

# VIII. Les grands environnements de dépôt des carbonates

## 1. INTRODUCTION

Comme dans les autres domaines de la sédimentologie, un fondement essentiel de l'interprétation des paléoenvironnements carbonatés se trouve dans l'étude approfondie des modèles actuels. Le but du présent chapitre est d'introduire brièvement les grands environnements de dépôt des carbonates. Certains de ces environnements seront traités plus en détail aux chapitres suivants.

Dans une première approche d'ensemble, deux grands domaines s'individualisent de part et d'autre du trait morphologique important qu'est le rivage: le domaine continental et le domaine marin.

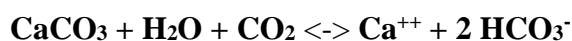
## 2. LE DOMAINE CONTINENTAL

Le domaine continental se caractérise par des dépôts souvent très localisés. Bien que ce domaine ne présente en général que peu de sédiments carbonatés, on citera les dépôts lacustres, fluviaux, glaciaires (moraines,...), désertiques, karstiques, de grottes. Il est en outre soumis à l'action des phénomènes météoriques, ce qui est à l'origine d'importantes transformations diagénétiques (voir cours de "[Diagenèse](#)").

### 2.1. Carbonates lacustres

Les carbonates lacustres (eaux douces et salées) sont le résultat de précipitations inorganiques ou d'accumulations algo-microbiennes ou coquillières.

- Les *précipitations inorganiques* peuvent être liées à une soustraction de CO<sub>2</sub> (photosynthèse,...), à un mécanisme d'évaporation ou encore au mélange d'eaux à pH différents (lac/rivière, par exemple). L'équation suivante est une notation simplifiée de l'équilibre des carbonates:



Le rapport Mg/Ca détermine le minéral précipité: Mg/Ca < 2 précipitation de calcite ("LMC") (ex. Lac de Constance); Mg/Ca de 2 à 7 calcite magnésienne ("HMC") (Lac Balaton); Mg/Ca de 7 à 12 HMC et dolomite par transformation de HMC; Mg/Ca > 12 aragonite.

- Les *carbonates algo-microbiens* sont le résultat de:

- la biocorrosion d'un substrat carbonaté par des cyanophycées, des chlorophycées, des rhodophycées, voire des champignons ou des lichens, donnant naissance à des sédiments carbonatés de la taille des silts;
- des phénomènes de piégeage de sédiments et de précipitation par des mousses et des stromatolithes; la formation d'oncoïdes (cyanophycées et algues vertes non squelettiques) avec incorporation de coquilles et débris carbonatés;
- des accumulations d'oogones de charophytes (gyrogonites).

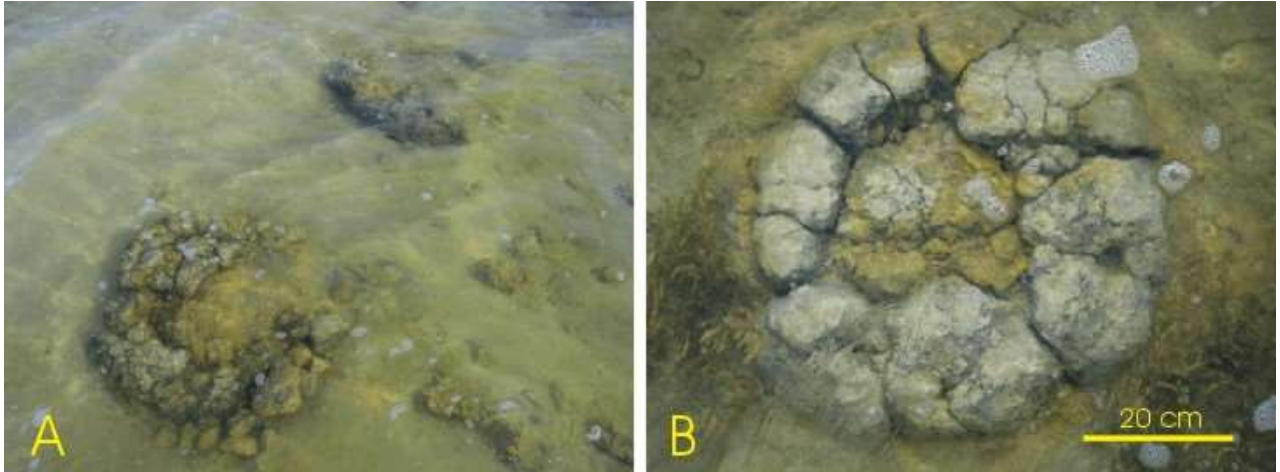
- Les *accumulations de coquilles* (gastéropodes, lamellibranches) sont du même type qu'en milieu marin (mais avec des genres différents!!). Elles ne forment jamais qu'une faible proportion des carbonates lacustres.



*Formation de "tours" par précipitation de CaCO<sub>3</sub> dans un sédiment boueux, autour de cheminées hydrothermales. Lac Mono, Lee Vining, Californie.*



*A: Calcaire de Ventenac (Eocène, Minerve); un niveau de lignite interrompt la sédimentation lacustre. B: oncolithe fluviatile (Eocène, Coustouge).*



*Stromatolithes lacustres*. A: vue générale; B: détail. Lac Thetis, Cervantès, Australie.

## 2.2. Tufs et travertins

Au débouché de certaines sources, ou plus rarement en rivière, se forment des précipitations de calcite. Ces accumulations peuvent être constituées de lamines denses et régulières (*travertin*) ou de matériau très poreux et irrégulier (*tuf*) Un bel exemple de tuf est visible en Lorraine belge: la "Cranière" de Lahage. Il semble admis que les processus de précipitation inorganiques dominent dans le cas des travertins (perte de  $\text{CO}_2$ ) tandis que les tufs se forment par précipitation de calcite sur des mousses ou des algues.



*Cranière de Lahage*; A: vue générale du dépôt; B: production actuelle de travertin.

## 2.3. Grottes

Les concrétions aragonitiques de grottes (*speleothems*) peuvent être identifiées, même après leur transformation en calcite, par leur morphologie (planchers, stalactites, stalagmites, pisolites) et par l'alternance de lamines de fibres peu allongées et de fibres très allongées, atteignant plusieurs centimètres.

## 2.4. Caliches, calcretes voir également le cours de "[processus sédimentaires](#)".

On appelle *caliche* ou *calcrete* un paléosol en environnement carbonaté. L'identification des paléosols est importante dans l'analyse des bassins sédimentaires: leur présence témoigne en effet d'une émergence de longue durée. Une série de critères permet leur mise en évidence. Il faut garder cependant à l'esprit qu'en général, la présence d'un seul de ces critères n'est pas une preuve définitive d'émergence ou de pédogenèse. N'oublions pas aussi que les témoins d'émergence sont rarement conservés dans l'enregistrement sédimentaire: ils sont souvent remaniés par la transgression marine qui suit l'épisode continental.

Les critères d'émergence tirés de la littérature ont été classés en cinq catégories: les critères sédimentologiques, pédogénétiques, paléontologiques, diagénétiques et géochimiques. Certains critères sont observables macroscopiquement (M) et d'autres microscopiquement (m).

#### **2.4.1. Critères sédimentologiques d'émergence**

- Discontinuité angulaire et/ou érosion;
- changements brutaux de faciès (M et m);
- présence de chenaux et/ou de remaniements (M);
- faciès continentaux (palustres, lacustres, fluviaux,...) (M et m);
- présence d'évaporites ou de pseudomorphoses d'évaporites (M et m);
- présence dans la roche sus-jacente d'intraclastes perforés et/ou minéralisés, ainsi que de bioclastes remaniés;
- horizons bauxitiques;
- surface karstique.

#### **2.4.2. Critères pédogénétiques**

- Bréchification (M); les niveaux bréchiques sont une caractéristique importante des paléosols et sont liés à des alternances de périodes sèches et humides;
- horizons carbonatés massifs ou horizons carbonatés laminaires (M);
- marbrures et nodules (M);
- enduits minéralisés et cailloux noirs (M);
- fissures de dessiccation (M);
- traces de racines (M et m);
- présence de *Microcodium* (m);
- "circumgranular cracks" et "syneresis cracks" (m); les fractures courbes autour de certains clastes témoignent d'une précipitation carbonatée en milieu aquatique, suivie d'une phase de dessiccation qui engendre les structures courbes autour des clastes, suivie à nouveau d'une immersion avec précipitation de ciment;
- microsparitisation (m);
- calcite en micro-fibres (m);
- structures alvéolaires (m);
- traces d'illuviation (migration et concentration des argiles vers les horizons inférieurs); la présence de "coulées" argileuses, caractéristiques du phénomène d'illuviation, est propre aux paléosols (M et m);
- concentrations locales de pelloïdes (glaebules) (m); leur présence résulterait de la fragmentation de la micrite par dessiccation;
- minéralisations diverses: principalement pyrite et hématite (M et m);
- pisolites (m);
- cimentation vadose (m).

### 2.4.3. Critères paléontologiques

- Présence de charophytes et d'ostracodes d'eau douce (m) indiquant le développement de lacs sur la plate-forme de faible profondeur d'eau, partiellement émergée;
- analyse micropaléontologique fine qui indiquerait une lacune sédimentaire (m).

### 2.4.4. Critères diagénétiques

- Différence de compaction des roches sous- et sus-jacentes;
- cimentation vadose (m);
- présence d'argile verte dans la roche sous-jacente, essentiellement de l'illite, qui serait liée à la transformation d'un matériel pédogénique.

### 2.4.5. Critères géochimiques

- $\delta^{18}\text{O}$ : [les rapports isotopiques](#) de l'oxygène de l'eau varient selon le climat et le taux d'évaporation. Une évaporation importante conduit à des rapports isotopiques plus élevés au sein des zones où cette évaporation est active (sebkhas, marais salants, ....). Par contre, les eaux météoriques résultant de cette évaporation montreront des valeurs plus faibles;
- $\delta^{13}\text{C}$ : les rapports isotopiques du carbone sont essentiellement en relation avec les processus organiques, dont la photosynthèse. Ainsi, le carbone organique montre des rapports isotopiques faibles et les carbonates marins des valeurs plus élevées. Des rapports isotopiques très bas peuvent être produits par un processus de fermentation conduisant à la formation de méthane. Le lessivage de sols conduit également à des rapports isotopiques faibles;
- variations de susceptibilité magnétique; une émergence peut conduire à un remaniement des sédiments et à la remobilisation de toute une série de minéraux magnétiques, qui produiront un signal de susceptibilité plus élevé. De plus, les transformations pédogénétiques peuvent conduire à la formation de minéraux tels que la magnétite, l'hématite et la pyrite qui augmenteront également le signal magnétique.

## 3. LE DOMAINE MARIN

On y distingue essentiellement un milieu de *plate-forme* et un milieu de *bassin* séparés par un *talus* incliné. La différenciation de ces environnements est morphologique, mais en gros, d'un point de vue bathymétrique, on peut dire que la profondeur varie de 0 à environ 200 m sur la plate-forme; le bassin étant caractérisé par des profondeurs beaucoup plus importantes.

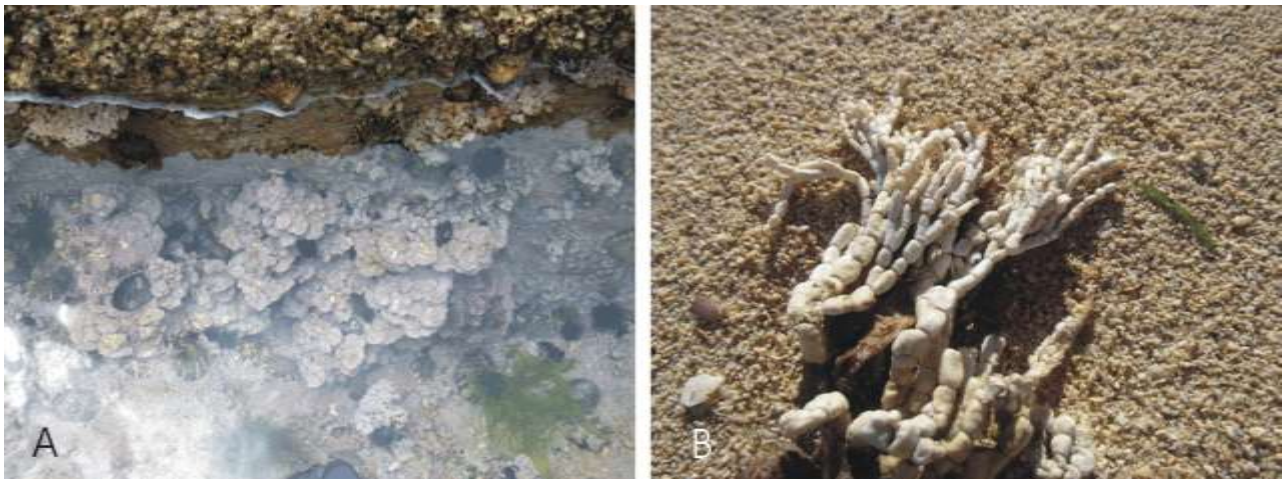
La morphologie des plates-formes est sujette à variation, de même que la nature et la géométrie des corps sédimentaires qui s'y déposent. Une nette distinction sédimentologique peut être effectuée entre plates-formes carbonatées tropicales et plates-formes carbonatées tempérées. Lees & Buller (1972) opposent un modèle CHLOROZOAN à un modèle FORAMOL (Fig. VIII.1).

### 3.1. Plates-formes carbonatées tempérées

Ces dernières sont moins connues que leurs homologues tropicales. Certaines de ces plates-formes (sud de l'Australie, ouest de l'Irlande) couvrent pourtant des milliers de km<sup>2</sup> de fonds marins. Même si certains organismes constructeurs sont présents (vers, algues rouges,

bryozoaires), ils ne forment pas de récifs aussi spectaculaires que les récifs tropicaux. La sédimentologie de ces plates-formes tempérées, en l'absence de vastes structures récifales, s'apparente au fonctionnement des systèmes détritiques avec une répartition simple des sédiments en fonction de l'énergie du milieu. Ces sédiments carbonatés tempérés passent d'ailleurs souvent en transition graduelle aux sédiments mixtes et aux sédiments détritiques.

D'après Lees & Buller (1972), les principaux groupes d'organismes représentés dans les sédiments carbonatés tempérés sont: les mollusques, les foraminifères benthiques, les échinodermes, les bryozoaires, les barnacles, les ostracodes, les spicules (calcaires) d'éponges, les tubes de vers et les coraux ahermatypiques pour les animaux, les algues rouges (*Lithothamnium*) pour les plantes. Les foraminifères et les mollusques étant généralement dominants, cette association est appelée "*foramol*". En eau tropicale, cette association s'enrichit notablement en coraux et/ou algues vertes calcaires (ex: *Halimeda*), tandis que la contribution des bryozoaires et barnacles diminue considérablement: on a ainsi l'association "*chlorozoan*" (chlorophytes + zoanthaires).



A: concrétions calcaires dues à des *Lithothamnium* dans une mare côtière (Ile Grande, Bretagne). B: *Halimeda* (Poé, Lagon de Bourail, Nouvelle-Calédonie).

En ce qui concerne les grains non squelettiques (peloïdes, ooïdes, agrégats,...), ils semblent être largement liés à l'association chlorozoan, sauf peut-être pour les péloïdes qui peuvent déborder sur l'association foramol. La boue calcaire ou micrite est constituée d'aragonite et de calcite magnésienne dans le domaine tropical, tandis qu'en domaine tempéré, l'aragonite devient beaucoup plus rare. La cimentation est faible en milieu tempéré.

Signalons que dans l'océan actuel, le carbonate de précipitation chimique est l'aragonite (Fig. VIII.1) (suite à un rapport Mg/Ca élevé, cf. "[Diagenèse](#)"). Ceci ne veut évidemment pas dire que toute boue calcaire d'origine marine est aragonitique puisque la dégradation des tests des organismes fournit une part importante des sédiments fins et que ces tests peuvent être calcitiques. Le Tableau VIII.1 donne la composition des tests des principaux organismes calcaires.

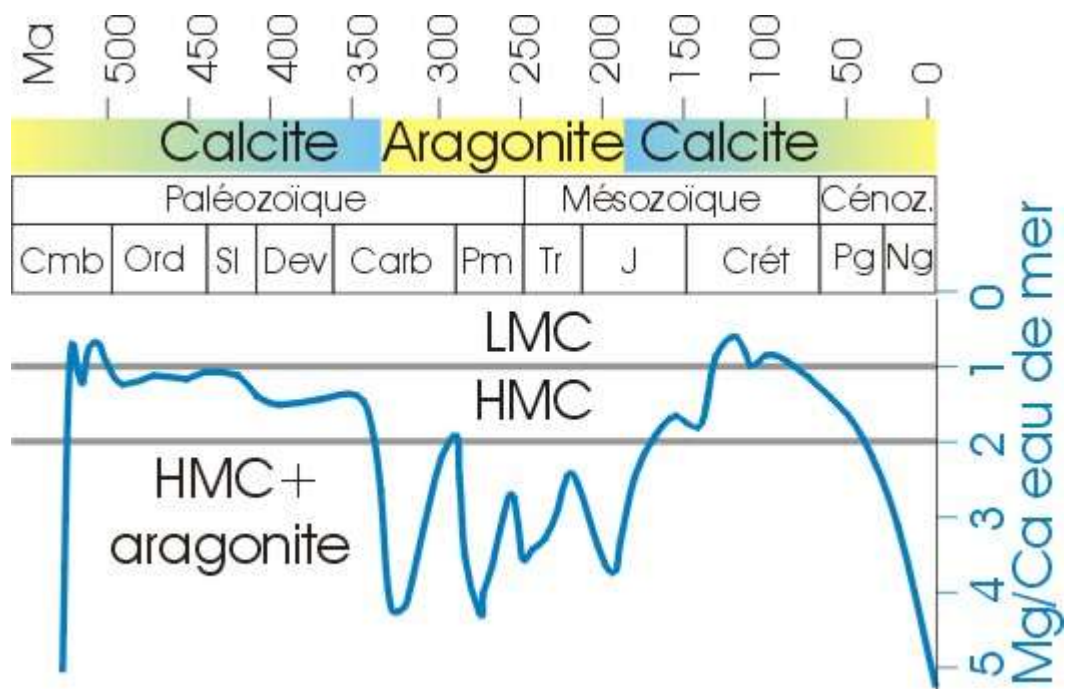


Figure VIII.1: variation du type de carbonate "chimique" précipité dans l'océan au cours du temps.

TAXON	Aragonite	Calcite (mol% MgCO <sub>3</sub> )	Aragonite et calcite
ALGUES CALCAIRES			
rouges		10-20	
vertes	oui		
coccolithes		5	
FORAMINIFERES			
benthiques	rare	5-15	
planctoniques		5-17	
EPONGES	rare	10-20	
STROMATOPORES	oui	5?	
COELENTERES			
rugueux		5	
tabulés		5	
scléactiniaires	oui		
alcyonaires	rare	10-20	
BRYOZOAIRES	rare	5-17	rare

BRACHIOPODES		5-10	
MOLLUSQUES			
chitons	oui		
lamellibranches	oui	5-10	oui
gastéropodes	oui	5-10	oui
ptéropodes	oui		
céphalopodes	oui		
bélemnites		5	
ANNELIDES	oui	5-17	oui
ARTHROPODES			
décapodes		7-12	
ostracodes		5-10	
barnacles		5-10	
trilobites		5	
ECHINODERMES		7-17	

*Tableau VIII.1: types de carbonates précipités par les principaux groupes d'organismes. D'après Scholle (1978), modifié.*

Concernant la répartition des deux associations, il semble que chlorozoan soit limitée aux latitudes inférieures à 30° (Fig. VIII.2), tandis que foramol puisse s'étendre entre 60° et l'équateur. Une étude plus fine des facteurs limitant chlorozoan montre que c'est en conjuguant une température océanique minimale supérieure à 14-15°C et une température moyenne annuelle supérieure à 23°C que l'on cerne le mieux l'aire de répartition. Il ne faut pas oublier évidemment que sous la zone photique, l'association chlorozoan disparaît.



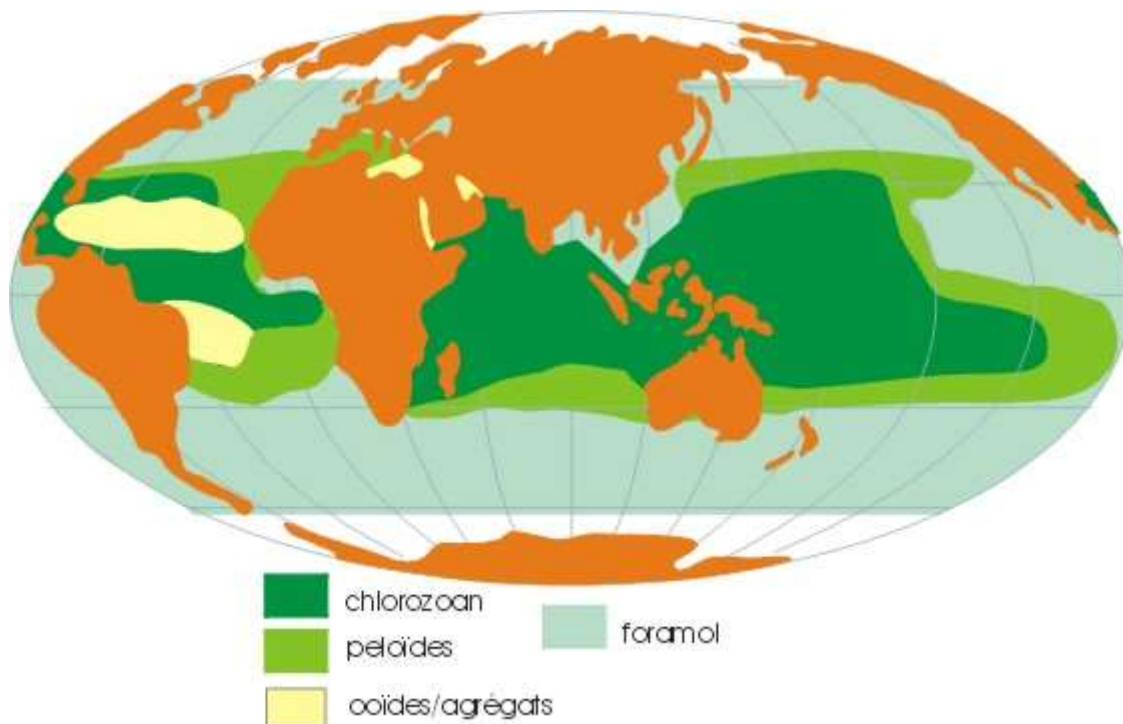


Figure VIII.2: répartition des assemblages "foramol" et "chlorozoan" dans l'océan mondial et comparaison avec la répartition de grains caractéristiques.

### 3.2. Plates-formes carbonatées tropicales

#### 3.2.1. Les facteurs du milieu

L'action différentielle de certains facteurs de l'environnement sur les plates-formes carbonatées permet de définir un certain nombre de sous-environnements (Fig. VIII.5). Ces facteurs particuliers sont la *morphologie*, l'*hydrodynamisme*, le *chimisme* (salinité, oxygénation) et la pénétration de la *lumière*. Les multiples possibilités de variation de ces facteurs expliquent la diversité des plates-formes carbonatées. Il ne faut donc pas raisonner à partir d'un modèle figé.

- La *morphologie de la plate-forme*: elle est contrôlée essentiellement par l'existence, l'absence ou la localisation variable d'une barrière ou d'un haut-fond plus ou moins continu (Fig. VIII.3). Cette barrière revêt une géométrie et une nature variable et complexe. L'existence d'un relief a une influence directe sur le niveau d'énergie, le chimisme des eaux (salinité, oxygénation) et l'activité biologique: il entraîne la distinction entre un milieu de plate-forme interne et un milieu de plate-forme externe ou de bassin. En l'absence de rupture de pente nette, la profondeur augmente de façon progressive depuis le littoral jusqu'au bassin: on parle alors de rampe.

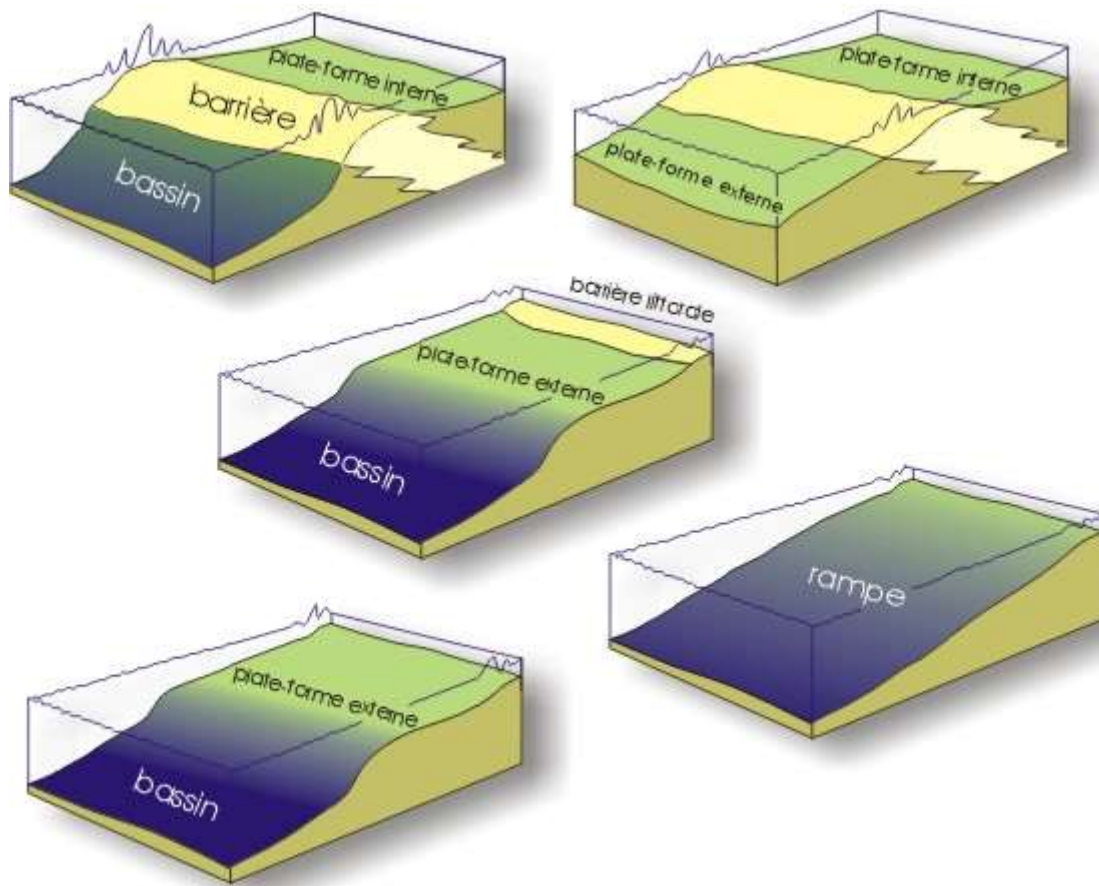


Figure VIII.3: morphologie des rampes et plates-formes carbonatées.



Vue d'avion d'une barrière récifale, Tontouta, Nouvelle-Calédonie.

Il est à noter que le vocabulaire anglais est plus précis: les "carbonate platforms" regroupent à la fois les "ramps" (sans rupture de pente) et les "shelves" (avec rupture de pente). En français, nous ne disposons que du terme plate-forme que l'on doit donc opposer à rampe. On peut éventuellement regrouper rampe et plate-forme s.s. au sein des "plates-formes s.l."...

PLATE-FORME AVEC BARRIERE	RAMPE
rupture de pente	pas de rupture de pente
présence d'une barrière continue	pas de barrière continue
énergie forte près de la barrière, diminue vers le rivage	énergie forte près du rivage, formation de bancs ("shoals")
barrière=surtout framestones	bioconstructions=surtout bafflestones, bindstones
turbidites, blocs exotiques provenant de la barrière	peu de turbidites, pas d'olistolithes, tempestites
sédiments lagunaires cycliques de grande extension géographique	sédiments restreints peu étendus, non cycliques.

Tableau VIII.2: éléments diagnostiques permettant de distinguer entre rampe et plate-forme s.s.

- Les *facteurs dynamiques*: ils comprennent vents, courants de vagues et de marées. Leur résultat est surtout un tri granulométrique comme dans les systèmes détritiques. La granulométrie des sédiments et certains types de figures sédimentaires donnent donc des informations importantes quant au niveau d'énergie du milieu, souvent en relation avec la profondeur et le degré de protection.

- Le *chimisme des eaux*: la sursalure, le manque d'oxygénation des eaux entraînent de profondes modifications dans le contenu faunistique, ce qui peut conduire à distinguer:

- un milieu ouvert: la circulation des eaux marines n'est pas entravée;
- un milieu restreint: la circulation des eaux marines est entravée (par exemple par une barrière récifale) et en conséquence leur qualité subit des modifications plus ou moins importantes.

Ces distinctions peuvent même exister en l'absence d'une barrière, par exemple dans le cas d'une plate-forme très étendue et peu profonde!

- Le *contenu en nutriments des eaux* est aussi un paramètre très important. Ce paramètre permet de distinguer des environnements oligotrophique, mésotrophique, eutrophique et hypertrophique (Fig. VIII.4). En milieu oligotrophique, relativement pauvre en nutriments, les processus de recyclage de la nourriture sont essentiels et les organismes capables d'utiliser plusieurs sources d'énergie sont favorisé (exemple: les [coraux hermatypiques](#) qui outre leur caractère hétérotrophe, profitent de la photosynthèse de leurs algues symbiotiques); le facteur limitant dans ce type d'environnement est l'apport de nutriments. En milieu mésotrophique,

l'apport de nutriments est plus important et d'autres organismes interviennent: algues, faune benthique plus riche; le facteur limitant est la compétition pour l'espace disponible. En milieu eutrophique, l'apport en nutriment est suffisant pour que se développe largement le phytoplancton; le facteur limitant est la lumière et la profondeur de la zone photique et enfin, en milieu hypertrophique, le développement de phytoplancton et l'accumulation de la matière organique sont tels que la dégradation de cette matière consomme une bonne part de l'oxygène du sédiment, limitant la vie benthique; dans ce dernier cas, le facteur important est la teneur résiduelle en oxygène.

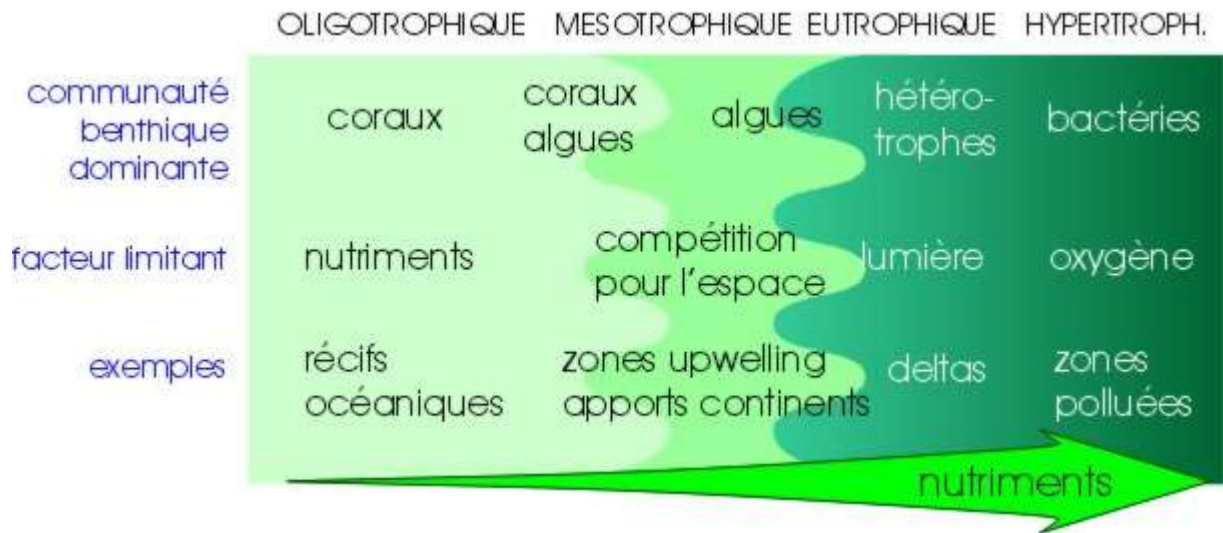


Figure VIII.4: communautés organiques et nutriments dans les eaux tropicales.

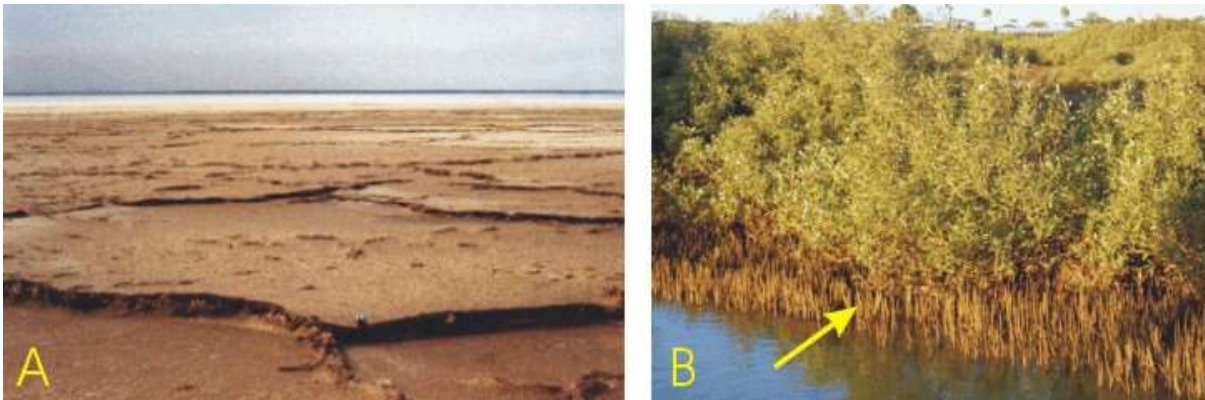
- *L'influence de la lumière*: la pénétration de la lumière permet également de distinguer deux domaines entre lesquels les conditions biologiques varieront considérablement: un domaine photique et un domaine aphotique. L'absorption de la lumière par l'eau est sélective: les infrarouges sont absorbés dans le premier mètre, tandis que les longueurs d'ondes plus courtes (bleu) pénètrent relativement profondément dans l'océan (plus de 100m). Les différents organismes n'utilisant pas les mêmes longueurs d'onde en fonction de leur pigment (algues rouges et algues vertes, par exemple), l'étendue de la zone photique est variable suivant les communautés considérées.

Il est évident que certains facteurs ne sont pas indépendants les uns des autres et que l'édification d'un accident topographique continu (barrière, banc, récif, seuil) aura une incidence sur le chimisme des eaux et sur leur dynamique. Dès ce moment, la plate-forme interne sera à circulation restreinte. Si la barrière est de nature algale (algues vertes, cyanobactéries) ou récifale (coraux, algues rouges), elle ne pourra s'établir que dans le domaine photique. Même si les eaux sont peu turbides et claires, les profondeurs d'implantation n'excéderont pas quelques dizaines de mètres.

### 3.2.2. Les grands environnements de dépôt

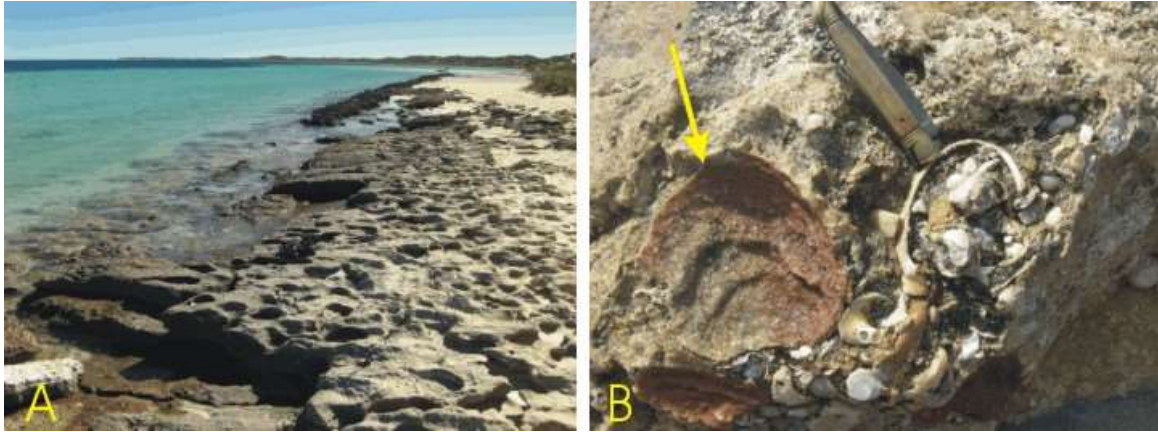
L'action des facteurs du milieu est à l'origine de la différenciation des environnements au sein des plates-formes. Pour les mers où la marée est sensible, on distingue sur la plate-forme interne (Fig. VIII.5):

- un *milieu supratidal*: il est très épisodiquement envahi par les hautes marées de vives eaux ou les ouragans. Les dépôts que l'on y trouve sont plus ou moins développés en fonction du profil de la côte. Différents types de milieux particuliers s'inscrivent dans ce domaine, tels que: sebkha, marais côtiers,... Leur nature est fortement influencée par le climat (par exemple: climat aride=possibilité de sabkha, climat humide=marais). En zone tropicale, le développement important de la végétation génère de grandes quantités de matière organique incorporée au sédiment. La présence à la fois d'eaux douces et salées en font un milieu particulièrement favorable à la diagenèse précoce;



*A: sebkha en milieu supratidal sous climat aride (El Melah, Tunisie); les bords rebroussés des polygones métriques sont dus à la croissance d'évaporites dans le sédiment; B: mangrove à palétuviers en milieu intertidal sous climat tropical; observer les pneumatophores (flèche), permettant aux racines de respirer (Carnarvon, Australie).*

- un *milieu intertidal*: correspondant à la zone de balancement des marées. Les périodes d'exondation et d'ennoyage se marquent par des dépôts et des faciès typiques (birdseyes, etc.), parfois rythmiques. L'énergie des dépôts y est souvent élevée; toutefois, suivant l'ampleur des marées, la direction des vents et des courants, la présence ou non d'une barrière, les sédiments seront grossiers ou fins. C'est un milieu où la vie est généralement abondante, mais où les conditions écologiques sont extrêmement difficiles du fait des alternances entre émergence et immersion, des variations de température, d'insolation, de salinité, de pH, de chimisme des eaux. Seuls des organismes spécialement adaptés peuvent y survivre. L'influence du climat est toujours importante, par exemple en ce qui concerne le développement des tapis algo-microbiens, localisés dans l'intertidal en climat aride, dans le supratidal en climat plus humide (voir chapitre XII). C'est dans ce milieu intertidal que l'on rencontre les plages, chenaux de marée, levées, mangroves, etc. C'est aussi avec le milieu supratidal un environnement privilégié de la diagenèse précoce. Une des formations les plus remarquables de la zone intertidale est le "beach-rock" ou "grès de plage" qui résulte de l'induration rapide des sédiments par précipitation de ciment carbonaté entre les grains;



A: Beach-rock le long de la plage de Coral Bay. B: détail d'un beach-rock montrant l'incorporation de coquilles et de fragments de grès (flèche), Australie.

- un *milieu subtidal*: dans ce milieu, l'énergie est variable en fonction de la profondeur. La diversité des faciès, liée au gradient hydrodynamique, reste importante. La faune et la flore y sont plus ou moins variées en fonction du degré de restriction. Des organismes comme les éponges et les échinodermes deviennent plus abondants. On observe également l'apparition de quelques formes pélagiques. Au point de vue chimique, aux faciès carbonatés et évaporitiques peuvent s'ajouter des faciès enrichis en silice, phosphates, oxydes de fer,...

La barrière isole ensuite la plate-forme interne de la plate-forme externe où l'environnement est beaucoup plus stable et homogène, en liaison avec le milieu océanique. Les organismes pélagiques deviennent prépondérants et les sédiments sont généralement fins, situés sous la zone d'action des vagues. La teneur des eaux en nutriments contrôle la productivité organique.

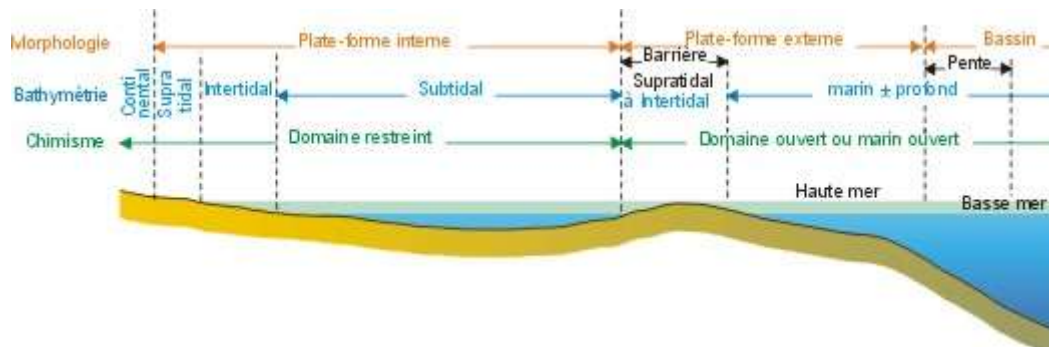


Figure VIII.5: répartition des environnements sur une plate-forme avec barrière.

### 3.2.3. Critères de caractérisation des milieux de dépôt

- *Critères liés aux facteurs biologiques*: le type de communauté organique renseigne sur la bathymétrie par la présence ou l'absence d'organismes photosynthétiques, sur l'agitation du milieu (formes robustes ou délicates), sur la température (foramol-chlorozoan), sur le degré de restriction (une faune abondante et peu diversifiée indique en général des eaux à salinité anormale) et sur la teneur des eaux en nutriments (Fig. VIII.4).



*Sur cette plage, le seul animal présent est le lamellibranche *Fragum erugatum*. Il s'agit donc d'une faune abondante mais à faible diversité, due à une salinité élevée. Baie des Requins, Australie.*

Dans le cas d'un profil complexe, à barrière, les critères biologiques peuvent contribuer à distinguer les zones internes par rapport au reste du profil. Le rôle d'écran joué par la barrière (organismes coloniaux constructeurs) permet généralement de différencier le milieu subtidal interne (organismes spécialisés) du milieu marin ouvert qui est le domaine de vie des organismes pélagiques. L'utilisation (réfléchie) de modèles de répartition de la faune et de la flore trouve ici sa pleine justification.

Si le profil est plus simple (sans barrière), la distinction entre plate-forme interne et externe est parfois difficile. Le passage peut être graduel et correspondre à une limite d'énergie entre un milieu peu profond et un milieu plus profond. La distinction entre ces milieux différents est alors basée sur la fréquence et l'oligospécificité d'organismes benthiques, plus forte en plate-forme interne et sur la fréquence des algues, également plus grande en plate-forme interne.

- *Critères liés aux facteurs physiques* (dynamisme des eaux): le niveau d'énergie est estimé en général en fonction de la taille, de la densité et de l'angularité des grains d'une part et de la présence ou non d'un matériau fin d'autre part (absence ou présence de boue primaire). Cependant, à la différence des séries détritiques, l'origine in situ des carbonates joue évidemment un rôle important et ne permet pas d'établir un rapport direct entre le niveau d'énergie et le faciès. Les variations du niveau d'énergie seront donc définies par estimation de la proportion relative du matériau fin et des grains, en relation avec leurs caractéristiques morphologiques initiales. Il faut toujours se rappeler que les éléments pris en considération doivent être critiqués en fonction d'autres facteurs possibles: taille des bioclastes et angularité fonction de leur origine, micrite d'origine secondaire, par microsparitisation d'un grainstone par exemple. Ceci permet en général de déterminer si les sédiments étudiés se sont déposés en eau calme ou agitée, sans indication d'environnement particulier. Dans le cas d'un profil de plate-

forme complexe, le gradient des niveaux d'énergie est discontinu: la plate-forme externe et la barrière présentent des niveaux d'énergie forts, comparables à ceux de l'intertidal, alors que ceux de la plate-forme interne sont faibles. Un niveau d'énergie faible peut être significatif d'un dépôt en eau profonde, sous la zone d'action des vagues ou bien, au contraire, caractériser un dépôt en eau très peu profonde dans un domaine protégé par la présence d'une barrière.

### 3.3. Le talus

L'étude détaillée des *talus* est loin d'être achevée. Outre les plongées profondes, ce domaine exige l'emploi de méthodes sismiques lourdes.

Le talus possède une pente moyenne de 0,7 à 1,3 m par km et s'étage d'environ 130 m à environ 2000 m, c'est-à-dire sous la zone photique et sous la zone d'action des vagues. Une sédimentation décline complexe caractérise les talus: cascade de sédiments, mise en place de turbidites par glissements liés à la gravité, à des cisaillements mécaniques ou à des contraintes tectoniques, séismes, chute de blocs, olistholithes,... (Fig. VIII.6). Le talus est de ce fait essentiellement une zone de transit des sédiments. A la base des talus, les dépôts sont étalés sous la forme de lobes profonds, coincés contre la base du talus et s'épandant vers les fonds océaniques (cf. sédiments détritiques). Leur superficie est parfois considérable, avec chenaux d'épandages, interfluves, ravinements intraformationnels et slumps.

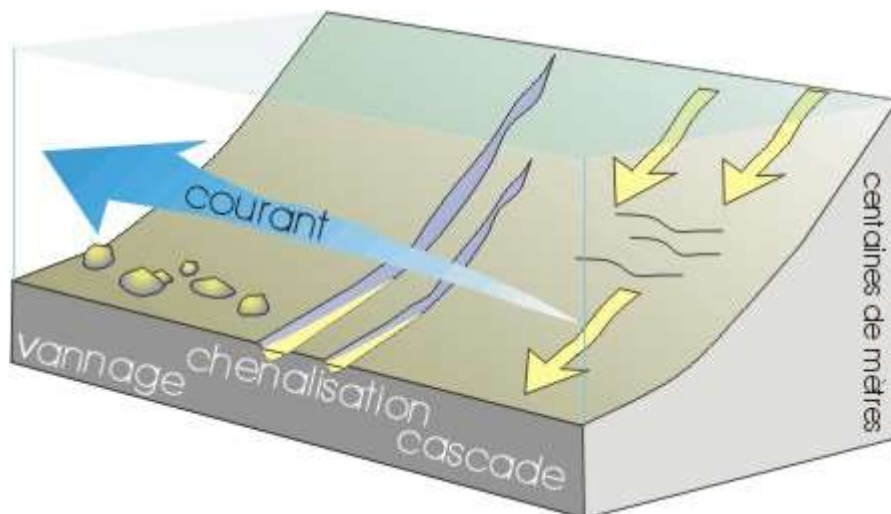


Figure VIII.6: différents types de transfert de sédiment sur le talus en fonction d'une vitesse croissante des courants océaniques: à droite, cascade de sédiments; au centre, formation de canyons et écoulements gravitaires chenalisés; à gauche: vannage des sédiments et accumulation de blocs. D'après T. Mulder et le membres de la mission océanographique CARAMBAR (2010).

### 3.4. Le bassin

La température des eaux y est pratiquement constante et comprise entre  $-1^{\circ}$  et  $4^{\circ}\text{C}$ . Au point de vue biologique, on y observe une dominance des organismes pélagiques. Le benthos est réduit, sauf pour certaines communautés spécialisées: certains types de crinoïdes, récifs profonds à *Lophelia* (ch. XI). On note l'absence totale d'algues, naturellement.



Par rapport aux eaux baignant les plates-formes, en général bien oxygénées par l'agitation due aux vagues et la production photosynthétique d'oxygène, les eaux plus profondes peuvent présenter des phénomènes de sous-oxygénation. Un élément important est la présence de la zone d'oxygène minimale (ZOM), résultant de la consommation d'oxygène par la respiration des organismes et surtout par la décomposition de la matière organique. Cette ZOM se développe dans l'océan actuel entre -500 et -1200 m environ. Les fonds baignés par des eaux sous-oxygénées se caractérisent par des sédiments anoxiques (sombres et [non bioturbés](#)). Rappelons qu'au contraire, la présence d'[eaux arctiques ou antarctiques de fond](#), froides, denses et salées, contribue à l'oxygénation des fonds océaniques.

En ce qui concerne l'équilibre des carbonates, le degré de saturation de la calcite est inversement proportionnel à la profondeur, quel que soit le type d'océan concerné. L'augmentation de la pression et l'abaissement de la température augmentent le taux de solubilité du  $\text{CaCO}_3$ , d'où une tendance à la décalcification générale des sédiments à partir d'une profondeur critique appelée *lysocline* (on note une très brusque diminution du  $\text{CaCO}_3$  vers -4000 à -5000 m). Dans les sédiments, la lysocline peut être définie par le passage d'un faciès à organismes carbonatés bien préservés à un faciès à organismes partiellement dissous (Fig. VIII.7). Inversement, le contenu en  $\text{SiO}_2$  et phosphates augmente progressivement avec la profondeur. Des concentrations en Fe et Mn, sous l'influence de mécanismes bactériens, sont également possibles.

Il faut remarquer que la dissolution des tests carbonatés est sélective et dépend de paramètres comme la minéralogie (par résistance croissante: aragonite-calcite Mg-calcite), la taille, la présence éventuelle d'enduits organiques, la présence de courants de fond froids qui favorisent la dissolution. Cette particularité permet de subdiviser la lysocline en plusieurs zones caractérisées par la nature des tests préservés (exemple: de bas en haut: lysocline des coccolithes, lysocline des foraminifères).

En conséquence, les sédiments océaniques profonds ne peuvent être constitués de boues carbonatées qu'au-dessus de la lysocline. Il s'agit alors essentiellement de débris d'organismes planctoniques: coccolithes, foraminifères (globigérines), ptéropodes. Au-dessous ou à des latitudes non favorables, s'observent des boues à radiolaires et diatomées (eupélagique) et des boues terrigènes (hémipélagique) auxquelles s'ajoutent des turbidites ([Fig. V.1](#)). Il semble qu'un autre facteur important de la formation de carbonates profonds soit la précipitation de ciments (calcite Mg et surtout calcite) dans des zones à sédimentation très ralentie.

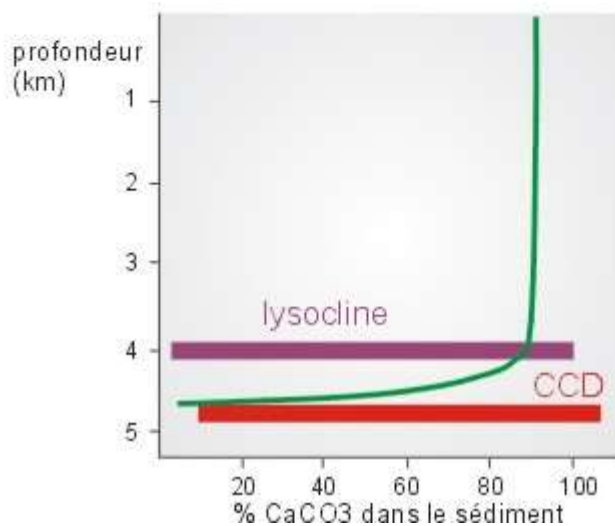


Figure VIII.7: profondeur de la CCD dans l'océan mondial et relation entre lysocline et CCD.

#### Pour en savoir plus

- J.J. Fornos & W.M. Ahr, 1997. Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic platform, Spain. *J. of Sedimentary Research*, 67, 364-373.
- A. Lees & A.T. Buller, 1972. Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, 13, M67-73.
- M. Mutti & P. Hallock, 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. *Int. J. Earth Sci.*, 92, 465-475.
- B.H. Purser, 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse. Ed. Technip, 367 pp.
- B.H. Purser, 1983. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 2: Les domaines de sédimentation carbonatée néritique récents; application à l'interprétation des calcaires anciens. Ed. Technip, 389 pp.
- A.N. Strahler & A.H. Strahler, 1983. *Modern physical geography*. John Wiley & Sons, 532 pp.
- J.L. Wray, 1979. Paleoenvironmental reconstructions using benthic calcareous algae. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 3 (2), 873-879.

# IX. Description et interprétation des roches et paléoenvironnements carbonatés

## 1. GENERALITES

Les roches carbonatées regroupent des *calcaires francs*, des *calcaires dolomitiques* et des *dolomies*, voire des roches franchement magnésiennes. Lorsque l'on dispose d'analyses chimiques, on peut distinguer plusieurs termes en fonction du rapport Ca/Mg (Fig. IX.1A). Sur le terrain, on se contentera de distinguer la dolomie du calcaire en se basant sur la réaction à l'HCl 10% : le calcaire réagit franchement, alors que la dolomie ne réagit qu'à chaud (mettre un petit peu de roche dans une cuillère et chauffer au briquet !).

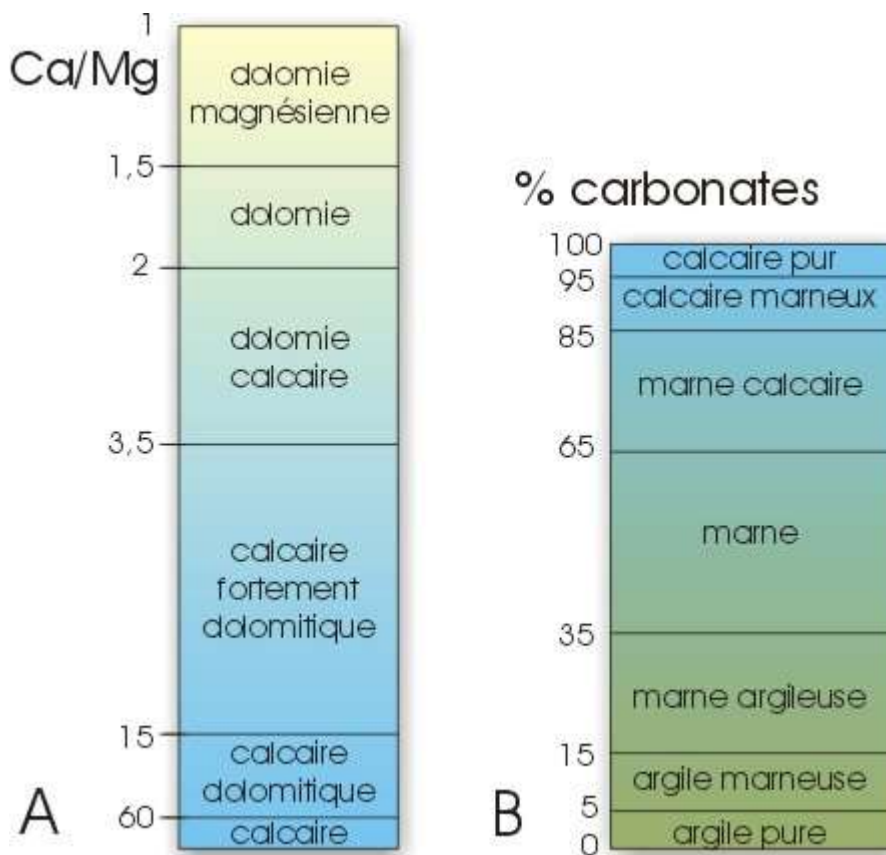


Figure IX.1 : A : classification des roches carbonatées en fonction du rapport Ca/Mg. B : classification des roches carbonatées en fonction de la teneur en argile.

Les roches carbonatées peuvent aussi contenir de l'argile et constituer des *calcaires marneux*, *marnes calcaires*, *marnes* (Fig. IX.1B). En général, un calcaire pur est relativement cassant, alors qu'une marne est plus friable. L'introduction d'argile dans le calcaire facilite aussi l'apparition de la schistosité et la formation de nodules diagenétiques.

Certains calcaires peuvent être durs, d'autres plus tendres, comme les craies. Ces différences sont dues au degré de consolidation acquis lors de la diagenèse.

Pour aller plus avant dans la description et la classification des calcaires, une analyse pétrographique (lame mince) est en général nécessaire (voir ci-dessous). On pourra cependant distinguer à l'œil ou à la loupe sur cassure fraîche des calcaires grenus et des calcaires fins.

## 2. CLASSIFICATION DES ROCHES CARBONATÉES

Les roches carbonatées peuvent être classées en fonction de leur composition chimique ou minéralogique, de propriétés physiques comme leur porosité ou encore en fonction de leur texture, matrice ou ciment et grains. Actuellement, les classifications les plus utilisées font appel à des paramètres accessibles sur échantillon ou en lame mince tels que proportion [matrice-ciment-grains](#).

Un consensus semble s'être progressivement établi au sein de la communauté des sédimentologues quant à la classification la plus commode: il s'agit de la classification proposée par Dunham (1962) et complétée par Embry & Klovan (1972) et Tsien (1981). La classification de Folk (1959) possède également des adeptes.

### 2.1. Classification de Folk (Fig. IX.2)

On considère que les constituants majeurs des calcaires sont:

- les "allochems" (grains, corpuscules, éléments figurés):

- les [intraclastes](#): sédiments remaniés;
- les [pellets](#): grains ovoïdes de micrite de taille inframillimétrique;
- les [oolithes](#);
- les [fossiles](#), bioclastes et grains squelettiques;

- la [matrice](#) (micrite);

- le ciment (sparite).

Les appellations obtenues par combinaison d'un préfixe (intra-, pel-, oo-, bio-) et d'un suffixe (-micrite ou -sparite) peuvent être complétées par l'adjonction du terme "rudite" pour les grains dont la taille est supérieure à 4 mm (exemple: "biosparudite" décrit un calcaire à grands bioclastes ou fossiles cimentés par de la sparite).

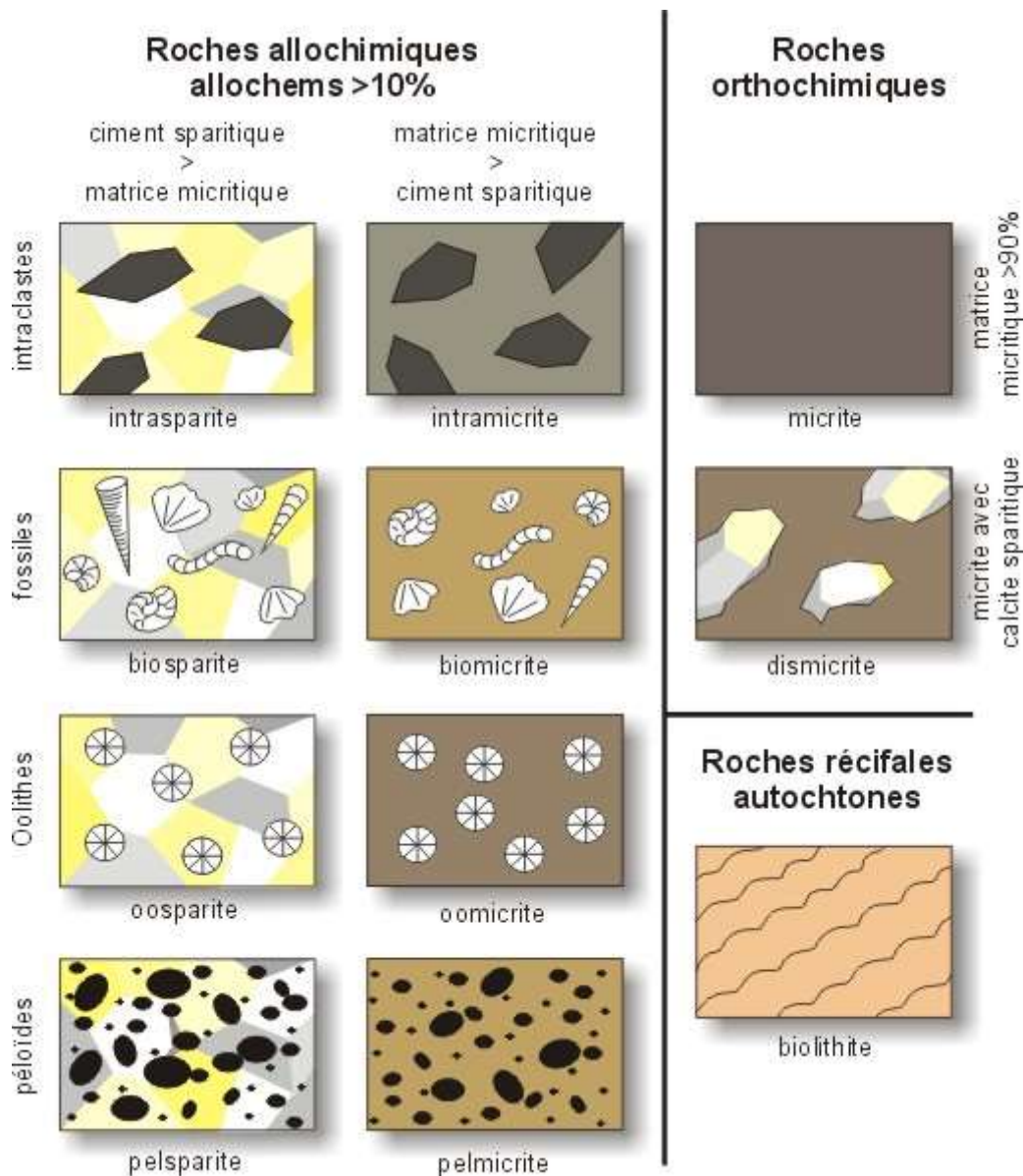


Figure IX.2: classification des roches calcaires selon Folk (1959).

## 2.2. Classification de Dunham complétée par Embry & Klovan et Tsien (Fig. IX.3)

Cette classification est basée essentiellement sur la texture de la roche et sur le type de liaison entre les grains. Les différents termes de la classification sont ensuite combinés avec les noms des types de grains les plus abondants. On a:

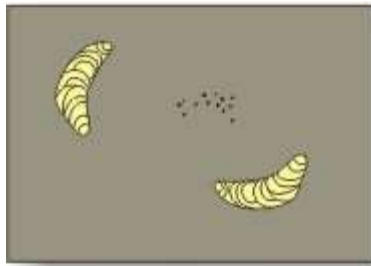
- contenant moins de 10% d'éléments > 2 mm:

- avec matrice micritique:
  - *mudstone*: moins de 10% de grains;
  - *wackestone*: plus de 10% de grains, mais texture non jointive ("mud-supported");
  - *packstone*: texture jointive, c'est-à-dire empilement des grains en équilibre mécanique ("grain-supported")
- avec ciment sparitique:

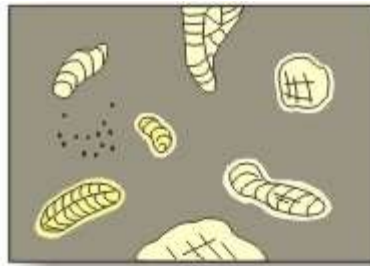
- *grainstone*: texture jointive;

- contenant plus de 10% d'éléments > 2 mm:

- *boundstones*, constructions récifales, c'est-à-dire roches dont les éléments étaient liés d'une manière ou d'une autre dès le dépôt:
  - *bafflestone*: organismes érigés piégeant le sédiment en suspension par ralentissement de l'écoulement du fluide transporteur (exemple: bryozoaires);
  - *coverstone*: organismes lamellaires ou tabulaires stabilisant le sédiment par leur simple présence (exemple: tabulés lamellaires des monticules frasniens);
  - *bindstone*: organismes stabilisant le substrat par encroûtement (exemple: algues corallines);
  - *framestone*: organismes édifiant une charpente rigide (exemple: coraux constructeurs actuels);
- non construit:
  - *floatstone*: texture non jointive;
  - *rudstone*: texture jointive.



mudstone  
( $<10\%$  corpuscules)



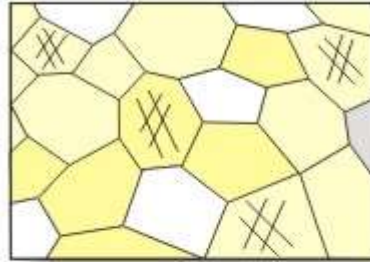
wackestone ( $>10\%$ )



packstone (corpuscules  
jointifs, matrice)

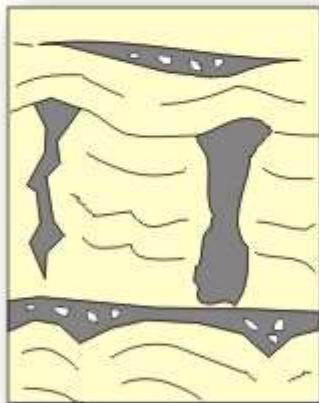


grainstone (corpuscules  
jointifs, ciment)

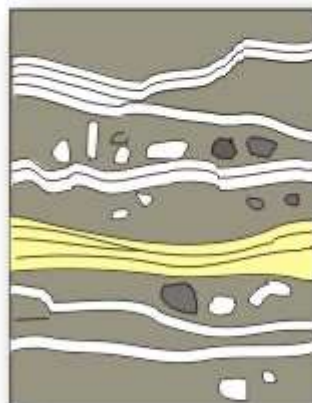


calcaire cristallin

$<10\%$   
d'éléments  
 $>2\text{ mm}$

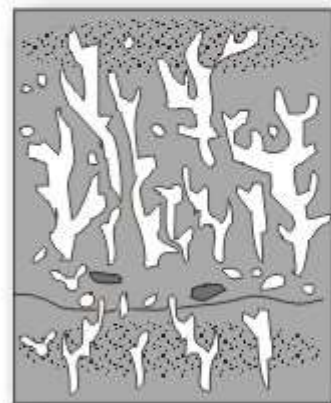


framestone



bindstone

B  
O  
U  
N  
D  
S  
T  
O  
N  
E  
S



bafflestone



rudstone



floatstone

$>10\%$   
d'éléments  
 $>2\text{ mm}$

Figure IX.3: classification des roches calcaires selon Dunham (1962) et Embry & Klovan (1972).

### **3. DESCRIPTION DES PALEOENVIRONNEMENTS CARBONATES: LA NOTION DE FACIES**

A la base de cette notion coexistent à la fois un souci de simplification et de standardisation de la description sédimentologique et une volonté de clarifier l'interprétation. Détaillons ces deux aspects.

- Il est évidemment possible, pour décrire une succession de types de sédiment, de reprendre à chaque banc, niveau, etc. une caractérisation détaillée de ce que l'on observe. Si certains de ces types de sédiment sont "raisonnablement" identiques, il est beaucoup moins fastidieux de définir une série de "sédiments-types" (faciès) et de représenter leur succession en regard de la coupe.

- Dans l'esprit de la plupart des sédimentologues, on trouve l'espoir qu'à un type de sédiment corresponde un environnement bien précis. Des exceptions à cette relation s'observent, bien entendu, mais si des types de sédiment analogues existent, ceux-ci, par des études plus approfondies, devraient voir leur individualité propre se dessiner de plus en plus nettement.

La description synthétique envisagée ici est aussi une aide à l'interprétation des paléoenvironnements dans la mesure où elle permet de détecter une organisation à grande échelle des types de sédiment dans un corps sédimentaire. Cette organisation à grande échelle est souvent une des clés de l'interprétation. Précisons maintenant ces fameux "types de sédiment".

Le *lithofaciès*: ce terme a été défini pour la première fois par Krumbein (1948, p. 1909) comme "the sum total of the lithological characteristics of a sedimentary rock", incluant donc outre la lithologie, la nature, l'abondance des organismes s'ils sont caractéristiques de la roche en question. Ce terme est descriptif et ne doit contenir aucun élément interprétatif. Il est donc, pour prendre un exemple, injustifié de parler de "lithofaciès de mer ouverte" pour ce qui devrait être appelé "lithofaciès des calcaires argileux gris foncé à brachiopodes".

Le *microfaciès*: c'est la correspondance microscopique du lithofaciès. Flügel (1982, p. 1) en propose la définition suivante: "Microfacies is the total of all the paleontological and sedimentological criteria which can be classified in thin-sections, peels, and polished slabs". Il va sans dire que cette notion est elle aussi purement descriptive.

L'utilisation conjointe des notions de lithofaciès et de microfaciès permet de respecter le principe de la gradation des échelles d'observation (on ne passe pas directement de la photo satellite au microscope à balayage...). L'expérience montre qu'en général, à chaque lithofaciès correspondent un ou plusieurs microfaciès. A chaque microfaciès ne correspond qu'un lithofaciès.

L'*assemblage fossile*: c'est la somme des constituants biotiques d'un sédiment. Cette notion à coloration plus directement écologique est donc incluse dans la notion de faciès. Un micro- ou lithofaciès est caractérisé à la fois par la nature, la texture,... du sédiment et par un assemblage fossile.

### **4. LES MICROFACIES STANDARDS DE WILSON-UN MODELE DE PLATE-FORME CARBONATEE**



Afin d'une part d'arriver à une plus grande objectivité et homogénéité dans la description sédimentologique et d'autre part de faciliter l'interprétation des paléoenvironnements, un certain nombre d'auteurs ont proposé une série de "microfaciès standards", localisés dans un modèle général de plate-forme carbonatée.

Le plus connu et le plus utilisé de ces modèles est celui de Wilson (1975), basé sur 24 "standard microfacies types" ("SMF"), intégrés dans un système de neuf ceintures de faciès ("standard facies belts", "SFB") correspondant à des grands environnements de dépôt: "basin (SFB1)-open sea shelf (SFB2)-deep shelf margin (SFB3)-foreslope (SFB4)-organic buildup (SFB5)-winnowed edge platform sands (SFB6)-shelf lagoon, open circulation (SFB7)-shelf and tidal flats, restricted circulation (SFB8)-sabkhas with evaporites salinas (SFB9)". Voici ces microfaciès, avec successivement leur abréviation, leur nom et éventuellement une brève description et enfin, la ceinture de faciès où ils peuvent être observés (Fig. IX.4).

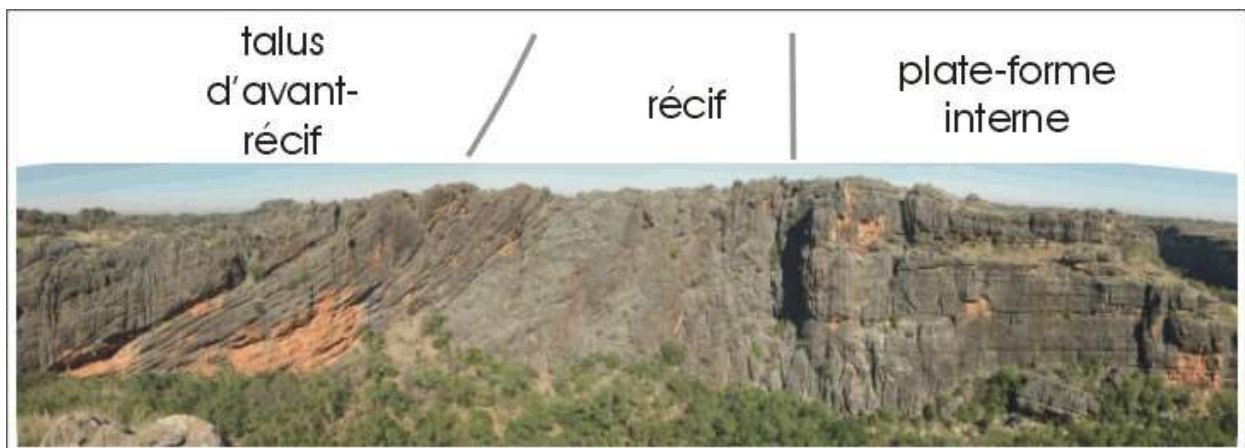


Fig. IX.4: microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975) (hauteurs fortement exagérées).

- SMF1: spiculite: mudstones ou wackestones argileux sombres, riches en matière organique et/ou spicules d'éponges. SFB1, bassin.
- SMF2: packstones microbioclastiques: grainstones et packstones à très petits bioclastes et péloïdes. SFB1, SFB2, SFB3.
- SMF3: mudstones et wackestones à organismes pélagiques (exemple: globigérines, certains lamellibranches, etc.). SFB1, SFB3.
- SMF4: microbrèche ou packstones à lithoclastes et bioclastes: mono- ou polymictique; peut inclure également du quartz ou chert. SFB3, SFB4, avant-talus.
- SMF5: grainstones/packstones ou floatstones à éléments récifaux; géopètes et structures d'ombrelle dûs à l'infiltration de sédiments fins. SFB4, flanc récifal.
- SMF6: rudstones à éléments récifaux; gros fragments de constructeurs, peu de matrice. SFB4, talus d'avant-récif.
- SMF7: boundstone: organismes constructeurs en position de vie. SFB5, environnement de haute énergie, récif.
- SMF8: wackestones et floatstones avec fossiles bien conservés, quelques bioclastes. SFB2, SFB7, plate-forme ou lagon ouvert, sous la zone d'action des vagues.
- SMF9: wackestones bioclastiques bioturbés; les bioclastes peuvent être micritisés. SFB2, SFB7, plate-forme ouverte peu profonde, près de la zone d'action des vagues.
- SMF10: packstones/wackestones avec bioclastes dégradés et encroûtés. SFB2, SFB7, grains provenant d'environnements à forte agitation, déposés en milieu calme.

- SMF11: grainstones à bioclastes encroûtés. SFB5, SFB6, corps sableux dans la zone d'action des vagues, éventuellement en bordure de plate-forme.
- SMF12: grainstones/packstones/rudstones bioclastiques, avec prédominance de certains types d'organismes (crinoïdes, bivalves, dasycladales,...). SFB5, SFB6, bordure de plate-forme.
- SMF13: grainstones à oncoïdes et bioclastes. SFB6, agitation assez importante, profondeur très faible.
- SMF14: "lags": grains dégradés et encroûtés, localement mélangés à des oolithes et des péloïdes, voire des lithoclastes; phosphates, oxydes de fer. SFB6, accumulation lente de matériaux grossiers dans des zones agitées.
- SMF15: grainstones à oolithes, à stratification entrecroisée. SFB 6, bancs, dunes, cordons oolithiques en milieu agité.
- SMF16: grainstones à péloïdes, souvent mélangés à quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères,...). SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.
- SMF17: "grapestone": grainstones à grains agrégés (lumps, bahamite), quelques péloïdes, et grains encroûtés. SFB7, SFB8, plate-forme à circulation restreinte, "tidal flats".
- SMF18: grainstones à foraminifères ou dasycladales. SFB7, SFB8, cordons littoraux, chenaux lagunaires.
- SMF19: lofélite: mudstones/wackestones laminaires à péloïdes et fenestrae, passant à des grainstones à péloïdes; ostracodes, quelques foraminifères, gastéropodes et algues. SFB8, mares et lagons à circulation restreinte.
- SMF20 & 21: mudstones à stromatolithes. SFB8, SFB9, mares intertidales.
- SMF22: wackestones à oncoïdes. SFB8, environnement calme, souvent en arrière-récif.
- SMF23: mudstones homogènes, non fossilifères; évaporites possibles. SFB8, SFB9, mares hypersalines.
- SMF24: packstones/wackestones à lithoclastes de micrite non fossilifère. SFB8, "lag deposit" de fond de chenaux tidaux.

L'utilisation des microfaciès standards peut aider lors d'une première approche et possède le mérite certain de structurer les observations. Dans un deuxième temps, l'affinement des observations doit permettre de mieux préciser les environnements de dépôt et de compléter en conséquence le modèle standard.



*Grands environnements de dépôts (ceintures de faciès) au sein d'une plate-forme carbonatée avec barrière: Dévonien supérieur du Canning Basin, Australie.*

## 5. LE MODELE DE RAMPE

On a vu dans le chapitre précédent que les différences sédimentologiques entre plate-forme et rampe carbonatées sont importantes, particulièrement en ce qui concerne la répartition des niveaux d'énergie. Les "SMF" et "SFB" de Wilson s'intègrent clairement dans un modèle de plate-forme avec barrière récifale. Il est donc nécessaire de considérer également la répartition des microfaciès au long d'un modèle de rampe. Ce modèle a été proposé par Burchette & Wright (1992) (Fig. IX.5).

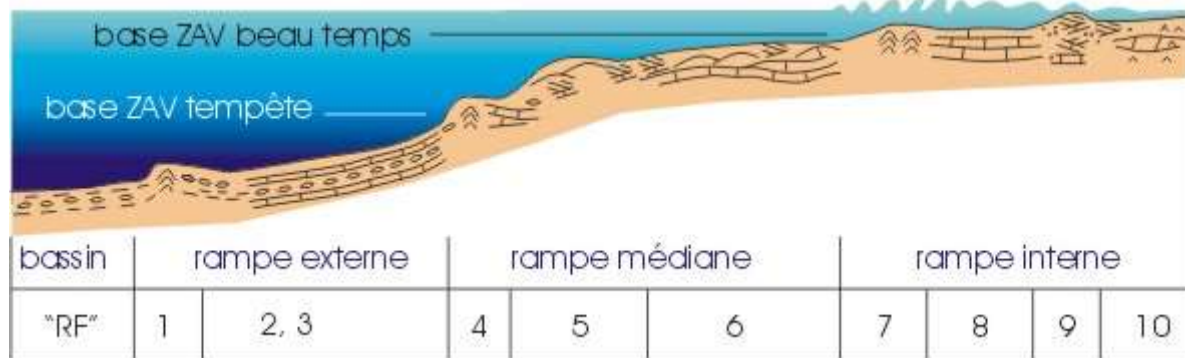


Figure IX.5: répartition des faciès "RF" sur un modèle de rampe carbonatée (hauteurs fortement exagérées).

La *rampe externe* est localisée sous la zone d'action des vagues de tempête, à une profondeur de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres. On y observe des sédiments carbonatés fins, autochtones ou allochtones, associés à des dépôts hémipélagiques. Les bioconstructions y sont de type "monticule".

- RF1: monticule micritique: bioconstruction isolée, riche en matrice calcaire et comprenant des éponges et des microbes; tous les organismes sont en position de vie.
- RF2: marno-calcaires: mudstones et wackestones argileux microbioclastiques alternant avec des argiles; la faune est benthique, nectonique, planctonique avec un net caractère ouvert: bryozoaires, éponges, foraminifères planctoniques, échinodermes, mollusques. La bioturbation est présente.
- RF3: tempestites distales: minces niveaux granoclassés dans des sédiments fins. Ces niveaux un peu plus grossiers peuvent inclure des sédiments remaniés issus de zones moins profondes de la rampe.

La *rampe médiane* correspond à la zone située entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps et la base de la zone d'action des vagues de tempête. La profondeur y est de quelques dizaines de mètres. Les tempestites sont les dépôts dominants, associés souvent à des niveaux intraclastiques.

- RF4: monticules squelettiques et récifs: il s'agit de bioconstructions à faune plus diversifiée, incluant des niveaux à organismes en position de vie et d'autres remaniés par l'action des vagues; les constructeurs comprennent des bryozoaires, coraux, éponges, échinodermes, algues rouges,...
- RF5: "shoals": grainstones et packstones à bioclastes remaniés (bryozoaires, crinoïdes, brachiopodes,...), stratifications obliques.

- RF6: tempestites proximales, souvent amalgamées: sédiments granoclassés, transportés, structures [HCS](#), grainstones et packstones. Les éventuelles périodes de calme sont représentées par des sédiments plus fins, de type wackestone, bioturbés.

La *rampe interne* comprend la zone située entre la plage et la base de la zone d'action des vagues de beau temps. Cette portion de rampe est située dans la zone photique et le fond marin est remanié pratiquement en permanence par les vagues et les courants. On observe les faciès suivants:

- RF7: récifs: biostromes et patch-reefs à coraux, lamellibranches, rudistes, stromatopores; les constructeurs sont rarement en position de vie; nombreux remaniements.
- RF8: packstones et grainstones à bioclastes variés (algues, crinoïdes, mollusques,...).
- RF9: shoals oolithiques et bioclastiques; grainstones et packstones à stratification entrecroisée; oolithes, péloïdes, bioclastes (algues vertes, foraminifères, mollusques, échinodermes,...)
- RF10: "plage" et "mares": grainstones et packstones bien classés à stratification plane et/ou mudstones et wackestones bioturbés à faune et flore plus réduite. Les bioclastes gardent un caractère varié et partiellement "ouvert".

## **6. INTERPRETATION DES PALEOENVIRONNEMENTS CARBONATES: UNE BREVE ANALYSE DES METHODES UTILISEES**

L'interprétation d'un faciès en terme de paléoenvironnement est basée bien entendu sur une comparaison avec la nature actuelle. Si la continuité des processus sédimentaires peut être garantie en première approximation pour des échelles de temps relativement grandes en ce qui concerne les processus physiques de la sédimentation (viscosité et température des fluides, pression, teneur en oxygène,...), ce n'est évidemment pas le cas dès qu'intervient la vie, en constante évolution. L'application de l'actualisme doit alors être tempérée suivant l'ancienneté des environnements étudiés.

- *L'actualisme appliqué aux organismes*: cette méthode d'actualisme strict n'est applicable que pour des environnements très récents, où les espèces sont identiques. Au-delà du Miocène, la proportion d'organismes possédant des équivalents actuels tend vers zéro au niveau de l'espèce, puis du genre et enfin de la famille. L'étude de l'Actuel nous montre que des espèces différentes d'un même genre peuvent occuper des niches écologiques très différentes.

- *L'analyse morpho-fonctionnelle*: il s'agit de déduire des implications écologiques de la morphologie et des diverses adaptations d'un organisme. Cette méthode est à appliquer avec précaution. Exemple: les épines: il peut s'agir d'un moyen de défense contre des agresseurs, mais aussi d'un instrument de fixation au substrat; voir également les nombreux essais d'interprétation en terme de bathymétrie de la morphologie des organismes constructeurs (lamellaires, branchus, etc.);

- *L'actualisme appliqué aux processus physico-chimiques*: revenons-y pour souligner que pour de grandes échelles de temps, des modifications générales de ces paramètres sont possibles: exemples: la teneur plus élevée en CO<sub>2</sub> de l'air au Carbonifère est peut-être à l'origine de la taille plus importante des libellules (densité de l'air plus élevée); autre exemple: les "Red Banded Ironstones" du Précambrien impliquent une atmosphère différente de notre atmosphère actuelle. D'une manière générale, cependant, cette démarche est extrêmement fructueuse pour

l'interprétation des innombrables structures sédimentaires d'origine physique (types de stratification, granoclassesments,...);

- *L'actualisme appliqué à la structure des populations*: cette méthode est centrée sur le fait que dans toute population, même si les organismes ont évolué au cours du temps, des analogies de fonctionnement demeurent: il faut alors identifier la fonction, la "niche écologique" (herbivore, suspensivore, mucophages, détritivores, etc.) de chaque membre de l'assemblage fossile et interpréter le paléoenvironnement en comparant avec des peuplements actuels de même type (exemple: peuplement saumâtre, récifal, etc.). Pour citer un exemple, une communauté à éponges, bryozoaires et brachiopodes sera systématiquement localisée en milieu plus profond qu'une communauté à algues et coelentérés constructeurs et ce, aussi bien au Silurien (récifs de l'Arctique canadien, Narbonne & Dixon, 1984 p. 47) qu'au Frasnien (Canning Basin, Australie, Playford, 1981, p. 13) ou qu'à l'époque actuelle (Golfe d'Aqaba, Hottinger, 1984).

Le principal écueil de cette méthode réside dans la dégradation au cours du temps de l'information disponible. Cette dégradation se produit en plusieurs étapes; détaillons-les (Fig. IX.6):

- entre sa mort et son enfouissement, l'organisme peut se décomposer (disparition des organismes "à corps mou"); exemple: Nereis: ces peuplements peuvent représenter jusqu'à 90% de la biomasse d'une communauté. Ces organismes sans test disparaissent cependant totalement lors de la fossilisation. Seule la découverte de leurs terriers peut témoigner de leur présence. Autre exemple: les éponges dont la présence peut n'être révélée que par les stromatactis (voir plus loin);
- de même, les tests résistants peuvent se désarticuler par disparition des tissus qui maintenaient leur cohésion (crinoïdes,...) ou être désagrégés par abrasion mécanique ou chimique (usure, transport, ingestion, oxydation, dissolution,...); exemple: il est souvent difficile d'identifier avec certitude la provenance d'un sable corallien: madréporaires ou mollusques?
- après l'enfouissement, le test peut être fortement dégradé par la compaction et la diagenèse: remplacement (pyritisation, silification, dolomitisation, inversion des carbonates) ou dissolution;
- lors de l'inventaire des fossiles, plusieurs biais peuvent être introduits: on ne récolte souvent que les "beaux" specimens; dans les séries dures, les fossiles sont plus difficiles à récolter que dans les roches tendres; le recensement des organismes dépend aussi de la spécialisation du géologue, de sa minutie et de son expérience...

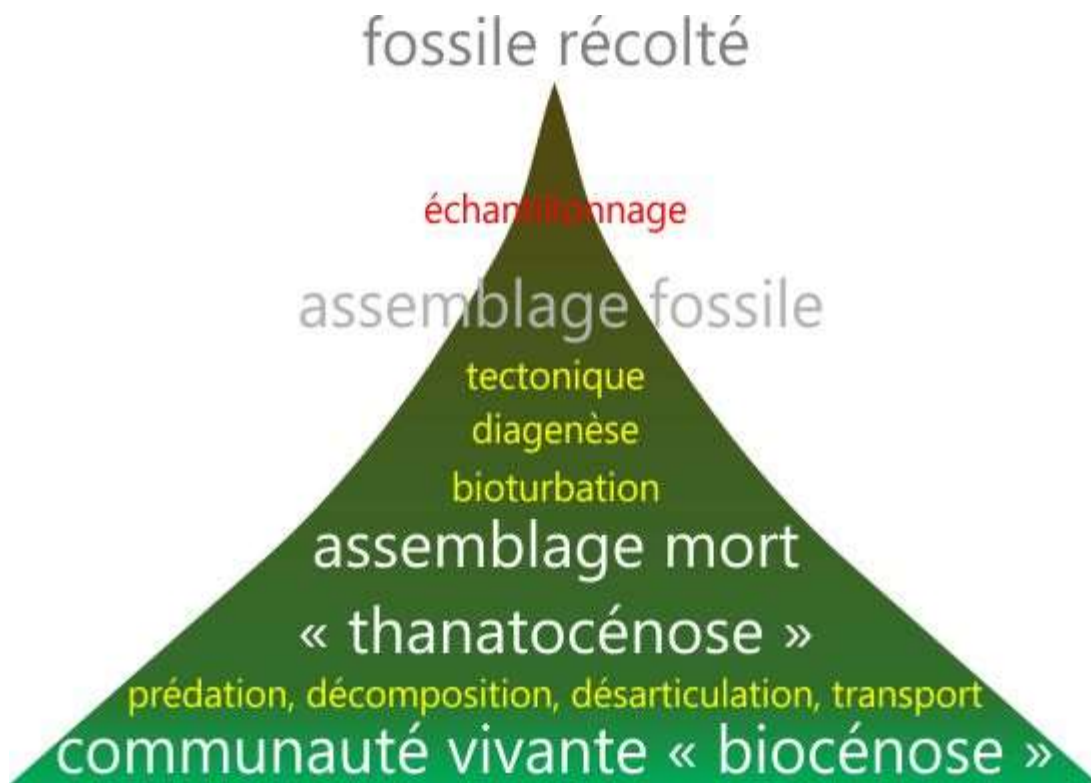


Figure IX.6: dégradation de l'information au cours du temps dans la reconstitution d'une biocénose.

Le résultat de tout ce qui précède constitue un *assemblage fossile* qui n'est en fait, sauf cas exceptionnel, qu'une fraction dérisoire de la communauté originale: mais c'est notamment sur ce témoignage que seront construits les modèles interprétatifs. De toute manière, pour bien appréhender un peuplement, il faut garder à l'esprit que la plupart sont organisés de la façon suivante (Fig. IX.7):

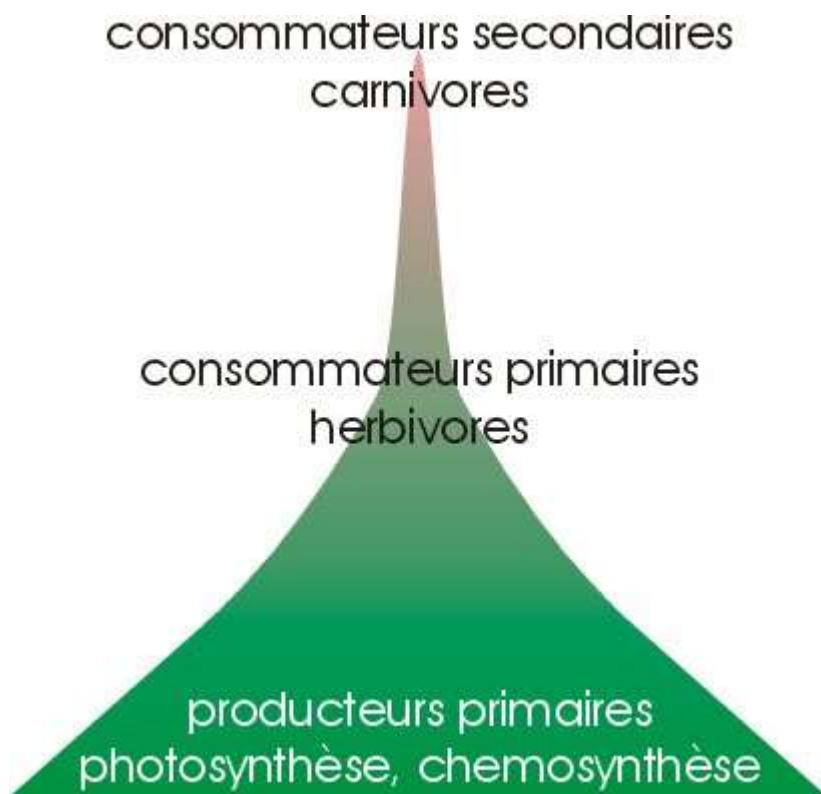


Figure IX.7: pyramide écologique.

Avec un rapport de 10 entre chaque niveau de la pyramide alimentaire. Les fossiles appartiennent la plupart du temps au groupe des consommateurs primaires (2) ou secondaires (3). La découverte d'un fossile du groupe (3) implique donc que le peuplement original comptait une dizaine de (2) et une centaine de (1)!

Autres pièges à éviter dans l'interprétation d'un assemblage:

- les mélanges de populations: exemple du Zuiderzee: après la construction du barrage, la faune benthique a évolué d'un peuplement de milieu salé à un peuplement d'eau douce; les récoltes actuelles de coquilles font cependant penser à un peuplement mixte. Ceci est tout simplement la conséquence d'un taux de sédimentation plus faible que le taux d'accumulation des coquilles. Le même résultat peut être provoqué par une intense bioturbation qui mélange les fossiles issus de deux couches distinctes à l'origine (Fig. IX.8) ou encore par le dépôt en un même milieu d'organismes provenant de communautés différentes;
- le problème plus général de l'inégale connaissance du milieu actuel: on connaît particulièrement bien les littoraux... et les grands fonds; en ce qui concerne les bioconstructions, ce sont les récifs algocoralliens tropicaux qui ont été surtout étudiés...;
- le problème encore plus général de la représentativité du milieu actuel (on touche là aux limites de l'actualisme): l'Holocène est une période de crise, liée à la montée eustatique post-glaciaire. Beaucoup des peuplements que nous examinons sont des peuplements jeunes, qui n'ont pas forcément atteint leur maturité, au contraire d'exemples anciens correspondant à des périodes de stabilité eustatique et/ou climatique.

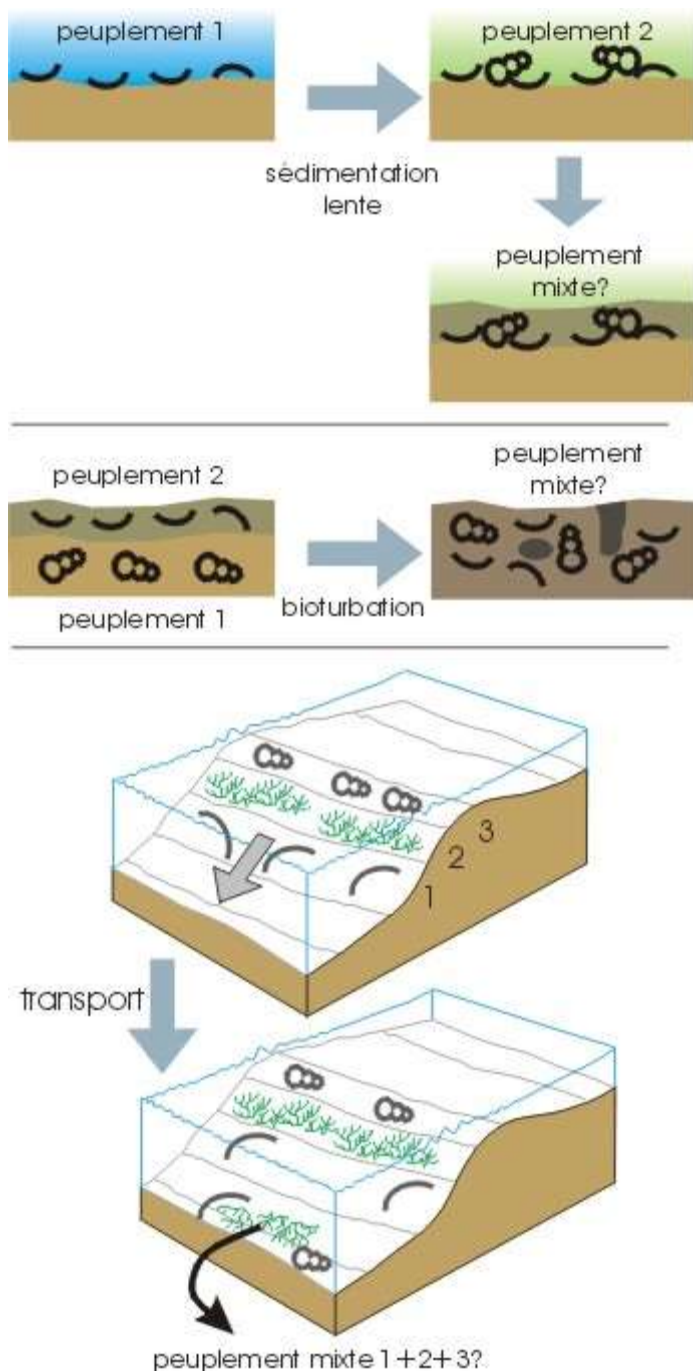


Figure IX.8: mélanges de peuplements et interprétation des paléoenvironnements. Une fausse interprétation de peuplement mixte peut être le résultat de la succession de deux populations dans une zone à sédimentation ralentie, de la bioturbation ou encore d'un transport.

En conclusion, il faut être persuadé que l'interprétation d'un faciès en terme de paléoenvironnement ne peut être basée que sur un faisceau d'évidences, issues de l'analyse morpho-fonctionnelle, d'analogies avec des peuplements actuels, de l'interprétation des structures sédimentaires, etc. Toutes ces évidences doivent faire l'objet d'un examen approfondi. Un argument négatif ne peut être écarté qu'après discussion. L'utilisation de modèles doit toujours être réfléchi: quels sont dans le modèle choisi, les éléments transposables tels quels, les analogies possibles, les dissemblances et pourquoi... Enfin, toute interprétation d'un faciès en terme de paléoenvironnement devra finalement tenir compte de l'interprétation que l'on aura



donnée aux faciès qui lui sont géométriquement liés au sein de l'édifice sédimentaire et stratigraphiquement contemporains au sein du bassin de sédimentation...

Dans la suite du cours, nous allons examiner différents types de bioconstructions, échelonnées du littoral aux bassins océaniques. Nous verrons que leur localisation, leur composition, leur morphologie dépendent d'un paramètre fondamental: leur source d'énergie.

#### **Pour en savoir plus**

- T.P. Burchette & V.P. Wright, 1992. Carbonate ramp depositional systems. In B.W. Sellwood (Ed.), Ramps and Reefs, Sediment. Geol., 79, 3-57.
- R.J. Dunham, 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W.E. (Ed.) Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1, 108-121.
- A.F. Embry, III & J.S. Klovan, 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. Bulletin of Canadian Petroleum Geology vol. 4, 730-781.
- E. Flügel, 2004. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Springer-Verlag, 976 pp.
- J.L. Wilson, 1975. Carbonate facies in geologic history. Springer Verlag, 471 pp.

## **X. Microbialithes, stromatolithes & Co**

### **1. TAPIS MICROBIENS ET STROMATOLITHES**

#### **1.1. Introduction**

Les premières constructions organiques que l'on rencontre le long d'une plage en environnement de plate-forme tropicale sont les *stromatolithes*. Ces bioconstructions particulières ont été beaucoup étudiées. Avec les travaux de Logan, Playford, Purser et autres amateurs de stromatolithes, ce sont d'ailleurs un peu les bases de la sédimentologie des carbonates actuels qui ont été jetées. Un vif intérêt s'est fait sentir pour ces formes qui représentent sans aucun doute un marqueur bathymétrique (proximité de la ligne de rivage) et peut-être, comme on le verra plus loin, climatique. L'application de cet outil dans l'Ancien n'en est plus à ses débuts.

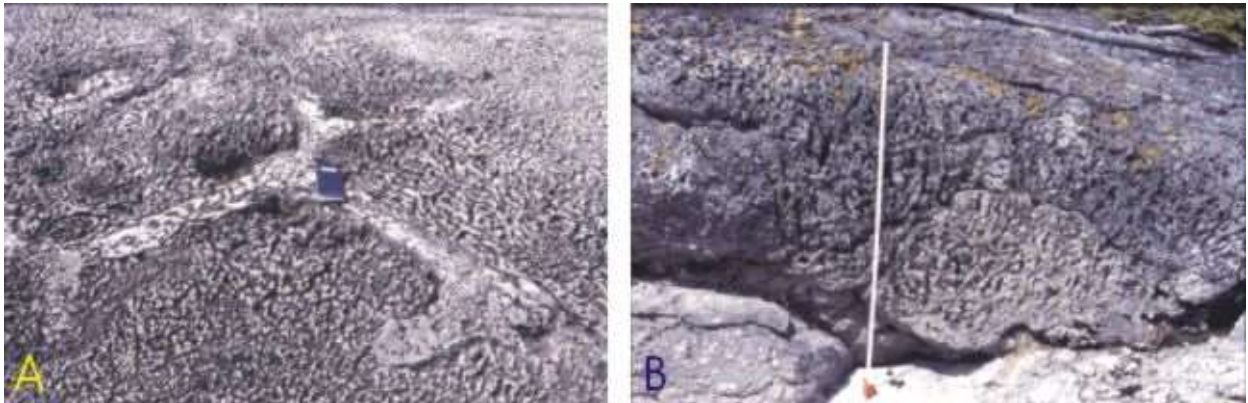
Le caractère commun et fondamental des communautés microbiennes qui construisent les stromatolithes est leur autotrophie: leur source d'énergie primaire est le soleil. Au cours du temps, les tapis microbiens se transforment en *microbialithes* par minéralisation. Cette minéralisation peut intervenir rapidement par organominéralisation (cf. XI.2) des grains carbonatés piégés par les cyanobactéries (développement de tissus mucilagineux: EPS).

#### **1.2. Description et classification**

Au sein des carbonates microbiens ou microbialithes, on distingue aisément des *sédiments laminaires* et des *sédiments non laminaires*.

- On range dans les sédiments microbiens non laminaires essentiellement les *thrombolites*, définis par Aitken (1967, p 1164) comme des "...*cryptalgal structures lacking lamination and characterized by a macroscopic clotted fabric*". Les thrombolites sont surtout restreints aux

milieux subtidaux et intertidaux inférieurs; ils sont caractérisés par une croissance rapide par rapport à la sédimentation bioclastique, et par l'absence de phénomènes périodiques du type exposition-immersion (d'où l'absence de lamination).



A: Edifices thrombolitiques bordant un chenal (Formation de Romaine, Ordovicien, Mingan);  
B: détail (coupe).

- les sédiments microbiens laminaires comprennent les *stromatolithes* et les *oncolithes*.

### 1.2.1. Les stromatolithes

On classe dans les stromatolithes les formes possédant un relief (stromatolithes au sens de Logan et al, 1964 p 69): "*stromatolites are laminated structures composed of particulate sand, silt, and clay-size sediment, which have been formed by the trapping and binding of detrital sediment particles by an algal film (...) stromatolites may be columnar, clubshaped, undulose or spheroidal in form*") et les formes planes appelées par divers auteurs "laminites microbiennes" ou "laminites".

La classification et l'étude des stromatolithes a longtemps souffert du dualisme existant entre la tendance paléontologique de l'école russe, et la tendance écologique de l'école anglo-saxonne. Nous utilisons ici, bien évidemment, une classification de type morphoécologique, qui est particulièrement bien adaptée à l'étude des paléoenvironnements. Cette classification est celle de Logan et al. (1964), complétée par Aitken (1967) et Kendall & Skipwith (1968) de façon à y intégrer les laminites et les tapis à polygones de dessiccation. Cette classification comprend brièvement les types illustrés à la Fig. X.1.

Toutes ces formes peuvent évoluer de l'une à l'autre, sans doute suivant l'évolution des conditions du milieu. Ces morphologies existent à différentes échelles (aspect fractal) et s'imbriquent pour donner des stromatolithes complexes.

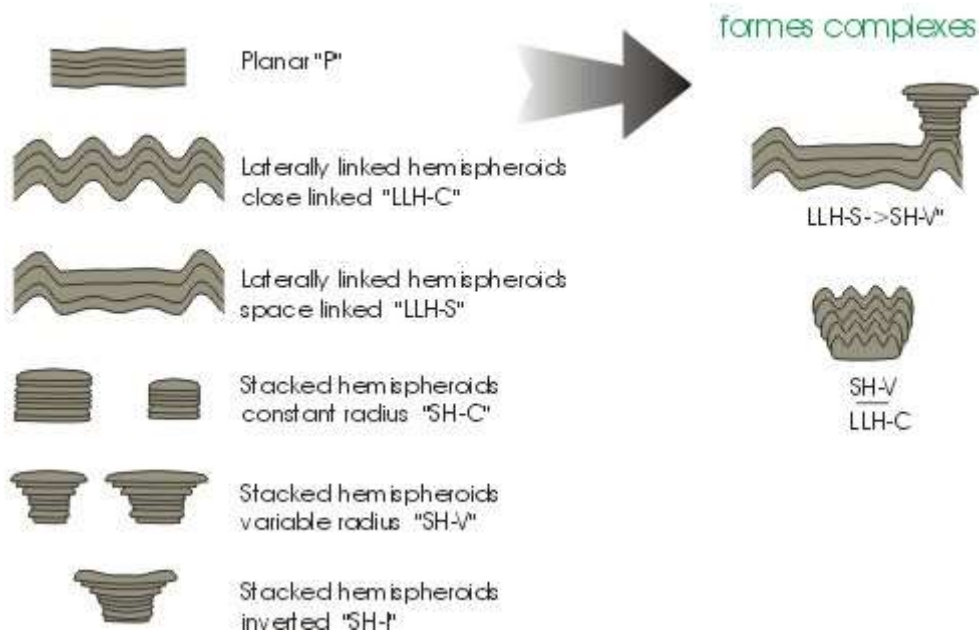
### 1.2.2. Les oncolithes

Les [oncolithes](#) sont des formes libres, détachées du substrat, généralement de forme subsphérique, limitées à la zone subtidale.



*Oncolithes dans la Formation de La Vieille, Silurien, Québec.*

classification des stromatolithes



*Figure X.1: types de stromatolithes (d'après Logan et al., 1964, modifié).*



*Stromatolithes LLH-S, Barrémien, Bale, Croatie.*

### 1.3. Quelques caractéristiques des stromatolithes

#### 1.3.1. Biologie

Les tapis microbiens à l'origine des stromatolithes peuvent être considérés comme des communautés complexes composées de bactéries autotrophes, d'algues eucaryotes, de bactéries hétérotrophes et d'algues bleu-vert ou cyanobactéries, ces dernières étant les organismes les plus abondants.

Les cyanobactéries sont des procaryotes; sans entrer dans les détails, précisons qu'elles sont classées en deux grands groupes: les unicellulaires ou coccoïdes, qui se reproduisent par spores, et les pluricellulaires ou filamenteuses, qui se reproduisent par fragmentation des filaments ou trichomes (Fig. X.2).

Une des caractéristiques importantes des cyanobactéries est leur faculté de sécréter du mucilage (EPS), ce qui augmente leur résistance à la dessiccation, et leur mobilité en cas d'ensablement par le sédiment.

La capacité des cyanobactéries à résister à certaines contraintes du milieu leur a permis d'occuper des niches écologiques inaccessibles à d'autres formes de vie (Tableau X.1). La compétition avec les métaphytes et les métazoaires les ayant par ailleurs éliminées d'environnements plus favorables au cours du Phanérozoïque.

Facteur du milieu	cyanobactéries	bactéries hétérotrophes	algues eucaryotes
température max.	70-73°C	>99°C	56°C

température min	gel	gel	gel
pH maximum	>10,5 (?)	>10,5 (?)	>10,5 (?)
pH minimum	4-5	<1	<1
salinité maximale	>250‰	>250‰	>250‰
intensité lumineuse minimale	2000 lux		
croissance anaérobie	oui	oui	non (?)

*Tableau X.1: tolérance de quelques types de microorganismes aux facteurs de l'environnement. D'après Brock, 1976, modifié.*

Le fort échauffement provoqué par l'ensoleillement paraît être le principal facteur responsable de l'élimination des algues eucaryotes des plaines maritimes tropicales, bien plus que la salinité. Des différences du même ordre dans les tolérances aux facteurs du milieu (ensoleillement, mais aussi pH, Eh, teneur en CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>...) expliquent en partie la stratification biologique constatée dans la plupart des tapis microbiens actuels, les cyanobactéries occupant en général la zone la plus superficielle et les bactéries hétérotrophes, la zone la plus éloignée de la surface, où elles peuvent s'alimenter sur base de la matière organique en voie de dégradation.

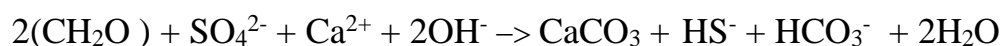
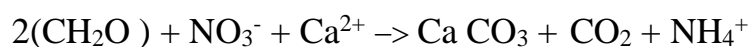
Bien que le piégeage de grains carbonatés par les cyanobactéries à la surface des tapis semble le phénomène le plus actif pour expliquer la nature calcaire des stromatolithes, il existe également un processus de cimentation microbienne. Ce processus n'est pas dû à l'activité des cyanobactéries, qui précipitent pourtant le calcaire par la réaction suivante, alimentée par la photosynthèse:



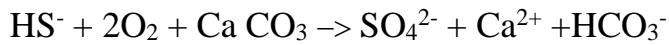
Mais la dégradation aérobie de CH<sub>2</sub>O produit H<sup>+</sup>, responsable d'une baisse du pH et d'une dissolution du carbonate produit:



La cimentation microbienne semble donc intervenir dans une zone plus profonde des tapis, dominée par des bactéries hétérotrophes qui utilisent les restes des cyanobactéries et des EPS pour leur fonctionnement. Dans cette zone, l'absence d'oxygène est responsable de l'utilisation de processus oxydants moins énergétiques comme la dénitrification et la sulfatoréduction:



A la limite entre la zone superficielle des tapis, oxique, dominée par les cyanobactéries et la zone inférieure, anoxique, dominée par les hétérotrophes, se localise une zone riche en bactéries photosynthétiques anaérobies qui utilisent le  $\text{HS}^-$  généré dans la zone inférieure (Fig. X.3):



Cette réaction est probablement responsable (avec la respiration aérobie) de la dissolution du carbonate superficiel. La cimentation des grains carbonatés piégés dans la partie superficielle du tapis par des cyanobactéries se fait donc dans une zone plus profonde, dominée par les hétérotrophes. On parle d'*organominéralisation*.

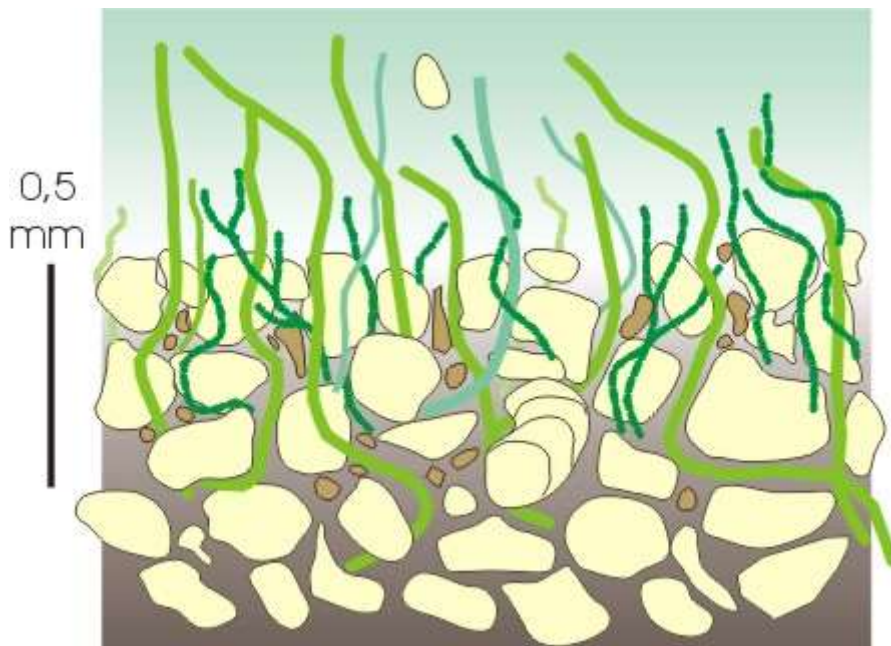
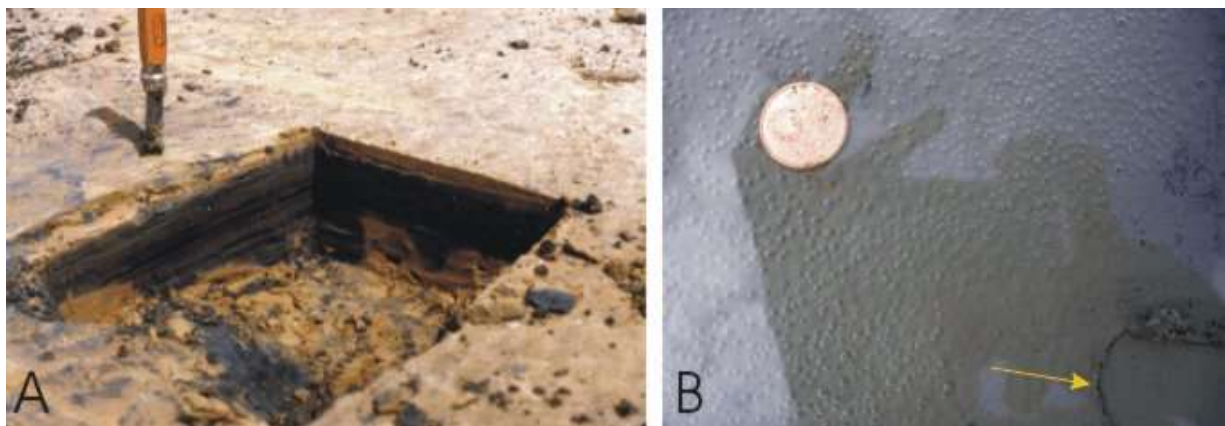


Figure X.2: surface d'un tapis cyanobactérien; les filaments piègent les grains détritiques.



A: tapis microbien aux abords de la sebkha El Melah, Tunisie. La lamination est due à l'alternance de tapis et de dépôts détritiques. Noter le caractère réducteur du sédiment, favorisant la conservation de la matière organique. B: bulles d'oxygène produites par

photosynthèse à la surface d'un tapis microbien; ces bulles, une fois recouvertes de sédiment donnent naissance aux "birdseyes"; la flèche indique une cicatrice d'érosion dans le tapis.

### 1.3.2. Origine de la lamination

La lamination, qui peut être *répétitive*, *alternante* ou *cyclique*, enregistre un phénomène périodique qui affecte la population microbienne et/ou les facteurs de l'environnement (Fig. X.3).

Parmi les divers phénomènes pouvant être à l'origine de la lamination; les principaux sont:

- une différence de croissance microbienne au cours d'un cycle jour-nuit;
- un changement périodique de l'espèce dominant la population lié à une variation périodique des facteurs du milieu (humidité, salinité...);
- une calcification périodique du tapis;
- un afflux périodique de matériel détritique;
- une diagenèse différentielle (dolomitisation de certains niveaux microbiens liée à la concentration du Mg dans le mucilage par exemple);
- un alignement de corpuscules;
- un alignement de "birdseyes";
- une stratification biologique au sein du tapis liée à des tolérances différentes aux facteurs du milieu (particulièrement l'insolation).

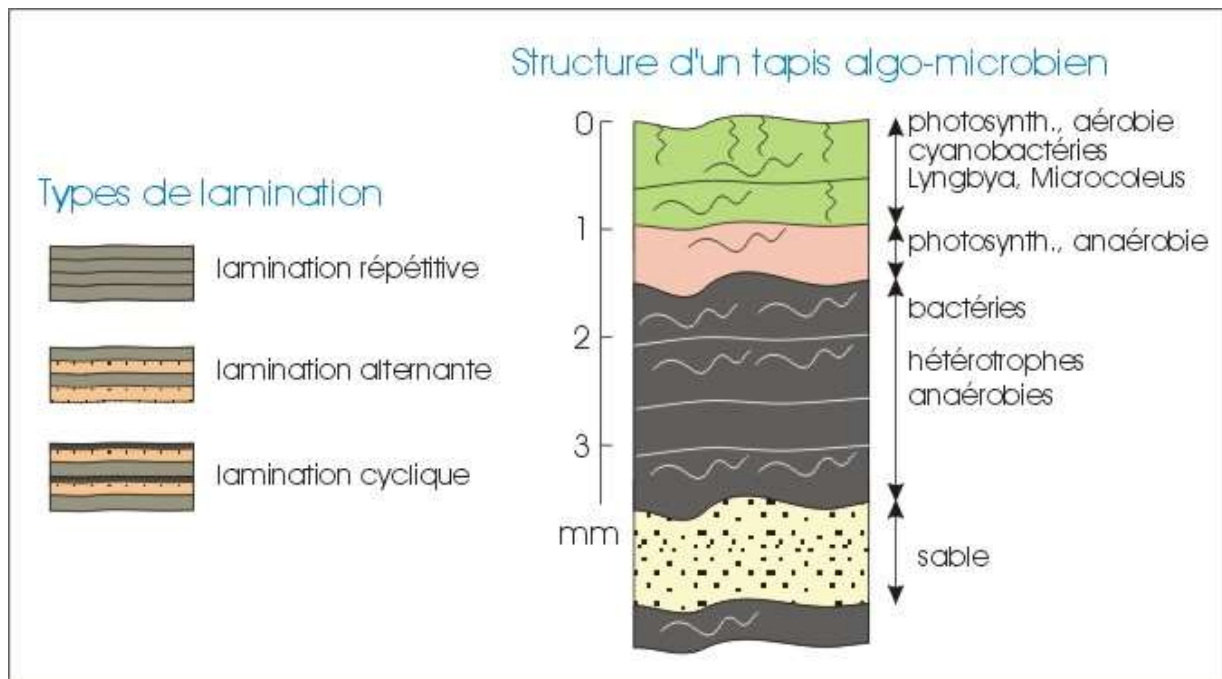


Figure X.3: types de laminations et exemple de stratification biologique au sein d'un tapis microbien actuel

### 1.3.3. Ecologie

Notre connaissance approfondie des tapis microbiens actuels s'appuie sur des études menées dans un certain nombre de régions à sédimentation carbonatée dominante. Parmi ces régions, citons entre autre:

- l'île d'Andros (Fig. X.4);
- la Floride;
- diverses régions du Golfe Persique, (Fig. X.5);
- le golfe de Spencer (sud de l'Australie);
- la Baie des Requins (ouest de l'Australie) (Fig. X.6);
- la lagune de Boca Jewfish, sur l'île de Bonaire (Antilles néerlandaises);
- la lagune Mormona, en péninsule de Californie.

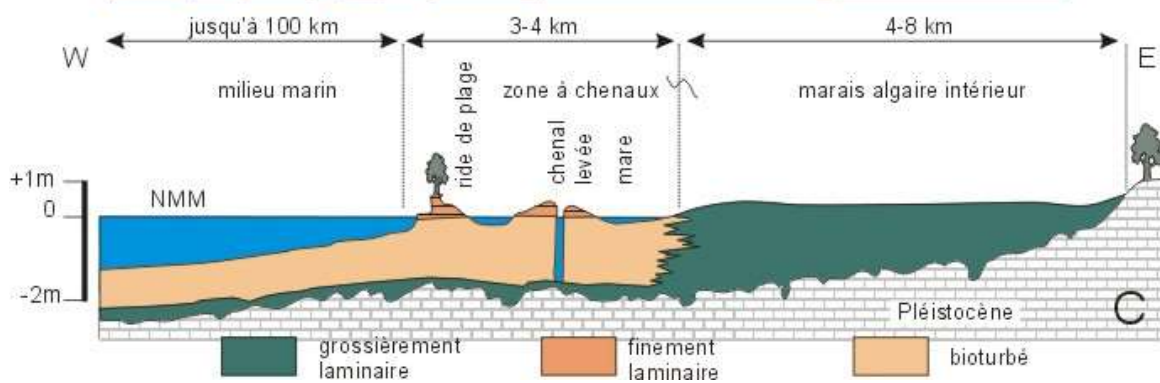
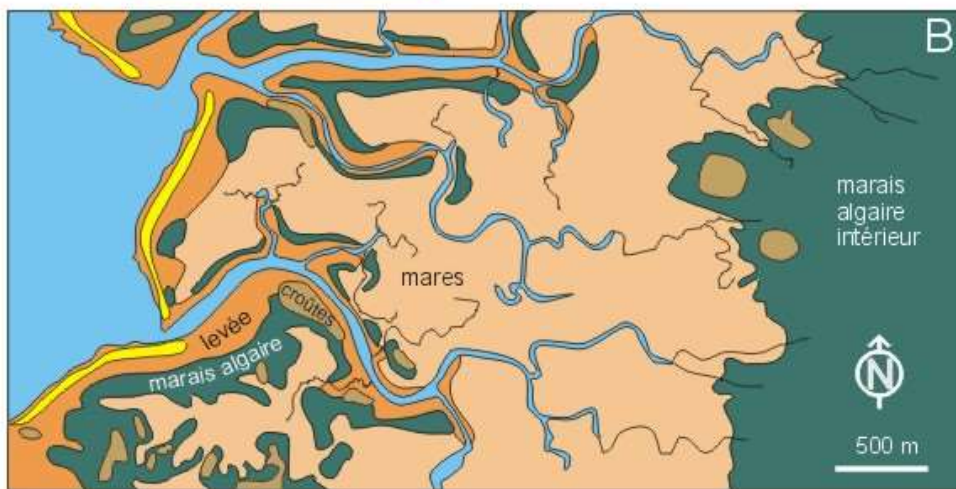
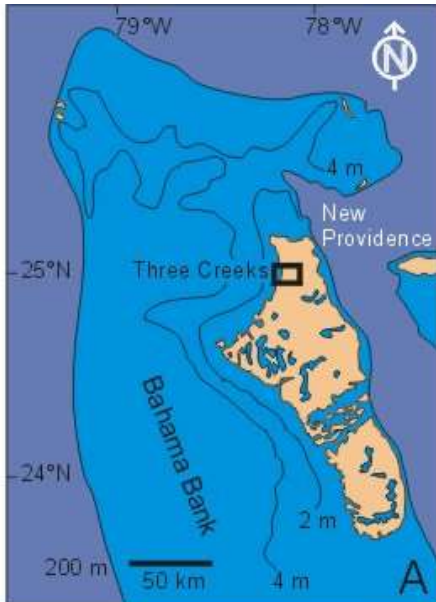
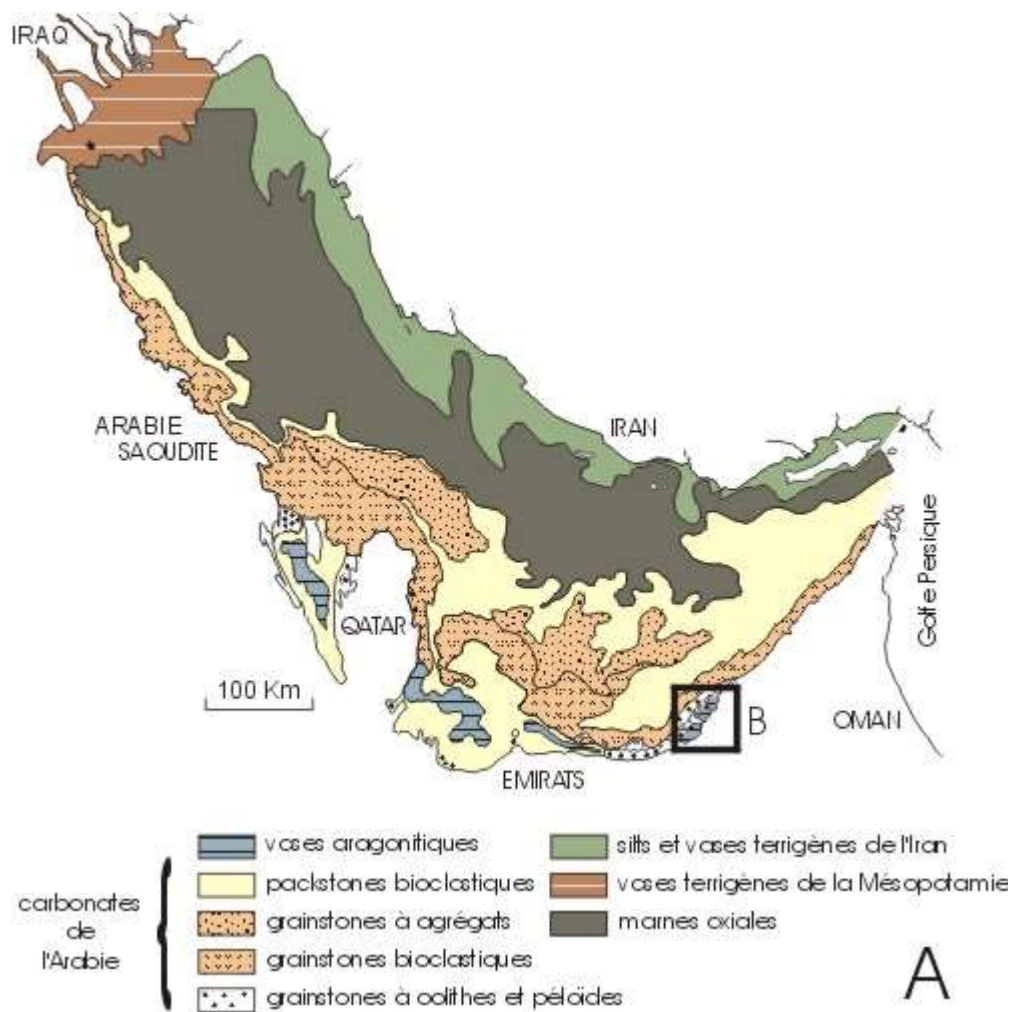




Figure X.4: A: l'île d'Andros et le banc des Bahamas, avec la localisation de la Fig. B. B: détail de la zone de "Three Creeks" montrant la répartition des environnements. C: coupe schématique E-W dans la zone de "Three Creeks".



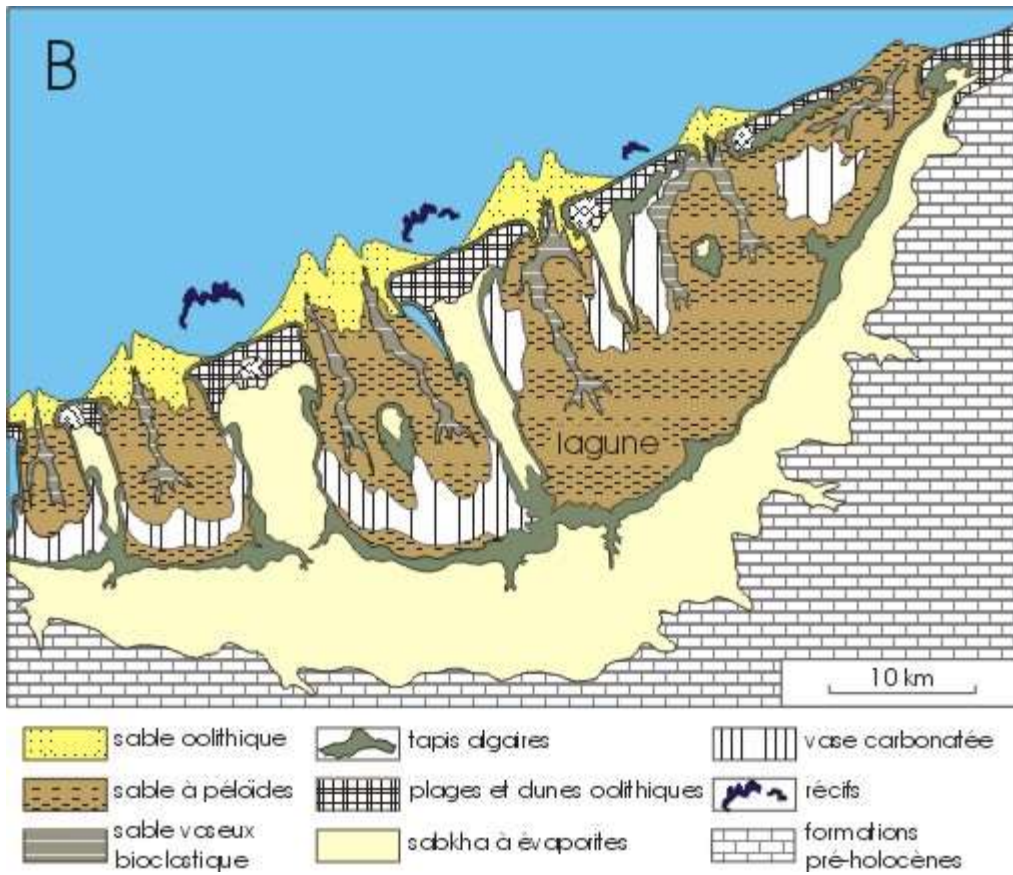
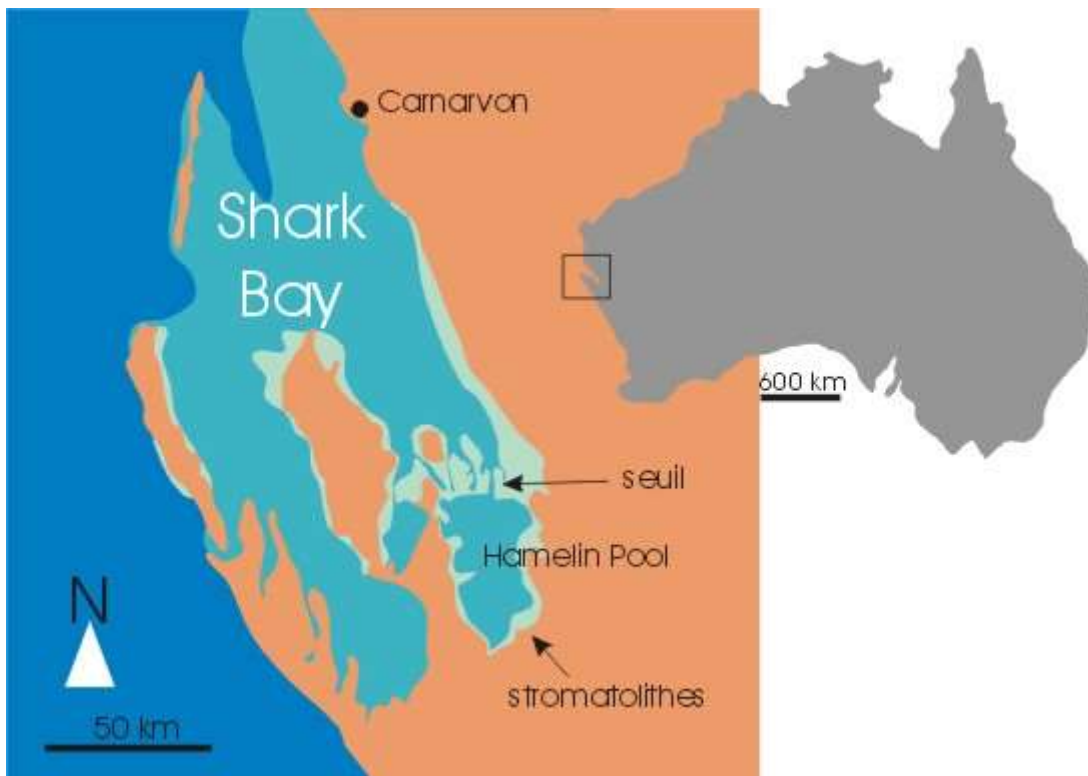


Figure X.5A: carte schématique de la répartition des principaux types de sédiments dans le Golfe Persique. D'après Purser (1983), modifié. B: détail montrant la distribution des sédiments sur la côte d'Abu Dhabi. D'après Purser (1984), modifié.



*Figure X.6: localisation de Hamelin Pool, lagune isolée de la mer par un seuil. Cet isolement provoque une augmentation de la salinité, la disparition des organismes broûteurs et le développement des stromatolithes.*

Les tapis microbiens actuels colonisent la zone intertidale des plateformes carbonatées, avec une extension possible vers les zones supratidale et subtidale (Purser, 1980). Leur répartition et leur étendue dépendent de facteurs climatiques, biologiques et mécaniques:

- l'action des broûteurs et des fouisseurs qui, présents en zone intertidale ou/et subtidale, y détruisent les tapis;
- la possibilité de cimentation précoce qui, en consolidant le stromatolithe, limite l'action des organismes fouisseurs et broûteurs et permet donc l'extension en zone subtidale;
- l'hypersalinité, qui élimine ou restreint la faune marine, permettant ainsi aux tapis de s'étendre vers la zone subtidale. L'hypersalinité peut également avoir pour effet d'éliminer les tapis microbiens de la zone supratidale (cristallisation d'évaporites au sein des tapis avec destruction des tissus);
- l'action destructrice des vagues et des courants qui limite l'extension des tapis vers la mer et de même, la déflation éolienne s'exerçant sur les tapis séchés et craquelés qui limite leur extension vers le continent;
- l'humidité du climat (les précipitations) qui favorise l'extension des tapis en zone supratidale.

Ces facteurs, sauf l'action érosive des vagues, des courants et du vent, sont interliés et dépendent in fine du climat, et particulièrement de son aridité.

On peut donc retenir très schématiquement les points essentiels suivants:

- l'aridité du climat et le confinement (isolement par rapport à la mer ouverte) provoquent une augmentation de la salinité du milieu qui, par le contrôle qu'elle exerce sur la faune, conditionne l'extension des tapis microbiens (notons que même sous un climat aride, une bonne circulation de l'eau marine peut avoir comme effet le maintien d'une salinité normale: 35 ‰ dans la lagune de Boca Jewfish). Prenons deux cas extrêmes:
  - dans un environnement hypersalin, les tapis peuvent s'étendre de la partie inférieure de la zone intertidale à la zone subtidale (cas de la Baie des Requins);
  - dans un environnement à salinité à peu près normale, les tapis s'étendront de la zone supratidale à la partie supérieure de la zone intertidale (cas du NW de l'île d'Andros, Fig. X.4);
- l'action des vagues et des courants conditionne d'une part l'extension des tapis vers la zone subtidale (action érosive) et, d'autre part, la morphologie externe des stromatolithes; on constate en effet que:
  - dans un environnement calme, les tapis algo-microbiens ont une morphologie d'ensemble généralement plane (type "P"); c'est le cas de certaines zones protégées de la Baie des Requins;
  - dans un environnement agité, se développent des rides et des dômes stromatolithiques à fort relief (types "SH"); c'est le cas de certaines zones exposées de Hamelin Pool, Baie des Requins.



*Stromatolithes érigés de Hamelin Pool (Shark Bay, Australie). A: dômes stromatolithiques inactifs dans la zone intertidale; B: stromatolithes vivants en zone subtidale.*

L'explication la plus plausible de cette différence morphologique est que l'action des vagues et des courants ainsi que l'accumulation de sédiments détruit localement le tapis, limitant la croissance microbienne à des zones légèrement surélevées, à l'abri relatif des apports sédimentaires. Au fil du temps, le relief tend à s'exagérer, et à former une ride ou une colonne stromatolithique. Il est intéressant de remarquer que la genèse de stromatolithes à relief n'est possible qu'en environnement hypersalin: pour que les tapis puissent enregistrer par leur morphologie l'action des vagues et des courants, qui n'est sensible que dans les zones intertidale et subtidale, il faut évidemment que ces zones leur soient accessibles, et pour cela, que la salinité élevée inhibe le développement d'une faune de broûteurs. Il faut également qu'une cimentation précoce consolide ces structures érigées;

- la composition taxonomique des tapis a une influence sur leur morphologie et leur distribution sur le littoral; on constate (heureusement!) que cette composition est très constante dans les exemples étudiés (on rencontre essentiellement des tapis à *Schizothrix*, *Lyngbya*, *Microcoleus* et *Scytonema*);

- la lamination résulte le plus souvent de l'alternance tissus microbien/sable ou silt bioclastique;

- le matériel sableux déposé, généralement en lentilles, sur les tapis provient de la zone subtidale: "...subtidal zone is vital to the tidal flat system, because it is the source of sediment needed for accretionary growth..." (Shinn, 1983 p. 190). Le transport de ce matériel ne s'effectue en général qu'à l'occasion de tempêtes ou de grandes marées;

- la nature et la composition du matériel silteux dépendent de la faune et de la flore présentes en zone subtidale, qui approvisionnent le "stock" de bioclastes. Cette faune et flore est directement liée à la salinité des eaux, elle-même dépendante du climat et du confinement. On constate en effet que:

- le matériel silteux composant les lamines "détritiques" des tapis d'Andros comprend des débris d'algues vertes (dasycladacées surtout), des débris de mollusques, des foraminifères;

- le matériel silteux composant les lamines détritiques des tapis du Golfe Persique et de la Baie des Requins ne comprend que des foraminifères, des pellets et des débris de coquilles.

Le Tableau X.2 reprend, pour les cas particuliers de la Baie des Requins, de l'île d'Andros et du Golfe Persique certaines des caractéristiques énumérées ci-dessus.

	<b>morphologie</b>	<b>répartition</b>	<b>climat</b>	<b>microflore</b>	<b>fines</b>
Golfe Persique	surtout P	surtout intertid.	aride, évaporites	réduite, cyanobactéries	pellets, débris moll., foram.
Baie des Requins	P, LLH, SH selon agitation	intertid.-subtid.	aride, évaporites	réduite, cyanobactéries	idem
Andros	surtout P	intertid. sup. surtout supratid.	semi-aride, pluviosité saisonnière	diversifiée, cyanobactéries, algues vertes (dasycladales)	surtout pell.+débris algaires

Tableau X.2: caractérisation sommaire des stromatolithes de l'île d'Andros, de la Baie des Requins et du Golfe Persique.

Reste un problème essentiel: des conclusions et des lois basées sur des observations de l'Actuel sont-elles transposables au passé? Dans le cas particulier des stromatolithes, les modèles actuels sont-ils transposables au Paléozoïque ?

En fait, on peut dire que les facteurs restreignant l'extension des tapis microbiens au littoral des plates-formes carbonatées existaient dès le début du Paléozoïque (ce sont essentiellement les animaux broûteurs et fouisseurs: ils sont à l'origine de "l'exil des stromatolithes" précambriens). De même, le degré de saturation des océans en  $\text{CaCO}_3$  n'a plus varié dans de grandes proportions depuis la fin du Protérozoïque, n'autorisant plus la précipitation extracellulaire qu'en environnement hypersalin. On peut donc considérer que les stromatolithes érigés du type SH, qui nécessitent pour leur édification une lithification précoce, n'ont pu prospérer qu'en milieu hypersalin depuis l'aube du Phanérozoïque (ce qui n'a pas été nécessairement le cas durant le Précambrien). Il faut également souligner l'extrême lenteur évolutive des cyanobactéries au cours du Phanérozoïque.

#### **Pour en savoir plus**

- J.D. Aitken, 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of SW Alberta. *J. of Sedimentary Petrology*, 37, 4, 1163-1178.
- T.D. Brock, 1976. Environmental microbiology of living stromatolites. In M.R. Walter, éd.: *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, 20, Elsevier, 141-148.
- C.D. Gebelein, 1976. The effects of the physical, chemical and biological evolution of the earth. In M.R. Walter, éd.: *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, 20, Elsevier, 499-515
- S. Golubic, 1976. Organisms that build stromatolites In M.R. Walter, éd.: *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, 20, Elsevier, 113-126.
- S. Golubic, 1976. Taxonomy of extant stromatolites-building cyanophytes In M.R. Walter, éd.: *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, 20, Elsevier, 127-140.

- L.A. Hardie & R.N. Ginsburg, 1977. Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. In L.A. Hardie, éd.: Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas. The John Hopkins University Press, 50-124.
- C.G. Kendall & Sir P.A. d'E. Skipwith, 1968. Recent algal mats of a Persian Gulf lagoon. J. of sediment. Petrology, 38, 4, 1040-1058.
- B.W. Logan, R. Rezak & R.N. Ginsburg, 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. of Geology, 72, 1, 68-83.
- R. Park, 1976. A note on the significance of lamination in stromatolites. Sedimentology, 23, 3, 379-393.
- P.E. Playford & A.E. Cockbain, 1976. Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia In M.R. Walter, éd.: Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, 389-411.
- B.H. Purser, 1980. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse. Ed. Technip, 367 pp.
- B.H. Purser, 1983. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 2: Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents; application à l'interprétation des calcaires anciens. Ed. Technip, 389 pp.
- E.A. Shinn, 1983. Tidal flat. In P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore, eds.: Carbonate depositional environments, AAPG Mem., 33, 708 pp.

## 2. MICROBIALITHES DU GIVETIEN

[cf. excursions](#)

# XI. Les récifs

## 1. GENERALITES - TERMINOLOGIE

Les récifs ont toujours suscité un intérêt remarquable et une confusion terminologique tout aussi exceptionnelle. La littérature est encombrée de définitions variées des termes "récifs", "complexe récifal", "mud mound", etc.

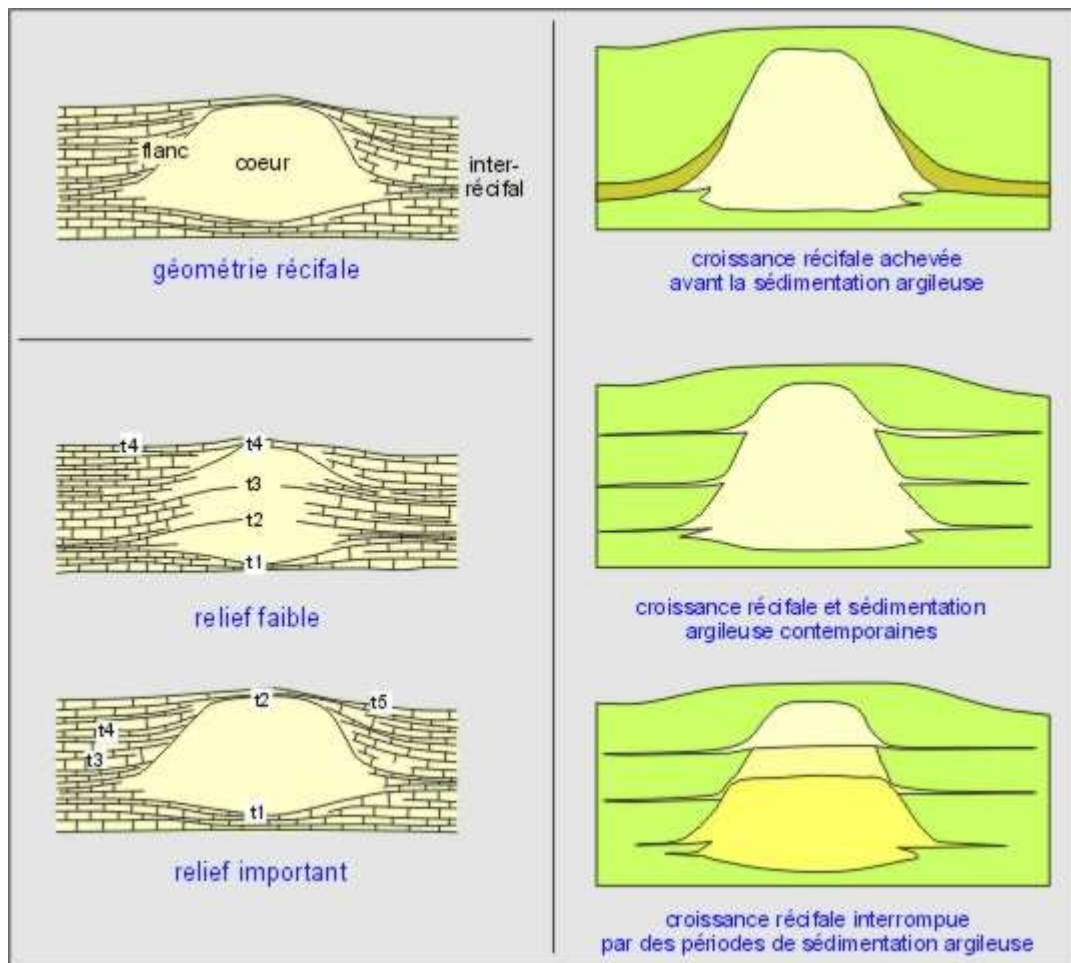


Figure XI.1: "récifs": concepts élémentaires. D'après James & Macintyre (1985), modifié.

Dans un souci d'efficacité, utilisons en première approche la classification suivante:

Choisissons d'abord le terme *bioconstruction* comme terme général regroupant toutes les structures construites d'origine organique. Elles se distinguent des *bioaccumulations* où des facteurs physiques sont responsables du dépôt (lumachelles, etc.). On peut ensuite, au sein des bioconstructions, faire la part des:

*Récifs* : toute bioconstruction, normalement d'eau peu profonde, dont les constituants édifient une charpente rigide (susceptible de résister à l'action des vagues ou des courants). Exemple: les récifs tropicaux actuels.



*Récif frangeant à Hienghène, Nouvelle-Calédonie.*

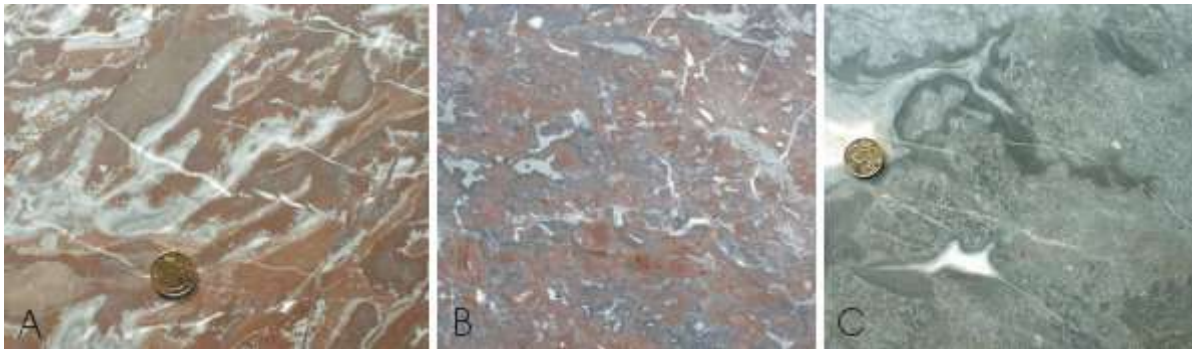
*Monticules récifaux*: toute bioconstruction, de forme grossièrement lenticulaire, sans charpente rigide. Ces monticules récifaux peuvent être subdivisés en *monticules algo-microbiens* ("microbial mounds"), *monticules micritiques* ("mud mounds") et *monticules squelettiques* ("skeletal mounds"). On ne range pas dans les monticules les accumulations hydrodynamiques de boue, même si cette boue est piégée/stabilisée par des algues ou autres organismes. Réserveons donc le terme de *monticule* aux accumulations de boue (accompagnée éventuellement d'autres constituants) produite en grande partie in-situ. Passons en revue ces différents types de monticules (Fig. XI.2A).

- Les *monticules algo-microbiens* comprennent deux termes: les monticules à stromatolithes (tapis de cyanobactéries laminaires) et les monticules à thrombolithes (cyanobactéries à structure péloïdique ou grumeleuse, ou encore riche en fenestreae). Toutes les formes de transition sont évidemment possibles. Exemple: le "cœur" gris des monticules du Membre du Petit-Mont.
- Les *monticules micritiques* sont constitués principalement de micrite (à l'origine, boue, gel?) (exemple: certains faciès des monticules waulsortiens). Parfois, ces monticules sont constitués de boue et d'éponges (exemple: partie inférieure à stromatactis des monticules du Membre du Petit-Mont). Comme les éponges sont des organismes à corps mou, elles ne sont en général mises en évidence que par les cavités qu'elles laissent après leur disparition (et les réseaux spiculaires).
- Les *monticules squelettiques* comprennent une fraction non négligeable d'organismes à tests calcaires (coraux, crinoïdes, bryozoaires, algues,...) qui ne forment cependant pas de charpente rigide. Exemple: la plus grande part des monticules du Membre du Lion.

Il faut noter qu'à ces types simples de monticules s'ajoutent toute une variété de formes intermédiaires: la plupart des monticules micritiques comprennent aussi des éléments squelettiques. De plus, des transitions évolutives sont fréquentes: beaucoup de monticules micritiques évoluent au cours de leur développement vers des monticules squelettiques et même



vers des monticules algo-microbiens (cas des monticules du Membre du Petit-Mont), voire des récifs.



*Exemples de faciès issus des édifices du Membre de Petit-Mont dans la région de Philippeville. A: calcaire rouge à stromatactis (monticule micritique); B: calcaire rouge à coraux, crinoïdes, brachiopodes (monticule squelettique); C: calcaire gris à coraux, stromatopores et cyanobactéries (monticule algo-microbien).*

Devant la relative difficulté d'utilisation de cette classification sur le terrain, on emploie souvent en première approximation des termes comme *bioherme* et *biostrome*. Ces mots sont descriptifs et ne possèdent aucune connotation génétique.

Le mot *bioherme* désigne un corps lenticulaire, bioconstruit, souvent encaissé de sédiments de nature différente. Ce terme s'oppose à *biostrome* qui désigne un corps bioconstruit stratifié, non lenticulaire. Les biostromes se différencient des bioaccumulations ou lumachelles par le caractère constructeur des organismes présents et leur faible transport. Un remaniement périodique par des tempêtes peut faire alterner des épisodes où beaucoup d'organismes sont en position de vie et des épisodes de démantèlement.

## 2. STABILISATION-MINERALISATION

L'établissement et la croissance d'une bioconstruction nécessitent une production de carbonate in-situ et une certaine stabilisation du substrat, sans même parler de la construction d'une charpente résistante à l'action des vagues. Trois grands processus de production de boue et/ou de ciment carbonaté ont été recensés dans la nature: la *cimentation*, la *biominéralisation* et *l'organominéralisation* (Fig. XI.2B). La *cimentation* est le processus "classique" de précipitation physico-chimique de carbonate, sans qu'interviennent des processus organiques (hormis certains effets indirects comme l'extraction de CO<sub>2</sub> par photosynthèse, par exemple); la *biominéralisation* correspond à une précipitation sous le contrôle de processus vitaux, à l'intérieur ou à l'extérieur de cellules vivantes (exemple: la formation d'un test carbonaté); enfin, *l'organominéralisation* est la précipitation de carbonate à l'intervention de populations microbiennes utilisant des molécules issues de la dégradation de la matière organique. Ici encore, les différents processus peuvent agir dans une même bioconstruction, souvent avec un certain décalage dans le temps. La biominéralisation est active dans la pellicule vivante, superficielle du monticule, alors que l'organominéralisation se produit au sein du sédiment. Au cours de l'évolution d'une bioconstruction, l'importance relative des différents processus de production carbonatée peut varier (Fig. XI.2B). On constate par exemple que les processus d'organominéralisation dominent dans les monticules micritiques alors que la biominéralisation et la cimentation sont la règle dans les récifs.

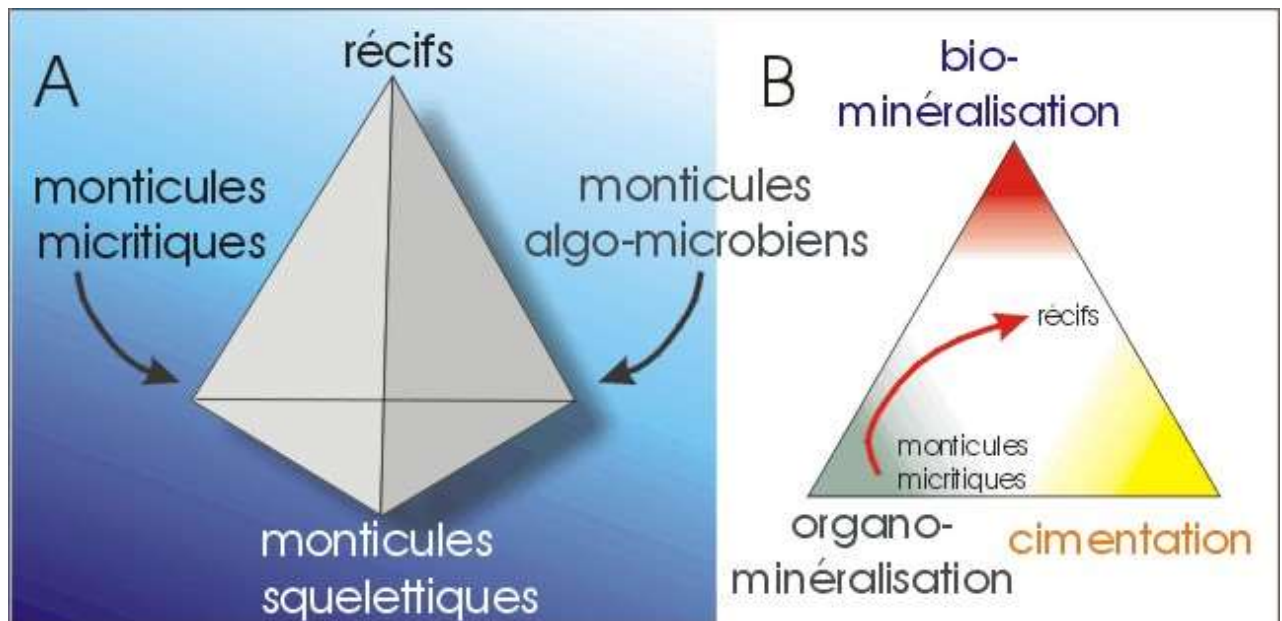


Figure XI.2: A: types de bioconstructions; B: les différents processus de production/cimentation carbonatée. La flèche rouge correspond à un changement dans l'importance relative des processus de production carbonatée au cours de l'évolution d'un monticule micritique vers un récif.

### 3. EVOLUTION AUTOGENIQUE-EVOLUTION ALLOGENIQUE

La plupart des récifs, biohermes, monticules ne sont pas homogènes au point de vue faciès: ils présentent une évolution, souvent à prédominance verticale: on y observe une succession ou un renouvellement des communautés dominantes. Deux modèles coexistent dans la littérature pour expliquer l'évolution des communautés écologiques: il s'agit du modèle *autogénique* de Walker & Alberstadt (1975) auquel on oppose en général un modèle *allogénique* inspiré des travaux de Lecompte (1959 notamment).

Très brièvement, on peut dire que Lecompte considère la succession observée dans les biohermes (et en particulier dans les biohermes du Frasnien belge, voir ci-dessous) comme une adaptation des communautés à une diminution de la profondeur, marquée principalement par une diminution de la turbidité et une augmentation de la turbulence.

A ce modèle de succession écologique déterminé entièrement par des variations du milieu, extrinsèques à la communauté biohermale, répond le modèle autogénique où intervient une notion de structuration écologique, basée sur le développement de modes de plus en plus complexes de circulation de l'énergie et d'utilisation de l'espace. Walker & Alberstadt (1975) distinguent trois types d'espèces sur base de leur "stratégie vitale": il s'agit des espèces *caractéristiques* qui sont typiques d'une certaine communauté bien déterminée (il s'agit souvent de "stratégies K", suivant Hottinger, 1984); des espèces *intergraduelles* qui peuvent apparaître dans une communauté de manière accessoire mais sont typiques d'une communauté adjacente et des espèces *ubiquistes* qui se retrouvent dans plusieurs communautés mais ne sont caractéristiques d'aucune d'elles en particulier (il s'agit de "stratégies r").

Sur base de cette classification et après avoir étudié un certain nombre de biohermes (Ordovicien au Crétacé), Walker & Alberstadt distinguent les phases suivantes dans l'édification d'une bioconstruction:

- la *stabilisation*: cette phase correspond à la fixation du substrat par un certain nombre d'espèces ubiquistes (crinoïdes, bryozoaires branchus, vers, éponges...);
- la *colonisation*: c'est une phase de courte durée, marquée par l'apparition d'espèces constructrices, certaines déjà caractéristiques;
- la *diversification*: on observe une nette augmentation du nombre d'espèces et l'apparition de communautés différenciées et spécialisées; cette phase forme la majeure partie des édifices;
- la *domination*: cette phase surmonte abruptement la phase de diversification et est caractérisée par une nette diminution du nombre d'espèces. Quelques organismes, généralement encroûtants dominent.

On observe parallèlement à l'évolution des communautés, une variation de certains paramètres comme la spécialisation, la diversité spécifique, la production organique etc... (Fig. XI.3).

Il faut remarquer que Walker & Alberstadt ne rejettent pas une action du milieu sur l'évolution des bioconstructions, mais estiment que pour expliquer cette évolution, de la phase de colonisation à la phase de diversification, il n'est nullement nécessaire de faire intervenir un processus allogénique. La phase de domination par contre semble toujours liée à l'entrée de l'édifice dans une zone bathymétrique où il subit nettement l'action des vagues.

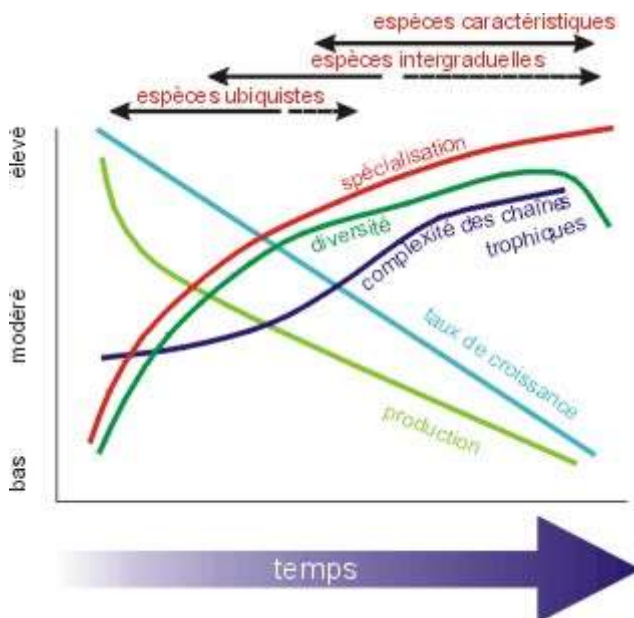


Figure XI.3: variation des principaux paramètres écologiques des communautés récifales en fonction de leur degré de maturité, suivant le modèle de Walker & Alberstadt.



*Stabilisation du substrat (sableux) par des lanices (ce sont des vers qui secrètent un mucus dans lequel sont fixés des grains de sable et des bioclastes, formant un tube). Baie de Canche, France.*

#### **4. LES RECIFS DANS L'HISTOIRE GEOLOGIQUE**

L'histoire des récifs a ceci de commun avec une pièce de théâtre, qu'au cours des temps, les acteurs changent mais le récit/f demeure. De fait, au long des temps géologiques, on distingue plusieurs périodes au cours desquelles des groupes de métazoaires constructeurs différents ont édifié des récifs vrais, dotés d'une charpente résistante aux vagues: les bryozoaires, stromatoporoides et tabulés au cours de l'Ordovicien, les stromatoporoides, rugueux et tabulés au cours du Silurien et du Dévonien, les stromatoporoides et les coraux à la fin du Trias et au cours du Jurassique, les rudistes au Crétacé supérieur et enfin les coraux sclérectiniaires depuis l'Oligocène. En dehors de ces périodes, les seules bioconstructions étaient les monticules récifaux. Notons que même au cours des époques à récifs, des monticules se développaient, mais exilés dans des milieux moins favorables (plus profonds, moins oxygénés, etc.). Très brièvement, passons en revue les différentes étapes de cette histoire (Fig. XI.4).

- Les bioconstructions à stromatolithes du Précambrien: leur développement est lié à l'absence de métazoaires broûteurs. Généralement localisés en bordure de plate-forme, ces édifices pouvaient atteindre une taille importante et montrent une zonation écologique et des séquences comme les bioconstructions à organismes squelettiques.

- Les monticules du Cambrien inférieur: il s'agit d'édifices assez complexes, biohermes et biostromes, composés d'une superposition de petites lentilles micritiques à archaeocyathes, éponges, *Renalcis*, *Epiphyton*, entourés de sables bioclastiques riches en crinoïdes et brachiopodes. Ces lentilles possèdent des cavités de croissance emplies par des ciments précoces et des sédiments internes. La bioérosion est relativement importante.

- A partir du Cambrien moyen, avec l'extinction des archaeocyathes, les monticules sont principalement constitués de cyanobactéries (monticules stromatolithiques et thrombolitiques). Au cours du Cambrien supérieur et jusqu'à l'Ordovicien inférieur, ces monticules

cyanobactériens vont progressivement s'enrichir en éponges et en formes primitives de stromatoporoides et coraux (*Pulchrilamina*, *Lichenaria*).

- De l'Ordovicien moyen au Dévonien supérieur, s'ouvre une période très favorable au développement de complexes récifaux: température élevée, formation de vastes plates-formes carbonatées (Canning Basin, Australie; Golden Spike reef, Canada; monticules et récifs belges). D'une manière générale, la séquence d'édification de ces complexes commence par un monticule récifal à stromatactis avec quelques éléments squelettiques (bryozoaires au Siluro-Ordovicien, coraux et algues au Dévonien) et se poursuit par des récifs à coraux et stromatoporoides. Les flancs des édifices sont généralement colonisés par des pelmatozoaires. La présence de talus bioclastiques et de fractures synsédimentaires témoignent de la rigidité de ces récifs (Canning Basin).

Contrairement à l'extinction de la fin de l'Ordovicien, l'extinction tardi-frasnienne a particulièrement touché les communautés récifales: des stromatoporoides ne subsisteront que quelques genres, les tabulés et les rugueux disparaîtront pratiquement totalement.

- Durant le Dinantien, période caractérisée par des températures plus fraîches et des fluctuations glacio-eustatiques, on observe peu ou pas d'organismes constructeurs. La niche écologique des coraux et des stromatoporoides est occupée par les bryozoaires et les pelmatozoaires. Les seules bioconstructions importantes sont les "récifs waulsortiens", des monticules micritiques à péloïdes (témoins de tapis microbiens?) et stromatactis, avec quelques crinoïdes et bryozoaires (ces édifices atteignaient une centaine de mètres de relief avec un pendage des flancs de l'ordre de 50°).

- Au cours du Namurien et au Westphalien-Stéphanien, de nouveaux organismes constructeurs apparaissent qui évolueront jusqu'à la fin du Trias: algues phylloïdes (*Archaeolithophyllum*, *Eugoniophyllum*, *Ivanovia*) et surtout *Tubiphytes*, un constructeur énigmatique très important depuis le Carbonifère jusqu'au sommet du Jurassique (maximum au Permien, Trias et Jurassique). Les édifices à phylloïdes sont relativement modestes, avec un relief d'une trentaine de mètres et des flancs atteignant environ 25° de pente. D'autres constructeurs sont également fréquents: foraminifères tubulaires, petits stromatoporoides branchus (*Komia*), calcisponges et *Archaeolithoporella* (algues corallines?).

- Les édifices permien sont toujours essentiellement des biohermes à phylloïdes, avec une participation de plus en plus importante de *Tubiphytes* et d'*Archaeolithoporella*, associés à des bryozoaires et d'autres algues calcaires (*Solenopora*, *Parachaetetes*). Ciments précoces et talus bioclastiques sont bien développés et on observe de véritables barrières récifales (Capitan reef, Texas), caractérisées par une grande variété de niches écologiques dont de nombreux habitats cryptiques.

De manière un peu surprenante, tous ces constructeurs semblent avoir été peu affectés par la grande extinction tardi-permienne, au contraire des organismes associés: on passe en effet d'un assemblage à brachiopodes-bryozoaires-pelmatozoaires à un assemblage plus "moderne" à mollusques-crustacés-osteichythes.

- Après un arrêt du développement des bioconstructions au cours du Trias inférieur, dès le Trias moyen réapparaissent des petits monticules relativement profonds avec de rares bryozoaires et coraux. Ensuite, se réinstallent de grands complexes récifaux à *Tubiphytes*, calcisponges, quelques stromatoporoides et d'assez nombreux coraux. Il s'agit cette fois de scléractiniaires,

nos coraux actuels, caractérisés par leur association symbiotique avec des algues photosynthétiques.

- Au cours de la fin du Trias se développent des récifs à coraux, calcisponges, algues calcaires et stromatoporoides. Les coraux se localisent plutôt dans les zones à forte énergie, les éponges et les stromatoporoides en environnement plus protégé (zone interne du récif). Pour la première fois, la bioérosion par des algues et des bivalves devient un agent important de la dégradation des communautés récifales.

- Les récifs jurassiques connaissent un maximum de développement au cours de la fin de la période. Leur morphologie varie de patch-reefs en environnement de plate-forme interne à des récifs barrières étendus. La communauté dominante est à coraux et stromatopores, avec des algues vertes (dasycladacées) et des algues rouges (*Solenopora*). Les codiacées modernes et les corallinacées articulées apparaissent pour la première fois dans ces édifices. Les éponges y occupent un habitat cryptique. L'intensité de la bioérosion atteint progressivement le niveau actuel. On observe également des monticules récifaux profonds, à relief assez important (centaine de mètres), constitués d'éponges siliceuses, de foraminifères tubulaires et associés à des bryozoaires et des brachiopodes.

- La communauté récifale tardi-jurassique persiste au cours du Crétacé inférieur. A la même époque, un groupe de mollusques, les rudistes, évolue rapidement et devient un constructeur important dès le Crétacé moyen. Ces bivalves envahissent tous les types de récifs, depuis les patchs de lagons jusqu'aux édifices croissant sur les marges continentales. Au cours du Crétacé supérieur, les rudistes dominent complètement les coraux et les algues encroûtantes. Ils édifient des biostromes sur les plates-formes et des biohermes sur leurs marges.

L'extinction bien connue de la fin du Crétacé frappe durement les communautés récifales: les rudistes disparaissent totalement, les coraux sont sévèrement touchés, avec perte de 60 genres sur 90, les calcisponges et les stromatoporoides sont également très affectés.

- Au cours du Cénozoïque se mettent en place les communautés récifales actuelles, dominées par les coraux scléactiniaires et les algues corallines. *Solenopora* (algue coralline) disparaît à la fin du Paléocène. *Halimeda* (codiacée) ne devient importante comme constituant des sables coralliens qu'à partir du Miocène moyen.

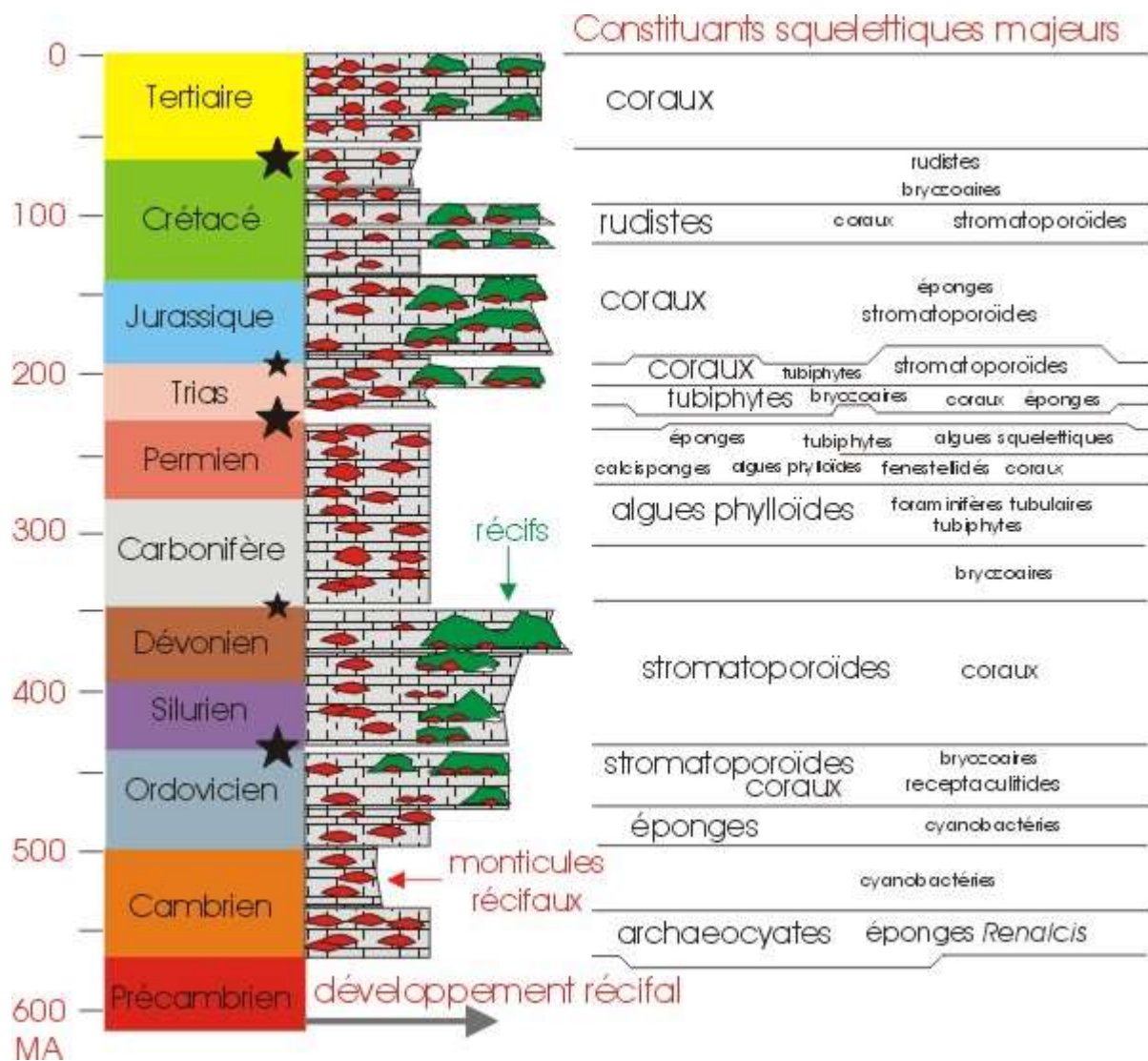


Figure XI.4: récifs et monticules récifaux au cours de l'histoire géologique. La largeur de la colonne lithologique schématise l'importance du développement récifal; les étoiles noires représentent les extinctions majeures. D'après James, 1984, modifié.

#### Pour en savoir plus

- Álvaro J.J., Aretz M., Boulvain F., Munnecke A., Vachard D. & Vennin E., 2007. Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls. Geological Society, London, Special Publications, 275, 285 pp.
- D.W.J. Bosence & P.H. Bridges, 1995. A review of the origin and evolution of carbonate mud-mounds. In Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H., and Pratt, B.R. (eds.): Carbonate Mud-Mounds, their origin and evolution. International Association of Sedimentologists, Spec. Publ. 23, p. 3-9.
- R. J. Dunham, 1970. Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 54, 1931-1932.
- J. A. Fagerstrom, 1991. Reef-building guilds and a checklist for determining guild membership. Coral Reefs, 10, 47-52.
- P. H. Heckel, 1974. Carbonate buildups in the geologic record: a review. In: Laporte, L. F. (editor) Reefs in Time and Space. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 18, 90-155.
- A. Hoffman & M. Narkiewicz, 1977. Developmental pattern of Lower to Middle Paleozoic banks and reefs. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 5, 272-283.

- L. Hottinger, 1984. Les organismes constructeurs sur la plate-forme du Golfe d'Aqaba (Mer Rouge) et les mécanismes régissant leur répartition. *Geobios*, Mém. sp. 8, 241-249.
- N.P. James & P.-A. Bourque, 1992. Reefs and Mounds. In Walker, R.G., and James, N.P. (eds.), *Facies Models - Response to Sea-Level Change*. Geol. Assoc. Canada, p. 323-347.
- N.P. James & I.G. Macintyre, 1985. Carbonate depositional environments. Part 1: reefs, zonation, depositional facies, and diagenesis. *Colorado School of Mines Quarterly*, 80, 3, pp. 1-70.
- F. Neuweiler, P. Gautret, V. Thiel, R. Lange, W. Michaelis, & J. Reitner, 1999. Petrology of Lower Cretaceous carbonate mud mounds (Albian, N. Spain): insights into organomineralic deposits of the geological record. *Sedimentology*, v. 46, p. 837-859.
- R. Riding, 2002. Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58, 163-231.
- W. Schlager, 2003. Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *Int. Jour. Earth Sciences (Geol. Rundschau)*, v. 92, p. 445-464.
- K.R. Walker & L. Alberstadt, 1975. Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. *Palaeobiology*, 1, 238-257.
- E. Vennin, M. Aretz, F. Boulvain. & A. Munnecke, 2007. Facies from Palaeozoic reefs and bioaccumulations. *Mém. Museum national Histoire naturelle, Paris*, T. 195, 341 pp.
- R. Wood, 1999. *Reef Evolution*. Oxford University Press, 414 pp.

## 5. RECIFS ALGO-CORALLIENS DES EAUX SUPERFICIELLES TROPICALES

### 5.1. Introduction

Entrent dans cette catégorie les bioconstructions holocènes résistantes aux vagues, érigées principalement par des coraux scléactiniaires et des algues corallines. Ce sont les édifices popularisés par les études océanographiques, nombreuses depuis le célèbre voyage du "Beagle". Aux données véhiculées par la littérature géologique en général s'ajoute un grand nombre d'études biologiques, certaines très détaillées (recensements exhaustifs de la faune et de la flore m<sup>2</sup> par m<sup>2</sup>, études minutieuses de la structure des populations, etc.). La compréhension que nous avons donc de ces récifs est sans commune mesure avec ce que nous savons de l'Ancien.

Les coraux scléactiniaires peuvent être subdivisés en deux groupes: les *coraux hermatypiques* et les *coraux ahermatypiques*.

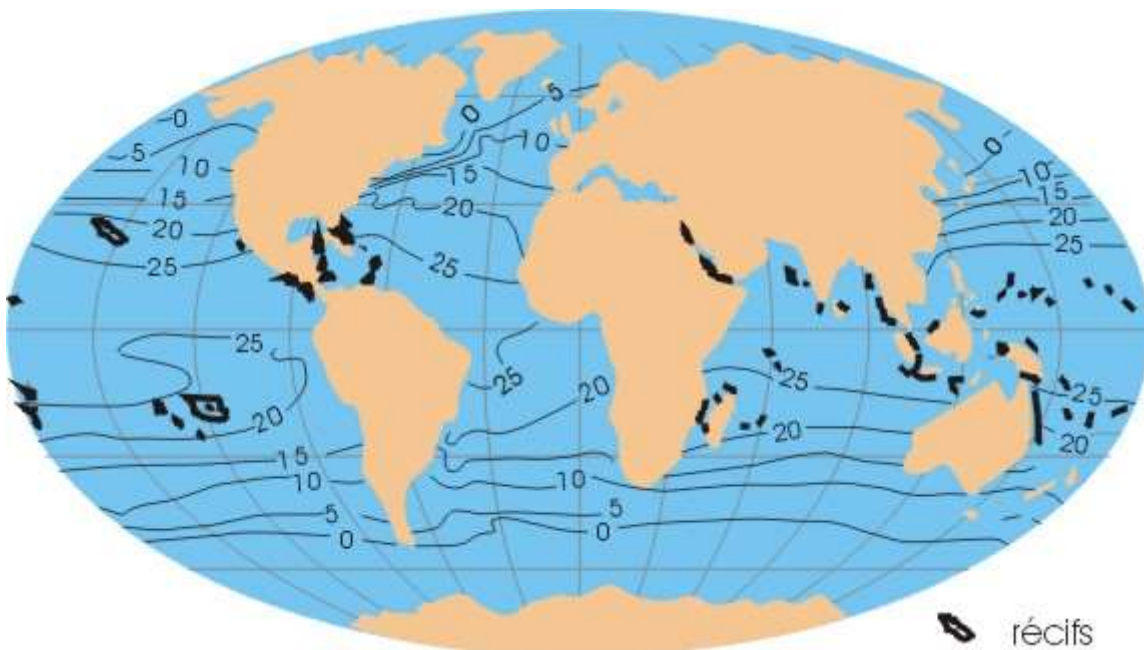
- Les *coraux hermatypiques* sont caractérisés par la présence, au sein de leurs tissus, de symbiotes photosynthétiques: les zooxanthelles. La densité de ces algues unicellulaires peut atteindre plusieurs millions par cm<sup>2</sup> de polype. Leur rôle est double: d'une part, elles fabriquent des glucides (au départ d'énergie lumineuse et de sels nutritifs) dont une fraction importante est fournie au corail par transfert interne et d'autre part, elles contribuent à la calcification du squelette corallien. Grâce à ces symbiotes, on peut dire que, bien qu'une colonie corallienne puisse compléter ses besoins nutritifs par capture de proies planctoniques, son fonctionnement est essentiellement autotrophe. Ceci explique peut-être le paradoxe de la formidable productivité de l'écosystème corallien (au sommet du classement planétaire: fixation > 1 kg de carbone/m<sup>2</sup>/an) alors que les courants qui baignent les récifs sont clairs et contiennent peu de plancton et de sels nutritifs (fixation dans les plaines péri-récifales < 50 g de carbone/m<sup>2</sup>/an). Par ailleurs, dans une colonie corallienne en bonne santé, la densité de zooxanthelles peut doubler tous les dix jours, ce qui excède largement le taux de croissance des polypes. Ceux-ci expulsent alors la fraction excédentaire au rythme de plusieurs milliers d'algues/heure/m<sup>2</sup>. Cette expulsion de zooxanthelles constitue la base de la chaîne alimentaire récifale. Il faut donc garder à l'esprit qu'un récif corallien actuel est avant tout une association symbiotique performante entre un animal et des micro-algues monocellulaires.





*Un exemple de corail hermatypique: Acropora. Poé, Lagon de Bourail, Nouvelle-Calédonie.*

Cette association limite cependant l'aire de répartition des coraux hermatypiques (du fait des exigences photiques des algues symbiotiques) aux eaux peu profondes. Les larves des coraux (organismes libres et nageurs) ne supportant pas des températures moyennes inférieures à 18°C, cela restreint les récifs coralliens aux eaux peu profondes tropicales (Fig. XI.5).



*Figure XI.5: températures océaniques de surface en hiver. D'après Sverdrup et al., 1942, modifié.*

Paramètres écologiques des coraux hermatypiques:

- profondeur: moins de 100 m; optimum, moins de 20 m;
- température: plus de 16-18°; moins de 36°; optimum: 25-29°;
- salinité: 27 à 40 ‰ ; optimum: 36 ‰ ;

La Figure XI.6 montre qu'il existe une zone, centrée sur l'équateur, où le nombre de genres de coraux hermatypiques est supérieure à 50. Cette "zone sanctuaire" comprend les îles et archipels suivants: Bornéo, les Célèbes, la Papouasie, les Salomon, le nord de la Grande Barrière de Corail d'Australie, le Vanuatu. Dès que l'on s'éloigne de ces régions, le nombre de genres diminue. L'explication principale de ce phénomène paraît être les glaciations: la zone sanctuaire de Bornéo-Vanuatu, proche de l'équateur, aurait été épargnée par le refroidissement des eaux et aurait réapprovisionné en larves coralliennes ses abords proches. Seules les régions les plus lointaines de ce foyer de repeuplement sont restées relativement pauvres en genre du fait de leur éloignement.

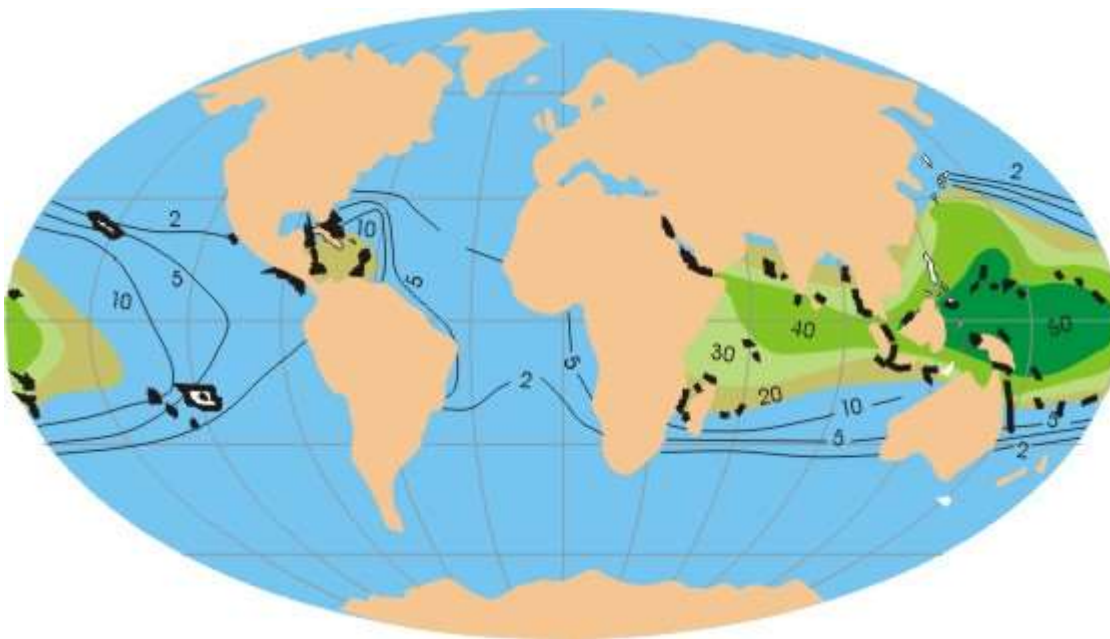


Figure XI.6: répartition du nombre de genres de coraux hermatypiques. D'après Stoddart, 1969, modifié.

- Les coraux *ahermatypiques* ne possèdent pas de symbiotes algaires: leurs exigences écologiques sont donc moindres et leur aire de répartition plus vaste. Leur taux de croissance est cependant nettement inférieur à celui des coraux hermatypiques et ils ne sont pas compétitifs. Ils se développent soit en habitat cryptique (cavités, zones obscures) dans les récifs algo-coralliens, soit sous forme de récifs en eaux profondes et/ou froides (fjords norvégiens, par exemple). Des exemplaires ont été observés jusqu'à 6000 m de profondeur, dans des eaux de -1,1°C. Dans ces habitats, ils peuvent atteindre une taille métrique (*Lophelia*).

## 5.2. Généralités: morphologie des récifs peu profonds actuels

On distingue sur base de la géométrie des corps récifaux, de leur taille et de leur relation avec le continent les grands types suivants (Fig. XI.7):

- les *récifs frangeants*: ces édifices se développent directement le long de la ligne de rivage;

- les *bancs récifaux*: ces récifs linéaires, généralement parallèles au rivage, ressemblent aux récifs barrière, mais sont localisés dans le lagon, en arrière d'un vrai récif barrière. Ces récifs peuvent être coalescents avec des récifs frangeants;
- les *patch reefs*: il s'agit de petits édifices croissant en milieu lagonaire;
- les *récifs-barrières*: ce sont des récifs sensiblement linéaires, localisés à la bordure de la plate-forme. Ces édifices, souvent de taille importante, délimitent un lagon de plate-forme en direction du continent. La Grande Barrière d'Australie est le plus grand récif barrière actuel: il possède une largeur de 300 à 1000 m et s'étend sur près de 1950 km de longueur;
- les *atolls*: ces récifs océaniques de forme annulaire délimitent un lagon. Leur dimension est très variable: de moins de 2 km à plus de 32 km de diamètre (détail ci-dessous);
- *récifs tabulaires*: récifs océaniques sans lagon intérieur.

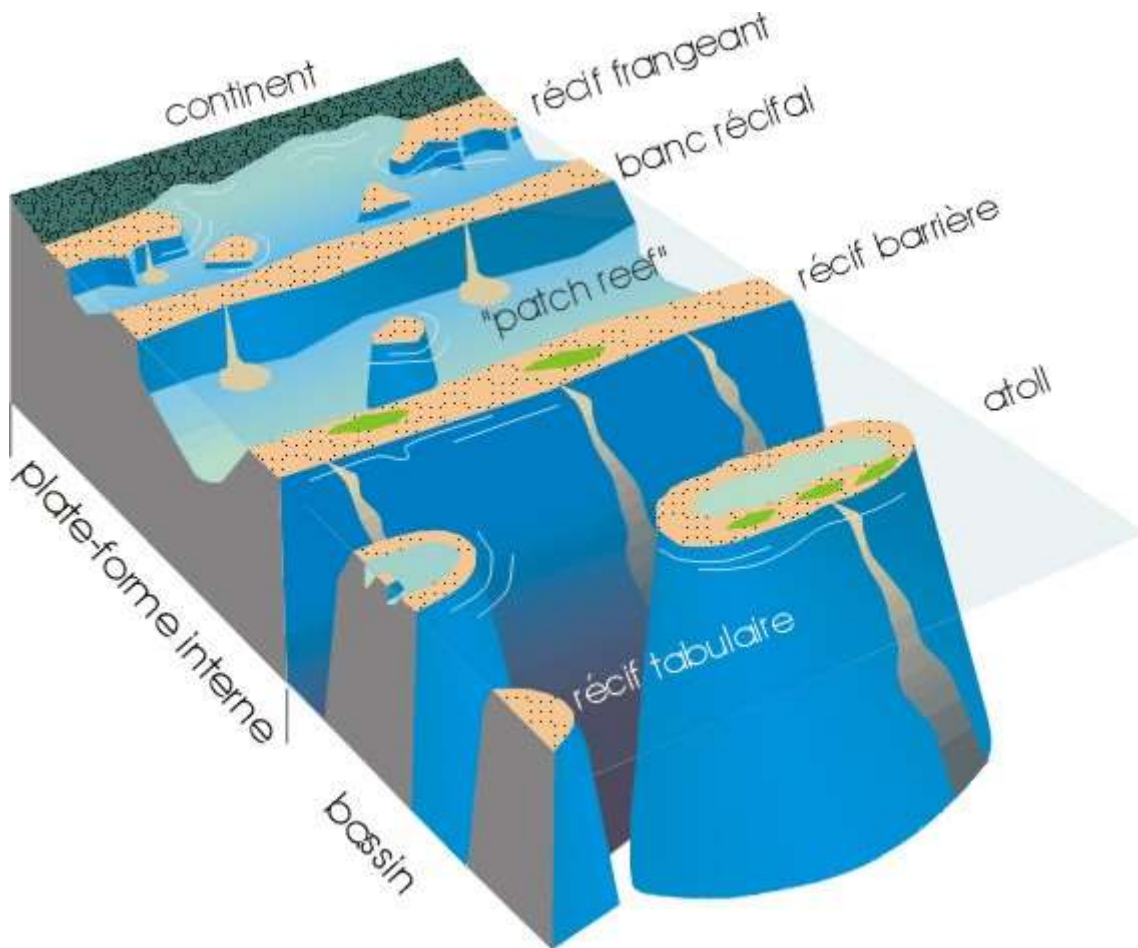


Figure XI.7: types de constructions récifales. D'après James & Macintyre, 1985, modifié.



*Récif frangeant autour de l'îlot de Baillies, Mer de Corail, Nouvelle-Calédonie.*

### **5.3. Un exemple: les atolls**

#### **5.3.1. Quelques définitions: atolls, îles hautes carbonatées**

Les *atolls* sont donc des anneaux de terre ferme de quelques centaines de m de large, ceinturant une étendue d'eau marine d'une quarantaine de m de profondeur au plus appelée lagon (et non lagune). La couronne atollienne comprend les zones suivantes, de l'océan vers le lagon (Fig. XI.8, Tuamotu du NW):

- récif externe avec coraux vivants;
- ride à lithothamniées;
- platier externe;
- beach rock exhumé (voir ci-dessous);
- plage;
- *motu* avec cocoteraies alternant avec *hoa*; parfois, passes;
- levée sédimentaire avec éventuellement stromatolithes;
- talus sédimentaire se raccordant au plancher du lagon; dans la zone supérieure, nombreux coraux vivants, souvent de grande dimension.

*Motu*: terme issu du vocabulaire polynésien désignant une île sableuse: aussi "caille", "key";  
*hoa*: terme polynésien désignant une zone de largeur très variable de la couronne d'un atoll, de quelques m à plusieurs km, permettant le passage de l'eau à marée haute de l'océan vers le lagon, mais ne permettant pas le passage des bateaux; passe: interruption de la couronne atollienne permettant le passage d'un bateau et de l'eau du lagon vers l'océan.

Les *îles hautes carbonatées* sont constituées de carbonates de plate-forme qui présentent des formes d'érosion concentrique avec un anneau périphérique. Ces îles hautes ne sont pas des atolls soulevés comme on l'a cru quelquefois et leur forme d'érosion annulaire est due uniquement à la karstification.

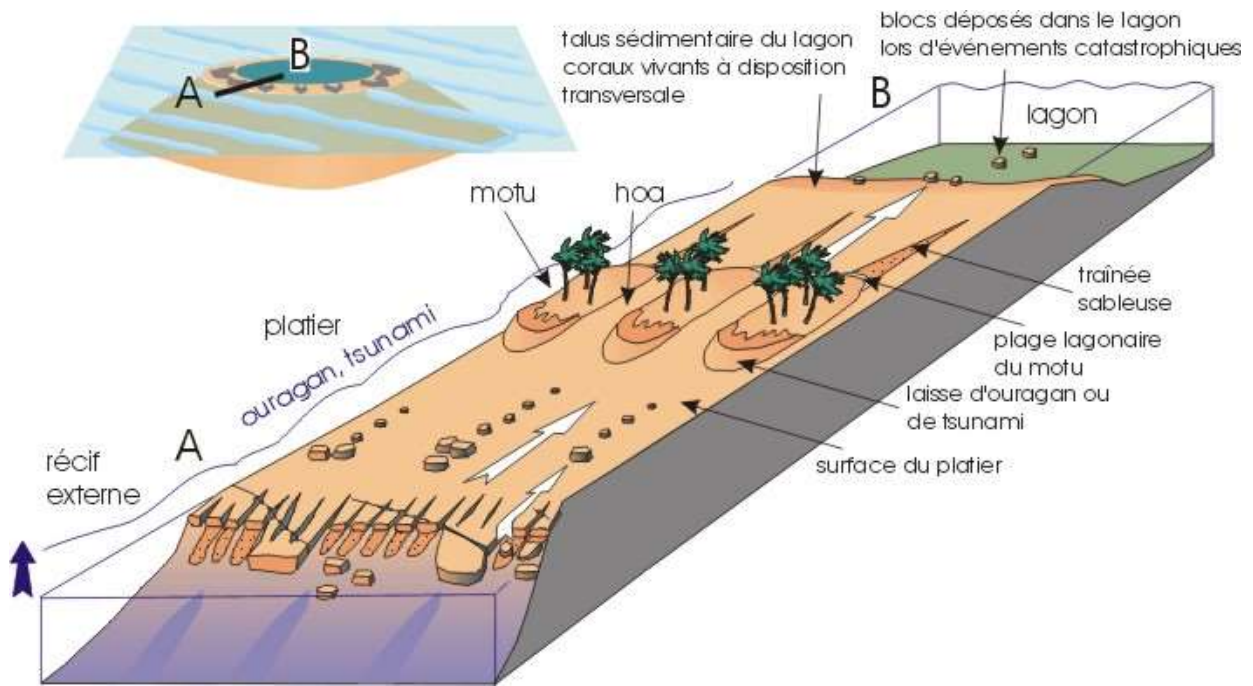


Figure XI.8: coupe dans une couronne atollienne. D'après Bourrouilh, 1996, modifié. Lors d'un tsunami, le mécanisme mis en jeu est le suivant: (1) abaissement du niveau de la mer avec arrachement et vidange des sédiments; (2) arrivée de la vague avec arrachement et transport de blocs; (3) écoulement de l'inondation, piégeage des sédiments sur les motu et transport dans le lagon via les hoa.

### 5.3.2. Fonctionnement

Au point de vue du budget nutritif: malgré le fonctionnement partiellement autotrophe de l'écosystème corallien, il semble difficile de comprendre l'existence de récifs très productifs au sein d'eaux océaniques tropicales qui le sont très peu. L'hypothèse de l'*endo-upwelling géothermique* permet peut-être de résoudre ce paradoxe (Rougerie & Wauthy, 1990). Ce phénomène correspond à la remontée d'eaux océaniques profondes riches en nutriments, au sein de la structure récifale poreuse, à la faveur du flux géothermique subsistant à l'interface volcan-récif. Les eaux profondes réchauffées remontent par convection et diffusent dans le haut de l'atoll. L'arrivée de ces eaux riches en surface s'accompagne d'un double processus de précipitation: une précipitation organique résultant du métabolisme des coraux et des algues (dont la prospérité est assurée par l'apport de nitrates, phosphore et silice contenus dans les eaux profondes) et une précipitation inorganique due aux propriétés intrinsèques de ces eaux. L'eau profonde est en effet riche en gaz carbonique dissous, sous-saturée en  $\text{CaCO}_3$  (forme aragonite), avec un pH de l'ordre de 7,8 ce qui facilite la pénétration à la base de l'atoll par dissolution des flancs calcaires. Pendant son réchauffement et sa montée par convection, le produit de solubilité du carbonate de calcium diminue. Des précipitations carbonatées se produisent alors à l'intérieur de la matrice calcaire, cimentant et consolidant l'édifice. Ces précipitations sont favorisées par la diminution de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  due au dégazage en surface et à la photosynthèse qui utilise le  $\text{CO}_2$ ; l'ensoleillement et la forte évaporation, habituelle par petit fond en zone tropicale, sont également des facteurs favorables. Ce modèle rend ainsi compte de la présence de grandes quantités de ciment dans la structure récifale et de son éventuelle dolomitisation. En effet, le passage de grandes quantités d'eau sous-saturée en  $\text{CaCO}_3$  mais toujours saturée en carbonate de magnésium ne peut que favoriser les échanges Ca/Mg qui transforment la matrice calcaire en calcite magnésienne puis en dolomite. Il faut remarquer que sur le plancher du lagon,

la sédimentation de particules fines diminue la perméabilité du substrat et ne permet pas la sortie d'eaux "endo-upwellées" (d'où la rareté des coraux). Suivant la belle expression de Rougerie & Wauthy (1990, p. 838), "les nutriments pénétrant la structure poreuse diffusent lentement vers le haut de l'atoll: affleurant à la surface océanique, la vasque récifale fonctionne ainsi de façon analogue à une lampe à pétrole; la photosynthèse brûle les nutriments qui apparaissent à la base du lagon après avoir migré dans le socle corallien (la mèche) à partir du riche réservoir océanique profond".

Sans faire appel à la convection, des études récentes ont montré (par exploration endoscopique des cavités des récifs) que l'eau des cavités se renouvelait en quelques minutes par effet de pompe induit par les vagues. Ces cavités (1 m<sup>2</sup> de récif correspondant à 5 m<sup>2</sup> de surface "interne"!) sont habitées principalement par des éponges qui filtrent 60% du phytoplancton contenu dans l'eau; les sels minéraux et substances nutritives libérés par la digestion du phytoplancton représenteraient près de 20% des besoins nutritifs de l'ensemble de la communauté récifale.

Au point de vue sédimentaire: l'essentiel de la production carbonatée est localisée au récif qui apparaît comme une véritable "usine à carbonates" grâce aux nombreux organismes qui le composent et qui fabriquent soit de l'aragonite, soit de la calcite magnésienne. Ces carbonates sont ensuite triturés par les poissons broûteurs de corail ou perforés par les lithophages. Les particules calcaires ainsi créées vont sédimenter dans des zones plus ou moins proches du récif: turbidites carbonatées dans les plaines abyssales environnant les récifs, cordons de sable et de gravier sur les îles, accumulation de boue et de débris coralliens dans le lagon. Ces transports sédimentaires se font en général sous l'action d'événements hydrodynamiques de très haute énergie, cyclones ou tsunamis. Les conséquences écologiques et sédimentologiques de ces événements sont très grandes pour les récifs: les vagues engendrées peuvent dépasser 10 m d'amplitude et déplacer des blocs cyclopéens résultant du démantèlement de la dalle du platier. Il semble également que la succession des motu et hoa soit le résultat de l'action des tsunamis et ouragans.



*Gravier calcaire formé principalement de fragments de coraux, platier corallien, Seychelles.*

L'origine de la morphologie typique des atolls a été d'abord interprétée par Darwin (1842) comme la conséquence de la subsidence d'un édifice volcanique supportant un récif frangeant (Fig. XI.9A). Cette subsidence aurait induit la croissance verticale de ce récif afin de demeurer dans sa zone de prospérité. Actuellement, les auteurs semblent s'orienter vers un héritage à la fois eustatique et diagénétique (Fig. XI.9B): les baisses du niveau marin seraient à l'origine du développement d'une morphologie karstique par installation d'une lentille d'eau douce; la dissolution des carbonates étant maximale au centre des îles. Ensuite, après ennoïement, la présence d'une aire déprimée (lagon) au centre de l'édifice persisterait suite à l'absence de lithification en milieu lagonaire et à l'exportation de sédiments lors des événements de forte énergie (tempêtes, tsunamis) (Purdy, 1974).

Evolution morphologique récente (Fig. XI.9B): exemple des Tuamotu du NW (Bourrouilh-Le Jan, 1996). A: vers 14.000 ans BP les atolls sont tous émergés et dominant de 120 à 140 m le paléoniveau marin. B: la transgression holocène est très rapide et dépasse vers 4000 ans BP le niveau actuel: tous les atolls sont submergés. La biocénose récifale se réinstalle et édifie les platiers actuels ("catch-up"). C: entre 4000 ans BP et maintenant, le niveau de la mer baisse jusqu'au niveau actuel. D1 et D2 illustrent les deux morphologies possibles de la couronne atollienne des Tuamotu; D1: le motu entouré d'un beach-rock exhumé d'âge mi-holocène formé durant la phase C et D2: une petite lagune (eaux saumâtres à stromatolithes) formée à la suite de l'excavation de matériel sédimentaire sous l'effet des événements de forte énergie.

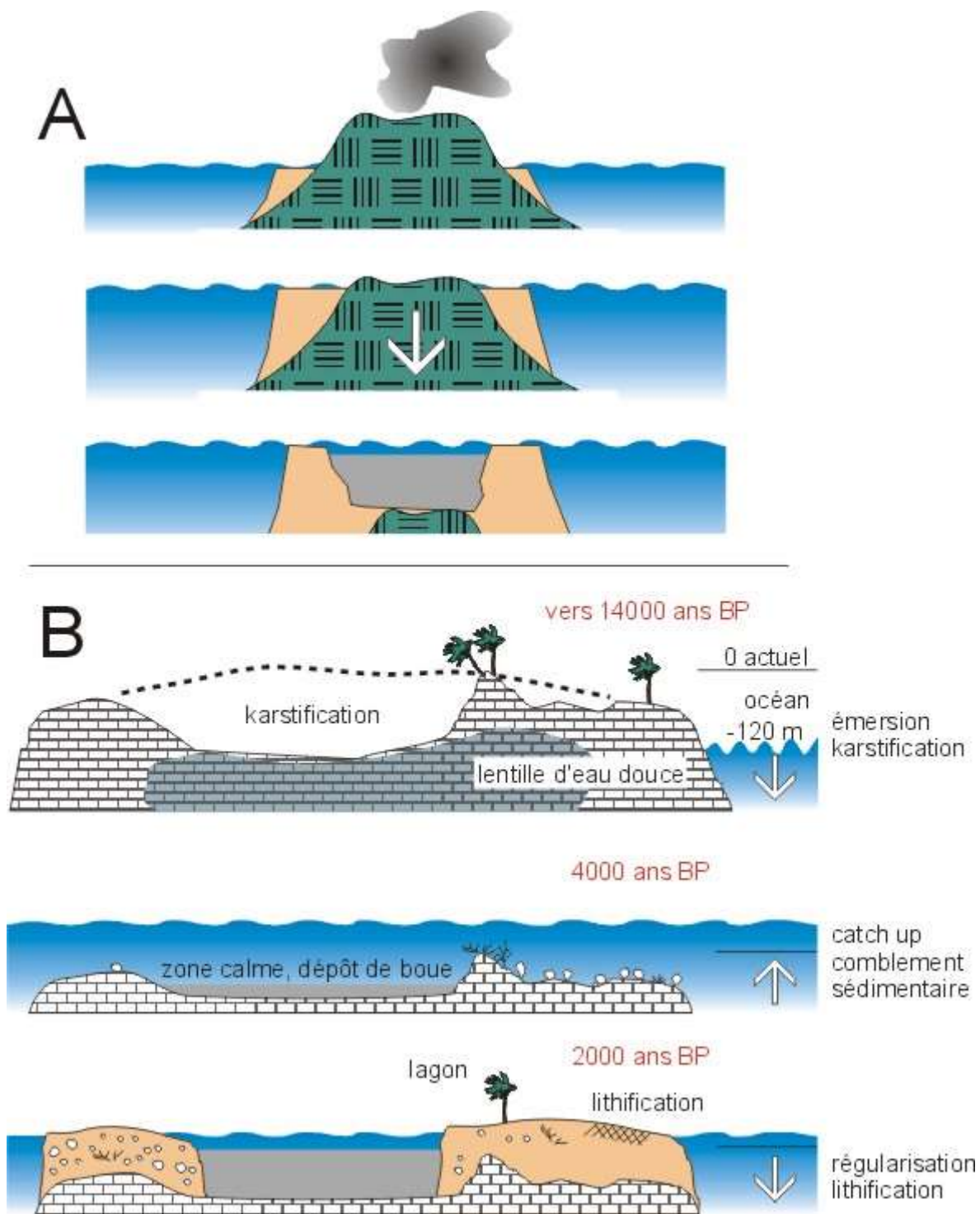


Figure XI.9. A: origine d'une couronne atollienne par subsidence d'un volcan; B: évolution morphologique récente d'une couronne atollienne. Tuamotu du NW. D'après Bourrouilh, 1996, modifié.

#### 5.4. Un autre exemple: le récif barrière

Par comparaison, la Figure XI.10 montre la zonation écologique et la morphologie d'un récif barrière. Il s'agit de Carrie Bow Cay, récif de Belize (Caraïbes) (James & Macintyre, 1985). La



même zonation s'observe dans la plupart des systèmes lagon-barrière. Les illustrations viennent de Nouvelle-Calédonie.

- *Lagon*: ce lagon de plate-forme comporte deux zones distinctes: une prairie à *Thalassia testudinum* ("herbe à tortues") sur un substrat silto-sableux; en direction du large, les herbes à tortues disparaissent et le substrat devient sablo-graveleux avec quelques buissons d'*Acropora cervicornis*.



*Prairie à Thalassia dans la partie littorale du lagon de Bourail. Poé, Nouvelle-Calédonie.*

- *Arrière-récif*: la profondeur s'y échelonne de 1 m à l'émergence (partie interne de la crête récifale). On y observe également deux zones: la première est la zone des "patch-reef" avec des coraux comme *Montastrea annularis*, *Diploria labyrinthiformis*, *Acropora cervicornis* et *Porites astreoides*. Une bonne moitié de la surface de ces patch-reef est encroûtée par des algues dont des algues corallines. Les oursins y sont abondants. La seconde zone est la zone des graviers et pavements, avec apparition progressive au milieu des sables et cailloux d'un substrat induré (le pavement). Ce substrat rocheux est un conglomérat de fragments de coraux, mollusques et algues corallines dans une matrice sableuse cimentée par de la calcite magnésienne. Les coraux qui se développent sur ce fond durci sont principalement *Porites astreoides*, avec quelques *Siderastrea siderea*, *Agaricia agaricites*, *Diploria clivosa*, *Acropora cervicornis* et *A. palmata*.



*Patch-reefs à Acropora dans le lagon de Bourail, Poé, Nouvelle-Calédonie.*

- *Récif*: la bordure interne de la crête récifale consiste en un réseau ("framework") de coraux morts (environ 60%) encroûtés par des algues. Les coraux sont représentés principalement par *Acropora palmata*, *Agaricia agaricites* et *Porites astreoides*. En direction de l'océan, ce réseau passe progressivement à une barrière dense de *Millepora complanata*, suivie en eau un peu plus profonde par des buissons d'*Acropora palmata*. Latéralement ces bioconstructions peuvent passer à des accumulations de cailloux et blocs.



*Exemples de barrières récifales: A: coraux en nappe à l'Ile des Pins (Kunié). B: coraux branchus à Poindimié, Nouvelle-Calédonie.*

- *Avant-récif interne*: à partir d'une profondeur d'environ 2 m, s'observent des "pinnacles" de *Millepora complanata*, *A. palmata* et *Agaricia tenuifolia*. Ces constructions coalescent en direction de l'océan pour former les spectaculaires éperons de la zone des "éperons et sillons"

("spur and grooves") qui s'élèvent d'environ 7 m au-dessus des sillons emplis de sable et gravier. Du sommet des éperons aux sillons, on observe la succession *Acropora palmata* et *A. cervicornis*, ensuite *Agaricia tenuifolia*, *Millepora complanata* et *Porites porites* et enfin *Agaricia agaricites*, *Diploria strigosa* et *Montastrea annularis* avec quelques octocoralliaires.

La zone des éperons et sillons passe vers 10 m de profondeur à une zone où les éperons sont moins élevés (relief de 1 m au plus) avec *Montastrea annularis*, *M. cavernosa*, *Diploria strigosa* et des octocoralliaires. Le remplissage sableux des sillons diminue et un substrat induré colonisé par des octocoralliaires et des coraux massifs apparaît.

- *Avant-récif externe*: sa bordure interne est marquée par une nette augmentation de la pente du récif jusqu'à environ 25°: c'est le talus récifal interne qui s'échelonne de 15 à 22 m et qui est couvert de buissons d'*Acropora cervicornis* et *Montastrea annularis*. Vers la base, les colonies colonnaires de *M. annularis* prennent une morphologie lamellaire et sont accompagnées de *Agaricia tenuifolia*, *Porites astreoides* et *Siderastrea siderea*. Le talus récifal interne s'achève dans un fossé à remplissage sablo-graveleux où s'observent quelques pinnacles avec *Montastrea annularis* et *Acropora cervicornis*.

Une ride à relief prononcé (environ 10 m de haut) délimite la partie externe du fossé sableux. Sur le flanc interne de cette ride croissent *Acropora cervicornis* et une variété de coraux massifs dont *Montastrea annularis*, *Diploria labyrinthiformis* et *Porites astreoides*. Le flanc externe de la ride descend ensuite assez abruptement. La partie supérieure de cette pente, le talus d'avant-récif, à pente variant entre 50 et 70°, est caractérisée par une communauté à coraux lamellaires, dominée notamment par *Montastrea annularis*, *M. cavernosa*, *Agaricia fragilis* et *Leptoseris cucullata*. Sous cette communauté récifale, qui semble pouvoir s'étendre jusqu'à 70 à 80 m, s'observe un escarpement (falaise sous-marine) plongeant jusqu'à -120 m. Cette falaise est constituée de calcaire récifal et a été érodée durant les périodes de bas niveau marin du Pléistocène. Elle est colonisée par des éponges, des crinoïdes et des coraux ahermatypiques.

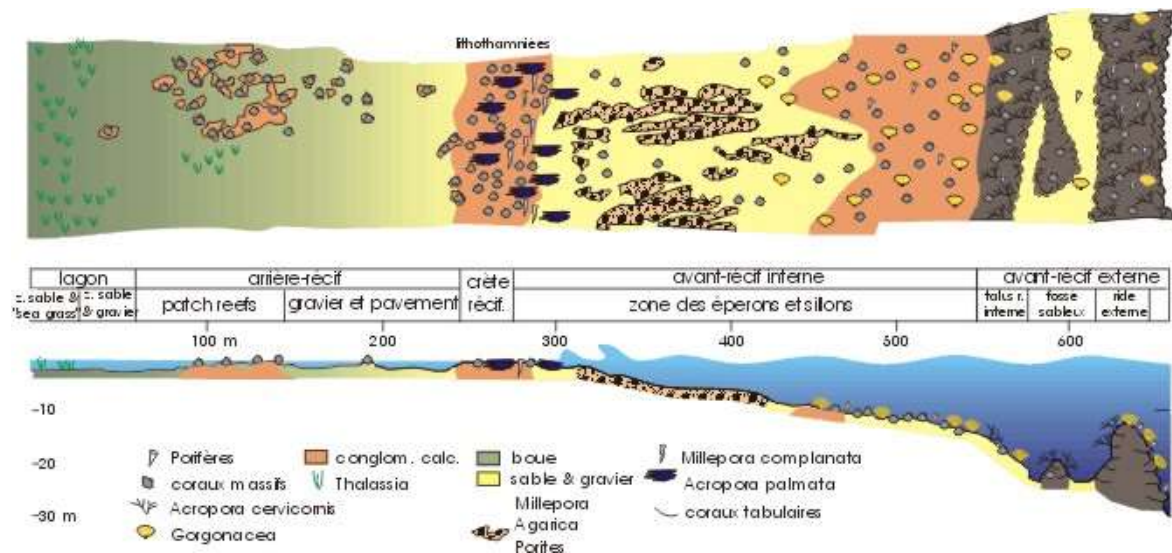


Figure XI.10: zonation écologique et morphologie d'un transect dans le récif barrière de Carrie Bow Cay (Caraïbes). D'après James & Macintyre (1985), modifié.

### 5.5. Rôle des paramètres physiques sur la répartition et la morphologie des coraux

Par ordre décroissant d'importance, on peut citer la nature du substrat, l'intensité d'éclairement, les effets hydrodynamiques (Geister, 1980).

- *La nature du substrat*: pour se développer, la plupart des coraux ont besoin d'un substrat dur. La période la plus critique est leur première phase de vie après la fixation des larves: dans des sédiments trop meubles, le petit polype risque d'être recouvert. C'est ce qui explique la rareté des coraux dans les lagons ou sur les côtes très calmes. Certaines espèces spécialisées ont cependant développé des caractères originaux leur permettant de se développer en l'absence de substrat induré: c'est le cas des colonies non fixées de *Siderastrea radians* roulant à la surface des sédiments. Certains coraux d'espèces ramifiées (*Acropora cervicornis*), qui vivent normalement fixés sur substrat dur, peuvent former des colonies mobiles sur le sable. Ces colonies naissent par régénération de branches brisées durant les tempêtes. Ces branches, déposées sur des sédiments meubles, ne peuvent se fixer. En conséquence, elles sont basculées et roulées périodiquement au gré des courants. Leur croissance phototropique pendant les phases de calme engendre progressivement des colonies grossièrement sphériques.

- *L'intensité d'éclairement*: conséquence évidente de la symbiose avec les zooxanthelles. On observe une diminution progressive du nombre d'espèces avec la profondeur (Fig. XI.11). Ce modèle correspond à des eaux océaniques limpides. Dans des eaux plus turbides, l'extension bathymétrique des coraux est réduite.

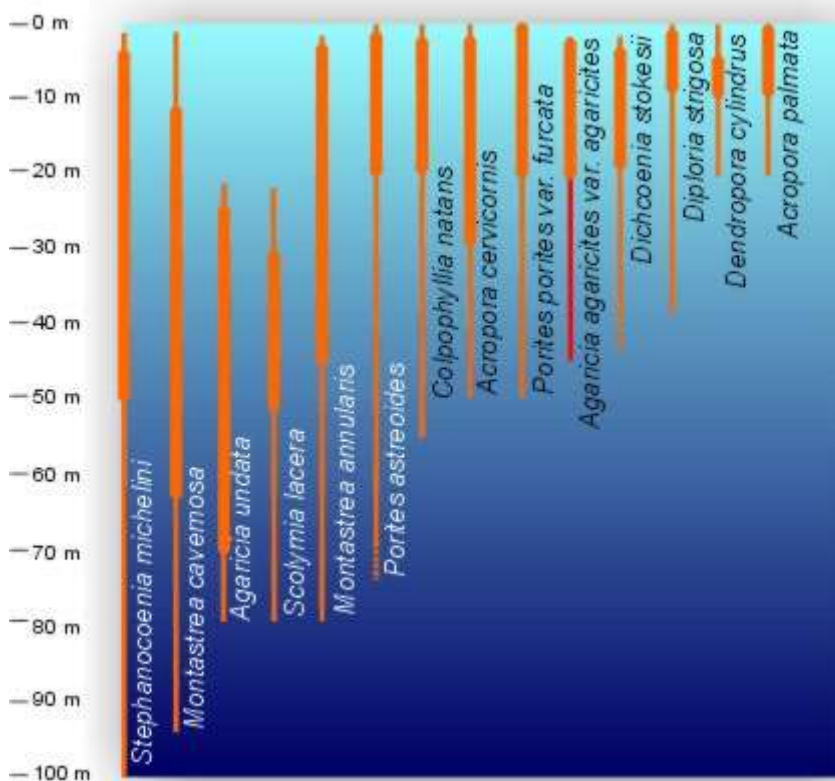


Figure X.11: zonation bathymétrique de coraux fréquents. D'après Geister (1980).

On peut également remarquer une variation morphologique au sein d'une même espèce: des coraux massifs en eau peu profonde adoptent une morphologie de plus en plus aplatie à partir de 20 m de profondeur. Les branches de certaines espèces ramifiées (*Acropora cervicornis*)

deviennent plus minces et moins fourchues au-delà de 15 à 20 m, de manière à augmenter la surface illuminée.

- *L'action des vagues*: l'intensité de cette action est très variable en fonction de la profondeur, de l'orientation par rapport à la houle dominante, etc. Cette variation induit des adaptations morphologiques des coraux et des modifications dans la composition des communautés.

Au point de vue morphologique, on observe que les colonies branchues d'*Acropora cervicornis* deviennent plus touffues en milieu plus agité. Certaines espèces tendent également à développer une morphologie encroûtante (*A. palmata*) et à croître parallèlement à la direction de propagation des vagues.

En comparant les associations des organismes colonisant les crêtes récifales, on peut noter une forte différenciation selon le degré d'exposition aux vagues. La Figure XI.12 représente les types récifaux principaux observés en mer des Caraïbes.

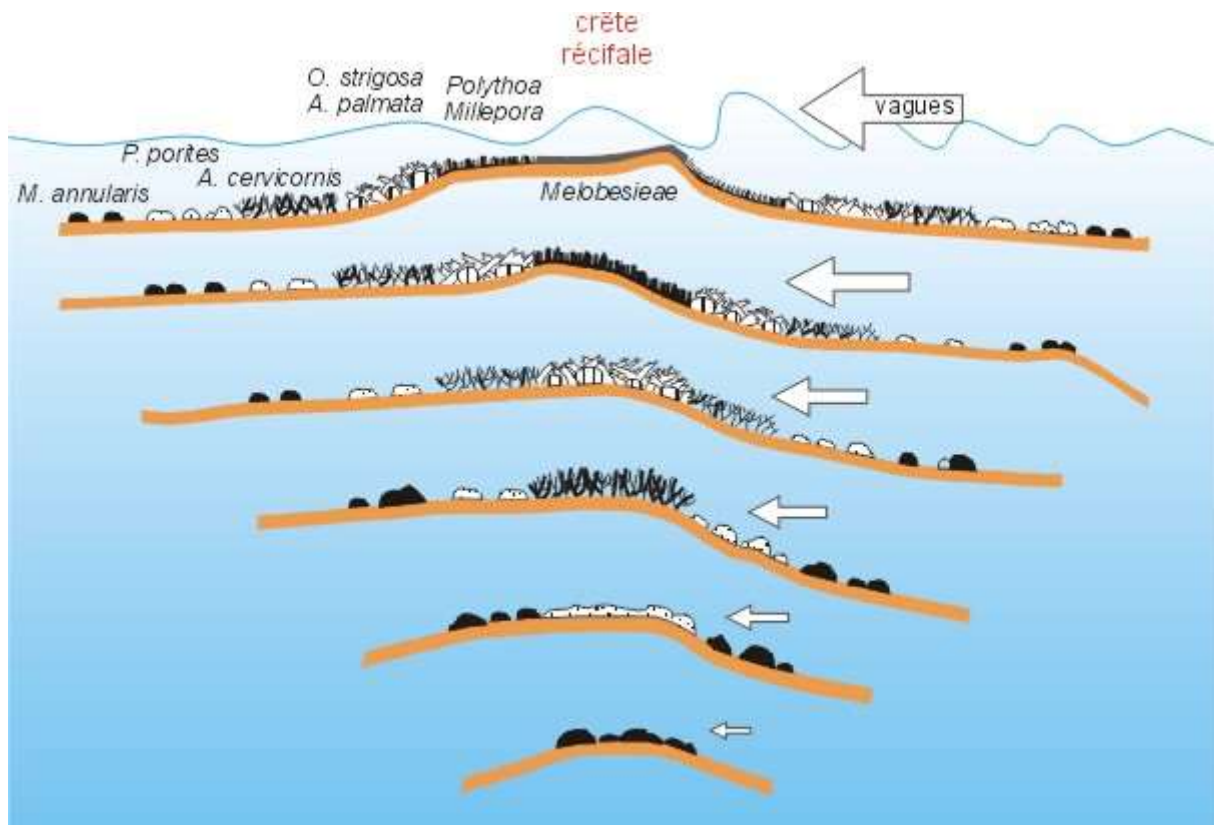


Figure XI.12: conséquences de l'agitation de l'eau et de la bathymétrie sur la distribution des communautés récifales. D'après Geister (1980), modifié.

Ce modèle est différent pour les récifs exposés fréquemment aux tempêtes. Dans ce cas, les espèces ramifiées sont généralement remplacées par des espèces hémisphériques ou encroûtantes. Partant de ces observations, on peut classer les espèces suivant leur plus ou moins grande sensibilité aux dégâts provoqués par les tempêtes. Des plus résistants aux plus fragiles, on a: colonies encroûtantes (*Diploria clivosa*, *Porites astreoides*), colonies massives (*Montastrea annularis*, *Diploria strigosa*), colonies branchues avec base vivante (régénération plus facile après bris: *Millepora*, *Acropora palmata*) et enfin colonies branchues avec base nécrosée (*Acropora cervicornis*, *Porites porites*). On a constaté aussi que des tempêtes fortes

et fréquentes inhibent la formation d'une charpente récifale (framestone). Dans ce cas, les rudstones dominant (Braithwaite et al., 2000).

#### **Pour en savoir plus**

- F. Bourrouilh-Le Jan, 1996. Plates-formes carbonatées et atolls du centre et sud Pacifique. Stratigraphie, sédimentologie, minéralogie et géochimie. Diagenèses et émergences: aragonite, calcite, dolomite, bauxite et phosphate. Documents du BRGM, 249, 365 pp.
- C.J.R. Braithwaite, L.F. Montaggioni, G.F. Camoin, H. Dalmaso, W.C. Dullo & A. Mangini, 2000. Origins and development of Holocene coral reefs : a revisited model based on reef boreholes in the Seychelles, Indian Ocean. International Journal of Earth Sciences, 89, 431-445.
- C.R. Darwin, 1842. The structure and distribution of coral reefs. London, Smith Elder, 214 pp.
- J. Geister, 1980. Morphologie et distribution des coraux dans les récifs actuels de la mer des Caraïbes. Annali del l'Università di Ferrara, Sez IX, Vol. VI, 28 pp.
- E.G. Purdy, 1974. Reef configurations: cause and effect. In L.F. Laporte (Ed.): Reefs in Time and Space. SEPM Sp. Publ., 18, 9-76.
- E.G. Purdy, 1974.. Karst determined facies patterns in British Honduras: Holocene carbonate sedimentation model. AAPG Bull., 58, 825-855.
- E.G. Purdy & E. Gischler, 2003. The Belize margin revisited: 1. Holocene marine facies. Int. J. Earth Sci., 92, 532-551.
- F. Rougerie & B. Wauthy, 1990. Les atolls oasis. La Recherche, 223, 832-842.

## **6. MONTICULES RECIFAUX A CORAUX AHERMATYPIQUES**

### **6.1. Les lithohermes**

Découverts dans les années '70 le long de la marge orientale du "Little Bahama Bank", par des profondeurs de 600 à 700 m, ces édifices couvrent une superficie de plusieurs milliers de km<sup>2</sup> (Fig. X.4A). Il s'agit de monticules de morphologie grossièrement elliptique, allongés parallèlement aux courants de fond (2 à 7 cm/s), de taille variable (quelques centaines de mètres de longueur pour une cinquantaine de mètres de hauteur). Les flancs des grands édifices sont relativement abrupts, avec des pentes moyennes atteignant 20° à 30° (la pente d'équilibre de sédiments fins non cimentés ne dépasse pas 6°). Récemment, Paull et al. (1998), ont observé une ride de 4,4 km de long pour 150 m de haut, allongée parallèlement à la pente et établie au niveau d'une rupture de pente, formée par coalescence d'édifices plus petits.

La surface supérieure de ces monticules apparaît très irrégulière: elle est constituée de croûtes de sédiments indurés de 10 à 30 cm d'épaisseur. Des accidents (cassures, érosions,...) permettent d'observer par endroit la structure interne de ces "lithohermes": les croûtes se superposent de manière régulière, séparées les unes des autres par des niveaux de sédiment meuble, souvent excavé par des organismes fousseurs. La structure générale des lithohermes paraît donc être "en pelure d'oignon".

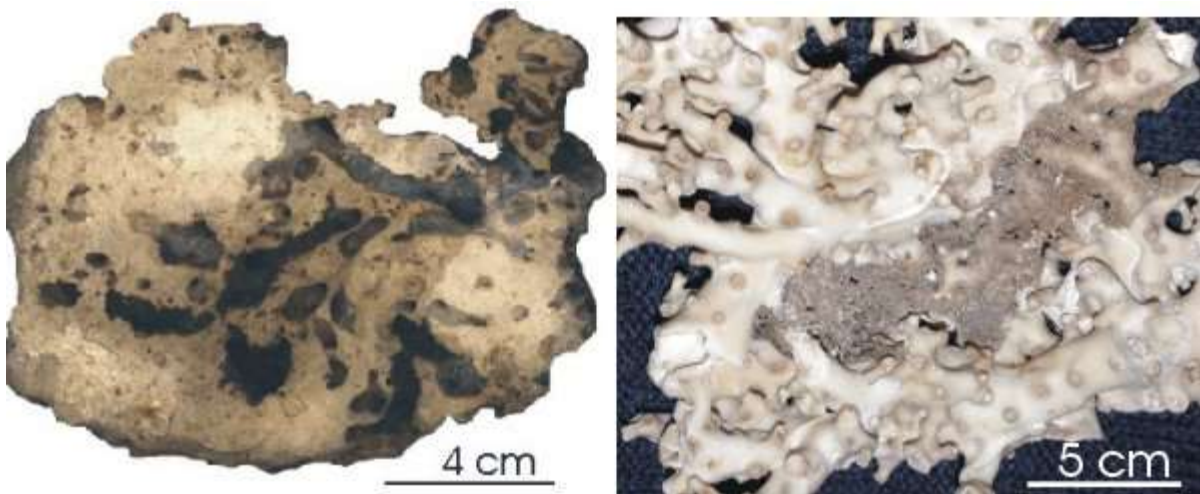
La surface des lithohermes est intensément perforée par une endofaune très développée. D'assez fortes différences apparaissent entre les divers édifices: certains sont partiellement couverts de sédiments meubles, d'autres montrent une surface rocheuse, d'autres encore sont complètement recouverts de buissons coralliens.

La faune est généralement dominée par les coraux branchus ahermatypiques *Lophelia* et *Enallopsammia*, les éponges et les crinoïdes non-érigés (Comatulidés), associés à des éponges endolithiques. Une zonation écologique, par rapport aux courants, se manifeste: les coraux sont situés sur la face exposée, tandis que les crinoïdes se développent "à l'arrière" des bioconstructions. L'essentiel du piégeage de sédiment semble réalisé par les coraux et l'édifice

prograde en direction du courant. Le caractère relativement fin des sédiments des lithohermes s'oppose au caractère plus grossier des sédiments situés en dehors des édifices. Ceci suggère que la fraction fine est emportée par les courants de fond au niveau des interbiohermes et piégée par les organismes sur les lithohermes (bafflestone).

D'un point de vue pétrographique, le sédiment meuble est constitué pour la fraction sableuse de foraminifères planctoniques et de tests de ptéropodes avec une contribution mineure de grains exportés de la plate-forme peu profonde (oolithes, *Halimeda*). La fraction graveleuse comprend essentiellement des fragments de coraux. La minéralogie globale des sédiments meubles est dominée par l'aragonite. Les sédiments lithifiés sont par contre constitués principalement de calcite Mg (14 moles %  $MgCO_3$ ), avec de rares concentrations de micrite aragonitique. La texture est variable, depuis des rudstones et floatstones à coraux jusqu'à des wackestones/packstones à foraminifères, péloïdes et ptéropodes.

La nature exacte du mécanisme de lithification sous-marine est encore mal comprise: Neumann et al. (1977) suspectent une interaction entre un régime océanographique particulier (courant de fond ascendant, entraînant une diminution de pression et une augmentation de température) associé à un apport important de micrite aragonitique peu stable issue du "Little Bahama Bank".



A gauche, fragment de lithoherme (Blake Plateau) montrant les nombreuses perforations affectant le sédiment. Echantillon C. Neumann; à droite, colonie de *Lophelia actuelle*, Atlantique nord.

## 6.2. Les monticules coralliens profonds

### 6.2.1. Exemple des Bahamas

Ces monticules ont été observés par 1000-1300 m de fond, sur le talus nord ("lower slope", avec une pente de l'ordre de  $1^\circ$ ) du "Little Bahama Bank" où ils couvrent une superficie de 2500  $km^2$ . Les courants de fond sont de l'ordre de 50 cm/s, la température de l'eau se situe entre 4 et  $6^\circ C$ , avec une salinité normale de l'ordre de 34,5 à 35,5 ‰.

Les édifices ont un relief de 5 à 40 m, une morphologie elliptique à circulaire (diamètre de 50 à 200 m), avec des flancs relativement raides. Contrairement aux lithohermes, leur surface n'est pas lithifiée, mais est constituée de sédiment fin, colonisé par une communauté relativement diversifiée de coraux ahermatypiques (généralement solitaires et de petite taille), de gorgones,

hyalosponges et calcisponges, de bryozoaires, de vers serpulidés et de crinoïdes. A cette communauté fixée se joignent quelques mollusques, échinodermes et arthropodes. Comme dans le cas des lithohermes, le caractère fin des sédiments biohermaux (20% sable et gravier) contraste avec le caractère plus grossier des sédiments interbiohermaux (entre 50% et 90% de sable et gravier). Ceci suggère encore un mécanisme de piégeage par les organismes sur les monticules. L'analyse détaillée de la fraction grossière montre que les éléments graveleux proviennent essentiellement du remaniement des organismes colonisant les monticules, alors que la fraction sableuse consiste surtout en foraminifères pélagiques et ptéropodes. La composition minéralogique du sédiment est la suivante: 50% aragonite, 15% calcite Mg et 35% calcite. L'aragonite semble provenir des coraux et des ptéropodes et aussi de boue issue du "Little Bahama Bank", la calcite provient des foraminifères planctoniques et de coccolithes et enfin, la calcite Mg dériverait de fragments d'échinodermes et de foraminifères benthiques.

Le développement de ce type d'édifice semble correspondre à la séquence suivante:

- colonisation d'un substrat dur (fond durci, bloc allochtone,...) par des coraux pionniers;
- ces premières colonies piègent le sédiment en suspension; en même temps, la destruction des colonies coralliennes par des organismes endolithiques fournit un substrat stable pour l'installation de nouvelles larves;
- le monticule se développe par la combinaison d'un processus de piégeage de sédiment en suspension et de production in-situ de matériel plus grossier.

#### Critères de reconnaissance des monticules récifaux profonds dans l'histoire géologique

absence d'algues

diversité spécifique moins élevée: 60 à 100 espèces de coraux en milieu récifal peu profond actuel pour 1 à 16 pour les biohermes profonds

microperforations souvent parallèles à la surface du substrat; en environnement peu profond, ces microperforations sont généralement perpendiculaires au substrat

contexte général très différent: les récifs peu profonds sont associés à des environnements lagonaires, intertidaux, tandis que les monticules profonds se développent dans un contexte de talus; de même, la nature de la fraction sableuse est totalement différente, avec des grains de type "peu profond" (oolithes, agrégats, algues,...) pour les récifs et "profond" pour les monticules à coraux ahermatypiques (organismes pélagiques et planctoniques)

teneur en éléments traces différente: les coraux ahermatypiques ont une teneur en Sr et U plus élevée que les coraux hermatypiques.





*Mud mound ("kesskess") emsiens, Hmar Lakdad (Maroc). Il s'agit de monticules profonds à éponges, coraux et crinoïdes.*

### 6.2.2. Exemple des monticules de l'Atlantique nord

Très récemment, suite à l'exploration pétrolière détaillée de l'Atlantique nord, de très nombreux monticules coralliens profonds ont été découverts. Ces édifices sont généralement localisés entre 500 et 1500 m de profondeur (500 m semble être leur profondeur minimale, elle correspond à la séparation entre les eaux atlantiques de surface chaudes et les eaux arctiques froides). Certains de ces monticules peuvent atteindre une extension horizontale kilométrique et un relief de près de 200 m. Comme dans le cas des autres bioconstructions profondes, la diversité spécifique des communautés organiques est faible et le corail ahermatypique *Lophelia* semble dominer.

Une hypothèse intéressante est que ces écosystèmes profonds seraient liés à des arrivées en surface de méthane ("cold seepage"), alimentant une communauté de bactéries chéolithotrophiques (dégradation du méthane). Ces bactéries formeraient ainsi la base d'une pyramide alimentaire non photosynthétique. A l'appui de cette hypothèse, outre de nombreuses structures sédimentaires probablement liées au dégazage et outre des arrivées de méthane mesurées en surface, on a découvert des récifs annulaires, véritables "atolls" profonds, centrés autour d'un événement.

Pour distinguer les monticules profonds liés au dégazage ("cold seep mounds" dont la pyramide écologique est basée sur le méthane) des autres monticules profonds ("marine mounds" dont la pyramide écologique est basée sur les nutriments en suspension dans l'eau marine), Peckmann, Reitner & Neuweiler (1998, in "Carbonate mud mounds and cold water reefs") proposent les critères suivants:

#### Critères de reconnaissance des monticules profonds liés au dégazage

texture: les sédiments des "cold seep mud mounds" sont toujours fortement bréchifiés: ceci est dû à des accumulations gazeuses ou à la croissance dans le sédiment d'hydrates de méthane

faune: les "cold seep mud mounds" semblent caractérisés par des accumulations de grands bivalves (dans la nature actuelle: *Bathymodiolus*, *Calyptogena*,...) ou de tubes de vers (*Lamellibrachia*, *Escarpia*,...). Sont également associés: décapodes et éponges. Dans le cas des "marine mounds", la faune

est dominée par des filtreurs: bryozoaires, éponges, coraux avec quelques brachiopodes, foraminifères encroûtants. Une zonation bathymétrique ou en fonction des courants est souvent perceptible

diagenèse précoce: l'aragonite semble souvent associée aux "cold seep mounds". D'un point de vue isotopique, les valeurs de  $^{13}\text{C}$  des monticules de dégazage sont très basses, atteignant  $-30\text{‰}$  (PDB)

Une fois ces critères établis, *l'étude d'une bioconstruction conduira à l'identification des communautés, de sa bathymétrie et surtout de son mode de fonctionnement (Fig. XI.13): s'agit-il de la photosynthèse seule (tapis algaires et cyanobactériens, cf. ch. X), d'un mélange d'hétérotrophie et de photosynthèse (récifs à coraux hermatypiques), d'hétérotrophie seule (lithohermes, monticules des bahamas) ou enfin de chemolithotrophie ("seepage mounds")? Le mode de production/stabilisation de la boue carbonatée est également un paramètre lié au type de bioconstruction, même si plusieurs modes sont généralement actifs au sein d'un même édifice. La cimentation et la biominéralisation sont les processus principaux dans les récifs algo-coralliens, tandis que l'organominéralisation semble prépondérante dans les édifices plus profonds.*

Nous allons envisager maintenant un certain nombre d'exemples anciens.

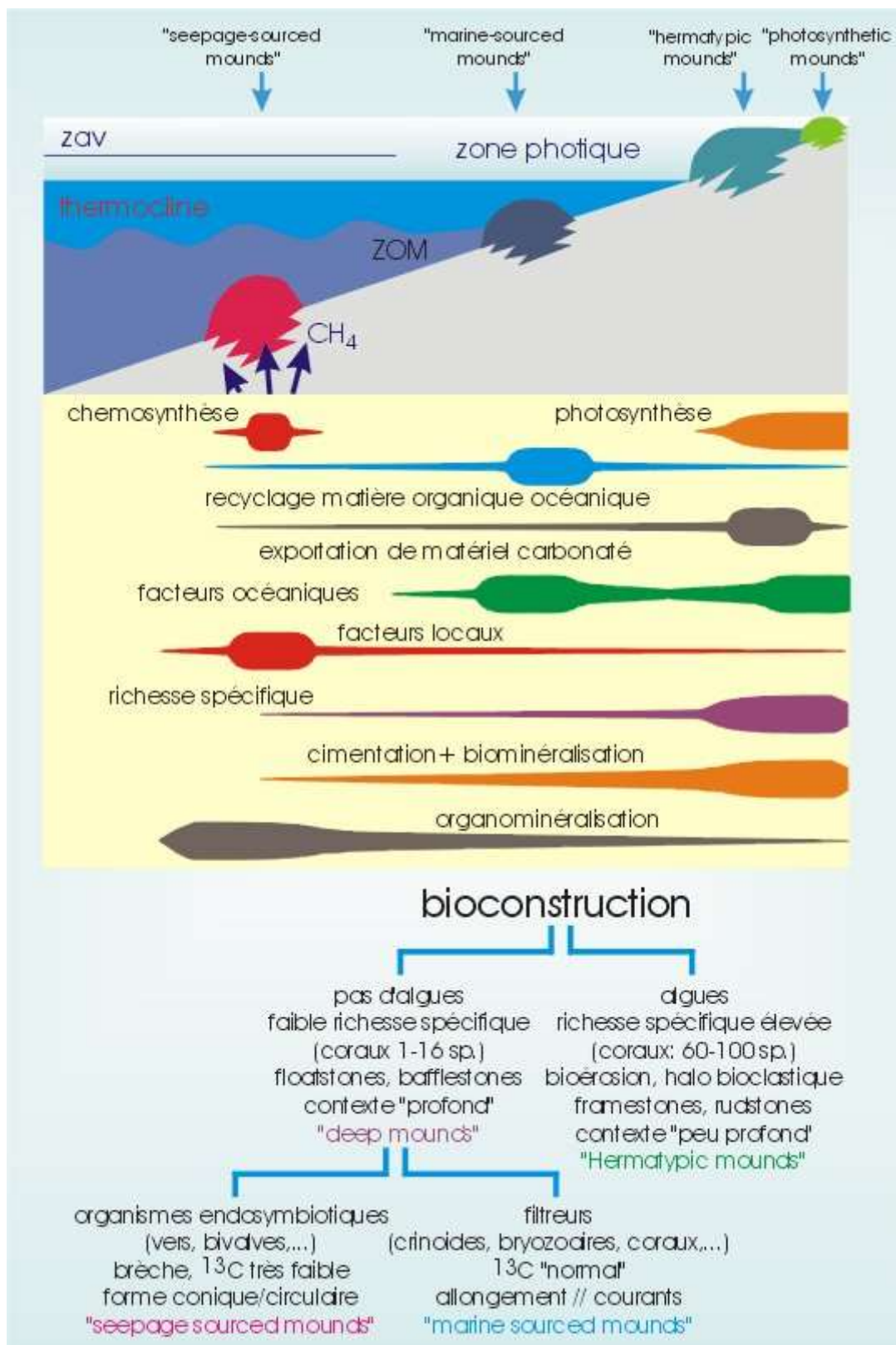


Fig. XI.13: principales caractéristiques des différents types de bioconstructions.

**Pour en savoir plus**

- C. Dullo & J-P. Henriot, 2007. Carbonate mounds on the NW European margin: a window into Earth history. International Journal of Earth Sciences, Sp. Issue, 96, 213 pp.

- A.C. Neumann, J.W. Kofoed & G.H. Keller, 1977. Lithoherms in the Straits of Florida. *Geology*, 5, 4-10.
- H.T. Mullins, C.R. Newton, K. Heath, H.M. Vanburen, 1981. Modern deep-water coral mounds north of Little Bahama Bank: criteria for recognition of deep-water coral bioherms in the rock record. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51 (3), 999-1013.