrélées de manière indiscutable entre les trois générations. Différentes interprétations sont possibles, dont l'une est proposée à la figure 29.

A Damnoni, plusieurs générations sont séparées par des niveaux érosifs dans la moitié inférieure de la partie B. Elles sont représentées de la plus vieille

à la plus jeune par les échantillons 498, 499, 500 et 501 (fig. 15). Pourtant, tous ces échantillons possèdent une cimentation similaire. Dans ces deux exemples, les paramètres, qui déterminent le type des ciments, n'ont pas évolué de manière significative entre les différentes générations.

A Kalamaki Nord, il est possible de démontrer l'origine allochtone d'un bloc remanié. Trois générations de beachrock successives sont représentées par un bloc remanié, par le beachrock principal et par un placage de surface (fig. 29). Le bloc remanié est caractérisé par une première phase de ciment palissadique, qui n'existe dans les générations suivantes (fig. 29). Or sur cette portion de la côte (débouché de la Messará), il existe deux types de littoraux différents avec des cimentations de beachrock distinctes : soit une plage étroite devant une falaise marneuse avec une cimentation entièrement micritique comme ici (cf. Kalamaki Nord, fig. 14), soit une plage plus large devant une plaine littorale avec des ciments micritiques et palissadiques comme à Kalamaki Centre (cf. fig. 13). Aussi, le bloc remanié ne peut provenir d'un beachrock situé devant une falaise marneuse, mais a été transporté sur plusieurs centaines de mètres par la dérive littorale.

L'étude des générations successives de beachrock permet de mieux comprendre l'évolution du littoral. Des modifications des paramètres contrôlant le type de cimentation peuvent être décelées. D'éventuelles différences entre les sédiments composant les générations de beachrock devraient permettre des interprétations sur les origines des sédiments et les mécanismes de mise en place. Toutefois, ces reconstitutions resteront dans une échelle temporelle relative. Le temps écoulé entre deux générations successives est incertain; il peut varier de quelques jours (durée d'une tempête) à plusieurs siècles. Il est difficile de déterminer les âges absolus, car il faudrait séparer les ciments, qui ont précipités durant les différentes générations, avant d'effectuer des datations radiochronologiques. Enfin, sous certaines conditions, un transport de blocs remaniés par la dérive littorale peut être mis en évidence.

#### 2.6.4 « Beachrocks pétroliers »

A la suite de pollutions par des hydrocarbures, des huiles lourdes échouent parfois sur les plages. Assez rapidement, elles piègent du sédiment, et ce mélange de mazout et de sédiments durcit sous l'effet de la dégradation des hydrocarbures. Parfois, ce phénomène crée des formations entières

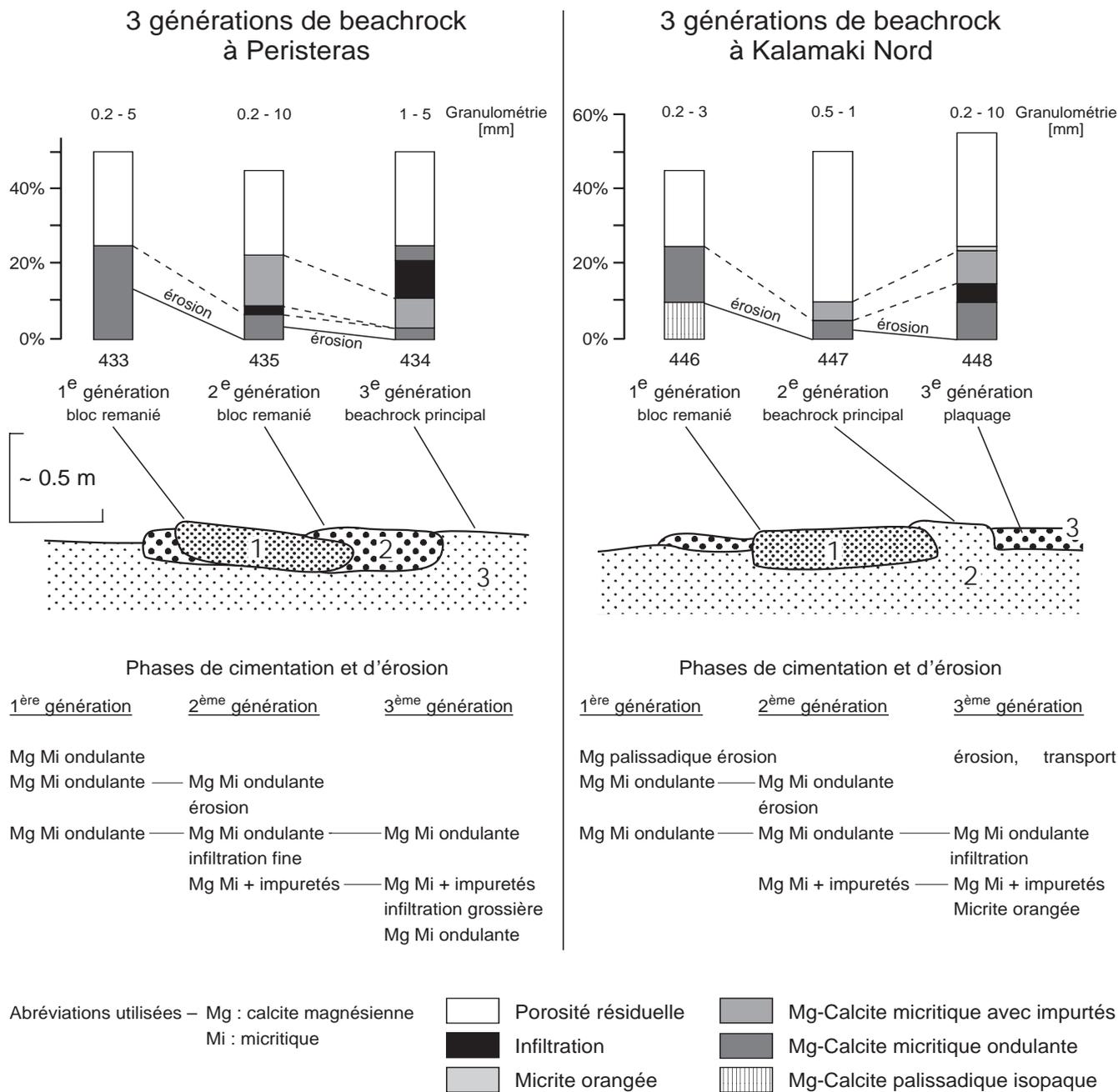


Fig. 29. Cimentation de 3 générations successives de beachrock à Peristeras (cf. Planche 3/8) et à Kalamaki Nord. Dans la partie inférieure est proposée une interprétation de la succession des phases de cimentation et d'érosion qui sont enregistrées dans les 3 générations de beachrock. En haut, les corrélations des différentes phases de ciments sont indiquées par des traitillés et, pour les phase d'érosion, par des traits pleins. D'autres interprétations sont également possibles.

ressemblant à des beachrocks : un à deux bancs inclinés vers la mer en zone intertidale (Planche 4/3). Le plus souvent, il produit des taches d'enduit d'une épaisseur de 2-10 cm à la surface des beachrocks ou d'autres substrats durs (Planche 4/1). Dans les deux cas, la matrice est de couleur noire (Planche 4/4), les échantillons dégagent une odeur caractéristique de bitume, et l'ensemble de la formation garde une certaine plasticité.

En lame mince, les hydrocarbures, qui représentent la totalité des ciments intergranulaires, forment soit des paquets opaques d'environ 100 µm, soit des tapissages ménisques de couleur orange claire à brun roux avec de nombreux dégradés (Planche 9/5). En lumière polarisée, certaines zones ne sont pas éteintes, mais gardent leur couleur orangée. La distribution est très irrégulière à l'échelle centimétrique.

Les origines de ces pollutions sont probablement des vidanges de réservoirs de navires et des fuites dans l'exploitation pétrolière ou dans les installations portuaires. Ce phénomène se rencontre surtout en Mer Rouge et en Crète.

## 2.7 Interprétation

Dans ce chapitre, l'interprétation va être limitée à l'analyse de séquences de ciments, à la définition de modèle de cimentation et à la confrontation de ces modèles avec les données de terrain. Par contre, les paramètres influençant la cimentation et les mécanismes de formation seront développés dans le chapitre 5 (Discussion – Synthèse), après la présentation de l'étude du chimisme de l'eau (chapitre 3) et de l'expérience microbiologique (chapitre 4).

### 2.7.1 Analyse des séquences de ciments

Pour mettre en évidence les relations entre les différents types de ciments, une analyse de séquence utilisant le principe des chaînes de Markov a été effectuée (cf. Miall (1973) pour une présentation détaillée). Cette méthode consiste à compter le nombre de transitions entre les différents types de ciment et de reporter les fréquences obtenues dans un tableau de successions de ciment (par exemple dans le tableau pour la Crète (Annexe C), Mg Mi est suivi 5 fois de Ar Fi Sta, 69 fois de Mg Pa, etc.). Puis, après un éventuel traitement statistique des données, la fréquence et/ou la probabilité des successions sont représentées graphiquement dans un diagramme de succession de ciments. Cet outil d'analyse est communément utilisé pour les faciès sédimentaires (Walker 1979).

Cette méthode est prévue pour une séquence continue sans interruption. Nous l'avons légèrement adaptée pour analyser une série de séquences courtes, chaque échantillon formant une séquence. Au début de chaque séquence a été ajouté le terme *Grain*, et à la fin le terme *Porosité*. Les séquences sont du type : « Grain – Ciment 1 – Ciment 2 – ... – Porosité ». Comme des phases de dissolution ont rarement été observées dans la succession diagénétique (cf. chapitre 2.3.12), ils ont été regroupés avec les phases d'infiltration. Pourtant, elles sont d'une signification majeure, car traduisant la transition d'un milieu propice à la précipitation à un milieu sous-saturé.

Cette analyse a été effectuée pour tous les beachrocks en bancs inclinés énumérés dans l'annexe A, puis les résultats ont été regroupés selon

les régions : Crète, Grèce continentale, Mer Rouge et Polynésie. Pour cette dernière région, les beachrocks à grains carbonatés ou mixtes ont été séparés des beachrocks composés entièrement de sable volcanique (Taipaia et Mahaena). Les beachrocks en bancs inclinés d'Australie (Carbla et Hamelin West) n'ont pas été traités, car leur séquence se résume à : « Grain – Aragonite micritique – Aragonite fibreuse – Porosité ». Les tableaux des successions pour ces différentes régions figurent à l'annexe C. Ces données ont servi à calculer les tableaux des probabilités observées et les tableaux de probabilités théoriques pour des successions aléatoires (comme décrit par Walker (1979)), puis à créer les diagrammes de succession de ciments (fig. 30).

Pour construire ces diagrammes, nous nous sommes basés sur les tableaux de succession de l'annexe C et avons intégré dans une certaine mesure les résultats du traitement statistique (nous n'avons pas utilisé exclusivement les résultats du traitement statistique, car la tendance générale de la cimentation aurait parfois été difficilement perceptible). Aussi, l'épaisseur des flèches (fig. 30) tient compte de la fréquence et de la probabilité des successions. Les flèches épaisses correspondent aux tendances majeures, les flèches fines à des successions relativement fréquentes/probables et les flèches en traitillés à des successions plutôt anecdotiques.

Les diagrammes de la Mer Rouge et de Polynésie sont relativement simples, et une tendance générale avec quelques variations est clairement perceptible. Par contre, pour la Grèce continentale et pour la Crète, la multiplicité des relations ne permet pas de dégager un schéma général. Deux raisons peuvent expliquer cette complexité. D'une part, les milieux ou les facteurs qui produisent les différents ciments ne sont pas connus, et il n'est pas certain qu'il existe une transition logique d'un ciment à l'autre, équivalente à la loi de Walther des faciès sédimentaires (Walther 1893). D'autre part, il est probable que des ciments produits dans des conditions différentes sont actuellement confondus dans un seul type, car nous ne savons pas les distinguer. Le diagramme de succession s'en trouverait embrouillé, car certains termes (ciments) correspondraient à plusieurs milieux de formation et certains chemins (transitions) à plusieurs évolutions.

### 2.7.2 Modèles de cimentation

Une série de modèles de cimentation a été construite selon le principe utilisé pour les modèles

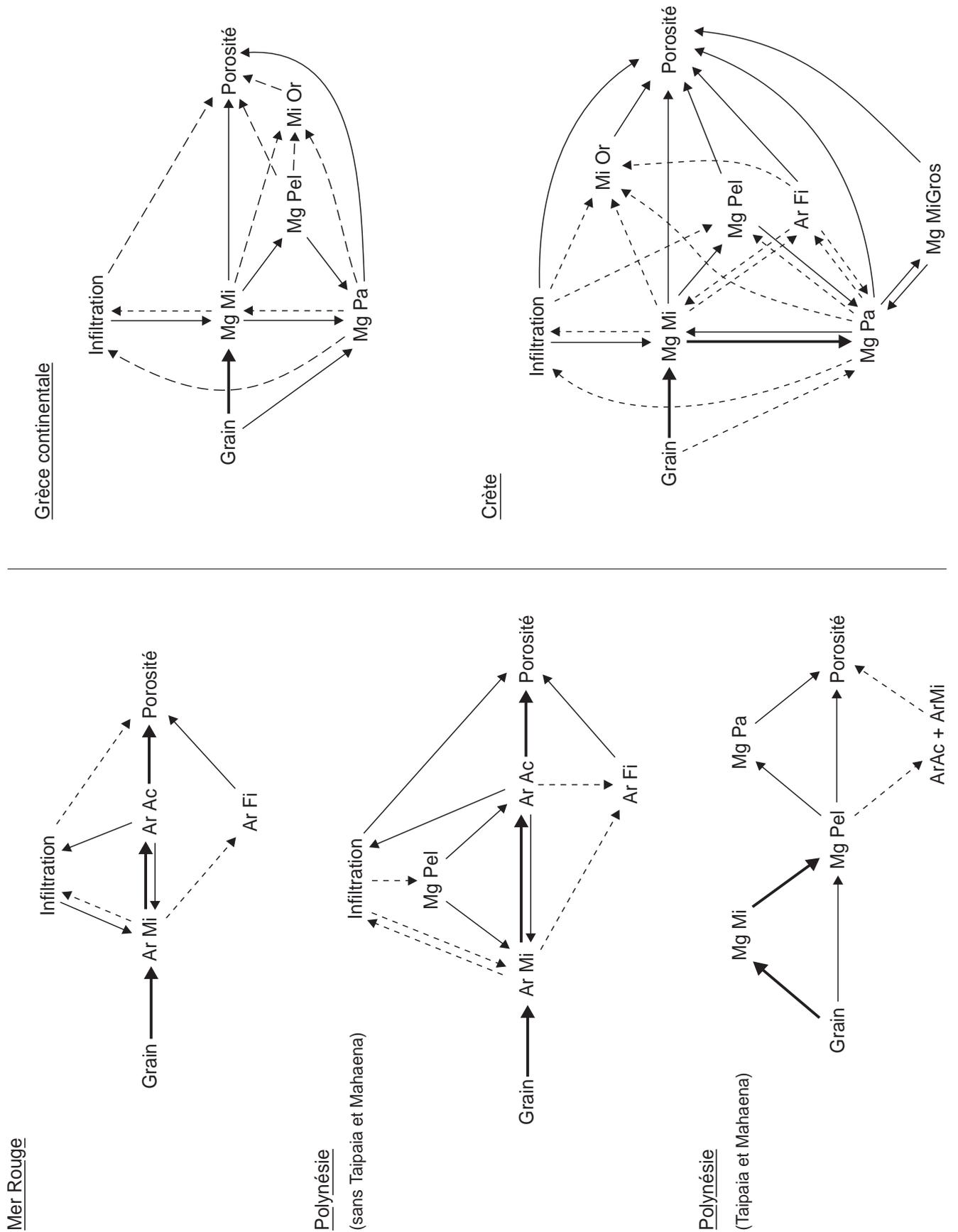


Fig. 30. Diagrammes de succession de ciments. L'épaisseur des flèches indique la fréquence et la probabilité des successions. Abréviations – Ac : aciculaire, Ar : aragonite, Fi : fibreux, Mg : calcite magnésienne, Mi : micritique, Gro : grossier, Pa : palissadique, Pel : pelloïdal.

de faciès sédimentaires (cf. Walker 1979). Les informations des diagrammes de succession de ciments et de l'ensemble des données récoltés sur les beachrocks en bancs inclinés (notamment fig. 12 à 25) ont été épurées des particularités locales pour aboutir à des modèles de cimentation idéalisés. Ceux-ci permettent d'avoir à la fois :

- une norme à laquelle la cimentation de chaque beachrock peut être comparée (cette comparaison est faite sur les figures 12 à 24),
- des modèles standards pour comprendre les mécanismes responsables de la cimentation (la signification des différents types sera discutée aux chapitres 5.3 et 5.4).

Quatre types principaux et 8 variantes ont été définis. Leurs caractéristiques sont décrits ci-dessous et résumés à la figure 31. Ces modèles ont été élaborés à partir des 38 beachrocks en bancs inclinés étudiés; lors de futures études de beachrocks, il est possible que ces modèles devront être précisés ou améliorés.

### Type 1 : dominante aragonitique

C'est la cimentation habituelle des beachrocks de Mer Rouge, de Polynésie et d'Australie, soit de toutes les mers chaudes visitées. Fréquemment, plusieurs variantes coexistent dans le même beachrock.

Type 1 Un liseré plus ou moins épais en aragonite micritique est suivi par de l'aragonite aciculaire (ArMi–ArAc, Planche 5/5). Cette dernière est généralement isopaque, mais elle peut présenter des répartitions stalactitiques et ménisques dans les positions hautes.

Type 1a Comme le type 1, mais le motif micritique–aciculaire est répété 2 fois ou plus (ArMi–ArAc–ArMi–ArAc, Planche 5/7). Dans certains cas (Wadi Wasa'at), cette répétition est liée à la présence de plusieurs générations de beachrock.

Type 1b Comme le type 1, mais l'aragonite aciculaire est remplacée par de l'aragonite fibreuse (ArMi–ArFi). A Shark Bay (Australie), l'aragonite fibreuse est peu développée, et la cimentation est dominée par de l'aragonite micritique. Ailleurs, cette variante est surtout présente aux extrémités des beachrocks. Il existe des stades intermédiaires entre les types 1 et 1b.

### Type 2 : dominante de calcite magnésienne palissadique

Il a été observé dans 17 beachrocks de Crète et de

Grèce continentale. Dans 5 localités, il coexiste avec le type 3. Dans ces cas, il se trouve de préférence du côté mer et en surface du beachrock.

Type 2 Un liseré en calcite magnésienne micritique avec des ondulations précède de la calcite magnésienne palissadique. La cimentation est terminée par un ciment micritique (MgMi–MgPa–MgMi). La première phase micritique est parfois plus épaisse et irrégulière. Le ciment palissadique est le plus souvent isopaque. La dernière phase micritique peut être remplacée par de la micrite orangée (Planche 9/4).

Type 2a Comme le type 2, mais sans la dernière phase micritique (MgMi–MgPa, Planche 6/7).

Type 2b Comme le type 2, mais le motif micritique–palissadique est répété 2 fois (MgMi–MgPa–MgMi–MgPa–MgMi). La 3<sup>ème</sup> phase micritique est généralement un liseré micritique fin. La 4<sup>ème</sup> phase palissadique est assez souvent stalactitique (Planche 8/8).

Type 2c Comme le type 2, mais la 3<sup>ème</sup> phase micritique est suivie par de l'aragonite fibreuse stalactitique (MgMi–MgPa–MgMi–ArFi). L'ordre entre la 3<sup>ème</sup> phase micritique et la 4<sup>ème</sup> phase aragonitique fibreuse peut être inversé. Ce type est limité aux positions les plus hautes du beachrock.

### Type 3 : dominante de calcite magnésienne micritique

Il a été observé dans 11 beachrocks de Crète et de Grèce continentale. Dans 5 localités, il coexiste avec le type 3. Dans ces cas, il se trouve de préférence du côté terre du beachrock et en profondeur.

Type 3 Deux phases en calcite magnésienne micritique, qui diffèrent par leur couleur, leur texture ou leur répartition, sont suivies par de la micrite orangée (MgMi–MgMi–MiOr).

Type 3a Comme le type 3, mais sans la dernière phase de micrite orangée (MgMi–MgMi).

Type 3b Comme le type 3, mais avec une seule phase en calcite magnésienne micritique suivie de micrite orangée (MgMi–MiOr, Planche 6/8). Celle-ci peut être absente, la cimentation se réduisant alors à une seule phase micritique.

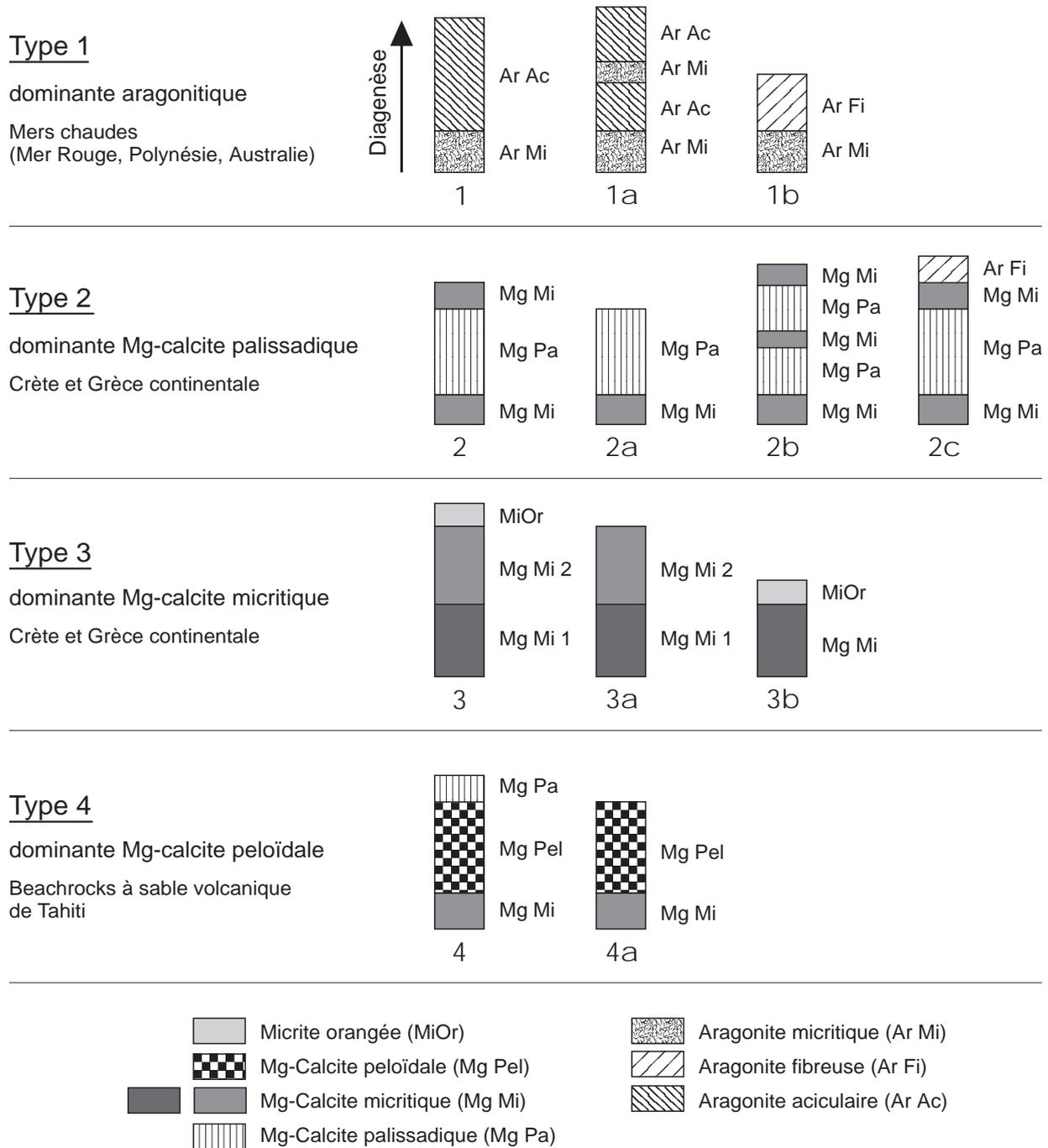


Fig. 31. Modèles de cimentation pour les beachrocks en bancs inclinés (4 types principaux et 8 variantes). Les phases successives de ciment sont représentées de bas en haut. La porosité résiduelle venant après la dernière phase a été omise. La proportion des différentes phases est seulement indicative.

**Type 4 : dominante de calcite magnésienne peloïdale**

Il n'a été observé que sur deux beachrocks de Tahiti, qui sont composés à plus de 99% de sable volcanique. Toutefois, de la calcite magnésienne peloïdale existe aussi en Crète et en Grèce continentale, associée avec les types 2 et 3. Mais comme sa distribution ne semble pas suivre de règle, elle n'a pas été intégrée dans ces modèles.

Type 4 Un fin liseré en calcite magnésienne micritique précède un ciment en calcite magnésienne peloïdale. Les peloides sont entourés et reliés entre eux par une couche externe fibroradiaire en calcite magnésienne (MgMi–MgPel–MgPa, Planche 7/8). Il est possible que le liseré micritique soit contemporain au ciment peloïdal.

Type 4a Comme le type 4, mais sans la couche externe fibroradiaire (MgMi–MgPel,

Planche 7/7). Cette variante est limitée aux zones protégées de la houle, dans lesquelles la circulation des fluides est plus réduite.

### **Application aux beachrocks décrits dans de la littérature**

Après avoir réexaminé quelques descriptions de beachrocks publiées dans la littérature, nous leur avons appliqué la classification selon les types définis ci-dessus. Toutes les publications retenues sont brièvement présentées dans le tableau 1. Malheureusement de nombreuses descriptions publiées sont trop imprécises et incomplètes pour permettre une telle démarche.

Des cimentations correspondantes aux différents types ont été signalées dans les pays et les régions suivants :

Type 1 : Bahamas (Beier 1985; Kindler & Bain 1993; types 1 et 1b, Whittle *et al.* 1993), Floride (Multer 1971), Grand Cayman (Moore 1973), Tunisie (Strasser *et al.* 1989), Egypte, Mer Rouge (types 1 et 1a, Holail & Rashed 1992; Mansour 1993), Qatar (types 1 et 1a, Taylor & Illing 1969), Grande Barrière (Davies & Kinsey 1973, type 1a, Scoffin & McLean 1978), Polynésie (Bernier *et al.* 1990).

Type 2 : Bahamas (type 2a, Whittle *et al.* 1993), Grand Cayman (type 2a, Moore 1973), Grèce (types 2 et 2b, Bernier & Dalongeville 1988), Egypte, Méditerranée (type 2a, Holail & Rashed 1992), Qatar (types 2a et 2b, Taylor & Illing 1969), Hawaii (type 2a, Meyers 1987).

Type 3 : Hawaii (Meyers 1987).

Type 4 : Togo (Amieux *et al.* 1989).

### **Echantillons divers**

Plusieurs amis ont gracieusement fourni quelques échantillons provenant de pays non visités lors de cette étude. Il s'agit toujours de beachrocks en bancs inclinés situés en position intertidale. Les contextes géologiques ne sont pas connus en détail, mais des photographies ont généralement été prises du site d'échantillonnage. Les types de cimentation sont mentionnés tels quels, sans description supplémentaire, dans le but d'élargir la couverture géographique de cette étude.

La plupart proviennent de Méditerranée orientale :

- Près de Selimiye, sur la côte méridionale de la Turquie (36°50'N 31°15'E), cimentation du type 2b (échantillonné par Jean Sesiano).
- A Paphos, Chypre (34°44'N 32°25'E), cimenter-

tion des types 2 et 3a (échantillonné par Beatrix Neumeier).

- Près d'Agia Marina (35°6'N 32°31'E), cimentation du type 2c (échantillonné par Beatrix Neumeier).

- 2 km au nord du Cap Drepanon, Chypre (34°55'N 32°20'E), cimentation du type 3b (échantillonné par Eric Davaud).

Un échantillon provient d'Indonésie :

- Sur un atoll des Trawandan (8°21'S 116°3'E), cimentation du type 1b (échantillonné par Frédéric Viard).

## **2.8 Beachrocks plats**

Les beachrocks plats sont définis ici comme **l'ensemble des beachrocks (cf. définition du beachrock, chapitre 1.2.1), qui ne présentent pas de stratifications obliques de plage et les structures sédimentaires associées**. Les termes de « beachrock en croûte » et de « dalle unique » sont également utilisés.

Dans le cadre du présent travail, ils ont été étudiés dans le Golfe d'Aqaba (Mer Rouge) et à Shark Bay (Australie). Les deux types suivants y ont été observés : un beachrock en croûte subhorizontale avec parfois des structures de tepees, et un beachrock horizontal localisé au sommet de l'intertidal.

Cette étude ne couvre pas tous les types de beachrocks plats. Notamment, nous n'avons pas rencontré celui décrit par Taylor & Illing (1969) et par Purser (1980) : une dalle subhorizontale de 5-20 cm d'épaisseur avec des surfaces supérieure et inférieure irrégulières et de nombreuses traces de terrier, et passant latéralement à des manchons de sédiments indurés (*lump*); selon Taylor & Illing (1969) cette dalle se formerait sous 5-50 cm de sédiments dans l'intertidal. De même, des niveaux lithifiés subhorizontaux dans les sédiments littoraux, tels que décrits par Strasser *et al.* (1989), n'ont pas été observés.

### **2.8.1 Beachrock en croûte subhorizontale**

#### **Description macroscopique**

L'estran est couvert par une croûte subhorizontale dont la pente est inférieure à 1%. L'épaisseur varie entre 5 et 20 cm. Le degré de consolidation est moyen. De nombreuses structures *fenestrate* plurimillimétriques sont présentes. La surface supérieure est lisse, plus ou moins ondulée, avec parfois un placage plus dur de 1-4 mm.

Ce type de beachrock se développe uniquement dans des environnements plats et très calmes avec une salinité anormalement élevée, comme des lagons, des baies très confinées ou des *tidal flats*. Il peut s'étendre en continu sur toute la zone intertidale, couvrant parfois des étendues de plusieurs hectares. Généralement, la croûte affleure directement, mais parfois, elle est couverte par quelques centimètres de sédiments fins. Cette couverture sédimentaire mobile est facilement déplacée lors de tempêtes. Des tapis microbiens sont fréquemment associés à cette croûte, soit sous la forme d'un voile organique fin à la surface de la couverture sédimentaire, soit comme des tapis cohérents plus épais, qui se développent latéralement, à la limite entre intertidal et subtidal.

La salinité de l'eau de surface est comprise entre 45‰ et 65‰. Celle de l'eau interstitielle est généralement plus élevée, suite à l'évaporation. Les paramètres géochimiques des différents fluides ont été analysés en détail au Lagon Point Petit (chapitre 3.2.7).

Cette croûte est parcourue par des fissures formant des polygones ou des arcs de cercles, et elle présente diverses structures de dilatation comme des tepees et des bombements. Sur les quelques sites examinés durant la présente étude, ces structures sédimentaires semblent varier principalement en fonction de la position dans l'intertidal. Toutefois, d'autres facteurs, comme l'agitation de l'eau, pourraient également exercer un contrôle.

– Intertidal inférieur avec des tepees

Les fissures délimitent des polygones de 5-15 m de diamètre. Le pourtour de ces polygones est soulevé par des structures de tepee (Assereto & Kendall 1977) : de part et d'autre de la fissure la croûte est relevée avec un angle 5-30° sur une hauteur de 5-20 cm (fig. 32 C, Planche 4/5). La croûte est parfois dédoublée, comme si l'expansion latérale avait produit un chevauchement de la croûte. Fréquemment, la croûte est fracturée en dalles (longueur 20-60 cm, épaisseur 5-10 cm), qui peuvent être déplacées et imbriquées. L'érosion du placage de surface produit de grandes quantités de plaquettes centimétriques avec une épaisseur de 1-4 mm.

Lorsque la croûte est recouverte de sédiments, sa couleur est beige, couleur naturelle des sédiments. Par contre, exposée à la lumière, elle est revêtue d'un enduit rouge. Les surfaces, qui sont souvent immergées, sont colorées en noir par l'altération habituelle des substrats durs dans la zone intertidale. Ces deux phénomènes (enduit rouge et altération noire) sont probablement produits par des micro-organismes encroûtants et

perforants comme, par exemple, des cyanobactéries.

Ces structures ont été observées dans l'intertidal inférieur à Wadi Kid (dans une baie confinée derrière une flèche littorale, au sud du delta), au Lagon Point Petit (fig. 32 C) et à divers endroits de Shark Bay.

– Intertidal supérieur avec des fissures fines et des bombements

Les structures de dilatations sont plus discrètes que dans l'intertidal inférieur. La croûte est parcourue par un réseau de fissures plus ramifiées et moins ordonnées, qui délimite des plaques généralement métriques. Les fissures sont souvent remplies de sédiments fins. Dans les fissures les plus larges (1-2 cm), ces sédiments fins sont laminés verticalement, comme s'ils résultaient d'une accréation progressive à partir des bords. De chaque côté des fissures plus fines (1-3 mm), la croûte est courbée vers le haut de 1-2 mm, et l'ensemble de la fissure (remplissage et rebord) forme un bourrelet.

Il existe également des bombements de la croûte avec ou sans fissure associée, dont la hauteur est de quelques centimètres et la largeur de 20-50 cm. La couleur de la surface est beige ou gris moyen, et le remplissage des fissures est blanchâtre.

Ces structures ont été observées dans l'intertidal supérieur à Dahab (en bordure du lagon de Shawrat el Manqata, qui ne communique généralement pas avec la mer), au Lagon Point Petit (fig. 32 D) et à divers endroits de Shark Bay (notamment à New Beach, sur un *tidal flat* derrière un cordon de mangrove).

### **Pétrographie et cimentation**

A Wadi Kid, la composition est : peloïdes (65%), bioclastes (25%) et quartz (10%); la granulométrie est de 0.05-0.5(-2) mm.

A Dahab, la composition est : quartz et autres grains siliciclastiques (40%), peloïdes (35%), bioclastes (15%) et intraclastes (10%); la granulométrie est de 0.1-2 mm.

Au Lagon Point Petit, la composition moyenne est : peloïdes (40%), bioclastes (30%), quartz (20%) et ooïdes (10%). La granulométrie est typiquement de 0.1-5 mm.

La cimentation est entièrement aragonitique. Elle est sélective en fonction du substrat, avec des ciments moins développés sur les grains siliciclastiques. Dans l'intertidal inférieur, elle est constituée de deux phases : de l'aragonite micritique répartie de manière irrégulière, soit comme liseré ondulant sur les grains, soit comme micropeloïdes (Planche

9/6), est suivie par de l'aragonite fibreuse isopaque. Dans l'intertidal supérieur, la cimentation est entièrement micritique, avec une prépondérance de liserés irréguliers formant des ménisques.

### **Littérature**

Evamy (1973) et Purser (1980) ont décrit ce type de beachrock et les diverses structures d'expansion associées dans le Golfe Persique. Logan (1974) l'a décrit sous le nom de *Intertidal Veneer* à Shark Bay. Krumbein (1979) a fait une remarquable étude chimique et microbiologique sur un beachrock en croûte dans le Golfe d'Aqaba.

### **Interprétation**

Les différentes structures d'expansion sont produites par l'augmentation du volume durant la diagenèse. Diverses causes ont été suggérées. Les mouvements de contraction-expansion thermiques durant le cycle journalier, associés avec de l'accrétion latérale pendant la phase rétractée nocturne (Kendall *et al.* 1994) ne sont pas une explication satisfaisante, notamment pour les tepees bien développés et pour les bombements sans fissure. Aussi, cette expansion doit résulter d'une augmentation du volume qui accompagne la précipitation des ciments (cf. Purser 1980).

Les fines fissures à des bords relevés, qui existent dans l'intertidal supérieur, pourraient découler d'un phénomène particulier. Après le début de la formation de la croûte, l'humidité des sédiments sous-jacents est partiellement piégée, et ces fissures constituent une voie d'échappement privilégiée. Cette circulation de fluides provoque une précipitation accrue de sels minéraux dans les fissures et permet le développement de populations microbiennes recherchant l'humidité. Celles-ci peuvent également contribuer à la précipitation et au piégeage de particules. Enfin, l'action des animaux fouisseurs a tendance à remonter du sédiment vers la surface. Le résultat est une augmentation très locale du volume, qui soulève les bords de la fissure et produit le remplissage de sédiments fins.

Les mécanismes de cimentations proprement dit sont traités dans le chapitre 5.3.2.

#### **2.8.2 Beachrock horizontal**

##### **Description macroscopique**

Ce type est caractérisé par une surface supérieure plane et presque parfaitement horizontale, qui est située à la limite supérieure de la zone intertidale. Cette surface possède une certaine rugosité due à la granulométrie des particules. L'ensemble du

beachrock présente des laminations planes horizontales centimétriques soulignées par des variations de granulométrie. Les cinq centimètres supérieurs sont relativement bien cimentés, puis le degré de consolidation diminue. L'épaisseur totale est supérieure à 30 cm. Toutes les surfaces sont colorées en noir par l'altération intertidale habituelle des substrats durs à Shark Bay. Sur cassure fraîche, la couleur est beige-ocre.

Le beachrock affleure sur la plage externe (inclinaison 10-15°) de flèches littorales. Dans cet environnement, il est exposé à la houle et subit l'érosion littorale. Vers la terre, il disparaît sous les sédiments de la flèche. Vers la mer, il est toujours limité par une cassure abrupte. Au-delà, des dalles fracturées (dimensions ~ 1 x 1 x 0.3 m) gisent sur le bas de la plage et dans l'eau peu profonde (fig. 32A). Quelques dalles peuvent être transportées en position supratidale par des tempêtes. Les affleurements mesurent 2-5 m de large et 20-50 m de long; ils peuvent s'enchaîner sur une distance supérieure au kilomètre.

Le beachrock horizontal se distingue du beachrock en croûte subhorizontale par la planéité de sa surface supérieure, sans fissure, bombement et structure de tepee. De plus, cette surface n'est pas lisse, et ne possède pas de placage superficiel; elle présente au contraire une certaine rugosité.

Ce type a été étudié sur deux sites de Shark Bay. Au Lagon Point Petit, il affleure sur le côté externe de la flèche littorale (fig. 32), qui est composée presque uniquement de bivalves de 1 cm (*Fragum erugatum*). Derrière la flèche se trouve à cet endroit une étendue plate (100 x 500 m) rarement inondée par les marées. Quelques flaques sont présentes, avec un développement de tapis microbiens sur leur bordure. Au pied de la pente interne de la flèche affleure un banc faiblement consolidé, qui pourrait être le prolongement du beachrock horizontal.

A Long Point, Spit 2 (le nom « Spit 2 » est donné d'après la numérotation des flèches littorales dans Davies (1970)), le beachrock plat affleure sur une flèche littorale, qui isole derrière elle un *mudflat* et une zone de mangrove (largeur ~1 km). Sur la face externe de la flèche, les affleurements de beachrock horizontal sont entrecoupés par de petites mangroves. Sur le côté interne de la flèche, une croûte indurée est présente à une altitude légèrement supérieure.

##### **Pétrographie et cimentation**

Au Lagon Point Petit, la composition comprend des bioclastes (50%), des peloïdes (30%) et du quartz (20%). Cela correspond au mélange des sédiments fins du centre du lagon et des coquilles de bivalves,

qui composent la flèche littorale. La granulométrie est de 0.1-10 mm.

A Long Point, le beachrock a une composition similaire aux sédiments de la flèche littorale : quartz et autres grains siliciclastiques (55%), bioclastes (25%), peloïdes (15%) et intraclastes (5%), avec une granulométrie de 0.3-5 mm.

Les ciments sont entièrement en aragonite micritique (minéralogie déterminée par coloration et par l'analyse de la teneur en strontium et en magnésium). Ils occupent jusqu'au tiers de la porosité initiale, principalement sous la forme de micropeloïdes 6-10  $\mu\text{m}$  à distribution irrégulière, mais également comme liseré irrégulier à tendance ménisque de 10-30  $\mu\text{m}$ .

### Littérature

Scoffin & McLean (1978) ont décrit brièvement une forme similaire sous le terme de *horizontal beachrock* sur des îlots de la Grande Barrière, Australie. Davies (1970) évoque la présence de beachrocks légèrement inclinés ( $5^\circ$ ) vers la terre sur le côté externe des flèches littorales près de Long Point, Shark Bay; il pourrait s'agir de la même formation que le beachrock horizontal décrit ici. Davies propose une formation sur la face interne de la flèche, puis une migration de flèche qui amène le beachrock sur la plage externe.

### Interprétation

La présence de laminations planes horizontales est intrigante dans une flèche littorale, car celle-ci est structurée par des stratifications obliques produite dans un milieu de haute énergie. Comme la diagenèse n'a pas pu produire les laminations granulométriques, le beachrock horizontal provient d'un autre environnement. L'explication la plus probable est le dépôt de sédiments par décantation dans un milieu protégé derrière la flèche littorale. Puis lors de sa migration, la flèche passerait par-dessus ces sédiments, les recouvrant dans un premier temps, pour ensuite les exposer sur sa plage externe à l'érosion marine. La cimentation débiterait dans le milieu protégé, notamment la consolidation de la surface supérieure. Elle se poursuivrait pendant le passage sous la flèche dans des conditions proches de la formation des beachrocks en bancs inclinés : la couverture par la flèche bioclastique permettrait la percolation de l'eau du swash et des embruns tout en assurant l'immobilisation des particules sédimentaires.

Le nom de beachrock est justifié pour cette formation, car aussi bien la mise en place des sédiments que la cimentation se sont déroulés dans la zone intertidale.

### 2.8.3 Distribution de la cimentation intertidale dans le Lagon Point Petit (Shark Bay)

Le beachrock en bancs inclinés, le beachrock en croûte subhorizontale et le beachrock horizontal sont juxtaposés dans le Lagon Point Petit (fig. 32).

Le littoral est constitué par plusieurs cordons de plage fossiles à composition bioclastique grossière sur une largeur de 30-50 m. La base du cordon de plage actuel est située légèrement au-dessous de la limite intertidal/supratidal. Il est parfois lithifié par une cimentation météorique en *Coquina* (Logan 1974).

La profondeur du lagon à marée basse est inférieure à 1 m. Sa salinité varie de 40‰ à 90‰ (cf. chapitre 3.2.7). La partie centrale, subtidale est constituée de sédiments fins, stabilisés par des tapis microbiens.

Du côté terre, un beachrock en croûte subhorizontale s'étend sur tout l'intertidal. Dans la partie avale, il est structuré par des fissures polygonales et des tepees (fig. 32 C, Planche 4/5). Une datation de roche totale indique 1710-1950 ap. J.-C. L'échantillon UN642, prélevé au centre d'un polygone, a servi pour ensemençer l'expérience de biominéralisation III.

La partie amont du beachrock en croûte présente des ondulations centimétriques. Elle est généralement recouverte de 2-5 cm de sédiments fins et se poursuit sous le cordon de plage actuel (fig. 32 D). Les différentes structures sédimentaires décrites au chapitre 2.8.1 sont peu développées ici, car toute la moitié supérieure de l'intertidal sert de piste pour les véhicules, qui aplatissent la surface par leurs passages répétés. Une datation de roche totale indique 1070-1335 ap. J.-C.

Au-dessous du beachrock en croûte et de ~10 cm de sédiments meubles, il existe un niveau induré avec une cimentation météorique en calcite (fig. 32 D). Il est composé d'ooïdes superficielles avec un nucleus de quartz (75%) et de bioclastes (25%). Une datation de roche totale indique une formation entre 19'200 et 14'700 BP (cf. chapitre 2.5.1), soit pendant le dernier bas niveau marin. Si ce niveau induré se poursuivait plus loin sous le lagon (sa présence n'a pas été recherchée), cela signifierait que les sédiments holocènes ne forment qu'une très mince couche sur un soubassement pléistocène.

De l'autre côté du lagon vers la flèche littorale, la partie inférieure de l'intertidal est occupée par un beachrock en croûte subhorizontale avec tepees. Dans la partie supérieure de l'intertidal affleure un beachrock en bancs inclinés qui se poursuit sous la flèche (fig. 32 B). Son épaisseur est supérieure à 35 cm. Sa composition est bioclastique grossière et

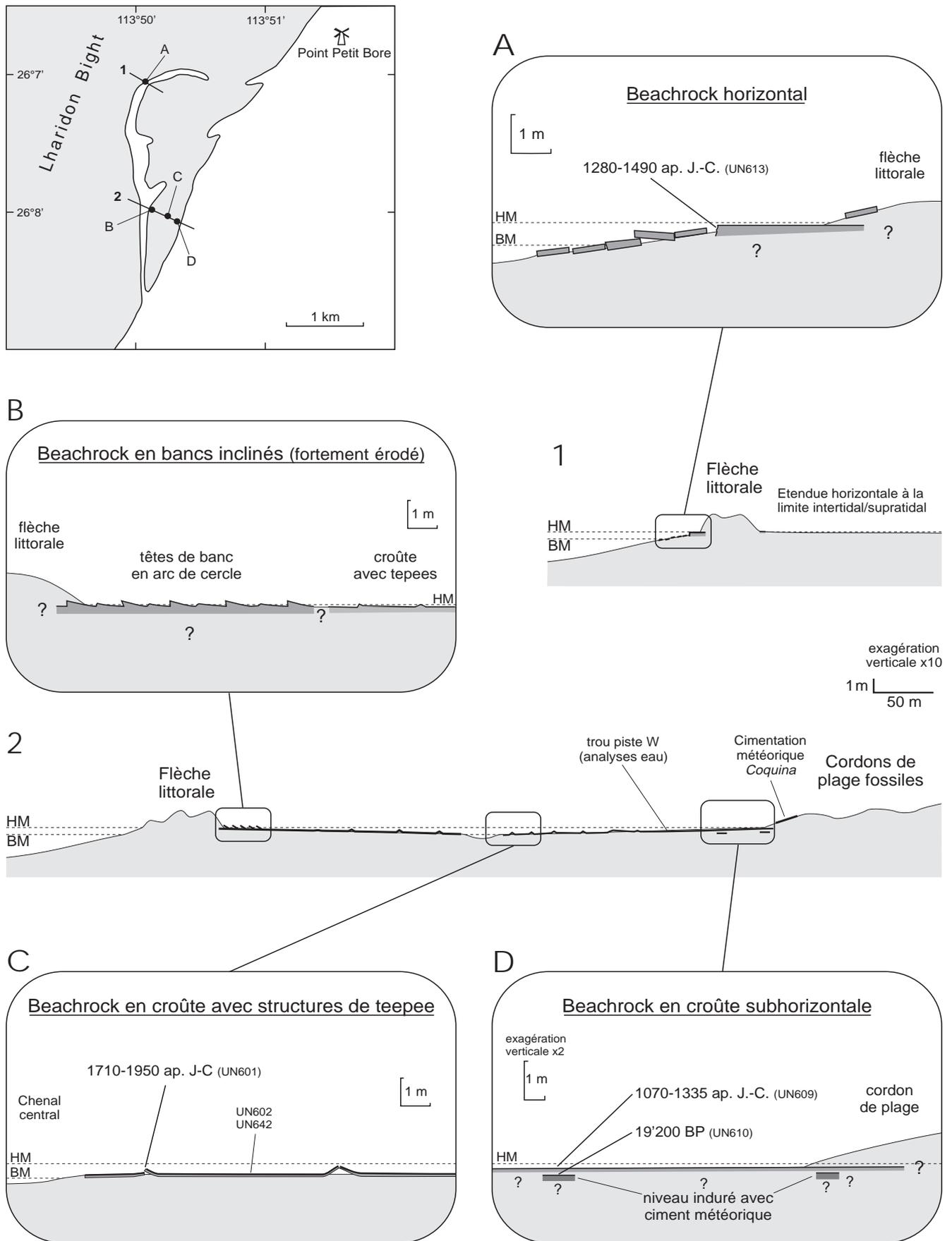


Fig. 32. Profils schématiques du Lagon Point Petit présentant les différentes formes de cimentation intertidale, avec les résultats calibrés des datations de roche totale.

sa cimentation de type 1b (aragonite micritique suivie d'aragonite aciculaire). Sa surface supérieure est partiellement abrasée : seules sont visibles les têtes de banc, qui témoignent des positions successives de la flèche. Généralement large d'une dizaine de mètres, le beachrock en bancs inclinés s'étend parfois jusqu'à la limite entre le subtidal et l'intertidal. Un beachrock en bancs inclinés similaire, mais de très faible étendue, affleure au sud du point D (fig. 32), au pied du cordon de plage actuel.

La flèche littorale est composée exclusivement de coquille de *Fragum erugatum*. Sa largeur varie entre 15 et 100 m, sa hauteur est de 2 m au-dessus des hautes mers moyennes.

La partie NW du lagon est occupée par une étendue plate avec quelques flaques, des tapis microbiens peu développés et une faible végétation halophile. Son altitude est proche du sommet de l'intertidal. De l'autre côté de la flèche affleure un beachrock horizontal, qui est probablement un équivalent lithifié de l'étendue plate. Une datation de roche totale indique 1280-1490 ap. J.-C.

La distribution de ces trois types de beachrock dépend principalement du niveau d'énergie :

- Le beachrock horizontal s'est formé en position très abritée, qui permet l'accumulation de sédiments par décantation jusqu'à sommet de l'intertidal.
- Le beachrock en croûte subhorizontale occupe tout l'intertidal composé de sédiments fins. L'agitation de l'eau y est réduite, toutefois un fort vent génère des vagues de 20 cm de hauteur.
- Enfin, la forte porosité de la flèche littorale, qui est associée avec une importante circulation de fluides, a permis la cimentation du beachrock en bancs inclinés.

Les analyses au carbone 14 permettent de dater la formation des différents beachrocks plats. En tenant compte de l'influence des bioclastes et des peloïdes sur le résultat des datations de roche totale, la cimentation du beachrock en C (fig. 32) peut être considérée comme actuelle, et la cimentation en A et D (fig. 32) comme récente (cf. chapitre 2.5.1).



## Chapitre 3 : Géochimisme de l'eau

### 3.1 Méthodes

#### 3.1.1 Méthodes d'analyse

L'eau de mer a été prélevée devant le beachrock à une profondeur d'environ 40 cm. L'eau interstitielle a été prélevée soit dans un forage de la carotteuse, soit derrière le beachrock en creusant un puits dans le sable de la plage. Avant chaque prélèvement, le trou ou le puits a été vidangé pour évacuer l'eau stagnante.

La température, la conductivité, le pH et le carbonate total ( $\Sigma\text{CO}_2$ ) ont été analysés sur le terrain immédiatement après le prélèvement. La précision des mesures est de  $0.1^\circ\text{C}$  pour la température, de 0.01 unité pour le pH et de 0.5% pour la conductibilité (correspondant à une précision de 0.6% pour la salinité calculée). Le carbonate total a été déterminé avec une sonde spécifique Orion 91-56, qui mesure le  $\text{CO}_2\text{aq}$  après avoir amené la solution à un pH de 5 par l'adjonction d'un tampon; la sonde a été calibrée avant chaque groupe de mesures par deux solutions étalons de 1 et 10 mmole/l, la précision de mesure est d'environ 5% (Orion 1991).

Le calcium, le magnésium et le strontium ont été mesurés en laboratoire par spectroscopie d'émission atomique avec couplage inductif et détection spectrophotométrique (ICP) avec un appareil Perkin Elmer Plasma 1000 (chaque mesure a été répétée 3 fois et la déviation standard calculée; celle-ci était toujours inférieure à 3%). Pendant l'expérience de microbiologie, le calcium a été mesuré par complexométrie EDTA (Rodier 1984); la précision était de 15 ppm.

#### 3.1.2 Calcul de la saturation

Le degré de saturation ( $\Omega$ ) par rapport à la calcite, à la calcite magnésienne, ou à l'aragonite a été calculé selon la formule générale suivante :

$$\Omega_{\text{Minéral}} = \frac{a_{\text{Ca}^{++}} \cdot a_{\text{CO}_3^{--}}}{K_{\text{Minéral}}} \quad (3.1)$$

dans laquelle  $a_{\text{Ca}^{++}}$  est l'activité du calcium,  $a_{\text{CO}_3^{--}}$  l'activité de  $\text{CO}_3^{--}$  et  $K_{\text{Minéral}}$  le produit de solubilité du minéral considéré. Les valeurs de saturation inférieures à 1 correspondent à des solutions sous-saturées, la valeur de 1 à l'équilibre, et les valeurs supérieures à 1 à des solutions sursaturées. Pour l'eau de mer, le calcul est délicat, car  $a_{\text{Ca}^{++}}$  et  $a_{\text{CO}_3^{--}}$  dépendent de la force ionique (donc de la salinité),  $\text{CO}_3^{--}$  dépend du pH (cf. fig. 5), de la salinité et de la température, et  $K_{\text{Minéral}}$  varie en fonction de la salinité et de la température. L'ensemble des formules utilisées figure à l'annexe D.

Pour la calcite, deux méthodes de calcul différentes ont été utilisées. Celle de Skirrow (1975) est définie pour l'eau de mer et permet également le calcul de la saturation de l'aragonite. Celle de Stuyfzand (1989) a été développée pour des salinités variables (eau douce jusqu'à salinité  $\sim 40\text{‰}$ ). Pour des salinités supérieures à  $15\text{‰}$ , les deux méthodes donnent des résultats similaires,  $\Omega_{\text{Stuyfzand}}$  étant toujours 20-40% plus élevé que  $\Omega_{\text{Skirrow}}$ . Pour des salinités inférieures à  $15\text{‰}$ , les résultats divergent considérablement : dans la méthode de Skirrow les définitions empiriques des différentes constantes ne sont probablement plus valables et uniquement les résultats selon Stuyfzand doivent être utilisés.

Pour l'aragonite, Skirrow (1975) fournit une méthode de calcul (utilisable pour des salinités supérieures à  $15\text{‰}$  selon les remarques ci-dessus). Il est également possible d'estimer le rapport  $\Omega_{\text{Aragonite}} / \Omega_{\text{Calcite}}$  à partir des résultats de nombreuses recherches sur la solubilité de ces deux polymorphes. Le tableau 5 résume les différentes

Référence	$K_{\text{Aragonite}} / K_{\text{Calcite}}$	$\Omega_{\text{Aragonite}} / \Omega_{\text{Calcite}}$
Berner (1976)	1.48±0.13	0.68±0.06
Plummer & Busenberg (1982)	1.38±0.12	0.72±0.06
Sass <i>et al.</i> (1983)	1.51±0.13	0.66±0.06
Morse & Mackenzie (1990) (moyenne des 3 auteurs précédents)	1.45±0.07	0.69±0.04
Skirrow (1975) (calculé selon les formules de l'annexe D)	1.57±0.07	0.64±0.03

Tableau 5. Rapports  $K_{\text{Aragonite}} / K_{\text{Calcite}}$  proposés dans la littérature.

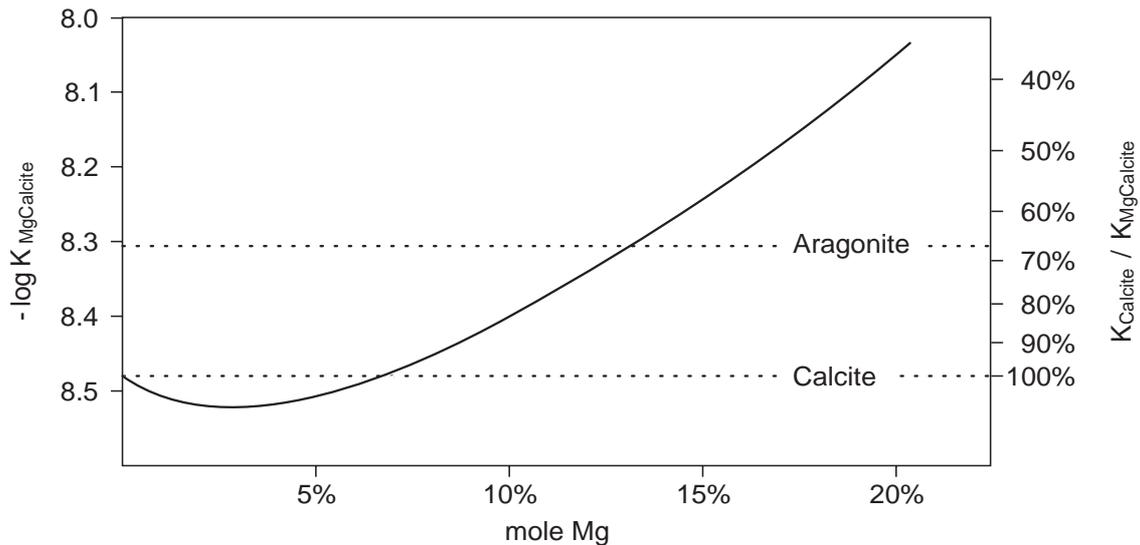


Fig. 33. Stabilité de la calcite magnésienne (exprimée sous forme  $-\log K_{MgCalcite}$  (échelle de gauche) et  $K_{Calcite} / K_{MgCalcite}$  (échelle de droite)) en fonction de la teneur en Mg, meilleure approximation à partir d'expériences de dissolution, modifié d'après Morse & Mackenzie (1990) et Bischoff et al. (1993).

valeurs proposées. Une valeur moyenne d'environ 0.67 pour  $\Omega_{Aragonite} / \Omega_{Calcite}$  peut être retenue.

Pour la calcite magnésienne le calcul correct de la saturation est (Morse & Mackenzie 1990) :

$$\Omega_{Calcite\ x\%Mg} = \frac{a_{Ca^{++}}^{(1-x)} \cdot a_{Mg^{++}}^x \cdot a_{CO_3^{--}}}{K_{Calcite\ x\%Mg}} \quad (3.2)$$

Comme l'eau de mer est plus riche en magnésium qu'en calcium (Mg/Ca molaire  $\approx 5$ ), il faudrait augmenter la valeur de saturation calculée selon la formule (3.1) de  $\sim 28\%$  pour de la calcite avec 15% mole Mg.

Actuellement, il n'existe aucune méthode de calcul directe pour l'eau de mer, seules des comparaisons entre la solubilité de la calcite magnésienne et celle de la calcite sont possibles. Les diverses expériences sur ce sujet ont donné des résultats fort variables, dépendant notamment de l'origine synthétique ou biogénique du matériel utilisé. La figure 33 résume les diverses valeurs obtenues pour  $K_{MgCalcite}$ . En tenant également compte des résultats de Walter (1983), les valeurs suivantes peuvent être estimées pour  $\Omega_{MgCalcite} / \Omega_{Calcite}$  : pour 7% mole Mg, 1.00; pour 10% mole Mg, 0.83; pour 12.5% mole Mg, 0.70; pour 15% mole Mg, 0.59; pour 18% mole Mg, 0.45.

Les connaissances actuelles de la solubilité des carbonates marins sont encore très partielles. Les valeurs données ci-dessus pour l'aragonite et notamment pour la calcite magnésienne sont seulement approximatives. De plus, de nombreux ions influencent la précipitation ou la dissolution

des carbonates dans l'eau de mer, ce qui explique l'absence de précipitation spontanée dans l'eau de mer sursaturée. Aussi, les résultats des calculs de saturation doivent être traités avec prudence : les variations relatives sont sûrement significatives, par contre les valeurs absolues doivent être considérées seulement comme indicatives.

### 3.2 Résultats

Les paramètres déterminants pour la précipitation du carbonate de calcium ont été mesurés dans l'eau interstitielle du beachrock et de la plage ainsi que dans l'eau de mer adjacente. Lors de la campagne d'avril 95 en Crète, les mesures ont été répétées durant 24 heures à Peristeras et à Paleochora, et quelques mesures ponctuelles effectuées à Damnoni et à Grammos. Lors de la campagne de mai 96 sur la côte de la Mer Rouge, les mesures ont été répétées durant 3 jours à Dushit el Dabaa et à Wadi Wasa'at. En Australie (campagne de juin 97), une série de mesures a été réalisée au Lagon Point Petit et quelques mesures relevées sur d'autres sites de Shark Bay. A côté de l'intérêt du beachrock et du contexte géologique, la possibilité d'échantillonner l'eau interstitielle, et dans une moindre mesure l'accessibilité, ont influencé le choix des sites.

Les résultats à Dushit el Dabaa et à Wadi Wasa'at se prêtent le mieux pour suivre l'évolution des paramètres au cours du temps. A Peristeras et à Paleochora, quelques maladroresses durant l'échantillonnage (séries incomplètes) rendent l'interprétation

plus délicate. Au Lagon Point Petit, le plan de mesure a été simplifié, car les conditions régnant durant la campagne de terrain (fortes précipitations au début de la campagne) ne permettaient pas d'avoir des résultats représentatifs.

L'ensemble des mesures (Température, Salinité, pH,  $\Sigma\text{CO}_2$ , Ca, Mg et Sr) ainsi que les rapports Mg/Ca et Sr/Ca, l'enrichissement en Ca et en Mg par rapport à l'eau de mer, la  $\text{Pco}_2$  et la saturation calculée selon les différentes méthodes figurent à l'annexe E. Dans les résultats présentés et discutés ci-dessous nous utiliserons toujours la saturation par rapport à la calcite calculée selon Skirrow (1975). Bien que l'évolution de la saturation est plus significative que les valeurs absolues, il faut garder à l'esprit que les saturations de l'aragonite et de la calcite magnésienne sont environ 30% plus basses.

Les résultats sont présentés graphiquement pour les beachrocks de Peristeras, de Paleochora, de Dushit el Dabaa, de Wadi Wasa'at et de Lagon Point Petit (fig. 34 à 37), avec l'évolution des principaux paramètres (salinité, pH,  $\Sigma\text{CO}_2$  et saturation) en fonction du temps pour l'eau de mer et les eaux interstitielles. Les teneurs en Ca et Mg sont stables dans tous les échantillons de type marin, suivant étroitement les variations de salinité (cf. l'enrichissement en Ca et Mg à l'annexe E). La figure 38 présente une synthèse générale avec des profils mer-terre à travers les beachrocks étudiés.

### 3.2.1 Peristeras (fig. 34)

**Conditions** – Le littoral est formé par une falaise de calcaires pliocènes. Le beachrock ferme en ligne droite une baie très ouverte, au fond de laquelle se trouve une terrasse marine à une altitude de 2-4 m (Planche 1/1). Aucune trace de cours d'eau n'est visible dans l'arrière-pays. Toutefois, un puits, situé à 40 m du beachrock et 90 m de la mer dans la terrasse marine, contient de l'eau douce (salinité 0,8‰). Comme à Paleochora, à Damnoni et à Grammos, les mesures ont été effectuées au printemps, quelques jours après de faibles précipitations.

L'inexpérience dans ce type d'étude nous a fait commettre quelques maladresses dans l'échantillonnage, qui n'a pas été assez systématique : pour quelques échantillons le  $\Sigma\text{CO}_2$  ou le Ca n'ont pas été mesurés, et l'eau de mer n'a que rarement été échantillonnée. Pour compléter les séries de données sur le graphique de la figure 34, la saturation approximative de trois échantillons a été ajoutée, pour lesquels la teneur en Ca n'avait pas été déterminée (E23, E31 et E33), en estimant la teneur en Ca à partir de la salinité (risque d'erreur inférieur à 10%).

**Commentaire des résultats** – Le beachrock découvert est très large (50 m). Il contient une nappe phréatique marine, avec une tendance sursaline par endroits (salinité jusqu'à 43‰ contre  $39.5 \pm 1$ ‰ dans l'eau de mer). Au contraire, l'eau interstitielle de la plage est légèrement saumâtre (salinité 38‰) et la présence d'eau douce est attestée dans un puits. Cette nappe d'eau douce littorale ne semble pas s'écouler dans la mer. De même, l'absence de logique dans l'évolution latérale de la salinité indique une circulation des fluides réduite dans le beachrock. Au cours de l'été, les conditions devraient évoluer légèrement vers une salinité plus importante.

Globalement, le pH diminue de la mer vers la terre. Sur la courte période d'étude, le pH augmente pendant la nuit et diminue la journée. Cette observation est surprenante, car aussi bien les variations de l'activité biologique (photosynthèse la journée et respiration la nuit) que les variations de température devraient provoquer le cycle contraire (Davies & Kinsey 1973).

La saturation en  $\text{CaCO}_3$  dans le beachrock est en moyenne équivalente, bien que assez variable, à celle de la mer. La saturation est plus basse dans la plage; cette différence est liée au pH plus faible.

### 3.2.2 Paleochora (fig. 34)

**Conditions** – Cinq cents mètres d'alluvions forment une petite plaine littorale au pied d'un massif calcaire (Planche 1/6). Juste derrière le beachrock se trouve le lit d'un ruisseau qui était à sec lors des deux campagnes de terrain (juin 93 et avril 95). La végétation est de type semi-aride.

A cause de l'inexpérience dans ce type d'investigations, nous n'avons pas attendu suffisamment longtemps avant l'échantillonnage dans les trous de forage, de sorte que l'eau utilisée pour le refroidissement de la carotteuse (eau de mer adjacente) a perturbé les analyses. Ce problème se traduit par une diminution progressive de la salinité de l'eau interstitielle. Toutefois seul le premier groupe de mesures effectué à 18 h semble être entaché d'une erreur importante. Comme à Peristeras, la saturation sur la figure 34 a été complétée pour l'échantillon E45, en estimant le Ca à partir de la salinité.

**Commentaire des résultats** – Ce beachrock est caractérisé par une forte arrivée d'eau douce avec des fluides de salinité 10‰ à un mètre de la mer. Contrairement aux autres beachrocks présentant une influence d'eau douce (Damnoni et Grammos), la composante d'eau douce de cette eau saumâtre est

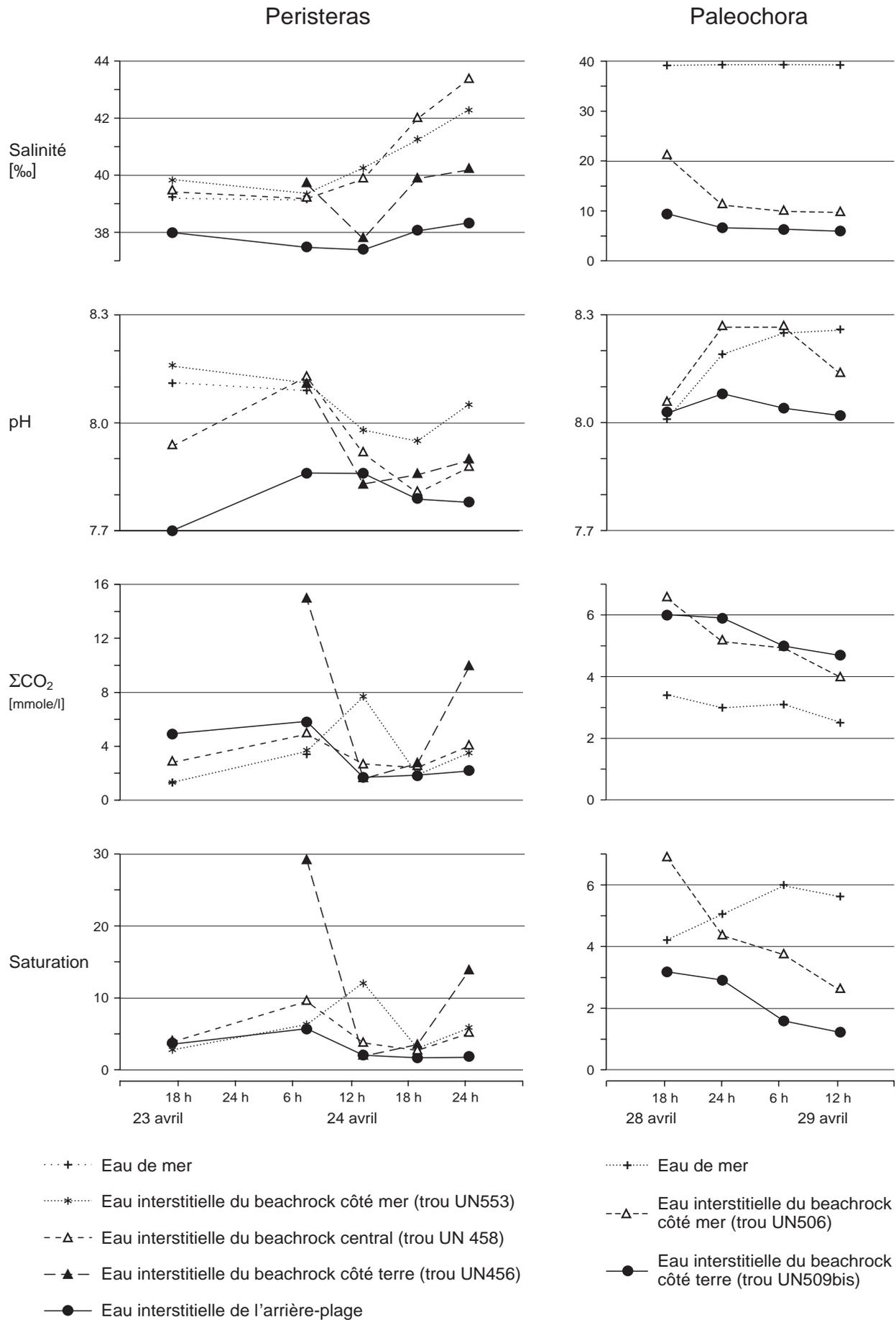


Fig. 34. Géochimisme de l'eau à Peristeras et à Paleochora.

très pauvre en calcium ( $\text{Ca} < 10$  ppm). Ce déficit en calcium semble être trop important pour être essentiellement provoqué par une éventuelle précipitation de  $\text{CaCO}_3$  dans les sédiments littoraux.

Le pH de l'eau interstitielle dans le beachrock côté mer est similaire à celui de l'eau de mer, par contre il est inférieur dans le beachrock côté terre. Sur la courte période étudiée, aucun cycle quotidien ne se dégage clairement. Notamment les variations temporelles du pH sont difficiles à interpréter (éventuellement une évolution comme à Peristeras pourrait exister avec une hausse du pH durant la nuit et une baisse durant la journée).

L'eau interstitielle est plus riche en  $\Sigma\text{CO}_2$  que la mer. Toutefois, la saturation de l'eau interstitielle du beachrock est toujours inférieure de 30% à 50% par rapport à celle de la mer (l'échantillon E44 doit être rejeté suite à la contamination par l'eau de refroidissement de la carotteuse). Cette diminution de la mer vers la terre est similaire pour la saturation calculée selon Stuyfzand (1989). Elle s'explique par le pH plus bas et la teneur beaucoup plus faible en Ca de l'eau interstitielle saumâtre.

### 3.2.3 Damnoni (fig. 38)

**Conditions** – Le beachrock est situé au débouché d'un vallon assez large taillé dans des calcaires éocènes et rempli d'alluvions (Planche 1/4). Au fond du vallon coule un ruisseau intermittent, qui avait un débit d'environ 200 l/min. lors de la campagne de terrain au printemps. Comme il n'a pas été possible d'échantillonner l'eau interstitielle, l'eau de ce ruisseau a été analysée.

**Commentaire des résultats** – Ce ruisseau au débit considérable pour la Crète doit être associé avec une nappe phréatique d'eau douce importante. La présence d'une végétation variée (arbres, arbustes et roseaux) indique que cette nappe exerce également une influence pendant la saison sèche estivale. La saturation du ruisseau (0.8) est nettement plus faible que celle de la mer (4-8). La nappe phréatique doit avoir avec une composition similaire au ruisseau, exceptés les paramètres cruciaux pH et  $\Sigma\text{CO}_2$ . Toutefois, si des eaux souterraines possèdent probablement un  $\Sigma\text{CO}_2$  plus élevé, leur pH sera plutôt inférieur par rapport au ruisseau (8.3). Aussi, cette nappe phréatique d'eau douce a vraisemblablement une saturation proche de celle du ruisseau.

### 3.2.4 Grammos (fig. 38)

**Conditions** – Le beachrock est situé sur la plage externe d'un double tombolo; l'ancienne lagune qu'il

délimitait est occupée par des cultures maraîchères. Le présent soulèvement du beachrock de ~40cm a empêché l'échantillonnage de l'eau interstitielle. C'est pourquoi l'eau d'une source s'écoulant du beachrock a été analysée.

**Commentaire des résultats** – L'eau de la source est saumâtre (salinité 3.2‰), ce qui indique une importante arrivée d'eau douce au niveau de la plage. Par rapport à l'eau de mer, elle contient le double de carbonates dissous, mais son pH est nettement plus faible (7.65 par rapport à 8.14) et sa teneur en Ca est réduite. Sa saturation est également 4 fois plus faible que celle de l'eau de mer.

Des calculs de saturation ont été appliqués au mélange théorique de ces deux eaux, en supposant que Ca, pH (plus exactement  $\text{H}^+$  et  $\text{OH}^-$ ) et  $\Sigma\text{CO}_2$  varient linéairement avec la salinité. Les résultats selon les deux méthodes (Skirrow 1975 et Stuyfzand 1989) indiquent une diminution régulière de la saturation en allant de l'eau de mer à l'eau douce.

### 3.2.5 Dushit et Dabaa (fig. 35)

**Conditions** – Le beachrock est situé derrière la pointe d'un cap formé de collines pléistocènes (Planche 2/2). Loin de tout wadi et sans aucune trace de ruissellement à proximité, cette localisation exclut toute influence d'eau douce. Seules des mesures diurnes ont pu être effectuées, car les autorités militaires égyptiennes interdisent le travail scientifique sur le littoral après le coucher du soleil. Les mesures de l'eau interstitielle du beachrock et de la plage sont incomplètes, car la marée haute submergeait le trou de forage dans le beachrock, et que le trou servant de puits dans la plage était à sec à marée basse. Le cycle approximatif des marées est reproduit à la fig. 35.

**Commentaire des résultats** – Les eaux interstitielles du beachrock et de la plage possèdent une très légère tendance hypersaline (salinités supérieures de 0-1‰ à l'eau de mer). Les teneurs en cations (Ca, Mg et Sr) sont relativement constantes; les faibles variations sont probablement liées au système d'analyse (ICP).

Le pH de l'eau de mer augmente durant la journée. Dans le beachrock et dans la plage, le pH est plus bas et les variations journalières sont faibles. Le  $\Sigma\text{CO}_2$  est relativement stable, sauf pour les échantillons R5 et R8 (eau interstitielle de la plage à 18h30 le 11 et à 8h le 12) qui sont beaucoup plus riches en carbonates. La saturation dépend principalement des variations de pH. Dans la mer

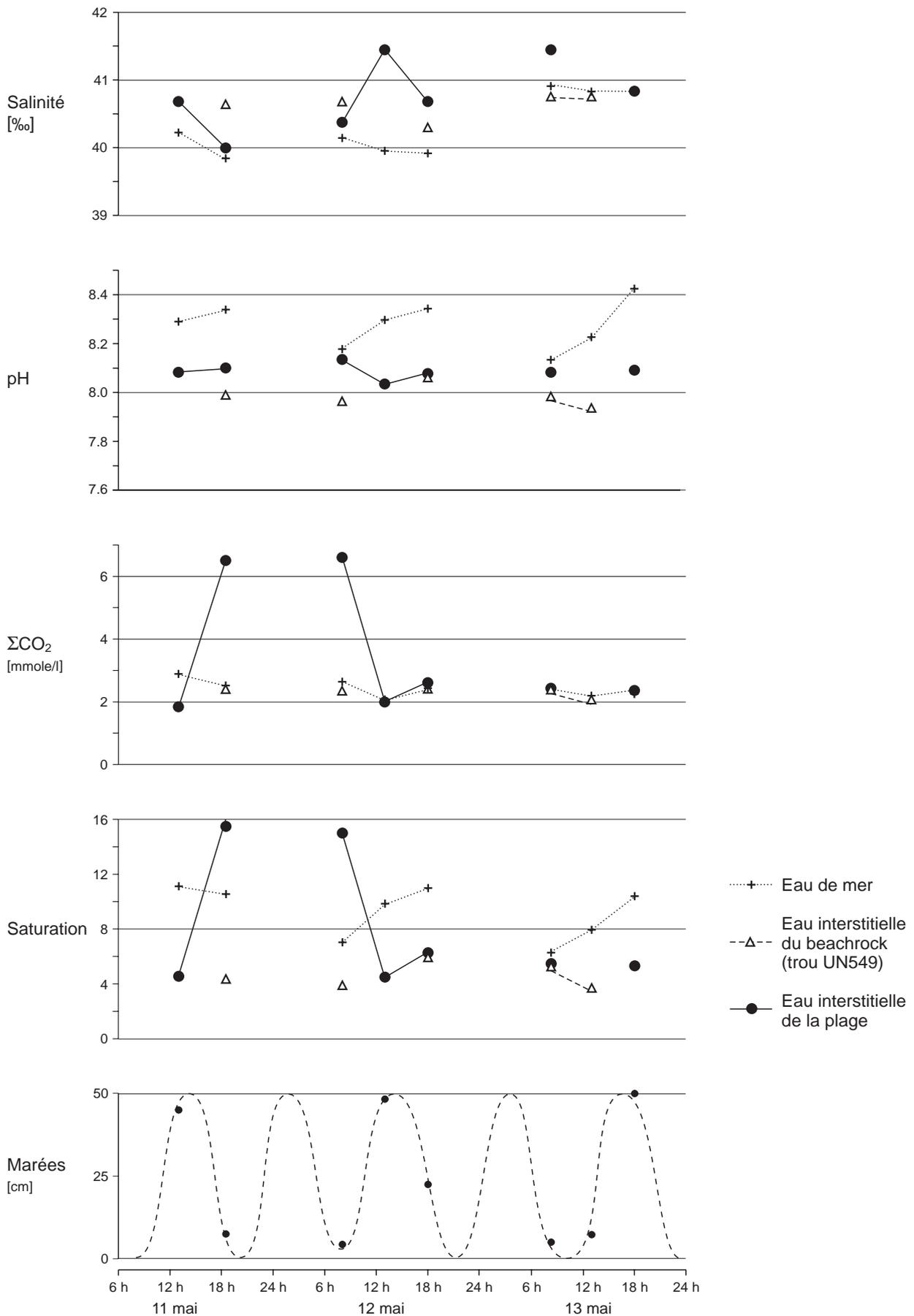


Fig. 35. Géochimisme de l'eau à Dushit el Dabaa mesuré durant 3 jours.

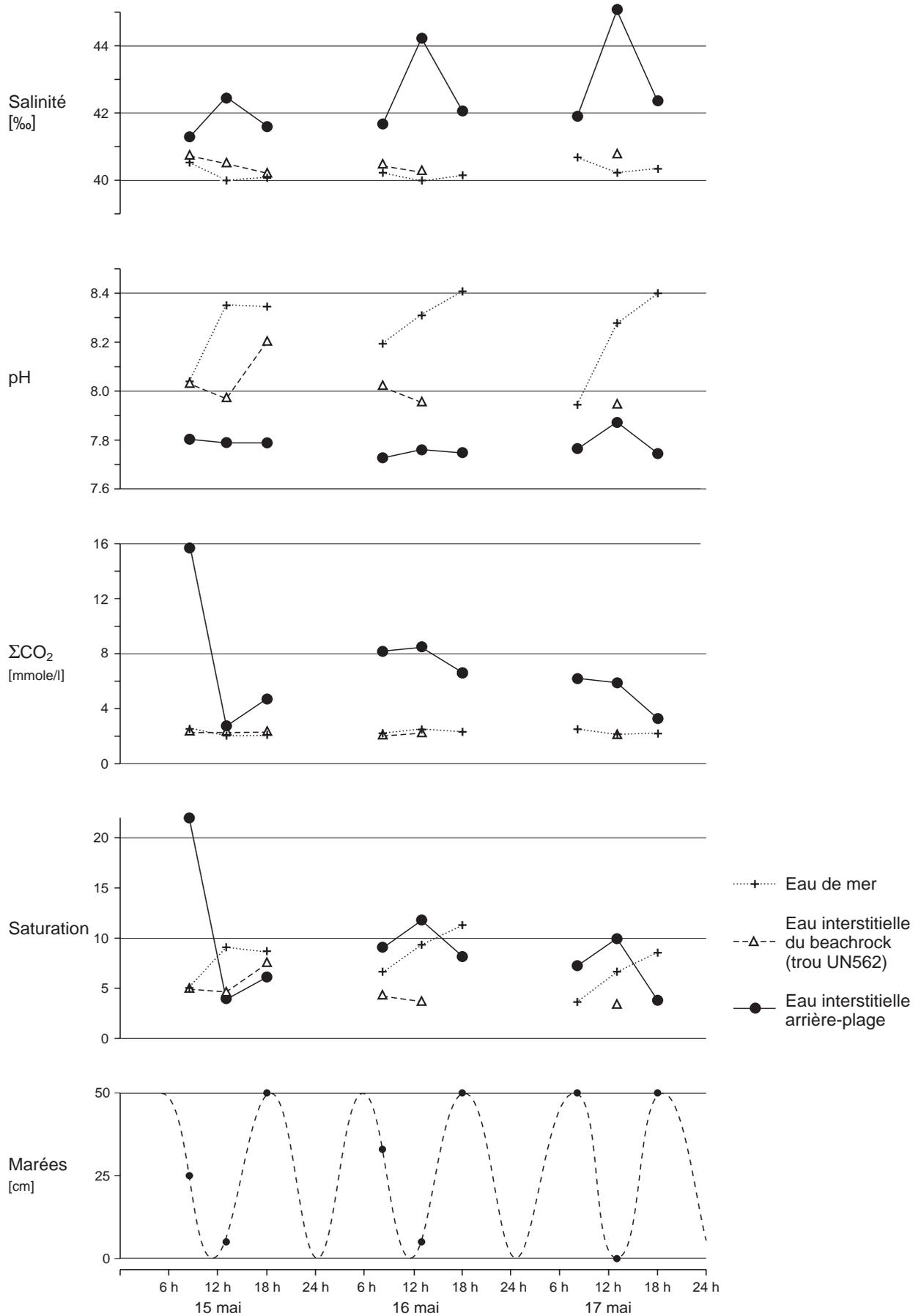


Fig. 36. Géochimisme de l'eau à Wadi Wasa'at mesuré durant 3 jours.

elle augmente de 6 à 10 durant la journée. Dans le beachrock et dans la plage elle est généralement plus basse, variant entre 3.5 et 6. De nouveau, les échantillons R5 et R8 ont des saturations beaucoup plus élevées.

Probablement, la nappe phréatique littorale présente un gradient de  $\Sigma\text{CO}_2$  augmentant vers la terre. Cette nappe se déplace avec les marées. R5 et R8, qui ont été prélevés à marée basse, représenteraient la partie plus continentale de cette nappe phréatique et les autres échantillons la partie plus marine. Une explication alternative serait que seuls ces deux échantillons représentent les caractéristiques réelles de l'eau interstitielle de la plage, les autres échantillons ayant déjà perdu par dégazage la majeure partie des carbonates dissous. Toutefois, la forte augmentation du pH, qui devrait accompagner le dégazage, n'a pas été observée, et toutes les précautions ont été prises sur le terrain pour éviter de tels artefacts de mesure.

### 3.2.6 Wadi Wasa'at (fig. 36)

**Conditions** – Le beachrock est situé au débouché d'un wadi relativement important. Celui-ci est actif seulement une fois tous les un à trois ans. Habituellement, il est complètement sec en surface, et une végétation épineuse très restreinte indique la présence d'un peu d'humidité en profondeur. Sauf pendant et après les crues exceptionnelles, le beachrock ne reçoit aucune influence d'eau douce. Les mesures de l'eau interstitielle du beachrock sont incomplètes, car la marée haute submergeait le trou de forage dans le beachrock. Le cycle approximatif des marées est reproduit à la figure 36. L'eau interstitielle de l'arrière-plage a été échantillonnée dans un trou creusé à 25 m de la mer en bordure du Wadi (Planche 2/3). Ce trou atteint le substrat relativement poreux constitué de récifs pléistocènes. Ce que nous appelons arrière-plage correspond en fait à la nappe phréatique présente dans le substrat récifal pléistocène et non à l'eau interstitielle de la plage sableuse à la limite du beachrock.

**Commentaire des résultats** – L'eau interstitielle est caractérisée par une tendance hypersaline, qui est légère dans le beachrock (salinités plus élevées de 0.2-0.8‰ par rapport à la mer), et plus marquée dans l'arrière-plage (de 1-5‰ avec un maximum au midi). Les teneurs en cations sont standards dans la mer et dans le beachrock. L'arrière-plage est légèrement enrichie en Ca et en Sr (en tenant compte de la salinité plus importante). Cet apport en Ca et en Sr doit provenir de la dissolution des carbonates récifaux pléistocènes, dans laquelle cette

eau a été prélevée.

Dans l'eau de mer, le pH augmente durant la journée. Dans l'arrière-plage, il est toujours nettement plus bas et stable (différence de 0.2 unité le matin et de 0.5 unité le soir). Le pH du beachrock est intermédiaire entre ces deux évolutions. Le  $\Sigma\text{CO}_2$  est constant dans l'eau de mer et dans le beachrock. Par contre, il est 2 à 4 fois plus élevé dans l'arrière-plage (sauf pour les échantillons R26 et R46, qui correspondent probablement à de l'eau ayant déjà partiellement dégazé le  $\text{CO}_2$ ).

La saturation de l'eau de mer double du matin au soir (4-5 à 8-10), suite principalement aux variations du pH. Celle du beachrock est un peu inférieure (3.5 à 4.5). Au contraire, la saturation de l'arrière-plage est élevée (6-22) à cause de la richesse en carbonates dissous. Généralement, elle est supérieure à celle de l'eau de mer le matin et à midi, mais inférieure le soir.

### 3.2.7 Lagon Point Petit (fig. 37)

**Conditions** – L'eau de mer provient de Lharidon Bight, juste devant la flèche littorale isolant le lagon (fig. 32). Ce lagon mesure 0.6 x 3 km, sa profondeur est inférieure à 1 m à marée basse, il communique avec la mer au nord, et est divisé par plusieurs seuils orientés est-ouest et émergeant à marée basse. L'eau du lagon a été prélevée près du seuil située à 1 km de sa terminaison sud (près du point C, fig. 32). L'eau interstitielle a été prélevée dans un trou traversant le beachrock en croûte (trou piste W, fig. 32). Ce trou est situé au milieu de la zone intertidale, entre les groupes d'échantillons UN601-607 et UN608-611.

Sous la presqu'île de Point Petit, il existe une nappe phréatique artésienne, qui jaillit au puits Point Petit Bore (situé à 2 km du lagon). L'eau artésienne a 36° C et dégage une forte odeur de soufre. L'analyse A12 indique 134 ppm de calcium, 86 ppm de magnésium et un total des sels dissous d'environ 4-5 g/l.

Les mesures ont été effectuées en hiver. La nuit du 19 au 20 juin des précipitations importantes sont tombées sur la région de Shark Bay. A cause de la situation particulière résultant de ces apports d'eau météorique, de la complexité des mouvements tidaux et de la différence avec les conditions régnant en été (notamment la température de l'eau généralement inférieure à 20° C), nous avons décidé de ne pas suivre l'évolution quotidienne en détail pendant plusieurs jours, mais de faire qu'une série de mesures indicatives. En outre, ces mesures ont été effectuées en deux périodes, séparées par une interruption de 5 jours pendant laquelle la partie

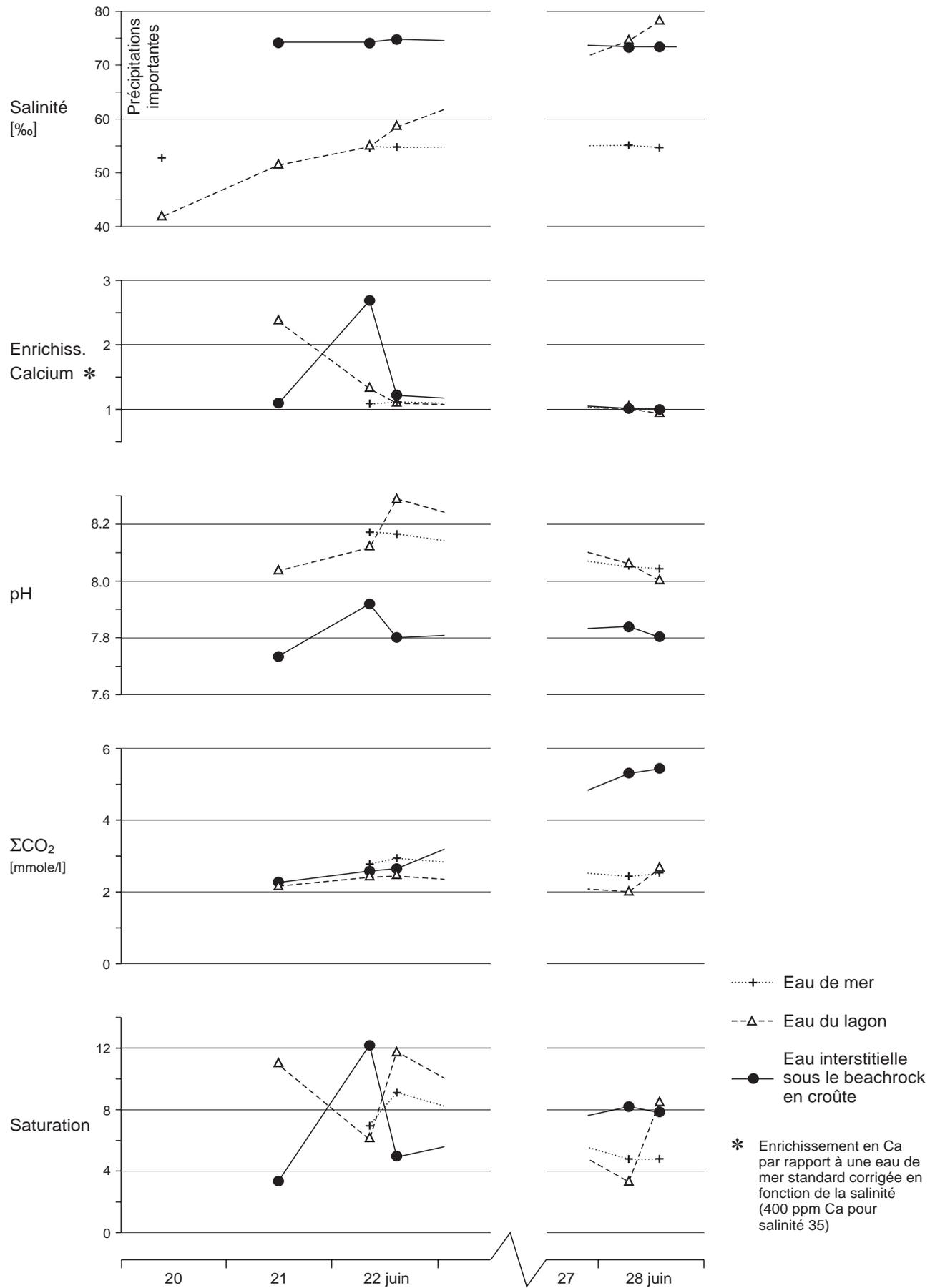


Fig. 37. Géochimisme de l'eau au Lagon Point Petit.

septentrionale de Shark Bay était visitée (interruption de l'axe horizontal de la figure 37).

**Commentaire des résultats** – Les mesures de salinité et l'analyse des cations révèlent trois « réservoirs » bien distincts avec des échanges limités. Les rapports Mg/Ca et Sr/Ca ainsi que les facteurs d'enrichissement en Ca et en Mg indiquent que l'eau de Lharidon Bight est une eau de mer standard concentrée par évaporation jusqu'à une salinité de 55‰. L'eau interstitielle prélevée juste sous le beachrock en croûte a également une origine marine standard, mais elle a été concentrée plus fortement jusqu'à une salinité de 74‰. Ces deux « réservoirs » n'ont pas été influencés par les précipitations de manière significative.

Au contraire, lors des précipitations, la salinité du lagon a baissé jusqu'à une valeur de 42‰. Le matin après ces précipitations, l'eau du lagon était troublée par le mélange d'eaux de salinité différentes, et le conductomètre indiquait des variations de salinité de 41‰ à 45‰ sur des distances centimétriques. L'eau du lagon a été diluée par une eau de faible salinité, mais riche en Ca et en Sr (cf. évolution du facteur d'enrichissement en calcium sur la fig. 37). Ce n'est donc pas directement l'eau de pluie qui a diminué la salinité du lagon, mais plutôt une eau de ruissellement de surface ou une nappe phréatique continentale mise en mouvement par les précipitations. Dans ces deux cas, l'eau se serait enrichie en Ca et Sr dans les calcaires pléistocènes de la presqu'île de Point Petit. Puis en l'espace de 8 jours, la salinité du lagon a doublé pour atteindre et même dépasser celle de l'eau interstitielle, et le facteur d'enrichissement en Ca redevient normal. La nappe phréatique artésienne profonde ne semble pas avoir exercée d'influence.

L'analyse des cations de l'échantillon A15 (eau interstitielle à 8h30 le 22 juin) est problématique, les teneurs en calcium (2275 ppm) et en strontium (27.7 ppm) ne pouvant être expliquées. Pourtant pour cet échantillon comme pour l'eau du lagon discutée ci-dessus, les résultats de l'analyse simultanée par ICP de Ca, Mg et Sr excluent une erreur de manipulation lors du prélèvement ou lors des dilutions avant les analyses.

Par rapport à l'eau de mer et du lagon, le pH de l'eau interstitielle est plus bas. Au contraire, le  $\Sigma\text{CO}_2$  est équivalent ou supérieur dans l'eau interstitielle. La saturation résultante est assez irrégulière, variant entre 4 et 12. Aucune tendance n'est discernable sur la période d'étude. Il faut rappeler que celle-ci n'est pas représentative des conditions habituelles du reste de l'année.

### 3.2.8 Divers sites de Shark Bay

Les salinités mesurées en plusieurs points de Shark Bay (Monkey Mia, Denham, Nanga, Boolagoorda (Hamelin Pool Telegraph Station), Carbla Point et New Bay) correspondent aux cartes de salinité de surface publiées par Logan & Cebulski (1970) et par Hagan & Logan (1974).

Les analyses de l'eau de mer prélevée près des beachrocks de Long Point, Spit 2 (pour des raisons pratiques échantillonnée à New Bay, quelques kilomètres plus au nord) et de Carbla indiquent une eau marine standard, compte tenu des salinités particulièrement élevées; la saturation est de 5.6 et 4.6 respectivement.

## 3.3 Interprétation

Dans le but de comprendre la raison de la cimentation préférentielle des beachrocks, nous prenons comme référence l'eau de mer, dans laquelle le  $\text{CaCO}_3$  ne précipite pas spontanément (Morse & Mackenzie 1990), et la comparons avec l'eau interstitielle.

### 3.3.1 Tendances générales observées

La nature des fluides interstitiels permet de répartir les sites étudiés dans trois types d'environnement chimique distincts (fig. 38) : avec une influence d'eau douce (Paleochora, Grammos et Damnoni), avec des conditions marines (Peristeras, Dushit el Dabaa et Wadi Wasa'at) et avec un tendance hypersaline marquée (Lagon Point Petit). Dans la rubrique « nature des fluides » de l'annexe A et des figures 12 à 24, ces trois types correspondent respectivement à *très saumâtre* et à *saumâtre* (1-2), à *marin avec rare influence d'eau douce* et à *marin à tendance hypersaline* (4-5), et à *hypersalin* (6). *Influence d'eau douce probable* (3) est un cas intermédiaire, soumis probablement à des conditions variables au cours de l'année.

La comparaison de l'eau interstitielle littorale avec l'eau de mer des différents sites permet de dégager les tendances générales suivantes (fig. 38) :

- Le pH de l'eau interstitielle est toujours plus bas de 0.2-0.5 unité (Damnoni est un cas particulier, car c'est l'eau d'un ruisseau et non une eau interstitielle qui a été mesurée).
- Le  $\Sigma\text{CO}_2$  de l'eau interstitielle est toujours plus élevé, avec généralement un doublement des valeurs.

La salinité de l'eau interstitielle n'augmente pas de manière notable dans les plages à pente

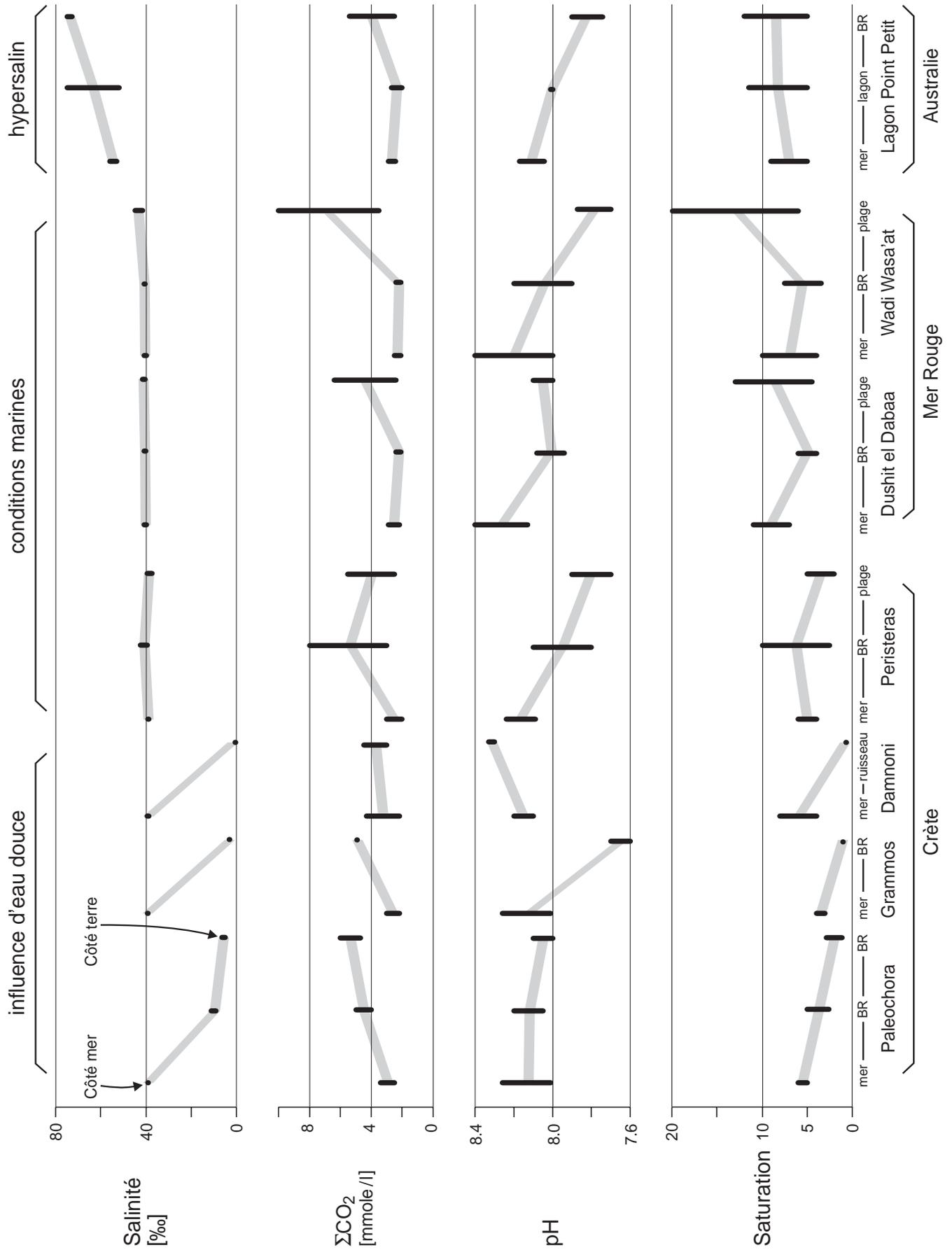


Fig. 38. Paramètres géochimiques des 7 beachrocks étudiés en fonction de la position (mer-terre). Les traits verticaux représentent les intervalles de valeurs observés, les barres grisées la tendance générale.

marquée, dans lesquelles se forment les beachrocks en bancs inclinés, même sous un climat aride et chaud comme à la Mer Rouge. Par contre une telle augmentation existe dans les estrans très plats et très larges comme au Lagon Point Petit.

- Ca, Mg et Sr varient toujours conjointement avec la salinité, sauf en présence d'une influence d'eau douce. Cette dernière est toujours moins riche en cations. Aucune diminution de la teneur en calcium n'a été observée, qui indiquerait une précipitation de  $\text{CaCO}_3$  (sauf peut-être à Paleochora, mais la composition de l'eau douce n'est pas connue).
- La température de l'eau interstitielle est relativement stable, ne variant que de 2° à 3° C entre le jour et la nuit.

Les périodes de mesures étaient généralement trop courtes pour définir des variations journalières. Dans l'eau de mer seuls des cycles du pH ont pu être identifiés. A Paleochora et à Peristeras le pH est bas le jour et élevé la nuit (cette observation doit être considérée avec prudence, car elle repose seulement sur 24 heures d'observation). A Dushit el Dabaa et à Wadi Wasa'at le pH est bas le matin et élevé le soir, ce qui correspond au cycle journalier photosynthèse-respiration (Schmalz & Swanson 1969). Dans l'eau interstitielle, ces variations journalières sont très fortement atténuées, voire imperceptibles.

Le  $\Sigma\text{CO}_2$  élevé et le pH bas de l'eau interstitielle résultent probablement de la décomposition (oxydation) de la matière organique présente dans le plage.

### 3.3.2 Analyses de l'eau interstitielle par d'autres auteurs

Toutes ces études concernent des beachrocks tropicaux qui sont soumis à une influence plus ou moins marquée d'eau douce. Les tendances générales sont similaires à celles de nos observations.

Schmalz (1971) a étudié en détail un beachrock sur un atoll des Iles Marshall qui présente une légère influence d'eau douce (salinité 27-35‰). Il indique une baisse importante du pH dans l'eau interstitielle par rapport à l'eau de mer (0.5-0.8 unité). A partir des paramètres publiés, nous avons recalculé le  $\Sigma\text{CO}_2$  et la saturation avec les formules de l'annexe D : le  $\Sigma\text{CO}_2$  varie peu, par contre la saturation baisse fortement dans l'eau interstitielle.

Moore (1973) a mesuré le pH dans quatre beachrocks de Grand Cayman (Caraïbes), qui sont tous soumis à une influence plus ou moins marquée d'eau douce (salinité 9-34‰). Sur les quatre sites, le pH est plus bas de 0.2-0.4 unité dans l'eau

interstitielle par rapport à l'eau de mer.

Hanor (1978) a fait une analyse dans l'arrière-plage saumâtre (salinité 24‰) d'un beachrock à St Croix, Caraïbes. Par rapport à l'eau de mer, le pH est beaucoup plus bas (1.4 unités), le  $\Sigma\text{CO}_2$  est plus élevé et la teneur en calcium est presque deux fois plus importante ! Cette eau saumâtre riche en calcium (710 ppm) ne résulte pas d'un mélange avec une eau douce courante (Ca ~20-100 ppm). Malgré cela, la saturation est nettement réduite.

Pigott & Trumbly (1985) ont publié quelques données sur un beachrock de Jamaïque soumis à une influence d'eau douce marquée (salinité 20‰). Par rapport à l'eau de mer, le pH de l'eau interstitielle est plus bas, le  $\Sigma\text{CO}_2$  double de valeur, le Ca est plus bas (car l'eau est saumâtre) et la saturation diminue de moitié.

Meyers (1987) a étudié en détail un beachrock d'Hawaï, qui présente une faible influence d'eau douce et une nappe saumâtre dans l'arrière plage. C'est le seul travail qui mesure l'évolution quotidienne des paramètres sur plusieurs jours. Par rapport à l'eau de mer, le pH est plus bas et le  $\Sigma\text{CO}_2$  plus élevé dans l'eau interstitielle. Il n'observe pas de cycle journalier, par contre les variations de  $\text{PCO}_2$  et de Ca sont corrélées avec les mouvements tidaux. En particulier, la diminution de  $\Sigma\text{CO}_2$  est juste le double (en mole) de la diminution de Ca, ce qui correspondrait à la réaction :



Il en déduit que le mécanisme responsable de la cimentation est le dégazage de  $\text{CO}_2$  pendant le reflux.

### 3.3.3 Signification pour la cimentation des beachrock

La saturation en  $\text{CaCO}_3$  dépend du pH, du  $\Sigma\text{CO}_2$ , de la teneur en Ca, et dans une moindre mesure de la salinité et de la température. Le tableau 6 résume les processus, qui modifient ces paramètres, et qui peuvent théoriquement provoquer une précipitation de  $\text{CaCO}_3$ . Ce tableau mentionne également les inhibiteurs et catalyseurs, qui influencent la précipitation bien qu'ils n'agissent pas sur la saturation telle que définie au chapitre 3.1.2. Les processus inorganiques sont les suivants : une augmentation de  $\Sigma\text{CO}_2$ , un dégazage de  $\text{CO}_2$  (induit une augmentation du pH), une baisse de la salinité (diminution de la force ionique (i) et augmentation des coefficients d'activité), une augmentation de la température (induit un dégazage de  $\text{CO}_2$ ) et une augmentation de Ca par évaporation. Ces deux derniers processus n'ont pas été observés dans les

Paramètre	Description du processus	Processus inorganique	Processus biologique
Calcium	$\text{Ca} \nearrow \rightarrow \Omega \nearrow$	évaporation *	concentration dans mucus
Salinité	$\text{Sal} \nearrow \rightarrow \text{Ca} \nearrow \dots$	évaporation *	–
	$\text{Sal} \searrow \rightarrow i \searrow \rightarrow a_{\text{Ca}} \nearrow$ et $a_{\text{CO}_3} \nearrow$	mélange avec de l'eau douce	–
pH	$\text{pH} \nearrow \rightarrow \Omega \nearrow$	–	métabolisme
	$\text{CO}_2(\text{aq}) \searrow \rightarrow \text{pH} \nearrow \dots$	dégazage de $\text{CO}_2$	photosynthèse
$\Sigma\text{CO}_2$	$\Sigma\text{CO}_2 \nearrow \rightarrow \Omega \nearrow$	apport continental	respiration, oxydation M.O., (toujours accompagné par $\text{pH} \searrow$ )
Température	$T \nearrow \rightarrow \text{CO}_2(\text{aq}) \searrow \dots$	$T_{\text{sable}} > T_{\text{mer}}$ *	–
	$T \nearrow \rightarrow K'_{\text{calc/rag}} \searrow \rightarrow \Omega \nearrow$		
inhibiteurs		phosphates, sulfates $\text{Sal} \searrow \rightarrow \% \text{Mg} \searrow$	cf. chapitre 5.4.2
catalyseurs		–	$-\text{COO}^-$ , etc.

Tableau 6. Différents processus influençant positivement la saturation en  $\text{CaCO}_3$  ( $\Omega$ ). Les processus inverses réduisent la saturation. L'astérisque (\*) signifie que le processus est généralement négligeable, le tiret (–) qu'il n'existe pas de processus inorganique ou biologique influençant le paramètre.

beachrocks. Les processus biologiques sont décrits au chapitre 1.3.1.

La précipitation abiotique dans l'eau interstitielle d'une plage nécessite une des deux variations suivantes : 1) une augmentation du  $\Sigma\text{CO}_2$  par rapport à l'eau de mer, qui soit assez importante pour compenser la baisse du pH et, en cas d'influence d'eau douce, celle en calcium; 2) l'existence de variations très locales ou momentanées des paramètres, telles que produite par le dégazage de  $\text{CO}_2$ .

Voyons maintenant comment les trois mécanismes de formation purement physico-chimiques proposés (cf. chapitre 1.2.2) s'accordent avec les observations :

- La concentrations des ions par **l'évaporation de l'eau de mer** a été observée à l'échelle de l'estran uniquement dans l'environnement très particulier de Shark Bay. Ce phénomène est peu fréquent dans les conditions arides de la Mer Rouge ! Il est probablement limité aux côtes très plates avec des environnements marins restreints (comme le Golfe Persique ou le sud de la Tunisie), sur lesquelles existent principalement des beachrocks plats en croûte.

A l'échelle des pores en milieu vadose marin régulièrement inondé (zone intertidale), la concentration par évaporation des ions dans les films et dans les ménisques d'eau ne peut pas jouer un rôle significatif, car le dessèchement est limité par la rapide saturation en humidité de l'air présent dans les pores et par la faible circulation d'air dans le sable vadose, alors que l'eau est renouvelé lors de chaque marée. Il est possible de faire une estimation de l'influence de l'évaporation : pour un rapport eau-air dans les pores de 1:50 et une température de 40° C, le facteur de concentration est au maximum 1.002. La concentration de  $\Sigma\text{CO}_2$  par évaporation n'est pas possible, car le  $\Sigma\text{CO}_2$  de l'eau de surface se rééquilibre continuellement avec le  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère.

Comme le  $\Sigma\text{CO}_2$  et le pH varient plus facilement que la salinité avec un impact nettement plus important sur la saturation, même une forte salinité est insuffisante pour provoquer la précipitation par elle-même, mais elle établit des conditions un peu plus favorables pour les autres mécanismes. L'aragonite ne précipite spontanément qu'au-dessus d'une salinité de 70‰

(Logan 1974).

- **La précipitation dans la zone de mélange** eau douce / eau marine suppose une augmentation de la saturation par le mélange d'eau marine riche en calcium et d'eau continentale riche en  $\Sigma\text{CO}_2$ . La baisse de la force ionique ( $i$ ) par rapport à l'eau de mer intervient également (Wigley & Plummer 1976). Pour observer cet effet, l'eau continentale doit être très riche en  $\Sigma\text{CO}_2$  avec un pH relativement élevé (courbe A sur la figure 4), sinon la diminution en Ca propre à l'eau saumâtre et l'effet du pH plus bas l'emporte sur l'augmentation de  $\Sigma\text{CO}_2$  (courbe B sur la figure 4). Ni les eaux saumâtres analysées dans cette étude, ni les données de la littérature décrites ci-dessus ne remplissent ces conditions. De même, après avoir recalculés les données de Schmalz (1971), nous ne retrouvons pas les conclusions de cet auteur.

- **La précipitation lors du dégazage de  $\text{CO}_2$**  est plus délicate à établir, car le  $\text{CO}_2$  s'échappant dans l'atmosphère ne peut pas être mesuré directement dans la plage.

Ce mécanisme implique une sursaturation en  $\text{CO}_2$  de l'eau par rapport à l'atmosphère. Celle-ci est atteinte lorsque la pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans l'eau ( $\text{PCO}_2$ ) est plus élevée que la pression partielle de  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère ( $\text{pCO}_2$ ). La  $\text{PCO}_2$  dépend fortement de la concentration en  $\text{CO}_2(\text{aq})$ ; elle varie positivement avec le  $\Sigma\text{CO}_2$  et augmente très rapidement lorsque le pH baisse (cf. évolution du  $\text{CO}_2(\text{aq})$  sur la figure 5). La  $\text{PCO}_2$  de l'eau de mer de surface est globalement en équilibre avec l'atmosphère alors que la  $\text{PCO}_2$  de l'eau interstitielle est toujours plus élevée (cf. valeurs calculées à l'annexe E).

Pour que le dégazage influence la saturation de  $\text{CaCO}_3$ , les carbonates dissous dans l'eau interstitielle doivent provenir d'un apport extérieur. Par contre, si les carbonates sont produits dans l'eau interstitielle de la plage (par exemple lors de la respiration ou de l'oxydation de la matière organique), leur production est accompagnée d'une baisse de pH qui annule l'effet d'un dégazage ultérieur de  $\text{CO}_2$ . De même, une augmentation de  $\text{PCO}_2$  due uniquement à une baisse du pH provoque un dégazage, mais l'augmentation de pH induite par ce dégazage ne compense pas la chute initiale et la saturation sera finalement inférieure.

Toutefois, tous ces différents processus pourraient provoquer des variations spatiales du pH, et créer des micro-milieus sursaturés à l'interface eau-air. Pour évaluer cette possibilité, il faudrait comparer le flux de  $\text{CO}_2$  à travers

l'interface eau-air avec la vitesse d'homogénéisation des carbonates dissous dans les zones phréatique et vadose. Dans le cadre de ce travail nous n'avons pas pu quantifier ce phénomène.

De plus, bien que les plages sableuses soient très perméables, la diffusion de  $\text{CO}_2$  est également ralentie dans l'air du milieu vadose. En particulier lorsque le marnage est faible, un gradient important de  $\text{pCO}_2$  se développe : par exemple, dans une plage avec une nappe saumâtre riche en carbonates dissous, Hanor (1978) a mesuré sur 50 cm de profondeur une variation de la  $\text{pCO}_2$  de 300  $\mu\text{atm.}$  à 5000  $\mu\text{atm.}$  Ce gradient de  $\text{pCO}_2$  réduit la différence entre  $\text{PCO}_2$  et  $\text{pCO}_2$  à l'interface eau-air et en conséquence la vitesse du dégazage. Il explique aussi la persistance d'une  $\text{PCO}_2$  très élevée dans les eaux interstitielles.

Pour les beachrocks soumis à des conditions marines (comme Dushit el Dabaa et Wadi Wasa'at) ou hypersalines (comme Lagon Point Petit), toute l'eau interstitielle dérive de l'eau de mer et il n'existe aucun apport continental de carbonates dissous. L'augmentation de  $\Sigma\text{CO}_2$  dans l'eau interstitielle de la plage résulte probablement de la décomposition de la matière organique, qui est accompagnée par une baisse du pH. Aussi le dégazage de  $\text{CO}_2$  ne devrait pas augmenter la saturation par rapport à l'eau de mer.

Pour les beachrocks avec une influence d'eau douce, le dégazage peut être plus crucial. Un dégazage élevé devrait en premier provoquer une augmentation du pH et de la saturation, ce qui permettrait ensuite une précipitation de  $\text{CaCO}_3$ . Or, dans les beachrocks étudiés de ce type (Paleochora, Grammos et, dans une moindre mesure, Peristeras), ni l'augmentation du pH, ni celle de la saturation n'ont été observées. Il n'a également pas été possible de constater une baisse du Ca qui correspondrait à une précipitation de  $\text{CaCO}_3$  à des moments privilégiés, comme Meyers (1987) l'a décrit. Enfin, des phénomènes d'oxydation de la matière organique doivent se dérouler dans la plage, qui compensent partiellement les effets du dégazage.

En résumé, les observations de ce travail excluent une formation de beachrock liée uniquement à l'évaporation de l'eau de mer ou d'un mélange entre eau douce et eau marine. Le dégazage de  $\text{CO}_2$  ne peut pas avoir d'influence à grande échelle dans les beachrocks soumis à des conditions marines ou hypersalines; dans les beachrocks avec une influence d'eau douce, ce mécanisme est possible,

mais les effets qu'il devrait produire (augmentation du pH) n'ont pas été observés. Par contre à petite échelle, il est possible que le dégazage crée des micro-milieus sursaturés à l'interface eau-air; toutefois, aucun indice n'a permis de juger de l'importance de ce phénomène.

**Les mécanismes biologiques** ont la particularité de créer des micro-milieus dans et autour des micro-organismes, et leur influence n'est pas

enregistrée dans les analyses globales d'eau interstitielle. Leur étude détaillée nécessiterait des micro-senseurs avec une résolution spatiale inférieure à 100  $\mu\text{m}$ . L'emploi de ceux-ci *in situ* dans une plage est pratiquement impossible. Le seul effet de l'activité biologique constaté dans les analyses de l'eau est la variation du pH observée dans l'eau de mer à Dushit el Dabaa et à Wadi Wasa'at, qui correspond au cycle journalier photosynthèse-respiration.



## Chapitre 4 : Expérience de biominéralisation

### 4.1 Méthodes

#### 4.1.1 Prélèvement sur le terrain

Les échantillons pour culture ont été prélevés au marteau ou avec la carotteuse. Ils ont été conservés avec un peu d'eau interstitielle (lorsque celle-ci n'était pas disponible, avec un peu d'eau de mer adjacente) dans des bocaux en plastique de 0.5 ou 0.75 litre préalablement stérilisés à l'alcool. Les échantillons provenant de la surface ont été transportés dans des bocaux transparents en copolyester, ceux prélevés en profondeur (sous une couverture de sable ou avec la carotteuse) dans des bocaux opaques en polyéthylène haute densité.

Les prélèvements ont toujours été effectués durant les derniers jours des campagnes de terrain, ensuite les échantillons ont été conservés dans la mesure du possible au réfrigérateur et ramenés à Genève dans les bagages à main. En laboratoire, ils ont été divisés en trois parties : après addition de ~15% de glycérol (agent protecteur lors de la congélation) la première a été congelée à  $-80^{\circ}\text{C}$  puis stockée à  $-20^{\circ}\text{C}$ , la deuxième stockée à  $+4^{\circ}\text{C}$ , la troisième conservée entre  $+25^{\circ}$  et  $+30^{\circ}\text{C}$  et utilisée pour des travaux immédiats.

Des échantillons de beachrock et de tapis microbien (notamment lors de l'échantillonnage pour culture) ont été fixés dans du formol (formaldéhyde neutralisé avec du di-sodium tétraborate et dilué à 4% avec de l'eau de mer).

#### 4.1.2 Montage expérimental

Le modèle reproduit les conditions naturelles de formation des beachrocks, à savoir une plage sableuse soumise aux marées. En particulier les paramètres suivants sont simulés :

- la composition de l'eau mer (détails au chapitre 4.1.3)
- les variations tidales du niveau d'eau (alternativement conditions phréatiques et vadoses)
- le substrat (des billes de verre représente le sable, elles ont été choisies pour faciliter l'observation des cristaux précipités durant l'expérience)
- la lumière
- la température
- l'évaporation (flux d'air stérile au-dessus des billes de verre)

Tous les composants du modèle et tous les liquides utilisés sont stérilisés (cf. détails ci-dessous), le modèle est entouré d'une enceinte (filtres en tampon d'ouates et filtres de  $0.45\ \mu\text{m}$ ) qui devrait empêcher toute pollution microbienne durant le déroulement de l'expérience. Il est possible de prélever de l'eau pour contrôler les paramètres chimiques, d'ajouter du liquide pour corriger la composition de l'eau, et de prélever des billes de verre en cours d'expérience pour observer les résultats intermédiaires.

Comme le but est de comparer les résultats des processus microbiens et physico-chimiques, toute l'expérience se déroule avec deux modèles identiques en parallèle. L'expérience de biominéralisation (expérience A) estensemencée par un morceau de beachrock écrasé, alors que l'expérience abiotique de contrôle (expérience B) ne contient aucun micro-organisme. Pour compenser l'ensemencement avec du beachrock dans l'expérience A, des sédiments carbonatés similaires mais autoclavés sont ajoutés à l'expérience B. Toutes les autres conditions et paramètres des expériences A et B sont identiques.

Chaque modèle est construit avec un bac rempli de billes de verre et un réservoir reliés par un tuyau. Les variations de niveau d'eau sont obtenues par l'élévation et l'abaissement du bac, ce qui induit une circulation de l'eau du bac au réservoir et vice versa selon le principe des vases communicants (fig. 39, Planche 10/1). L'eau est en circuit fermé, aussi il est nécessaire de surveiller sa composition et de la corriger par des ajouts. Régulièrement (tous les 1-2 mois), la moitié de l'eau est renouvelée.

Chaque modèle est composé d'un bac en polycarbonate de 2 litres (profondeur 150 mm) rempli sur 100 mm avec 2.5 kg de billes de verre ( $\emptyset$  1 mm, porosité 38%, densité du verre 2.53, Planche 10/6), d'un couvercle bien ajusté en polycarbonate, d'un réservoir de 20 litres en polyéthylène basse densité, de tuyaux en silicone (diamètre intérieur 8 mm) et de divers raccords en polyméthylpentène (PTX) et en polypropylène. Des ouvertures percées à la base des parois latérales du bac et du réservoir permettent de brancher les tuyaux (Planche 10/4). Des filtres en nylon (maille de  $310\ \mu\text{m}$ ) placés au deux sorties du bac empêchent les billes de verre de pénétrer dans les tuyaux. Les robinets servant à prélever de l'eau sont constitués de pinces enserrant les tuyaux, sans contact direct avec le milieu de culture (Planche 10/5). Un embranchement sur un

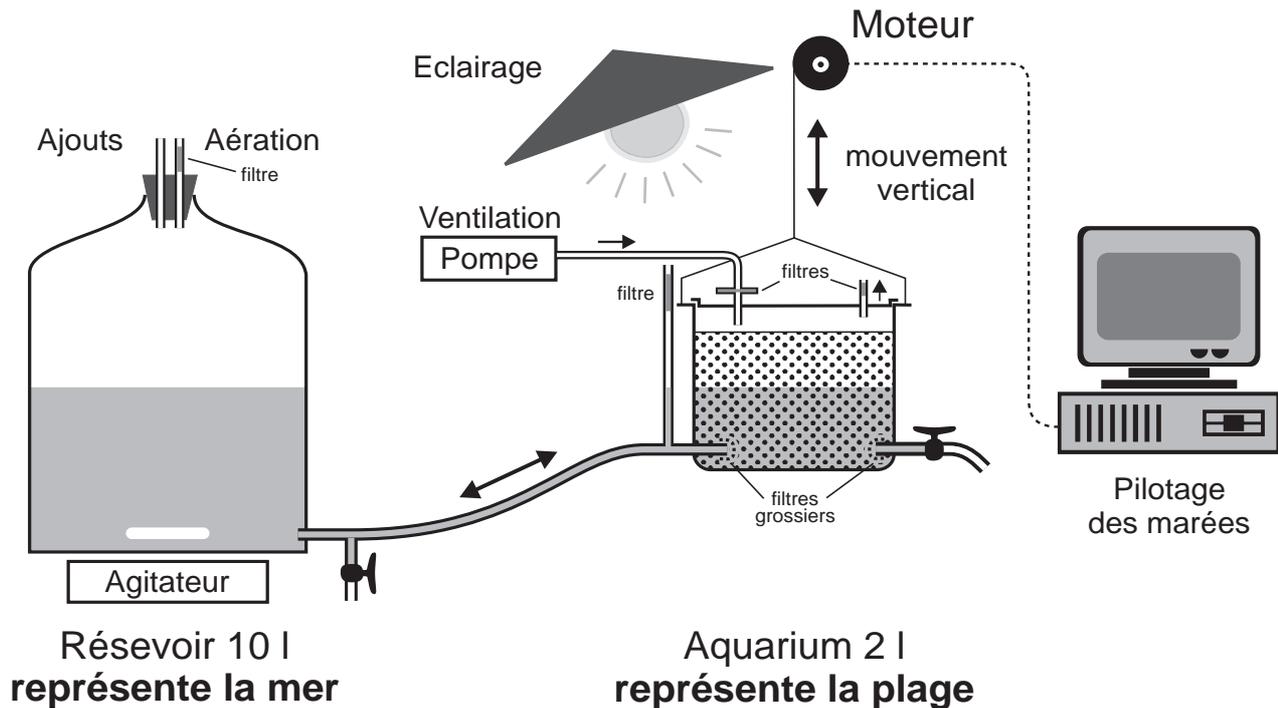


Fig. 39. Montage expérimental simulant une plage soumise aux marées.

tube en verre vertical visualise le niveau d'eau. Le réservoir est fermé par un gros bouchon conique en caoutchouc traversé par deux tubes en verre, l'un pour les ajouts (habituellement coiffé par un tube à essai), l'autre avec un tampon d'ouate comme filtre stérile pour l'aération (Planche 10/3). Le contenu du réservoir est homogénéisé par un agitateur magnétique fonctionnant en continu (~120 tours/min.). La ventilation est assurée par une pompe d'aquarium à membrane, qui souffle de l'air à travers un filtre de  $0.45 \mu\text{m}$  dans la partie supérieure du bac; traversant également le couvercle du bac, un tuyau avec un tampon d'ouate permet la sortie de l'air (Planche 10/2). L'éclairage est allumé 12 h par jour (3 tubes néons lumière du jour 36 W, Sylvana Studio 186, utilisés couramment pour la culture végétale en laboratoire). L'ensemble du montage est placé dans une petite pièce chauffée et ventilée.

Les bacs des expériences A et B sont placés ensemble dans un support suspendu par une cordelette, qui s'enroule autour d'un axe. Les mouvements sont effectués par un moteur pas à pas (Planche 10/2), commandé par ordinateur à travers une carte d'interface adéquate. La course verticale totale est ~150 mm. Un logiciel de pilotage a été écrit en Turbopascal; il permet de suivre un cycle décrit dans un fichier ASCII (la durée du cycle est réglable sans limite, la position peut être définie pour 2 à 100 instants; entre deux positions définies le programme interpole la position, exemple à la figure 40), de l'interrompre ou de manoeuvrer

librement en mode manuel, puis de reprendre le cycle, et de corriger les baisses du niveau d'eau. En cas de coupure de courant, le système redémarre automatiquement et poursuit le cycle.

Les bacs (avec les filtres grossiers en nylon), les couvercles, les raccords, les tubes en verre et les barreaux aimantés ont été autoclavés pendant 20 min. à  $121^\circ\text{C}$ . Les billes de verre ont été lavées à l'eau distillée, puis autoclavées pendant 20 min. à  $134^\circ\text{C}$ . Les tuyaux en silicones ont été stérilisés à la chaleur sèche à  $160^\circ\text{C}$  pendant 2h30. Le réservoir A (et B lors de la première expérience) ainsi que les bouchons en caoutchouc des réservoirs ont été stérilisés à l'alcool (eau distillée bouillante, éthanol 70%, puis rincé à l'eau distillée stérile). Le réservoir B a été stérilisé au formaldéhyde 5%, puis rincé à l'eau distillée stérile. Le sédiment carbonaté ajouté dans l'expérience B a été autoclavé à  $135^\circ\text{C}$  pendant 20 min, pour tuer tous les micro-organismes.

Les parties réutilisées entre les 3 expériences successives (bacs, couvercles, réservoirs et tubes en verre) ont été lavées à l'eau distillée, trempées dans l'acide nitrique 0.5N pendant une heure, rincées à l'eau distillée, puis stérilisées comme décrit ci-dessus.

Aucune défaillance ne s'est produite dans la partie mécanique du modèle (le moteur contrôlé par ordinateur, les agitateurs magnétiques et les pompes pour la ventilation) pendant la durée de chacune des trois expériences.

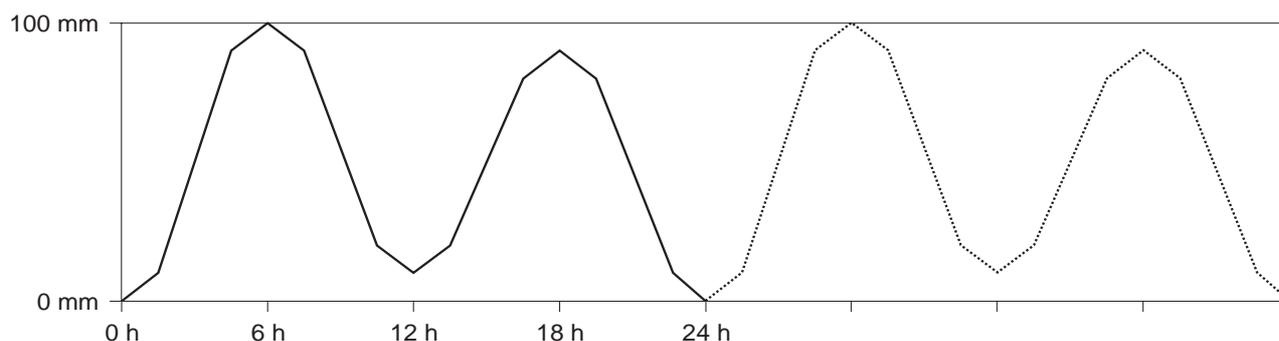


Fig. 40. Cycle de marée semi-diurne (durée 24 heures) simulé durant les expériences II et III.

#### 4.1.3 Procédure expérimentale

Le milieu de culture utilisé pour l'expérience (GM I) est composé à 98.4% d'eau de mer naturelle; il est dérivé d'un milieu pour cyanobactérie (GM.SM) fourni gracieusement par Thérèse Le Campion (Station Marine d'Endoume, Marseille). Ces deux milieux comportent des ajouts en éléments traces, en vitamines et en nutriments inorganiques (phosphates, nitrates et sulfates) et sont légèrement tamponnés avec un peu de Tris. Pour GM I les teneurs en sulfates, en phosphates, en fer et en Tris ont été réduites (Tableau 7) pour éviter les risques d'inhibition sur la précipitation de  $\text{CaCO}_3$  et un effet tampon trop important. Les préparations de GM I et GM.SM figurent à l'annexe F. La salinité, les concentrations en calcium et en magnésium de GM I ont été ajustées avec du NaCl, du  $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  et du  $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  selon la composition de l'eau de mer adjacente au beachrock reproduit. Le pH a été ajusté avant l'autoclavage de manière à obtenir un pH final de 8.0. L'eau de mer utilisée provient de Méditerranée occidentale (prélèvement à La Madrague/Saint-Cyr-sur-Mer, Var, France). Pour chaque expérience A et B, 11.5 l du milieu GM I ont été autoclavés à  $115^\circ\text{C}$  dans des récipients en verre, puis versés dans les réservoirs.

L'expérience A a étéensemencée avec l'ensemble de la flore microbienne du beachrock en écrasant un échantillon au marteau (morceaux < 4 mm), puis en mélangeant environ 2 à 4 gr avec les billes de verre dans le bac (la provenance des échantillons est décrite aux chapitres 4.3.1 et 4.3.3). Les expériences I et II ont étéensemencées avec un échantillon congelé durant respectivement 5 et 9 mois; la viabilité des micro-organismes a été vérifiée avec des tests sur milieu GM I agarisé et sur du Plate Count Agar (PCA,

Agar tryptone glucose levure, composition par litre : tryptone 5 g., extrait de levure 2.5 g., glucose 1 g., agar 9 g.). L'expérience III a étéensemencée avec un échantillon ramené quelques jours auparavant de la campagne de terrain (mélange d'un sous-échantillon congelé et d'un sous-échantillon conservé à  $+4^\circ\text{C}$ ).

	eau de mer selon Rodier (1984)	Ajouts GM.SM	Ajouts GM I	
Cl	18980		selon les valeurs mesurées dans le beachrock	
Na	10561			
Mg	1272			
Ca	400			
K	380	54		54
Br	65			
C	28			
Sr	13			
$\text{SO}_4$	2600	0.29	0.20	
$\text{NO}_3$	0.04-3	61	61	
$\text{PO}_4$	0.003-0.3	18.8	9.4	
B	4.6	0.000 5	0.000 5	
Co	0.000 5	0.010	0.010	
Cu	0.001-0.010	0.020	0.020	
Fe	0.002-0.02	0.075	0.050	
Mn	0.001-0.010	0.000 5	0.000 5	
Mo	0.000 5-0.010	0.000 07	0.000 07	
Si	0.02-4	0.000 05	0.000 05	
Zn	0.005	0.000 05	0.000 05	
Tris		500	125	
$\text{NH}_4$		0.05	0.03	
$\text{Na}_2\text{EDTA}$		0.5	0.35	
Thiamine		0.100	0.100	
Biotine		0.005	0.005	
B12		0.002	0.002	

Tableau 7. Composition de l'eau de mer selon Rodier (1984) et des ajouts dans les milieux de culture GM.SM et GM I (concentrations en ppm).

La diversité et la croissance des micro-organismes dans l'expérience A ainsi que la stérilité de l'expérience B ont été vérifiées sur du milieu GM I agarisé et sur PCA. Quelques gouttes des liquides ont été inoculées deux à trois semaines après le début de l'expérience et à la fin de l'expérience. Le développement des colonies a été observé après une semaine.

Le pH des expériences A et B a été mesuré tous les 2-3 jours. Les déviations de plus de 0.1 unité de la valeur cible ont été corrigées avec des solutions de NaOH 1N ou de HCl 1N stérilisés par filtration à 0.45  $\mu\text{m}$ . Les paramètres influençant la saturation en  $\text{CaCO}_3$  (salinité,  $\Sigma\text{CO}_2$  et  $\text{Ca}^{++}$ ) ont été relevés occasionnellement. Les méthodes d'analyses sont décrites dans le chapitre 3.1.1. L'augmentation de la salinité due à l'évaporation a été compensée par l'ajout d'eau distillée stérile ayant un pH de 8. Pour compenser la baisse du niveau d'eau dû à l'évaporation et aux prélèvements de liquide, la course verticale des bacs a été régulièrement corrigée de manière que le sommet des billes de verre soit juste inondé une fois par cycle.

Tous les un à deux mois, le milieu de culture a été partiellement renouvelé en vidangeant environ 4-5 l et en ajoutant 5-6 l de milieu GM I frais. Les filtres de 0.45  $\mu\text{m}$  utilisés pour la ventilation ont été changés toutes les deux à quatre semaines.

#### 4.1.4 Prélèvement des billes et identification des précipités

Un mini-carottier a été construit qui permet de prélever des billes en cours d'expérience sur toute la hauteur du bac sans contamination et avec un minimum de perturbation. Il est constitué d'un cylindre à diamètre intérieur de 15 mm (corps de seringue en polypropylène modifié), avec une languette en feuille d'acétate pouvant être rabattue à la base (Planches 10/7). Chaque mini-carottier a été stérilisé à l'alcool avant l'emploi et a servi pour un seul prélèvement. A la fin de chaque expérience, un échantillon plus important a été prélevé avec un tube carré de 40 x 40 mm.

La présence d'eau de mer dans l'expérience a rendu nécessaire l'élimination du sel pour empêcher le dépôt de halite lors de la déshydratation. Pour éviter la dissolution de précipités en  $\text{CaCO}_3$  formés durant l'expérience, cette opération a été réalisée dans un court laps de temps (10-15 minutes) avec de l'eau peu agressive : eau du robinet filtrée et eau distillée exempte de  $\text{CO}_2$ . Immédiatement après le prélèvement, les billes (toujours dans le carottier) ont été lavées à l'eau du robinet filtrée, puis à l'eau distillée exempte de  $\text{CO}_2$ . Ensuite elles ont été

congelées dans de l'azote liquide à  $-196^\circ\text{C}$  et séchées par lyophilisation. Le mini-carottier est pourvu d'une charnière latérale, le tube carré d'une paroi latérale coulissante; cela permet d'accéder directement aux billes (Planche 10/8).

Quelques échantillons ont été séchés par la méthode du point critique pour améliorer la préservation des structures organiques. Les échantillons ont été fixés avec du glutaraldéhyde 2.5% dilué dans le milieu de culture pendant 20 h, puis lavés dans 5 bains successifs d'eau distillée exempte de  $\text{CO}_2$  durant 5 min. pour éliminer le fixateur et le sel. L'eau a été remplacé par de l'acétone par des bains successifs de 10%, 25%, 50%, 75% et 5 fois 100% d'acétone. Dans l'appareil à point critique, le  $\text{CO}_2$  liquide a été substitué à l'acétone par 8 bains successifs à une température de  $8^\circ\text{C}$  et sous une pression de 45 bars. Enfin l'échantillon a été chauffé à  $48^\circ\text{C}$ .

Le début de la cimentation, représenté par des petits précipités en  $\text{CaCO}_3$ , a été principalement étudié au MEB. La composition approximative a été déterminée par microanalyse de rayons X à dispersion d'énergie (EDS) en comparant le spectre du précipité avec le spectre du verre. Dans de rares cas, il a été possible d'obtenir la minéralogie par diffractométrie de rayons X.

Pour quantifier la cimentation produite durant les expériences, les précipités ont été dissous dans de l'acide, puis la liqueur d'attaque analysée. Pour l'expérience I, 10 billes (19 mg), et pour l'expérience III, ~5300 billes (10 g), ont été immergées pendant 30 min. dans de l'acide nitrique 1% ou dans de l'acide acétique 10% avec un passage aux ultrasons pendant 5 min. Les teneurs en Ca et en Mg des liqueurs d'attaque ont été analysées par spectroscopie d'émission atomique avec couplage inductif et détection spectrophotométrique (ICP). A partir des résultats d'analyses, les rapports de Ca et de Mg par unité de surface des billes ont été calculés en  $\text{g}/\text{mm}^2$ . Les mesures ont été effectuées pour les expériences A et B sur des échantillons provenant de la base et du sommet du bac, ainsi que sur des billes propres, neuves utilisées comme contrôle.

#### 4.1.5 Autres manipulations microbiologiques

Tous les tests physiologiques et toutes les cultures pour isoler les souches se sont déroulés à température ambiante. Les cultures et tests avec des milieux agarisés ont été effectués sur boîte de Petri avec étalement en surface. Les tests recourant à des milieux liquides ont été pratiqués en éprouvette.

L'isolement des souches pures a été effectué sur

le milieu GM.SM avec 13 g/l d'agar (préparation à l'annexe F, composition dans le tableau 7). Le milieu ASN III Sigma avec 13 g/l d'agar (Rippka *et al.* 1979) a également été utilisé. A base d'eau de mer artificielle, ASN III est un milieu conçu pour cyanobactéries.

Les milieux suivants ont été utilisés pour les tests physiologiques (voir Claus (1989) pour les procédures) :

- Eau douce : milieu GM.SM dans lequel l'eau de mer est remplacée par 99% d'eau du robinet et 1% d'eau de mer (salinité de 0.5‰)
- Eau saumâtre : milieu GM.SM dans lequel l'eau de mer est remplacée par 67% d'eau distillée et 33% d'eau de mer (salinité de 10‰)
- Eau de mer : milieu GM.SM standard (salinité de 30‰)
- Eau hypersaline : milieu GM.SM avec 40 g/l de NaCl (salinité de 70‰)
- GM.SM sans B12 : milieu GM.SM sans vitamine B12
- Tellurite de K : milieu GM.SM avec 0.1 g/l de tellurite de potassium
- TSA : Tryptone Soya Agar (composition par litre : tryptone 15 g., peptone de soja 5 g., NaCl 5 g., agar 15 g.)
- catalase : solution de 3% de peroxyde d'hydrogène dans de l'eau distillée
- oxydase : solution de 1% de tétraméthyl-p-phénylènediamine dans de l'eau distillée
- liquéfaction gélatine : milieu GM.SM liquide et une pastille de charbon-gélatine
- réduction nitrates : milieu ASN III liquide avec 10 g/l de KNO<sub>3</sub> et 10 g/l de glucose. Recherche des nitrites par l'adjonction de quelques gouttes de deux réactifs : 1) 0.5 g. d'acide sulfanique dans 150 ml d'acide acétique 10%; 2) alpha-naphtylamine dans de l'acide acétique 10%
- glucose ASN III : milieu ASN III liquide avec 10 g/l de glucose et 30 mg/l de bleu de bromothymol (indicateur pH). Simultanément, mise en culture d'un témoin sans glucose.
- glucose GM.SM : milieu GM.SM liquide avec 10 g/l de glucose et 30 mg/l de bleu de bromothymol. Simultanément, mise en culture d'un témoin sans glucose.
- hydrolyse agar : milieu GM.SM standard

## 4.2 Micro-organismes présents dans les beachrocks

Les différents groupes de micro-organismes présents dans les beachrock n'ont pas été étudiés de manière systématique, car le présent travail est surtout consacré aux mécanismes de cimentation. Sur ce sujet, il faut signaler l'étude très complète de Krumbein (1979) sur un beachrock de la Mer Rouge, ainsi que les déterminations de cyanobactéries dans Bernier & Dalongeville (1988).

Pour quatre échantillons provenant de Crète (UN460, UN490, UN510 et UN525) et deux échantillons provenant de Mer Rouge (UN556 et UN573), un isolement de souches pures de bactéries a été effectué sur boîte de Petri. Puis, chaque souche a été caractérisée par des tests physiologiques. L'étude s'est arrêtée à ce stade, sans que des noms de genres ne soient attribués. Ces résultats sont brièvement présentés, sans aucune interprétation. Ils ne sont pas utilisés dans la suite du travail.

Les échantillons proviennent des positions suivantes (les échantillons ont été récoltés sous la surface du beachrock, excepté UN510 et UN525) :

UN460 : Peristeras	intertidal près de UN455 (fig. 12)
UN490 : Damnoni	supratidal +1.2 m double de UN491 (fig. 15)
UN510 : Paleochora	supratidal +0.15 m double de UN509bis (fig. 16)
UN525 : Grammos	supratidal +0.7 m beachrock sous 30 cm de sable
UN556 : Dushit el Dabaa	sommet intertidal utilisé pour les expériences I et II (fig. 19)
UN573 : Wadi Wasa'at	intertidal supérieur près de UN562 (fig. 20)

Le tableau 8 résume les caractéristiques des souches isolées : la taille et la couleur des colonies après 9 jours sur milieu GM.SM, la croissance sur des milieux de salinités 0.5‰, 10‰, 30‰ et 70‰, la croissance sans vitamine B12, la croissance en présence de tellurite de potassium, la croissance sur TSA, la mise en évidence de la catalase, la mise en évidence de l'oxydase, la capacité de liquéfier la gélatine, la capacité de réduire les nitrates en nitrites, la capacité d'assimiler le glucose dans le milieu ASN III et dans le milieu GM.SM, et la capacité d'hydrolyser l'agar. Les échantillons de Crète et de Mer Rouge ont été soumis à deux séries différentes de tests physiologiques.

Sur des échantillons formolés récoltés en parallèle, des cyanobactéries (notamment les genres

	UN460										UN490					UN510			UN525									
Taille [mm] <sup>1</sup>	2.0	1.0	2.0	0.8	0.5	1.5	1.0	0.8	1.0	0.8	0.8	1.5	2.5	1.5	2.0	0.3	1.0	0.5	0.3	1.0	1.0	1.0	0.5	6.0	1.0	3.0	0.1	0.3
Couleur <sup>2</sup>	b	b	b	j	b	j	j	b	b	b	b	b	b	b	r	b	b	j	b	b	b	b	o	b	b	b	b	b
Eau douce	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	█	█	█	█	█	.	.	.	.	.	.
TSA	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	█	█	█	█	█	.	.	.	.	.	.
GM.SM sans B12	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
catalase	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
oxydase	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
liquéfié gélatine	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
nitrites	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
glucose ASN III	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
glucose GM.SM	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
hydrolyse Agar	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█

	UN556											UN573												
Taille [mm] <sup>1</sup>	0.1	0.3	0.5	1.5	0.5	1.0	4.0	3.0	0.1	1.0	0.3	0.3	0.5	2.0	0.1	0.1	0.3	0.3	0.5	0.1	1.0	0.7	0.5	0.5
Couleur <sup>2</sup>	b	b	j	j	o	b	r	b	b	j	b	b	j	b	b	b	b	b	b	b	b	b	b	b
Eau douce	█	█	█	█	█	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Eau saumâtre	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
Eau de mer	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
Eau hypersaline	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
TSA	█	█	█	█	█	.	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	.	.	.	.
GM.SM sans B12	.	.	█	█	█	█	.	█	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
Tellurite de K	.	.	█	█	█	█	.	█	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
hydrolyse agar	.	.	.	.	.	.	.	█	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.

<sup>1</sup> taille des colonies après 9 jours sur GM.SM

<sup>2</sup> couleur des colonies après 9 jours sur GM.SM, b : blanc, j : jaune, o : orange, r : rouge

Tableau 8. Résultats des tests physiologiques sur les souches isolées ( █ : résultat positif, | : résultat faiblement positif, . : résultat négatif).

*Lyngbya* et *Plectonema*), des algues vertes, des amibes ainsi que diverses bactéries ont été reconnues.

Une dizaine d'échantillons (doubles des échantillons mentionnés ci-dessus et quelques échantillons de Shark Bay, Australie) sont conservés dans du formol dans les collections du Département de géologie et paléontologie de l'Université de Genève.

### 4.3 Simulation en laboratoire de la formation microbienne de beachrock

Les trois expériences successives ont duré entre 2½ et 4 mois. Les expériences I et II simulaient les conditions du même beachrock en banc incliné de la Mer Rouge (sans ventilation dans l'expérience I, avec ventilation et une évaporation plus importante dans l'expérience II), l'expérience III les conditions d'un beachrock en croûte subhorizontale de Shark Bay, Australie.

#### 4.3.1 Déroulement de l'expérience I

La première expérience a reproduit le beachrock de Dushit el Dabaa situé sur la côte égyptienne de la Mer Rouge. Il s'agit d'un beachrock classique avec une morphologie en bancs inclinés. Il est composé de sable varié (environ 1/3 de bioclastes récents, 1/3 de lithoclastes non-carbonatés et 1/3 de lithoclastes carbonatés) cimenté par de l'aragonite micritique et aciculaire (cf. description cimentation, fig. 19). Sa position au sud d'un petit cap le protège de la houle dominante venant du nord. Peu épais et limité à la zone intertidale, il repose directement sur un platier récifal. L'âge moyen de la formation de ce beachrock a été daté de 1685-1908 ap. J.-C. (cf. chapitre 2.5.2).

Le climat est aride et les précipitations sont extrêmement rares. La position sur un promontoire exclut toute influence de wadi ou autre arrivée d'eau douce souterraine. L'eau interstitielle a été analysée pendant trois jours (cf. chapitre 3.2.5). Les

conditions chimiques de la zone d'échantillonnage et les valeurs cibles fixées pour l'expérience sont résumées dans le tableau 9.

L'échantillon microbiologique utilisé (UN556) provient de la surface peu indurée du beachrock, sous une couverture de 50 cm de sable (Planche 2/1). Dans cette position, il ne reçoit pas de lumière. Il est situé au sommet de la zone intertidale, à 1 m en direction de la terre depuis les marques de hautes eaux sur la plage. Au même endroit a été prélevé l'échantillon formolé UN557. UN551 est le plus proche échantillon, dont la cimentation a été étudiée.

Le système de ventilation stérile a été mis en place seulement après la première expérience, aussi pour celle-ci l'évaporation dans le bac avec les billes de verre était réduite. La première partie de l'expérience s'est déroulée à l'obscurité, puis, après 75 jours, l'éclairage a été enclenché 12 h par jour. Le pilotage des marées a reproduit une approximation sinusoïdale de marées semi-diurnes lunaires, avec un cycle de 24 h 52 min. et quatre extremums à 0, 100, 10 et 90 mm (cf. cycle similaire un peu plus court fig. 40). Dans la pièce accueillant l'expérience, l'humidité relative a varié entre 15 et 35%.

Les mesures des paramètres chimiques sont résumées dans le tableau 9 (l'expérience de biominéralisation est nommée expérience A, l'expérience stérile de contrôle est nommée expérience B); le détail des mesures se trouvent à l'annexe G. La température, la salinité et la concentration en calcium sont restées stables et similaires dans A et B. Après des valeurs initiales basses, le  $\Sigma\text{CO}_2$  a augmenté pour atteindre 6 mmole/l dans A et 4 mmole/l pour B; le métabolisme microbien dans A a visiblement dégagé du  $\text{CO}_2$ . Le pH a montré une grande variabilité, avec une tendance à la baisse pour A, surtout dans les premiers jours, et une légère tendance à l'alcalinisation pour B; ces

variations ont nécessité des corrections fréquentes (fig. 41, sur ce graphique n'est représenté que le pH observé lors des mesures; souvent celles-ci ont été suivies immédiatement d'un ajout correctif). La saturation en  $\text{CaCO}_3$  a rapidement atteint des valeurs correspondant à la situation observée dans le beachrock. Généralement l'expérience B était légèrement plus saturée que l'expérience A, ce qui s'explique par un pH un peu plus élevé dans B que dans A.

Des échantillons intermédiaires de billes de verre ont été prélevés après 35 et 75 jours. L'expérience I a été arrêtée après 106 jours.

#### 4.3.2 Déroulement de l'expérience II

Le beachrock reproduit (Dushit et Dabaa) et l'échantillon utilisé (UN556) sont identiques à l'expérience I.

L'expérience s'est déroulée dans l'obscurité. Le pilotage des marées a reproduit un cycle semi-diurne de 24 heures (fig. 40); cette durée fut choisie pour permettre des prélèvements au même stade du cycle à la même heure du jour. La moitié du milieu de culture a été renouvelée après 46 jours.

L'évolution des paramètres chimiques a été similaire à celle observée dans l'expérience I (Tableau 9, annexe G). La température, la salinité et la concentration en calcium sont restées stables. Le  $\Sigma\text{CO}_2$  a légèrement augmenté dans B et, à nouveau plus fortement, dans A. La baisse du pH de A a dû régulièrement être compensée, surtout après l'ajout de milieu frais (fig. 41). La saturation a été approximativement comparable aux valeurs de terrain, avec toutefois une saturation plus forte dans A que dans B dans la deuxième moitié de l'expérience.

Des échantillons intermédiaires de billes de verre ont été prélevés après 46 jours. L'expérience II a été arrêtée après 74 jours.

	Mesuré dans le beachrock	Objectif de l'expérience	Expérience I		Expérience II	
			Expérience A	Expérience B	Expérience A	Expérience B
Température °C	23 – 29	29	29 – 31		29 – 32	
Salinité ‰	40.5 – 41.5	41.0	40.8 – 41.0	40.7 – 41.1	41.1 – 44.8	41.2 – 43.8
pH	8.0 – 8.1	8.0 – 8.1	7.7 – 8.2	7.9 – 8.25	7.7 – 8.2	7.9 – 8.2
Ca ppm	470 – 540	470	420 – 440		470 – 490	
$\Sigma\text{CO}_2$ mmole	2.0 – 2.6		1.4 – 6	1.2 – 4	1.2 – 7	1.1 – 2.8
Saturation	7 – 11		2 – 9	3 – 12	3 – 14	3 – 6

Tableau 9. Paramètres géochimiques des expériences I et II.

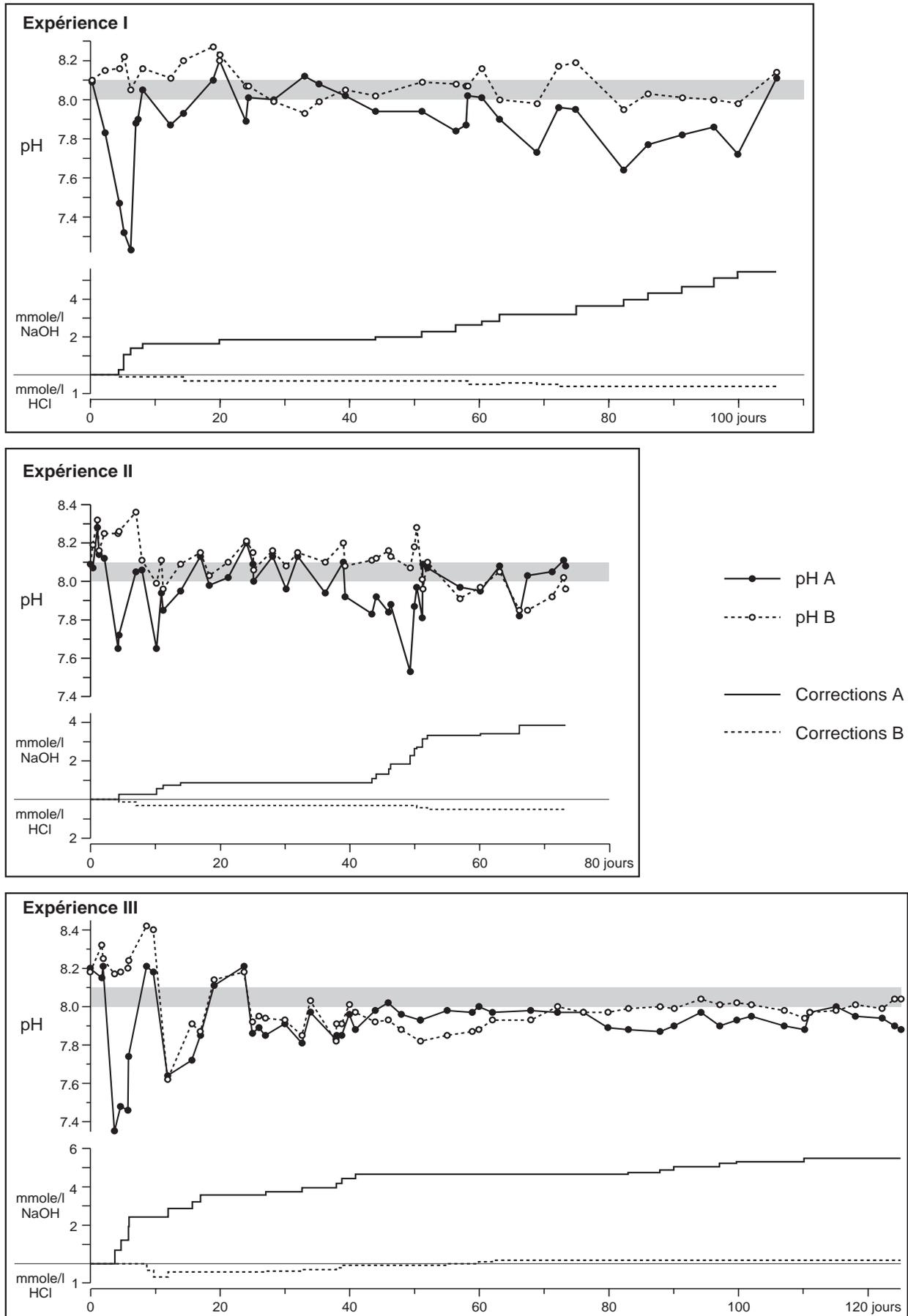


Fig. 41. pH mesuré et correction de pH durant les expériences I, II et III.

### 4.3.3 Déroulement de l'expérience III

La troisième expérience a reproduit le beachrock de Lagon Point Petit, Shark Bay, Australie. Il s'agit d'un beachrock plat, formant une croûte subhorizontale continue de 6-10 cm d'épaisseur dans toute la zone intertidale du lagon Point Petit (fig. 32). Ce lagon est séparé de la baie ouverte de Lharidon Bight par une flèche littorale bioclastique; sa profondeur est inférieure à 1 m à marée basse; la zone intertidale est caractérisée par une pente très faible ( $<1^\circ$ ) et une grande largeur (100-200 m). Le beachrock est composé de bioclastes, de peloïdes et de quartz moyen cimentés par de l'aragonite micritique (cf. description de la cimentation, chapitre 2.8.1). Dans la partie avale (intertidal inférieur) il présente des structures de tepee. L'âge moyen de sa formation a été daté de 1710-1950 ap. J.-C. (cf. chapitre 2.5.2).

Le climat est semi-aride avec des étés secs et chauds et des hivers tempérés avec des précipitations réduites. L'évaporation excède largement les précipitations. Le contexte régional de Shark Bay est hypersalin : dans Lharidon Bight, la salinité varie entre 55‰ en hiver et plus de 60‰ en été, dans le lagon et dans l'eau interstitielle la salinité est généralement supérieure à 70‰. L'eau du lagon et l'eau interstitielle au milieu de la zone intertidale ont été analysées pendant plusieurs jours (observation en hiver avec influence de précipitation, cf. chapitre 3.2.7). Les conditions chimiques de la zone d'échantillonnage et les valeurs cibles fixées pour l'expérience sont résumées dans le tableau 10. L'expérience s'est déroulée à 30°C, ce qui correspond à la température moyenne en été. La salinité reproduite (60‰, avec durant l'expérience des augmentations jusqu'à 67‰) a été choisie pour ne pas créer des conditions trop extrêmes pour les micro-organismes. Les travaux de Ferrer *et al.* (1988) et de Rivadeneyra *et al.* (1993) indiquent

une réduction de la capacité des bactéries à précipiter du  $\text{CaCO}_3$  au-dessus d'une salinité de 75‰.

L'échantillon microbiologique utilisé (UN642) provient du centre d'un polygone de tepee mesurant 9 m de diamètre (Planches 4/5-6, fig. 32 C). Il est constitué de l'épaisseur totale de la croûte ainsi que de la faible couche de sédiment (~3 cm) et du léger voile organique gris qui la recouvre. Il est situé quelques centimètres au-dessus des basses mers moyennes. Au même endroit a été prélevé l'échantillon formolé UN643 et l'échantillon UN602, dont la cimentation a été étudiée (cf. chapitre 2.8.1).

L'expérience a été réalisée avec un éclairage de 12 h par jour. Le pilotage des marées a reproduit un cycle semi-diurne de 24 heures (fig. 40). La moitié du milieu de culture a été renouvelée après 39 et après 94 jours. Le filtre grossier empêchant les billes du bac B de pénétrer dans le tuyau s'est obstrué après 75 jours. Pour rétablir la circulation d'eau, le bac B a été retourné et le tuyau raccordé à la sortie arrière du bac (prévue initialement pour échantillonner l'eau). Dans l'expérience A, les billes en surface du bac ont pris une couleur brunâtre et des algues vertes et des cyanobactéries ont tapissé les parois du réservoir.

L'évolution des paramètres chimiques a été proche des deux expériences précédentes (Tableau 10, annexe G) : stabilité de la température et de la teneur en calcium, augmentation du  $\Sigma\text{CO}_2$  plus importante dans A que dans B. Par contre la salinité a augmenté significativement et a été corrigée plusieurs fois par l'adjonction d'eau distillée stérile. La saturation a été comparable avec les mesures de terrain, avec des valeurs légèrement supérieures dans l'expérience.

Des échantillons intermédiaires de billes de verre ont été prélevés après 60 jours. L'expérience III a été arrêtée après 125 jours.

	Mesuré dans le beachrock	Objectif de l'expérience	Expérience A	Expérience B
Température °C	18 – 25	30	29 – 36	
Salinité	50 – 80	60	56 – 67	56 – 65
pH	7.8 – 8.2	8.0 – 8.1	7.8 – 8.2	7.8 – 8.3
Ca ppm	650 – 1000	700	650 – 750	650 – 730
$\Sigma\text{CO}_2$ mmole	2 – 3		1.6 – 7	1.6 – 2.6
Saturation	5 – 12		7 – 19	4 – 9

Tableau 10. Paramètres géochimiques de l'expérience III.

## 4.4 Résultats obtenus

Dans les trois expériences, le développement de ciment (le terme plus correct de précipité sera utilisé ci-dessous) n'a pas été spectaculaire et correspond probablement à la vitesse naturelle de formation des beachrocks. Même après plusieurs mois de fonctionnement, la cimentation du sable de l'expérience est faible, et aucun morceau de beachrock consolidé n'a été produit. Les précipités sont formés de cristaux de 1 à 20  $\mu\text{m}$  répartis de manière clairsemée à la surface des billes. Parallèlement, la distribution des micro-organismes est irrégulière, avec un développement important et diversifié par endroit (Planche 12/6), alors que sur la plupart des surfaces la colonisation est réduite.

Les points de contact des billes ne semblent que rarement être le siège d'une cimentation particulière : seuls des petites amorces de ménisque de  $\sim 5 \mu\text{m}$  ont parfois été observées, et encore, il pourrait s'agir d'artefacts produits lors de la préparation des échantillons. Toutefois, comme il est impossible d'observer les billes au MEB dans leur arrangement originel, les points de contact ne sont pas reconnaissables; aussi une éventuelle abondance plus élevée de certains précipités sur ces zones ne serait souvent pas identifiable.

L'expérience II a étéensemencée avec un échantillon microbiologique, qui a été congelé pendant 9 mois. Comparés aux deux autres expériences, le développement de micro-organismes et la production de précipités a été plus faible. Probablement, la durée un peu plus courte de cette expérience (2½ mois) n'a influencé que de manière secondaire ce résultat, et les micro-organismes n'ont pas bien supporté la congélation.

### 4.4.1 Variations des paramètres chimiques

Sous l'effet de l'évaporation, la salinité a lentement augmenté. Environ une fois par mois, cette variation a été compensée par l'ajout d'eau distillée stérile.

Le  $\Sigma\text{CO}_2$  était initialement très bas, suite à l'autoclavage des milieux de culture (cf. annexe G). Dans les expériences B, le  $\Sigma\text{CO}_2$  a augmenté jusqu'à atteindre la valeur d'équilibre avec le  $\text{CO}_2$  atmosphérique ( $\sim 2.5 \text{ mmole/l}$ ); le pH y était stable avec une très légère tendance à l'alcalinisation, due probablement à une réaction de l'eau avec le verre des billes. Au contraire, dans les expériences A, l'activité microbienne a provoqué une augmentation plus importante de  $\Sigma\text{CO}_2$  et une baisse du pH. Cette évolution résulte probablement de l'oxydation de la matière organique par des bactéries aérobies. Une oxydation complète libère des carbonates et abaisse

le pH (la réaction inverse à la photosynthèse, équation 1.2, chapitre 1.3.1), alors qu'une oxydation partielle peut libérer des acides organiques tels que l'acide acétique ou l'acide propionique.

Dans toutes les expériences, la concentration en calcium mesurée a été stable (cf. annexe G), une éventuelle baisse due à la précipitation de  $\text{CaCO}_3$  étant inférieure à la précision de la méthode d'analyse.

Après des valeurs initiales plus basses, la saturation en  $\text{CaCO}_3$  était équivalente aux valeurs mesurées dans l'eau interstitielle des plages pendant la majeure partie de chaque expérience. Elle n'était pas significativement plus élevée dans les expériences A que dans les expériences B (cf. tableaux 9 et 10).

### 4.4.2 Micro-organismes présents dans les expériences

Les micro-organismes ont été observés à la surface de billes lors de l'étude au MEB des échantillons de billes prélevés dans les expériences. Comme la classification de la plupart des micro-organismes repose sur leurs caractéristiques physiologiques et leur structure détaillée, la diversité des espèces n'a pu être établie que de manière approximative, et aucun nom de genre n'a été attribué.

Dans les expériences A de biominéralisation, les micro-organismes suivants ont été observés :

- Divers types de bactéries : des formes en demi-sphère attachées sur la surface, mesurant  $\sim 0.4 \mu\text{m}$ ; des coques (bactéries sphériques) de  $0.5\text{-}1 \mu\text{m}$  avec quelques prolongements de  $0.1 \mu\text{m}$  de diamètre; parfois 2-3 individus sont accolés ensemble (Planche 12/4-5); plusieurs formes de bâtonnets de  $0.5 \times 2 \mu\text{m}$  (Planches 11/4), de  $0.5 \times 4 \mu\text{m}$  (Planche 12/5) et de  $1 \times 4 \mu\text{m}$  (Planche 11/8); des coques (?) de  $\sim 5 \mu\text{m}$  entourés d'un réseau extracellulaire de polysaccharides filamenteux (Planche 12/5).
- Des filaments de cyanobactéries mesurant  $2\text{-}5 \mu\text{m}$  de diamètre et atteignant des longueurs de  $300 \mu\text{m}$  (Planches 12/6). La surface des filaments est lisse ou striée en longueur.
- Des filaments mesurant  $0.1\text{-}0.4 \mu\text{m}$  de diamètre avec des renflements de  $1\text{-}2 \mu\text{m}$ , qui pourraient correspondre à des actinomycètes (Planches 11/7, 12/6).
- Des algues vertes (uniquement dans l'expérience IIIA, observées dans le milieu de culture à la loupe binoculaire).
- des diatomées mesurant  $15\text{-}30 \mu\text{m}$ , généralement par groupe de  $5\text{-}40$  individus (uniquement dans l'expérience IIIA).

– Parfois un réseau complexe, composé de filaments de diamètre 0.1-0.2  $\mu\text{m}$ , sans micro-organismes directement associés (Planche 12/7). Il s'agit probablement de polysaccharides extracellulaires produits par des bactéries.

– Des sphères de 0.1-0.3  $\mu\text{m}$  sont souvent présentes à la surface des billes et des précipités (Planches 11/2, 11/6, 12/1, 12/8). Ce sont probablement des irrégularités naturelles des surfaces ou des artefacts créés lors de la métallisation à l'or (Folk & Lynch 1997). Toutefois, ces petites sphères pourraient correspondre à des nanobactéries, comme celles décrites par Folk (1993). Les micro-organismes n'ont pas réussi à coloniser toutes les surfaces du substrat pendant les expériences. Cela est particulièrement visible dans l'expérience III : seul environ un vingtième des surfaces était intensément peuplé après 4 mois (cf. Planches 12/5-6 illustrant des billes situées proches des « semences » de beachrock), alors que le reste du substrat est faiblement colonisé par quelques espèces.

Bien que les expériences B de contrôle fussent initialement stérilisées, quelques bactéries (diamètres de 0.5-1  $\mu\text{m}$ ) et quelques filaments (diamètre  $\sim 0.5\mu\text{m}$ ) sont apparus. Néanmoins, le développement de micro-organismes est beaucoup plus faible que dans les expériences A correspondantes : l'abondance des individus est 20-50 fois plus faible et la diversité est très réduite (pas plus de 1-2 espèces de bactéries et d'une espèce de filamenteuse semblent être présents).

#### 4.4.3 Précipités obtenus

Les différents types de précipités sont décrits ci-

dessous. Le tableau 11 indique les fréquences observées dans les trois expériences. Sauf mention contraire, tous les précipités ont été identifiés comme du carbonate de calcium par EDS couplé au MEB. Il n'a pas été possible de déterminer la teneur en magnésium, à cause de la rugosité des surfaces (une surface lisse, plane et horizontale est nécessaire pour des analyses semi-quantitatives EDS).

#### *Cristaux équigranulaires*

Cristaux euhédraux à subhédraux de 10-20  $\mu\text{m}$ . La surface est rugueuse, présentant des irrégularités, comme si elle était composée de petites boules de  $\sim 0.5\mu\text{m}$  (Planche 11/1-3).

#### *Cristaux prismatiques*

Cristaux prismatiques allongés avec une épaisseur de 0.5-2  $\mu\text{m}$  et une longueur de 5-20  $\mu\text{m}$ . Les prismes sont arrondis (pas de faces cristallines latérales développées). Les prismes s'amincissent vers les extrémités; la terminaison est arrondie (Planche 11/5-6).

#### *Autres cristaux subhédraux*

Cristaux subhédraux avec plusieurs faces cristallines visibles, généralement allongés, de dimensions 15-40 x 8-20 x 8-20  $\mu\text{m}$ . La forme est souvent en demi-fuseau couché sur la surface des billes (comme une pyramide à base rhombique). Comme pour les cristaux équigranulaires, la surface est rugueuse, composée de petites boules de  $\sim 0.5\mu\text{m}$ , avec une structure en marches d'escalier (Planches 11/4).

Exceptionnellement, des cristaux tabulaires euhédraux de 4 x 2 x 1  $\mu\text{m}$  sont associés avec les cristaux prismatiques.

Type de précipité	Expérience I		Expérience II		Expérience III	
	A	B	A	B	A	B
Cristaux équigranulaires	●		●		●	
Cristaux prismatiques	●	●	●	●	●	●
Autres cristaux subhédraux	●	●	●		●	●
Amas globulaires	●	●	●	●	●	●
Masses fibreuses	●					
Masses peu structurées	●		●		●	●
Croûtes tapissantes	●	●	●	●	●	
Ménisques	●		●	●	●	
Précipités d'autres compositions	●	●	●	●	●	●

Tableau 11. Fréquence des différents types de précipités dans les trois expériences (● : rare, ● : fréquent, ● : abondant, A : expérience de biominéralisation, B : expérience stérile de contrôle).

### ***Amas globulaires***

Amas plus ou moins compacts de sphères de 0.5-1.5  $\mu\text{m}$ . Ces sphères pourraient correspondre à des corps bactériens calcifiés. Ces amas sont souvent associés avec des cristaux prismatiques, qu'ils recouvrent alors partiellement (Planches 11/5).

### ***Masses fibreuses***

Monticules de formes diverses composés de fibres parallèles avec une section arrondie de  $\sim 0.3 \mu\text{m}$ . Les fibres sont généralement plus ou moins perpendiculaires à la surface des billes (Planche 12/3). Il pourrait s'agir de bactéries (bâtonnets). La largeur des monticules est de 5-25  $\mu\text{m}$ , la hauteur de 3-10  $\mu\text{m}$ . Ils se présentent généralement par groupes de 3 à 10.

Une forme particulière est représentée par des cônes allongés (long de 8  $\mu\text{m}$ , large de 3  $\mu\text{m}$ , cône de  $\sim 20^\circ$ ), qui sont composés par des alignements d'éléments globulaires de  $\sim 1 \mu\text{m}$ . Souvent deux ou trois cônes se touchent par la pointe, comme s'ils partageaient une origine commune (Planches 12/2).

### ***Masses peu structurées***

Masses sans structures cristallines et avec un arrangement désordonné. L'épaisseur est généralement de 5-10  $\mu\text{m}$  pour une surface pouvant atteindre 30 x 20  $\mu\text{m}$ . Elles sont souvent couvertes par de nombreuses bactéries, dont certaines sont partiellement prises dans la masse. La surface est généralement rugueuse, composée de boules de 0.3-0.5  $\mu\text{m}$  (Planche 11/7-8, 12/1).

### ***Croûtes tapissantes***

Formes peu épaisses s'abaissant vers les bords avec des pentes inférieures à  $30^\circ$ . Le rapport hauteur:largeur est inférieur à 1:5, la hauteur est inférieure à 5  $\mu\text{m}$  et la surface couverte peut atteindre 30 x 30  $\mu\text{m}$ . La surface est lisse.

### ***Ménisques***

Fins bourrelets formant des cercle de  $\sim 300 \mu\text{m}$  à la surface des billes, qui correspondent au pourtour de ménisques d'eau. La section est triangulaire avec une hauteur de  $\sim 5 \mu\text{m}$  et une largeur de 10-20  $\mu\text{m}$ . La surface inclinée externe est lisse, alors que la face interne, perpendiculaire à la surface des billes, est composée de sphères de 0.2-0.5  $\mu\text{m}$ .

### ***Précipités d'autres compositions***

Précipités anhydriques à subhydriques de 5-10  $\mu\text{m}$ , composés de silicates et, exceptionnellement, de minéraux riches en fer ou en cuivre.

La détermination de la composition minéralogique

des précipités a posé des problèmes importants. Pour un groupe de précipités – des cristaux équigranulaires (Planche 11/1-2) – une composition de calcite a été obtenue par diffractométrie des rayons X. Pour tous les autres précipités, des essais infructueux ont été tentés par diffractométrie des rayons X et par Sonde Raman, mais la faible taille des précipités n'a pas permis de récolter suffisamment de matière. La composition chimique approximative déterminée par EDS indique du carbonate de calcium. La vaterite est très instable et recristallise rapidement en aragonite ou en calcite (Kralj *et al.* 1997). Comme le milieu de formation des précipités est marin ou même hypersalin (salinité de  $\sim 40\%$  et de  $\sim 60\%$ ), une composition en calcite est très improbable (Morse & Mackenzie 1990). Par conséquent, les précipités sont probablement composés de calcite magnésienne ou d'aragonite.

La quantification de la cimentation à la fin des expériences I et III a été tentée en immergeant un certain nombre de billes dans de l'acide, puis en analysant la liqueur d'attaque par ICP. Malheureusement l'analyse des billes neuves, qui servent de blanc, ont dans les deux cas des valeurs similaires à celles des billes provenant des expériences (environ  $10^{-8} \text{ g/mm}^2$  de Ca). Bien qu'il soit très dilué, l'acide utilisé attaque le verre, qui contient également du calcium. Par conséquent, cette méthode ne peut servir à déterminer la quantité de  $\text{CaCO}_3$  ayant précipité, du moins pour les concentrations obtenues durant ces expériences.

De même, la baisse de la concentration de calcium dans le milieu de culture, qui est induite par de la précipitation de  $\text{CaCO}_3$ , a été trop faible pour être mesurée (cf. annexe G). Un rapide calcul permet de constater que 2.5 kg de billes de 1 mm (soit  $\sim 1\,250\,000$  billes) ont une surface de  $4 \cdot 10^6 \text{ mm}^2$ , que des précipités de 10  $\mu\text{m}$  d'épaisseur sur 1% de cette surface représentent  $\sim 1 \text{ g}$  de  $\text{CaCO}_3$ , ce qui correspond pour un volume de 11.5 litres à une diminution de  $\sim 35 \text{ ppm}$  de Ca. En tenant compte qu'au maximum 1% de la surface est couverte de précipités (estimation visuelle au MEB, cf. alinéa suivant), que le milieu de culture a été renouvelé durant chaque expérience 1-2 fois, et que la précision de la mesure de la concentration du calcium est de  $\pm 15 \text{ ppm}$ , la baisse de la concentration de calcium liée à la formation des précipités n'est pas perceptible, et la précipitation survenue ne peut pas être quantifiée par ce biais.

Nous devons nous contenter de l'évaluation visuelle au MEB. Les résultats de celle-ci pour les différents types de précipités est indiquée de manière relative dans le tableau 11. De manière

absolue, dans les expériences de biominéralisation IA et IIIA, entre 0.3% et 1% des surfaces sont couvertes de précipités après 3-4 mois, et dans l'expérience IIA entre 0.1 et 0.5% après 2½ mois. Avec les mêmes conditions, moins de 0.2% des surfaces sont couvertes dans les expériences de contrôles stériles IB et IIIB, et moins de 0.1% dans l'expérience IIB.

Il est délicat d'extrapoler à partir des observations effectuées après 3-4 mois la cimentation qui serait produite pendant une durée plus longue. Pourtant, en supposant une colonisation plus régulière des surfaces par les micro-organismes (sans pour autant atteindre une densité identique à celle illustrée sur la planche 12/6) et une vitesse de précipitation similaire à celle des expériences, il est possible de faire une estimation. Après une dizaine d'année, les billes de l'expérience de biominéralisation devraient être recouvertes de manière continue par une épaisseur de 5-20 µm de précipités, tels qu'illustrés sur les planches 11/3, 11/5 et 11/7.

## 4.5 Interprétation

L'objectif de l'expérience est d'évaluer globalement l'importance des mécanismes biologiques lors de la formation du beachrock, sans étudier en détail chaque espèce de micro-organisme et sans analyser toutes les réactions qui peuvent intervenir. L'avantage de cette démarche est d'aboutir à une réponse globale, sans qu'il soit nécessaire de pondérer les différents processus observés séparément. Pour cela, il est primordial que l'expérience reproduise de manière satisfaisante les conditions naturelles, afin que les résultats observés soient transposables aux beachrocks.

### 4.5.1 Reproduction des conditions naturelles

Notre expérience satisfait aux conditions formulées par Novitsky (1981) pour les expériences de biominéralisation marine (cf. chapitre 1.3.3) :

- Le milieu de culture est composé à 98.4% d'eau de mer naturelle. Pour que les micro-organismes aient tous les éléments nécessaires à leur développement, le milieu est légèrement enrichi en nitrates, en potassium, en phosphates, en sulfates, en vitamines et en éléments traces, et il est légèrement tamponné avec du Tris. Par rapport à la formule originale (GM.SM), les additions de sulfates, de phosphate et de Tris ont été réduites dans le milieu GM I utilisé pour les expériences (cf. tableau 7), pour minimiser les influences sur la précipitation des carbonates.

Aussi, le milieu de culture ne diffère pas significativement de l'eau de mer naturelle (cf. tableau 7). La précipitation de  $\text{CaCO}_3$  n'a pas été favorisée artificiellement par l'ajout de calcium ou de carbonates, ni les micro-organismes « dopés » par l'ajout de matière organique, contrairement à de nombreuses expériences précédentes (cf. tableau 7).

- Le pH a évolué dans un intervalle de 0.2 unité pendant plus de 95% du temps, respectant les valeurs mesurées *in situ* dans le beachrock (fig. 41). De plus, lorsque le pH de l'expérience de biominéralisation s'écartait du pH de l'expérience abiotique de contrôle, il diminuait généralement, abaissant la saturation de  $\text{CaCO}_3$  dans l'expérience de biominéralisation.
- La présence d'un contrôle abiotique, qui est soumis exactement aux mêmes conditions que l'expérience de biominéralisation (au départ deux modèles identiques, avec déroulement en parallèle des deux expériences), permet de différencier les effets propres aux micro-organismes des effets dus aux processus physico-chimiques.

Le modèle expérimental reproduit également les différents paramètres physiques particuliers du beachrock :

- Les billes de verres, qui simulent du sable siliciclastique, permettent le développement d'organismes et de communautés microbiennes vivant attachés sur un substrat (ceux-ci représentent 50-90% des bactéries dans le sédiment de plage (Hoppe 1984)). La rugosité de la surface des billes (petites inégalités de ~0.5 µm, Planche 12/8) est suffisante pour faciliter l'adhésion des micro-organismes. Les billes fournissent également une surface de nucléation pour les cristaux. La présence d'un tel substrat est indispensable pour toute expérience de cimentation, contrairement aux simples expériences de précipitations, qui peuvent être réalisées dans un milieu liquide ou dans un gel. En effet, tous les ciments du beachrock croissent à partir de la surface des grains de sable, excepté le ciment peloidal, et peut-être le ciment en calcite magnésienne micritique grossière. Comme la cimentation ne dépend généralement pas de la minéralogie du substrat (cf. chapitre 2.4.2), la composition des billes ne devrait pas influencer l'expérience. Les billes de verre ont été choisies pour permettre de reconnaître facilement les cristaux précipités pendant l'expérience.
- Le système reproduit fidèlement l'alternance phréatique/vadose caractéristique de la zone

intertidale. La simulation d'un cycle de marée semi-diurne de forme sinusoïdale (cf. fig. 40) crée une série d'environnements allant de complètement phréatique dans le fond du bac à presque toujours vadose au sommet.

- Dans l'expérience III, qui reproduit un beachrock en croûte subhorizontale, l'éclairage permet la photosynthèse pendant 12 heures par jour. Par rapport aux plages naturelles constituées de sable opaque, la transparence des billes de verre permet une pénétration de la lumière dans le sable plus profonde (cf. chapitre 5.1.1). Au contraire, les deux premières expériences se sont déroulées à l'obscurité, car elles simulaient la formation d'un beachrock en bancs inclinés dans la plage à partir d'un échantillon microbiologique prélevé sous 50 cm de sable. A cette profondeur, il n'y a plus aucune lumière (cf. chapitre 5.1.1).
- La température a été maintenue constante aux environs de 30° C. Ceci correspond à la température de l'eau interstitielle de la plage pendant la période estivale. Aucune évolution journalière de la température n'a été reproduite, car l'eau interstitielle est peu influencée par les variations thermiques diurnes/nocturnes (cf. chapitre 3.3.1).
- Le flux d'air stérile sec (humidité relative de 15-35%) à la surface des billes est équivalent à une légère brise. Il permet l'évaporation naturelle ainsi qu'un éventuel dégazage de CO<sub>2</sub>.

L'ensemencement de l'expérience avec un morceau de beachrock écrasé garantit la présence de la totalité de la flore microbienne originelle. Cette méthode est nettement plus rapide et donne un résultat meilleur qu'un ensemencement avec un mélange représentatif de souches cultivées : celui-ci nécessiterait un fastidieux et délicat travail de séparation sur divers milieux pour isoler et caractériser les souches, et probablement certains microorganismes à croissance lente seraient perdus durant ces opérations.

La non-reproduction de l'énergie du *swash* sur la surface de la plage est négligeable, car le beachrock classique en bancs inclinés (expériences I et II) se consolide en profondeur dans la plage, et que l'expérience III simule un beachrock d'un lagon calme et très peu profond.

Par contre, la circulation de l'eau interstitielle dans le modèle est plus faible que dans les plages naturelles, car la percolation continue de l'eau projetée par le *swash* (cf. Steele *et al.* 1970) n'est pas reproduite. Le confinement de l'expérience dans une enceinte stérile n'a pas permis la simulation de

ce phénomène.

De même, le modèle expérimental ne reproduit qu'une toute petite fraction de plage (~2 litres de sédiments), alors que l'eau interstitielle est probablement stratifiée à l'échelle décimétrique et que différents gradients existent latéralement sur une dizaine mètres. Cependant, un modèle significativement plus proche de la réalité devrait comprendre plusieurs m<sup>3</sup> de sédiments et d'eau, et il ne pourrait être réalisé à des coûts raisonnables qu'à proximité de beachrocks.

Les différences sur ces deux derniers points (circulation des fluides et dimension du modèle) par rapport aux plages naturelles ne devraient pas perturber la cimentation de type beachrock. Comme le cycle de marée renouvelle la majeure partie des fluides toutes les 12 heures, suffisamment de ions Ca<sup>++</sup> et CO<sub>3</sub><sup>--</sup> sont à disposition pour tout processus de précipitation. D'autre part, la cimentation est un phénomène qui se déroule à l'échelle du pore et qui pourrait théoriquement être reproduite dans une éprouvette. Dans un modèle de plus grande taille se développeraient plusieurs environnements distincts, dont certains seraient favorables à la précipitation. Ces environnements favorables peuvent également être reproduits dans un modèle de 2 litres, mais, les paramètres devront être choisis et contrôlés avec plus de précision.

Un problème plus important est l'évolution dans le temps. Une durée d'expérience de 3-4 mois devrait être suffisante pour observer une amorce de cimentation. Par contre, aucune variation saisonnière de paramètres, tels que température, pluviométrie et tempêtes (inondations ou exondations exceptionnelles) n'a été reproduite, car ces variations à moyen terme n'ont pas été étudiées en détail sur un beachrock. Nous avons supposé que la saison estivale était la plus favorable à la cimentation.

#### 4.5.2 Signification des résultats

Bien que les expériences B de contrôle n'aient pas été parfaitement stériles, et qu'elles aient également produit des précipités, les résultats expérimentaux permettent les interprétations suivantes.

Les expériences A de biominéralisation ont produit plus de précipités que les expériences B de contrôle abiotique. Bien qu'il faille se contenter de l'estimation visuelle au MEB, les quantités dans les expériences A sont nettement supérieures, avec des précipités couvrant une surface 3-4 fois plus importante que dans les expériences B. **Cette différence quantitative est suffisante pour conclure à une précipitation préférentielle dans**

### les expériences A de biominéralisation par rapport aux expériences B de contrôle.

De plus, la plupart des types de précipités observés dans les expériences A sont absents ou très rares dans les expériences B (cf. tableau 11), notamment les cristaux équi-granulaires, les autres cristaux subhédraux, les masses fibreuses et les masses peu structurées. Cette absence dans les expériences B est significative : ces précipités sont des biominéraux formés uniquement en présence d'une activité microbienne.

L'examen de détail révèle une rugosité de surface inhabituelle pour des cristaux (les faces des cristaux sont normalement lisses). Tout en présentant une structuration cristalline, les précipités semblent être composés par une multitude de boules de  $\sim 0.5 \mu\text{m}$ . Cette caractéristique est particulièrement visible sur les cristaux équi-granulaires (Planche 11/2), mais elle existe aussi dans les autres cristaux subhédraux et les masses peu structurées. Ces boules de  $\sim 0.5 \mu\text{m}$  ressemblent fortement à des corps bactériens calcifiés. Différents auteurs ont décrit des structures similaires obtenues lors d'expériences de biominéralisation (par exemple, la figure 5D de Chafetz & Buczynski 1992). Les masses fibreuses constituent un cas particulier. Elles sont composées par des filaments courts (Planche 12/3), qui correspondraient à des bâtonnets bactériens calcifiés. Enfin, les amas globulaires sont des amoncellements de sphères de  $0.5-1.5 \mu\text{m}$ , sans aucune structuration cristalline; ils ont un arrangement similaire à une colonie de coques.

Cette rugosité de la surface pourrait être provoquée par la présence d'inhibiteurs de la croissance cristalline dans le milieu de culture. Ceux-ci pollueraient les surfaces cristallines et provoqueraient une croissance irrégulière. Toutefois, parmi les ajouts du milieu de culture (cf. tableau 7), seuls les phosphates ont un effet inhibiteur aux concentrations utilisées (Berner *et al.* 1978). Ils ont tendance à favoriser la calcite magnésienne par rapport à l'aragonite (Burton 1993); par contre, la précipitation de cristaux à surface rugueuse n'est pas documentée. Aussi, une origine de la rugosité liée à la présence d'inhibiteurs est improbable, bien qu'elle ne puisse pas être complètement écartée.

Les habitus particuliers des biominéraux en forme de fagot, d'haltères, de sphères et de bipyramides tétraogonales, qui ont été identifiés par Krumbein (1979), par Castanier *et al.* (1989) et par Buczynski & Chafetz (1991 et 1993), n'ont pas été observés. Seules quelques masses fibreuses se rapprochent des formes en fagot. La raison des

habitus différents obtenus dans notre expérience pourrait être l'utilisation d'un substrat (billes de verre), qui permet à la majorité des micro-organismes un développement fixé sur une surface, alors que les expériences précédentes se déroulaient en suspension dans un milieu liquide ou sur un gel.

Dans les expériences B, les précipités ont été moins diversifiés. Ils sont limités principalement à des croûtes lisses, sans aucune structure cristalline. De rares cristaux prismatiques et quelques amas globulaires sont également présents, mais leur nombre est nettement plus faible que dans les expériences A.

**La différence quantitative de précipités et les traces de corps microbiens calcifiés indiquent clairement qu'une biominéralisation de  $\text{CaCO}_3$  s'est produite dans les expériences A, alors que la précipitation était beaucoup plus limitée dans les expériences B.**

La méthode d'ensemencement choisie rend difficile l'identification des micro-organismes responsables de cette biominéralisation. Les observations au MEB ont montré diverses bactéries de  $1-2 \mu\text{m}$  étroitement associées avec les précipités. D'autre part, plusieurs types de précipités semblent être composés de boules de  $\sim 0.5 \mu\text{m}$ , qui pourraient correspondre à des corps bactériens calcifiés. Mais, ces quelques observations sont insuffisantes pour attribuer à un groupe particulier de micro-organismes la capacité de produire ces biominéraux. Au contraire, il est bien possible que le processus de biominéralisation nécessite une communauté microbienne assez variée.

Certains types de précipités peuvent être facilement reliés à des ciments des beachrock. Tous les précipités anhydriques sont proches de la structure des ciments micritiques. En particulier, la morphologie au MEB des amas globulaires et des masses peu structurées ressemble fortement à la calcite magnésienne micritique (comparer les Planches 11/5-6 et les Planches 7/1-2). Les cristaux prismatiques, qui sont probablement en aragonite, pourraient évoluer vers de l'aragonite fibreuse et aciculaire. De même, les cristaux euhédraux équi-granulaires pourraient se développer en calcite palissadique. Dans ces deux cas, la rugosité de la surface des cristaux serait effacée par une continuation purement physico-chimique de la croissance cristalline.

**Cette reproduction en laboratoire des conditions diagénétiques de deux beachrocks confirme l'importance de l'activité microbienne lors de la cimentation des beachrocks. Les résultats expérimentaux indiquent une origine**

**microbienne pour les ciments micritiques, en particulier pour la calcite magnésienne micritique. De plus, certains précipités obtenus (cristaux euhédraux et prismatiques) pourraient correspondre à des amorces de ciments prismatiques; toutefois, leur développement durant les expériences est trop limité pour établir un lien certain avec les ciments naturels.**

#### 4.5.3 Pistes pour de futures expériences

Si d'autres expériences de biominéralisation étaient réalisées pour étudier les mécanismes de formation des beachrocks, le fonctionnement du modèle expérimental dans le présent travail pourrait être amélioré sur les points suivants :

- Dans l'environnement naturel, les micro-organismes disposent de suffisamment de temps pour coloniser toutes les surfaces des grains de sable, et probablement certains micro-organismes sont déjà fixés sur les grains avant leur dépôt. Il serait judicieux de modifier la méthode d'ensemencement, pour obtenir une colonisation plus homogène de la surface des billes dès le départ. Par exemple, une possibilité serait de broyer beaucoup plus finement l'échantillon de beachrock, puis de mettre les particules obtenues en suspension dans du liquide de culture avant l'ensemencement.
- La méthode choisie pour le contrôle abiotique (stérilisation initiale puis maintien dans une enceinte stérile), nécessite une vigilance continue pendant toutes les manipulations. Quelques micro-organismes ont réussi à traverser ces barrières de protection, et se sont développés dans les expériences B. L'utilisation de produits biocides, tels que le mercure ou des antibiotiques, serait peut-être préférable. Toutefois, l'influence de ces produits sur la précipitation de la calcite et de l'aragonite devrait être testée.
- Le contrôle actif du  $\Sigma\text{CO}_2$  permettrait de rappro-

cher les conditions entre les expériences A et B. Cela demanderait de faire passer du gaz stérile d'une composition précise à travers le milieu de culture ( $\text{CO}_2$  pour augmenter le  $\Sigma\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$  pour réduire le  $\Sigma\text{CO}_2$ , avec chaque fois un peu de  $\text{O}_2$  pour maintenir le milieu oxygéné). Cette intervention provoquerait localement des variations du pH (comme lors du dégazage), dont il faudrait tenir compte.

- Des analyses plus approfondies de l'eau interstitielle de la plage (notamment des sulfates, des phosphates et des divers types de matière organique) permettraient de reproduire plus fidèlement les conditions naturelles.

La répétition de l'expérience, en modifiant des paramètres tels que la température et la composition du milieu de culture ou en faisant varier temporairement la salinité (simulation de pluies), permettrait de trouver les conditions optimales pour la précipitation du  $\text{CaCO}_3$ .

Plusieurs types de beachrock existent dans des contextes géologiques variés et avec des communautés microbiennes probablement différentes. Les expériences présentées ici ont reproduit les conditions de deux beachrocks situés dans des régions arides. Cette expérience devrait être répétée avec des échantillons provenant de beachrocks situés dans d'autres contextes géologiques.

Enfin, il serait possible d'étudier l'action des différents micro-organismes en travaillant non plus avec la flore microbienne complète, mais seulement avec certains micro-organismes déterminés, par l'utilisation d'un mélange de souches précédemment isolées et caractérisées.

Les trois dernières suggestions d'expériences multiples nécessiteraient un appareillage, qui permette d'effectuer une série d'expériences en parallèle, pour obtenir des résultats dans un délai raisonnable.

## Chapitre 5 : Discussion – Synthèse

### 5.1 Milieu de formation des beachrocks

La détermination du milieu de formation des beachrocks est essentielle pour les raisons suivantes :

- L'utilisation du beachrock comme marqueur du niveau marin nécessite une connaissance précise de l'altitude de sa formation.
- Pour discuter les mécanismes de formation, il faut au préalable cerner le cadre du processus. Une controverse existe sur la position de la cimentation des beachrocks en bancs inclinés : en profondeur de la plage ou en surface. Cette deuxième alternative permettrait une influence de l'activité photosynthétique sur la cimentation.

Aussi, pour apporter un élément supplémentaire à la discussion, la pénétration de la lumière dans la plage est brièvement examinée.

#### 5.1.1 Activité photosynthétique et pénétration de la lumière dans le sable

La photosynthèse, qui induit une augmentation du pH par la consommation du  $\text{CO}_2$ , est souvent invoquée pour expliquer la précipitation de  $\text{CaCO}_3$ .

Dans une plage sableuse ou un beachrock en cours de consolidation, deux questions doivent être considérées pour estimer l'importance de l'activité photosynthétique : la pénétration de la lumière dans les sédiments et la quantité minimale de lumière requise par la photosynthèse.

Nous avons déterminé expérimentalement la pénétration de la lumière dans du sable. Les sédiments utilisés proviennent d'une plage du Léman (Baby Plage, Genève) et sont composés de grains calcaires et siliciclastiques. La plupart des grains sont opaques et arrondis. Ils ont été tamisés selon les intervalles granulométriques suivants : 0.5-1 mm, 1-2 mm, 2-4 mm et 4-20 mm. La diminution de la lumière a été mesurée avec une cellule photoélectrique sensible à tout le spectre visible. Les mesures ont été répétées avec du sable sec et du sable saturé d'eau : aucune différence significative n'a été observée.

La figure 42 présente les résultats. La lumière diminue exponentiellement en fonction de la profondeur. La rapidité de la diminution dépend de la granulométrie. La fonction suivante a été établie pour la pénétration de la lumière dans du sable bien

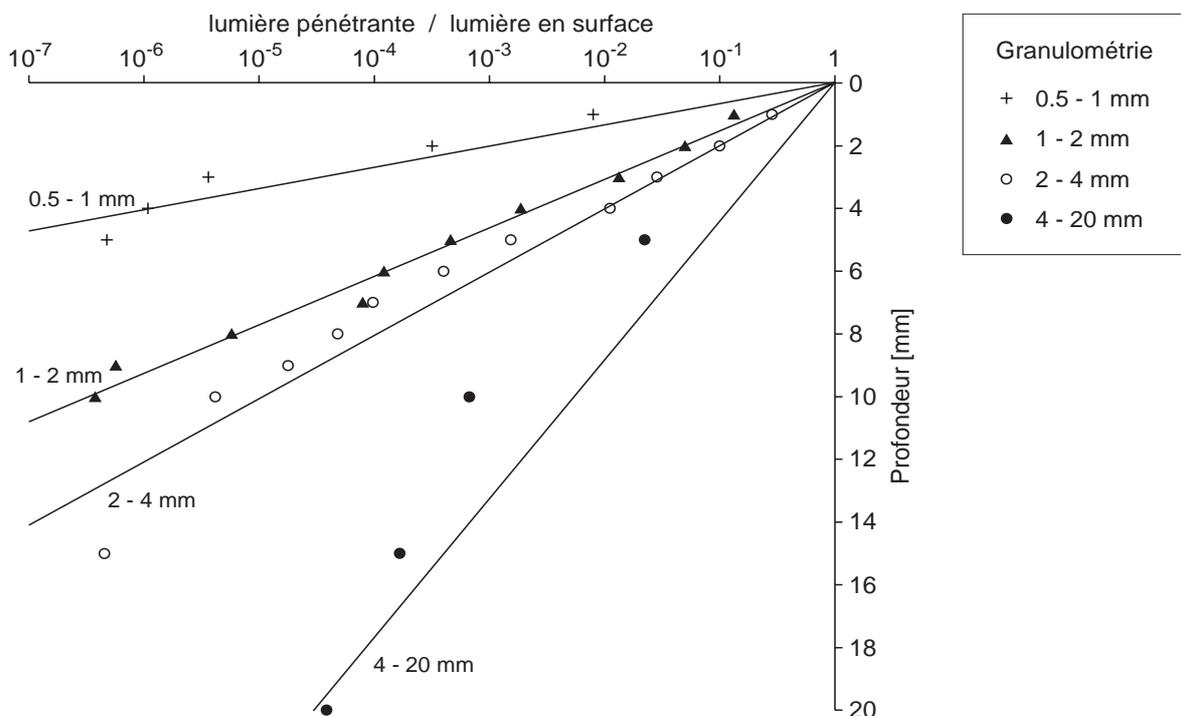


Fig. 42. Mesures de la pénétration de la lumière dans du sable sec de 4 granulométries différentes avec les droites de régression linéaire correspondantes.

trié :  $\log(\text{lum}) = -1.15 \cdot h / d$ , avec lum : proportion de lumière (surface = 1), h : profondeur, d : granulométrie moyenne. Concrètement, cela signifie que la lumière a diminué de 200 à une profondeur équivalente à 2 fois la granulométrie, et de 40 000 lorsque la profondeur atteint 4 fois la granulométrie.

Fenchel & Straarup (1971) ont fait une étude similaire en utilisant du sable de quartz, qui est translucide. Ils observent pareillement une diminution exponentielle, avec plus qu'un millième de la lumière de surface à une profondeur de 7 cm pour du sable de 0.5-1 mm. Ils relèvent une atténuation plus marquée pour les faibles longueurs d'onde.

Dans tous les beachrocks étudiés, la majorité des grains sont opaques (bioclastes et lithoclastes variés), et les grains de quartz ne représentent qu'une fraction mineure. Aussi, la pénétration de la lumière suit globalement la fonction exponentielle établie par notre expérience. Dans une plage de quartz translucide, plus proche des conditions de mesure de Fenchel & Straarup (1971), l'évolution générale serait similaire, mais avec un triplement de la profondeur de pénétration.

La détermination de la quantité minimale de lumière nécessaire pour une photosynthèse perceptible (point de compensation de la lumière) est une question plus délicate. Les observations de Lassen *et al.* (1992) dans un tapis microbien du Danemark soulignent l'impossibilité de détecter une activité photosynthétique lorsque la lumière est inférieure à  $\sim 7.5 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . De manière générale, Taiz & Zeiger (1991) indiquent un point de compensation de la lumière de  $1-5 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour les plantes adaptées à la pénombre.

Le rayonnement solaire dans le spectre visible, qui atteint la surface terrestre à midi par beau temps, est en été de  $\sim 5000 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$  à  $20^\circ$  de latitude et de  $\sim 4300 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$  à  $50^\circ$  (US-EPA 1996). Dans un beachrock composé de sable grossier, la lumière est inférieure à  $1 \mu\text{E m}^{-2} \text{s}^{-1}$  à une profondeur de 8 mm. En dessous de cette profondeur, la photosynthèse est impossible, ou est tellement réduite qu'elle ne modifie plus le milieu. Aussi, la photosynthèse est seulement active dans la couche superficielle (1-2 cm) des plages et des beachrocks.

Cette réflexion théorique est corroborée par les études suivantes. Dans un tapis microbien intertidal au Danemark, Lassen *et al.* (1994) constatent, par la mesure de la production de  $\text{O}_2$ , que la photosynthèse est pratiquement nulle au-dessous d'une profondeur de 1.5 mm. Dans un champ de dunes littorales au Pays Bas, De Winder *et al.* (1989) observent une photosynthèse active uniquement dans le premier 1 mm, au-dessous les organismes (cyanobactéries et

algues vertes) sont en mauvaises conditions, puis très rares au-dessous de 2.5 mm. Dans un beachrock en croûte subhorizontale de la Mer Rouge, Krumbein (1979) décrit une zonation microbienne avec des organismes photosynthétiques (cyanobactéries et algues) dans les premiers 5 mm, puis au-dessous que des microbes qui décomposent et recyclent de la matière organique.

### 5.1.2 Beachrock en bancs inclinés

La plupart des auteurs s'accordent pour situer la cimentation du beachrock en bancs inclinés en profondeur dans la plage à l'altitude intertidale (Purser 1980; Scoffin & Stoddart 1983; cf. tableau 1). Cette configuration répond à la nécessité d'immobiliser les grains de sable pour permettre le début de la cimentation. Elle explique également la lithification de l'ensemble des structures sédimentaires de la plage, qui sont retrouvés dans le beachrock sur une épaisseur pouvant dépasser le mètre.

Pour pouvoir invoquer l'influence la photosynthèse sur la cimentation, quelques auteurs ont proposés une lithification à partir de la surface de la plage, qui serait stabilisée par un tapis microbien (cf. chapitre 1.2.2). Toutefois, les tapis microbiens ne sont pas développés sur les plages de haute énergie, et une telle influence biologique ne pourrait cimenter uniquement une croûte de surface, car la lumière ne pénètre qu'à une très faible profondeur dans le sable (cf. chapitre 5.1.1). Pour obtenir une certaine épaisseur, le processus devrait donc être répété de manière à produire une superposition de ces croûtes (Bernier & Dalongeville 1996). Les traces d'une telle formation par accréation verticale (laminations de tapis microbien, organismes encroûtants et niveaux érosifs répétés tous les 5-20 cm) ne sont pas visibles dans les beachrocks (Davies & Kinsey 1973; Scoffin & Stoddart 1983; propres observations). Les générations successives de beachrock décrite au chapitre 2.6.3 ne sont qu'un phénomène accessoire, qui contribue rarement à l'accréation verticale.

Par conséquence, la formation des beachrocks en bancs inclinés est un phénomène qui se déroule dans la plage, sous une couverture sédimentaire d'au moins quelques décimètres. Le beachrock n'est exposé sous la forme habituellement visible, qu'après un recul de la plage provoqué par l'érosion littorale (fig. 1). A ce stade, la cimentation peut se poursuivre dans le beachrock déjà consolidé.

La définition avec précision de l'altitude de formation est délicate. La grande majorité des beachrocks

est située dans ou proche de la zone intertidale. Toutefois, l'observation des beachrocks existants n'apporte pas de réponse indiscutable, car ils ont pu se former lorsque le niveau marin était plus haut ou plus bas, et ils ont pu être partiellement érodés ou s'affaisser.

La limite inférieure semble être située légèrement au-dessous de la limite intertidale/subtidale, mais l'investigation est difficile, car il faudrait creuser ou forer à travers le beachrock (la carotteuse utilisée durant la présente étude n'est pas adaptée pour les sédiments peu consolidés, qui se trouvent à la base du beachrock).

La minéralogie des ciments fournit une information importante pour la limite supérieure. La calcite magnésienne et l'aragonite précipitent uniquement à partir de l'eau de mer ou de l'eau saumâtre, mais pas à partir d'eau douce (Longman 1980). Donc l'ensemble du beachrock doit régulièrement être mouillé par l'eau de mer. Cette condition est réalisée dans la zone intertidale au sens large, c'est-à-dire la zone de balancement du niveau marin résultant de l'action des marées, des vagues et des phénomènes météorologiques. Toutefois, les tempêtes exceptionnelles ne devraient pas avoir une influence suffisante pour démarrer la cimentation. De même, les embruns sont négligeables sur les plages sableuses.

**Le beachrock se forme donc dans la zone intertidale au sens large (marées + *swash*).** Cette zone varie en fonction de l'exposition à la houle. En mode battu la limite supérieure peut s'élever de 0.5 à 1 m (Bernier *et al.* 1990, et propres observations, par exemple à Wadi Wasa'at).

La cimentation se produit dans une zone recoupant plusieurs stratifications obliques de plage, qui formeront les bancs inclinés du beachrock. Cette zone active a pu migrer au cours du temps. Aussi, la discussion de la direction de croissance du beachrock (quel banc est le plus vieux, lequel est le plus jeune ?) est généralement sans intérêt, sauf si les différentes parties sont séparées par une limite érosive (générations successives de beachrock) ou situées à des altitudes distinctes. A ce propos, il faut souligner que le degré de cimentation est peu dépendant de l'âge; il indique principalement si les sédiments se sont trouvés dans la zone favorable à la cimentation. De même, des datations radiochronologiques de roche totale informent peu sur le déroulement de la cimentation, mais principalement sur l'âge des sédiments.

### 5.1.3 Beachrocks plats

Les beachrocks plats existent uniquement sur des

côtes à faible relief, dans des environnements protégés avec des étendues intertidales à pente très faible. La salinité des eaux de surface est toujours anormalement élevée. La presque totalité des observations publiées provient des lagons et des *tidal flats* du Golfe Persique, de Shark Bay (Australie) et de la Mer Rouge septentrionale.

Certains auteurs (par exemple, Taylor & Illing 1969) ont proposé une formation sous 30-50 cm de sédiments, invoquant la nécessité d'une couverture sédimentaire pour assurer l'immobilisation des grains. Mais dans ces environnements très calmes, une couverture protectrice n'est pas nécessaire, car les tapis microbiens, qui colonisent spontanément toutes les surfaces intertidales sableuses, stabilisent déjà les sédiments. De plus, la faible épaisseur des beachrocks en croûte subhorizontale et leur surface supérieure lisse indiquent une formation dans un niveau particulièrement favorable, et non dans une zone diffuse. Les premiers centimètres des sédiments réunissent tous les avantages : circulation des fluides élevée, évaporation intense, possibilité de dégazage de CO<sub>2</sub> et activité microbienne importante avec possibilité de la photosynthèse.

Par conséquence, **la cimentation des beachrocks en croûte subhorizontale est un phénomène qui se déroule directement à la surface de l'estran**, probablement après stabilisation des sédiments par un tapis microbien.

Les beachrock plats sont limités à la zone de battement des marées, auxquelles il faut ajouter les oscillations du niveau marin dues aux phénomènes météorologiques. Par contre, en absence de houle importante, il n'existe pas de *swash* ou d'embruns qui pourraient prolonger la cimentation dans le supratidal.

Nous avons observé des différences au niveau de la cimentation et des structures sédimentaires entre les beachrocks plats de l'intertidal inférieur et ceux de l'intertidal supérieur (cf. chapitres 2.8.1 et 2.8.2). Mais avant de pouvoir utiliser ces caractéristiques pour définir l'ancien niveau marin, elles devront être vérifiées dans d'autres zones géographiques.

## 5.2 **Utilisation du beachrock comme indicateur des variations du niveau marin relatif**

### 5.2.1 Principes

Pour qu'un beachrock puisse servir comme marqueur du niveau marin relatif (ce dernier résulte de la combinaison des variations eustatiques et des mouvements tectoniques locaux), il faut que sa

position par rapport à l'ancien niveau marin soit clairement établie et qu'une datation fiable soit possible :

- Sur des littoraux à marées réduites ( $< 0.4$  m), la limitation de la cimentation du beachrock à la zone intertidale au sens large permet de placer le niveau marin moyen approximativement au milieu du beachrock (cf. chapitre 5.1.2).

Lorsque le marnage est plus important, le sommet du beachrock peut éventuellement être utilisé comme limite supérieure de l'intertidal, à condition de tenir compte de la possibilité d'une érosion partielle du beachrock. La présence de *keystone vugs*, qui indiquent la partie supérieure de l'intertidal (cf. chapitre 2.6.1), est un indice complémentaire utile.

Il est délicat d'utiliser l'évolution de la cimentation selon l'altitude (recherche du passage marin phréatique – marin vadose ou du passage marin vadose – météorique vadose), car la cimentation varie selon la granulométrie des laminations (cf. chapitre 2.4.2, paragraphe Granulométrie). Aussi, une telle approche nécessite un échantillonnage serré, qui tienne compte de la lithologie.

Attention ! En mode fortement battu, le sommet du beachrock et des structures sédimentaires associées sont déplacés vers le haut (Bernier *et al.* 1990 et chapitre 5.1.2).

- Pour les beachrocks holocènes, il faut dater spécifiquement les ciments. Les datations de roche totale doivent être rejetées car trop imprécises, sauf si le beachrock ne contient aucun bioclaste et aucun lithoclaste calcaire (cf. chapitre 2.1.8). Exceptionnellement, les datations à partir d'artefacts humains peuvent fournir des indications utiles sur l'âge de la mise en place des sédiments de plage.

Pour les beachrocks pléistocènes, il est acceptable de dater la roche totale, vu la précision désirée de quelques milliers d'années.

Les beachrocks plus anciens indiquent seulement le milieu de dépôt.

Si ces conditions sont remplies, le beachrock est un indicateur de niveau marin intéressant, bien que sa précision (30-50 cm) soit moindre que celle des constructions organogènes à Vermets ou des formes de corrosion comme les trottoirs et les encoches (Hopley 1986). De plus, des phénomènes progressifs comme la baisse, la hausse ou une période d'instabilité du niveau marin relatif semblent être mieux enregistrés dans les beachrocks que dans les corniches et les encoches (cf. exemple de Damnoni, chapitre 5.2.2).

Des exemples d'applications seront trouvés dans

Montaggioni & Pirazzoli (1984), Kindler & Bain (1993) et Ramsay (1995).

### 5.2.2 Exemple de Damnoni

En collaboration avec Paul Bernier et Rémi Dalongeville, l'étude de la cimentation du beachrock a été utilisée pour préciser les variations du niveau marin relatif à Damnoni (Neumeier *et al.* 1996).

#### Contexte régional

Sur ce site, deux autres types d'indicateurs de niveau marin relatif ont précédemment été étudiés (Kelletat 1994). Latéralement à la plage, le niveau marin actuel est marqué dans les falaises par une encoche d'érosion associée à une corniche à Vermets. Une association similaire « encoche – corniche à Vermets » se retrouve 1.8 m plus haut (Planche 4/2). La corniche supérieure à Vermets a été datée de  $2320 \pm 160$  ans BP, soit environ 300 ap. J.-C. (Ly-2471, Dalongeville 1986). Les marques de ces deux niveaux marins existent dans toute la région à des altitudes équivalentes. Le niveau supérieur a été datée en d'autres endroits entre 300 av. J.-C. et 300 ap. J.-C. (Laborel *et al.* 1979; Pirazzoli *et al.* 1996).

Ces deux marques de niveaux marins correspondent à un soulèvement tectonique du littoral de 1.8 m depuis 2000 ans. Ce mouvement s'observe dans toute la Crète occidentale et atteint une amplitude maximale de 9 m dans la région de Paleochora (Thommeret *et al.* 1981). Selon certains auteurs (Pirazzoli *et al.* 1996; Kelletat 1994), cette surrection tectonique résulte d'un mouvement brutal, qui serait lié au tremblement de terre historique de 365 ap. J.-C.

#### Description du beachrock

Sur la plage, le beachrock s'étend en continu entre +2.0 m et -0.5 m par rapport au sommet de la corniche à Vermets (fig. 15, Planche 1/4). Plusieurs types de cimentation s'échelonnent de l'amont de l'aval, divisant le beachrock en trois parties :

- la partie A est fortement consolidée avec une cimentation de type 2 et 2c (dominance de calcite magnésienne palissadique, cf. définition des types de cimentation, chapitre 2.7.2), elle est située entre les altitudes +1.5 et +2.0 m,
- la partie B a une cimentation de type 3b (dominance de calcite magnésienne micritique), elle s'étend jusqu'à environ +0.3 m (limite intertidal/supratidal),
- la partie C a une cimentation de type 2 (dominance de calcite magnésienne palissadique), elle

se termine vers la base de l'intertidal.

La terminaison avale de la partie A est formée par une microfalaise d'érosion marine à surface polie (marche d'une hauteur de 0.6 m, fig. 15B). Le sommet de la partie B du beachrock repose sur et contre cette surface. Ce contact stratigraphique implique une formation en cinq étapes de la limite entre les parties A et B : mise en place des sédiments de la partie A, cimentation de la partie A, formation par érosion de la microfalaise, mise en place des sédiments de la partie B, cimentation de la partie B.

Au contraire, la limite entre les parties B et C est progressive.

Deux datations au carbone 14 ont été effectuées sur le ciment (cf. chapitre 2.5.1). Les résultats correspondent à l'âge moyen de la cimentation. L'échantillon UN493, provenant du sommet de la partie B à une altitude de +1.3 m (fig. 15), indique 585-835 ap. J.-C. L'échantillon UN502, provenant de la partie C à une altitude de +0.1 m, indique 1647-1895 ap. J.-C.

### **Signification de la cimentation du beachrock**

La partie A du beachrock est à la même altitude que l'encoche et la corniche supérieures, soit 1.8 m au-dessus de leur équivalent actuel. La cimentation de cette partie, la création de l'encoche et la construction de la corniche sont l'expression d'événements contemporains. L'âge de 300 av. J.-C. à 300 ap. J.-C. obtenu sur la corniche dans la région (Pirazzoli *et al.* 1996) nous semble correct. De même, la partie C est contemporaine de l'encoche et de la corniche inférieures.

Par contre, la continuité dans la cimentation du beachrock entre les deux altitudes +1.8 m et 0 m (principalement en partie B) implique obligatoirement que chaque niveau de la partie B se soit trouvé dans la zone intertidale au moins pendant quelques dizaines d'années : le temps nécessaire à la cimentation du sédiment en beachrock. Le niveau marin relatif n'a donc pas pu s'abaisser brutalement de 1.8 m (ce qui correspond en fait à une élévation tectonique du littoral), car la partie B du beachrock n'aurait pas pu être cimentée. Au contraire, la baisse du niveau marin relatif a dû être progressive.

La datation de 585-835 ap. J.-C. dans la partie B confirme, que l'altitude actuelle de +1.3 m se situait dans la zone intertidale encore après le 5<sup>e</sup> siècle, donc que le niveau marin relatif ne s'était pas encore abaissé jusqu'à la position actuelle. La datation de 1647-1895 ap. J.-C. montre bien que la cimentation de la partie C est relativement récente à l'échelle de la période considérée; elle participe à la démonstration d'une évolution progressive du niveau marin relatif.

### **Histoire du niveau marin relatif**

L'étude du beachrock confirme en partie et complète l'histoire de la surrection tectonique déduite de l'étude des encoches et des corniches (Kellat 1994). Elle permet de reconstituer l'évolution suivante :

- Au début du premier Millénaire ap. J.-C., stabilité relative du niveau marin à +1.8 m : sur la plage cimentation de type 2 et 2c du beachrock (partie A) tandis que sur le littoral en falaise calcaire était construite une corniche et creusée une encoche.
- A partir du 4<sup>e</sup> siècle, baisse progressive du niveau marin relatif (correspondant au soulèvement tectonique de la Crête occidentale) : sur la plage cimentation de type 3b du beachrock (partie B) d'amont en aval durant cette baisse (notamment à +1.3 m vers 585-835 ap. J.-C.), tandis que sur le littoral en falaise calcaire rien de significatif n'est enregistré.
- Stabilisation du niveau marin en position actuelle avec cimentation de type 2 de la bordure externe du beachrock (partie C), datée de 1647-1895 ap. J.-C., tandis que sur le littoral en falaise calcaire est construite une corniche et creusée une encoche.

Par rapport aux encoches marines et aux corniches organogènes, le beachrock semble plus adapté pour enregistrer des mouvements progressifs du niveau marin, car sa formation en l'espace de dizaines d'années ne requiert pas de stabilité du niveau marin. De plus, les corps sédimentaires massifs formés peuvent mieux résister à l'érosion lors d'une faible variation du niveau marin relatif.

## **5.3 Mécanismes de formation des beachrocks**

### **5.3.1 Beachrocks en bancs inclinés**

Les beachrocks existent dans les contextes géologiques très variés, avec notamment des différences importantes dans l'influence de l'eau douce, dans le climat, dans la minéralogie des sédiments et dans l'exposition à la houle et aux marées. La cimentation présente également des différences (cf. modèles de cimentation, chapitre 2.7.2). Aussi, il n'existe probablement pas de mécanisme de formation unique et universel, mais un mécanisme peut très bien ne s'appliquer qu'à un environnement chimique et biologique particulier. De plus, les conditions peuvent être favorables à la cimentation pendant seulement une partie de l'année.

Trois approches différentes ont été utilisées pour étudier la formation du beachrock : l'étude de la cimentation, l'analyse de l'eau interstitielle et une expérience de biominéralisation. Nous pouvons maintenant confronter les résultats obtenus par ces trois approches avec les différents mécanismes de formation qui ont été proposés (cf. chapitre 1.2.2).

#### ***Précipitation par évaporation de l'eau de mer***

Scoffin (1970) a proposé une précipitation à partir d'eau de mer fortement concentrée par l'évaporation.

Nous n'avons pas observé une augmentation notable de la salinité dans l'eau interstitielle, ni en Crète, ni en Mer Rouge, où les beachrocks sont pourtant soumis à un climat aride (cf. chapitre 3.3.1).

De plus, les analyses des isotopes stables des ciments indiquent une origine marine ou avec une influence d'eau douce faible à moyenne, mais jamais une origine hypersaline (cf. chapitre 2.5.2).

Dans le milieu de formation des beachrocks en bancs inclinés – en profondeur dans la plage (cf. chapitre 5.1.2) – l'évaporation est trop faible pour augmenter sensiblement la salinité, car l'atmosphère interstitielle est rapidement saturée en humidité (cf. chapitre 3.3.3). Il faut noter que l'aragonite précipite spontanément seulement au-dessus d'une salinité de 70‰ (Logan 1974).

Aussi, l'évaporation ne peut pas provoquer la cimentation de la masse du beachrock. Par contre, dans un beachrock découvert par l'érosion, l'évaporation peut secondairement favoriser le durcissement de la couche superficielle, comme pour les beachrocks plats (cf. chapitre 5.3.2)

#### ***Précipitation dans la zone de mélange***

Schmalz (1971) a proposé une précipitation dans la zone de mélange entre l'eau douce et l'eau de mer. Deux processus augmenteraient la saturation : 1) le mélange d'eau de mer riche en calcium et d'eau douce riche en carbonates; 2) la baisse de la force ionique par rapport à l'eau de mer (Wigley & Plummer 1976).

Ce mécanisme peut s'appliquer uniquement aux beachrocks soumis à une influence notable de l'eau douce. Nous avons analysé l'eau interstitielle de deux beachrocks de ce type (cf. chapitres 3.2.2 et 3.2.4) : dans les deux cas la saturation de la zone de mélange est inférieure à celle de l'eau de mer (correspondant approximativement à la courbe B de la figure 4). Cette évolution de la saturation est généralement due au pH relativement bas de la nappe phréatique continentale. Il faudrait que l'eau douce soit très riche en carbonates et possède un pH

proche de celui de la mer pour que la zone de mélange soit favorable à la précipitation (courbe A de la figure 4).

D'autre part, il n'a été observé ni de corrélation entre la distribution des beachrocks et la présence d'eau douce, ni de corrélation entre le type de la cimentation et la présence d'eau douce (cf. chapitre 2.4.2).

Aussi, dans la majorité des cas, le mécanisme proposé par Schmalz (1971) ne s'applique pas. Dans certaines conditions bien précises, il peut augmenter la saturation de 10 à 30% par rapport à l'eau de mer. Il n'est pas démontré si cette augmentation est suffisante pour provoquer spontanément la précipitation.

Cette conclusion n'exclut pas la cimentation dans la zone de mélange par un autre mécanisme.

#### ***Précipitation lors du dégazage de CO<sub>2</sub>***

Hanor (1978) a proposé une précipitation suite à l'augmentation de la saturation, qui se produit lors du dégazage de CO<sub>2</sub> à partir d'une eau continentale riche en carbonates.

Pour que ce mécanisme puisse agir comme décrit par Hanor, un apport important de carbonates dissous continentaux est nécessaire. Il ne s'applique donc pas aux beachrocks sans influence d'eau douce, avec seulement une faible influence d'eau douce, ou avec une influence d'eau continentale contenant peu de carbonates.

Dans les deux beachrocks avec influence d'eau douce dont nous avons analysé l'eau interstitielle, nous n'avons pas observé les effets que devrait produire un tel dégazage, à savoir une augmentation du pH et de la saturation (cf. chapitre 3.3.3).

De plus, le dégazage est ralenti par la lenteur de la diffusion du CO<sub>2</sub> à travers la plage, notamment lorsque le marnage est faible (cf. chapitre 3.3.3).

Enfin, le dégazage se produit principalement lorsque la proportion d'eau continentale est élevée dans la zone de mélange. Ainsi, la démonstration expérimentale par Hanor (1978) a surtout produit de la calcite lorsque l'eau de mer représentait 0% et 25% du mélange, alors que peu ou pas de précipités sont formés avec des salinités plus marines ! Au contraire, dans les beachrocks que nous avons étudiés, la minéralogie des ciments (calcite magnésienne et aragonite) signale une origine marine et les analyses des isotopes stables indiquent une origine marine ou légèrement influencée par l'eau douce (la salinité la plus basse (~20‰) est indiquée à Peristeras).

En conséquence, les conditions nécessaires pour ce mécanisme nous semblent réunies seulement dans une minorité des beachrocks.

Par contre, le dégazage peut créer des sursaturations locales même en absence d'un apport externe riche en carbonates. Il peut y avoir localement une production de carbonates (par exemple lors de l'oxydation de la matière organique), puis dégazage à l'interface eau-air. Pour évaluer l'importance du dégazage à petite échelle sur la saturation, il faudrait modéliser la vitesse de dégazage ainsi que la diffusion des carbonates dissous dans l'eau interstitielle et du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère de la zone vadose pour déterminer l'influence sur le pH.

#### ***Précipitation favorisée par l'activité microbienne***

La cimentation des beachrocks débute presque toujours par une phase micritique, qui semble contrôler la formation du beachrock et permettre la formation des ciments prismatiques subséquents (cf. chapitre 2.7.2).

Lorsqu'il est composé de calcite magnésienne, ce ciment micritique forme un liseré plus ou moins épais caractérisé par des ondulations irrégulières, c'est-à-dire des épaisissements et des protubérances de 15-150 µm distribués indépendamment de la polarité (cf. chapitre 2.3.6, Planches 6/7-8 et 8/3). Ces ondulations sont parfois laminées. Lorsque ce ciment micritique est composé d'aragonite, son épaisseur est également irrégulière, variant entre 10 et 30 µm sur des distances de 20µm (cf. chapitre 2.3.2, Planche 5/1). La limite diffuse avec l'aragonite aciculaire rend toutefois les ondulations moins nettes.

Il est difficile d'expliquer cette distribution irrégulière par des processus uniquement physiques. Elle ne correspond ni à des ciments stalactitiques ou ménisques, ni à une micrite centrifuge (absence de débris détritiques et de petits peloides, cf. chapitre 2.3.6).

Par contre, elle ressemble fortement aux laminations de microbialites, mais à une échelle plus petite. Cette morphologie pourrait être produite par un biofilm recouvrant la surface des grains, qui précipite et piège de la micrite. Les ondulations correspondraient aux épaisissements qui existent dans le biofilm, au gré du développement microbien. L'abondance d'ondulations près des points de contact des grains proviendrait de la préférence des micro-organismes pour ces positions plus protégées.

L'observation au MEB de nombreux cristaux anhédraux globulaires de 0.5-2µm est un argument supplémentaire pour une origine bactérienne : il s'agirait de corps bactériens calcifiés (Planches 7/1-2).

Plusieurs auteurs avaient établi cette relation entre le ciment micritique et l'activité microbienne, par exemple Nesteroff (1955 et 1956), suite à la

mise en évidence d'une trame organique dans la micrite, ainsi que Bernier & Dalongeville (1988) et Strasser *et al.* (1989), suite à l'observation de morphologies microbiennes (cyanobactéries) dans la micrite.

Ces indices d'activités microbiennes ont été confirmés par l'expérience de biominéralisation. Lors de la reproduction en laboratoire de la cimentation d'un beachrock en bancs inclinés (cf. chapitre 4, expérience I), nous avons obtenu une biominéralisation significative dans l'expérience avec les micro-organismes, alors que la précipitation de CaCO<sub>3</sub> était nettement plus limitée dans l'expérience abiotique de contrôle (cf. chapitre 4.5.2). De plus, la plupart des précipités de l'expérience de biominéralisation ressemblent aux cristaux observés dans les ciments micritiques. Ces résultats expérimentaux indiquent que l'activité microbienne favorise considérablement la précipitation de CaCO<sub>3</sub>, et influence ainsi directement la cimentation.

**En conséquence, les ciments micritiques en calcite magnésienne et en aragonite sont formés sous une forte influence microbienne, dans ou à proximité de biofilms qui recouvrent la surface des grains.** Les communautés microbiennes responsables varient probablement selon les conditions du milieu.

Pour la calcite magnésienne peloidale, le caractère micritique anhédral du centre des peloides indique également une origine microbienne. Chaque peloïde est probablement formé par une colonie bactérienne qui précipite très activement la calcite magnésienne. Ce ciment avait déjà été relié à l'activité microbienne par Chafetz (1986), par Meyers (1987), par Amieux *et al.* (1989) et par Tucker & Wright (1990).

Deux modes de formation sont actifs simultanément : 1) Le piégeage dans le mucus organique de particules micritiques en suspension dans l'eau interstitielle, qui sont ensuite cimentés par une précipitation inorganique ou microbienne (Davies & Kinsey 1973). 2) La précipitation de micrite dans ou près du biofilm. Il est délicat de faire des hypothèses sur ce processus de biominéralisation à partir des informations disponibles. Comme le milieu de formation des beachrocks est non confiné (cf. observations en cathodoluminescence, chapitre 2.5.3) la précipitation lors de la réduction des sulfates ou des nitrates est peu probable (cf. chapitre 1.3.1). De même, l'absence de lumière dans le milieu de formation exclut les effets de la photosynthèse (cf. chapitres 5.1.1 et 5.1.2). Il semblerait donc que le biofilm offre principalement un substrat particulièrement favorable à la nucléation

des carbonates (cf. chapitre 1.3.1).

Il n'existe que peu d'indications sur l'importance respective des deux modes de formation (piégeage et précipitation). Toutefois, la prépondérance de cristaux globulaires anhydriques dans la calcite magnésienne micritique suggérerait une précipitation dans le biofilm (cf. chapitre 5.4.3), alors qu'un nombre élevé de cristaux euhédriques dans l'aragonite micritique pourrait provenir du piégeage de cristaux formés en suspension dans l'eau.

#### ***Importance relative des différents mécanismes***

La précipitation par évaporation de l'eau de mer est négligeable dans tous les beachrocks, même dans ceux situés dans un climat aride et sans influence d'eau douce.

Dans les beachrocks soumis à une influence d'eau douce, la précipitation suite à la sursaturation dans la zone de mélange ou suite au dégazage de CO<sub>2</sub> à partir d'eaux continentales nécessite des conditions bien précises (arrivée d'eau douce riche en carbonates et d'un pH relativement élevé), qui existent seulement dans une minorité de beachrocks.

Dans la majorité des beachrocks, l'eau interstitielle est moins saturée en CaCO<sub>3</sub> que l'eau de mer (cf. chapitre 3.3.1, fig. 38), et aucune augmentation de la saturation produite par des mécanismes physico-chimiques n'a été observée. Par contre, le métabolisme microbien crée des micro-environnements sursaturés favorables à la précipitation, qui ne sont pas détectés lors des analyses d'eau globale, telles que pratiquées usuellement.

En raison de l'absence d'explications physico-chimiques, des indices révélés par l'étude des ciments et des résultats de l'expérience de biominéralisation, nous concluons que **les premiers ciments micritiques, qui contrôlent la formation des beachrocks, sont formés sous une forte influence microbienne dans ou près d'un biofilm recouvrant la surface des grains. Le dégazage de CO<sub>2</sub> à petite échelle pourrait intervenir localement.**

**Dans un deuxième temps, une précipitation principalement abiotique produit les ciments prismatiques lors d'une circulation des fluides plus élevée et avec une influence microbienne moindre. Ces ciments prismatiques ont besoin de la présence du ciment micritique sous-jacent pour se développer.**

Ces conclusions n'excluent pas qu'il existe quelques beachrocks particuliers, dont la cimentation résulte de processus physico-chimiques et dans lesquels l'activité microbienne joue un rôle négligeable. Parmi les beachrocks étudiés au cours de ce travail, celui de Grammos fait peut-être partie

de ces exceptions, car le liseré micritique initial est absent.

#### 5.3.2 Beachrocks plats

La formation des beachrocks plats se déroule à la surface de *tidal flats*, dans les 5-20 cm superficiels, en présence de fluides hypersalins et dans un climat chaud et sec (cf. chapitre 5.1.3). Dans ces conditions, les deux mécanismes suivants peuvent provoquer la cimentation :

- 1) la précipitation spontanée abiotique provoquée par l'augmentation de la saturation lors de la concentration des saumures par évaporation (l'aragonite peut précipiter spontanément lorsque la salinité dépasse 70‰ (Logan 1974)),
- 2) la précipitation favorisée par l'activité microbienne, notamment sous l'effet de la photosynthèse des cyanobactéries et des algues (Logan 1974) et pendant la décomposition de la matière organique à faible profondeur (Krumbein 1979).

Quel que soit le mécanisme de précipitation, la stabilisation des sédiments est assurée par des tapis microbiens.

Nous avons reproduit en laboratoire la cimentation d'un beachrock subhorizontal de l'intertidal inférieur (cf. chapitre 4, expérience III) : une biominéralisation importante a été obtenue dans l'expérience avec les micro-organismes, alors que la précipitation de CaCO<sub>3</sub> était nettement plus limitée dans l'expérience abiotique de contrôle. Ces résultats indiquent que l'activité microbienne favorise considérablement la précipitation, et qu'elle influence ainsi directement la cimentation.

**Par conséquent, les beachrocks plats résultent d'une stabilisation des sédiments par des tapis microbiens et d'une cimentation sous l'effet conjugué de l'activité microbienne et de la précipitation abiotique suite à l'augmentation de la salinité par évaporation.**

La minéralogie aragonitique des ciments est due à la température élevée du milieu (cf. chapitre 5.4.2). L'habitus micritique et micropeloïdale des ciments résulte de l'activité microbienne (cf. chapitre 5.4.3) et des saturations temporaires très élevées, qui provoquent une nucléation rapide.

La différence des structures sédimentaires d'expansion entre l'intertidal inférieur (tepees), l'intertidal supérieur (fissures fines et bombements, cf. chapitre 2.8.1) et le sommet de l'intertidal (surface horizontale plane, cf. chapitre 2.8.2) provient probablement de la variation du degré d'activité diagénétique. La disponibilité des ions de calcium et de carbonates présente un gradient selon la position : dans l'intertidal inférieur, les sédiments

sont plus fréquemment humectés et la circulation des fluides est plus élevée, que dans l'intertidal supérieur. De plus, l'activité microbienne est plus importante dans l'intertidal inférieur, qui est moins souvent asséché. Dès lors, la diagenèse sera plus active dans l'intertidal inférieur et produira plus facilement des augmentations du volume de la roche.

## 5.4 Facteurs contrôlant la cimentation

L'étude des beachrocks en bancs inclinés révèle une grande diversité dans la cimentation, aussi bien entre les différents beachrocks qu'au sein même de certains beachrocks. De plus, plusieurs ciments distincts se succèdent généralement au cours de la diagenèse. Ceci est illustré par la complexité des modèles de cimentations (cf. chapitre 2.7.2), qui sont pourtant déjà simplifiés. En outre, la distribution des beachrocks sur le littoral est irrégulière. Cette diversité soulève les questions majeures suivantes :

- Quels sont les facteurs contrôlant la présence de la cimentation (présence de beachrock sur certaines plages, absence sur d'autres) ?
- Quels sont les facteurs responsables des variations aragonite – calcite magnésienne (minéralogie du ciment) ?
- Quels sont les facteurs responsables des variations ciment micritique – ciment prismatique (habitus des cristaux) ?
- Quels sont les facteurs contrôlant la distribution de la calcite magnésienne peloïdale ?

Nous allons essayer de trouver des réponses satisfaisantes en combinant nos propres observations avec les résultats de divers travaux sur la précipitation de carbonates, puis de définir un schéma général des facteurs contrôlant la formation des beachrocks. Cette tentative de compréhension du phénomène « beachrock » dans son ensemble est naturellement interprétative et partiellement hypothétique.

### 5.4.1 Présence de la cimentation

En introduction, il faut rappeler que la présence du beachrock ne dépend pas de sa visibilité. Lorsque aucun beachrock n'affleure sur la plage, celui-ci peut être en cours de formation dans la plage, ou être recouvert de sédiments après avoir été mis à nu par l'érosion. Si le régime hydrodynamique de la plage varie au cours de l'année, la visibilité peut dépendre des saisons (par exemple, en Méditerranée le beachrock est découvert en hiver et recouvert en été (Dalongeville & Sanlaville 1984)).

La formation du beachrock nécessite une plage perméable, de l'eau interstitielle sursaturée en  $\text{CaCO}_3$  et des conditions favorables pour la cimentation proprement dite. Les deux premières composantes sont assez facilement définissables, par contre la troisième est beaucoup plus complexe.

### *Influence des mouvements de la plage*

La stabilité de la plage est peut-être le principal facteur contrôlant la distribution des beachrocks sur un littoral. Si les sédiments sont trop souvent déplacés par des érosions périodiques, ils n'auront pas le temps de se cimenter. De même, si la côte progrède ou recule trop rapidement, les sédiments ne se trouveront pas assez longtemps dans le milieu favorable à la cimentation (Beier 1985). Enfin, après la formation du beachrock, un amaigrissement de la plage est nécessaire pour que le géologue puisse l'apercevoir.

### *Influence des sédiments*

La granulométrie des sédiments doit permettre une bonne circulation des fluides dans la plage : dans la majorité des beachrocks, la limite inférieure de la granulométrie est égale ou supérieure à 0.2 mm. Il n'existe pas de limite supérieure (par exemple, Scoffin (1970) signale un beachrock conglomératique). Toutefois, la cimentation nécessitera un temps plus long pour la consolidation, si tous les grains sont grossiers (cf. chapitre 2.4.2, paragraphe Granulométrie). La granulométrie idéale semble être du sable moyen à grossier.

Dans certains beachrocks, la cimentation est sélective en fonction de la minéralogie du substrat, avec des ciments mieux développés sur les grains carbonatés que sur les grains siliciclastiques (par exemple Aua ou Grammos). Toutefois, cette influence de la minéralogie du substrat est relative : une composition carbonatée peut favoriser la cimentation, mais on observe des beachrocks sur des plages de sable bioclastique (beachrocks de Tikehau), volcanique (Taipaia et Aua), siliciclastique (Peristeras), ou ultrabasique (Wouliagmeni). De plus, dans de nombreux beachrocks mixtes, la cimentation n'est pas sélective en fonction de la minéralogie des grains. Cette indépendance pourrait s'expliquer par la présence du liseré micritique d'origine microbienne, par lequel débute généralement la cimentation, et qui sert de substrat pour les ciments suivants. L'absence de ce liseré micritique à Grammos pourrait être responsable de la sélectivité de la cimentation palissadique.

### *Influence de la température*

La distribution géographique des beachrocks, qui

sont restreints aux « mers chaudes » (fig. 2), dépend de la température. Russel & McIntire (1965) ont proposé une limite de 20° C pour la température moyenne annuelle de l'eau interstitielle, au-dessous de laquelle le beachrock ne se forme pas.

Un abaissement de la température influence le système carbonaté de deux manières. 1) La proportion de carbonates présente sous la forme  $\text{CO}_3^{--}$  diminue (suite à une modification des constantes de dissociation de l'acide carbonique), mais cette diminution est partiellement compensée par une plus grande solubilité du  $\text{CO}_2$  dans l'eau (cf. formules de l'annexe D). 2) Les processus biologiques sont ralentis, voire presque arrêtés. En conséquence, l'influence du métabolisme des micro-organismes sur le pH et sur  $\Sigma\text{CO}_2$  diminue, et les sursaturations de  $\text{CaCO}_3$  provoquées localement et temporairement par l'activité microbienne sont fortement réduites. Cette contrainte biologique est probablement prépondérante pour expliquer l'absence de beachrock dans les « mers froides », elle est décisive si les conclusions du présent travail sont correctes (cf. chapitre 5.3.1).

#### ***Influence de la composition de l'eau***

La composition initiale de l'eau interstitielle est relativement invariable lorsque celle-ci dérive de l'eau de mer. Tout au plus, une salinité anormalement élevée des eaux de surface augmentera un peu la teneur en calcium.

Par contre, en cas d'influence d'eau douce, la composition de celle-ci peut présenter des différences importantes. Théoriquement, un arrière-pays calcaire ou des sédiments littoraux carbonatés sont un avantage pour la cimentation, car l'eau douce sera plus riche en calcium. Toutefois, nos analyses de l'eau interstitielle dans quelques beachrocks, qui sont soumis à une importante influence d'eau douce (Damnoni, Paleochora et Grammos), révèlent une eau douce relativement pauvre en calcium (<50 ppm). Ces observations soulignent que le calcium nécessaire à la précipitation du  $\text{CaCO}_3$  provient principalement de la mer. Par conséquent, la présence d'un arrière-pays calcaire n'influence que de manière secondaire la cimentation des beachrocks.

Par contre, le pH et le  $\Sigma\text{CO}_2$  de l'eau douce exercent un effet beaucoup plus important sur la saturation. Ainsi, une nappe phréatique continentale riche en  $\Sigma\text{CO}_2$  et avec un pH relativement élevé favorisera la précipitation dans la zone de mélange (cf. fig. 4). De telles conditions peuvent être réunies, si la nappe phréatique est captive ou semi-captive, ce qui facilite une sursaturation en  $\text{CO}_2$  de l'eau par rapport à l'atmosphère.

Enfin, une concentration anormalement élevée d'inhibiteurs tels que les phosphates, les sulfates et certains composés organiques pourra limiter localement la cimentation. Ces inhibiteurs peuvent être libérés par certaines roches sédimentaires, par la biosphère ou par des activités humaines.

#### ***Influence de la présence d'eau douce***

La nécessité d'une nappe phréatique météorique pour la formation de beachrock a été longuement débattue durant les années 60 et 70. Actuellement, il est établi que les beachrocks peuvent se former en absence totale d'eau douce (par exemple, Anavissos, Dushit el Dabaa et El-Baida). La corrélation dans certaines régions comme la Grande Barrière d'Australie entre l'existence de beachrock sur les îlots et la présence de végétation (Scoffin & McLean 1978) peut s'expliquer par une plus grande stabilité des îlots avec végétation, alors que les simples bancs de sables se déplacent trop rapidement pour que le beachrock puisse se former.

De plus, dans chacune des régions étudiées, nous n'avons pas observé de corrélation entre la disponibilité d'eau douce et la présence de beachrock (présence de beachrock à Kalamaki Nord et à Kalamaki Centre, à Peristeras et à Ierápetra West, à Wadi Wasa'at et à El-Baida, sur Tikehau et sur Tahiti, etc.).

#### **5.4.2 Minéralogie du ciment**

La minéralogie du carbonate de calcium précipité en milieu marin (calcite magnésienne ou aragonite) dépend de nombreux paramètres, dont les principaux sont le rapport Mg/Ca, la salinité, la température, la saturation, le rapport  $\text{Ca}^{++}/\text{CO}_3^{--}$ , la teneur en phosphates, la teneur en sulfates, la présence d'inhibiteurs organiques et l'activité biologique (Burton 1993).

De nombreuses études expérimentales ont été consacrées à cette question. Les résultats indiquent les influences suivantes : une augmentation du rapport Mg/Ca favorise l'aragonite (Morse *et al.* 1997); une augmentation de la température favorise l'aragonite (Morse *et al.* 1997); la présence de phosphates favorise la calcite magnésienne à condition que le pH soit supérieur à 7 (Burton 1993); la présence de sulfates favorise l'aragonite (Burton 1993); une augmentation de la saturation de  $\text{CaCO}_3$  en présence de sulfates favorise la calcite (Burton 1993); enfin de nombreuses molécules organiques ont une action inhibitrice, soit sur la calcite, soit sur l'aragonite, favorisant l'autre polymorphe (voir le détail des molécules dans Kitano & Hood (1965), dans Kitano & Kanamori

(1966), dans Berner *et al.* (1978), dans Cailleau *et al.* (1980) et dans Falini *et al.* (1994)). En plus, les différents paramètres s'influencent mutuellement. Jusqu'à présent, aucun modèle universel n'a pu être défini (Burton 1993).

Les beachrocks étudiés durant cette étude montrent une grande homogénéité de la minéralogie du ciment dans chacune des régions visitées (cf. fig. 25) : de la calcite magnésienne en Méditerranée (Crète et Grèce continentale) et de l'aragonite dans les mers plus chaudes (Mer Rouge, Polynésie et Australie). Les seules exceptions à cette règle sont des traces d'aragonite fibreuse stalactitique en Crète, et de la calcite magnésienne peloïdale en Polynésie.

La minéralogie du ciment ne varie généralement pas à l'échelle des pores. Elle n'est pas influencée directement par la minéralogie des grains. De même, aucune relation n'a été observée avec l'influence de l'eau douce.

Selon ces observations, la température est le facteur principal contrôlant la minéralogie du ciment. Le cas de la Crète et de la Mer Rouge, les deux régions les mieux étudiées, est particulièrement parlant. Nos analyses de l'eau de mer à proximité des beachrocks indiquent une composition de l'eau identique en Crète et en Mer Rouge (la salinité, la teneur en calcium, le rapport Mg/Ca, le pH, le  $\Sigma\text{CO}_2$  et la saturation sont équivalents). La température est le seul paramètre majeur, qui diffère entre ces deux régions. Une telle dépendance de la minéralogie en fonction de la température a été observée expérimentalement par Burton & Walter (1987) et par Morse *et al.* (1997).

Comment expliquer les deux exceptions observées ?

L'aragonite fibreuse stalactitique en position haute dans les beachrocks de Crète occidentale a précipité dans la zone vadose à la fin de la cimentation des beachrocks. Cette précipitation a pu se dérouler après le découvrément du beachrock par l'érosion dans une zone vadose surchauffée par le soleil, éventuellement après une augmentation du rapport Mg/Ca suite à un début de précipitation en calcite magnésienne, ou après une augmentation de la salinité par évaporation.

La calcite magnésienne peloïdale est le ciment dominant à Taipai et Mahaena (Tahiti) et un ciment accessoire dans un échantillon de Taraire (Tikehau). Plusieurs auteurs ont proposé que la formation de la calcite magnésienne peloïdale est liée à l'activité microbienne (Chafetz 1986; Meyers 1987; Amieux *et al.* 1989; Tucker & Wright 1990). Cette explication est probablement également valable pour les beachrocks (cf. chapitre 5.3.1).

Aussi, la minéralogie en calcite magnésienne des peloïdes doit être provoquée par des composés organiques.

La température est un facteur cardinal, mais d'autres facteurs comme les phosphates, les sulfates, des inhibiteurs organiques et l'activité microbienne doivent jouer un rôle secondaire. Certains beachrocks situés dans des mers chaudes présentent en effet une cimentation en calcite magnésienne et des juxtapositions des deux polymorphes dans le même beachrock sont signalées (cf. tableau 1).

Dans des situations particulières, une augmentation du rapport Mg/Ca induit une cimentation aragonitique en Méditerranée. Autour de la presqu'île de Perachora au nord du canal de Corinthe, les beachrocks, qui sont soumis à une influence d'eau douce enrichie en magnésium par des roches ultrabasiques (serpentinites), sont cimentés par de l'aragonite, alors que les beachrocks soumis à une influence d'eau douce « calcaire » sont cimentés par de la calcite magnésienne (Dunkel *et al.* 1988). La cimentation aragonitique d'un beachrock corse, qui est composé de sédiments ultrabasiques, relève peut-être du même phénomène; toutefois, une modification du pH par ces sédiments ultrabasiques pourrait également influencer la minéralogie (Bernier *et al.* 1997).

En résumé, la minéralogie du ciment dépend principalement de la température. Mais, les phosphates, les sulfates, les inhibiteurs organiques et le rapport Mg/Ca exercent une influence secondaire. Pour affiner l'interprétation, il faudrait connaître les teneur en phosphates et en sulfates de l'eau interstitielle et la composition détaillée de la matière organique dissoute.

#### 5.4.3 Habitus du ciment

##### **Différence micritique – prismatique**

La formation de cristaux micritiques par rapport aux cristaux prismatiques est avantagée par les paramètres suivants :

- Un rapport élevé entre le taux de nucléation et la vitesse de croissance des cristaux. Un taux de nucléation élevé est favorisé par une forte sursaturation et par la présence d'un substrat favorable, comme des composés organiques avec le radical carboxyle  $-\text{COO}^-$  (cf. chapitre 1.3.1).
- Le blocage de la croissance cristalline par des inhibiteurs qui empoisonnent la surface.
- La formation d'un ciment micritique par un mucus organique qui piège les particules micritiques en suspension dans l'eau.

Les ciments micritiques sont produits en lien avec l'activité microbienne (cf. chapitre 5.3.1). La petite taille des cristaux résulte probablement de la combinaison de plusieurs processus : le métabolisme microbien crée localement et temporairement de fortes sursaturations qui entraînent un taux de nucléation élevé; la nucléation est favorisée par des composés organiques présentant le radical carboxyle; la croissance des cristaux est limitée par la faible vitesse de diffusion des ions dans les biofilms; des inhibiteurs organiques bloquent la croissance cristalline. Si, lors du développement des biofilms, les conditions ne permettent pas une précipitation importante, le mucus organique peut également piéger des particules micritiques.

L'importance relative de ces différents processus peut difficilement être évaluée. Il serait nécessaire d'analyser la composition de la matière organique incluse dans le ciment. Néanmoins, l'aspect global de nombreux ciments micritiques (Planches 7/1-2) suggère que les inhibiteurs jouent un rôle important.

Au contraire, le ciment prismatique résulte d'une précipitation principalement abiotique (cf. chapitre 5.3.1). La croissance est probablement plus régulière, avec, à la fois, moins de perturbations par des inhibiteurs, et moins d'opportunités de nucléation par des sursaturations locales ou par un substrat organique. La transition micritique–prismatique se produit lors d'une détérioration des conditions pour les micro-organismes (température, nutriments, stress, etc.) ou lors d'une amélioration des conditions de précipitation physico-chimiques (saturation, circulation des fluides, etc.).

Il est possible que le développement microbien soit favorisé par un milieu protégé, enfoui sous la plage, et que la précipitation abiotique soit favorisée par une plus forte circulation des fluides. En effet, nous avons observés les deux tendances suivantes : une augmentation des ciments palissadiques vers la mer et vers la surface du beachrock; une augmentation des ciments micritiques vers la terre et vers la profondeur du beachrock. Les conditions favorables à la précipitation abiotique sont peut-être réalisées lors de l'exposition (partielle) du beachrock par l'érosion.

L'alternance micritique – prismatique – micritique – prismatique est provoquée par une succession de périodes favorables au développement microbien et de périodes favorables à la précipitation abiotique. Cette alternance pourrait correspondre à des périodes de circulation des fluides plus ou moins importantes, liées à des cycles d'érosion – progradation de la plage. Toutefois, il ne s'agit pas de cycles annuels provoqués par les saisons ou les

périodes de tempêtes, car les alternances micritique–prismatique devraient alors être beaucoup plus nombreuses et rythmiques.

Ce mécanisme peut expliquer aussi bien les variations des ciments en aragonite que les variations des ciments en calcite magnésienne, car les successions sont très similaires. Toutefois, les inhibiteurs organiques favorisant les cristaux micritiques seront partiellement différents.

#### *Calcite magnésienne peloïdale*

Le ciment en calcite magnésienne peloïdale est lié à une forme particulière d'activité microbienne (cf. 5.3.1). Nous n'avons pas d'explication pour sa distribution.

Néanmoins, nous avons observé qu'il est généralement un ciment accessoire, sauf à Taipaia et à Mahaena. La composition entièrement volcanique de ces beachrocks semble avoir empêché le développement de ciments aragonitiques. Une situation similaire de ciment peloïdal dans un beachrock volcanique est brièvement décrit par Tietz & Müller (1971) aux Iles Canaries.

#### 5.4.4 Schéma général

Le tableau 12 résume les facteurs qui contrôlent la présence du beachrock, la minéralogie du ciment et l'habitus du ciment. Il est important de se référer aux chapitres 5.4.1 à 5.4.3 pour l'explication détaillée de chaque facteur.

La distribution des beachrocks est contrôlée au niveau mondial par le climat (température > 20° C selon Russel & McIntire (1965)). Au niveau régional, la présence ou l'absence de beachrock sur une plage est principalement déterminée par la granulométrie des sédiments (> ~0.1 mm) et par la stabilité de la plage (immobilisation des sédiments suffisamment durable pour la consolidation).

La minéralogie des ciments est déterminée principalement par la température (mers chaudes : aragonite, mers moins chaudes : calcite magnésienne). Divers inhibiteurs et le rapport Mg/Ca ont une influence secondaire.

La précipitation des ciments micritiques est liée à l'activité microbienne (nucléation favorisée par un substrat organique et par des sursaturations locales élevées, croissance cristalline bloquée par des inhibiteurs). Au contraire les ciments prismatiques résultent d'une précipitation abiotique plus régulière lorsque la circulation des fluides est plus importante. Ces conditions peuvent être produites par un amaigrissement de la plage.

Schématiquement il est possible d'imaginer l'évolution suivante : une première cimentation

micritique « microbienne » consolide les sédiments en profondeur, puis l'érosion découvre partiellement ce beachrock faiblement induré, et la consolidation finale est produite par la cimentation prismatique abiotique liée à une forte circulation des fluides dans un milieu influencé par la houle. Cette évolution schématique ne s'applique pas à tous les beachrocks.

L'importance du marnage et de la houle ne semblent pas contrôler directement le beachrock. Par contre, conjointement avec la dérive littorale, les apports détritiques et la production carbonatée, ces deux paramètres influencent la stabilité de la plage, la circulation des fluides, la granulométrie des sédiments et la structure de la plage.

Comme le beachrock en bancs inclinés se forme sous une certaine épaisseur de sédiment, la lumière et la photosynthèse y jouent un rôle négligeable.

Nous n'avons pas réussi à trouver une corrélation entre la présence d'une zone saumâtre et un quelconque caractère du beachrock.

**Interprétation des modèles de cimentation**

Il est possible d'interpréter les modèles de cimentation construits au chapitre 2.7.2 et résumés

sur la figure 31 avec le schéma général proposé ici. Il faut souligner qu'aussi bien ce schéma général que les interprétations ci-dessous sont partiellement hypothétiques (cf. explications détaillées aux chapitres 5.4.1 à 5.4.3). Une interprétation est uniquement formulée pour les quatre types principaux, mais les facteurs décrits ci-dessus permettent également d'expliquer les différentes variantes.

**Le type 1** (liseré en aragonite micritique suivi par de l'aragonite aciculaire) se forme dans les « mers chaudes » avec une température plus élevée que les types 2 et 3. Au début de la formation du beachrock en profondeur dans la plage, l'activité microbienne favorise une cimentation micritique aragonitique. Par la suite, une circulation des fluides plus élevée et une altération des conditions pour l'activité microbienne permettent une cimentation prismatique (aciculaire ou fibreuse) abiotique. Ce changement peut se produire lors de l'amaigrissement de la plage.

**Le type 2** (liseré en calcite magnésienne micritique suivi par de la calcite magnésienne palissadique et terminé par un liseré en calcite magnésienne micritique) se forme principalement

		Présence du beachrock	Minéralogie des ciments	Habitus des ciments
Stabilité de la plage		●		●
Granulométrie des sédiments		●		
Minéralogie des sédiments		●		●
Température		●	●	
Circulation des fluides		●		●
Activité microbienne		●		●
Dans les fluides interstitiels	Composés organiques	●	●	●
	rapport Mg/Ca	●	●	
	Phosphates, Sulfates	●	●	
Dans l'eau douce si celle-ci est présente	pH, ΣCO <sub>2</sub>	●		
	Calcium	●		

Tableau 12. Récapitulatif de l'importance relative des différents facteurs contrôlant la présence (ou absence) d'un beachrock en bancs inclinés, la minéralogie des ciments (calcite magnésienne ou aragonite) et l'habitus des ciments (micritique ou prismatique). Voir les chapitres 5.4.1 à 5.4.3 pour l'explication détaillée de chaque facteur.

dans les mers relativement froides pour les beachrocks (comme la Méditerranée). Les deux premières étapes sont similaires au type 1 : une cimentation « microbienne » enfouie dans la plage suivie d'une cimentation prismatique abiotique lorsque la circulation des fluides augmentent. Finalement, la surface des ciments est recolonisée par des micro-organismes qui produisent à nouveau une cimentation micritique « microbienne »; il peut s'agir du même processus que la première phase (le beachrock étant recouvert de sable) ou d'une autre communauté microbienne (le beachrock étant découvert).

**Le type 3** (deux phases micritiques distinctes suivies par de la micrite orangée) se rencontre dans les mêmes régions que le type 2. Il est probablement dominant lorsque la circulation des fluides est relativement réduite pendant toute la durée de formation du beachrock. La cimentation est uniquement micritique « microbienne », sans que les conditions deviennent défavorables pour les micro-organismes. Des petites variations du milieu (faibles infiltrations, types de micro-organisme,

etc.) permettent de distinguer plusieurs phases. La dernière phase (micrite orangée) correspond à la zone récemment encore biologiquement active.

**Le type 4** (fin liseré en calcite magnésienne micritique et peloides en calcite magnésienne avec une couche externe fibroradiaire) est formé par une activité microbienne particulière dont la distribution n'est pas encore comprise. La formation du liseré micritique « microbien » est probablement simultanée au développement des peloides en calcite magnésienne autour de colonies bactériennes. Puis, lorsque la circulation des fluides augmente suite à l'érosion des sédiments protégeant le beachrock, une précipitation abiotique produit la couche externe fibroradiaire.

Ces interprétations des modèles idéalisés sont des simplifications qui ne peuvent pas être transposées telles quelles sur un beachrock. Par contre, elles donnent un schéma général qui facilitera la reconstitution de l'histoire de la cimentation d'un beachrock une fois que toutes les particularités locales auront été intégrées.

## Chapitre 6 : Conclusions

Les beachrocks en bancs inclinés se forment en profondeur dans les plages à l'altitude de la zone intertidale en sens large.

Les analyses de l'eau interstitielle ont montré que

- la précipitation dans la zone de mélange (Schmalz 1971) et la précipitation suite au dégazage de CO<sub>2</sub> à partir d'eaux continentales riches en carbonates (Hanor 1978) ne sont actives que dans une minorité des beachrocks soumis à une influence d'eau douce;
- la précipitation par l'évaporation de l'eau de mer (Scoffin 1970) est négligeable dans les beachrocks en bancs inclinés. Dans les beachrocks plats, elle joue un rôle important conjointement avec l'activité microbienne.

L'étude pétrographique des ciments et l'expérience de biominéralisation ont démontré que

- la cimentation est contrôlée par la présence d'un premier ciment micritique (en aragonite ou en calcite magnésienne);
- ce ciment micritique se forme sous l'influence prépondérante de l'activité microbienne, probablement dans ou près d'un biofilm recouvrant la surface des grains;
- dans un deuxième temps, un ciment prismatique (calcite magnésienne palissadique, aragonite aciculaire ou fibreuse) peut se développer lors d'une précipitation abiotique avec une circulation des fluides plus élevée. La précipitation de ce ciment prismatique nécessite la présence du premier ciment micritique.

La formation des beachrocks en bancs inclinés résulte donc d'une précipitation « microbienne » et d'une précipitation physico-chimique. Mais, dans la majorité des beachrocks, c'est l'activité microbienne qui contrôle la formation du premier ciment micritique et qui permet aux ciments subséquents de se développer.

Ces résultats mettent en évidence les capacités des bactéries et d'autres micro-organismes à précipiter des ciments carbonatés. Il est possible que des mécanismes similaires interviennent également dans la formations d'autres ciments marins précoces (environnement récifal, *hardground*, etc.).

Une des motivations du présent travail était la protection contre l'érosion littorale que pouvait offrir le beachrock. Toutefois, nous sommes actuellement encore au stade de la compréhension du phénomène, et nos connaissances sont encore insuffisantes pour favoriser artificiellement la formation de beachrock. Des recherches supplémentaires seront nécessaires avant d'envisager un procédé industriel qui emploierait des biotechnologies pour favoriser la cimentation, comme le procédé développé par Adolphe *et al.* (1990) pour le milieu continental.

Par contre, l'utilisation du beachrock comme indicateur de niveau marin ou de ligne de rivage est une méthode fiable si quelques conditions sont respectées, comme le montre l'exemple d'application à Damnoni (cf. chapitre 5.2).

Dans le cadre de cette étude, nous n'avons pas pu poursuivre jusqu'au bout plusieurs directions de recherche par manque de temps. De futurs travaux devront compléter les connaissances dans ces domaines. Les deux sujets suivants nous semblent les plus prometteurs pour la compréhension du phénomène « beachrock » :

- L'enregistrement des paramètres chimiques de l'eau interstitielle (avec les teneurs en phosphates, en sulfates et éventuellement la composition de la matière organique) pendant au moins une année, en échantillonnant l'eau interstitielle à plusieurs profondeurs. De telles mesures devraient être répétées sur des beachrocks situés dans différents contextes géologiques.
- La multiplication des expériences de biominéralisation avec un modèle expérimental, comme celui présenté dans ce travail, en faisant varier les conditions, et en utilisant des échantillons provenant de beachrocks des principaux contextes géologiques (cf. chapitre 4.5.3 pour plus de détails).

Divers autres approches mériteraient également d'être approfondies : la recherche de biomarqueurs dans les ciments, la multiplication des datations de ciment, le développement de critères d'interprétation pour les éléments traces, et la modélisation numérique des effets du dégazage de CO<sub>2</sub> à l'échelle des pores.



## Références

- Adolphe J.P. & Billy C. (1974) Biosynthèse de calcite par une association bactérienne aérobie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, Sér. D, **278**, 2873-2875.
- Adolphe J.-P., Hourimèche A., Loubière J.-P., Paradas J. & Soleilhavoup F. (1989) Les formations carbonatées d'origine bactérienne. Formations continentales d'Afrique du Nord. *Bull. Soc. géol. France*, (8), **5**, 55-62.
- Adolphe J.P., Loubiere J.-F., Paradas J. & Soleilhavoup F. (1990) Procédé de traitement biologique d'une surface artificielle. Demande de brevet européen, n° de publication EP 0 388 304 A1, 8 p. Demandeur : Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- Aissaoui D.M. & Purser B.H. (1983) Nature and origins of internal sediments in Jurassic limestones of Burgundy (France) and Fnoud (Algeria). *Sedimentology*, **30**, 273-283.
- Aizenberg J., Albeck S., Weiner S. & Addadi L. (1994) Crystal-protein interactions studied by overgrowth of calcite on biogenic skeletal elements. *J. Crystal Growth*, **142**, 156-164.
- Albeck S., Weiner S. & Addadi L. (1996) Polysaccharides of intracrystalline glycoproteins modulate calcite crystal growth in vitro. *Chem. Eur. J.*, **2**, 278-584.
- Alexandersson T. (1969) Recent littoral and sublittoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean. *Sedimentology*, **12**, 47-61.
- Alexandersson T. (1972) Intergranular growth of marine aragonite and Mg-Calcite: evidence of precipitation from supersaturated seawater. *J. sediment. Petrol.*, **42**, 441-460.
- Alvarez P. & Vicat J.P. (1989) Organismes du Schisto-calcaire, Protérozoïque supérieur, de la République Populaire du Congo (Afrique Centrale). *J. African Earth Sci.*, **9**, 209-220.
- Amieux P. (1982) La cathodoluminescence : méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **6**, 437-183.
- Amieux P., Bernier P., Dalongeville R. & Medwecki (de) V. (1989) Cathodoluminescence of carbonate-cemented Holocene beachrock from the Togo coastline (West Africa): an approach to early diagenesis. *Sediment. Geol.*, **65**, 261-272.
- Assereto R.L.A.M. & Kendall C.G.St.C. (1977) Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, **24**, 153-210.
- Badiozamani K., Mackenzie F.T. & Thorstenson D.C. (1977) Experimental carbonate cementation: salinity, temperature and vadose-phreatic effects. *J. sediment. Petrol.*, **47**, 529-542.
- Beier J.A. (1985) Diagenesis of quaternary bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. *J. sediment. Petrol.*, **55**, 755-761.
- Berman A., Ahn D.H., Lio A., Salmeron M., Reichert A. & Charych D. (1995) Total alignment of calcite at acidic polydiacetylene films: cooperativity at the organic-inorganic interface. *Science*, **269**, 515-518.
- Berner R.A. (1971) Principles of chemical sedimentology. McGraw-Hill, New York, 240 p.
- Berner R.A. (1976) The solubility of calcite and aragonite at atmospheric pressure and 34.5‰ salinity. *Amer. J. Sci.*, **276**, 713-730.
- Berner R.A., Westrich J.T., Graber R., Smith J. & Martens C.S. (1978) Inhibition of aragonite precipitation from supersaturated seawater: a laboratory and field study. *Amer. J. Sci.*, **278**, 816-837.
- Bernier P. & Dalongeville R. (1988) Incidence de l'activité biologique sur la cimentation des sédiments littoraux actuels. L'exemple des îles de Délos et de Rhénée (Cyclades, Grèce). *C. R. Acad. Sci. Paris*, (II), **307**, 1901-1907.
- Bernier P. & Dalongeville R. (1996) Mediterranean coastal changes recorded in beach-rock cementation. *Z. Geomorphol. N.F.*, Suppl.-Bd **102**, 185-198.
- Bernier P., Bonvallet J., Dalongeville R. & Prieur A. (1990) Le beach-rock de Temae (Ile de Moorea - Polynésie française) Signification géomorphologique et processus diagénétiques. *Z. Geomorphol. N.F.*, **34**, 435-450.
- Bernier P., Guidi J.-B. & Böttcher M.E. (1997) Coastal progradation and very early diagenesis of ultramafic sands as a result of rubble discharge from asbestos excavations (northern Corsica, western Mediterranean). *Marine Geol.*, **144**, 163-175.
- Billy C., Blanc Ph. & Rouvillois A. (1976) Synthèse d'aragonite en milieu marin par voie bactérienne. *Ann. Inst. océanogr. Paris*, **52**, 231-239.
- Binkley K.L., Wilkinson B.H. & Owen R.M. (1980) Vadose beachrock cementation along a southeastern Michigan marl lake. *J. sediment. Petrol.*, **50**, 953-962.
- Bischoff W.D., Bishop F.C. & Mackenzie F.T. (1983) Biogenically produced magnesian calcite: inhomogeneities in chemical and physical properties; comparison with synthetic phases. *Amer. Mineralogist*, **68**, 1183-1188.
- Bischoff W.D., Bertram M.A., Mackenzie F.T. & Bishop F.C. (1993) Diagenetic stabilization pathways of magnesian calcites. *Carbonates Evaporites*, **8**, 82-89.
- Bissell H.J. & Chilingar G.V. (1967) Classification of sedimentary carbonate rocks. *Developments in Sedimentology*, **9A**, 87-168.
- Bonvallet J. (1993) La géomorphologie. In : Sinoto Y.H. et al. (éds) Atlas de la Polynésie Française, planches 34-37. Ed. Orstom, Paris.

- Boquet E., Boronat A. & Ramos-Cormenzana A. (1973) Production of calcite (calcium carbonate) crystals by soil bacteria is a general phenomenon. *Nature*, **246**, 527-529.
- Bricker O.P. (1971) Beachrock and intertidal cement. In : Bricker O.P. (éd.) Carbonate Cements, p. 1-3. Johns Hopkins Press, Baltimore.
- Buczynski C. & Chafetz H.S. (1991) Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate and the influence of medium viscosity on mineralogy. *J. sediment. Petrol.*, **61**, 226-233.
- Buczynski C. & Chafetz H.S. (1993) Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate: examples from laboratory experiments and recent sediments. In : Rezak R. & Lavoie D.L. (éds) Carbonate microfabrics, p. 105-116. Springer-Verlag, New York.
- Burne R.V. & Moore L.S. (1987) Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaïos*, **2**, 241-254.
- Burton E.A. (1993) Controls on marine carbonate cement mineralogy: review and reassessment. *Chem. Geol.*, **105**, 163-179.
- Burton E.A. & Walter L.M. (1987) Relative precipitation rates of aragonite and Mg calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control? *Geology*, **15**, 111-114.
- Busenberg E. & Plummer L.N. (1985) Kinetic and thermodynamic factors controlling the distribution of  $\text{SO}_4^{2-}$  and  $\text{Na}^+$  in calcites and selected aragonites. *Geochim. cosmochim. Acta*, **49**, 713-725.
- Cailleau P., Dragone D., Esclamadon J., Girou A., Humbert L., Roques H. & Sellier E. (1980) Cristallisation en milieu libre et en milieu poreux, dissolution et pression-dissolution : principaux résultats expérimentaux. In : Réunion « Cristallisation - Déformation - Dissolution des Carbonates », Bordeaux 1980, 81-98.
- Carpenter S.J. & Lohmann K.C. (1992) Sr/Mg ratios of modern marine calcite: empirical indicators of ocean chemistry and precipitation rate. *Geochim. cosmochim. Acta*, **56**, 1837-1849.
- Castanier S. (1987) Microbiogéologie, processus et modalités de la carbonatogenèse bactérienne. Thèse doct. d'Etat, Université Nantes, 541 p.
- Castanier S., Maurin A. & Bianchi A. (1986) Evolution des populations bactériennes précipitant le carbonate, avec ou sans alcanisation du milieu, dans différents cas de confinement expérimental, d'eau et de sédiment lagunaires méditerranéens. In : 2ème Colloq. int. Bactériol. marine, Brest 1984. *IFREMER, Actes de Colloques*, **3**, 147-157.
- Castanier S., Maurin A. & Perthuisot J.-P. (1989) Production bactérienne expérimentale de corpuscules carbonatés, sphéroïdaux à structure fibroradiaire. Réflexions sur la définition des oïdes. *Bull. Soc. géol. France*, (8), **5**, 589-595.
- Castanier S., Levrel G. & Loubiere J.-F. (1996) Nouvelles compositions pour mortier biologique, procédé de recouvrement d'une surface ou de comblement d'une cavité à l'aide des compositions. Brevet d'invention français, n° de publication FR 2 734 261 B1, n° d'enregistrement national 95 05861, 11 p. Demandeur : Calcite Société Anonyme.
- Caudwell C. (1987) Etude expérimentale de la formation de micrite et de sparite dans les stromalites d'eau douce à Rivularia. *Bull. Soc. géol. France*, (8), **3**, 299-306.
- Cayeux L. (1935) Les roches sédimentaires de France, roches carbonatées (calcaires et dolomies). Masson, Paris, 463 p.
- Chafetz H.S. (1986) Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *J. sediment. Petrol.*, **56**, 812-817.
- Chafetz H.S. & Buczynski C. (1992) Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaïos*, **7**, 277-293.
- Chivas A., Chappell J., Polach H., Pillans B. & Flood P. (1986) Radiocarbon evidence for the timing and rate of island development, beach-rock formation and phosphatization at Lady Elliot Island, Queensland, Australia. *Marine Geol.*, **69**, 273-287.
- Choquette P.W. & Trusell F.C. (1978) A procedure for making the Titan-yellow stain for Mg-Calcite permanent. *J. sediment. Petrol.*, **48**, 639-641.
- Clari P., Fornara L., Ricci B. & Zuppi G.M. (1994) Methane-derived carbonates and chemosymbiotic communities of Piedmont (Miocene, northern Italy): an update. *Geo-Marine Lett.*, **14**, 201-209.
- Claus G.W. (1989) Understanding microbes: a laboratory textbook for microbiology. W.H. Freeman, New York, 547 p.
- Dalongeville R. (1986) Formes de corrosion et de construction organogène des littoraux actuels calcaires de Méditerranée. Thèse doct. d'Etat, Université Bretagne occidentale, Brest, 565 p.
- Dalongeville R. & Sanlaville P. (1984) Essai de synthèse sur le beach-rock. Colloque « Le beach-rock », Lyon 1983. *Travaux de la Maison de l'Orient*, **8**, 161-167.
- Dalongeville R., Gaulin C. & Guilcher A. (1984) Eléments de bibliographie du beach-rock. Colloque « Le beach-rock », Lyon 1983. *Travaux de la Maison de l'Orient*, **8**, 169-197.
- Davaud E. & Strasser A. (1984a) Cimentation et structures sédimentaires des beachrocks : genèse et critères d'identification. Colloque « Le beach-rock », Lyon 1983. *Travaux de la Maison de l'Orient*, **8**, 41-50.
- Davaud E. & Strasser A. (1984b) Progradation, cimentation, érosion : évolution sédimentaire et diagénétique récente d'un littoral carbonaté (Bimini, Bahamas). *Eclogae geol. Helv.*, **77**, 449-468.
- Davaud E., Strasser A. & Jedoui Y. (1994) Stromatolite and serpulid bioherms in a Holocene restricted lagoon (Sebkha el Melah, southeastern Tunisia). In : Bertrand-Sarfati J. & Monty C. (éds) Phanerozoic Stromatolites II, p. 131-151. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Davies G.R. (1970) Carbonate bank sedimentation, Eastern Shark Bay, Western Australia. *Mem. amer.*

- Assoc. Petroleum Geol.*, **13**, 85-168.
- Davies P.J. & Kinsey D.W. (1973) Organic and inorganic factors in recent beach rock formation, Heron Island, Great Barrier Reef. *J. sediment. Petrol.*, **43**, 59-81.
- De Winder B., Pluis J., de Reus L. & Mur L.E. (1989) Characterization of a cyanobacterial, algal crust in the costaldunes of the Netherlands. In : Cohen Y. & Rosenberg E. (éds) Microbial mats, physiological ecology of benthic microbial communities, p. 77-83. American Society for Microbiology, Washington.
- Défarge C., Trichet J., Jaunet A.-M., Robert M., Tribble J. & Sansone F.J. (1996) Texture of microbial sediments revealed by cryo-scanning electron microscopy. *J. sediment. Res.*, **66**, 935-947.
- Donaldson J.A. & Ricketts B.D. (1979) Beachrock in proterozoic dolostone of the Belcher Islands, Northwest Territories, Canada. *J. sediment. Petrol.*, **49**, 1287-1294.
- Dunham R.J. (1969) Early vadose silt in Townsend Mound (Reef), New Mexico. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, **14**, 139-181.
- Dunham R.J. (1970) Keystone vugs in carbonate beach deposits. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **54**, 845.
- Dunham R.J. (1971) Meniscus cement. In : Bricker O.P. (éd.) Carbonate Cements, p. 297-300. Johns Hopkins Press, Baltimore.
- Dunkel E., Richter D.K. & Schillings R.W. (1988) Aragonit versus Mg-Calcit Zement in holozänen Beachrocks der Perochora-Halbinsel (Korinth/Griechenland) als Ausdruck der Petrovarianz des Hinterlandes. *Bochumer Geol. Geotech. Arbeiten*, **29**, 40-42.
- Ehrlich H.L. (1981) Geomicrobiology. Marcel Dekker, New York, 393 p.
- El Moursi M. & Montaggioni L.F. (1994) Diagenesis of Pleistocene reef-associated sediments from the Red Sea costal plain, Egypt. *Sediment. Geol.*, **90**, 49-59.
- Emery K.O., Tracey J.I. & Ladd H.S. (1954) Geology of Bikini and nearby atolls. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* **260A**, 265 p.
- Evamy B.D. (1973) The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. In : Purser B.H. (éd.) The Persian Gulf, p. 329-341. Springer-Verlag, Berlin.
- Falini G., Gazzano M. & Ripamonti A. (1994) Crystallization of calcium carbonate in presence of magnesium and polyelectrolytes. *J. Crystal Growth*, **137**, 577-584.
- Falini G., Albeck S., Weiner S. & Addadi L. (1996) Control of aragonite or calcite polymorphism by mollusk shell macromolecules. *Science*, **271**, 67-69.
- Feigl F. (1939) Qualitative analysis by spot tests. Elsevier Publishing, London, 462 p.
- Fenchel T. & Straarup B.J. (1971) Vertical distribution of photosynthetic pigments and the penetration of light in marine sediments. *Oikos*, **22**, 172-182.
- Ferrer M.R., Quevedo-Sarmiento J., Bejar V., Delgado R., Ramos-Cormenzana A. & Rivadeneyra M.A. (1988) Calcium carbonate formation by *Deleya halophila*: effect of salt concentration and incubation temperature. *Geomicrobiol. J.*, **6**, 49-57.
- Flügel E. (1982) Microfacies analysis of limestones. Springer-Verlag, Berlin, 633 p.
- Folk R.L. (1959) Practical petrographic classification of limestones. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **43**, 1-38.
- Folk R.L. (1965) Some aspects of recrystallization in ancient limestones. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, **13**, 14-48.
- Folk R.L. (1993) SEM imaging of bacteria and nanobacteria in carbonate sediments and rocks. *J. sediment. Petrol.*, **63**, 990-999.
- Folk R.L. (1994) Interaction between bacteria, nanobacteria, and mineral precipitation in hot springs of central Italy. *Géogr. phys. Quatern.*, **48**, 233-246.
- Folk R.L. & Lynch F.L. (1997) The possible role of nanobacteria (dwarf bacteria) in clay-mineral diagenesis and the importance of careful sample preparation in high-magnification SEM study. *J. sediment. Res.*, **67**, 583-589.
- Frankel E. (1968) Rate of formation of beach rock. *Earth and planet. Sci. Lett.*, **4**, 439-440.
- Friedman G.M. (1959) Identification of carbonate minerals by staining methods. *J. sediment. Petrol.*, **29**, 87-97.
- Friedman G.M. (1997) Synsedimentary cements as Paleoproterozoic platform building blocks, Pethei Group, Northwestern Canada—Discussion. *J. sediment. Res.*, **67**, 614.
- Friedman G.M. & Gavish E. (1971) Mediterranean and Red Sea (Gulf of Aqaba) Beachrocks. In : Bricker O.P. (éd.) Carbonate Cements, p. 13-16. Johns Hopkins Press, Baltimore.
- Fritz P. & Fontes J.Ch. (1989) Handbook of environmental isotope geochemistry, vol. 3 : The marine environment, A. Elsevier, Amsterdam, 545 p.
- Gall J.-C., Düringer P., Krumbein W. & Paicheler J.-C. (1994) Impact des écosystèmes microbiens sur la sédimentation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **111**, 17-28.
- Georgiev V.M. (1989) Recent beach rock formation in the Alepou Bay, Bulgarian Black Sea Coast. *C. R. Acad. bulgare Sci.*, **42**, 73-76.
- Gewelt M. & Fierro G. (1984) Le beach-rock de Capo Noli (Finale Ligure, Italie) : Datation <sup>14</sup>C et Variations diurnes du pH dans des cuvettes. Colloque « Le beach-rock », Lyon 1983. *Travaux de la Maison de l'Orient*, **8**, 55-66.
- Ginsburg R.N. (1953) Beachrock in South Florida. *J. sediment. Petrol.*, **23**, 85-92.
- González L.A. Lohmann K.C. (1985) Carbon and oxygen isotopic composition of Holocene reefal carbonates. *Geology*, **13**, 811-814.
- Grammer G.M., Ginsburg R.N., Swart P.K., McNeill D.F., Jull A.J.T. & Prezbindowski D.R. (1993) Rapid growth rates of syndepositional marine

- aragonite cements in steep marginal slope deposits, Bahamas and Belize. *J. sediment. Petrol.*, **63**, 983-989.
- Grasshoff K., Ehrhardt M. & Kremling K. (1993) Methods of seawater analysis, 2nd edition. Verlag Chemie, Weinheim, Allemagne, 419 p.
- Gray A.F. & Adams A.E. (1995) Sheet voids and radial fibrous calcite cement fills from Upper Jurassic beachrock, Calcaires Blancs de Provence, southeast France. *Carbonates Evaporites*, **10**, 252-260.
- Greenfield L.J. (1963) Metabolism and concentration of calcium and magnesium and precipitation of calcium carbonate by a marine bacterium. *Ann. New York Acad. Sci.*, **109**, 23-45.
- Guo B. & Friedman G.M. (1990) Petrophysical characteristics of holocene beachrock. *Carbonates Evaporites*, **5**, 223-243.
- Guo L. & Riding R. (1994) Origin and diagenesis of Quaternary travertine shrub fabrics, Rapolano Terme, central Italy. *Sedimentology*, **41**, 499-520.
- Hagan G.M. & Logan B.W. (1974) Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia. *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **22**, 61-139.
- Hanai T. & Oji T. (1981) Early cretaceous beachrock from the Miyako Group, northeast Japan. *Proc. Japan Acad.*, Ser. B, **57**, 362-367.
- Hanor J.S. (1978) Precipitation of beachrock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO<sub>2</sub>-degassing. *J. sediment. Petrol.*, **48**, 489-501.
- Harmelin-Viven M. (1985) Tikehau atoll, Tuamotu archipelago. In : Delesalle B., Galzin R. & Salvat B. (éds) 5th Int. Coral Reef Congress, Tahiti, 1985. Vol. 1 : « French Polynesian Coral Reefs », 211-268.
- Hartley G. & Mucci A. (1996) The influence of Pco<sub>2</sub> on the partitioning of magnesium in calcite overgrowths precipitated from artificial seawater at 25° and 1 atm. total pressure. *Geochim. cosmochim. Acta*, **60**, 315-324.
- Hefter J., Thiel V., Jenisch A., Galling U., Kempe S. & Michaelis W. (1993) Biomarker indications for microbial contribution to recent and late jurassic carbonate deposits. *Facies*, **29**, 93-106.
- Hendry J.P. (1993) Calcite cementation during bacterial manganese, iron and sulphate reduction in Jurassic shallow marine carbonates. *Sedimentology*, **40**, 87-106.
- Hoffmann L. (1992) Variability in the crystal morphology of calcified terrestrial *Scytonema* populations (Cyanobacteria, Cyanophyceae). *Geomicrobiol. J.*, **10**, 59-64.
- Holail H. & Rashed M. (1992) Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and the Red Sea coasts of Egypt. *Marine Geol.*, **106**, 141-148.
- Hopley D. (1986) Beachrock as a sea-level indicator. In : Van de Plassche O. (éd.) Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data, p. 157-173. Geo Books, Norwich.
- Hoppe H.-G. (1984) Attachment of bacteria: advantage or disadvantage for survival in the aquatic environment. In : Marshall K.C. (éd.) Microbial adhesion and aggregation, p. 283-301. Dahlem Konferenzen 1984. Springer Verlag, Berlin.
- Horita J., Cole D.R. & Wesolowski D.J. (1993a) The activity-composition relationship of oxygen and hydrogen isotopes in aqueous salt solutions: II. Vapor-liquid water equilibration of mixed salt solutions from 50 to 100°C and geochemical implications. *Geochim. cosmochim. Acta*, **57**, 4703-4711.
- Horita J., Wesolowski D.J., Cole D.R. (1993b) The activity-composition relationship of oxygen and hydrogen isotopes in aqueous salt solutions: I. Vapor-liquid water equilibration of single salt solutions from 50 to 100°C. *Geochim. cosmochim. Acta*, **57**, 2797-2817.
- Hunter G.K. (1996) Interfacial aspects of biomineralization. *Current Opinion Solid State Materials Science*, **1**, 430-435.
- IAEA (1970) Environmental isotope data; no. 2. *International Atomic Energy Agency, Technical Reports Series 117*, 402 p.
- IAEA (1971) Environmental isotope data; no. 3. *International Atomic Energy Agency, Technical Reports Series 129*, 402 p.
- IAEA (1973) Environmental isotope data; no. 4. *International Atomic Energy Agency, Technical Reports Series 147*, 334 p.
- IAEA (1981) Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. *International Atomic Energy Agency, Technical Reports Series 206*, 255 p.
- IAEA (1992) Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. *International Atomic Energy Agency, Technical Reports Series 331*, 781.
- James N.P. & Choquette P.W. (1983) Limestones - The sea floor diagenetic environment. *Geosci. Can.*, **10**, 162-179.
- James N.P. & Ginsburg R.N. (1979) The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. *Int. Assoc. Sedimentologists Special Publ.* **3**, 191 p.
- James N.P., Ginsburg R.N., Marszalek D.S. & Choquette P.W. (1976) Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs. *J. sediment. Petrol.*, **46**, 523-544.
- Joint Committee on Powder Diffraction Standards (1980) Mineral powder diffraction file, Data book. JCPDS - International Centre for Diffraction Data, Swarthmore Pa, 1168 p.
- Jones B. & Renaut R.W. (1996) Influence of thermophilic bacteria on calcite and silica precipitation in hot springs with water temperatures above 90°C: evidence from Kenya and New Zealand. *Can. J. Earth Sci.*, **33**, 72-83.
- Kelletat D. (1974) Beiträge zur regionalen Küstenmorphologie des Mittelmeerraumes, Gargano/Italien

- und Peloponnes/Griechenland. *Z. Geomorphol., Suppl.-Bd 19*, 161 p.
- Kelletat D. (1979) Geomorphologische Studien an den Küsten Kretas. *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, (3), **32**, 105 p.
- Kelletat D. (1994) Holocene neotectonics and coastal features in Western Crete, Greece, Field Guide. In : Kelletat D. (éd.) Symposium « Field methods and models to quantify rapid coastal changes », Crete 1994, Int. Geograph. Union, 40-78.
- Kendall C.G.St.C., Sadd J.K. & Arsharhan A. (1994) Holocene marine cement coatings on beach-rocks of the Abu Dhabi costaline (UAE): analogs for cement fabrics in ancient limestones. *Carbonates Evaporites*, **9**, 119-131.
- Keupp H., Jenisch A., Herrmann R., Neuweiler F. & Reitner J. (1993) Microbial carbonate crusts - a key to the environmental analysis of fossil spongiolites ? *Facies*, **29**, 41-54.
- Kimbell T.N. & Humphrey J.D. (1994) Geochemistry and crystal morphology of aragonite cements of mixing-zone origin, Barbados, West Indies. *J. sediment. Res.*, **A64**, 604-614.
- Kindler P. & Bain R.J. (1993) Submerged Upper Holocene beachrock on San Salvador Island, Bahamas: implications for recent sealevel history. *Geol. Rundsch.*, **82**, 241-247.
- Kitano Y. & Hood D.W. (1965) The influence of organic material on the polymorphic crystallization of calcium carbonate. *Geochim. cosmochim. Acta*, **29**, 29-41.
- Kitano Y. & Kanamori N. (1966) Synthesis of magnesian calcite at low temperatures and pressures. *Geochem. J.*, **1**, 1-10.
- Klappa C.F. (1979) Calcified filaments in quaternary calcretes: organo-mineral interrelations in the sub-aerial vadose environment. *J. sediment. Petrol.*, **49**, 955-968.
- Kralj D., Brecevic L. & Kontrec J. (1997) Vaterite growth and dissolution in aqueous solution. III. Kinetics of transformation. *J. Crystal Growth*, **177**, 248-257.
- Kroopnick P. (1980) The distribution of  $^{13}\text{C}$  in the Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**, 469-484.
- Krumbein W.E. (1974) On the precipitation of aragonite on the surface of marine bacteria. *Naturwissensch.*, **61**, 167.
- Krumbein W.E. (1979) Photolithotropic and chemoorganotrophic activity of bacteria and algae as related to beachrock formation and degradation (Gulf of Aqaba, Sinai). *Geomicrobiol. J.*, **1**, 139-203.
- Krumbein W.E. & Swart P.K. (1983) The microbial carbon cycle. In : Krumbein W.E. (éd.) Microbial Geochemistry, p. 5-62. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Laborel J., Pirazzoli P.A., Thommeret J. & Thommeret Y. (1979) Holocene raised Shorelines in western Crete (Greece). Proc. 1978 International symposium on coastal evolution in the Quaternary, Sao Paulo, Brésil, 475-501.
- Lassen C., Ploug H. & Jørgensen B.B. (1992) Microalgal photosynthesis and spectral scalar irradiance in coastal marine sediments of Limfjorden, Denmark. *Limnol. Oceanogr.*, **37**, 760-772.
- Lassen C., Ploug H., Kühl M., Jørgensen B.B. & Revsbech N.P. (1994) Oxygenic photosynthesis and light distribution in marine microbial mats. In : Stal L.J. & Caumette P. (éds) Microbial Mats. *NATO ASI ser.*, **G 35**, 305-310.
- Last W.M. (1992) Petrology of modern carbonate hardgrounds from East Basin Lake, a saline maar lake, southern Australia. *Sediment. Geol.*, **81**, 215-229.
- Le Campion-Alsumard T. & Picard J. (1973) Origine de la stratification des dalles de grès de plage de la région de Tuléar révélée par le peuplement de cyanophycées. *Tethys*, suppl. **5**, 309-313.
- Lenhardt X. (1991) Hydrodynamique des lagons d'atoll et d'île haute en Polynésie Française. Collection Etudes et Thèses, Editions ORSTOM, Paris, 132 p.
- Liebezeit G., Böhm L., Dawson R. & Wefer G. (1984) Estimation of algal carbonate input to marine aragonitic sediments on the basis of xylose content. *Marine Geol.*, **54**, 249-262.
- Lighty R.G. (1985) Preservation of internal reef porosity and diagenetic sealing of submerged Early Holocene barrier reef, southeast Florida Shelf. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, **36**, 123-151.
- Logan B.W. (1974) Inventory of diagenesis in Holocene-Recent carbonate sediments, Shark Bay, Western Australia. *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **22**, 195-249.
- Logan B.W. & Cebulski D.E. (1970) Sedimentary environments of Shark Bay, Western Australia. *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **13**, 1-37.
- Logan B.W., Read J.F. & Davies G.R. (1970) History of carbonate sedimentation, Quaternary epoch, Shark Bay, Western Australia. *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **13**, 38-84.
- Longman M.W. (1980) Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **64**, 461-487.
- Loreau J.-P. (1982) Sédiments aragonitiques et leur genèse. *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat. Paris*, Série C, Géologie, **47**, 309 p.
- Lowenstam H.A. & Weiner S. (1989) On Biomineralization. Oxford University Press, New York, 324 p.
- Machel H.G. & Burton E.A. (1991) Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. In : Barker C.E. & Kopp O.C. (éds) Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and quantitative applications. *SEPM Short Course* **25**, 37-57.
- MacIntyre I.G. (1985) Submarine cements - the peloidal question. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, **36**, 109-116.
- Magaritz M., Gavish E., Bakler N. & Kafri U. (1979)

- Carbon and oxygen isotope composition - indicators of cementation environment in recent, Holocene and Peistocene sediments along the coast of Israel. *J. sediment. Petrol.*, **49**, 401-412.
- Mahmoudi M. (1986) Stratigraphie, sédimentologie et diagenèse des dépôts tyrrhéniens du Sahel tunisien (Tunisie orientale). Thèse, Université Paris Sud (Orsay).
- Major R.P. (1991) Cathodoluminescence in post-Miocene carbonates. In : Barker C.E. & Kopp O.C. (éds) Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and quantitative applications. *SEPM Short Course* **25**, 149-153.
- Maniloff J. (1997) Nannobacteria: size limits and evidence. *Science*, **267**, 1776.
- Mansour A.M. (1993) Petrography of the raised coral reef sand beachrocks of the Egyptian Red Sea coast. *Bull. Fac. Sci. Mansoura Univ., Egypt*, Spec. Issue « Symposium of the Quaternary and development in Egypt », 71-98.
- Marshall J.F. (1983) Submarine cementation in a high-energy platform reef: One Tree Reef, southern Great Barrier Reef. *J. sediment. Petrol.*, **53**, 1133-1149.
- McCallum M.F. & Guhathakurta K. (1970) The precipitation of calcium carbonate from seawater by bacteria isolated from Bahama Bank sediments. *J. appl. Bact.*, **33**, 649-655.
- Merz M. & Zankl H. (1993) The influence of the sheath on carbonate precipitation by Cyanobacteria. In : Barattolo F. *et al.* (éds) Studies on Fossil Benthic Algae. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, Spec. vol. **1**, 325-331.
- Merz-Preiß M. (1997) Tufa deposition: inorganic precipitation and organic templates. In : IAS-ASF-IGCP 380 International Workshop on « Microbial mediation in carbonate diagenesis » Chichilianne - Abstract book, *Publication Association des Sédimentologues Français*, **26**, 47.
- Meyers J.H. (1987) Marine vadose beachrock cementation by cryptocrystalline magnesian calcite - Maui, Hawaii. *J. sediment. Petrol.*, **57**, 558-570.
- Meyers W.J. (1974) Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian) Sacramento Mountains, New Mexico. *J. sediment. Petrol.*, **44**, 837-861.
- Meyers W.J. (1991) Cement stratigraphy: an overview. In : Barker C.E. & Kopp O.C. (éds) Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and quantitative applications. *SEPM Short Course* **25**, 133-148.
- Miall A.D. (1973) Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. *Sedimentology*, **20**, 347-364.
- Milliman J.D. (1974) Marine Carbonates. Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Mitterer R.M. & Cunningham R. (1985) The interaction of natural organic matter with grain surfaces: implications for calcium carbonate precipitation. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, **36**, 17-31.
- Monger H.C., Daugherty L.A., Lindemann W.C. & Liddell C.M. (1991) Microbial precipitation of pedogenic calcite. *Geology*, **19**, 997-1000.
- Montaggioni L.F. & Pirazzoli P.A. (1984) The significance of exposed coral conglomerates from French Polynesia (Pacific Ocean) as indicators of recent relative sea-level changes. *Coral Reefs*, **3**, 29-42.
- Moore C.H. (1971) Beachrock cements, Grand Cayman Islands, B.W.I. In : Bricker O.P. (éd.) Carbonate Cements, p. 9-12. Johns Hopkins Press, Baltimore.
- Moore C.H. (1973) Intertidal carbonate cementation Grand Cayman, West Indies. *J. sediment. Petrol.*, **43**, 591-602.
- Moore C.H. (1977) Beach rock origin: some geochemical, mineralogical, and petrographical considerations. *Geosci. and Man*, **18**, 155-163.
- Moore C.H. & Billings G.K. (1971) Preliminary model of beachrock cementation, Grand Cayman Island, B.W.I. In : Bricker O.P. (éd.) Carbonate Cements, p. 40-43. Johns Hopkins Press, Baltimore.
- Moral del A., Roldan E., Navarro J., Monteoliva-Sanchez M. & Ramos-Cormenzana A. (1987) Formation of calcium carbonate crystals by moderately halophilic bacteria. *Geomicrobiol. J.*, **5**, 79-87.
- Moresby R. (1835) Extracts from Commander Moresby's report on the northern Atolls of the Maldives. *J. R. Geog. Soc. London*, **5**, 398-404.
- Morita R.Y. (1980) Calcite precipitation by marine bacteria. *Geomicrobiol. J.*, **2**, 63-82.
- Morse J.W. & Mackenzie F.T. (1990) Geochemistry of sedimentary carbonates. *Developments in Sedimentology* **48**, 707 p.
- Morse J.W., Wang Q. & Tsio M.Y. (1997) Influences of temperature and Mg:Ca ratio on CaCO<sub>3</sub> precipitates from seawater. *Geology*, **25**, 85-87.
- Müller G. (1971) « Gravitational » cement : an indicator for the vadose zone of the subaerial diagenetic environment. In : Bricker O.P. (éd.) Carbonate Cements, p. 301-302. Johns Hopkins Press, Baltimore.
- Multer H.G. (1971) Holocene cementation of skeletal grains into beachrock, Dry Tortugas, Florida. In : Bricker O.P. (éd.) Carbonate Cements, p. 25-26. Johns Hopkins Press, Baltimore.
- Nesteroff W.D. (1955) Les récifs coralliens du banc Farsan Nord (Mer Rouge). *Ann. Inst. Océan.*, **30**, 7-53, Pl. 1-21.
- Nesteroff W.D. (1956) Le substratum organique dans les dépôts calcaires, sa signification. *Bull. Soc. géol. France*, **6**, 381-389.
- Neumeier U., Bernier P. & Dalongeville R. (1996) Utilisation du beachrock comme témoin fossile de mouvements récents de la ligne de rivage : exemple de Damnoni (Crète). In : Réunion PICG-INQUA-SGF, Perpignan, « Ligne de rivage et zones côtières au quaternaire : passé, présent et futur », Résumés et livret-guide d'excursion, p. 45-46.
- Niklaus T.R., Bonani G., Simoni M., Suter M. & Wolfl W. (1992) CalibETH - An interactive computer-program for the calibration of radiocarbon-dates.

- Radiocarbon*, **34**, 483-492.
- Novitsky J.A. (1981) Calcium carbonate precipitation by marine bacteria. *Geomicrobiol. J.*, **2**, 375-388.
- Orion (1991) Instruction manual model 95-02, carbone dioxide electrode. Orion, The Schrafft Center, 529 Main Street, Boston MA 02129 USA.
- Pentecost A. & Bauld J. (1988) Nucleation of calcite on the sheaths of cyanobacteria using a simple diffusion cell. *Geomicrobiol. J.*, **6**, 129-135.
- Pentecost A. & Terry C. (1988) Inability to demonstrate calcite precipitation by bacterial isolates from travertine. *Geomicrobiol. J.*, **6**, 185-194.
- Peters K.E. & Moldowan J.M. (1993) The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. Prentice Hall, Englewood Cliffs N.J., 363 p.
- Pigott J.D. & Trumbly N.I. (1985) Distribution and origin of beachrock cements, Discovery Bay (Jamaica). In : Delesalle B., Galzin R. & Salvat B. (éds) 5th Int. Coral Reef Congress, Tahiti, 1985. Vol. 3, 241-247.
- Pirazzoli P.A. & Montaggioni L.F. (1986) Late Holocene sea-level changes in the Northwest Tuamotu Islands, French Polynesia. *Quatern. Res.*, **25**, 350-368.
- Pirazzoli P.A., Montaggioni L.F., Delibrias G., Faure G. & Salvat B. (1985) Late holocene sea-level changes in the Society Islands and in the northwest Tuamotu atolls. In : Delesalle B., Galzin R. & Salvat B. (éds) 5th Int. Coral Reef Congress, Tahiti, 1985. Vol. 3, 131-136.
- Pirazzoli P.A., Stiros S.C., Arnold M., Laborel J., Laborel-Deguen F. & Papageorgiou S. (1994) Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perachora Peninsula, Corinth Area, Greece. *Tectonophysics*, **229**, 201-209.
- Pirazzoli P.A., Laborel J. & Stiros S.C. (1996) Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times. *J. Geophys. Research*, vol. **101**, no. B3, 6083-6097.
- Plummer L.N. & Busenberg E. (1982) The solubilities of calcite, aragonite and vaterite in CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O solutions between 0 and 90°C and an evaluation of the aqueous model for the system CaCO<sub>3</sub>-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geochim. cosmochim. Acta*, **46**, 1011-1040.
- Pontoizeau P., Castanier S. & Perthuisot J.-P. (1996) Production bactérienne de struvite (MgNH<sub>4</sub>PO<sub>4</sub>, 6H<sub>2</sub>O) au cours d'expériences visant à produire des carbonates hypermagnésiens. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2 a, **323**, 121-128.
- Puri H.S. & Collier A. (1967) Role of micro-organisms in formation of limestones. *Trans. Gulf Coast Assoc. geol. Soc.*, **17**, 355-367.
- Purser B.H. (1978) Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. *J. Petrol. Geol.*, vol. **1**, n° 2, 83-94.
- Purser B.H. (1980) Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents, tome 1. Editions Technip, Paris, 366 p.
- Ramsay P.J. (1995) 9000 years of sea-level change along the southern african coastline. *Quatern. Int.*, **31**, 71-75.
- Reid R.P., Macintyre I.G. & James N.P. (1990) Internal precipitation of microcrystalline carbonate: a fundamental problem for sedimentologists. *Sediment. Geol.*, **68**, 163-170.
- Reitner J. (1993) Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia), formation and concepts. *Facies*, **29**, 3-40.
- Reitner J., Neuweiler F., Flajs G., Vigener M., Keupp H., Meischner D., Paul J., Warnke K., Weller H., Dingle P., Hensen C., Schäfer P., Gautret P., Leinfelder R., Hüßner H. & Kaufmann B. (1995) Mud mounds: A polygenetic spectrum of fine-grained carbonate buildups. *Facies*, **32**, 1-70.
- Reitner J., Arp G., Thiel V., Gautret P., Galling U. & Michaelis W. (1997) Organic matter in Great Salt Lake ooids (Utah, USA) - First approach to a formation via organic matrices. In : Neuweiler F., Reitner J. & Monty C. (éds) Biosedimentology of microbial buildups. IGCP Project No. 380, Proceedings of 2nd Meeting, Göttingen 1996. *Facies*, **36**, 210-219.
- Rippka R., Deruelles J. Waterbury J.B., Herdman M. & Stanier R.Y. (1979) Generic assignments, strain histories and properties of pure cultures of cyanobacteria. *J. Gen. Microbiol.*, **111**, 1-61.
- Rivadeneira M.A., Delgado R., Delgado G., Del Moral A., Ferrer M.E. & Ramos-Cormenzana A. (1993) Precipitation of carbonates by *Bacillus* sp. isolated from saline soils. *Geomicrobiol. J.*, **11**, 175-184.
- Rodier J. (1984) L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer, 7e édition. Dunod, Paris, 1365 p.
- Romanek C.S., Grossman E.L. & Morse J.W. (1992) Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: effects of temperature and precipitation rate. *Geochim. cosmochim. Acta*, **56**, 419-430.
- Rossi G. (1988) Un exemple d'utilisation d'une défense naturelle contre l'érosion littorale : le grès de plage. *Rev. Géomorph. dynam.*, **37**, 1-10.
- Russ J.C. (1984) Fundamentals of energy dispersive X-ray analysis. Butterworths, London, 308 p.
- Russell R.J. (1962) Origin of Beach Rock. *Z. Geomorphol.*, **6**, 1-16.
- Russell R.J. & McIntire W.G. (1965) Southern hemisphere beach rock. *Geograph. Review*, **55**, 17-45.
- Sandberg P. (1985) Aragonite cements and their occurrence in ancient Limestones. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, **36**, 33-57.
- Sass E., Morse J.W. & Millero F.J. (1983) Dependence of values of calcite and aragonite thermodynamic solubility products on ionic models. *Amer. J. Sci.*, **283**, 218-229.
- Savard M.M., Beauchamp B. & Veizer J. (1996) Significance of aragonite cements around cretaceous marine methane seeps. *J. sediment. Res.*, **66**, 430-

- 438.
- Schamber F.H. (1981) Curve fitting techniques and their application to the analysis of energy dispersive spectra. In : Heinrich K.F.J. *et al.* (éds) Energy dispersive x-ray spectrometry. *National Bureau of Standards spec. publ.* **604**, 193-231.
- Schmalz R.F. (1971) Formation of beachrock at Eniwetok Atoll. In : Bricker O.P. (éd.) Carbonate Cements, p. 17-24. Johns Hopkins Press, Baltimore.
- Schmalz R.F. & Swanson F.J. (1969) Diurnal variations in the carbonate saturation of seawater. *J. sediment. Petrol.*, **39**, 255-267.
- Schneider J. (1976) Biological and inorganic factors in the destruction of limestone coasts. *Contrib. Sediment.*, **6**, 1-112.
- Schneider J. (1977) Carbonate construction and decomposition by epilithic and endolithic micro-organisms in salt- and freshwater. In : Flügel E. (éd.) Fossil Algae, p. 248-260. Springer-Verlag, Berlin.
- Schroeder J.H. (1972) Fabrics and sequences of submarine carbonate cements in Holocene Bermuda cup reefs. *Geol. Rundschau*, **61**, 708-730.
- Schultze-Lam S., Fortin D., Davis B.S. & Beveridge T.J. (1996) Mineralization of bacterial surfaces. *Chem. Geol.*, **132**, 171-181.
- Scoffin T.P. (1970) A conglomeratic beachrock in Bimini, Bahamas. *J. sediment. Petrol.*, **40**, 756-758.
- Scoffin T.P. & McLean R.F. (1978) Exposed limestones of the Northern Province of the Great Barrier Reef. *Phil. Trans. R. Soc. London A.*, **291**, 119-138.
- Scoffin T.P. & Stoddart D.R. (1983) Beachrock and intertidal cements. In : Goudie A.S. & Pye K. (éds) Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near-surface environment, p. 401-425. Academic Press, London.
- Shapiro R.S., Aalto K.R., Dill R.F. & Kenny R. (1995) Stratigraphic setting of a subtidal stromatolite field, Iguana Cay, Exumas, Bahamas. In : Curran H.A. & White B. (éds) Terrestrial and shallow marine geology of the Bahamas and Bermuda, *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* **300**, 139-154.
- Sharp Z.D. & Cerling T.E. (1996) A laser GC-IRMS technique for in situ stable isotope analyses of carbonates and phosphates. *Geochim. cosmochim. Acta*, **60**, 2909-2916.
- Sippel R.F. & Glover E.D. (1965) Structures in carbonate rocks made visible by luminescence petrography. *Science*, **150**, 1283-1287.
- Skirrow G. (1975) The dissolved gases - carbon dioxide. In : Riley J.P. & Skirrow G. (éds) Chemical Oceanography, 2nd edition, vol. 2, p. 1-192. Academic Press, London.
- Steele J.H., Munro A.L.S. & Giese G.S. (1970) Environmental factors controlling the epipsammic flora on beach and sublittoral sands. *J. marine biological Assoc. U.K.*, **50**, 907-918.
- Stoddart D.R. & Cann J.R. (1965) Nature and origin of beach rock. *J. sediment. Petrol.*, **35**, 243-273.
- Stoessell R.K. (1992) Effects of sulfate reduction on CaCO<sub>3</sub> dissolution and precipitation in mixing-zone fluids. *J. sediment. Petrol.*, **62**, 873-880.
- Strasser A. & Strohmenger C. (1997) Early diagenesis in Pleistocene coral reefs, southern Sinai, Egypt: response to tectonics, sea level and climate. *Sedimentology*, **44**, 537-558.
- Strasser A., Davaud E. & Jedoui Y. (1989) Carbonate cements in Holocene beachrock: example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. *Sediment. Geol.*, **62**, 89-100.
- Stuiver M. & Braziunas T.F. (1993) Modeling atmospheric <sup>14</sup>C influences and <sup>14</sup>C ages of marine samples to 10,000 BC. *Radiocarbon*, **35**, 137-189.
- Stuiver M., Long A., Kra R.S. & Devine J.M. (1993) Calibration - 1993. *Radiocarbon*, vol. **31**, n° 1.
- Stuyfzand P.J. (1989) An accurate, relatively simple calculation of the saturation index of calcite for fresh to salt water. *J. Hydrology*, **105**, 95-107.
- Taiz L. & Zeiger E. (1991) Plant physiology. Benjamin/Cummings, Redwood City, California, 565 p.
- Tarutani T., Clayton R.N. & Mayeda T. (1969) The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water. *Geochim. cosmochim. Acta*, **33**, 987-996.
- Taylor J.C.M. & Illing L.V. (1969) Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology*, **12**, 69-107.
- Tesoriero A.J. & Pankow J.F. (1996) Solid solution partitioning of Sr<sup>2+</sup>, Ba<sup>2+</sup>, Cd<sup>2+</sup> to calcite. *Geochim. cosmochim. Acta*, **60**, 1053-1063.
- Thiriet J.-P., Burollet P.F., Montenat C. & Ott d'Estevou P. (1986) Evolution tectonique et sédimentaire néogène à la transition du Golfe de Suez et de la Mer Rouge: le secteur de Port-Safaga (Égypte). *Doc. et Trav. IGAL, Paris*, **10**, 93-116.
- Thommeret Y., Thommeret J., Laborel J., Montaggioni L.F. & Pirazzoli P.A. (1981) Late Holocene shoreline changes and seismo-tectonic displacements in western Crete (Greece). *Z. Geomorphol. N.F.*, Suppl.-Bd **40**, 127-149.
- Tietz G. & Müller G. (1971) High-magnesian calcite and aragonite cementation in recent beachrocks, Fuerteventura, Canary Islands, Spain. In : Bricker O.P. (éd.) Carbonate Cements, p. 4-8. Johns Hopkins Press, Baltimore.
- Trichet J. (1965) Essai d'explication de l'origine des grès de plage. Cas des grès de plage coralliens. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **261**, 3176-3178.
- Trichet J. (1968) Etude de la composition de la fraction organique des oolites. Comparaison avec celle des membranes des bactéries et des cyanophycées. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, **267**, 1492-1494.
- Tucker M.E. & Wright V.P. (1990) Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Urrutia M.M. & Beveridge T.J. (1994) Formation of fine-grained metal and silicate precipitates on a bacterial surface (*Bacillus subtilis*). *Chem. Geol.*, **116**, 261-

- 280.
- US-EPA (1996) Maximum direct photolysis rate in air from UV/visible spectroscopy. OPPTS 865.2310, 19 p. United States, Environmental Protection Agency, Washington.
- Van der Weijden C.H. (1992) Early diagenesis and marine pore water. *Developments in Sedimentology*, **47**, 13-134.
- Vasconcelos C., McKenzie J.A., Bernasconi S., Grujic D. & Tien A.J. (1995) Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature*, **377**, 220-222.
- Verrecchia E.P., Freytet P., Verrecchia K.E. & Dumont J.-L. (1995) Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO<sub>3</sub>, precipitation as a major contributor to crust formation. *J. sediment. Res.*, **A65**, 690-700.
- Walker R.G. (1979) Facies and facies models. 1. General Introduction. In : Walker R.G. (éd.) Facies models. *Geoscience Canada, Reprint series 1*, 1-7.
- Walter L.M. (1983) New data on relative stability of carbonate minerals: implication for diagenesis and cementation. *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **67**, 566.
- Walther J. (1893-1894) Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Verlag G. Fischer, Jena, 1055 p.
- Westall F. & Rincé Y. (1994) Biofilms, microbial mats and microbe-particle interactions: electron microscope observations from diatomaceous sediments. *Sedimentology*, **41**, 147-162.
- Whittle G.L., Kendal C.G.St.C., Dill R.F. & Rouch L. (1993) Carbonate cement fabrics displayed: a traverse across the margin of the Bahamas Platform near Lee Socking Island in the Exuma Cays. *Marine Geol.*, **110**, 213-243.
- Wigley T.M.L. & Plummer L.N. (1976) Mixing of carbonate waters. *Geochim. cosmochim. Acta*, **40**, 989-995.
- Worms D. & Weiner S. (1986) Mollusk shell organic matrix: fourier transform infrared study of the acidic macromolecules. *J. experiment. Zool.*, **237**, 11-20.
- WTW (1989) Konduktometrische Salinitätsmessung. Applikationsbericht LF 53021, 8 p. Wissenschaftlich-Technische Werkstätten, 82362 Weilheim, Allemagne.
- Zamani A. & Maroukian H. (1981) A morphotectonic investigation in northwestern Crete: The peninsula of Akrotiri. *Z. Geomorphol. N.F.*, Suppl.-Bd. **40**, 151-164.



Nom	Latitude	Longitude	Longueur	Exposition <sup>1</sup>	Fluides <sup>2</sup>	Echantillons	Analyses <sup>3</sup>	Ciments <sup>4</sup>	Remarques
<b>Crète</b>									
Pherma	35°0'58"N	25°50'26"E	200 m	3	3	236-241, 436-438, 465-467	c	2a, 3b	2-3 générations
Peristeras	35°0'0"N	25°46'53"E	200 m	3	4	242-254, 433-435, 453-463	b c G i	2, 3	
Kalamaki Centre	35°2'20"N	24°45'30"E	4 km	4	3	255-259, 255b-259b, 478	c	2, 2a	
Paleochora	35°14'18"N	23°39'54"E	180 m	3	1	260-270, 506-516	b c G i d	2, 2a, 2c	
Grammos	35°14'18"N	23°37'59"E	60 m	3	1	275-284, 517-526	b c g d	2, 2a, 2c	
Chersonisou (Anita Beach)	35°20'17"N	25°22'2"E	3 km	3	3	285-288, 470-471, 527	c	2	
Stavros	35°35'56"N	24°44'49"E	50 m	2	3	428-429	c	2a	
Elounda	35°15'28"N	25°44'0"E	20 m	2	4	430-432		2a, 3b	sur tombolo
Kalamaki Nord	35°2'50"N	24°45'30"E	4 km	4	4	439-448		3a	
Sitia	35°10'59"N	26°7'17"E	400 m	3	4	449-452		3a, 3b	
Ierápetra West	35°0'22"N	25°43'44"E	400 m	4	3	468-469		3b	
Damnoni	35°12'18"N	24°26'10"E	40 m	4	3	479-504	c d g i	2, 2c, 3b	BR soulevé + BR actuel
<b>Grèce continentale</b>									
Wouliagmeni	38°1'30"N	22°52'30"E	>30 m	2	2	380-384		3	
Tijani	37°15'35"N	22°51'25"E	60 m	3	3	385-389		2b, 3b	
Trinisia	36°47'25"N	22°35'10"E	1.5 km	4	(2)	390-395		2a	
Lecheo	37°56'4"N	22°53'30"E	800 m	3	4	401-407		3, 3a	
Kineta	37°58'N	23°13'E	800 m	3	(3)	408-410		2b, 3b	
Mairolimnis	38°4'N	23°6'E	200 m	3	(4)	411-413		2b	
Egirouses	38°4'N	23°9'E	150 m	3	2	414-415	i	2	conglomératique
Rafina	38°1'5"N	24°1'00"E	200 m	2	3	416-420		2a	

Nom	Latitude	Longitude	Longueur	Exposition <sup>1</sup>	Fluides <sup>2</sup>	Echantillons	Analyses <sup>3</sup>	Ciments <sup>4</sup>	Remarques
Anavissos	37°43'N	23°56'E	50 m	3	(3)	423		2a	sur tombolo
Lagonisi	37°47'5"N	23°53'0"E	300 m	3	(2)	424-427		2	
<b>Mer Rouge</b>									
Râs Ghârib	28°20'15"N	33°6'30"E	10 m	3	5	540-543			BR pétrolier
42 km N Quser	25°22'45"N	34°43'0"E	300 m	3	5	544-548		1	
Dushit El Dabaa	27°2'30"N	33°54'20"E	100 m	2	5	549-558	B c d G	1, 1a, 1b	
Wadi Wasa'at	25°23'45"N	34°42'14"E	250 m	3	5	560-573	b c d G	1, 1a	
El-Baida	26°49'4"N	33°28'36"E	300 m *	2	5	574-579		1, 1b	
Dahab	28°28'10"N	34°30'0"E	500 m	1	(5)	580-582			BR plat
Shurat el Manquata	28°12'30"N	34°35'30"E	200 m	1	(5)	584-589			BR plat
<b>Polynésie</b>									
Tikehau Piste	15°7'24"S	184°14'8"W	1km *	3	(3)	306-315		i	1, 1a
Papahia	14°58'13"S	148°2'5"W	200 m	5	4	319-324			1
Taraire	15°3'10"S	148°6'20"W	50 m	2	4	328-341		d i	1
Faupo	17°29'33"S	17°45'18"W	1 km	5	(3)	342-344			1
Aroa	17°28'30"S	149°46'26"W	50 m	5	(3)	345-348			1a
Taipaita	17°35'34"S	149°18'24"W	50 m	4	2	350-359		d i	4, 4a
Mahaena	17°33'39"S	149°19'38"W	50 m	5	(2)	360-364			4
Aua	17°40'13"S	149°35'39"W	300 m	2	(3)	365-371			1, 1b
<b>Australie</b>									
Lagon Point Petit (CD) BR en croûte	26°8'5"S	113°50'36"E	3 km	1	6	593-597, 601-611, 642-645	B G		BR plat
Lagon Point Petit, Coquina	26°8'26"S	113°50'11"E	100 m	1	6	598-600			cimentation supratidal

Nom	Latitude	Longitude	Longueur	Exposition <sup>1</sup>	Fluides <sup>2</sup>	Echantillons	Analyses <sup>3</sup>	Ciments <sup>4</sup>	Remarques
Lagon Point Petit (A), BR horizontal	26°7'2"S	113°50'5"E	1 km *	2	6	612-614			BR plat
Lagon Point Petit (B), BR bancs inclinés	26°7'58"S	113°50'8"E	1 km	2	6	615-619		1b	BR érodé
Quobba-Gnarraloo	23°58'23"S	113°28'5"E	100 m	5	4	621-626bis	c	1	pléistocène
Long Point, spit 2	25°25'32"S	113°54'28"E	100 m	3	5	627-635	b g		BR plat
Carbla	26°15'49"S	114°13'1"E	200 m	2	6	636-641	b g	1b	
Hamelin West	26°10'20"S	113°56'10"E	600 m *	2	6	646-647		1b	

\* beachrock discontinu

<sup>1</sup> Exposition de la côte

- 1 : très protégé
- 2 : protégé
- 3 : peu exposé
- 4 : exposé
- 5 : très exposé

<sup>2</sup> Nature des fluides interstitiels

- 1 : très saumâtre
- 2 : saumâtre
- 3 : influence d'eau douce probable
- 4 : marin avec rare influence d'eau douce
- 5 : marin à tendance hypersaline
- 6 : hypersalin
- ( ) : valeur incertaine

<sup>3</sup> b : échantillonnage microbiologique, B : reproduit avec une expérience de biominéralisation

c : échantillonnage avec carotteuse

d : datation Carbone 14

g : mesures géochimiques de l'eau, G : mesures sur plusieurs jours

i : isotopes stables

<sup>4</sup> Type de cimentation selon les modèles de cimentation définis au chapitre 2.7.2 (Les abréviations utilisées ci-dessous sont expliquées à l'annexe C.)

1 : ArMi-ArAc

2 : MgMi-MgPa-MgMi

3 : MgMi-MgMi-MiOr

4 : MgMi-MgPel-MgPa

1a : ArMi-ArAc-ArMi-ArAc

2a : MgMi-MgPa

3a : MgMi-MgMi

4a : MgMi-MgPel

1b : ArMi-ArFi

2b : MgMi-MgPa-MgMi-MgPa-MgMi

3b : MgMi-MiOr

## Annexe B : Calcul des valeurs théoriques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$

### Valeurs théoriques $\delta^{18}\text{O}$

Les compositions isotopiques  $^{18}\text{O}$  théoriques de la calcite ont été calculées à partir de la composition isotopique de l'eau de mer (pour le ciment marin) et de la composition isotopique des précipitations (pour le ciment météorique) ainsi que de la température estimée de l'eau (cf. chapitre 2.2) selon les formules  $1000 \cdot \ln \alpha_{\text{calcite-eau}} = 2.78 \cdot 10^6 \cdot T^{-2} - 2.89$ , avec T : température en °K,  $\alpha_{\text{calcite-eau}} = (1000 + \delta_{\text{calcite-SMOW}}) / (1000 + \delta_{\text{eau-SMOW}})$ ,  $\delta_{\text{calcite-SMOW}}$  : composition isotopique de la calcite,  $\delta_{\text{eau-SMOW}}$  : composition isotopique de l'eau, et  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03091 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.91$  (González & Lohmann 1985).

Pour la calcite magnésienne la différence de fractionnement  $\delta^{18}\text{O}$  par rapport à la calcite est de +0.06‰ par 1% mole Mg (+0.9‰ pour 15% mole Mg) selon Tarutani *et al.* (1969) et de +1.8‰ à +1.9‰ selon González & Lohmann (1985); nous avons utilisé une valeur de +0.9‰. Pour l'aragonite la différence de fractionnement  $\delta^{18}\text{O}$  par rapport à la calcite est de +0.6‰ à 25°C selon Tarutani *et al.* (1969), de +1.5 à +2.0‰ selon González & Lohmann (1985); nous avons utilisé une valeur de +1.5‰. Ces calculs ont été effectués pour les eaux marines et météoriques locales de chaque région étudiée. Le tableau ci-dessous présente les paramètres utilisés et les compositions théoriques obtenues pour la calcite magnésienne et pour l'aragonite.

Localisation	Eau $\delta^{18}\text{O}$ ‰ SMOW	Référence	Température de l'eau, °C	Mg-Calcite $\delta^{18}\text{O}$ ‰ PDB	Aragonite $\delta^{18}\text{O}$ ‰ PDB
Eau de mer, Crète et Grèce	1.5 à 1.7	Fritz & Fontes 1989	25 à 15	0.34 à 2.75	0.94 à 3.35
Précipitations, Crète	-7.5 à -6.0	IAEA 1970, 1971, 1973	25 à 15	-8.64 à -4.95	-8.04 à -4.35
Précipitations, Grèce (Attique)	-6.6 à -6.0	IAEA 1981	25 à 15	-7.74 à -4.95	-7.14 à -4.35
Eau océanique, Polynésie	0.3 à 0.5	Fritz & Fontes 1989	30 à 25	-1.88 à -0.66	-1.28 à -0.06
Eau lagunaire, Polynésie	0.2 à 0.7	Fritz & Fontes 1989	30 à 25	-1.98 à -0.46	-1.38 à 0.14
Précipitations, Polynésie	-4.2 à -4.5	IAEA 1992	30 à 25	-6.66 à -5.35	-6.06 à -4.75

### Valeurs théoriques $\delta^{13}\text{C}$

Le fractionnement inorganique du  $^{13}\text{C}$  lors de la précipitation des ciments peut être calculé de la manière suivante : dans l'eau de mer de surface le carbone inorganique dissout est principalement sous forme  $\text{HCO}_3^-$ , et il a pour valeur  $\delta^{13}\text{C}$  +1 à +2‰ PDB selon Kroopnick (1980) et +1.5 à +2.5‰ PDB selon Fritz & Fontes (1989). Pour le fractionnement lors de la cristallisation il est possible soit d'utiliser la formule  $1000 \cdot \ln \alpha_{\text{HCO}_3\text{-eau}} = -0.81 \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + 10.6989$ , avec T : température en °K (González & Lohmann 1985), soit les valeurs de Romanek *et al.* (1992) indiquant un enrichissement  $\text{HCO}_3^-$  - Calcite de  $+1.0 \pm 0.2\%$  et un enrichissement  $\text{HCO}_3^-$  - Aragonite de  $+2.7 \pm 0.6\%$ , (valable pour 10 à 40 °C). Aussi nous avons estimées les valeurs théoriques  $\delta^{13}\text{C}$  des ciments marins précipités sans influence biologique à  $+3.0 \pm 1.0\%$  PDB pour la calcite et la calcite magnésienne, et à  $4.5 \pm 1.0\%$  PDB pour l'aragonite.

## Annexe C : Tableaux des successions de ciment

Ces tableaux sont construits pour chaque région à partir des données des beachrocks en bancs inclinés énumérés dans l'annexe A. Pour chaque échantillon la première phase de cimentation est précédée par *Grain* et la dernière suivie par *Porosité*. Les totaux de *Grain* ou de *Porosité* indiquent le nombre d'échantillons utilisés pour construire les différents tableaux.

**Abréviations utilisées :**

Ac	aciculaire	Mi Gros	micritique grossier
Ar	aragonite	Mg	calcite magnésienne
Fi	fibreux	Pa	palissadique
Iso	isopaque	Pel	peloïdal
Men	ménisque/stalactitique	Sta	stalactitique
Mi	micritique		

### Crète

de ↓ à →	Ar Fi Sta	Mg Mi	Mg Mi Gros	Mg Pa	Mg Pel	Mi Or	Infiltration	Porosité	Totaux
Grain		109		21	2				132
Ar Fi Sta		2		2		3		6	13
Mg Mi	5			69	12	14	16	41	158
Mg Mi Gros		1		7				5	14
Mg Pa	7	41	13		2	6	7	30	104
Mg Pel				6		1		11	18
Mi Or								28	28
Infiltration	1	4		1	2	4		11	23
Totaux	13	158	14	104	18	28	23	132	490

### Grèce continentale

de ↓ à →	Mg Mi	Mg Pa	Mg Pel	Mi Or	Infiltration	Porosité	Totaux
Grain	21	5			2		28
Mg Mi		11	8	1	6	9	35
Mg Pa	5		1	1	4	9	20
Mg Pel		4		2		3	9
Mi Or						4	4
Infiltration	9					3	12
Totaux	35	20	9	4	12	28	108

### Mer Rouge

de ↓ à →	Ar Mi	Ar Ac Iso	Ar Ac Men	Ar Fi	Infiltration	Porosité	Totaux
Grain	32	1					33
Ar Mi		38	1	2	3	3	47
Ar Ac Iso	10				5	24	39
Ar Ac Men						1	1
Ar Fi						2	2
Infiltration	5					3	8
Totaux	47	39	1	2	8	33	130

**Polynésie (sans Taipaia et Mahaena)**

de ↓ à →	Ar Mi	Ar Ac	Ar Fi	Mg Pel	Infiltration	Porosité	Totaux
Grain	35				1		36
Ar Mi		39	1		3	1	44
Ar Ac	5		3		6	26	40
Ar Fi						4	4
Mg Pel	1	1					2
Infiltration	3			2		5	10
Totaux	44	40	4	2	10	36	136

**Polynésie (seulement Taipaia et Mahaena)**

de ↓ à →	Ar Mi	Ar Ac	Mg Mi	Mg Pa	Mg Pel	Infiltration	Porosité	Totaux
Grain			10		4			14
Ar Mi		1						1
Ar Ac	1						1	2
Mg Mi				1	8		1	10
Mg Pa						2	6	8
Mg Pel		1		7			5	13
Infiltration					1		1	2
Totaux	1	2	10	8	13	2	14	50

## Annexe D : Formules chimiques

### Symboles

$A_C$	alcalinité carbonatée (meq / l ou mmole $H^+$ / l)
$a_H$	$10^{-pH} = [H^+]$
Cl	Chlorinité (g / kg)
Cond <sub>t</sub>	Conductibilité par rapport à la température de référence t (mS / cm)
i	Force ionique
$K'_1$	1 <sup>ère</sup> constante apparente d'ionization de $H_2CO_3$ (selon Skirrow 1975)
$K'_2$	2 <sup>ème</sup> constante apparente d'ionization de $H_2CO_3$ (selon Skirrow 1975)
$K'_{arag}$	Produit de solubilité apparent de l'aragonite (selon Skirrow 1975)
$K'_{Skirrow}$	Produit de solubilité apparent de la calcite (selon Skirrow 1975)
$K_2$	2 <sup>ème</sup> constante apparente d'ionization de $H_2CO_3$ (selon Stuyfzand 1989)
$K_{CaSO_4}$	Constante de stabilité de $CaSO_4$
$K_{Stuyfzand}$	Produit de solubilité de la calcite (selon Stuyfzand 1989)
$P_{CO_2}$	Pression partielle $CO_2$ dans l'eau (atm)
$p_{CO_2}$	Pression partielle $CO_2$ dans l'air (atm)
S	Salinité (‰)
$[SO_4^{2-}]$	non mesuré, utilisé 0.0104 mole/l (=100 ppm, moyenne eau de mer)
t	Température en °C
T	Température en °K
$\alpha$	Coefficient de solubilité de $CO_2$ dans l'eau de mer (mole $l^{-1} atm^{-1}$ )
$\gamma$	Coefficient d'activité pour ions avec charge $\pm 1$
$\Sigma CO_2$	Carbonate total ( $H_2CO_3 + CO_2(aq) + HCO_3^- + CO_3^{2-}$ ; mole/l)
$\Omega_{arag}$	Saturation de l'aragonite selon Skirrow (1975)
$\Omega_{Skirrow}$	Saturation de la calcite selon Skirrow (1975)
$\Omega_{Stuyfzand}$	Saturation de la calcite selon Stuyfzand (1989)

### Salinité - Chlorinité

$$Cond_{20} = \frac{Cond_t}{1 + 2.12 \cdot 10^{-2} \cdot (t - 20) + 6.66 \cdot 10^{-5} \cdot (t - 20)^2} \quad \text{WTW (1989)}$$

$$S = \frac{0.48273 \cdot (1 + 1.2577 \cdot (Cond_{20} - 1) + 9.3421 \cdot 10^{-3} \cdot (Cond_{20} - 1)^2 - 1.1297 \cdot 10^{-4} \cdot (Cond_{20} - 1)^3 + 7.5368 \cdot 10^{-7} \cdot (Cond_{20} - 1)^4)}{1} \quad \text{WTW (1989)}$$

$$S = 1.80655 \cdot Cl \quad \text{Grasshoff et al. (1983)}$$

### $\Sigma CO_2$ - alcalinité - $P_{CO_2}$ - $CO_3^{2-}$ Skirrow (1975)

$$\ln(\alpha) = -58.0931 + 90.5069 \cdot (100/T) + 22.2940 \cdot \ln(T/100) + [0.027766 - 0.025888 \cdot (T/100) + 0.0050578 \cdot (T/100)^2] \cdot S$$

$$pK'_1 = -13.7201 + 0.031334 \cdot T + 3235.76/T + 1.300 \cdot 10^{-5} \cdot S \cdot T - 0.1032 \cdot S^{0.5}$$

$$pK'_2 = 5371.9645 + 1.671221 \cdot T + 0.22913 \cdot S + 18.3802 \cdot \log(S) - 128375.28/T - 2194.3055 \cdot \log(T) - 8.0944 \cdot 10^{-4} \cdot S \cdot T - 5617.11 \cdot \log(S/T) + 2.136 \cdot S/T$$

$$\Sigma CO_2 = A_C \cdot \frac{1 + K'_2/a_H + a_H/K'_1}{1 + 2 \cdot K'_2/a_H}$$

$$\Sigma CO_2 = P_{CO_2} \cdot \alpha \cdot \left[ 1 + \frac{K'_1}{a_H} \cdot (1 + K'_2/a_H) \right]$$

$$[CO_3^{--}] = \Sigma CO_2 \cdot \frac{K'_1 \cdot K'_2}{a_H^2 + K'_1 \cdot a_H + K'_1 \cdot K'_2}$$

$$[HCO_3^-] = \Sigma CO_2 \cdot \frac{K'_1 \cdot a_H}{a_H^2 + K'_1 \cdot a_H + K'_1 \cdot K'_2}$$

$$[CO_{2(aq)}] = \Sigma CO_2 \cdot \frac{a_H^2}{a_H^2 + K'_1 \cdot a_H + K'_1 \cdot K'_2}$$

### **Saturation selon Skirrow (1975)**

$$K'_{arag} = (0.5115 + 0.02892 \cdot Cl - 0.0063 \cdot t) \cdot 10^{-6}$$

$$K'_{Skirrow} = (1.390 - 3.096 \cdot 10^{-3} \cdot t) \cdot S \cdot 10^{-8}$$

$$\Omega_{Arag} = \frac{[Ca^{2+}] \cdot [CO_3^{--}]}{K'_{Arag}}$$

$$\Omega_{Skirrow} = \frac{[Ca^{2+}] \cdot [CO_3^{--}]}{K'_{Skirrow}}$$

### **Saturation selon Stuyfzand (1989)**

$$\log(K_2) = 38.92561 \cdot \log(T) + 5151.79/T - 563713.9/T^2 - 0.03252849 \cdot T - 107.8871$$

$$\log(K_{Stuyfzand}) = 71.595 \cdot \log(T) + 2839.319/T - 0.077993 \cdot T - 171.9065$$

$$\log(K_{CaSO_4}) = 0.998 + 0.0044 \cdot T$$

$$i = 1.83 \cdot 10^{-2} \cdot \text{Cond}_{20}, \quad \text{pour } \text{Cond}_{20} \leq 0.7 \text{ mScm}^{-1}$$

ou

$$i = 1.42 \cdot 10^{-2} \cdot \text{Cond}_{20}, \quad \text{pour } \text{Cond}_{20} > 0.7 \text{ mScm}^{-1}$$

$$\log(\gamma) = -0.5 \cdot \left( \frac{\sqrt{i}}{1 + \sqrt{i}} - 0.3 \cdot i \right)$$

$$\text{CO}_{3T} = \frac{\Sigma \text{CO}_2 \cdot K_2}{a_H \cdot \gamma^3 + 2 \cdot K_2}$$

$$\beta = \frac{1}{2} \cdot \left( [\text{Ca}^{2+}] + [\text{SO}_4^{2-}] + \frac{1}{K_{\text{CaSO}_4} \cdot \gamma^8} \right)$$

$$\log(\Omega_{\text{Stuyfzand}}) = 0.9865 \cdot \log \left( \frac{\gamma^8 \cdot \text{CO}_{3T} \cdot \left( [\text{Ca}^{2+}] - \beta + \sqrt{\beta^2 - [\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{SO}_4^{2-}]} \right)}{K_{\text{Stuyfzand}}} \right) -$$

$$0.0034421 \cdot \text{Cond}_{20} + 0.0012$$

## Annexe E : Résultats détaillés de la géochimie de l'eau

Date	Heure	Localisation	pos <sup>1</sup> m	T °C	Salin.	pH	ΣCO <sub>2</sub> mmole/l	Ca <sup>++</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Sr <sup>++</sup> ppm	Mg/Ca	Sr/Ca	Enrichiss. <sup>2</sup> Ca	Ca	Mg	mmole/l	PCO <sub>2</sub> µatm	pK <sub>calc</sub> Skirrow	Ω Skirrow	Ω Stuyfz.	Ω Arag	erreur <sup>3</sup> Skirrow
<b>CRETE 95</b>																						
<b>Peristeras</b>																						
E18	23.04.95	17:30 Eau de Mer	0	17.2	39.2	8.11	1.30									0.10	276	-6.28				
E24	24.04.95	07:30 Eau de Mer	0	16.2	39.2	8.09	3.40									0.25	751	-6.28				
E17	23.04.95	17:30 trou UN453	1.5	20.5	39.8	8.16	1.30	465	1501	8.7	3.23	0.019	1.02	1.04		0.13	252	-6.28	2.8	4.1	1.4	12%
E23	24.04.95	07:30 trou UN453	1.5	16.3	39.3	8.11	3.70									0.28	778	-6.28				
E28	24.04.95	13:20 trou UN453	2	20.4	40.2	7.98	7.70	502	1524	9.3	3.04	0.019	1.09	1.04		0.51	2322	-6.27	12.0	17.2	6.3	12%
E33	24.04.95	19:00 trou UN453	2	20.3	41.3	7.95	2.10									0.13	676	-6.26				
E37	25.04.95	00:20 trou UN453	2	18.7	42.3	8.05	3.50	495	1528	10.7	3.09	0.022	1.02	1.00		0.27	860	-6.25	5.9	8.7	3.1	13%
E11	15.04.95	16:00 flaque près UN255	12	27.5	39.6	8.40																
E16	23.04.95	17:30 trou UN454	15	22.5	39.5	7.94	2.90	461	1466	8.6	3.18	0.019	1.02	1.02		0.19	995	-6.28	4.1	5.9	2.1	14%
E22	24.04.95	07:30 trou UN454	15	18.7	39.2	8.13	5.00	476	1487	9.0	3.12	0.019	1.06	1.04		0.43	1029	-6.28	9.7	14.0	5.0	13%
E27	24.04.95	13:20 trou UN458	18	22.1	39.9	7.92	2.70	495	1512	10.0	3.05	0.020	1.09	1.04		0.16	964	-6.28	3.9	5.6	2.0	12%
E32	24.04.95	19:00 trou UN458	18	22.8	42.0	7.81	2.60	464	1462	11.1	3.15	0.024	0.97	0.96		0.13	1205	-6.26	2.8	4.1	1.5	13%
E36	25.04.95	00:20 trou UN458	18	21.9	43.4	7.88	4.10	494	1504	10.7	3.04	0.022	1.00	0.96		0.24	1575	-6.24	5.3	7.8	2.8	11%
E21	24.04.95	07:30 trou UN455	24	18.4	39.9	8.07	9.00									0.68	2131	-6.27				
E12	15.04.95	16:00 flaque près UN249	25	26.5	40.3	8.48																
E13	15.04.95	16:00 flaque près UN248	35	28.4	80.3	8.44																
E20	24.04.95	07:30 trou UN456	35	19.3	39.7	8.11	15.00	490	1383	8.7	2.82	0.018	1.08	0.96		1.26	3256	-6.28	29.2	41.7	15.1	13%
E26	24.04.95	13:20 trou UN456	35	22.1	37.8	7.83	1.70	539	1443	9.4	2.68	0.017	1.25	1.05		0.08	764	-6.30	2.2	3.1	1.1	12%
E31	24.04.95	19:00 trou UN456	35	22.7	39.9	7.86	2.80									0.15	1165	-6.28				
E35	25.04.95	00:20 trou UN456	35	21.1	40.2	7.90	10.00	521	1426	8.9	2.74	0.017	1.13	0.98		0.57	3693	-6.27	13.9	19.8	7.3	12%
E14	15.04.95	17:00 dans la plage	50	19.3	39.7	8.00		502	1591	9.4	3.17	0.019	1.11	1.10								
E15	23.04.95	17:30 dans la plage	50	19.9	38.0	7.70	4.90	458	1448	8.8	3.16	0.019	1.05	1.05		0.16	2902	-6.30	3.7	5.3	1.9	12%
E19	24.04.95	07:30 dans la plage	50	19.3	37.5	7.86	5.80	419	1280	8.6	3.05	0.020	0.98	0.94		0.27	2345	-6.30	5.7	8.0	2.9	12%
E25	24.04.95	13:20 dans la plage	50	22.2	37.4	7.86	1.70	476	1401	8.7	2.94	0.018	1.11	1.03		0.09	714	-6.31	2.1	3.0	1.1	11%
E30	24.04.95	19:00 dans la plage	50	20.7	38.1	7.79	1.80	446	1380	9.0	3.09	0.020	1.03	1.00		0.08	872	-6.30	1.7	2.4	0.9	14%
E34	25.04.95	00:20 dans la plage	50	19.1	38.3	7.78	2.20	444	1395	8.8	3.14	0.020	1.01	1.00		0.09	1066	-6.29	1.9	2.7	1.0	12%
E29	24.04.95	13:20 puits à 40 m du BR	90	20.5	0.8	8.17		73	67	3.9	0.92	0.053	8.27	2.39								
<b>Damnoni</b>																						
E38	26.04.95	20:45 eau de mer		17.5	38.8	8.16	2.00	439	1385	12.0	3.15	0.027	0.99	0.98		0.17	378	-6.29	3.7	5.4	1.9	13%
E40	27.04.95	07:40 eau de mer		16.4	39.5	8.19	4.50	442	1327	8.9	3.00	0.020	0.98	0.93		0.41	776	-6.28	8.5	12.4	4.3	14%
E42	27.04.95	07:40 mer, prochaine baie		16.0	41.1	8.23																
E39	26.04.95	20:45 ruisseau		16.3	0.3	8.30	3.00	39	17.3	0.7	0.44	0.018	11.7	1.64		0.00	1010	-8.41	0.8	3.1	0.0	22%

Date	Heure	Localisation	pos <sup>1</sup> m	T ° C	Salin.	pH	$\Sigma\text{CO}_2$ mmole/l	Ca <sup>++</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Sr <sup>++</sup> ppm	Mg/Ca	Sr/Ca	Ca Mg	Enrichiss. <sup>2</sup> µatm	CO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mmole/l	PCO <sub>2</sub> pK <sup>calc</sup> Skirrow	Ω Skirrow	Ω Stuyfz.	Ω Skirrow	Arag Skirrow	erreur <sup>3</sup> Ω
E41	27.04.95	07:40 ruisseau		13.9	0.3	8.33	4.50	39	17	1.3	0.44	0.034	11.2	1.54	0.00	1364	-8.39	0.6	4.8	0.0	13%
<b>Paleochoira Pension</b>																					
E45	28.04.95	18:20 eau de mer	0	17.2	39.2	8.01	3.40								0.21	923	-6.28				
E51	29.04.95	00:05 eau de mer	0	16.0	39.3	8.19	3.00	398	1253	9.8	3.15	0.024	0.89	0.88	0.27	516	-6.28	5.1	7.4	2.6	15%
E54	29.04.95	06:30 eau de mer	0	16.0	39.3	8.25	3.10	403	1233	8.3	3.06	0.021	0.90	0.86	0.31	458	-6.28	6.0	8.8	3.0	12%
E57	29.04.95	12:20 eau de mer	0	17.8	39.2	8.26	2.50	433	1236	7.8	2.85	0.018	0.97	0.87	0.27	368	-6.28	5.6	8.3	2.9	14%
E44	28.04.95	18:20 trou UN506	1	19.2	21.3	8.06	6.60	260	620	4.5	2.38	0.017	1.07	0.80	0.30	1942	-6.55	6.9	9.0	2.7	14%
E50	29.04.95	00:05 trou UN506	1	18.7	11.5	8.27	5.20	120	301	2.2	2.51	0.018	0.91	0.72	0.22	1105	-6.81	4.4	6.0	1.2	14%
E53	29.04.95	06:30 trou UN506	1	18.3	10.2	8.27	5.00	108	281	2.1	2.60	0.020	0.93	0.76	0.19	1094	-6.87	3.8	5.4	0.9	17%
E56	29.04.95	12:20 trou UN506	1	19.3	9.9	8.14	4.00	118	295	3.3	2.50	0.028	1.04	0.82	0.12	1212	-6.88	2.6	3.7	0.6	12%
E43	28.04.95	18:20 trou UN509bis	16	21.8	9.4	8.03	6.00	101	231	3.3	2.29	0.032	0.94	0.68	0.16	2463	-6.91	3.2	4.1	0.8	15%
E49	29.04.95	00:05 trou UN509bis	16	21.1	6.7	8.08	5.90	80	173	2.0	2.16	0.024	1.05	0.72	0.13	2320	-7.05	2.9	3.9	0.5	16%
E52	29.04.95	06:30 trou UN509bis	16	20.2	6.3	8.04	5.00	61	199	2.0	3.26	0.032	0.85	0.87	0.09	2161	-7.08	1.6	2.3	0.3	15%
E55	29.04.95	12:20 trou UN509bis	16	21.6	6.0	8.02	4.70	46	152	1.2	3.30	0.025	0.67	0.70	0.09	2191	-7.10	1.2	1.7	0.2	13%
E58	29.04.95	12:20 flaque sur BR		30.8	188.2	8.15	8.60	1147	4736	29.8	4.13	0.026	0.53	0.69	7.13	469	-5.61	83.9	204.8	61.4	12%
<b>Grammos</b>																					
E47	28.04.95	18:20 eau de mer	0	16.9	39.1	8.14	2.20	409	1304	10.3	3.19	0.025	0.92	0.92	0.18	433	-6.28	3.5	5.2	1.8	12%
E46	28.04.95	19:30 trou UN520	1	17.7	39.2	7.89	2.30								0.11	839	-6.28				
E48	28.04.95	18:20 source dans BR		19.5	3.2	7.65	4.90	88	114	1.7	1.30	0.020	2.40	0.98	0.02	5753	-7.37	1.0	1.7	0.1	15%
<b>MER ROUGE 96</b>																					
<b>Dushit El Dabaa</b>																					
R1	11.05.96	13:00 eau de mer	0	30.2	40.2	8.29	2.90	490	1558	8.0	3.18	0.016	1.07	1.07	0.47	447	-6.28	11.1	17.4	6.0	12%
R3	11.05.96	18:30 eau de mer	0	29.9	39.8	8.34	2.52	489	1437	8.1	2.94	0.017	1.07	0.99	0.45	340	-6.29	10.6	16.7	5.7	12%
R6	12.05.96	08:00 eau de mer	0	25.8	40.1	8.18	2.65	475	1417	7.8	2.98	0.016	1.04	0.97	0.31	521	-6.28	7.0	10.5	3.7	12%
R9	12.05.96	13:00 eau de mer	0	32.4	40.0	8.30	2.05	576	1400	8.7	2.43	0.015	1.26	0.97	0.35	318	-6.29	9.9	15.8	5.4	14%
R11	12.05.96	18:00 eau de mer	0	29.3	39.9	8.34	2.44	529	1538	8.4	2.91	0.016	1.16	1.06	0.43	323	-6.29	11.0	17.3	5.9	14%
R14	13.05.96	08:00 eau de mer	0	22.9	40.9	8.13	2.42	556	1500	7.8	2.70	0.014	1.19	1.01	0.24	511	-6.27	6.3	9.3	3.3	13%
R17	13.05.96	13:00 eau de mer	0	28.5	40.8	8.23	2.20	546	1534	8.1	2.81	0.015	1.17	1.04	0.31	391	-6.27	8.0	12.2	4.3	14%
R19	13.05.96	18:00 eau de mer	0	26.5	40.8	8.43	2.26	500	1500	7.9	3.00	0.016	1.07	1.01	0.44	231	-6.27	10.4	16.6	5.6	13%
R4	11.05.96	18:30 trou UN549	5	26.2	40.6	7.99	2.41	473	1463	7.9	3.09	0.017	1.02	0.99	0.20	761	-6.27	4.3	6.4	2.3	11%
R7	12.05.96	08:00 trou UN549	5	25.3	40.7	7.96	2.35	472	1500	7.8	3.18	0.017	1.02	1.02	0.18	781	-6.27	3.9	5.7	2.1	14%
R12	12.05.96	18:00 trou UN549	5	29.0	40.3	8.08	2.41	497	1471	7.6	2.96	0.015	1.08	1.01	0.25	632	-6.28	6.0	8.9	3.2	12%
R15	13.05.96	08:00 trou UN549	5	24.9	40.8	7.98	2.40	611	1583	7.9	2.59	0.013	1.31	1.07	0.19	757	-6.27	5.3	7.7	2.8	14%
R18	13.05.96	13:00 trou UN549	5	26.3	40.8	7.94	2.08	522	1511	8.0	2.89	0.015	1.12	1.02	0.15	750	-6.27	3.7	5.4	2.0	14%



Date	Heure	Localisation	pos <sup>1</sup> m	T ° C	Salin.	pH	$\Sigma\text{CO}_2$ mmole/l	Ca <sup>++</sup> ppm	Mg <sup>++</sup> ppm	Sr <sup>++</sup> ppm	Mg/Ca	Sr/Ca	Enrichiss. <sup>2</sup> Ca	Ca Mg	mmole/l	PCO <sub>2</sub> µatm	pK <sup>calc</sup> Skirrow	Ω	Ω Skirrow	Ω Stuyfz.	Ω Skirrow	erreur <sup>3</sup> Ω	
<b>Wadi Gemal</b>																							
R48	18.05.96	09:00	flaque dans le delta	24.1	19.9	7.44		2699	390	38.9	0.14	0.014	11.9	0.54			-6.58						
<b>AUSTRALIE 97</b>																							
<b>Lagon Point Petit</b>																							
A7	20.06.97	11:00	entrée N du lagon	18.1	52.8																		
A14	22.06.67	08:30	eau de mer	15.8	54.6	8.17	2.78	681	1971	13.1	2.89	0.019	1.09	1.00	0.30	459	-6.14	7.0	12.2	12.2	4.0	13%	
A16	22.06.67	14:00	eau de mer	20.8	54.8	8.17	2.95	702	1968	12.7	2.80	0.018	1.12	0.99	0.38	519	-6.14	9.1	15.4	15.4	5.3	13%	
A23	28.06.97	06:45	eau de mer	17.4	55.1	8.05	2.44	644	2018	12.2	3.13	0.019	1.02	1.01	0.22	549	-6.13	4.8	8.2	8.2	2.7	11%	
A26	28.06.97	13:15	eau de mer	17.8	54.7	8.04	2.53	625	1958	12.0	3.13	0.019	1.00	0.99	0.22	589	-6.14	4.8	8.2	8.2	2.7	12%	
A4	20.06.97	09:20	milieu du lagon	17.8	~42.0																		
A11	21.06.97	11:45	chenal du lagon	22.1	51.6	8.04	2.18	1410	2137	21.1	1.52	0.015	2.39	1.14	0.21	542	-6.17	11.1	17.7	17.7	6.3	12%	
A13	22.06.67	08:30	milieu du lagon	13.2	54.9	8.12	2.45	844	2168	15.2	2.57	0.018	1.34	1.09	0.22	444	-6.13	6.2	11.0	11.0	3.5	12%	
A17	22.06.67	14:00	milieu du lagon	24.3	58.8	8.29	2.49	749	2183	13.8	2.91	0.018	1.11	1.02	0.49	316	-6.11	11.8	21.0	21.0	7.0	13%	
A22	28.06.97	06:45	chenal du lagon	9.5	74.8	8.06	2.03	903	2760	15.6	3.06	0.017	1.06	1.02	0.15	397	-5.99	3.4	8.7	8.7	2.1	12%	
A25	28.06.97	13:15	chenal du lagon	24.5	78.4	8.01	2.69	857	2799	16.0	3.27	0.019	0.96	0.98	0.41	680	-5.99	8.5	15.9	15.9	5.4	12%	
A10	21.06.97	11:45	trou UN602	21.9	81.6		0.00																
A5	20.06.97	09:20	flaque sur piste W	18.7	~49.0																		
A6	20.06.97	09:20	flaque sur piste W	18.5	~39.5																		
A9	21.06.97	11:45	trou piste W	19.5	74.2	7.74	2.28	931	2759	16.2	2.96	0.017	1.10	1.03	0.14	1098	-6.01	3.4	6.6	6.6	2.1	12%	
A15	22.06.67	08:30	trou piste W	17.2	74.1	7.92	2.58	2275	2952	27.7	1.30	0.012	2.69	1.10	0.21	773	-6.00	12.2	25.8	25.8	7.6	12%	
A18	22.06.67	14:00	trou piste W	19.2	74.8	7.80	2.65	1045	2679	18.1	2.56	0.017	1.22	0.99	0.19	1081	-6.00	5.0	10.0	10.0	3.1	13%	
A21	28.06.97	06:45	trou piste W	17.7	73.3	7.84	5.32	856	2717	16.1	3.17	0.019	1.02	1.02	0.37	1956	-6.01	8.2	16.7	16.7	5.1	12%	
A24	28.06.97	13:15	trou piste W	18.5	73.4	7.80	5.45	826	2630	15.1	3.18	0.018	0.99	0.99	0.37	2200	-6.01	7.9	15.7	15.7	4.9	12%	
<b>Point Petit Bore</b>																							
A12	21.06.97	16:20	puit artésien	36.0	3.7	5.50	15.00	134	86.1	2.4	0.64	0.018	3.12	0.63	4.1E-4	5E+5	-7.32	0.0	0.1	0.1	0.0	13%	
<b>Mesures eau de mer dans Shark Bay</b>																							
A1	18.06.97	11:20	Monkey Mia	18.8	40.2																		
A2	18.06.97	12:20	Denham	18.8	43.9																		
A3	18.06.97	17:40	Boolagoorda	19.0	62.7																		
A8	20.06.97	18:00	Nanga	19.9	43.3																		
A19	26.06.97	15:45	New Bay	20.3	37.6	8.08	2.60	456	1344	8.4	2.95	0.019	1.06	0.98	0.20	626	-6.30	4.6	6.6	6.6	2.3	12%	
A20	27.06.97	14:30	Carbla Point	20.0	60.4	8.00	2.73	692	2214	13.5	3.20	0.019	1.00	1.01	0.26	716	-6.10	5.6	9.8	9.8	3.3	11%	

<sup>1</sup> Distance par rapport à la mer ouverte (0 m = eau de mer)

<sup>2</sup> Enrichissement en Ca et Mg par rapport à une eau de mer standard corrigée en fonction de la salinité (400 ppm Ca et 1270 ppm Mg pour salinité 35)

<sup>3</sup> Calcul d'erreur sur la saturation en utilisant l'écart-type mesuré pour Ca, 10% pour  $\Sigma\text{CO}_2$  et 1% pour pK<sup>calc</sup> (pour tenir compte de l'erreur température et salinité)

## Annexe F : Milieux de culture

### Préparation des milieux de culture GM.SM et GM I

Pour 1 litre de milieu préparer dans l'ordre :

	<u>milieu GM.SM</u>	<u>milieu GM I</u>
H <sub>2</sub> O distillée	200 ml	
H <sub>2</sub> O mer	770 ml	984 ml
Solution Tris	20 ml	5 ml
Solution Nutriments	10 ml	
Solution Nutriments I		10 ml
Solution Eléments traces	1 ml	1 ml
Solution Vitamines	0.1 ml	0.1 ml

L'eau de mer est filtrée avant emploi (pour GM.SM à 0.45 µm, pour GM I environ à 10 µm). Les solutions Tris, Nutriments, Nutriments I, Eléments traces et Vitamines sont stockées au réfrigérateur.

Pour GM I ajuster la salinité avec du NaCl et la teneur en Calcium avec du CaCl<sub>2</sub> · 2H<sub>2</sub>O.

Le pH est ajusté au pH-mètre. Pour GM.SM ajuster à pH 7.8. Pour GM I le pH augmente durant l'autoclavage de ~1.4; pour obtenir un milieu autoclavé de pH 8.1, ajuster à pH 6.7.

Pour obtenir un gel, ajouter 13 gr/l d'agar.

Autoclaver 20 minutes à 120°C.

#### Solution Tris

200 ml H<sub>2</sub>O  
5 gr Tris(hydroxyméthyl)-aminométhane

#### Solution Nutriments

185 ml H<sub>2</sub>O  
15 ml Fer Sequestrène  
2 gr KNO<sub>3</sub>  
690 mg K<sub>2</sub>HPO<sub>4</sub>

#### Solution Nutriments I

190 ml H<sub>2</sub>O  
10 ml Fer Sequestrène  
2 gr KNO<sub>3</sub>  
350 mg K<sub>2</sub>HPO<sub>4</sub>

#### Fer Sequestrène (1 ml = 0.1 mg Fe)

500 ml H<sub>2</sub>O  
351 mg Fe(NH<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> · 6H<sub>2</sub>O  
350 mg Na<sub>2</sub> EDTA

#### Solution Eléments traces

Composition de la solution stock,  
à diluer 100 fois avant de prélever 1 ml !

100 ml H<sub>2</sub>O  
784.0 mg CuSO<sub>4</sub> · 5H<sub>2</sub>O  
405.0 mg CoCl<sub>2</sub> · 6H<sub>2</sub>O  
28.6 mg H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>  
15.4 mg MnSO<sub>4</sub> · H<sub>2</sub>O  
2.2 mg ZnSO<sub>4</sub> · 7H<sub>2</sub>O  
1.3 mg (NH<sub>4</sub>)<sub>6</sub>Mo<sub>7</sub>O<sub>24</sub> · 4H<sub>2</sub>O  
1 goutte solution de SiO<sub>3</sub>Na<sub>2</sub>

#### Solution Vitamines

50 ml H<sub>2</sub>O  
1 mg B<sub>12</sub>  
50 mg Thiamine  
2.5 mg Biotine

**Annexe G : Analyses chimiques durant les expériences I, II et III**

Code Jour	Expérience A de biominéralisation						Expérience B de contrôle stérile						
	T °C	Salinité	pH	$\Sigma\text{CO}_2$ mmole/l	Ca ppm	Enrichiss. Ca <sup>1</sup> Skirrow	T °C	Salinité	pH	$\Sigma\text{CO}_2$ mmole/l	Ca ppm	Enrichiss. Ca <sup>1</sup> Skirrow	$\Omega$
<b>Expérience I</b>													
1	0.25	40.8	8.09	1.41	437	0.94	30.5	40.7	8.10	1.48	437	0.94	3.5
2	2.21	40.9	7.83	1.53	417	0.89	30.6	41.0	8.15	1.13	425	0.91	2.9
5	6.21	41.0	7.23	3.47	437	0.93	31.2	41.0	8.05	1.25	433	0.92	2.7
10	14.31	40.8	7.93	4.53	441	0.95	29.2	40.8	8.20	4.50	437	0.94	12.6
19	43.98	41.0	7.94	5.52	441	0.94	29.5	41.1	8.02	2.02	435	0.93	3.9
33	99.92	41.0	7.72	8.06	412	0.88	30.8	41.1	7.98	2.39	432	0.92	4.4
<b>Expérience II</b>													
53	1.31	41.1	8.14	1.17	473	1.01	29.0	41.2	8.16	1.07	469	1.00	2.9
59	10.15	41.9	7.65	2.63	473	0.99	30.2	41.9	7.99	1.28	469	0.98	2.5
68	25.13	42.4	8.00	3.80			30.1	42.2	8.06	1.54			3.5
77	45.93	43.2	7.84	5.25	485	0.98	29.9	42.9	8.16	2.05	485	0.99	5.9
89	67.34	44.8	7.95	6.44			31.3	43.8	7.85	2.50			3.6
91	72.92	42.4	8.03	7.43	485	1.00	32.1	43.0	8.02	2.80	474	0.96	6.3
92	73.19	42.5	7.98	7.22	481	0.99	29.9	43.1	7.96	2.49	470	0.95	4.7
<b>Expérience III</b>													
102	1.99	56.3	8.21	1.55	649	1.01	35.6	56.2	8.25	1.55	649	1.01	8.3
109	11.96	59.7	7.64	6.55	657	0.96	33.4	59.9	7.88	1.57	665	0.97	4.1
121	37.98	61.3	7.85	7.22	713	1.02	33.9	61.6	7.91	1.95	725	1.03	6.0
139	90.04	66.8	7.90	6.70	753	0.99	29.0	65.3	7.99	2.59	737	0.99	8.2
148	118.00	64.8	7.95	4.93	745	1.01	31.8	60.9	8.01	2.05	721	1.04	7.2
150	124.00	65.8	7.90	5.15	749	1.00	31.0	62.0	8.04	2.35	733	1.03	8.6

<sup>1</sup> Enrichissement en Ca par rapport à une eau de mer standard corrigée en fonction de la salinité (400 ppm Ca pour salinité 35)