

LES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES

LA SEDIMENTATION CARBONATEE

I. SEDIMENTS ET ROCHES CARBONATEES :

A. La sédimentation carbonatée actuelle :

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. 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. Les carbonates du domaine continental (Fig.177):

a. Les carbonates lacustres : les carbonates lacustres (eaux douces et salées) sont le résultat de précipitations inorganiques ou d'accumulations algaires ou coquillères.

- Les précipitations inorganiques peuvent être liées à une soustraction de CO_2 (photosynthèse,..) à un mécanisme, d'évaporation ou encore au mélange d'eaux à pH différents (lac/rivière, par exemple). En particulier, la formation de « craie lacustre », un sédiment très fin (**environ 10 μm**) précipité dans les eaux sursaturées en CaCO_3 , semble le résultat d'une évaporation combinée à la photosynthèse.

- Le rapport **Mg/Ca** détermine le minéral précipité : **Mg/Ca < 2** précipitation de calcite (ex. Lac de Constance) ; **Mg/Ca de 2 à 7** calcite Mg (Lac Balaton) ; **Mg/Ca de 7 à 12** calcite Mg et **dolomie** par transformation de calcite Mg ; **Mg/Ca > 12** aragonite,

- Les carbonates algaires sont le résultat de :

- La biocorrosion d'un substrat carbonaté par des cyanophycées, des chlorophycées, des rhodophycées, 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. Elles ne forment jamais qu'une faible proportion des carbonates lacustres.

b. carbonates palustres : le domaine palustres (marécages) est un milieu calme et possède à la fois des caractéristiques du domaine pédologique (émersions fréquentes, possibilité d'installation d'une végétation et donc une pédogenèse) et du domaine lacustres en principe constamment submergé. Il s'y dépose des calcaires micritiques à structures fénêtrées, characées et gastéropodes d'eau douce.

c. 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 matériaux très poreux et irrégulier (tuf). Il semble admis que les processus de précipitation inorganiques dominent dans le cas des travertins (perte de CO_2) tandis que les tufs se forment par précipitation de calcite sur des mousses ou des algues.

d. Grottes : les concrétions aragonitiques de grottes (spéléothèmes) 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.

e. Carbonates fluviaux : le milieu fluvial est caractérisé par des calcaires riches en éléments détritiques.

f. Carbonates pédogéniques "calcrètes" : Les carbonates pédogéniques sont des concentrations développées dans les dépôts éoliens où les végétaux doivent posséder des racines profondes pour atteindre la nappe phréatique.

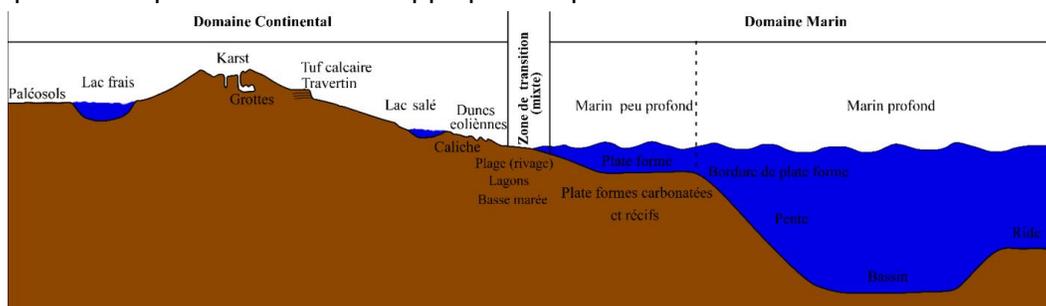


Fig. 177. Les principaux milieux de dépôt des carbonates

B. Classification et constituants des roches carbonatées :

1. Introduction et généralités : on appelle carbonate tout minéral caractérisé par l'ion $(\text{CO}_3)_2$. Les roches carbonatées sont les roches sédimentaires contenant au moins **50% de carbonates**, généralement de calcium (**calcite ou aragonite**) ou de calcium et de magnésium (dolomite). Plus simplement, on donne le nom de calcaire (**du latin *calx* = chaud**) aux premières et dolomie (dédié à son inventeur, Dolomieu, 1750) au seconde. Les plus anciens carbonates ont été connues depuis près de **03 milliards d'années** (calcaires stromatolithiques de Rhodésie, Afrique Centrale (= Malawie, Zimbabwe, Zambie). Les roches carbonatées représentent près de **20%** de roches sédimentaires du Précambrien à l'actuel.

2. Caractéristiques des carbonates : les carbonates sont caractérisés par leur solubilité dans des eaux chargées de CO_2 (pluie, fond océanique...), dans les zones froides et leur précipitation dans les zones à température élevée. On constate, que les grands épisodes à sédimentation carbonatée coïncident avec les **grandes transgressions marines**. Tandis que n'on en trouve guère pendant les **périodes post-orogéniques et orogéniques** d'où la prédominance du détritique.

La **profondeur critique des carbonates (CCRD)** marque le niveau où subsistent moins de **10% de calcite**. La **profondeur de compensation des carbonates (CCD)** marque la profondeur à laquelle tout apport de calcite est compensé par la dissolution. **Au-dessous** de la **CCD** n'existent que des **boues siliceuses** (comme les radiolarites = boues siliceuses d'origine organique formée essentiellement par les tests de radiolaires), **argileuses** (argiles rouges des fonds océaniques), zéolithiques ou métallifères (nodules ferro-manganésifères) dépourvues de CaCO_3 .

On note que, de la surface vers la **CCD**, les eaux deviennent de plus en plus froides et riches en CO_2 , ce qui provoque la dissolution de CaCO_3 et donc, la **CCD** varie dans une région par rapport aux autres et leur variation est fonction surtout de la distribution latitudinale voire climatique. Elle est moins profonde vers les pôles et beaucoup plus profonde vers les zones tropicales et équatoriales.

Les roches carbonatées ne sont pas dures (dureté = 03 au maximum) : elles se rayent facilement à l'acier, parfois à l'ongle. Elles font effervescence à froid avec les acides pour les calcaires, à chaud pour les dolomies, en dégageant le CO_2 . Elles sont très solubles dans l'eau pure (moins que la silice) mais très soluble dans **l'eau chargée en CO_2** , ce qui est le cas général des eaux de pluie (sont de seaux agressives).

La plus part des sédiments et roches carbonatées présentent une **distribution bimodale** : ils renferment d'une part **des grains : éléments figurés (ou allochems, taille > 63 um)** et d'autre part **un liant d'origine primaire (matrice) ou secondaire (ciment)**. Les éléments **calcaires figurés** comprennent soit **des squelettes (bioclastes)**, soit des **grains sans squelettes (oolithes, pelotes fécales, agrégats...)**. La matrice peut renfermer soit des grains reconnaissables au microscope optique, d'origine biologique (ex. coccolites) ou chimique (ciment de sparite, formé de grands cristaux jointifs de calcite), soit des cristaux de calcaires très petits (**< 4 u**) formant des plages homogènes (c'est la micrite).

Le calcium est transporté par les eaux riches en CO₂ à l'état de bicarbonate de calcium en solution (origine hydrogénique) dont la formule chimique (réversible) est comme le suivant :



Cette équation étant réversible, toute cause de départ de **CO₂** ou de **H₂O** va déplacer l'équilibre physico-chimique et donc provoquer la précipitation de **CaCO₃**.

Dans les mers, **les eaux peu salées** (en général **eaux froides aux latitudes élevées**) **dissolvent le CaCO₃** qui, au contraire, précipité dans **les eaux très salées (généralement chaudes, tropicales ou équatoriales)**. Donc, on peut dire : indépendamment de toute intervention biologique, il y a **dissolution des carbonates dans les régions froides et sédimentation (précipitation dans les eaux chaudes)**.

Les carbonates se forment aussi et surtout par des processus strictement biologiques (origine organogénique) : de très nombreux organismes possèdent des coquilles ou squelette en carbonates. Toujours dans le même cadre, on peut citer les principaux carbonates contribuant à la formation des roches carbonatées :

La calcite (= CaCO₃ est dite magnésienne si elle contient de 05 à 15% de Mg) : c'est un minéral stable du système rhomboédrique (système cristallin), en cristaux xénomorphes ou automorphes, à macles simples ou polysynthétiques très fréquentes (structures parfois visibles à la loupe), elle fait effervescence (dégagement de **CO₂**) avec l'acide chlorhydrique dilué à froid, incolore ou transparente, lorsqu'elle est très pure.

L'aragonite (CaCO₃) : c'est un **minéral du système orthorhombique**, en petits prismes ou plus souvent en aiguilles et fibres, effervescente, métastable à température ordinaire et se transforme donc en général en calcite. Elle est présente dans de nombreuses coquilles d'invertébrées (qui en général) sont calcitisées lors de la diagenèse. **L'aragonite** est un minéral

qui **ne précipite** pratiquement pas dans **les eaux douces** et caractérise **le milieu marin**, il est rare dans les séries anciennes et pauvres en **Mg**.

La dolomite ($Mg Ca(CO_3)_2$) c'est un minéral rhomboédrique, sans macles polysynthétiques, elle montre un éclat vitreux, une couleur variable, souvent blanche ou jaunâtre à brunâtre.

II. CONSTITUANTS DES ROCHES CARBONATÉES :

Comme la plupart des roches carbonatées, les carbonates sont constitués **de trois phases** associées :

1. Des **éléments** ou **grains très variés squelettiques** ou non.
2. Un **liant** "soudant" les éléments entre eux : **ciment ou matrice**.
3. Des **pores (espace poreux)**.

A. Les éléments carbonatés :

Éléments = grains = allochems : éléments figurés de taille **> 63 μm** (du grec *allos* = autre ; *chem* = précipité chimiquement).

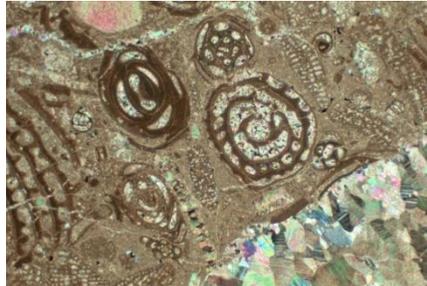
Les éléments figurés carbonatés sont tous des matériaux carbonatés manifestement transportés, ou bien individualisés par toute structure particulière qui permet de les distinguer du fond général de la roche. Ils sont de **deux types : squelettiques (d'origine biologique) et non squelettiques (d'une autre origine)**.

1. Les grains squelettiques (Fig.178) : ils sont formés par de nombreuses espèces biologiques qui sont variés selon les conditions de milieu et la période géologique (les assemblages à squelettes propres à un milieu donné ont pu changer au cours des temps géologiques).

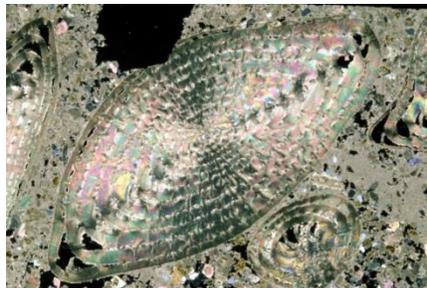
Le terme **bioclaste** a été créé pour désigner des éléments qui résultent de la fragmentation de n'importe quel élément d'organismes. Son sens originel a été modifié par la suite : "dans une roche, tout élément fossile, entier ou en fragment, d'origine animale ou végétale, ayant été transporté ou non".



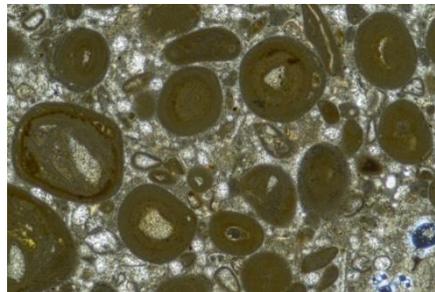
Lame mince de bivalve



Calcaire à milioles



Calcaire à nummulites



Calcaire à oolites



Echinoderme - Echinoïde (Radiole, LPNA).



Echinoderme - Crinoïde (Entroque, LPNA).



Brachiopode (LPNA).



Bryozoaire (LPNA).



Gastéropode (LPNA).



Foraminifères (de type benthique bisérié)

Fig.178. Les principaux organismes en lame mince

2. Les grains non squelettiques : ils comprennent les grains arrondis non squelettiques avec nucléus ; les grains arrondis sans nucléus et les *lithoclastes sl.*

a. Les grains arrondis, non squelettiques et avec nucléus :

a.1. Les ooïdes : ils sont des grains à morphologie externe régulière convexe par rapport au nucléus. Elles regroupent tous les grains carbonatés sphéroïdes possédant généralement un noyau (nucléus = minéral, fragment de fossile...) et présentent à partir de celle-ci une structure radiaire, concentrique ou les deux à la fois formant **le cortex**. Elles ont la taille d'œuf de poissons (*oon* = œuf en grec). La forme du **nucléus** guide parfois l'allure de l'ooïde et le cortex (**Fig.179 et 180**).

Les ooïdes marines qui apparaissent dans des milieux agités se caractérisent par un classement presque parfait. La taille des grains étant constant, l'épaisseur du cortex est déterminée surtout par la taille du nucléus ;

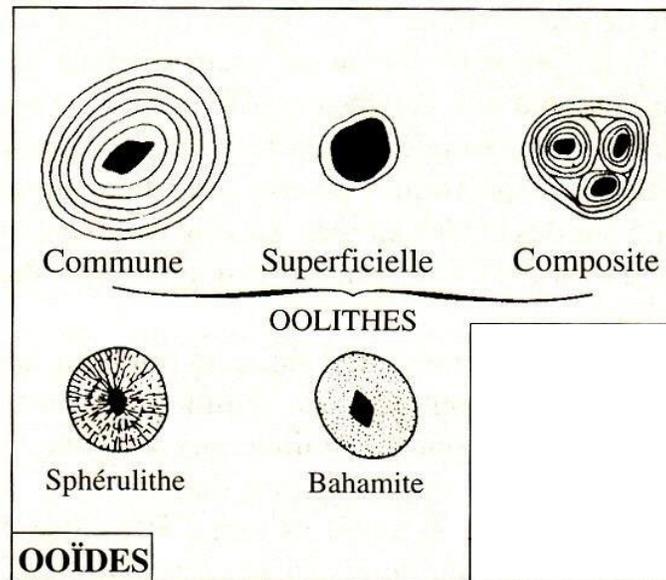


Fig.179. Les principales grains arrondis, non squelettiques et avec nucléus

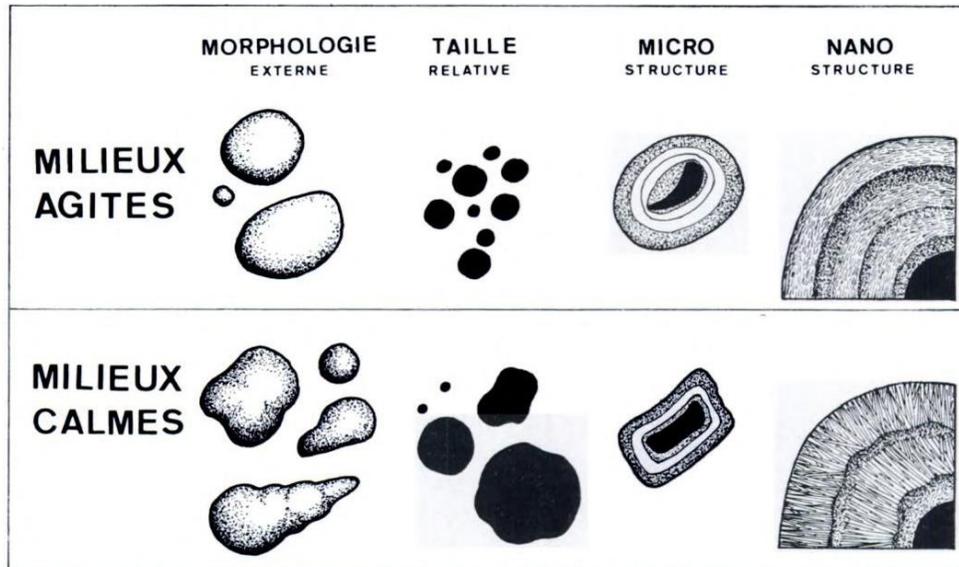


Fig.180. Rapport entre le milieu de formation et les propriétés morphologiques et structures des oolithes

Les oolithes : Ils sont des grains carbonatés de forme sphérique ou ovoïde, **millimétriques**, généralement inférieur à 02 mm (taille comprise entre 0,15 et 1mm en moyenne pour A. Cailleux, 1935), composés d'un ou plusieurs couches concentriques autour d'un nucléus (élément quelconque). Le mode de genèse des oolithes est essentiellement physico-chimique, par précipitation de calcaire à la périphérie d'un grain soumis à un régime turbulent, **milieu peu agité et chaud**. Les oolithes caractérisent **une barrière, un environnement subtidal, intertidal surtout, supratidal et continental**. La précipitation directe des oolithes (surtout dans les environnements carbonatés actuels) semble négligeable, l'activité d'organismes est attestée par l'existence de résidus organiques qui participent aux couches concentriques et l'agitation physique est certaine.

A. Selon la disposition du cortex par rapport au nucléus, on distingue trois types d'oolithes (fig.181):

Les oolithes de type alpha (α) (oolithes typiques) où les laminations corticales (du cortex) tendent régulariser la morphologie du nucléus : il s'agit d'un **milieu marin agité**.

Les oolithes de type bêta (β) où les laminations corticales tendent à conserver la morphologie du nucléus (oolithes massives des milieux abrités et des grottes non marines : **milieu plus ou moins calme**).

Les oolithes de type gamma (γ) où les laminations corticales sont localisées sur un côté du nucléus tendent à conserver la morphologie du nucléus (oolithes **marines des milieux abrités** ou **protégés** comme **les lagunes**).

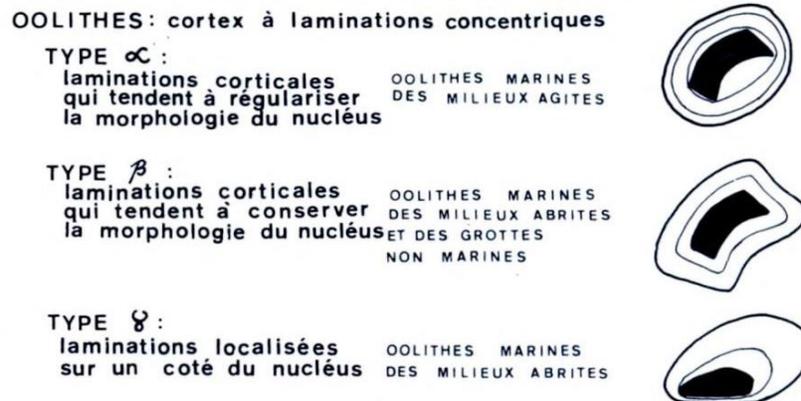


Fig. 181. Variation morphologique des oolithes en fonction de leur milieu de formation.

B. Selon leur morphologie, leur structure et leur milieu de genèse, on peut distinguer les types d'oolithes suivants (Fig.182) :

Les oolithes superficielles et les proto-oolithes : les premières possèdent un cortex très réduit par rapport au nucléus et ne contient qu'une ou deux couches (couche concentrique autour du noyau), les seconds (proto-oolithes = *coarted-garins*) sont des couches superficielles dont le cortex à une seule couche concentrique (Fig.179).

Les oolithes à structure mixte : il s'agit des oolithes formés par une alternance de couches radiées et de couches micritiques ou de couches concentriques et de couches radiées. Cette alternance de couches dans un même oolithe pourrait être la conséquence des variations d'énergie du milieu générateur.

Les bahamites (pseudo-oolithes) : caractérisées par un cortex micritique, dépourvu de structure concentrique (l'aspect homogène du cortex peut être primaire ou secondaire (diagénétique) (Fig.179).

Les sphérulithes (enrobage à structure radiale nette) : dans ce cas le cortex est à structure radiaire qui traverse les laminations concentriques (l'origine est plus probablement diagénétique (Fig.179).

Les composites : qui correspondent à un genre d'agrégat constitué par deux ou trois (rarement plus) d'oolithes liés par une couche concentrique (cortex) d'origine microbienne (Fig.179).

Les pisolithes (= dragées de Carlsbad) : sont des **oolithes** plus grosses, de **taille centimétriques (supérieur à 02 mm)**, d'origine chimique ou biochimique. Ce sont des granules à structure fibro-radiale de la taille d'un petit pois (*pisum* en latin) ou plus gros. Quand le cortex est entouré par un ou plusieurs organismes (encroûtements successifs en couches plus ou moins concentriques), on parle de **biopisolithes**.

Origine des oolithes : l'origine des oolithes peut être :

- **Origine mécanique** : agglomération d'une boue carbonatée autour d'un nucléus (élément quelconque)
- **Origine biochimique** : l'action bactérienne en milieu anaérobie augmente le pH tout en permettant la précipitation du CaCO_3 sous forme de cristaux d'aragonite déposés en oïdes.
- **Origine physico-chimique** : concentration des carbonates par l'augmentation du **pH** et **de la température**.

a.2. Les oncoïdes : sont des éléments **carbonatés non squelettiques, arrondis**, de **taille supérieur à 02 mm (classe granulométrique des rudites)** et à **morphologie irrégulière** et plus concave par rapport au nucléus. On distingue :

Les oncolithes (= algal bail) : ce terme comprend des éléments aussi bien d'origine organique ("*oncolithi*", J. Pia, 1926) que d'origine physico-chimique. Il s'agit en général des **nodules algaires** à structure plus ou moins concentrique. Le cortex est à laminations souvent irrégulières et continues (**d'origine organique : marin ou lacustre**). Ils sont formés par une **intense activité bactérienne (Fig.182)**.

D'une façon plus vaste, on peut dire que les oncolithes correspondent à des encroûtements **d'algues schizophycées (Cyanophycées)** dans un **environnement intertidal (en climat aride), supratidal (en climat humide ou continental)**.

Les coniatolithes (Koniatos = enduit de chaux) : ils sont caractérisées par une enveloppe régulière, continue et produite par un phénomène physico-chimique dans un **environnement marin abrité ou continental (grottes) (Fig.182)**.



Fig. 182. Oncolithe et oncoïde de type coniatolithe

Les rhodolithes : la variation morphologique de ces nodules algaires, semble être liée à la profondeur ; les formes les plus ovoïdes s'observent en milieu relativement peu profond là où le développement régulier du cortex est favorisé par sa rotation sous l'action des courants (Fig.183).

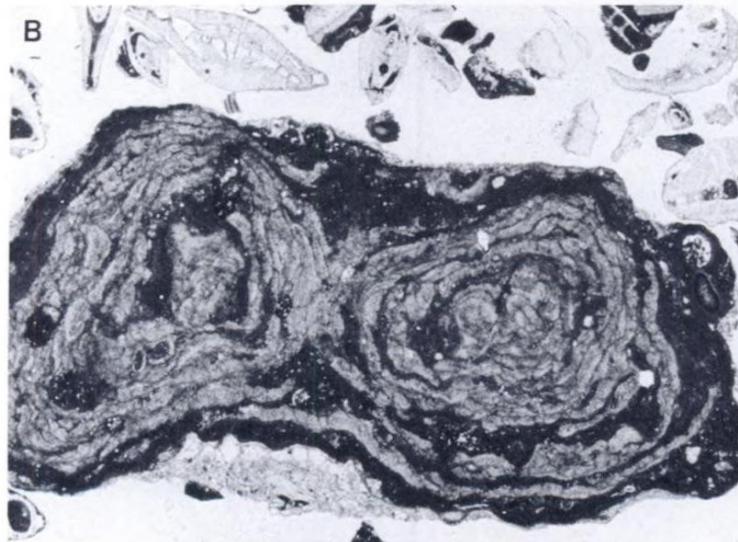


Fig. 183. Oncolithes de type rhodolithe

b. Les grains arrondis, ou non et sans nucléus :

Les pelloïdes (pellettoïdes) : Ils sont des grains carbonatés homogènes, à morphologie plus ou moins régulière, ovoïde à subovoïde, parfois en bâtonnet, à texture micritique dépourvue de toute structure interne (sauf pour certains coprolithes). Leur mode de formation est due souvent à l'évolution diagénétique de particules de nature diverse (débris algaires, bioclastes., phénomène de micritisation), comme il peut s'agit de **pellets fécaux**. Notons le terme "**pelletoïde**" est synonyme de "**pelotes**", "**pellets**" et "**peloïdes**". Le terme français = pelotes, avec une taille comprise entre **30 et 150 um pour Folk**.

Les pellets : sont des éléments figurés des roches carbonatées classiques, de taille (de sable) < 02 mm (**classe granulométrique des arénites**), sombres (cette couleur due probablement à la présence de la matière organique), allongés ou arrondis et parfois anguleux (**dans les petits fonds des régions tempérées à chaudes**), dépourvus de structure concentrique et formés essentiellement de micrite (**Fig.184**).

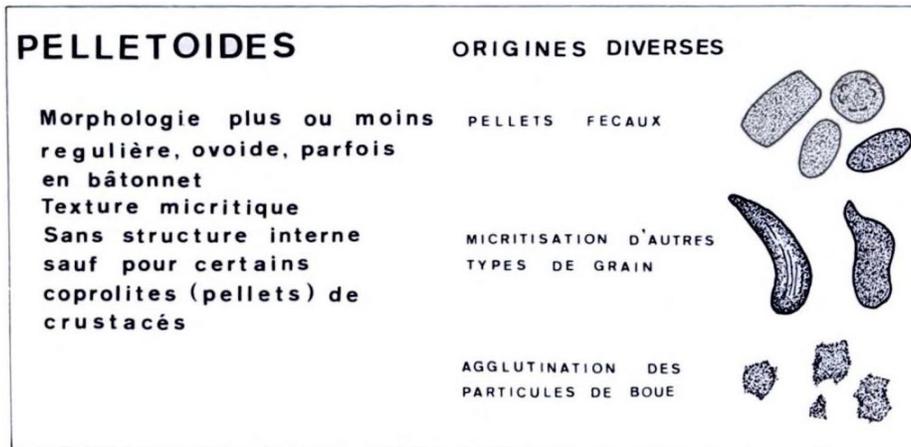


Fig.184. Différents types et diverses origines de pellets

Les coprolithes : ce sont des concrétions formées de matières fécales durcies : *copro* = excrément ; *lithe* = dur (c'est-à-dire lithifié).

Origine des pelloïdes : les pelloïdes ont diverses origines, il s'agit :

- Des pellets fécaux = coprolithes.
- Micritisation d'autre type de grains.
- Agglutination des particules de boue carbonatée.

Les lithoclastes sl : ils regroupent l'ensemble de débris de roches ou de sédiments, de taille et de nature variables. Les lithoclastes regroupent les **agrégats**, les **intraclastes** et les **extraclastes**.

Les agrégats : (= *lumps* = *botrolithes* = *grapestone*) : ce sont des corps complexes représentés par des particules de nature et de taille variables, agglomérés par un ciment micritique ou organique. Le **nombre des constituants (particules)** est rarement > 5 ou 6. La forme générale est polygonale, la taille est entre 200 um et 01 mm. Donc, ils sont constitués d'éléments composites, hétérogènes ou non, le plus souvent jointifs (agrégats matures), pouvant être entourés d'une pellicule algair (Fig.185).

Les agrégats ont une morphologie irrégulière due à l'agglutination des grains de sable ou de gravier conséquence d'un début de lithification synsédimentaire en milieux peu agités. Et ils sont soit matures (où la cavité centrale est remplie par la boue), soit immature (cavité centrale non remplie).

Les grapestones (grappe en terme français) : sont de stermes composites de forme lobée dont la taille peut aller de celles des silts (04 à 62 μm) à celles des rudites (> 02 mm), proviennent de l'agglomération de grains divers (pelotes en général) (Fig.185).

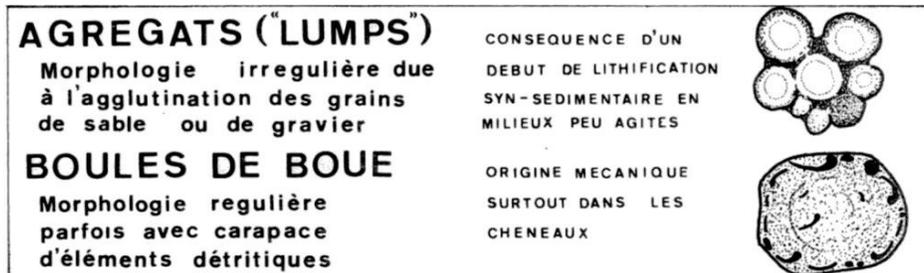


Fig. 185. Agrégats "Lumps" et boules de boue

Les agglomérats : sont des corps composites formés de pelotes, agrégats, oolithes ou bioclastes, cimentés par de la micrite, ou par des aiguilles d'aragonite.

Les boules de boue = "mud ball" = pelotes de vase = galets mous : ce sont des boules de boue entourées le plus souvent par une carapace irrégulière (d'origine mécanique) et formée de particules détritiques (surtout dans les chenaux). Ces éléments sont reconnaissables grâce à la disposition concentrique des éléments détritiques piégés et enrobés dans la vase (Fig.184).

Les lithoclastes ss : ce sont des particules carbonatées de taille < 02 mm et de forme variée. Ils regroupent à la fois les **intraclastes** et les **extraclastes**. Le terme de « lithoclastes a été employé aussi comme synonyme de "gravelle". On distingue :

Les intraclastes (ou endoclastes) : appelés également endoclastes, ce sont des fragments qui possèdent une structure identique ou proche du sédiment encaissant. Ils sont représentés par des fragments de sédiments carbonatés pénécontemporains, provenant d'un remaniement, pratiquement sans transport (*in situ*) ; ils présentent parfois quelques différences pétrographiques avec le fond de la roche étudiée. D'une façon générale, les intraclastes sont autochtones, endogènes et on les considère comme des fragments de sédiments ayant une composition similaire à la matrice, ce qui évoque une origine synsédimentaire (Fig.186).

Les extraclastes (ou exoclastes): appelés également exoclastes, ce sont des fragments exotiques à composition différente de celle du sédiment encaissant. Ils proviennent d'un remaniement et d'un transport de sédiment déjà compacté, ce qui évoque une origine allochtone (Fig.186).

Pour certains auteurs, les extraclastes regroupent les gravelles (fragment de roches roulés à caractères pétrographiques différentes de celles observées dans le sédiment étudié) et les lithoclastes ss (fragment de roches anguleux à caractères pétrographiques différentes de ceux observées dans le sédiment étudié).

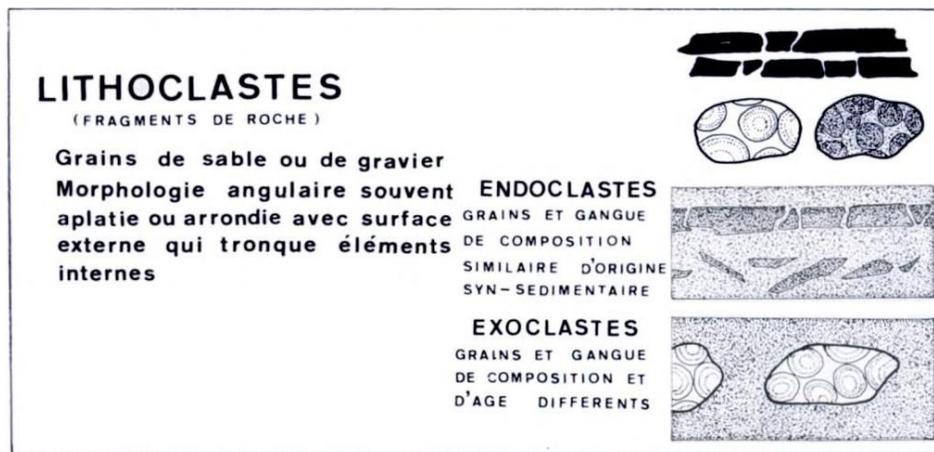


Fig. 186. Types de lithoclastes (intraclastes et extraclastes)

Cas particuliers : les encroûtements stromatolithiques : les stromatolithes se développent en couches laminaires successives de lits d'algues filamenteuses (bleues ou vertes) et de lits détritiques fins piégés à la partie supérieure de réseau algaire (formes organo-détritiques). Les stromatolithes qui sont en dômes ou en nodules caractérisent les milieux de haute énergie, alors que les formes planes caractérisent les environnements calmes et de basse énergie. La profondeur de croissance des stromatolithes étant inférieure à **30 m** en eau salée et **10 cm** en eau douce.

Le plus souvent des tapis algaires "algal mats" sont fréquemment fragmentés en polygones par le phénomène de dessiccation. L'abondance des algues ou bien les formations algaires et leur extension dans le **domaine infratidal** durant le Précambrien est due plus probablement à l'inexistence d'animaux brodeurs comme les gastéropodes.

B. La phase de liaison = Liants = orthochems = matrice ou ciment < 63 um :

Tous les **éléments figurés carbonatés ou non** qui s'observent dans un dépôt sont généralement sertis par une phase dite de "liaison" représentée par une **matrice carbonatée fine (cristaux < 100 um)** ou par un **ciment de cristallinité supérieure (cristaux > 100 um)**. **Les matrices** renseignent **sur les milieux et les conditions de dépôt** par contre, **les ciments** renseignent sur **les milieux et les conditions de la diagenèse**.

Quelle est la différence entre matrice et ciment ?

La matrice (= masse fondamentale) : c'est un **ciment** (calcaire, grès...) de petite taille, **d'origine primaire, déposé mécaniquement** et **renseigne sur les conditions de dépôt** (surtout l'énergie du milieu). Elle se **dépose en même temps que les éléments**.

En **sédimentologie**, le concept de matrice repose sur deux notions fondamentales relatives à :

Leur origine : elles sont constituées d'un matériel sédimentaire déposé mécaniquement. C'est le "ciment primaire" de **Cailleux, 1935**.

Leur granulométrie : elles sont constituées par les éléments plus petits que les gros éléments qu'elles emballent. Ces petits éléments figurés constituant la matrice peuvent, à leur tour, être liés entre eux par un **ciment secondaire**, ou par des **phénomènes physico-chimiques**. Le plus grand désaccord existe entre les chercheurs quant aux limites granulométriques des matrices ; c'est ainsi que pour :

- ❖ **Folk**, les matrices sont **constituées de grains < 4 um**.
- ❖ **Pour Dunham**, doit être **< 20 um**.
- ❖ **Purser** choisit une limite à **63 um**.

Dans la **pratique**, on pourra considérer comme **matrice** tout matériau constitué **d'éléments peu ou pas visibles au microscope optique**. Dans les roches carbonatées, cela correspond aux *micrites, mudstones, calcilutites* ou *boues carbonatées* (**Fig.186**).

Le ciment : est un minéral (calcite, silice...) **d'origine secondaire (diagenèse tardive)** et **renseigne sur les conditions et le milieu de la diagenèse**. Il se **forme après le dépôt** par la **recristallisation** (**Fig.186**).

La micrite : carbonates de cristallinité < 10 µm. C'est une boue calcitique microcristalline, sombre, formée dans un milieu calme en absence de courants actifs.

La microsparite : carbonates de cristallinité comprise entre 10 µm et 80 µm.

La sparite : carbonates de cristallinité > 80 µm et transparente.

Origine de la boue carbonatée : elle plusieurs origines :

- Décomposition bactérienne des coquilles ;
- Précipitation biochimique par les algues et les bactéries (origine organogène) ; accumulation d'éléments ou fragments d'organismes,
- Origine terrigène (calclutites), résulte de la destruction d'une roche parentale (roche source) carbonatée.
- Précipitation physico-chimique, directe dans les milieux plus ou moins confinée (origine hydrogène = thalassogène).

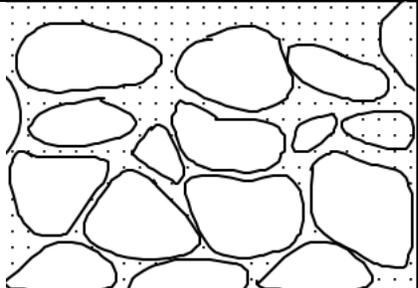
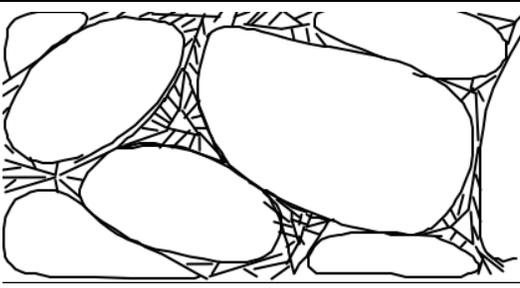
| | Matrice | Ciment |
|-----------------|---|--|
| Nature | C'est un sediment (calcaire, grès, argile,...) | C'est un (ou plusieurs) minéral (calcaire, silice,...) |
| Genèse | Se dépose en même temps que les éléments et entre eux | Se forme après le dépôt des éléments par cristallisation de solutions saturées dans les vides entre les éléments |
| Origine | Primaire, synsédimentaire | Secondaire, diagénétique |
| Porosité | En principe nulle | Souvent vacuolaire |
| Schéma |  |  |

Fig.186. Caractères distinctifs des deux types de liant.

C. L'espace poreux :

1. Introduction :

La **circulation des eaux saturées** est susceptible de provoquer des phénomènes de **dissolution** dans un sédiment déjà **lithifié ou induré**. La **dissolution** se manifeste par **création d'une porosité secondaire** et **amélioration du système poreux de la roche**. Les **eaux météoriques** et en l'occurrence les **eaux agressives (chargées de CO₂)** sont dotées d'une importante activité de dissolution. La création de la porosité ou porogenèse intéresse surtout les **géologues pétroliers** étant donné son **intérêt comme réservoir**.

2. Les différents types de porosité :

Les pores sont de types divers, selon leur mode de formation, on distingue des **pores hérités**, des **pores fossilisés** et d'autres **stabilisés**. D'une façon, plus vaste, il s'agit **d'une porosité initiale** liée essentiellement **l'hydrodynamisme** et une **porosité secondaire** lié à **la diagenèse**.

a. La porosité héritée : elle concerne **l'héritage d'éléments eux-mêmes poreux**, c'est une porosité **d'origine primaire**.

b. La porosité fossilisée : elle est liée à des **dépôts à énergie très forte** pour que les sédiments fins soient balayés (par exemple le grainstone de Dunham, 1962). Ainsi, comme le cas de la porosité de trame de Choquette et Pray, (1970).

c. Porosité formée par la disparition de la matière organique non remplacée : par exemple, les **tapis algaires, porosité fenestrale** où le **dégagement du gaz** provenant de la destruction de la matière par les bactéries et laissant **des vides (bulles gazeuses)**.

d. Porosité créée par les organismes : sous le même type, on distingue : **la porosité de réseau (due aux fousseurs)** et **porosité de vacuole (liée au lithophage)**.

e. Porosité d'origine mécanique : la fragmentation d'un sédiment en voie de lithification ou induré, crée un certain type de porosité : (i) la destruction d'un banc (brèche de dissolution) ; (ii) diaclases ou paradiaclasses ouverts ; (iii) un réseau de fissures et de fractures.

f. Porosité vacuolaire : c'est une porosité due à la dissolution du sédiment (la phase de liaison).

g. Porosité par transformation minéralogique ou inversion minérale : c'est le cas de porosité intercrystalline de Choquette et Pray, 1970,

h. Porosité de cavernes = karstification : elle est très fréquente dans les réservoirs à roches compactes fissurées.

i. Porosité de rétraction : elle est due à la formation de craquelures ou fentes à la surface peu après la sédimentation en **milieu supratidal ou intertidal**.

j. Porosité de fissures et de fractures : elle est sous l'effet de contraintes tectoniques.

III. CLASSIFICATION DES ROCHES CARBONATEES :

A. Introduction :

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 fabrique, matrice ou ciment et particules**. Actuellement, les classifications les plus utilisées font appel à des paramètres accessibles sur échantillon ou en lame mince tels que proportion-matrice-ciment-particules.

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.

B. Les principales classifications :

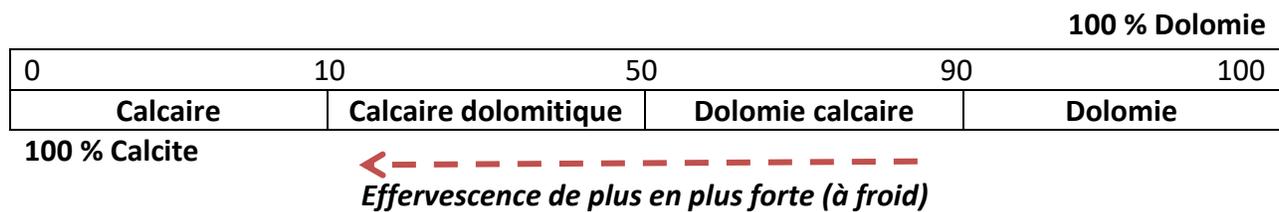
1. La classification dimensionnelle de Grabau (1964) (Fig.187) :

| Dimensions | 0,1 μ | 4μ | 62μ | 125μ | 250μ | 500μ | 02 mm |
|--------------------------|------------------|-----------------|------------|--------------|--------|-----------|----------------|
| Ciment ou matrice | Cryptocristallin | Microcristallin | Microgrenu | | Grenu | Spathique | |
| Éléments | Argiles | Silts | Très fins | Fins | Moyens | Grossiers | Très grossiers |
| Terrigènes | Lutites | | | Arénites | | | Rudites |
| Carbonates | Calcilutites | | | Calcarénites | | | Calcirudites |

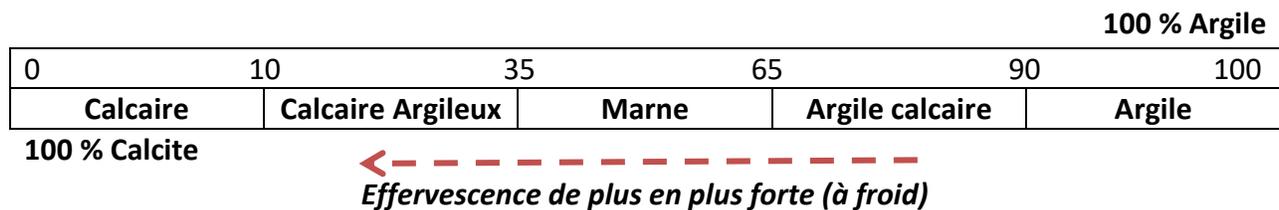
Fig.187. La classification dimensionnelle de Grabau (1964)

2. La classification chimique ou minéralogique de L. Cayeux (1935) (Fig. 188a et 188 b) :

- En fonction des teneurs en minéraux carbonatés (calcite, dolomite).
- En fonction des teneurs en minéraux argileux (argile, calcite).
- En fonction des teneurs en carbonates, en silice et en argiles.



**Fig. 188a. La classification chimique ou minéralogique de L. Cayeux (1935)
En fonction de la teneur en minéraux carbonatés (calcite et dolomite)**



**Fig. 188b. La classification chimique ou minéralogique de L. Cayeux (1935)
En fonction de la teneur en minéraux argileux**

3. La classification analytique de Folk (1959) (Fig.189):

Cette classification est un peu complexe, mais elle est plus détaillée. Elle prend en compte la **nature du ciment (orthochèmes)** et celle des **éléments figurés (allochèmes)** de la roche. On considère que les constituants majeurs des calcaires sont :

- Les allochèmes (grains, particules, éléments figurés) : les intraclastes : sédiments remaniés ; les pellets : grains ovoïdes de micrite de taille inframillimétrique ; les oolithes ; les fossiles : bioclastes et les 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 04 mm (*exemple* : biosparudite, décrit un calcaire à grands bioclastes ou fossiles cimentés par de la sparite).

| Principaux allochems | | Matrice à grains > 4 µm | | Matrice à grains ≤ 4 µm |
|------------------------------------|---------------------------------|-------------------------|--------------------------------|-------------------------|
| bioclastes (squelettes calcaires) | biosparite | | biomicrite | |
| oolithes, ooides (< 2 mm) | oosparite | | oomicrite | |
| pelotes fécales, péloïdes (< 2 mm) | pelsparite | | pelmicrite | |
| intraclastes (clastes divers) | intrasparite | | intramicrite | |
| calcaire formé in situ | biolithite (calcaire construit) | | dismicrite (calcaire fenestré) | |

Fig. 189. La classification analytique de Folk (1959)

4. La classification texturale de Dunham (1962) complétée par Embry & Klovan (1972) et Tsien (1981) :

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 (Fig.190 et 191):

| Composants non liés ensemble au moment du dépôt (éléments allochtones) | Composants liés ensemble au moment du dépôt (boundstone) (éléments autochtones) |
|--|--|
| <p>> 10 % de grains > 2 mm</p> <p>Floatstone Eléments non jointifs inclus dans une matrice</p> <p>Rudstone Eléments jointifs (roche majoritairement constituée de clastes)</p> | <p>Bafflestone Calcaires construits par des organismes branchus disposés perpendiculairement au courant, qui piègent les sédiments</p> <p>Bindstone Calcaires construits par des organismes tubulaires ou lamellaires qui encroûtent les sédiments ou les débris de matériaux contemporains au dépôt (algues)</p> <p>Framestone Calcaires construits par des organismes massifs, qui forment l'armature de la roche (coraux massifs des barrières coralliennes)</p> |

Fig.190. Classification des calcaires récifaux (d'après Embry et Klovan (1971))

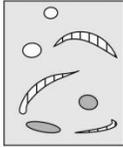
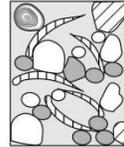
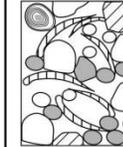
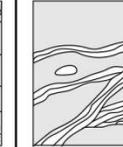
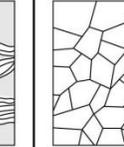
| Texture d'origine reconnaissable | | | | Composants liés au moment du dépôt | Texture d'origine non reconnaissable |
|---|---|---|---|--|---|
| Composants non liés ensemble au moment du dépôt | | | | | |
| Présence de boue carbonatée | | Pas de boue | | | |
| Grains non jointifs < 10% de grains | Grains jointifs > 10% de grains | Grains jointifs | Grains jointifs | | |
|  |  |  |  |  |  |
| Mudstone | Wackestone | Packstone | Grainstone | Boundstone | Crystalline |

Fig.191. La classification simplifiée des roches carbonatée selon Dunham (1962)

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").
- **Grainstone** : texture jointive.
- **Boundstones** : constructions récifales, c'est-à-dire roches dont les éléments étaient liés d'une manière ou d'un autre dès le dépôt.

| Caractérisation de la texture | Continental supratidal | Plate-forme interne | | Plate-forme externe | Pente | Bassin |
|-------------------------------|---------------------------|---------------------|------------|---------------------|-------|------------------------|
| | | intertidal | infratidal | barrière récifale | | Haute mer Basse mer |
| Mudstone | — | | | | | — |
| Wackestone | | | — | | | — |
| Packstone | | | — | | — | |
| Grainstone | | — | — | — | — | — |

Fig.192. Caractérisation de la texture dans le domaine marin

| Texture | Vannage | Roches consolidées |
|-------------------|-----------------------|---|
| Mudstone | Pas de Vannage | Dépôt en eaux calmes, soit dans un milieu peu profond mais abrité de tout courant (marin, fluviale, ...), soit profond. |
| Wackestone | Pas ou peu de Vannage | Dépôt en eaux calmes à relativement agitées |
| Packstone | Vannage incomplet | Dépôt en eaux alternativement agitées et calmes. L'épisode sédimentaire calme permet le dépôt de la boue calcaire. |
| Grainstone | Vannage complet | Dépôt en eaux modérément agitées à très agitées. - Début du granoclassement, - Taille des grains > 2 mm en milieu très agité. |

Fig.193. Interprétation d'indice énergétique du milieu de dépôt d'après la texture (texture originelle).

5. La classification diagénétique : Cette classification est basée sur l'aspect et la nature des ciments liés en particulier à la diagenèse précoce. Chaque type de ciment correspond à un environnement diagénétique précis (Fig.194).

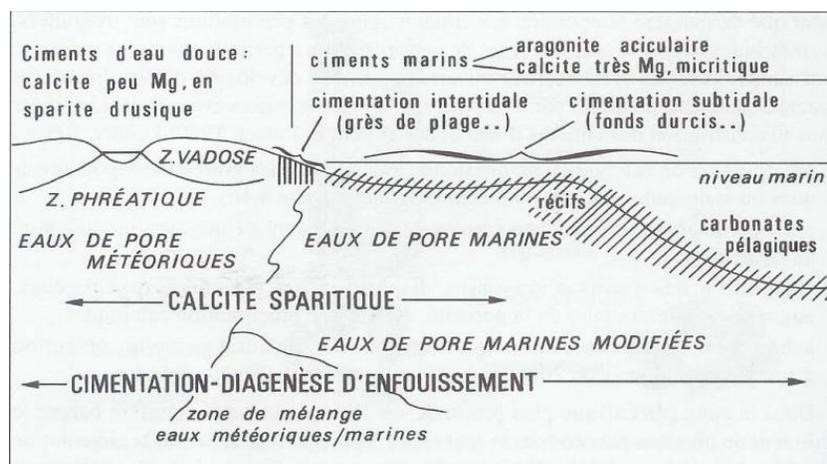


Fig. 194. Principaux milieux de cimentation carbonatée (Tucker, 1982).

C. Terminologie courante des calcaires :

A côté des nomenclatures qui s'efforcent de faire entrer les calcaires dans un système logique, un certain nombre de termes apparaissent souvent dans la littérature géologique (notices des cartes géologiques par exemple). Ils désignent des types de roches en général bien représentés dans les formations sédimentaires.

1. Calcaire lithographique et sublithographique : c'est un calcaire fin micro à cryptocristallin, entrant dans la catégorie des mudstones. C'est un calcaire un peu argileux (5%), à débit en dalles et cassure esquilleuse, d'origine détritique et qui se dépose au voisinage des récifs coralliens.

2. Calcaire graveleux : C'est une calcarénite, d'origine et nature non précisées, appartenant généralement aux types packstone à grainstone.

3. Calcaire oolithique : Ils pourraient être rangés dans les calcaires détritiques, car les sables oolithiques sont transportés et classés par les vagues et les courants.

4. Calcaire noduleux : calcaires colorés formés de concrétions calcaires enrobés dans un ciment rouge ou vert.

Exemples :

"Ammonitico rosso" : Jurassique supérieur du massif de l'Ouarsenis.

"Calcaires griottes" : Dévonien supérieur de l'Ougarta (Beni Abbes, wilaya de Bechar).

5. Calcaire argileux (et non marneux) : roches gris bleuâtre colorées par de la pyrite cryptocristalline et des matières hydrocarburées. Si le calcaire contient de **23 à 28 %** d'argiles, il constitue **un ciment naturel**. Les marnes font le passage des calcaires argileux aux argilites calcaires.

6. Calcaires à organismes : selon l'organisme prédominant, on distingue :

6.1. Calcaires coquilliers, Lumachelles : les tests des fossiles sont identifiables et cimentés par de la calcite. Ils pourraient être désignés aussi sous le terme de calcaires bioclastiques. Dans le cas de la Lumachelle (mollusques, brachiopodes), les tests sont orientés parallèlement à la stratification.

6.2. Calcaires à entroques ou crinoïdes : calcaires bioclastiques formés presque exclusivement de débris d'échinodermes. Chaque bioclaste est un débris de cristal de calcite brisé suivant les plans de clivage, ce qui donne à la roche un aspect miroitant de calcaire cristallin, souvent accentué, par une cimentation épitaxique.

6.3. Calcaire récifal : calcaire construit par l'**accumulation de polypiers constructeurs** de récifs (bancs épais et massifs).

DIAGENESE DES ROCHES CARBONATEES

I. INTRODUCTION :

A. Définition de la diagenèse :

La diagenèse se rapporte à l'ensemble des modifications physico-chimiques que subit un sédiment, après dépôt, dans les conditions de pression et températures faibles qui règnent en environnement de subsurface. La diagenèse n'englobe pas les modifications du sédiment liées uniquement aux facteurs biologiques (bioturbation, bioérosion et s'arrête là où commence le métamorphisme

La diagenèse regroupe l'ensemble des processus qui conduisent la transformation du sédiment en roche cohérente.

1. Terminologie employée pour la zonation de la diagenèse : Les auteurs ont distingués trois grands environnements diagénétiques Choquette et Pray (1970) :

- **L'éogénèse** : processus qui se produisent dans la tranche superficielle des sédiments parcourus par des fluides en connexion avec la tranche d'eau.
- **La mésogénèse** : processus qui prennent place au cours de l'enfouissement, loin de la zone où interagissent sédiments et tranche d'eau.
- **La télogénèse** : processus qui se produisent lors de la remontée des roches à la surface et qui résultent d'une interaction entre la roche et les eaux météoriques.

Les termes de "**diagenèse syndépendante**", "**d'éogénèse**" et de "**diagenèse précoce**" désignent indifféremment tous les phénomènes diagénétiques **contemporains de la sédimentation** ou qui lui sont immédiatement postérieurs. Ces termes ont une **signification génétique**, car ils évoquent une diagenèse qui s'effectue sous un faible enfouissement et qui n'est pas déconnectée du milieu de sédimentation et de son évolution. Toutefois, préciser les limites de la diagenèse précoce est assez délicat.

II. LES PRINCIPAUX PROCESSUS DIAGENETIQUES :

A. La cimentation : Elle correspond à la précipitation de matière sur un substrat et à l'accroissement progressif des cristaux ainsi formés. Elle **contribue à la réduction de la porosité par cimentation des pores et à la transformation des sédiments meubles en roches dures.**

Notons que les **minéraux diagénetiques** les plus fréquents sont les carbonates (calcite, dolomite), les silicates, les minéraux argileux, les minéraux ferrifères (oxydes tels l'hématite, ou sulfures tels la pyrite), les minéraux magnésiens (oxydes) et les phosphates.

B. La compaction : Elle correspond **au tassement d'une couche** sédimentaire sous l'action du **poids des sédiments sus-jacents**. Ce mécanisme conduit à l'établissement d'un assemblage plus compact des particules par **expulsion d'une partie de l'eau interstitielle** dans les premiers décimètres d'enfouissement, et ensuite par **déformation et dissolution** des particules (pression-dissolution).

La compaction comprend donc une première phase au cours de laquelle les mécanismes physiques dominent (compaction mécanique) qui se traduit par un **réarrangement des particules**. Lorsque les possibilités de réarrangement simple sont épuisées, on observe alors la **déformation ou la fragmentation** des particules. Les **transformations chimiques** qui sont la **dissolution/précipitation (compaction chimique)** se développent ensuite.

C. La dissolution : La dissolution d'un substrat ou d'une phase diagénetique préexistante a évidemment comme conséquence **une augmentation de la porosité**. Ce phénomène joue à diverses échelles, depuis celle du système karstique jusqu'à la porosité intraparticulaire. Un processus de dissolution implique toujours le passage par une étape où existe un vide : ce vide peut être ensuite rempli par des sédiments internes, cimenté...

D. La recristallisation : Elle implique un changement de cristallinité de la phase préexistante, **sans changement de minéralogie**.

E. Le remplacement : Elle implique, non seulement un changement de cristallinité, mais également un changement de minéralogie d'un substrat préexistant. La **dolomitisation** dite **secondaire** en est un exemple fréquent, comme la **silicification**. Notons que les minéraux constituant les éléments figurés peuvent être remplacés sans que leur morphologie soit affectée.

DOLOMIES ET DOLOMITISATION

I. DEFINITION ET GENERALITES :

Les dolomies sont des roches carbonatées formées essentiellement de dolomite (**CaMg(CO₃)₂**), carbonate double de **Ca** et de **Mg** autrement dit est un minéral où alternent des couches de **CaCO₃** et des couches de **MgCO₃**. Ce dispositif ordonné le distingue de la calcite magnésienne

où la répartition du **Mg**, en solution solide, n'est pas ordonnée en couches. Lorsque la dolomite devient majoritaire, on parle de **dolomie**.

II. LA GENESE DES DOLOMIES :

Selon la genèse des dolomies on distingue :

- **Les dolomies primaires ou protodolomie** issues de la **précipitation de dolomite** dans des lagunes côtières des pays chauds.
- **Les dolomies secondaires** issues du **remplacement de la calcite par de la dolomite (processus de dolomitisation)**. Parmi ces dolomies secondaires, on distingue :

1. Celles qui sont précoces ou pénécotemporaines de la sédimentation.
2. Celles qui se sont formées beaucoup plus tard qui est appelées les dolomies secondaires tardives

III. CLASSIFICATION DES DOLOMIES :

A. Classifications chimiques et minéralogiques :

Elles sont basées sur les pourcentages de **MgCO₃** et de **CaCO₃**, ou de **MgO** et **CaO**, ou de **Mg** et **Ca**.

Ex : La Classification de BISCHOF (1854) : Cette classification a été définie comme calcaire une roche tenant moins de **02 % de Mg** ; comme calcaire dolomitique de **02 à 13 %** ; comme dolomie, au-delà de **13 %**. Cela revient à dire que la dolomite pure est de **45,65 % de MgCO₃** et de **54,35 % CaCO₃**.

B. Classification pétrographique :

Presque toutes les dolomies ont pris naissance par transformation précoce ou tardive d'un sédiment primitif, composé le plus souvent de carbonate de calcium, parfois aussi de sulfate de calcium ou plus rarement de toute autre nature (en particulier ferrugineuse ou siliceuse).

1. Classification de R.L. FOLK (1959) : La classification des roches dolomitiques est identique à celle des calcaires. Cette classification de **R.L. FOLK** est fondée sur la **proportion relative de**

grains carbonatés ou allochems et de phase de liaison (*matrice-ciment*) ou orthochems (Fig.195).

| | | CALCAIRES ET DOLOMIE PRIMAIRES | | | | Bioherme |
|--------------------------|---------------------|----------------------------------|------------------|---------------------------------|------------------|------------|
| | | > 10 % d'Allochems | | < 10 % d'Allochems | | |
| | | Ciment > matrice | Ciment > matrice | 01 à 10 % Allochems | < 01 % Allochems | |
| > 25 % Intraclastes | > 25 % Intraclastes | Intrasparite | Intramicrite | Micrite à Intraclastes | Micrite | Biolithite |
| > 25 % Oolithes | | Oosparite | Oomicrite | Micrite oolithique | | |
| Rapport Fossiles/Pellets | R > 3 | Biosparite | Biomicrite | Micrite fossilifère | | |
| | 3 > R > 1 | Biopelsparite | Biopelmicrite | | | |
| | R < 1 | Pelsparite | Pelmicrite | Micrite à Pellets | | |
| | | DOLOMIES SECONDAIRES | | | | |
| | | Présence de fantômes d'allochems | | Absence de fantômes d'allochems | | |
| > 25 % Intraclastes | | Dolomie à intraclastes | | Dolomie cristalline | | |
| > 25 % Oolithes | | Dolomie oolithique | | | | |
| Rapport Fossiles/Pellets | R > 3 | Dolomie fossilifère | | | | |
| | 3 > R > 1 | | | | | |
| | R < 1 | Dolomie à pellets | | | | |

Fig.195. La classification (simplifiée) des roches carbonatées selon R.L. Folk, 1959 (in Cojan & M. Renard, 1999)

2. Classification de L. CAYEUX et F.J. PETTIJHOHN (1949) : Cette classification est la plus généralement adoptée car elle est purement pétrographique, c'est-à-dire descriptive. La classification des termes de passage entre calcaire et dolomie se fonde sur les pourcentages respectifs des deux composants. En effet, une dolomie est rarement faite entièrement de dolomite. Le plus souvent, il y a une part plus ou moins importante d'éléments étrangers, surtout de la calcite. On passe ainsi à des calcaires ; on distingue :

- **Calcaire** contenant plus de **95 % de calcite** et moins de **05% de dolomite**.
- **Calcaire Magnésien**, **90 à 95 % de calcite**, **05 à 10 % de dolomite**.
- **Calcaire dolomitique**, **50 à 90 % de calcite**, **10 à 50.% de dolomite**.
- **Dolomie calcaire**, de **10 à 50 % de calcite**, **50 à 90 % de dolomite**.
- **Dolomie**, contenant moins de **10 % de calcite** et plus de **90 % de dolomite**.

3. Classification de R.W. FAIRBREDGE : Il est remarqué que classification **L. CAYEUX et F.J. PETTIJHOHN (1949)** contient un point faible au moins à ce qui concerne les calcaires magnésiens récents. En effet, dans ces calcaires, les cristaux de dolomite commencent à n'apparaître qu'avec **15 %** de **CO₃Mg**. En dessous de cette valeur, le magnésien est en solution solide dans la calcite. Il vaudrait mieux fixer à **15 % CO₃Mg** la limite calcaire magnésien dolomie-calcaire.

IV. DOLOMITISATION :

La dolomitisation est le phénomène par lequel la calcite ou l'aragonite (ainsi que des composés sulfuro-calciques) peuvent être partiellement remplacés par le composé magnésique qu'est la dolomite, formant des dolomies.

La dolomite est un minéral secondaire qui se forme aux dépens d'un précurseur calcitique ou aragonitique à partir de la réaction :



Cette réaction peut être très précoce (diagenèse syn-sédimentaire) et faire croire à une origine primaire (directe) de la dolomite, elle est contrôlée par le rapport **Mg²⁺/Ca²⁺** du milieu. Expérimentalement, on constate que la dolomite se forme rapidement à partir de la calcite dans une solution de **MgCl₂**, **NaCl** et **CaCl₂** mais dépourvue de sulfates.

Divers modèles de dolomitisation ont été proposés, aucun ne rend compte de tous les cas connus, ce qui signifie qu'il y a, dans la nature, plusieurs voies pour arriver à la stabilisation de la dolomite. La dolomitisation suppose en effet, **en trois conditions** :

1. Le **CaCO₃** est instable et se dissout.

2. Les solutions sont sursaturées par rapport à la dolomite qui précipite.

3. Il y a un renouvellement du **Mg²⁺** afin que le processus puisse se poursuivre.

Les différents modèles existants peuvent être classés en fonction de l'âge relatif de la dolomitisation par rapport à la **sédimentation (précoce/ tardive)** et de la **salinité des fluides** mis en jeu (**sursalure/désalure**).

V. LES MODELES DE DOLOMITISATION :

A. Modèle par infiltration-reflux "seepage-refluxion" :

Ce schéma suppose la migration d'eau de mer dans les **sédiments intertidaux** lors des **hautes marées** et **sous l'influence de la capillarité**, puis la **concentration** relative de **Mg** par **évaporation**, enfin la **dolomitisation par descensum** au moment du **reflux des eaux** à marée basse (Fig. 196).

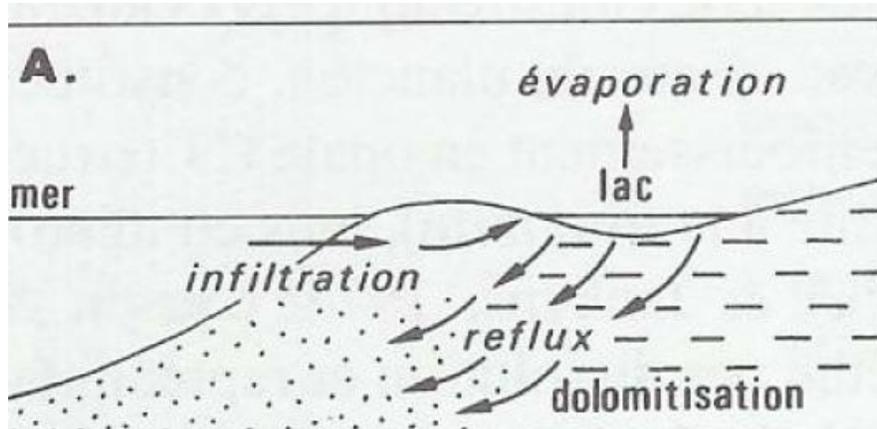


Fig. 196. Modèle de dolomitisation par infiltration-reflux ("seepage-refluxion")

B. Modèle de pompage évaporative "evaporative pumping" :

Ce modèle suppose une circulation latérale d'eau de mer à travers le sédiment par suite de l'évaporation (Fig. 197). La précipitation d'aragonite et de gypse provoque un enrichissement des eaux en magnésium qui peut précipiter en dolomitisant le sédiment. Il s'agit cette fois d'une circulation **par ascensum**.

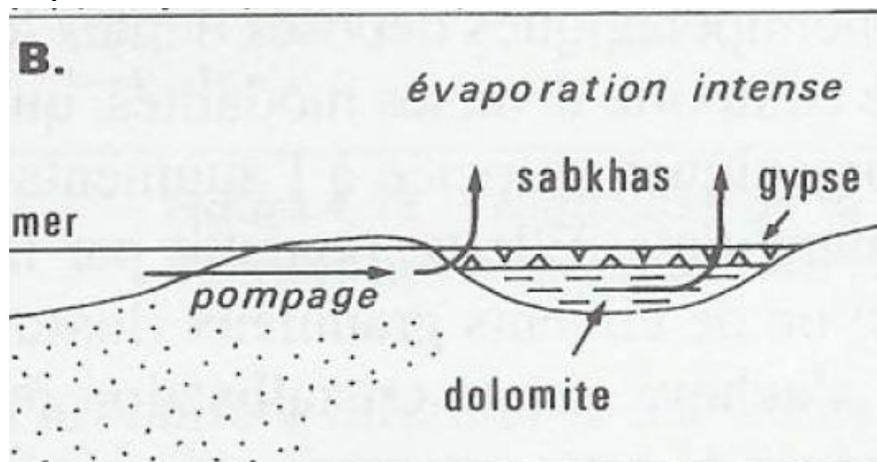


Fig. 197. Modèle de de dolomitisation par pompage évaporative "evaporative pumping"

C. Modèle de zone de mélange eaux météoritiques-eaux marine "Dorag model":

Dans ce modèle, la dolomitisation résulte d'un mélange de deux eaux interstitielles de composition chimique différente. Par exemple, le calcul montre qu'un régime d'eau d'origine continentale avec **05 à 30 %** d'eau de mer est à la fois sous-saturé en calcite et sursaturé en dolomite. Dans ces conditions, le rapport **Mg/Ca** devient élevé ce qui provoque la précipitation de dolomite (Fig.198).

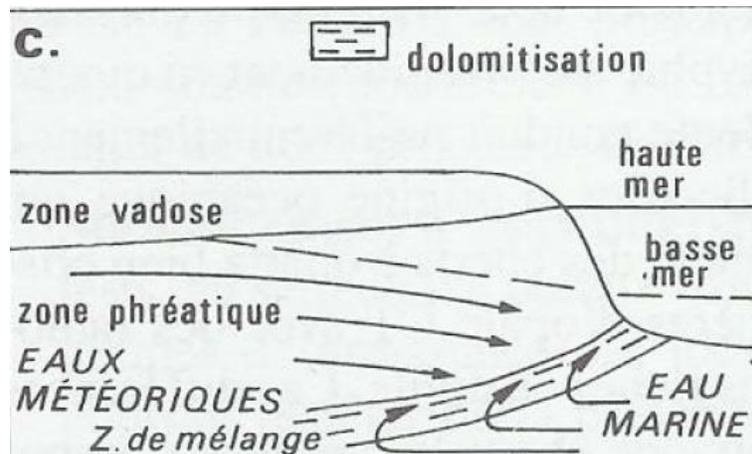
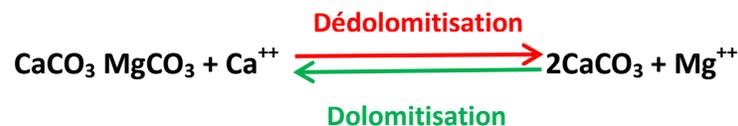


Fig. 198. Modèle de dolomitisation dans la zone de mélange eaux météoritiques-eaux marine "Dorag model"

D. Modèle de dolomitisation en cours d'enfouissement : le modèle de dolomitisation ou **ankéritisation diagénétique tardive** (ankérite = dolomite ferrifère), par transfert de **Mg** libéré par la **calcite magnésienne** ou par **les minéraux argileux** (ex. transformation de smectite en illite), paraît s'appliquer **au calcaires ± argileux** ayant subi un **enfouissement important**.

VI. LA DEDOLOMITISATION (CALCITISATION DES DOLOMIES) :

La calcitisation de la dolomite se réalise à l'état solide par perte du magnésium et par recristallisation du cristal en une mosaïque de cristaux calcitiques fins (D.J. SHEARARMAN et al., 1961). La dédolomitisation des séries anciennes est très fréquente (CHILINGAR, 1965 ; B.D EVAMY, 1967, W.S AL-HASHIMI et J E. HHMINGWAY, 1973). Le processus, souvent lié à la pédogenèse, est un phénomène actuel qui affecte de nombreux affleurements situés hors du domaine marin. Peu étudiée de point de vue géochimique, il semble que la calcitisation de la dolomite soit conditionnée par la présence d'eau dont les rapports **Ca/Mg** sont élevés et que la réaction soit inverse de celle de la dolomitisation.



VII. LE ROLE DE DOLOMIE DANS LE DOMAINE ECONOMIQUE:

Les dolomies comme les calcaires peuvent constituer **des réservoirs primaires pour les hydrocarbures**.

La dolomitisation est un **phénomène métasomatique** qui peut **transformer un calcaire en réservoir**. La dolomitisation s'accompagne parfois, d'une certaine augmentation de **la porosité et de la perméabilité**. Si tel est le cas, on peut classer dans les réservoirs dolomitiques, s'il s'agit de **dolomies précoces**. Du point de vue statistique, sont de beaucoup plus important. Leur présence est conditionnée par la paléogéographie. La prospection de tels réservoirs doit donc se baser sur des considérations paléogéographiques.

Les réservoirs dolomitiques sont nombreux : on cite en France le Champs de Lacq, près de Pau (environ **15 km de long et 10 de large**, dans des dolomies du Jurassique supérieur et montant sans doute dans le Néocomien. Ces dolomies sont précoces.

PLATE-FORME CARBONATEE

I. INTRODUCTION :

I. DIFFERENTES TYPES MORPHOLOGIQUES DE PLATE-FORME :

A. Définition d'une plate-forme carbonatée : Une plate-forme carbonatée est un vaste édifice formé par l'accumulation de sédiments dans une aire subsidente.

B. Types de plates-formes :

Cinq principaux types de plates-formes carbonatées se distinguent par **leur morphologie** et les **faciès** qui les forment ; il s'agit :

1. Les rampes carbonatées (*carbonates ramps*) : Elles sont caractérisées par **une inclinaison de pente inférieure à 01°** (Tucker et Wright, 1990). Les rampes peuvent être **soit homoclinales** et présenter une pente constante, soit à inflexion distale. Dans ce type d'environnement carbonaté, l'enchaînement des dépôts et les variations de faciès en fonction de la profondeur sont analogues à ceux rencontrés en domaine silicoclastique et dépendent grandement de **l'action des vagues (de beau temps et de tempête) (Fig.199)**.

La rampe au large des Emirats Arabes Unis, dans le Golfe Persique (Loreau et Purser, 1973) en est un exemple moderne.

2. Les plates-formes non barrées (*non-rimmed shelves*) : Elles ne sont pas protégées par une quelconque barrière. Elles présentent une morphologie relativement plane. Ainsi la zone de dépôts de forte énergie se trouve à proximité du continent (Fig.199).

Les exemples actuels les plus connus sont localisés dans l’océan Atlantique et se trouvent notamment au Yucatan et au Brésil.

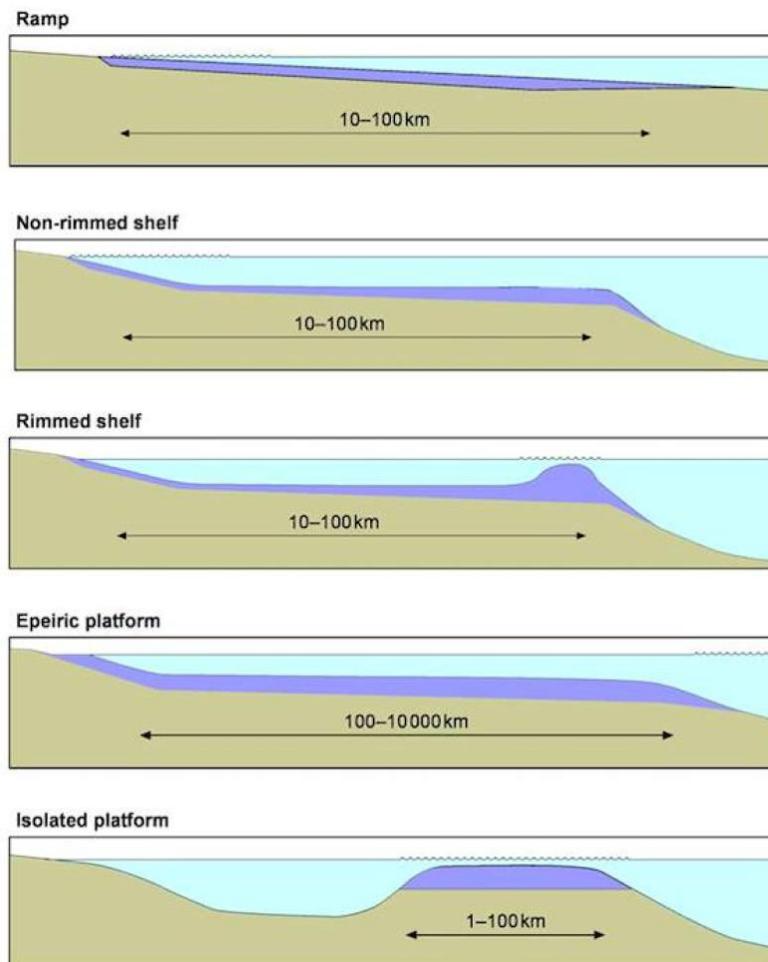


Fig.199. Les cinq types de plates-formes carbonatées (Nichols, 2009).

3. Des plates-formes noyées (*Drowned platform*) : Elles peuvent provenir des cinq types précédents. Ce phénomène d’ennoyage se produit lorsque la plate-forme est soumise à une rapide remontée du niveau marin relatif. Elles présentent des faciès carbonatés profonds (Fig.199).

Les plates-formes ennoyées actuelles sont fréquentes dans les océans Indien et Pacifique (Iles Eparses et Glorieuses par exemple). Le Blake Plateau (BP) localisé au Nord des Bahamas est un exemple de ce type de plate-forme.

4. Les plates-formes épiréiques ou **épicontinentales** ou de **mers intérieures peu profondes** (*epireic platforms*) : Elles sont définies par leur grande étendue (**100 à 10000 km**). Elles sont **relativement planes** et **leur bordure peut être de type barrière ou rampe**. Ces plates-formes possèdent leurs propres conditions de dépôt **dominées par les courants tidaux** (Fig.199).

Il n'y a pas d'exemples actuels de ce type de plate-forme mais l'intérieur du Great Bahama Bank peut en être un proche analogue.

5. Des plates-formes isolées (*Isolated platform*) : Elles sont des plates-formes **peu profondes** qui présentent des **bordures très abruptes**. Elles sont séparées entre elles et séparées du continent par des **bassins profonds**. Les processus sédimentaires affectant les plates-formes isolées dépendent de l'exposition aux vents, de la présence ou non de barrière et des courants de marée (Fig.199).

Les Bahamas sont un exemple moderne de ces plates-formes isolées.

Les atolls sont un exemple particulier de plates-formes isolées qui se développent en domaine volcanique subsident.

II. LES MODELES SEDIMENTOLOGIQUES DE PLATE-FORME :

On peut définir à partir d'exemples actuels, différents modèles sédimentologiques de plate-forme permettant d'interpréter les séries fossiles. Cette définition est en fonction de :

1. de la **morphologie de la plate-forme** qui commande l'**hydrodynamisme** et les **apports externes au système**.
2. et l'**environnement climatique** qui contrôle la **production carbonatée**.

A. Les plates-formes ouvertes (*unrimmed shelf*) (Fig.200) : Les plates-formes ouvertes actuelles (plates-formes au sens strict et rampes) sont caractérisées par :

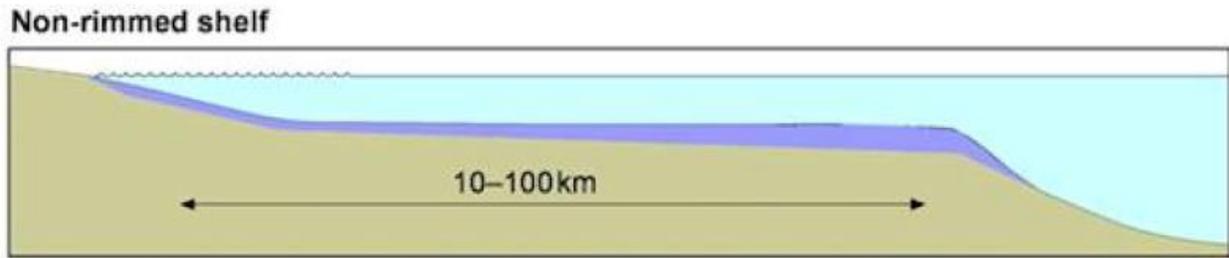


Fig. 200. Plate-forme ouverte

1. Les caractéristiques :

- Une extension de l'ordre de **10 à 300 km** en bordure des continents ;
- Une zonation de faciès parallèle aux lignes bathymétriques.
- Un passage graduel des faciès de plate-forme interne, aux faciès de plate-forme externe et de bassin.
- La présence de faciès de haute énergie (sables carbonatés déposés par l'action des vagues, des marées et des courants dans la zone interne, au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps).
- Des boues calcaires, parfois coquillères, dans les parties les plus profondes, de la plate-forme externe. Ces environnements calmes sont toutefois soumis aux vagues de tempêtes qui induisent des dépôts, plus grossiers, en particulier : les tempestites.
- L'absence d'édifice récifaux continus (mais il peut exister des petits massifs "patch reef et des barres calcaro-sableuses localisées).

2. Contexte climatique : on distingue **deux types** de **plates-formes ouvertes**.

a. D'environnement chaud.

b. D'environnement tempéré à froid.

A. Environnement chaud :

A.1. Les plates-formes ouvertes d'environnement chaud (Fig.201) : en environnement chaud, l'hydrodynamisme est, globalement, faible à moyen (principalement contrôlé par les vagues et les marées locales que par les courants océaniques, cependant des régimes de très haute énergie peuvent être liés aux ouragans.

L'aspect sédimentologique (Exemple : la rampe de la Côte des Pirates) : (pente < 35 cm/km) présente la succession de faciès suivante (Fig.201) :

1. Faciès d'arrière rampe (Back Ramp) : lamines microbiennes intertidales passant vers le continent à de large étendue évaporitique (sebkhas) et à des sables bioclastiques I pellets et des boues a pellets dans les **lagons protégés**.

2. Faciès de haute énergie de rampe peu profonde (Shallow Ramp) : constitués d'un système de barres sableuses oolithique» et bioclastiques associés à des récifs coralliens.

3. Faciès de rampe profonde (Deep Ramp) : constitués de sables bioclastiques à agrégats (**grainstones, packstones** où dominant les mollusques et les foraminifères) qui passent progressivement en profondeur à des sables boueux bioclastiques (**wackestones** ou dominant les débris de mollusques).

4. Faciès de bassin de la zone axiale : marnes à coccolithes riches en mollusques (**20 %** de matériel terrigène).

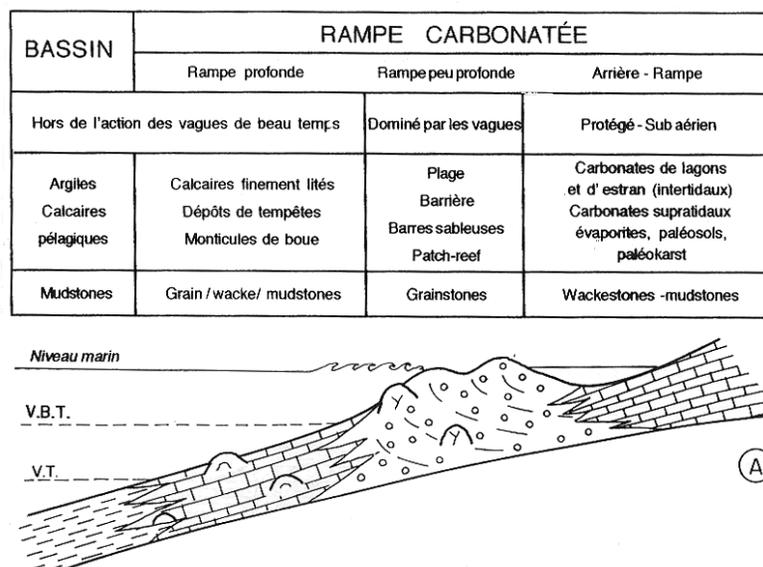


Fig.201. Modèles sédimentologiques schématisques de plates-formes ouvertes sur rampe en environnement chaud

V.B.T : limite d'action des vagues de beau temps.

V.T : limite d'action des vagues de tempête.

A.2. Les plates-formes ouvertes d'environnement tempéré à froid (Fig.202) : En Méditerranée, le Golfe de Gabès, à l'Est de la Tunisie est un exemple typique de plate-forme ouverte d'environnement tempéré.

1. Conditions écologiques : il est de type méditerranéen est encore relativement chaud ($15^{\circ}\text{C} < \text{Tp de l'eau} < 26^{\circ}\text{C}$). L'évaporation l'emporte sur les précipitations (20 cm/an , surtout en hiver) conduisant à une légère sursalure 37 ‰ . Les vagues sont faibles et le régime des marées est microtidal à mésotidal (environ $1,8 \text{ m}$ de battement). Les vents forts du NW sont fréquents (quelques vents d'Est en hiver). Le courant sicilien (NW/SE) n'a qu'une faible influence sur la sédimentation. Les apports détritiques à partir de l'Afrique sont très faibles.

2. Aspect sédimentologique : la zonation de faciès, parallèle à la ligne de rivage et aux contours bathymétriques, est la suivante :

2.1. Faciès de plate-forme interne de haute énergie sous contrôle des vagues (limite d'action vers 20 à 30 m). Hormis une étroite bande littorale de sables quartzeux, ce sont des sables bioclastiques (**Corallinacées**, foraminifères, débris de mollusques et de bryozoaires avec localement des articles *d'Halimeda*).

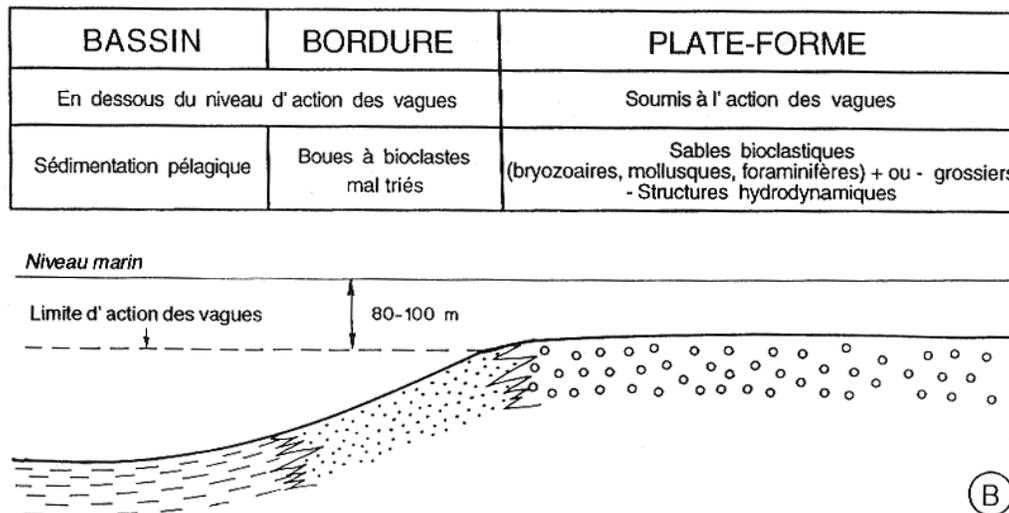


Fig.202. Modèles sédimentologiques schématiques de plates-formes ouvertes sur rampe en environnement tempéré froid.

L'association sédimentaire est en fait intermédiaire entre les types foramol et chlorozoan. La répartition spatiale des faciès est complexe, contrôlée principalement par l'existence de "prairies sous-marines" qui peuvent retenir et stabiliser des sédiments boueux tandis que les sables bioclastiques, plus grossiers et bien triés, s'accumulent dans les zones dépourvues de prairies ou soumises à l'action des vagues.

En arrière de cette zone, la présence de bas-reliefs rocheux permet le développement de sebkhas côtières.

2.2. Faciès de plate-forme externe de basse énergie (630 à - 80 m).

2.3. Faciès de bassin (boue planctonique) à partir de - 100 m.

B. Les plates-formes barrées (*Rimmed shelves*) :

1. Les caractéristiques : Elles diffèrent des précédentes par la présence à leur bordure externe de récifs, de barres sableuses et/ou d'îles qui limitent leurs connections avec l'océan, La typologie et distribution spatiale des faciès est fortement dépendante de la profondeur de la plate-forme (**Fig.203**).

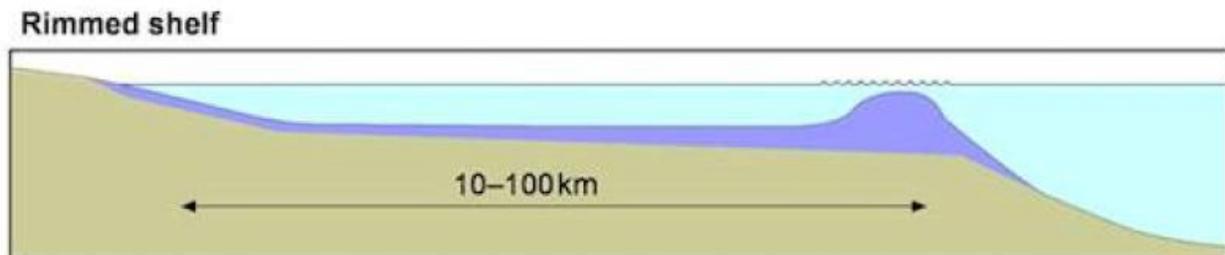


Fig.203. Plate-forme barrée

Les plates-formes peu profondes (Fig.204) présentent des sables et des boues couvertes de "prairies sous-marines" dans leurs parties externes et des récifs dans leurs parties distales.

Dans les **parties proximales des plates-formes profondes (Fig.205)**, il se développe **des lagons** dont la profondeur peut atteindre plus de **30 m**. leur fond est alors tapissé de boues tandis que leurs faciès littoraux peu profonds sont constitués de sables à débris coquilliers (mollusques). Dans leurs parties externes, on observe des récifs importants, à pente brutale, entourés d'une couronne de sédiments bioclastiques constituant le talus récifal.

2. Les exemples : Parmi les exemples actuels, on peut citer le plateau du Queensland (NW de l'Australie) où se développe la formation récifale de la Grande Barrière et les plates-formes de Bélize (Golfe du Mexique, SE de la Péninsule du Yucatan) à sédimentation silicoclastique et carbonatée et de l'Est de la Floride où la sédimentation est uniquement carbonatée. La profondeur d'eau joue un rôle important sur la répartition des faciès.

Exemple n°01 : Le plateau de Floride.

1. Situation : le plateau de Floride se développe au sud-est de Miami (**05 à 10 km de large pour 300 km de long**), est toujours à une profondeur inférieure à **20 m**.

2. Conditions écologiques : le climat est **subtropical**, avec une pluviosité allant de **90 cm/an** au **Sud** à **165 cm/an** dans la région de Miami. La température de l'eau varie de **18° à 30 °C** La salinité de **35 à 38 ‰**. Les vents, qui soufflent du Sud-Est en été et du Nord-Ouest en hiver, induisent des vagues de haute énergie en bordure du plateau alors que l'énergie est beaucoup plus faible dans la partie interne où la limite d'action des vagues reste inférieure à **03 m**. L'amplitude des marées est faible (**0,7m**). Les ouragans, génèrent des vagues et des courants dévastateurs qui peuvent remobiliser des quantités très importantes de sédiments.

3. Aspect sédimentologique : la sédimentation est principalement biogénique, la majorité des boues provenant de la fragmentation d'algues calcaires de types **Halimeda** ou **Penicillus**. Des coraux, en massifs isolés, sont séparés de zones sans sédimentation (zone de transit sédimentaire). Le plateau externe, soumis à des conditions de haute énergie est constitué soit de barres de calcaires anciens (Pléistocène) soit de rides sableuses qui peuvent être localement colonisées par des coraux (**patch reefs**) ou par d'autres organismes sessiles. Le plateau interne est tapissé de sédiments à grains fins ou se développent des **Thalassia**, des **algues Halimeda** ou **Penicillus**, **des corallinacées**, **des mollusques**, **des échinodermes** et **des petits coraux**. Une bioturbation intense (annélides, mollusques et crustacés) homogénéise le sédiment.

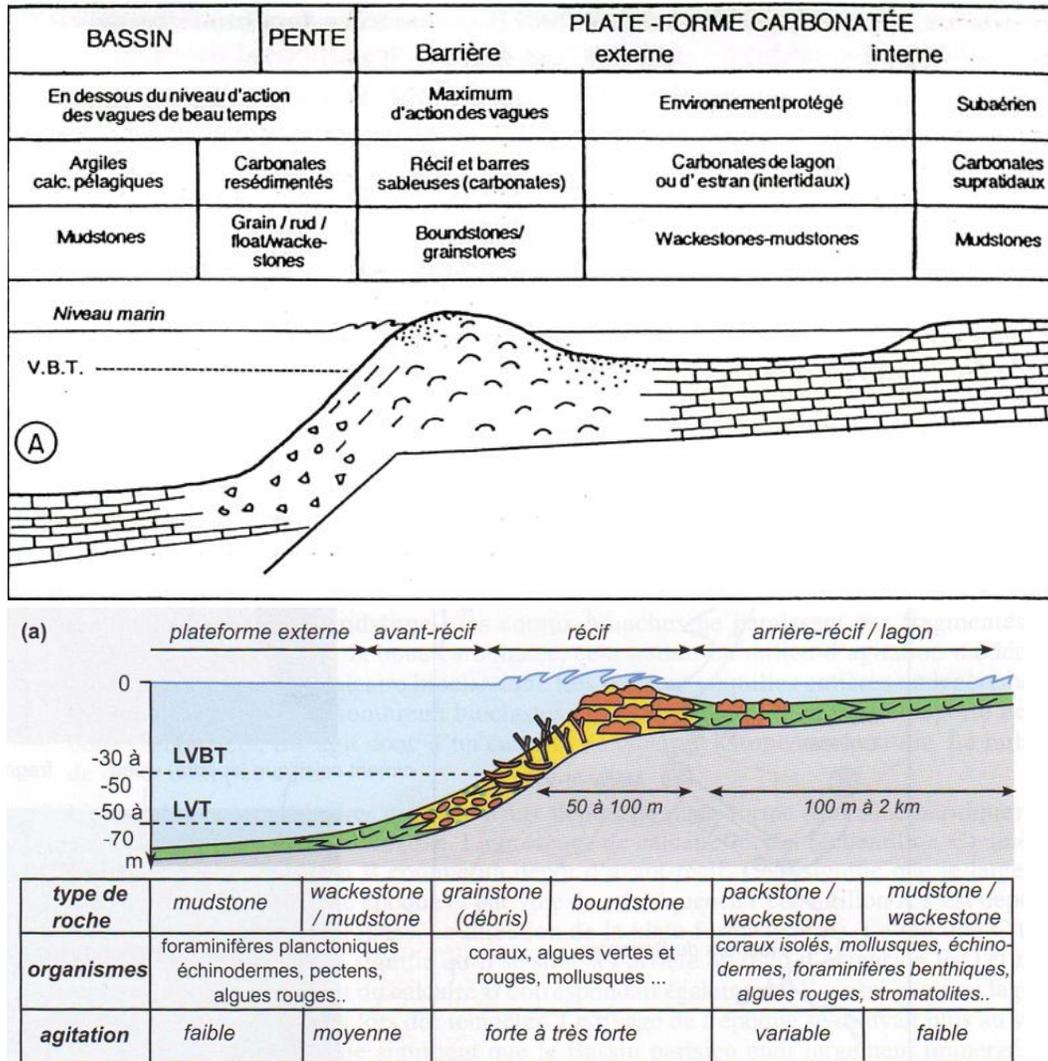


Fig. 204. Modèles sédimentologiques schématiques de plates-formes barrés peu profondes

Exemple n°02 : Le plateau de Belize.

1. Caractéristiques : la profondeur est plus importante (en moyenne supérieure à 50 m), est limité par une très large barrière (03 à 10 km), de coraux et d'îles, peu profonde (< 3m) mais qui descend abruptement du côté océanique.

2. Conditions écologiques : les températures varient de 24 à 27 °C et les précipitations de 25 à 70 cm/an du Nord au Sud. Les vents prédominants sont d'Est, les ouragans moins fréquents qu'en Floride (en moyenne 1 tous les 6 ans). Le courant caraïbe venant de l'Est se fait sentir. La salinité est homogène (35,7 à 36,1 ‰) pour les eaux bien mélangées (30-50 m de profondeur). En surface, elle décroît du Nord vers le Sud du fait, d'une part des apports d'eau douce et, d'autre part, des faibles précipitations au N.

3. Zonation des faciès : elle comprend :

a. Une ceinture côtière silicoclastique (sables et boues terrigènes issus des dépôts pléistocènes du continent), elle est surtout développée au Sud ;

b. Des sédiments à grains fins qui se déposent dans les parties les plus profondes (faible énergie) d'une fosse centrale. Dans ce lagon profond, l'organisation sédimentaire dépend de la profondeur (- 6 m au N à - 60 m au S) et de la salinité de l'eau.

On observe deux types d'évolution. D'une part un gradient Ouest-Est de la teneur en CaCO_3 qui varie de 30 % dans la zone côtière à 90 % à proximité de la barrière récifale. D'autre part un gradient Nord-Sud, reflétant l'augmentation de la profondeur d'eau, qui induit une modification graduelle de la composition de la fraction bioclastique (les fragments de mollusques et les foraminifères dominant au Nord, les articles d'algues vertes (*Halimeda*) au centre, tandis que les tests de *Gypsina* (foraminifères) deviennent prépondérants au Sud).

c. Des sédiments grossiers, issus des récifs et des atolls formant des pinacles à l'intérieur du lagon, s'accumulent aux pieds de ceux-ci du côté sous le vent.

d. La barrière récifale qui se couvre d'un tapis sableux dans la zone interne.

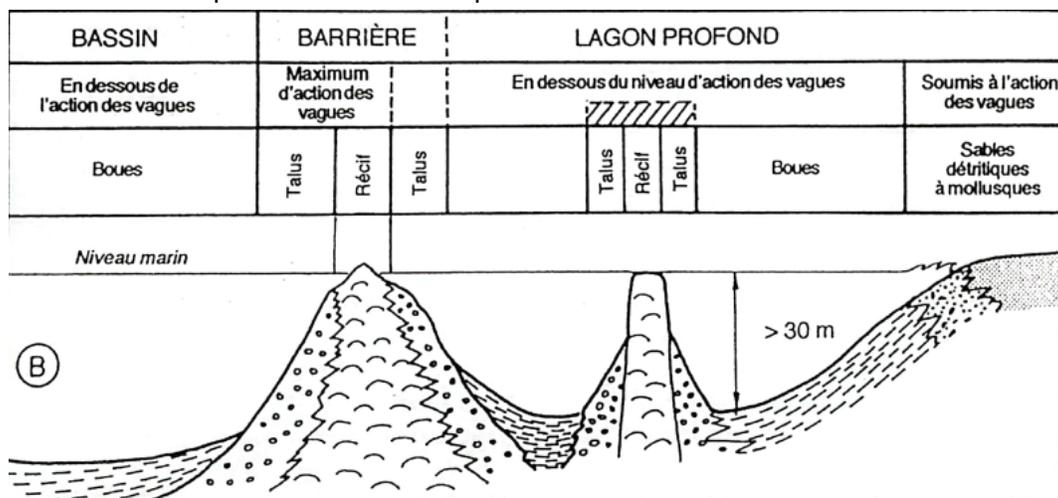


Fig .205. Modèles sédimentologiques schématiques de plates-formes barrées profondes

Deux séquences caractéristiques des plateformes carbonatées barrées (Fig.206):

1. Séquence klupféliennes (d'avant-récif ou séquence de plateforme externe) : C'est une séquence d'accrétion littorale (de comblement) allant du milieu marin externe, relativement

profond (avec niveau de condensation) à la base, à un **haut fond de type bréchiques** ; issus de la destruction du **récif-barrière lors des tempêtes, ou plage** au **sommet**, avec accroissement de l'énergie. Cette **séquence est négative** (granulométrie croissante) et de **tendance régressive**.

2. Séquence quercynoise (Séquence de plate-forme interne) : du bas en haut :

- a. calcaires oolithiques
- b. calcaire
- c. Stromatolithes (intertidal à supratidal)
- d. évaporites (lagunaire)

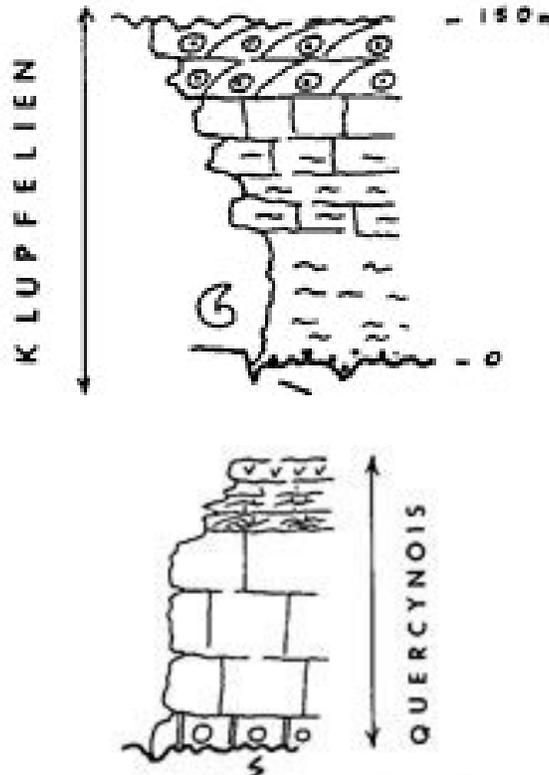


Fig.206. Séquences caractéristiques des plate-formes carbonatées barrées

C. Les bancs ou hauts-fonds carbonates (*carbonate bank*) :

Ce sont des zones de hauts-fonds isolées de l'océan profond qui les entoure par un système de failles pentues. **Dans les environnements chauds**, les bancs sont **peu profonds (< 20 m)** tandis qu'en zone tempérée plus froide, la profondeur peut atteindre **200 à 300 m (Fig.208)**. Dans ce dernier cas, il est souvent difficile de faire la part de l'activité du système actuel par rapport à la conservation d'un système relique correspondant à une période antérieure de bas niveau marin.

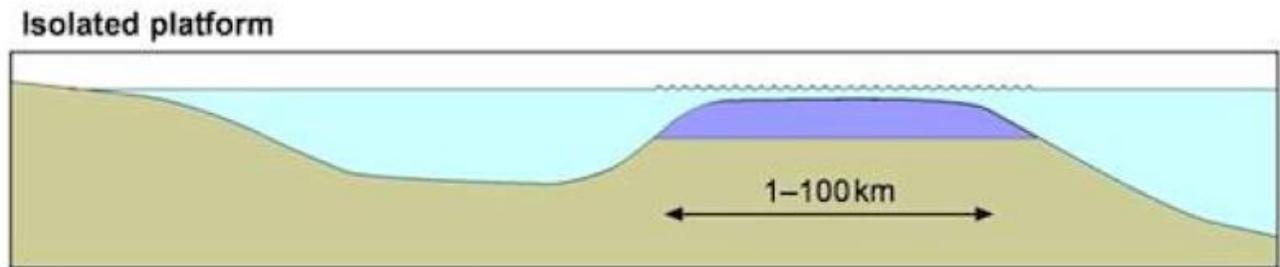


Fig. 207. Banc ou hauts-fonds carbonates

C.1. Les hauts-fonds carbonatés d'environnement chaud :

En première approximation, les bancs en eaux chaudes présentent des sédiments grossiers à leur périphérie où les marées et les vagues, sous l'action du vent, produisent des conditions de haute énergie. Les parties centrales, calmes et peu profondes, sont couvertes de boues souvent riches en pellets.

1. Conditions écologiques : la température de l'eau oscille de **22 à 31°C**. Les vents dominants sont d'Est mais les tempêtes d'hiver proviennent du N.W. Les marées provoquent des mouvements alternatifs d'eau vers l'extérieur et l'intérieur du banc suivant un dispositif radiaire. La salinité, normale aux frontières du banc, peut atteindre **46 ‰** dans certaines zones internes mais l'intensité des précipitations estivales (**100 à 150 cm/an**) empêche le développement des faciès évaporitiques et peut même conduire à des dessalures temporaires locales. La bordure Est du banc (au vent) est constituée d'îles calcaires pléistocènes qui restreignent très fortement les circulations E6W des eaux à l'intérieur du banc.

2. Aspect sédimentologique : la sédimentation est essentiellement biogénique. Les faciès coralgale et les oolithes soulignent les marges tandis que des faciès de **grapestones** et de boues calcaires (avec ou sans pellets) tapissent les zones internes. Les récifs prospèrent sur la bordure Est où les vagues, brassant activement les eaux, maintiennent un taux d'oxygénation élevé. La turbidité des eaux reste faible tandis que salinité et température sont normales. Du fait de la présence, au vent, de l'île d'Andros, les courants à travers le banc sont très faibles et ne peuvent transporter que des boues. Ces faciès calmes ne sont remaniés que par les tempêtes et les vents d'hiver venant du NW. Durant l'été, la stagnation des eaux au centre du banc conduit une élévation de salinité qui modifie les communautés benthiques.

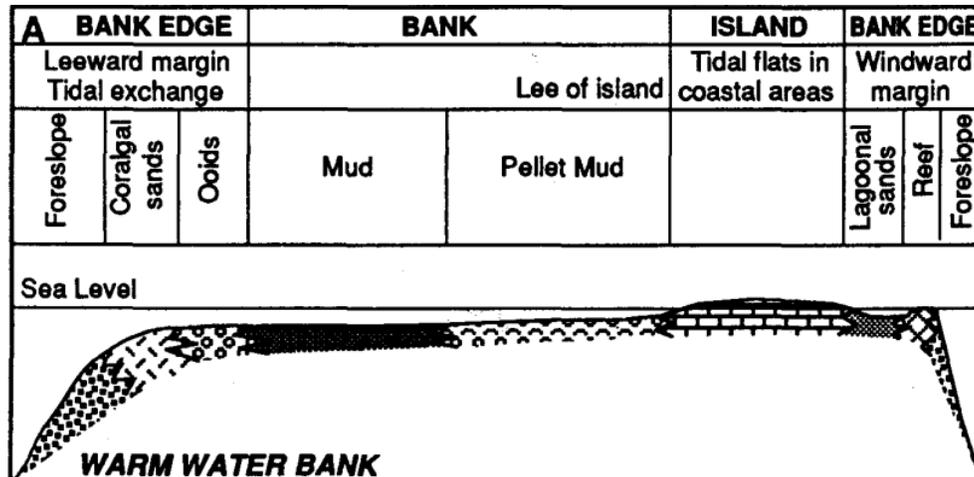


Fig. 208. Modèles sédimentologiques schématisques de hauts-fonds carbonatés en environnement chaud (d'après Jones et Desrochers, 1992)

C.2. Les hauts -fonds carbonates d'environnement tempéré à froid :

1. Conditions écologiques : des courants de haute énergie (principalement Ouest-Est) est générée par des vents violents, des vagues de tempêtes (75 jours/an). La salinité moyenne est de **35,5 ‰**, la température de l'eau varie de **- 15 à + 22** sur le fond.

2. Caractéristiques sédimentologiques : En environnement tempéré plus froid (**Fig.209**), la sédimentation des bancs est constituée de graviers biogéniques et de sables bioclastiques à bryozoaires, mollusques, échinodermes, coraux et gastéropodes. La zonation des faciès sur le banc n'est pas marquée par la granulométrie mais seulement par la nature des composants biogènes des sables.

Les fonds marins sont couverts de graviers et sables biogènes ; les boues n'apparaissent qu'à des profondeurs supérieures à **1500 m**. on distingue la zonation suivante :

- a. Faciès à lamellibranches (et à bryozoaires) à des profondeurs inférieures à **150 m**.
- b. Faciès à bryozoaires à des profondeurs comprises entre **85 et 250 m**.
- c. Faciès à **coraux ahermatypiques** (et à bryozoaires et serpulidés) de **- 200 m** à **- 1000 m** sur les substrats grossiers et rocheux.
- d. Faciès à foraminifères planctoniques dans les sédiments du bassin périphérique (profondeur supérieure à **1000 m**).

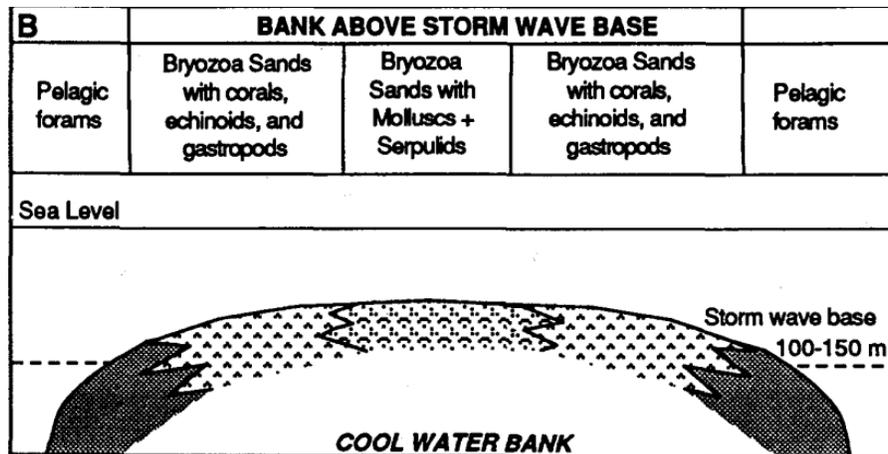


Fig. 209. Modèles sédimentologiques schématiques de hauts-fonds carbonatés en environnement tempéré à froid (d'après Jones et Desrochers, 1992)

D. Les plates-formes des mers intérieures peu profondes (*epeiric shelves*) :

Ce sont des vastes plateformes carbonatées, qui correspondent à des mers intérieures peu profondes (< 10 m). (Fig.210).

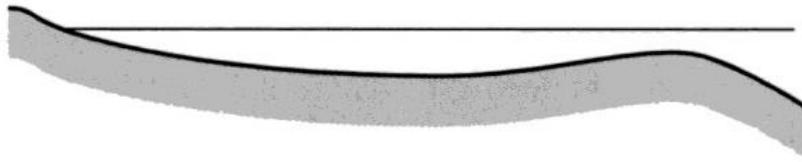


Fig.210. Plate-forme épéirique

Caractéristiques sédimentologiques : Elles sont caractérisées par un milieu calme et à circulation réduite. La sédimentation n'est pas contrôlée par les marées car l'influence des courants de marées et des vagues est faible, du fait d'un amortissement très rapide par la faible profondeur. Les tempêtes peuvent engendrer des circulations périodiques capables de transporter et de trier les particules biogéniques. On distingue **trois zones de sédimentation** :

1. En position interne : zone de **basse énergie** caractérisée par des **faciès à mudstones** (parfois dolomités) et éventuellement **des évaporites** du cote continental.
2. En position intermédiaire : zone de **haute énergie** à **grainstones**.
3. En position externe : zone ouverte sur l'océan, qui se trouve en dessous du niveau d'action des vagues et qui est couverte de sédiments carbonatés fins.

III. LES MICROFACIES STANDARDS DE WILSON ; UN MODELE DE PLATEFORME 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 microfaciès types" ("SMF")**, intégrés dans un système de **neuf ceintures de faciès** :

ZFS 1 : Bassin de mer profonde :

ZFS 2 : Plate-forme profonde

ZFS3 : Base de talus

ZFS 4 : Talus

ZFS 5 : Récif

ZFS6 : Shoals sableux de bordure de plate-forme

ZFS7 : Plate-forme interne

ZFS8 : Plate-forme interne restreinte

ZFS 9 : Sebkhia évaporitique et milieu côtier saumâtre

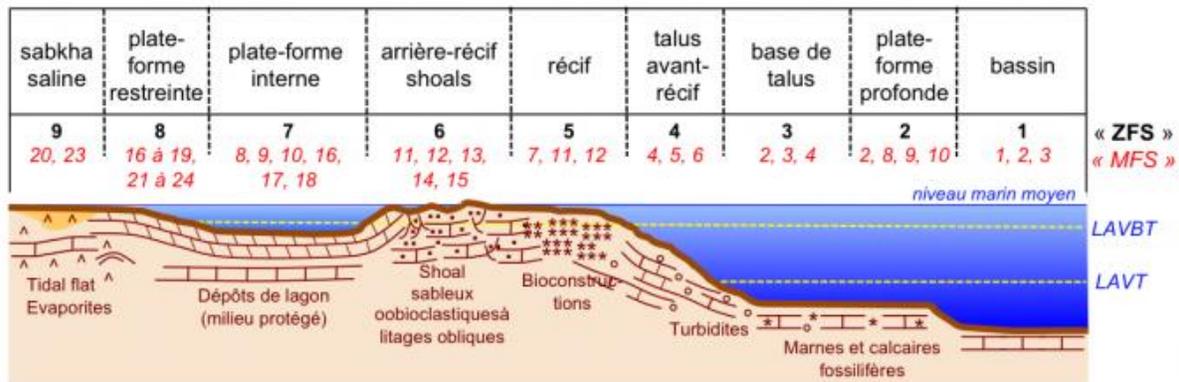


Fig.211. microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975) (hauteurs fortement exagérées).

LAVBT : limite d'action des vagues de beau temps.

LAVT : limite d'action des vagues de tempêtes.

MFS1 : mudstones ou wackestones silteux ou argileux riches en matière organique et/ spicules d'éponges.

MFS2 : packstones et grainstones microbioclastiques à péloïdes.

MFS3 : mudstones et wackestones à microfossiles pélagiques (globigérines, calpionelles...).

MFS4 : microbrèche ou packstones-rudstones à lithoclastes et bioclastes associés à des grains siliceux.

MFS5 : grainstones, packstones ou Floastones bréchiques, riches en débris récifaux allochtones, matrice à structures géopètes.

MFS6 : Rudstones à éléments récifaux de grande taille, peu de matrice.

MFS7 : Boundstones, bioconstructions avec organismes en position de vie.

MFS8 : wackestones et Floastones avec fossiles entiers bien conservés (endo- et épibiontes).

MFS9 : wackestones bioclastiques bioturbés avec bioclastes parfois micritisés.

MFS10 : packstones et wackestones avec bioclastes roulés et encroûtés.

MFS11 : grainstones à bioclastes encroûtés.

MFS12 : grainstones, packstones, Rudstones bioclastiques (lumachelles), avec prédominance de certains organismes (crinoïdes, bivalves, algues dasycladales,...).

MFS13 : grainstones et Rudstones à oncoïdes et bioclastes.

MFS14 : dépôts grossiers à grains roulés et encroûtés, parfois mêlés à des oolithes et des péloïdes, voire des lithoclastes "lag deposits" ; présence possible de phosphates, oxydes de fer.

MFS15 : grainstones à oolithes, avec stratification entrecroisée.

MFS16 : grainstones à péloïdes dominants et quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères benthiques,...).

MFS17 : grainstones à grains agrégés (grapestones) avec quelques péloïdes, et grains encroûtés.

MFS18 : grainstones et packstones à foraminifères benthiques ou algues vertes (dasycladales) très abondants.

MFS19 : mudstones, wackestones laminaires (Bindstones) à péloïdes et **fenestrae**, passant à des grainstones à péloïdes; ostracodes, quelques foraminifères benthiques, gastéropodes et algues.

MFS20 et 21 : mudstones à stromatolithes et packstones à fenestrae.

MFS22 : Floastones, wackestones à oncoïdes.

MFS23 : mudstones homogènes, non laminés sans fossiles; évaporites possibles.

MFS24 : packstones, wackestones, Floastones ou Rudstones bréchiques non fossilifères à lithoclastes micritiques.

III.1. LE MODELE DE RAMPE :

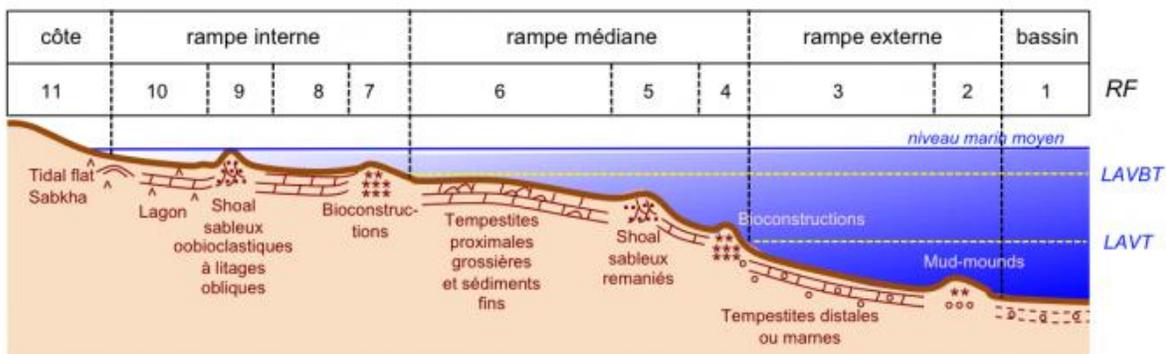


Fig. 212. Modèle de rampe carbonatée et répartition des faciès (RF)

LAVBT : limite d'action des vagues de beau temps

LAVT : limite d'action des vagues de tempêtes

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".