

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique  
Université Larbi Ben M'Hidi – Oum El Bouaghi  
Faculté des Sciences de la Terre et d'Architecture  
*Département de Géologie*

COURS  
DE  
SEDIMENTOLOGIE  
3<sup>ème</sup> Année Licence  
Géologie Fondamentale

Préparé par Monsieur **Rabah ZEDAM.**

Maître de Conférences "A"

Année Universitaire 2025 / 2026

# PROGRAMME OFFICIEL AGREE SELON LA PLAQUETTE DE FORMATION

## **I. Introduction**

1. Les Roches sédimentaires
2. Les Bassins sédimentaires

## **II. Les Milieux silico-clastiques**

1. Introduction
2. Les Environnements de dépôt des roches détritiques
  - 2.1. Dépôts de cônes d'éboulis
  - 2.2. Dépôts éoliens
  - 2.3. Dépôts fluviatiles : Phénomènes dynamiques fluviatiles et sédimentation fluviatile
  - 2.4. Dépôts littoraux
    - Morphologie sous-marine et littorale
    - Phénomènes dynamiques actuels et sédimentation marine
    - Dynamique des zones d'embouchure et sédimentation au voisinage d'embouchures
  - 2.5. Dépôts de plateau continental
  - 2.6. Dépôts de bassin et turbidites

## **III. Les Milieux carbonatés**

1. Généralités
2. Les Environnements de dépôt des carbonates
  - 2.1. Carbonates lacustres
  - 2.2. Plates-formes carbonatées tempérées
  - 2.3. Plates-formes carbonatées tropicales
  - 2.4. Les marges récifales
  - 2.5. Le talus
  - 2.6. Le bassin

## **IV. Les Milieux évaporitiques**

1. Introduction
2. Evaporites Continentales
3. Evaporites Marines Peu Profondes
4. Evaporites Profondes

## *PREFACE*

Ce cours de sédimentologie s'adresse aux étudiants en géologie, plus particulièrement à ceux de troisième année de Licence en géologie fondamentale. Sur le plan pédagogique et organisationnel, il correspond au contenu de l'unité d'enseignement fondamentale **UEF 512**, conformément au programme officiel de la plaquette de formation. Cette unité est créditée d'un **coefficient 4** et de **7 crédits**, avec un volume horaire hebdomadaire de **3 heures de cours** magistraux et **3 heures de travaux pratiques (TP)**.

L'objectif principal de ce cours est l'étude des différents milieux de sédimentation, qu'ils soient continentaux ou océaniques, ainsi que la caractérisation des sédiments qui leur sont associés. Les travaux pratiques visent à initier les étudiants aux principales méthodes d'analyse et d'étude utilisées en sédimentologie.

Dans sa conception, ce cours suit l'organisation proposée par le programme officiel. Après une introduction consacrée à quelques rappels sur les notions de sédiments et de roches sédimentaires, le contenu aborde la structuration et la typologie des bassins sédimentaires. La suite du cours est consacrée à l'étude des différents milieux de sédimentation et de leurs caractéristiques sédimentologiques, biostratigraphiques et paléo environnementales, notamment les milieux silico-clastiques, carbonatés et évaporitiques.

D'une manière générale, la dynamique sédimentaire retrace les conditions d'évolution de la sédimentation à la surface de la Terre. Elle met en évidence les principaux éléments et processus intervenant dans la genèse des dépôts sédimentaires : l'origine et le transport des sédiments, la mise en place des dépôts clastiques, les phénomènes de précipitation et de bio-précipitation, la diagenèse, ainsi que l'organisation et l'interprétation des séries sédimentaires. L'étude de la dynamique terrestre et des mécanismes contrôlant la formation, le transport et le dépôt des sédiments est abordée selon une approche à la fois mécanique et chimique.

Il s'agit d'une procédure fondée sur les notions de faciès, de séquences de faciès et de modèles de dépôt. Elle s'appuie sur de nombreux exemples de terrain. La reconstitution des paléoenvironnements est également complétée par l'analyse de l'évolution spatio-temporelle des séries sédimentaires. Les bassins sédimentaires sont ainsi replacés dans leur contexte géodynamique afin de mieux comprendre leur origine, leur fonctionnement et leur évolution au cours du temps.

Ce cours de sédimentologie est consacré à la caractérisation des milieux de sédimentation et à l'interprétation des dépôts sédimentaires dans le but de reconstituer les paléoenvironnements et de comprendre l'évolution des bassins sédimentaires. L'étude analytique des constituants et des roches

sédimentaires, relevant de la pétrographie sédimentaire, sera traitée séparément, notamment dans le cadre des travaux pratiques. Sur le terrain, le géologue doit être en mesure d'interpréter les informations enregistrées dans les dépôts sédimentaires. Cette démarche repose sur l'analyse des processus de sédimentation et des différentes étapes du cycle sédimentaire, illustrées par des exemples concrets observés sur le terrain.

Le cours accorde également une attention particulière aux mécanismes contrôlant la formation, le transport et la mise en place des sédiments dans le cadre de la dynamique terrestre. L'influence des facteurs climatiques et tectoniques y est mise en évidence selon une approche physico-chimique. L'altération et la diagenèse constituent deux étapes fondamentales du cycle sédimentaire. Elles sont intimement liées, puisque les produits issus de l'altération fournissent la matière première des processus diagénétiques responsables de la transformation progressive des sédiments en roches sédimentaires.

L'étude des relations entre altération et diagenèse permet de :

- Cerner l'origine des roches sédimentaires ;
- Reconstituer les conditions paléo climatiques et paléo environnementales ;
- Evaluer les propriétés des réservoirs pétroliers, des aquifères et des gisements minéraux ;
- Comprendre l'évolution de la porosité et de la perméabilité des sédiments.

Les produits de l'altération constituent ainsi la base matérielle et chimique des transformations diagénétiques. Après leur transport et leur dépôt, ces matériaux subissent diverses modifications physiques, chimiques et minéralogiques conduisant à la lithification des sédiments. La diagenèse dépend donc étroitement de la nature des matériaux hérités de l'altération, mais également des conditions physico-chimiques régnant dans les milieux de sédimentation et d'enfouissement.

## TABLE DES MATIERES

<b>PREFACE</b> .....	03
<b>CHAPITRE I. INTRODUCTION</b> .....	08
<b>I.1. Rappel</b> .....	08
I.1.1. Les Sédiments.....	08
I.1.2. Les agents de transport des sédiments.....	10
<b>I.2. Les roches sédimentaires</b> .....	12
I.2.1. Le faciès sédimentaire.....	14
I.2.2. Le paléoenvironnement.....	15
I.2.3. Diversité des roches sédimentaires.....	16
<b>I.3. Les Bassins sédimentaires</b> .....	19
I.3.1. Les bassins sédimentaires, zones de subsidence.....	19
I.3.1.1. Notion de bassin sédimentaire.....	19
I.3.1.2. Bassins initialement formés par subsidence tectonique.....	19
I.3.1.3. Subsidence pouvant s'accroître sous le poids des sédiments.....	19
I.3.1.4. Dépôts affectés par les variations absolues du niveau marin (Eustatisme).....	20
I.3.2. Les bassins sédimentaires intimement liées au contexte Géodynamique.....	20
I.3.2.1. Préalable : la diversité des contextes géodynamiques.....	20
I.3.2.2. Bassins associés aux zones de convergence.....	22
I.3.2.3. Bassins associés aux zones de divergence.....	22
I.3.2.4. Les Bassins en pull-apart, liés aux failles décrochantes.....	22
I.3.2.5. Les bassins intracontinentaux associés aux zones stables.....	23
<b>CHAPITRE II. LES MILIEUX SILICO-CLASTIQUES</b> .....	26
<b>II.1. Introduction</b> .....	26
<b>II.2. Les environnements de dépôt des roches détritiques</b> .....	27
II.2.1. Dépôts de cônes d'éboulis.....	27

II.2.2. Dépôts éoliens.....	29
II.2.2.1. Les dépôts sableux.....	29
II.2.2.2. Les dépôts de poussière.....	32
II.2.3. Dépôts glaciaires.....	33
II.2.3.1. Les différents types de glaciers.....	34
II.2.3.2. Les Faciès glaciaires.....	35
II.2.4. Dépôts fluviatiles.....	37
II.2.4.1. Introduction.....	37
II.2.4.2. Les cônes alluviaux (alluvial fans).....	38
II.2.4.3. Les réseaux fluviatiles.....	40
II.2.5. Dépôts lacustres.....	45
II.2.5.1. Introduction.....	45
II.2.5.2. Types de lacs.....	46
II.2.5.3. Sédimentation lacustre.....	47
II.2.6. Dépôts de plateau continental.....	48
II.2.6.1. Introduction.....	48
II.2.6.2. Caractéristiques des dépôts sableux des milieux marins peu profonds.....	49
II.2.6.3. Les deux types de plateaux continentaux.....	50
II.2.6.4. Effets des variations du niveau marin.....	54
II.2.7. Dépôts de bassin et turbidites.....	55
II.2.7.1. Introduction.....	55
II.2.7.2. Morphologie des bassins océaniques.....	57
II.2.7.3. Sédiments détritiques terrigènes.....	58
II.2.7.4. Sédiments pélagiques.....	62
<b>CHAPITRE III. LES MILIEUX CARBONATES.....</b>	<b>66</b>
<b>III.1. Généralités.....</b>	<b>66</b>
<b>III.2. Les Environnements de dépôt des carbonates.....</b>	<b>67</b>
III.2.1. Carbonates lacustres et karstiques.....	67

III.2.2. Carbonates des milieux marins peu profonds.....	69
III.2.2.1. Différences entre plates-formes carbonatées et plates-formes détritiques.....	70
III.2.2.2. Facteurs controlant la sedimentation carbonatée.....	70
III.2.2.3. Morphologie des plates-formes carbonatées.....	72
III.2.2.4. Carbonates déposés en milieu littoral.....	76
III.2.2.4.1. Plages.....	76
III.2.2.4.2. Lagunes.....	77
III.2.2.4.3. Dépôts carbonatés supratidaux.....	77
III.2.2.4.4. Carbonates intertidaux.....	78
III.2.2.5. Carbonates déposés au niveau du plateau continental.....	79
III.2.2.5.1. Bancs de sable carbonaté.....	79
III.2.2.5.2. Récifs.....	79
III.2.2.5.3. Plate-forme externe et rampe carbonatée.....	82
III.2.3. Carbonates des milieux profonds (Pente / Bassin océanique).....	84
<b>CHAPITRE IV. LES MILIEUX EVAPORITIQUES.....</b>	<b>86</b>
<b>IV.1. Introduction.....</b>	<b>86</b>
<b>IV.2. Evaporites continentales.....</b>	<b>87</b>
IV.2.1. Lacs salins.....	87
IV.2.2. Lacs Ephémères (ou Temporaires).....	89
<b>IV.3. Evaporites marines peu profondes.....</b>	<b>90</b>
IV.3.1. Lagunes.....	90
IV.3.2. Sebkhass côtières.....	91
<b>IV.4. Evaporites profondes.....</b>	<b>92</b>
IV.4.1. Evaporites déposées au niveau de la plate-forme continentale.....	92
IV.4.2. Dépôts évaporitiques géants anciens.....	92
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>	<b>96</b>

## CHAPITRE I : INTRODUCTION

La sédimentologie est la science qui étudie les sédiments, elle consiste à étudier les processus de formation, de transport et de dépôt des matériaux qui s'accumulent en tant que sédiments dans les différents environnements, aussi bien marins que continentaux. Ces sédiments donneront par la suite les roches sédimentaires. La sédimentologie vise également à reconstituer les paléoenvironnements de dépôt.

### I.1. Rappel

#### I.1.1. Les Sédiments

Ce sont des Particules ou ions issues de l'altération (au sens large) d'une roche préexistante, ou parfois des restes d'êtres vivants, et subissant un transport avant dépôt. Un sédiment peut être défini comme un ensemble non consolidé de particules. La nature et l'origine des particules sédimentaires sont très variées. On peut distinguer :

- **Les particules d'origine minérale** (grains minéraux ou fragments de roche). Ces particules proviennent généralement des continents (grains terrigènes) ; elles peuvent aussi être liées à des éruptions volcaniques explosives (grains volcani-clastiques) ; elles sont plus rarement d'origine extraterrestre (grains météoritiques).
- **Les particules d'origine organique** qui sont représentées par les restes fragmentés ou non d'animaux ou de végétaux morts (par exemple des coquilles).
- **Les particules d'origine chimique** qui résultent de la précipitation de substances dissoutes (par exemple les cristaux de sel).

Avant de constituer un sédiment, les particules sédimentaires ont été déplacées à la surface terrestre par un ou plusieurs agents de transport, tels que le vent, la gravité, l'eau ou la glace.

Il est nécessaire de distinguer les sédiments, qui sont des dépôts meubles, des roches sédimentaires, qui résultent de la consolidation (ou lithification) de ces sédiments.

Par ailleurs, les sédiments sont classés selon plusieurs critères, notamment leur taille, leur forme et leur composition.

### **a) Taille des grains**

Elle donne trois grandes classes de sédiments et de roches sédimentaires détritiques.

- *Rudites* (graviers, cailloux, galets, blocs), de taille supérieure à 2 mm ;
- *Arénites* (sable) mesurant entre 2 mm et 1/16 mm (62,5 µm) ;
- *Lutites* (argile, silt ou limon), de diamètre inférieur à 62,5 µm.

En général, l'échelle de Wentworth (**Fig. 01**) est utilisée pour caractériser et identifier les dépôts clastiques terrigènes. Elle permet également de distinguer la fraction fine, analysée en laboratoire (sédiments de diamètre inférieur à 2 mm), de la fraction grossière (supérieure à 2 mm), qui est étudiée directement sur le terrain.

### **b) Forme des grains**

La forme des particules peut être définie en référence à trois paramètres :

- *La sphéricité* désigne la forme générale du grain (elle peut être sphérique, lamellaire, tabulaire, ...).
- *Le degré d'arrondi* est lié à la durée du transport. Les deux extrêmes sont les grains bien arrondis, ayant subi un long transport (avec des angles émoussés et des bords lisses) et les grains anguleux, ayant subi un transport très court (avec des arêtes vives).
- *La texture de surface* décrit des caractéristiques à petite échelle visibles à la surface des grains, comme les stries, les traces de chocs ou de frottements.

### **c) Composition des grains**

La composition chimique ou minéralogique peut être identifiée grâce à différentes méthodes d'analyses physico chimiques, notamment la diffractométrie aux rayons X (utilisée pour les minéraux argileux) ainsi que la fluorescence X. Par ailleurs, la nature lithologique de la roche mère fait généralement l'objet d'une évaluation.

Taille (mm) (phi)		Sédiments	Roche	Classe
256	-8	blocs ( <i>boulders</i> )	Conglomérat ( <i>conglomerate</i> )	Rudite
128	-7	cailloux / galets ( <i>cobbles</i> )		
64	-6			
32	-5			
16	-4	graviers ( <i>pebbles</i> )		
8	-3			
4	-2	gravillons ( <i>granules</i> )	Grès ( <i>sandstone</i> )	Arenite
2	-1			
1	0	sable très grossier		
1/2	0,50	sable grossier		
1/4	0,25	sable moyen		
1/8	0,125	sable fin		
1/16	0,0625	sable très fin	Siltite et Argilite ( <i>mudrock</i> )	Lutite
1/32	0,031	silt grossier		
1/64	0,0156	silt moyen		
1/128	0,0078	silt fin		
1/256	0,0039	silt très fin		
		argile		

Fig. 01. Classification dimensionnelle d'Udden - Wentworth pour les sédiments et les roches détritiques. Le diamètre des grains (en mm) est utilisé pour définir les différentes tailles sur l'échelle. L'échelle phi est égale à  $(-\log 2)$  du diamètre du grain.

### I.1.2. Les agents de transport des sédiments

#### • La gravité

Le mode de transport des sédiments le plus simple repose sur l'action de la gravité, qui entraîne les particules le long des pentes. Les chutes de roches produisent des accumulations au pied des versants, composées principalement de fragments grossiers et généralement peu organisés.

#### • L'eau

L'eau constitue de loin l'agent de transport le plus important. Elle circule à la surface du sol, dans les rivières ou sous forme de ruissellement diffus. Les courants marins, quant à eux, sont générés par le vent, les marées et la circulation océanique. Ces mouvements peuvent déplacer des éléments grossiers près du fond et maintenir en suspension des particules fines.

Les sédiments peuvent ainsi parcourir des distances très importantes, allant de centaines à des milliers de kilomètres, avant leur dépôt.

- **Le vent**

Le vent assure le transport de particules fines comme la poussière et le sable sur de longues distances à partir des continents. Toutefois, sa capacité de transport reste limitée en raison de la faible densité de l'air.

- **La glace**

Contrairement à l'eau et à l'air, la glace se déplace lentement, mais peut être considérée comme un fluide à forte viscosité. Elle est capable de transporter de grandes quantités de débris. Ce mode de transport est particulièrement important dans les régions polaires (calottes glaciaires) ainsi que dans les glaciers de montagne. Durant les périodes glaciaires, les glaciers ont déplacé d'énormes volumes de sédiments (Fig. 02).

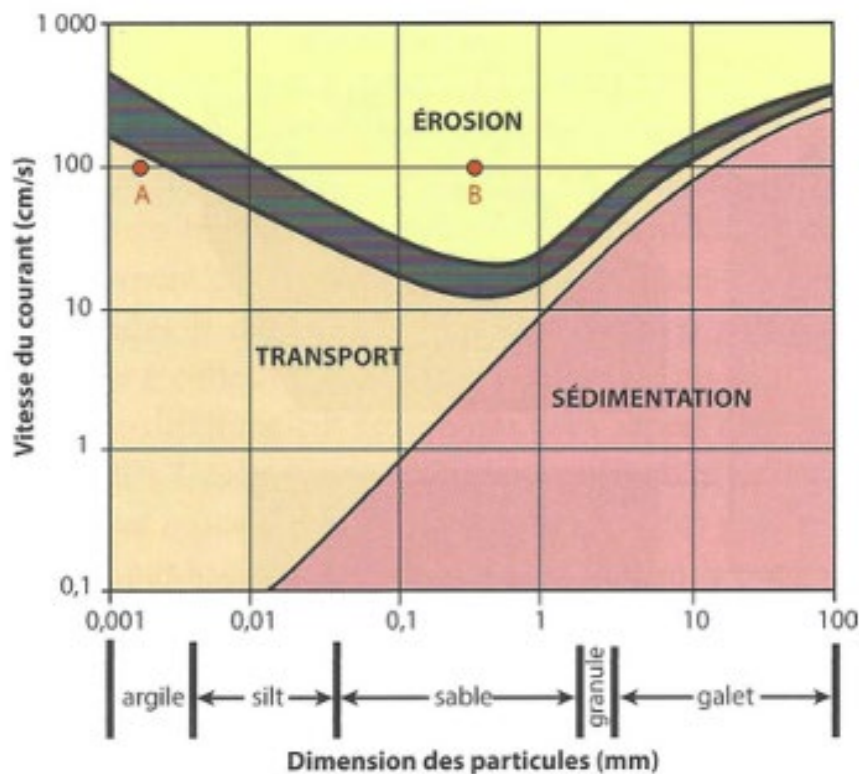


Fig. 02. Diagramme de Hjulström, (1935). Relation entre la vitesse d'écoulement, la taille des particules et la triptyque : Transport-Dépôt-Erosion.

## I.2. Les roches sédimentaires

Roches constituées d'un assemblage de particules sédimentaires et/ou ions cristallisés, et / ou parfois de restes d'êtres vivants, ayant subi une consolidation. Si (et seulement si) la roche sédimentaire subit à son tour l'altération, alors on aboutit à un processus sédimentaire cyclique qu'on peut nommer cycle sédimentaire (Fig. 03). Les roches sédimentaires (ou exogènes) sont celles dont les composants proviennent de la surface de la planète. C'est un ensemble hétérogène regroupant des roches qui peuvent différer par leur aspect, leur origine et leur mode de formation.

La plupart de ces roches sont constituées de sédiments formés à la surface de la terre et consolidés ensuite à quelques kilomètres de profondeur. Dans le paysage, les roches sédimentaires se présentent généralement sous forme de couches parallèles (strates).

Les roches sédimentaires font partie d'un cycle géologique : leurs constituants (grains ou ions solubles) résultent de l'altération de roches ou de sédiments préexistants. Ces derniers sont ensuite transportés et se déposent ou (précipitent) dans un bassin de sédimentation. Après leur dépôt, les phénomènes de diagenèse les transforment en roches sédimentaires. Ces roches peuvent subir un métamorphisme et être à leur tour soumises à l'altération lors de leur passage à la surface des continents.

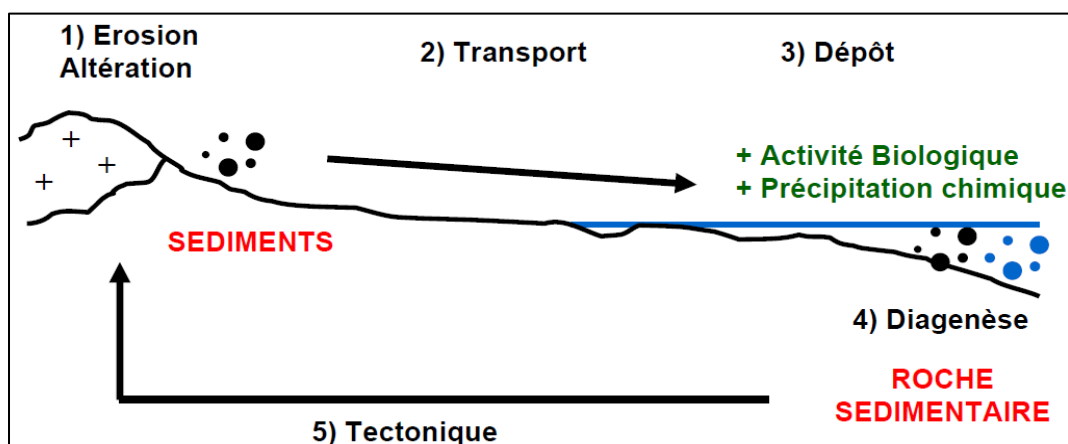


Fig. 03. Les différents processus agissants lors d'un cycle sédimentaire (Emmanuel & al., 2007).

Les roches sédimentaires sont classées en trois classes génétiques principales (Fig. 04) :

➤ **Roches détritiques terrigènes**

Les roches détritiques terrigènes, également appelées roches silico-clastiques, se constituent à partir de fragments minéraux provenant de l'altération de roches plus anciennes, principalement d'origine continentale et riches en silice. La taille de ces particules varie considérablement, allant de quelques micromètres (comme les argiles) à des blocs de plusieurs mètres. Ces roches sont classées selon la granulométrie de leurs éléments constitutifs. Elles représentent environ 75 à 85 % de l'ensemble des roches sédimentaires et se retrouvent dans des formations couvrant une large période, du Précambrien à l'Holocène. Parmi elles, les grès et les conglomérats constituent environ 20 à 25 %, tandis que les lutites (incluant siltites et argilites) représentent près de 60 %.

➤ **Roches biogéniques (biochimiques ou organiques)**

Les roches biogéniques se forment grâce à l'activité des organismes vivants, qui utilisent des substances minérales dissoutes dans l'eau ou l'air pour élaborer leurs structures. Après leur accumulation, ces restes organiques donnent naissance à des sédiments. Ce type de roche constitue environ 15 % des roches sédimentaires. On y retrouve notamment différents types de calcaires issus des squelettes d'organismes (coraux, mollusques, foraminifères), le charbon provenant de végétaux ayant capté le carbone atmosphérique, ainsi que les cherts, formés à partir de squelettes siliceux d'organismes microscopiques comme les radiolaires et les diatomées.

➤ **Roches d'origine chimique**

Les roches chimiques apparaissent lorsque des minéraux dissous dans une solution atteignent un état de sursaturation et précipitent sans intervention biologique, souvent à cause de l'évaporation de l'eau.

Elles sont relativement rares et représentent moins de 1 % des roches sédimentaires. Les exemples les plus courants incluent les roches évaporitiques, comme la halite (sel gemme) et le gypse, ainsi que certains calcaires particuliers tels que le calcaire oolithique ou le travertin.

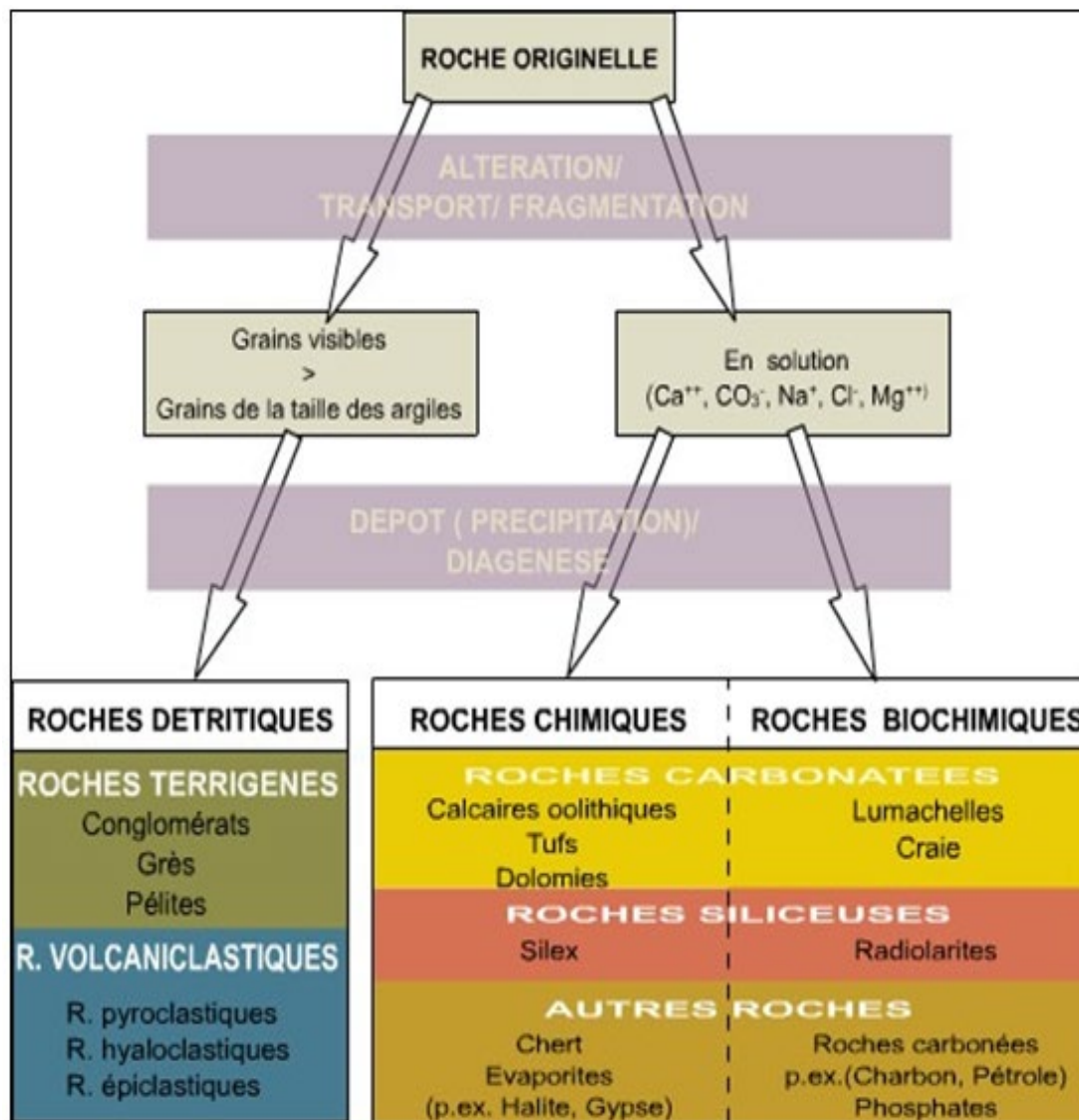


Fig. 04. Classification des roches sédimentaires (<http://objectifterre.unil.ch/index.php?id=2857>).

### I.2.1. Le faciès sédimentaire

Un ensemble de caractéristiques constitutives et géométriques des dépôts sédimentaires renseignant sur leurs modalités de mise en place. On peut appeler faciès sédimentaire l'ensemble des caractéristiques lithologiques (composition des particules sédimentaires,

nature d'un éventuel ciment...), géométriques (figures de sédimentation ou d'érosion) voire paléontologiques (présence de fossiles et leur nature) qui caractérisent les conditions de sédimentation d'un dépôt donné et permettent de reconstituer un environnement de dépôt, y compris un paléoenvironnement (Fig. 05).

### I.2.2. Le paléoenvironnement

Il s'agit d'un environnement passé de dépôt d'un sédiment ou de formation d'une roche sédimentaire. La reconstitution des paléoenvironnements s'appuie sur le principe d'actualisme (= *Uniformitarisme*) qui stipule que « le présent est la clef du passé », c'est-à-dire que les processus géologiques à l'œuvre aujourd'hui se produisaient aussi jadis en générant dans les mêmes conséquences.

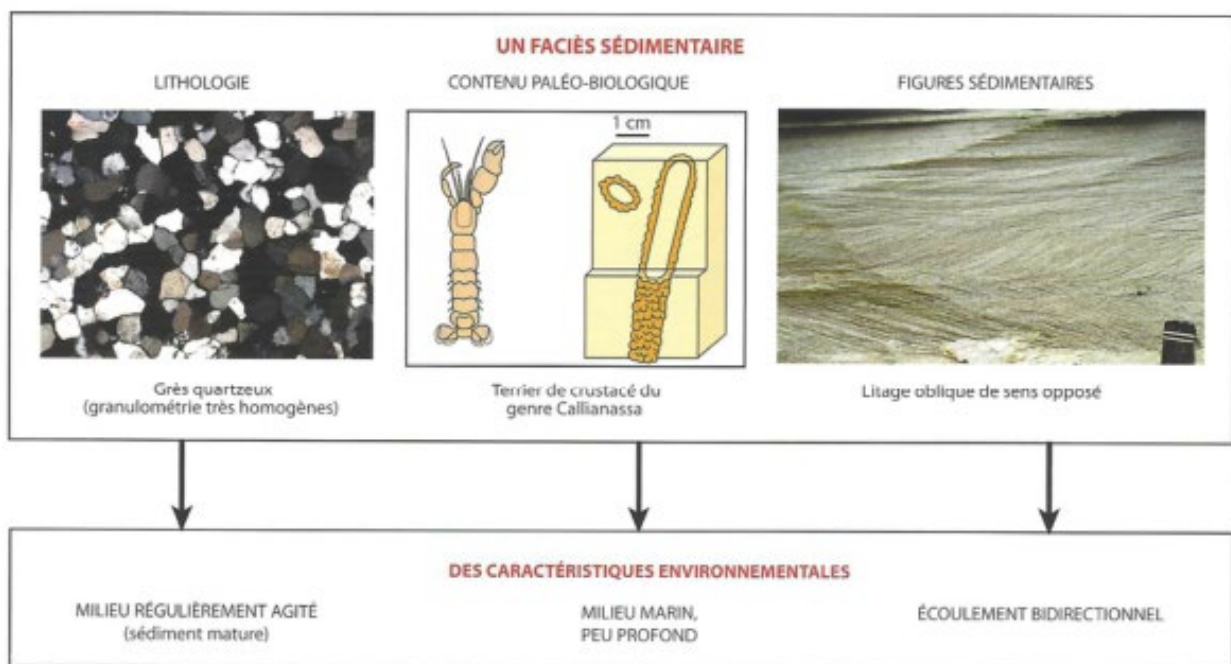


Fig. 05. Du faciès au paléoenvironnement (Jaujard, 2015). Un impact des modalités de Transport et de dépôt sur les figures sédimentaires formées : notion de faciès sédimentaire.

La sédimentologie touche à beaucoup d'autres domaines. Elle emprunte des notions à la physique, à la chimie et à la biologie (Fig. 06) :

- *Des bases de physique* sont nécessaires pour comprendre comment les particules sédimentaires sont transportées et déposées par l'eau ou par l'air.

- *Les principes de la chimie* sont fondamentaux pour mieux appréhender l'altération des roches et la diagenèse.
- *La biologie* est, quant à elle, indispensable pour reconstituer les anciens milieux de dépôts sur la base des fossiles contenus dans les roches.

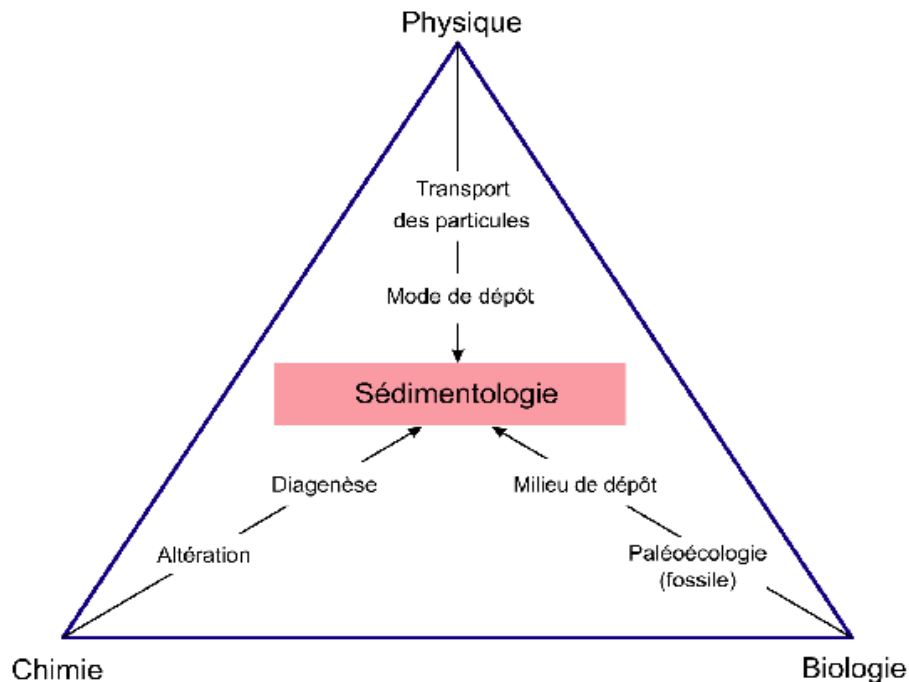


Fig. 06. Rapport de la sédimentologie avec d'autres sciences fondamentales (Selley, 1988).

Ainsi, nous pouvons conclure que la sédimentologie est une spécialité de la géologie qui étudie les sédiments et les roches sédimentaires. Elle s'intéresse aux processus qui génèrent les particules sédimentaires, qui les transportent, qui les déposent et enfin qui contribuent à la transformation de sédiments en roches.

### I.2.3. Diversité des roches sédimentaires

Selon les différents types de classification des roches sédimentaires, il existe une grande diversité de cette catégorie de roches. D'après la composition chimique, nous distinguons :

- Roches siliceuses (silice)
- Roches argileuses (phyllo silicates d'aluminium)
- Roches carbonatées (carbonates de calcium et magnésium)

- Roches phosphatées (phosphates de calcium)
- Roches carbonées (carbone et hydrocarbures)
- Roches salines (chlorures, sulfates de Ca, Na, K)
- Roches ferrifères (oxydes, hydroxydes de fer)



Brèche sédimentaire  
(Éléments anguleux)



Poudingue  
(Éléments arrondis)



Calcaire



Calcaire à débris



Calcaire  
Oolithique



Calcaire  
Lithographique



Craie



Silex



Sable



Grès



Halite  
(Sel gemme)



Argilite  
(Shale)

### I.3. Les Bassins sédimentaires

#### I.3.1. Les bassins sédimentaires, zones de subsidence

##### I.3.1.1. Notion de bassin sédimentaire

Un bassin sédimentaire est une zone de taille variable en déclivité par rapport aux reliefs alentour qui accueille des sédiments qui s'y déposent. Le bassin sédimentaire ne se forme que là où les sédiments peuvent s'accumuler. Cette accumulation nécessite une création d'espace, résultant soit d'un enfoncement de la base du bassin (subsidence), soit d'une hausse du niveau de la mer.

##### I.3.1.2. Bassins initialement formés par subsidence tectonique

- Les bassins sédimentaires sont des zones généralement en subsidence, c'est-à-dire qu'elles subissent un affaissement lent et plus ou moins régulier.
- Cette subsidence est généralement due à des mouvements tectoniques qui, au minimum, initient souvent la mise en place du bassin : c'est alors une subsidence tectonique (Fig. 07).

##### I.3.1.3. Subsidence pouvant s'accroître sous le poids des sédiments

Lorsque les sédiments s'accumulent dans un bassin, leur poids peut augmenter l'affaissement du bassin : c'est alors une subsidence de charge sédimentaire qui se superpose généralement au phénomène tectonique.

► La subsidence : un enfoncement de la croûte terrestre  
ex: Rifting

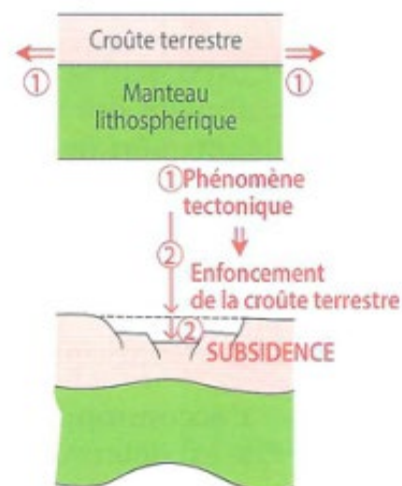


Fig. 07. Subsidence tectonique et formation d'un bassin (Bodri & al., 2018).

### I.3.1.4. Dépôts affectés par les variations absolues du niveau marin (Eustatisme)

➤ Au cours des temps géologiques, le niveau moyen des mers (ligne moyenne des eaux contre les continents) subit des variations : c'est l'eustatisme.

➤ Les conditions de sédimentation en milieu marin / océanique ou littoral ainsi que la nature des dépôts accumulés étant très liées à la profondeur, ces variations du niveau marin modifient les conditions de dépôt.

## I.3.2. Les bassins sédimentaires intimement liées au contexte Géodynamique

### I.3.2.1. Préalable : la diversité des contextes géodynamiques

- Les principaux contextes géodynamiques sont les suivants (Fig. 08) :
- Le contexte de convergence, où deux plaques se rapprochent, ce qui peut provoquer :
    - Une subduction : passage d'une plaque sous une autre.
    - Une collision : affrontement des deux plaques.
  - Le contexte de divergence, zone où deux plaques divergent l'une de l'autre, ce qui intervient au niveau des dorsales et des rifts continentaux.
  - Le contexte de coulissage, zone où deux plaques coulissent l'une par rapport à l'autre.

Il existe de nombreuses zones stables où la sédimentation peut s'effectuer également.

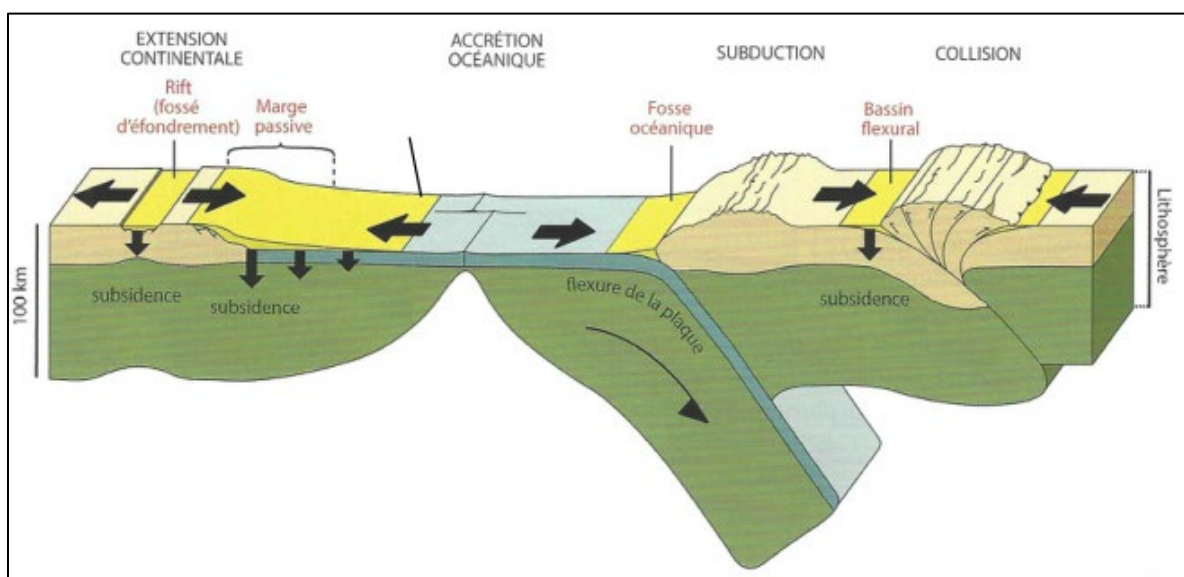


Fig. 08. Diversité des bassins sédimentaires en lien avec les mouvements Lithosphériques principaux : Vision simplifiée (Jaujard, 2015, modifié).

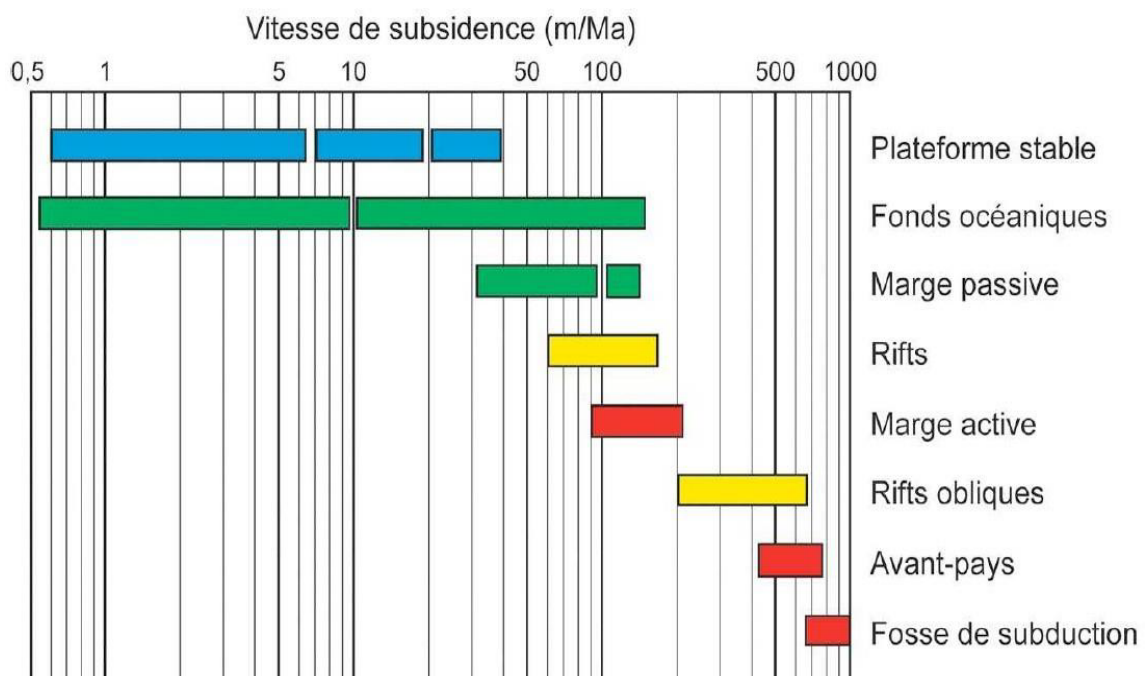
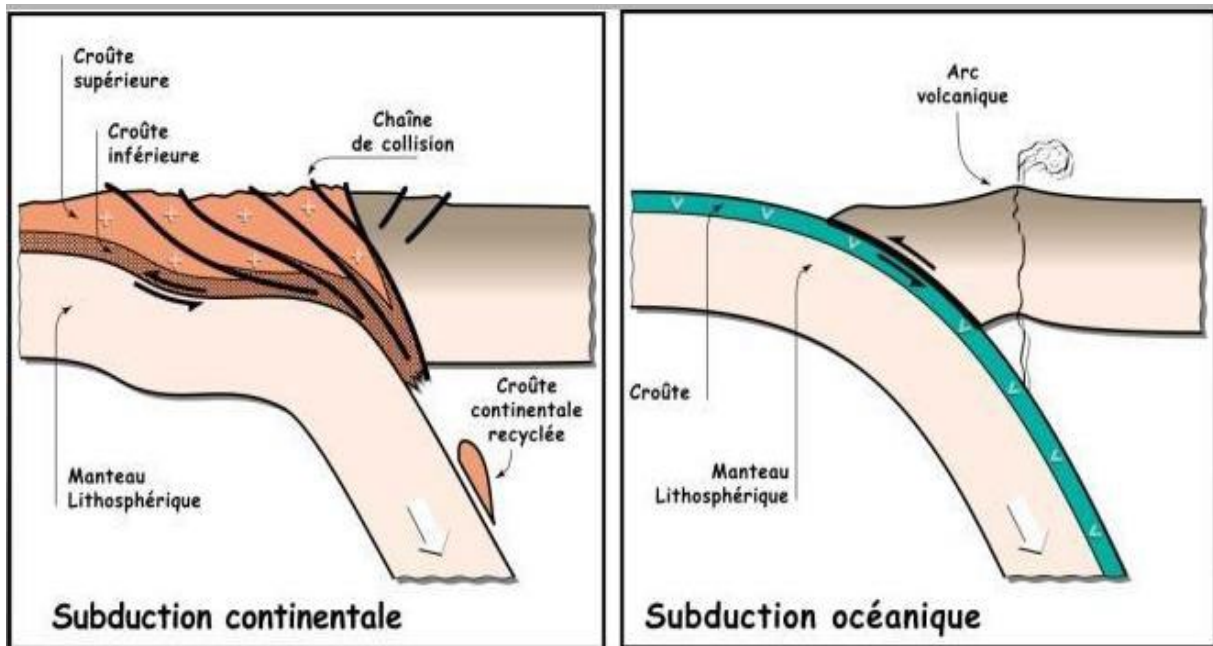


Fig. 10. Vitesses variables des subsidences en fonction des contextes géodynamiques (Bordi & al., 2018).

### **I.3.2.2. Bassins associés aux zones de convergence**

- **Bassins Flexuraux (= Molassiques = d'avant-pays) dans les chaînes de montagne**

Bassin Flexural (= molassique) ou bassin d'avant-pays est un bassin formé au sein d'une chaîne de montagne par flexure de la lithosphère et où s'accumulent des sédiments issus de l'érosion du relief de la montagne (dits molasses).

- **Prismes d'accrétion au niveau des zones de subduction**

✓ Sous l'effet de la subduction, les sédiments posés sur la lithosphère océanique en subduction peuvent subir une accumulation contre la plaque sus-jacente et se comprimer les uns sur les autres sous forme de prisme : cela forme un prisme d'accrétion.

✓ Les prismes ne sont pas toujours présents.

### **I.3.2.3. Bassins associés aux zones de divergence**

- **Rifts continentaux**

Un Rift : une zone d'amincissement de l'écorce terrestre caractérisée par un fossé d'effondrement où deux plaques divergent. C'est un lieu propice pour une accumulation de sédiments.

- **Plaines abyssales**

Les plaines abyssales sont les plaines profondes (4000-6000 m sous le niveau de la mer) présentes de part et d'autre des dorsales océaniques.

- **Marges passives**

Les marges passives sont les zones stables de transition entre croûte océanique et croûte continentale (héritées du rifting originel) situés aux bordures sans subduction des océans.

### **I.3.2.4. Les Bassins en pull-apart, liés aux failles décrochantes (= coulissantes)**

Plus rares, les bassins en pull-apart se forment au niveau des failles décrochantes (= coulissantes). Exemple : Mer morte.

### **I.3.2.5. Les bassins intracontinentaux associés aux zones stables (« Atectoniques »)**

- Les plaines situées dans de grandes zones continentales géodynamiquement stables de basse altitude qui peuvent subir un dépôt modéré de sédiments fluviaux, éoliens, glaciaires...

- La subsidence, généralement faible, peut être due à :

- ✓ Une flexure de grande longueur d'onde de la lithosphère en lien avec les zones géodynamiquement actives (Fig. 11).

- ✓ La charge sédimentaire. Exemples : Plaine canadienne, Bassin parisien.

Il est important de noter que le taux de subsidence varie en fonction du contexte géodynamique. Cependant, la subsidence n'est pas régulière ou homogène, ni même stable en fonction des contextes géodynamiques (Fig. 12, Fig. 13). L'espace créé au cours du temps varie en fonction du contexte, ce qui affecte nécessairement les possibilités de dépôts (Fig. 14, Tab. 01).

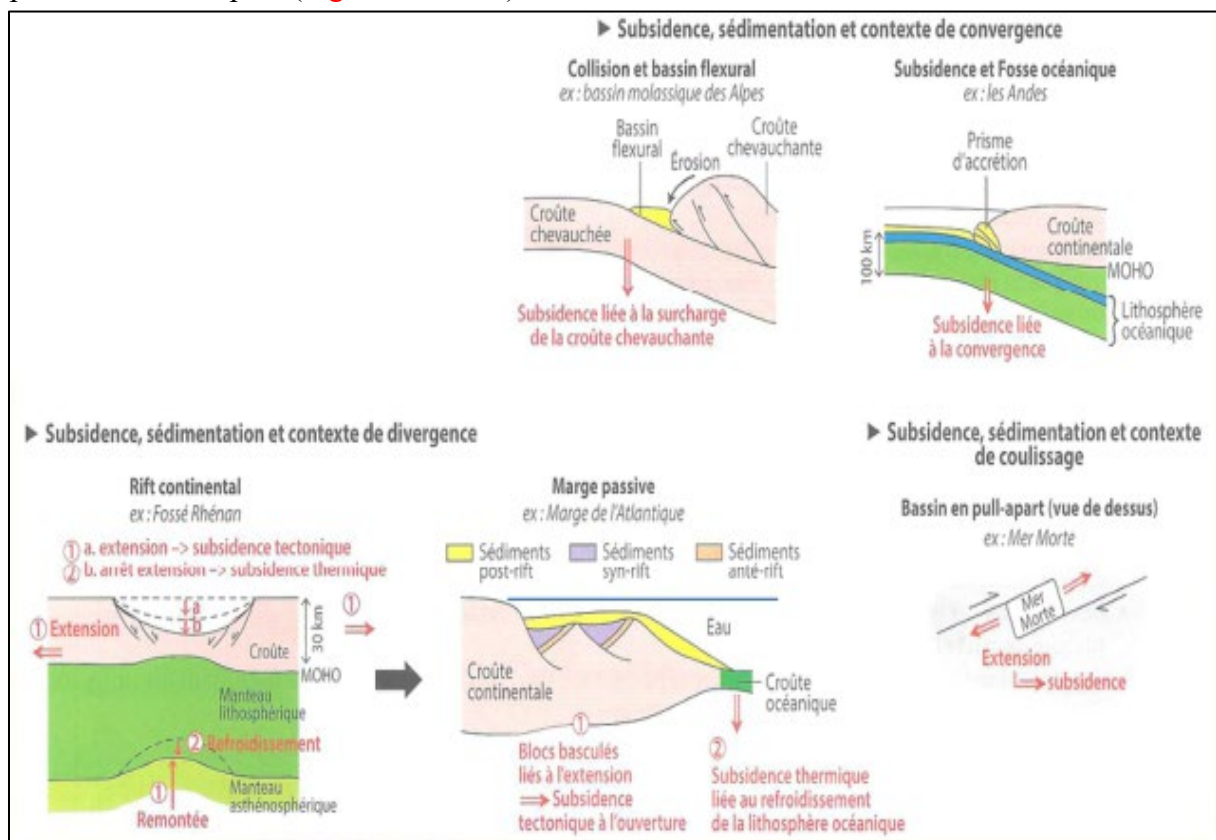


Fig. 11. Diversité des bassins sédimentaires suivant leur cadre géodynamique (Bordi & al., 2018).

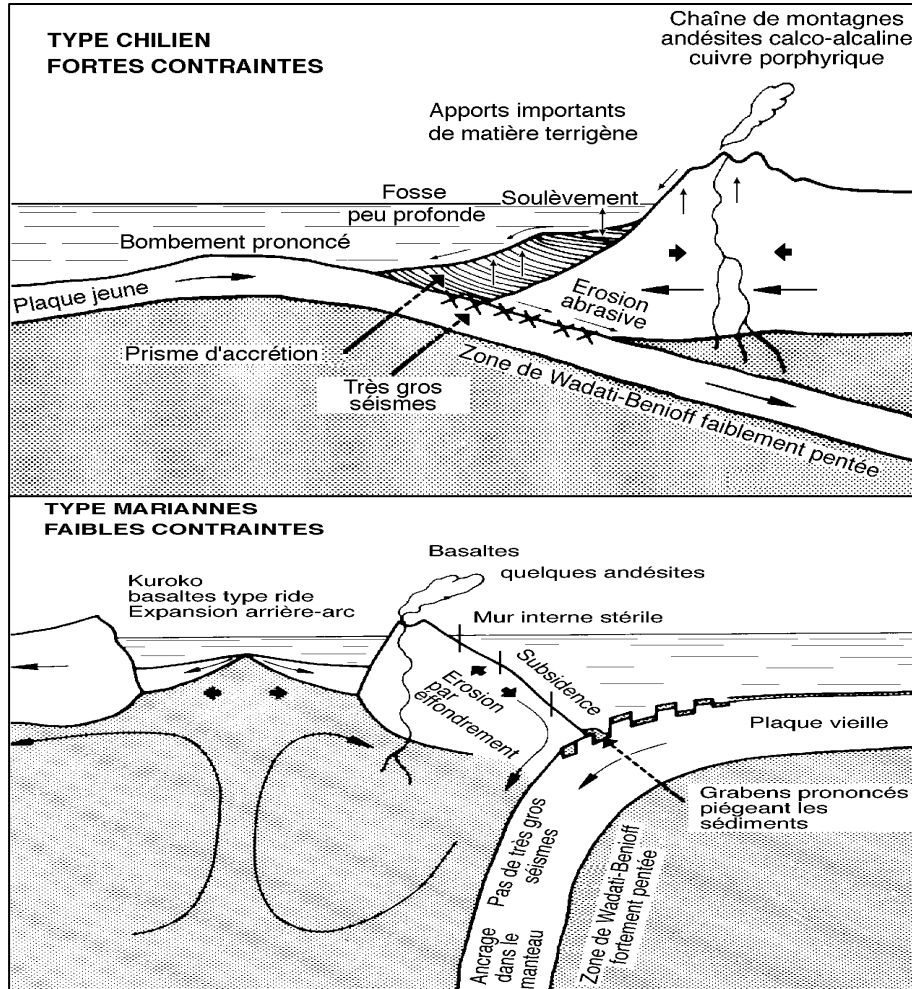


Fig. 12. Illustration des deux modèles de subduction : Le modèle du Chili à fortes contraintes et celui des Mariannes à faibles contraintes (Vatan, 1967 ; Tucker, 2003).

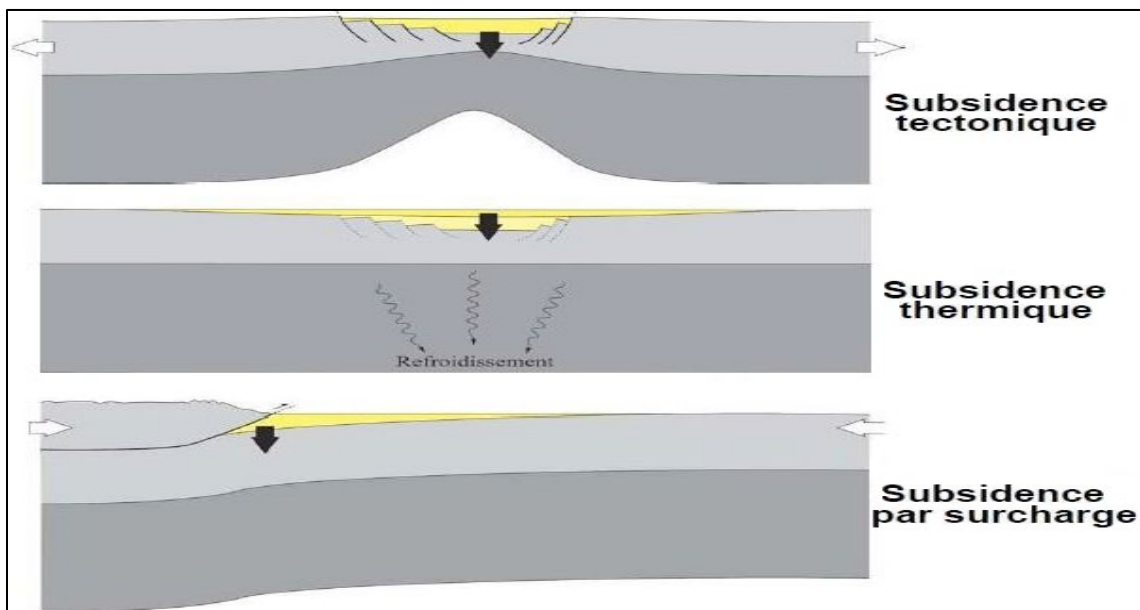


Fig. 13. Mécanismes de formation des bassins sédimentaires, en relation avec les types de subsidences (Nichols, 2009).

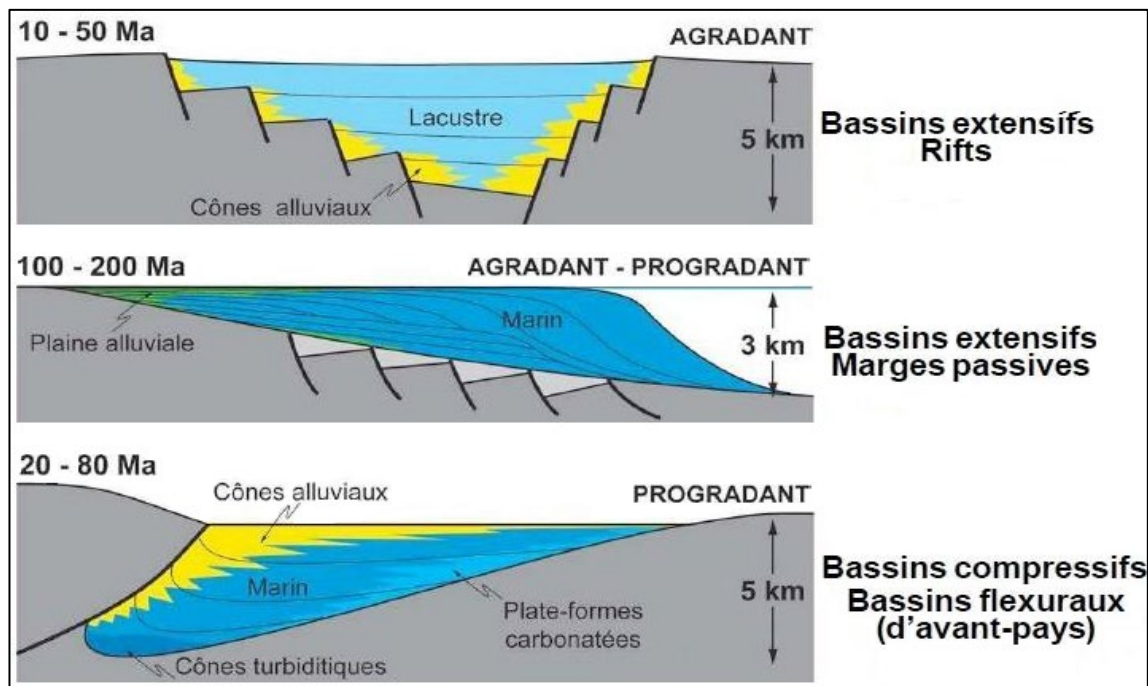


Fig. 14. Evolution standard du rapport Apports / Subsidence des Différents types de bassins (x 100 km), (Nichols, 2009).

Tab. 01 : Les principaux types de bassins sédimentaires en fonction de leur contexte géodynamique (<https://djerrab-geologie-guelma.e-monsite.com/pages/enseignement/module-de-sedimentologie-stu2.html>).

Cadre tectonique	Types de bassin sédimentaire	Exemples actuels
Contexte divergent	Rift	La vallée du grand rift Est-africain.
	Bassin intracratonique	Le bassin de Paris (France).
	Proto-océan	La Mer Rouge.
	Marge passive	La côte ouest de l'Afrique.
	Bassin océanique	L'océan Atlantique.
Contexte convergent	Fosse océanique	La fosse du Japon.
	Prisme (ou ride) d'accrétion	Le prisme de la Barbade.
	Bassin d'avant-arc	La Mer Tyrrhénienne (près de l'Italie)
	Bassin d'arrière-arc	La Mer du Japon.
	Bassin d'avant-pays périphérique	La plaine du Po (Italie).
Zone transformante	Bassin transtensionnel, Basin en pull-apart	La Mer Morte, la Mer de Salton (Californie, USA).

## CHAPITRE II : LES MILIEUX SILICO-CLASTIQUES

### II.1. Introduction

Les bassins silico-clastiques sont constitués principalement de sédiments détritiques riches en silice, tels que le quartz et les argiles. Ces matériaux proviennent de l'altération et de la fragmentation de roches préexistantes, formant ainsi des éléments appelés clastes. Ils sont ensuite transportés vers les bassins sédimentaires par différents agents comme l'eau, le vent, la glace ou encore sous l'effet de la gravité. Dans ce chapitre, nous étudierons les divers environnements de dépôt : d'abord les milieux continentaux, ensuite les milieux marins, et enfin les milieux mixtes. Cette analyse repose sur l'observation des environnements actuels, que l'on compare aux formations sédimentaires anciennes selon le principe de l'actualisme.

Les particules destinées à former un sédiment sont généralement transportées soit à l'état solide, soit en solution. Elles finissent ensuite par se déposer ou précipiter dans un milieu de sédimentation. Un tel milieu correspond à une unité géomorphologique définie, caractérisée par des conditions physiques, chimiques et biologiques relativement stables, permettant la formation de dépôts spécifiques. Parmi les exemples, on peut citer les milieux lacustres ou deltaïques. Cependant, cette définition reste imprécise concernant l'échelle spatiale. Par exemple, le milieu continental englobe plusieurs sous-environnements tels que les milieux torrentiels, fluviaux ou lacustres.

A une échelle plus large, plusieurs milieux peuvent être regroupés au sein d'une même entité géographique appelée bassin sédimentaire. Celui-ci rassemble différents environnements dont les sédiments présentent des caractéristiques communes, notamment en termes d'origine et d'âge. Un exemple typique est le fossé rhénan actuel, qui inclut les zones des Vosges, de la Forêt-Noire ainsi que les plaines du Bade et d'Alsace. L'idée essentielle à retenir est celle du dépôt caractéristique propre à chaque milieu.

En effet, les géologues peuvent reconstituer les conditions des environnements anciens grâce à l'étude des propriétés de leurs dépôts. L'identification et la distribution des anciens milieux sédimentaires constituent ainsi une base fondamentale de la paléogéographie. Enfin, dans les milieux continentaux, les sédiments sont généralement en transit sous l'effet de la gravité. Ils sont progressivement transportés vers des zones plus basses, aboutissant le plus souvent à la mer. Ainsi, les milieux continentaux sont à la fois locaux et temporaires, contrairement aux milieux marins, qui sont à l'origine de la majorité des roches sédimentaires.

## **II.2. Les environnements de dépôt des roches détritiques**

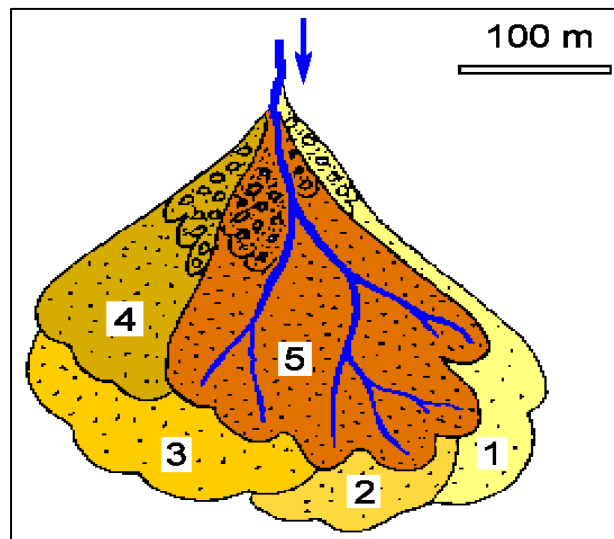
### **II.2.1. Dépôts de cônes d'éboulis**

Les sédiments détritiques grossiers se déposent dans des environnements très variés, allant des dunes formées par le vent jusqu'aux fonds marins profonds, notamment par des processus gravitaires. Toutefois, ils sont particulièrement typiques des milieux côtiers, où l'énergie des courants facilite leur transport et leur accumulation. Examinons ces différents contextes plus en détail. Avant d'être transportés par le vent, les eaux de ruissellement ou les cours d'eau torrentiels, les fragments rocheux arrachés à leur substrat par l'érosion se déplacent d'abord sous forme d'avalanches de débris.

Ces accumulations, appelées cônes d'éboulis, se forment au pied de reliefs récents et se distinguent par un faible tri des matériaux ainsi qu'une faible maturité sédimentaire (Fig. 15). Les matériaux transportés par un torrent, quelle que soit leur taille, peuvent se déposer temporairement dans le lit. Cependant, ils sont remis en mouvement lors de chaque crue et finissent par se déposer lorsque la vitesse du courant diminue. Les cônes de déjection torrentielle présentent une forme en éventail lobé, résultant de l'étalement des matériaux lors des crues. Ces dépôts sont organisés selon un tri granulométrique de l'amont vers l'aval : les éléments les plus fins sont transportés et déposés à plus grande distance (Fig. 16).



**Fig. 15.** (A). Avalanche de débris au pied d'une montagne. (B). Faible maturité des dépôts exprimée par la grande variété lithologique, le mauvais classement et le faible émousé ([Boulvain, 2013](#)).



**Fig. 16.** Morphologie et organisation d'un cône de déjection torrentiel ([Beauchamp, révision 2005](#)). Les chiffres désignent l'ordre de succession de mise en place des lobes.

Les dépôts torrentiels se caractérisent par des matériaux généralement grossiers (blocs, galets, sables), disposés en lentilles juxtaposées et superposées. Ils présentent des structures de litage oblique en forme de cuillère, appelées stratifications entrecroisées. Au cours du transport, les galets deviennent arrondis tandis que les blocs anguleux issus d'éboulis s'usent rapidement, parfois après seulement quelques kilomètres.

Les anciens cônes torrentiels se reconnaissent à la présence de conglomérats riches en matrice, avec des galets plus ou moins imbriqués. Cela les distingue des dépôts glaciaires et des coulées boueuses. Ils sont souvent associés à des grès en lentilles présentant également des stratifications entrecroisées.

### **II.2.2. Dépôts éoliens**

L'abrasion causée par les chocs entre les grains lors du transport éolien influence également la nature des particules présentes dans les dépôts. Lorsqu'un minéral dur, comme le quartz, entre en contact avec un minéral plus fragile, tel que le mica, ce dernier est davantage altéré. Ainsi, le transport par le vent entraîne la fragmentation progressive des grains les moins résistants. Par conséquent, les sédiments éoliens sont principalement constitués de minéraux très solides, comme le quartz, ainsi que de fragments lithiques résistants, tels que le chert. Par ailleurs, le transport et le dépôt des sédiments par le vent produisent des structures sédimentaires dont l'aspect peut ressembler à celles formées par l'eau, comme les rides, les dunes de sable ou encore les stratifications entrecroisées.

#### **II.2.2.1. Les dépôts sableux**

Ces dépôts sont composés de plusieurs éléments principaux :

- **Les rides**

Il s'agit de petites structures, de quelques centimètres seulement, qui recouvrent la surface des dunes. Leur longueur d'onde varie fortement, allant de quelques centimètres à plusieurs mètres, tandis que leur hauteur oscille entre moins de 1 cm et plus de 10 cm. Leur crête est orientée perpendiculairement à la direction du vent et, à l'image des dunes, elles présentent une forme asymétrique.

- **Les dunes**

On distingue différents types de dunes dans les déserts actuels, tels que les dunes transversales, les barkhanes, les dunes linéaires (ou seif) et les dunes étoilées. Leur longueur d'onde varie de

3 à 600 mètres, avec des hauteurs comprises entre 10 cm et plus de 100 mètres. Les formes les plus imposantes, appelées *Draas*, peuvent atteindre entre 20 et 450 mètres de hauteur. La morphologie des dunes dépend principalement de la quantité de sable disponible ainsi que de la force et de la variabilité du vent (Fig. 17, Fig. 18).

Les dunes se déplacent grâce à la saltation des grains de sable, ce qui favorise la formation de rides sur leur versant exposé au vent, généralement à pente douce. Elles présentent aussi des stratifications entrecroisées, avec des pentes pouvant atteindre 25 à 30°. Les dunes sableuses constituent de bons indicateurs de milieux arides. Leur forme varie en fonction du régime des vents et de la quantité de sable transportée. Contrairement aux environnements marins, les courants d'air ne sont pas limités par une surface supérieure ; ainsi, la hauteur des dunes éoliennes dépend uniquement de la puissance du vent et de l'apport en sable.

- **Les inter-dunes**

Les zones inter-dunaires peuvent contenir des dépôts d'origine subaérienne ou subaquatique, selon les conditions locales, comme des évaporites ou des carbonates. Ces dépôts se caractérisent par des stratifications faiblement inclinées (inférieures à environ 10°), car ils résultent de processus différents de la migration des dunes.

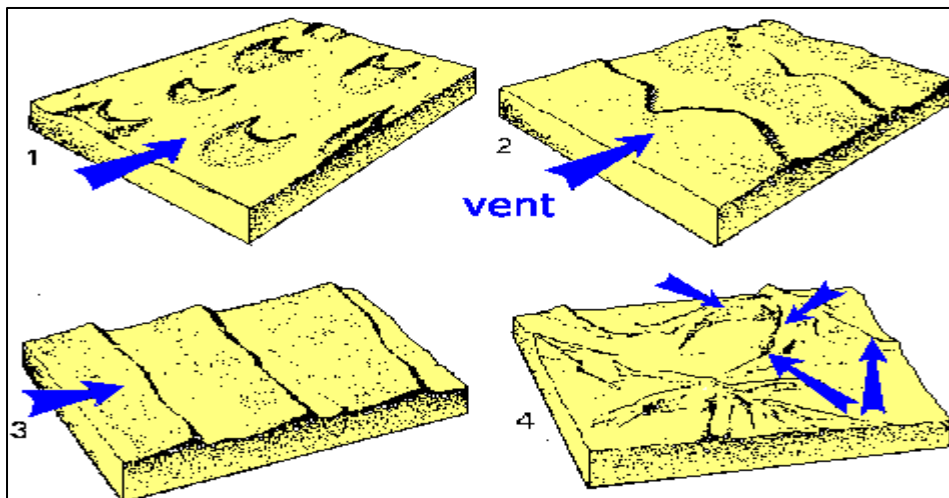
- **Les nappes de sable**

Ce sont des surfaces sableuses étendues, relativement planes et légèrement ondulées, qui entourent les champs de dunes. Elles présentent des stratifications obliques à faible pendage et peuvent, dans certaines zones, être associées à des dépôts fluviaux liés à des cours d'eau temporaires.

Il est essentiel d'identifier les principaux critères diagnostiques des dépôts éoliens :

➤ *La géométrie des dunes éoliennes* : Ces structures s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres carrés et constituent des unités sableuses épaisses présentant une grande continuité latérale.

- *Les faciès associés* : On peut notamment citer les graviers de déflation ainsi que les fentes de dessiccation.
- *La pétrographie* : Les sables sont majoritairement quartzeux, bien triés et caractérisés par un bon degré d'arrondi. L'observation au MEB révèle un encroûtement d'oxydes de fer à surface grêlée.
- *Le contenu fossilifère* : Il reste généralement pauvre, à l'exception de quelques terriers, traces et empreintes racinaires.



**Fig. 17.** Principaux types de dunes éoliennes. (1) barchanes ; (2) dunes linguoides ; (3) dunes transversales à crêtes rectilignes ; (4) dunes d'interférence (Beauchamp, 2005 – Mise à jour). (<https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-0.htm>).



**Fig. 18.** Stratifications obliques métriques dans les grès éoliens de la formation de Navajo, Arizona, USA (Boulvain, 2013).

### II.2.2.2. Les dépôts de poussière

Les dépôts de poussières, appelés loëss, se déposent généralement loin de leur zone d'origine en raison de leur très faible vitesse de chute. Ils peuvent former localement des couches épaisses de plusieurs mètres, composées principalement de particules de taille limoneuse bien triées, avec très peu d'argile ou de sable.

L'origine du loëss est souvent liée aux phases de retrait des calottes glaciaires, qui libèrent d'importantes quantités de débris meubles transportés par la glace. D'autres phénomènes, comme l'activité volcanique et les incendies, contribuent également de manière significative à la présence de poussières dans l'atmosphère (Fig. 19).

Cependant, le loëss présente un faible potentiel de conservation, car il s'agit d'un matériau peu consolidé, facilement remanié et mélangé avec d'autres types de sédiments. A l'échelle mondiale, les poussières transportées par le vent sont largement dispersées, mais la majorité d'entre elles finit par se déposer dans divers environnements marins et continentaux, où elles s'intègrent à d'autres sédiments (Tab. 02).

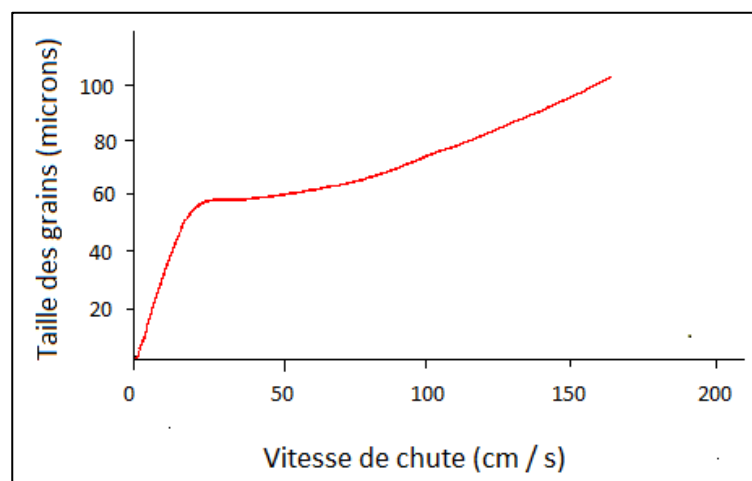


Fig. 19. Vitesse de chute des particules dans l'air : les poussières ont une vitesse de chute très faible, elles restent très longtemps en suspension et peuvent être transportées très loin par le vent. (<https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-0.htm>).

**Tab. 02.** Caractéristiques des dépôts éoliens.

<b>Lithologie</b>	Sable et limon uniquement.
<b>Minéralogie</b>	Principalement du quartz, rarement des carbonates ou d'autres types de grains.
<b>Texture</b>	Limon bien trié à très bien trié jusqu'à des sables moyennement tries. Grains de sable bien arrondis et à surface mate.
<b>Organisation des couches</b>	Nappes ou lentilles de sable.
<b>Structures sédimentaires</b>	Stratifications entrecroisées éoliennes, parfois des stratifications obliques faiblement inclinées (dans les nappes de sables).
<b>Paléocourants</b>	L'observation des stratifications donne la direction du vent.
<b>Fossiles</b>	Rares dans des dunes de sables désertiques (rarement des restes de vertébrés), végétaux et terriers dans les dunes sur les plages.
<b>Couleur</b>	Jaune ou rouge (à cause de la présence d'oxydes/hydroxydes de fer).
<b>Association de faciès</b>	Avec des cônes alluviaux, des faciès fluviaux et lacustres éphémères dans les déserts, également avec des dépôts de plage ou des faciès d'épandage glaciaire.

### II.2.3. Dépôts glaciaires

L'environnement glaciaire se rencontre uniquement dans les régions où la neige et la glace s'accumulent de manière plus ou moins permanente. Ces milieux se situent aux hautes latitudes, quelle que soit l'altitude (comme les glaciers continentaux proches des pôles), mais également dans les zones montagneuses situées à plus faibles latitudes. Les dépôts glaciaires constituent une faible proportion de l'ensemble des dépôts sédimentaires, bien que la Terre ait connu plusieurs grandes périodes glaciaires au cours de son histoire, notamment durant le Précambrien supérieur, l'Ordovicien supérieur, le Carbonifère/Permien et le Pléistocène. Aujourd'hui, les glaciers recouvrent environ 10 % de la surface terrestre, principalement dans les régions polaires. Actuellement, on distingue deux grandes calottes glaciaires (inlandsis) : celle de l'Antarctique, qui représente environ 86 % des surfaces englacées, et celle du Groenland, qui en constitue près de 11 %. Par ailleurs, près de 80 % de l'eau douce mondiale est stockée sous forme de glace, principalement en Antarctique. Lors de leur extension maximale au Pléistocène, les calottes glaciaires occupaient environ 30 % de la surface de la Terre.

### II.2.3.1. Les différents types de glaciers

#### ➤ Les glaciers de montagne ou glaciers alpins

Les glaciers se forment généralement à des altitudes élevées, où la neige s'accumule progressivement. Avec le temps, cette neige se compacte et se transforme en glace, notamment dans les parties supérieures des vallées. Un glacier apparaît lorsque la fonte estivale ne suffit pas à faire disparaître toute la neige accumulée durant l'hiver. Une fois formé, le glacier est mis en mouvement sous l'effet du poids de la neige accumulée dans sa partie supérieure, appelée zone d'accumulation ou cirque glaciaire. Cette masse descend lentement vers les zones plus basses, formant ce qu'on appelle la langue glaciaire, où les températures sont plus élevées. Lorsque les conditions climatiques restent stables, un équilibre s'installe entre l'accumulation de neige en altitude et la fonte en aval. En revanche, un refroidissement du climat diminue la fonte, entraînant une avancée du glacier dans la vallée. A l'inverse, un réchauffement climatique accentue la fonte, ce qui provoque le recul du glacier.

#### ➤ Les calottes polaires (inlandsis)

Les zones polaires, situées au nord et au sud de la Terre, se caractérisent par de très faibles précipitations. L'Antarctique, en particulier, est considéré comme le continent le plus aride. Les chutes de neige y sont rares, mais la glace fond très peu en raison des températures extrêmement basses qui persistent toute l'année.

Dans ces régions, la glace recouvre les reliefs depuis les hauteurs jusqu'au niveau de la mer. Les glaciers s'écoulent vers l'océan et alimentent des plateformes de glace flottante qui s'étendent sur les zones marines peu profondes. A l'extrémité de ces plateformes, la glace se fragmente et donne naissance à des icebergs. Ces blocs dérivent ensuite sur de longues distances, parfois sur des centaines ou des milliers de kilomètres, sous l'influence des courants marins et des vents, avant de disparaître complètement par fonte (Fig. 20).

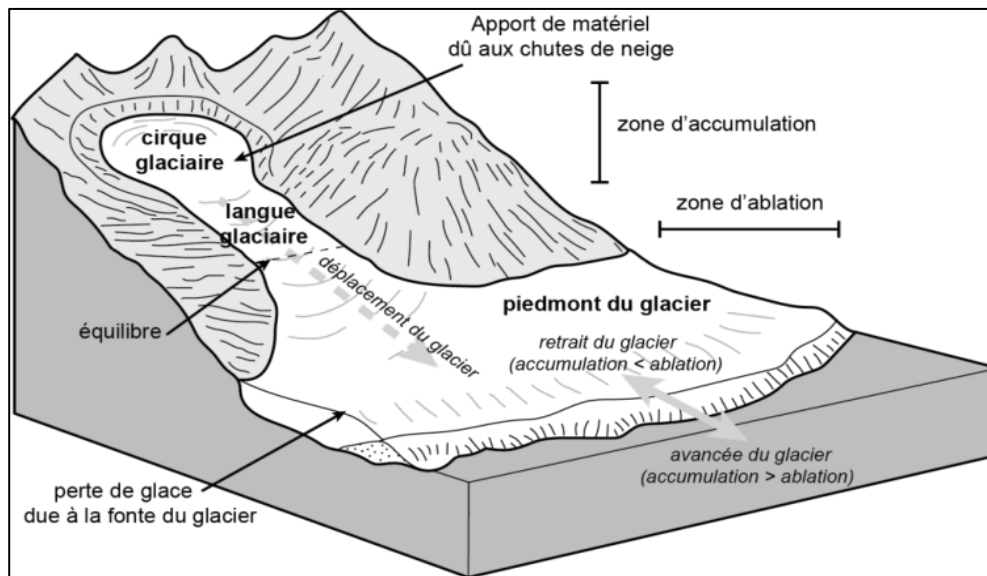


Fig. 20. Schéma d'un glacier de montagne, montrant notamment la zone d'accumulation en haut et la zone d'ablation en bas (Nichols, 2009).

### II.2.3.2. Les Faciès glaciaires

#### a). Faciès des milieux glaciaires continentaux

##### ➤ Dépôts non stratifiés

Les dépôts non stratifiés sont constitués d'un mélange hétérogène de cailloux, de galets et de blocs, sans organisation ni tri granulométrique. Ils renferment une matrice composée de sable, de limon et d'argile. Certains galets sont arrondis, tandis que d'autres présentent des surfaces planes, striées ou polies sous l'effet de l'abrasion glaciaire. Les éléments allongés ont souvent une orientation préférentielle. La composition des galets est généralement très variée, alors que les particules fines comme les sables et les limons sont le plus souvent anguleuses ou sub-anguleuses.

##### ➤ Dépôts stratifiés

Les dépôts stratifiés résultent de l'action des eaux de fonte qui circulent à l'intérieur, sous ou en bordure du glacier. Ces matériaux se déposent au-dessus, au contact ou en dessous de la glace. Remaniés par ces eaux, ils présentent une organisation en couches (stratification) et un

meilleur tri que les sédiments directement issus de la glace. Ils peuvent s'accumuler dans des chenaux ou former des reliefs tels que des monticules ou des crêtes, comme les kames, les drumlins ou les eskers.

#### **b). Faciès des milieux pro-glaciaires et péri-glaciaires**

- *Les eaux issues de la fonte des glaciers acheminent d'importantes quantités de débris glaciaires vers l'aval des vallées. Ces matériaux sont ensuite déposés soit sous forme de sédiments fluvio-glaciaires dans des rivières en tresses, soit comme sédiments glacio-lacustres dans les lacs d'origine glaciaire.*

- *Dans de nombreux milieux périglaciaires, les limons sont transportés par le vent. La déflation de la farine de roche ainsi que d'autres particules fines provenant des plaines d'épandage et des plaines alluviales génère de grandes quantités de sédiments. Ceux-ci sont ensuite déplacés par voie éolienne et s'accumulent sous forme de vastes dépôts de loess, caractérisés par une granulométrie fine et homogène.*

- *Le sable peut également être mobilisé par le vent à partir des plaines d'épandage, puis déposé sous forme de dunes dans les régions périglaciaires situées à proximité des glaciers.*

#### **c). Faciès des milieux glacio-marins**

##### **➤ Faciès proximaux**

Des volumes importants de sédiments se déposent dans les zones où l'eau de mer entre directement en contact avec le front glaciaire. Ces dépôts proviennent des conduits ou tunnels qui transportent les eaux de fonte vers des cônes sous-marins.

Les éléments les plus grossiers, comme les galets et les graviers, s'accumulent au sommet de ces cônes, tandis que les sables se déposent dans les chenaux sous l'effet de l'écoulement gravitaire. Les particules plus fines, telles que la boue et le sable, sont issues de la fonte des glaces et de la sédimentation des matériaux en suspension (Tab. 03).

Ainsi, les sédiments glacio-marins proximaux peuvent présenter une grande variabilité, allant de dépôts mal triés et peu stratifiés à des formations stratifiées à grains grossiers, contenant une matrice sablo-boueuse et parfois marquées par des structures liées aux courants.

#### ➤ **Faciès distaux**

Dans ce contexte, les sédiments d'origine glaciaire proviennent de masses de glace flottantes, notamment les icebergs, et leur accumulation est principalement contrôlée par des mécanismes marins. La fonte des icebergs libère, vers le fond océanique, à la fois des particules fines et des fragments grossiers sous forme d'une véritable « pluie » sédimentaire. Sur les plateaux continentaux, ces débris glaciaires peuvent ensuite être redistribués par l'action des vagues et des courants marins. Les sédiments glacio-marins se différencient des dépôts glaciaires continentaux par une certaine stratification, la présence de fossiles marins ainsi que de dropstones (blocs isolés déposés par la glace).

**Tab. 03.** Caractéristiques des dépôts glaciaires.

<b>Lithologie</b>	Conglomérat, grès et argillite.
<b>Minéralogie</b>	Variable, immature du point de vue de la composition.
<b>Texture</b>	Très mal trié dans les moraines à mal trié dans les sédiments fluvio-glaciaires. Galets présentant parfois un aspect strié. Grains de sable anguleux.
<b>Organisation des couches</b>	Dépôts pas ou mal stratifiés en zone continentale, contrairement aux dépôts glacio-marins qui sont stratifiés.
<b>Structures sédimentaires</b>	Aucune dans les moraines, stratifications entrecroisées dans les faciès fluvio-glaciaires.
<b>Paléocourants</b>	La direction de l'écoulement de la glace peut être donnée par l'orientation générale des clastes.
<b>Fossiles</b>	Normalement absents dans les dépôts continentaux, peuvent être présents dans les faciès glacio-marins.
<b>Couleur</b>	Variable, mais en général les dépôts ne sont pas oxydés.
<b>Association de faciès</b>	Association possible avec des faciès fluviatiles ou des faciès marins peu profonds.

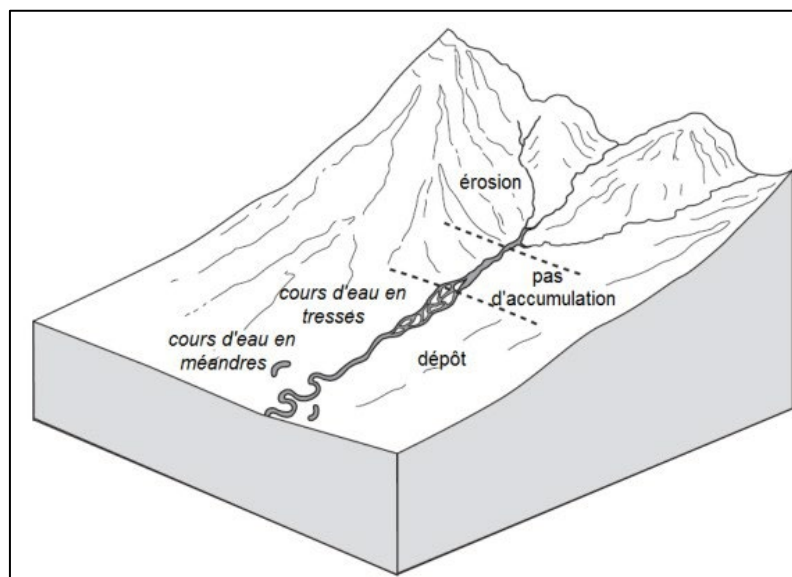
## II.2.4. Dépôts fluviatiles

### II.2.4.1. Introduction

Les dépôts fluviatiles regroupent une grande variété de sédiments transportés et déposés par les cours d'eau, ainsi que par les processus de déplacement gravitaire qui leur sont associés.

Ils se forment aujourd'hui dans des conditions climatiques très diverses et dans des contextes géographiques variés, allant des milieux arides jusqu'aux environnements humides ou glaciaires. La majorité des anciens dépôts fluviaux peut être rattachée à deux grands types de milieux de sédimentation : les cônes alluviaux et les systèmes fluviaux (Fig. 21).

Ces environnements ne sont pas indépendants et peuvent parfois se superposer. Au sein des systèmes fluviaux, on distingue généralement trois grandes zones géomorphologiques. En amont se trouve la zone d'érosion, où les cours d'eau entaillent leur lit. Ensuite, la zone de transfert se caractérise par une pente plus faible : l'érosion y est limitée et la sédimentation quasi absente. Enfin, en aval, la zone de dépôt correspond à l'endroit où les sédiments s'accumulent, que ce soit dans les chenaux, sur les plaines inondables ou à la surface des cônes alluviaux. Toutefois, ces trois zones ne sont pas systématiquement présentes dans tous les systèmes fluviaux.



**Fig. 21.** Zones géomorphologiques dans un système fluvial : en général, on trouve les rivières en tresses dans les zones proximales (en amont) et les rivières en méandres en aval (Nichols, 2009).

#### II.2.4.2. Les cônes alluviaux (alluvial fans)

Les cônes alluviaux correspondent à des dépôts de sédiments en forme de cône qui apparaissent au niveau d'une rupture de pente, généralement en bordure d'une plaine alluviale. Ils se forment

à partir d'un cours d'eau issu d'une zone d'érosion proche. Les matériaux qui les composent sont en général mal triés et contiennent une grande quantité d'éléments grossiers. Les cônes alluviaux actuels sont particulièrement fréquents dans les régions à relief marqué, notamment au pied des chaînes de montagnes, où l'apport en sédiments est important. On les observe aussi bien dans des milieux arides ou semi-arides, caractérisés par une végétation peu dense, que dans des régions plus humides soumises à de fortes précipitations. Lorsqu'un cône alluvial se prolonge dans une étendue d'eau, comme un lac ou un milieu marin, on parle alors de *fan delta*.

#### **a) Processus de dépôt dans les cônes alluviaux**

Ils dépendent de plusieurs facteurs, notamment la disponibilité en eau, la quantité et la nature des sédiments provenant du canyon d'alimentation, ainsi que la pente. Lorsque le mélange d'eau et de sédiments est très concentré, le transport des matériaux s'effectue sous forme d'écoulements en masse (débris flows). En revanche, lorsqu'il y a davantage d'eau, le mélange devient plus dilué et les sédiments sont alors transportés par des écoulements fluviaux. On distingue ainsi deux grands types de cônes alluviaux.

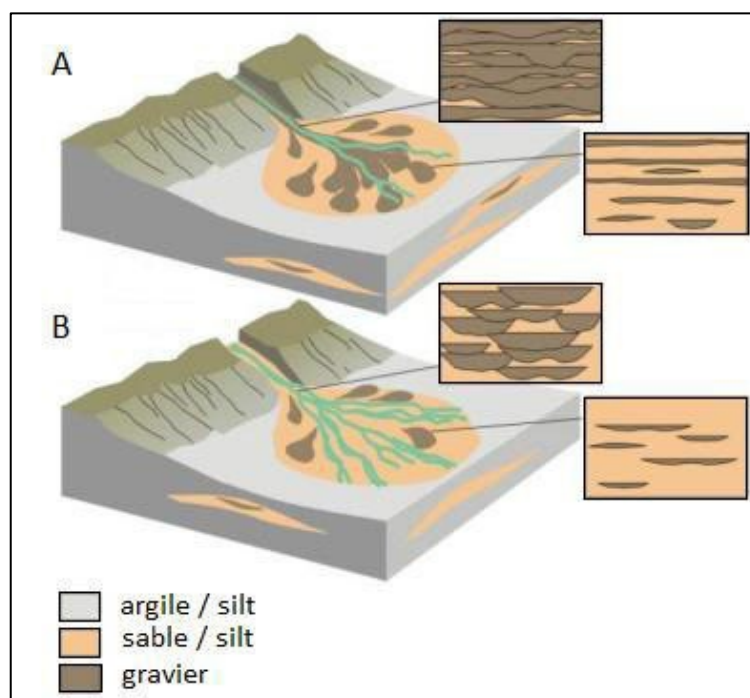
##### **➤ Cônes dominés par les coulées de débris**

Les coulées de débris correspondent à un mélange riche en matériaux solides et pauvre en eau, présentant une consistance proche de celle du béton humide. Les dépôts issus de ces « laves torrentielles » peuvent atteindre une épaisseur allant de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres. Elles transportent des éléments de tailles très variées, depuis les fines particules d'argile jusqu'aux blocs volumineux. En raison de l'absence de turbulence, ces matériaux ne sont pas triés et les clastes se disposent généralement de manière aléatoire.

Ces écoulements s'arrêtent le plus souvent après avoir parcouru des distances relativement courtes. Les cônes dominés par ce type de flux se distinguent par des dépôts grossiers, mal classés, incorporés dans une matrice boueuse.

### ➤ Cônes dominés par les écoulements fluviaux

Les processus d'écoulement fluvial interviennent sur l'ensemble des cônes alluviaux et représentent le principal mode de transport dans ceux dominés par l'action des eaux courantes. Deux formes d'écoulement peuvent être distinguées : les écoulements en nappe (*Sheet Floods*) et les écoulements canalisés. Les écoulements en nappe correspondent à de larges masses d'eau de ruissellement, non confinées et fortement chargées en sédiments, qui se déplacent vers l'aval. Ils résultent le plus souvent de crues soudaines et violentes (*Flash Floods*). Par ailleurs, l'écoulement peut également s'effectuer dans des canaux, d'une profondeur comprise entre 1 et 4 mètres, creusés dans la partie amont du cône. Ces derniers favorisent à la fois le transport gravitaire des sédiments et la propagation des écoulements en nappe vers les zones plus basses.



**Fig. 22.** Deux types de cônes alluviaux, avec l'organisation des corps sédimentaires.  
(A) : Dominé par les coulées de débris. (B) : Dominé par les écoulements fluviaux.  
(<http://www2.ulg.ac.be/geosed/sedim/sedimentologie.htm>).

### II.2.4.3. Les réseaux fluviaux

Un cours d'eau est un terme général désignant une eau en mouvement qui s'écoule dans un lit bien défini. On en trouve partout dans le monde, sous différentes formes : certains sont

permanents (pérennes), d'autres temporaires (intermittents). Ils peuvent aussi être des affluents, des fleuves, ou encore de petits cours d'eau comme les rus et les ruisseaux. La morphologie d'un cours d'eau varie, mais certains éléments sont toujours présents. L'eau circule dans un lit, constitué d'un ou plusieurs chenaux, bordé par des berges qui le séparent de la plaine alluviale, aussi appelée plaine d'inondation. En situation normale, l'écoulement reste dans le lit mineur. En revanche, lors des crues, l'eau s'étend dans le lit majeur, correspondant à la zone inondable. Le type de réseau hydrographique dépend principalement de la pente du terrain, de la quantité de sédiments transportés et de la stabilité des berges, souvent renforcée par la végétation. Il existe de nombreuses formes intermédiaires (Fig. 23). Une même rivière peut d'ailleurs changer de type entre sa source et son embouchure : elle présente généralement un tracé en tresses en amont et devient méandrique en aval. Les réseaux rectilignes sont peu fréquents, tandis que les réseaux anastomosés apparaissent surtout dans des zones en subsidence au climat humide, où la végétation stabilise les rives, bien qu'ils puissent aussi exister en milieu aride. Les formes les plus courantes restent les réseaux en tresses et les réseaux méandriques.

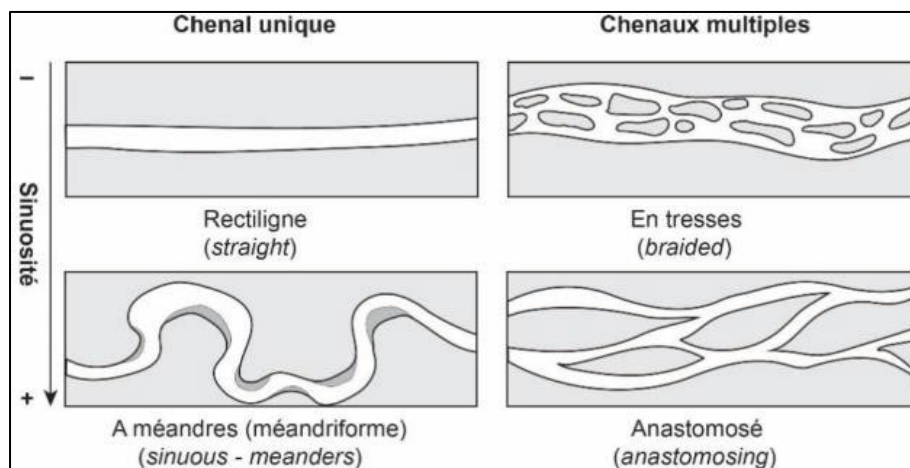


Fig. 23. Types de morphologie des cours d'eau en fonction de la sinuosité et du nombre de chenaux. (Reineck & Singh, 1980 ; Thorez & al., 1986 ; Stow, 1992 ; Prothero & Schwab, 1998 ; Tucker, 2001)

#### a) Les cours d'eau en tresses

Dans les rivières en tresses, le lit est étendu et se compose de nombreux chenaux, transportant une charge sédimentaire abondante et grossière. Les sédiments se déplacent principalement par

roulement ou glissement sur le fond, tandis que le débit varie fortement. L'écoulement est en général plus rapide entre les barres, ce qui favorise le transport et le dépôt des matériaux les plus grossiers dans le chenal. Ces barres, formées de sable, de gravier ou d'un mélange des deux, sont en perpétuel déplacement. Elles migrent progressivement jusqu'à ce que le chenal se décale latéralement, abandonnant ainsi la barre en dehors du courant principal.

### **Succession sédimentaire caractéristique dans un cours d'eau en tresses**

A la base du chenal se développe une surface d'érosion, recouverte par une couche initiale composée de clastes grossiers déposés au fond du chenal. Dans une rivière en tresses riche en graviers, les dépôts de barres sont formés principalement de graviers à stratifications entrecroisées, accompagnés de cailloux et plus rarement de galets. Etant donné que le débit est plus élevé dans la partie inférieure du chenal, les dunes sous-marines y sont plus développées à la base des barres, puis leur taille diminue progressivement vers le sommet. Les sables ou limons plus fins observés au sommet des dépôts de barres traduisent l'abandon de celles-ci lorsqu'elles cessent d'être actives. Cette succession sédimentaire présente ainsi un granoclassement, avec des dépôts grossiers à la base qui deviennent progressivement plus fins vers le haut. Dans les régions où les rivières en tresses changent fréquemment de tracé dans la plaine alluviale, de vastes accumulations de dépôts graveleux se développent, pouvant atteindre plusieurs fois la largeur du chenal. La succession sédimentaire correspond à un empilement de conglomérats à stratifications entrecroisées (Fig. 24, Fig. 25).

### **b) Les cours d'eau en méandres**

Les rivières à méandres se caractérisent par un chenal unique présentant un tracé sinueux. La vitesse du courant y varie selon les zones : elle est plus élevée près de la rive située du côté du thalweg, tandis qu'elle diminue sur la rive opposée. La formation des méandres résulte de l'érosion de la berge externe (ou rive concave), proche du thalweg, combinée à l'accumulation de sédiments sur la berge interne (ou rive convexe).

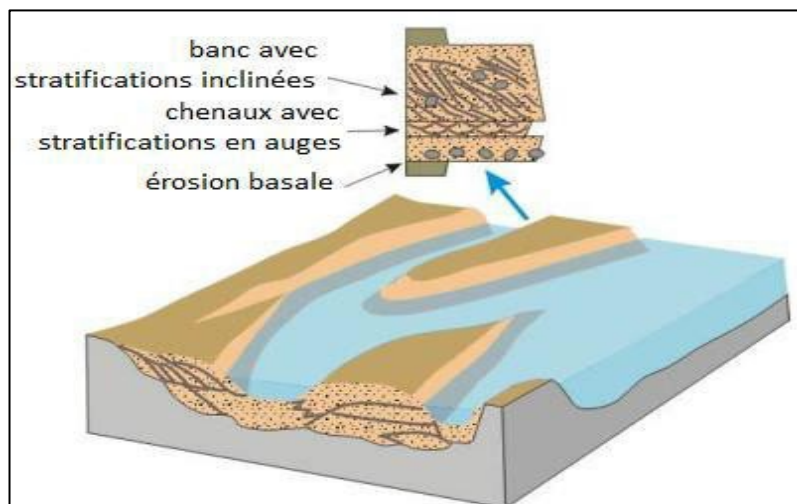


Fig. 24. Schéma d'un système fluvatile à chenaux en tresse et exemple d'une séquence de comblement ([http://www2.ulg.ac.be / geosed / sedim / sedimentologie.htm](http://www2.ulg.ac.be/geosed/sedim/sedimentologie.htm)).

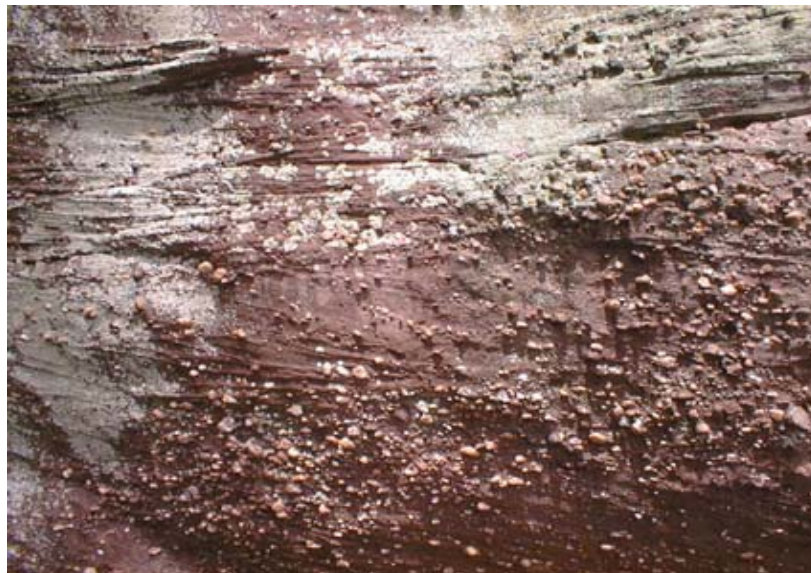
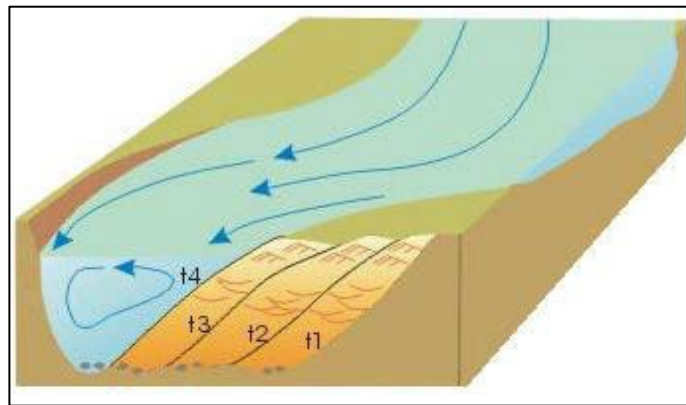


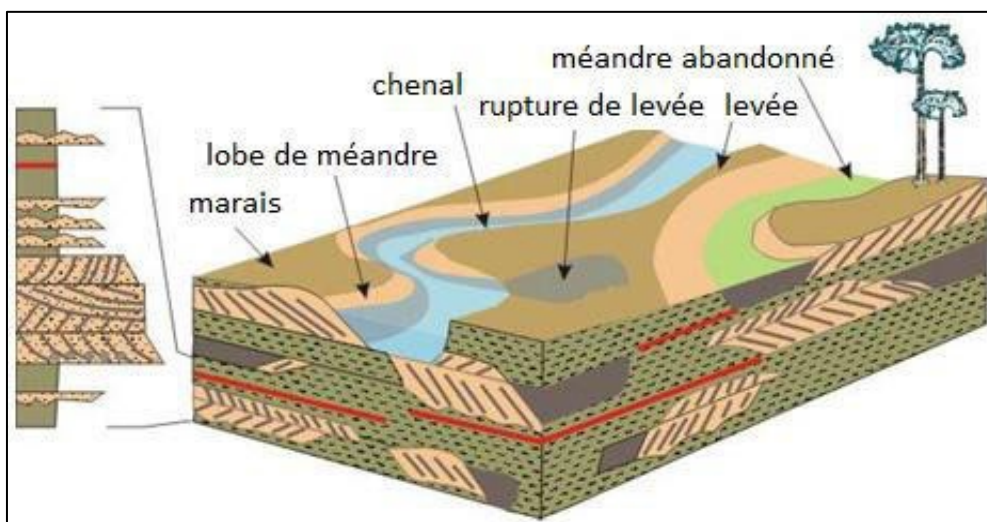
Fig. 25. Grès et conglomérat dans un chenal fluvatile en tresse. Permien du Frankenbourg, Bas-Rhin, Alsace, France (Boulvain, 2013).

Ces rivières transportent une charge mixte composée à la fois de sédiments fins en suspension et de matériaux plus grossiers déplacés par charriage. Les éléments les plus grossiers se déplacent principalement dans les zones les plus profondes du chenal. Des structures sédimentaires spécifiques se mettent en place, comme des couches horizontales ou incurvées vers le haut (festons, auges). Plus en hauteur sur la rive interne, là où le courant est plus faible, des rides apparaissent dans les sables fins, accompagnées de stratifications entrecroisées.

Sous l'effet de l'érosion sur la rive externe et du dépôt sur la rive interne, le chenal se déplace progressivement latéralement : on parle de migration latérale. Les dépôts situés sur la rive interne forment ce qu'on appelle un lobe de méandre, ou *point bar*. Ce type de dépôt présente une organisation grano - classée, avec des matériaux grossiers à la base et plus fins vers le sommet. On y observe également des stratifications entrecroisées, de grande taille à la base et plus fines vers le haut (Fig. 26, Fig. 27). Avec le temps et la migration du chenal, la partie supérieure du point bar devient intégrée à la plaine inondable, et l'ensemble des dépôts est ensuite recouvert par des sédiments fins issus des crues.



**Fig. 26.** Séquence classique de remplissage d'un chenal par progradation latérale d'un lobe de méandre (temps t1, t2, t3 et t4). Le courant est plus fort vers la rive concave, à l'origine de l'érosion. (<http://www2.ulg.ac.be/geolsed/sedim/sedimentologie.htm>).



**Fig. 27.** Schéma d'un système fluvial à méandres et exemple d'une séquence de comblement. Les levées latérales bordant le chenal se développent suite à la diminution de la vitesse du courant près de la berge. Sédiments correspondant : Sable (jaune), argile et silt (vert), tourbe (marron clair) et paléosols (marron rouge). Présence de structures sédimentaires dans les niveaux sableux (rides, stratifications planes et en auges). (<http://www2.ulg.ac.be/geolsed/sedim/sedimentologie.htm>)

### c) Dépôts de la plaine d'inondation

Lorsque le débit d'un cours d'eau dépasse la capacité du chenal, l'eau déborde des berges et envahit la plaine d'inondation. Les sédiments se déposent alors soit le long des rives, soit sur l'ensemble de la plaine. La majorité des matériaux transportés dans ces zones sont des particules fines en suspension, telles que l'argile, le limon et le sable fin. Le sable et le limon se déposent en formant une mince couche à la surface de la plaine inondable. Cette couche peut présenter des structures comme des rides de courant ou des stratifications horizontales. Les chenaux sont généralement bordés de levées naturelles, constituées par l'accumulation répétée de sable due au ralentissement du courant en bordure du lit mineur. En cas de rupture de ces levées, les eaux chargées en sédiments se répandent sur la plaine d'inondation et y déposent leur charge (Tab. 04). Ainsi, les dépôts des plaines d'inondation sont essentiellement composés de sédiments fins transportés en suspension, qui se déposent par décantation lors des crues.

Tab. 04. Caractéristiques des dépôts glaciaires.

<b>Lithologie</b>	Conglomérat, grès et argillite.
<b>Minéralogie</b>	Variable, souvent immature du point de vue de la composition.
<b>Texture</b>	Très mal trié dans les coulées de débris à modérément trié dans les sables fluviaux.
<b>Organisation des couches</b>	Dépôts en nappes au niveau des cônes alluviaux, dépôts lenticulaires dans les chenaux fluviaux.
<b>Structures sédimentaires</b>	Dans les chenaux fluviaux : stratifications planes et entrecroisées, figures d'érosion.
<b>Paléocourants</b>	Indique la direction de l'écoulement et de la pente.
<b>Fossiles</b>	Faune rare, végétaux fossiles pouvant être abondants dans les faciès de la plaine d'inondation.
<b>Couleur</b>	Jaune, rouge et marron du fait de conditions oxydantes.
<b>Association de faciès</b>	Les dépôts de cône alluvial peuvent être associés à des lacs éphémères et à des dunes éoliennes. Les dépôts fluviaux peuvent être associés à des dépôts lacustres, deltaïques ou estuariens.

## II.2.5. Dépôts lacustres

### II.2.5.1. Introduction

La discipline scientifique qui étudie les lacs est appelée **limnologie**. Un lac correspond à une étendue d'eau continentale enfermée à l'intérieur des terres. Certains lacs récents sont parfois, à tort, désignés sous le terme de « mers intérieures ».

Les lacs apparaissent dans des zones de dépression du relief, limitées par un seuil naturel (une barrière physique) permettant la rétention de l'eau. Ils sont généralement alimentés par un ou plusieurs cours d'eau qui apportent à la fois de l'eau et des sédiments provenant des régions voisines. Les nappes souterraines peuvent également contribuer à leur alimentation. Aujourd'hui, les lacs occupent environ 1 à 2 % de la surface terrestre. Bien que les quantités de sédiments qui s'y accumulent soient modestes comparées à celles des milieux marins, elles peuvent néanmoins être importantes à l'échelle locale. La composition chimique des eaux lacustres est fortement influencée par les conditions climatiques, ce qui fait des sédiments des lacs de précieux indicateurs des climats anciens. Par ailleurs, certains lacs renferment des ressources naturelles présentant un intérêt économique notable, telles que le charbon, les évaporites ou encore les terres rares.

#### **II.2.5.2. Types de lacs**

Actuellement, les lacs se rencontrent dans des environnements très diversifiés, tels que les zones glaciaires, les régions montagneuses, les déserts ou encore les plaines côtières. Ils se développent sous des conditions climatiques variées, allant des régions très chaudes aux zones extrêmement froides, ainsi que dans des milieux aussi bien arides qu'humides. Les lacs exoréiques se caractérisent par la présence d'un exutoire, c'est-à-dire une sortie d'eau, et par un rivage relativement stable. Dans ce cas, les apports en eau sont globalement équilibrés par les pertes dues à l'écoulement et à l'évaporation. A l'inverse, les lacs endoréiques ne possèdent pas d'exutoire notable et présentent un niveau d'eau variable. Les entrées d'eau y sont généralement inférieures aux pertes liées à l'évaporation et à l'infiltration. Ce type de lac est typique des régions arides et peut même s'assécher complètement lorsque l'évaporation est importante (Fig. 28).

Nous distinguons deux catégories de **lacs endoréiques** :

- *Les lacs pérennes*, alimentés par au moins un cours d'eau permanent et qui ne s'assèchent généralement pas totalement d'une année à l'autre ;
- *les lacs éphémères*, alimentés par des écoulements temporaires, des sources ou des eaux souterraines, et qui ont tendance à s'assécher partiellement au cours de l'année.

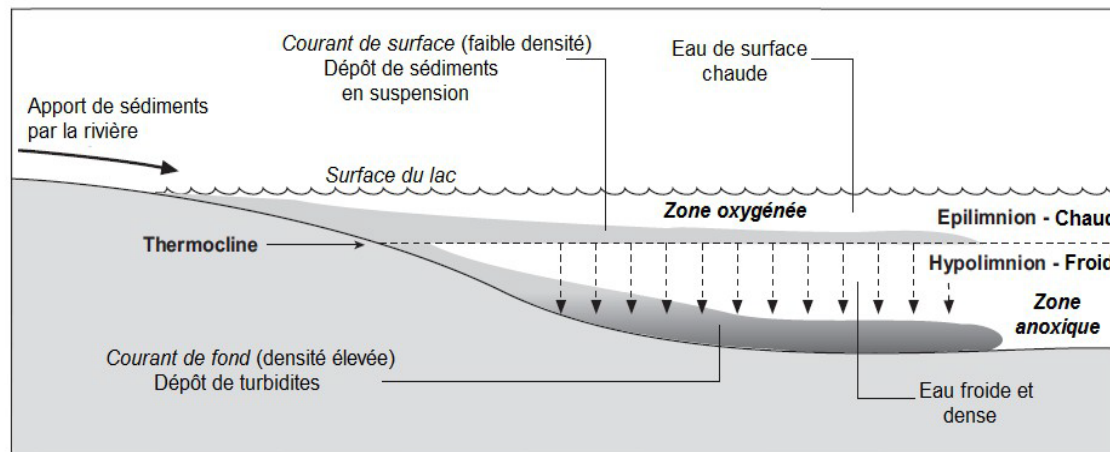


Fig. 28. Stratification dans les lacs d'eau douce (Nichols, 2009).

### II.2.5.3. Sédimentation lacustre

Le type de sédiments qui se déposent dans les lacs résulte d'un équilibre complexe entre des processus physiques, chimiques et biologiques. Les conditions climatiques influencent la sédimentation lacustre de multiples manières. En général, les lacs exoréiques sont caractérisés par une prédominance de dépôts silico-clastiques, principalement apportés par les cours d'eau (Fig. 29). Une grande partie de ces matériaux s'accumule le long des rives, surtout à proximité des embouchures fluviales. Les sédiments sableux se concentrent essentiellement sur les marges du lac, formant des deltas, des plages ou des barrières. En revanche, les zones profondes sont dominées par des particules plus fines, comme le limon et l'argile. La sédimentation est également largement constituée par la précipitation de carbonates inorganiques ainsi que par la production de coquilles en carbonate de calcium, ou encore par des organismes produisant de la silice. Les dépôts biochimiques lacustres se composent majoritairement de sables et de boues carbonatés, et plus rarement de dépôts siliceux issus des diatomées. Ils peuvent contenir des proportions variables de matière organique ainsi que certains apports silico-clastiques. Enfin,

la végétation est généralement abondante dans les zones peu profondes situées en bordure du lac, où l'accumulation de débris végétaux peut devenir importante, notamment lors des phases avancées de comblement du lac.

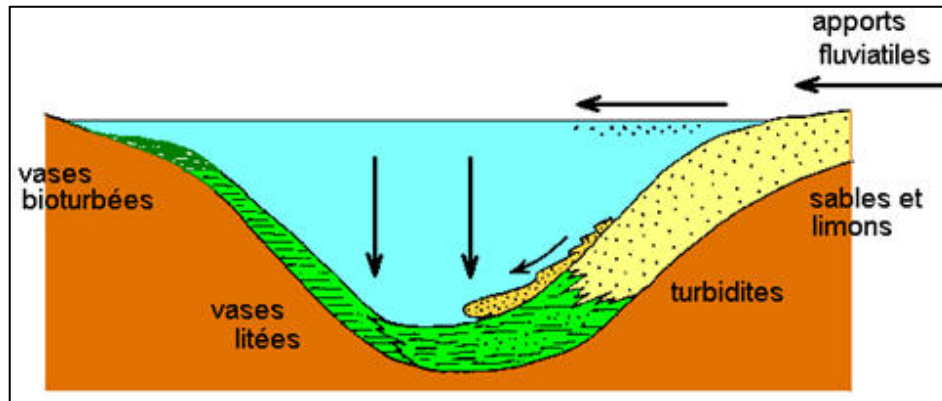


Fig. 29. Coupe schématique d'un lac.  
(<https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-0.htm>).

Tab. 05. Caractéristiques des dépôts lacustres.

<b>Lithologie</b>	Grès, argilite, calcaire à grains fins, évaporites
<b>Minéralogie</b>	Variable.
<b>Texture</b>	Sable moyennement trié.
<b>Organisation des couches</b>	Dépôts en couches souvent très minces.
<b>Structures sédimentaires</b>	Rides de vagues et stratifications parallèles très fines.
<b>Paléocourants</b>	Peu d'importance paléo-environnementale.
<b>Fossiles</b>	Algues et microorganismes (parfois des coquilles).
<b>Couleur</b>	Variable, mais peut être gris foncée pour les sédiments lacustres profonds (matière organique préservée).
<b>Association de faciès</b>	Couramment associés à des dépôts fluviaux, des évaporites et des faciès éoliens.

## II.2.6. Dépôts de plateau continental

### II.2.6.1. Introduction

La zone néritique correspond aux milieux marins peu profonds, s'étendant de la ligne de rivage jusqu'à la limite externe du plateau continental, à une profondeur moyenne d'environ 130 m. Elle englobe ainsi les plateaux continentaux ainsi que les mers épicontinentales. Cette zone constitue un environnement majeur de sédimentation dans les océans actuels, dominé par des dépôts sableux et vaseux, et représentant plus de la moitié du volume total des sédiments

océaniques. Les successions sédimentaires qui s'y développent peuvent atteindre des épaisseurs considérables, dépassant parfois 10 000 m, et se mettre en place sur des périodes très longues, pouvant s'étendre sur plusieurs dizaines de millions d'années de manière continue. Les dépôts néritiques comprennent à la fois des sédiments détritiques d'origine terrigène et des sédiments carbonatés. Toutefois, les plateaux continentaux actuels sont majoritairement recouverts de sédiments détritiques, tandis que les dépôts carbonatés restent limités à certains environnements particuliers, notamment dans les régions tropicales. La distribution des matériaux détritiques sur les plateaux et dans les mers épicontinentales est contrôlée par différents processus hydrodynamiques, tels que les marées, les vagues, les tempêtes et les courants marins. On distingue ainsi deux grands types de plateaux continentaux : ceux dominés par les marées et ceux dominés par l'action des vagues. Les concentrations les plus importantes de sédiments détritiques se rencontrent à proximité des embouchures des grands fleuves. Les zones côtières voisines sont également alimentées en sédiments, lesquels sont redistribués le long du littoral sous l'effet des vagues, des marées et des tempêtes. En revanche, les mers peu profondes recevant peu d'apports terrigènes constituent des environnements favorables à la sédimentation carbonatée, en particulier dans les régions de basses latitudes caractérisées par un climat chaud.

#### **II.2.6.2. Caractéristiques des dépôts sableux des milieux marins peu profonds**

Les clastes qui parviennent au milieu marin peu profond ont généralement subi un transport prolongé à travers divers environnements tels que les rivières, les deltas, les estuaires et les zones côtières. De ce fait, l'assemblage granulaire présente un degré élevé de maturité. La maturité compositionnelle y est souvent plus importante que dans les dépôts continentaux équivalents, car les minéraux instables et les grains fragiles, notamment les feldspaths et les fragments lithiques, ont été progressivement éliminés au cours du transport. Ainsi, les sables sont le plus souvent dominés par des grains de quartz. La fraction détritique est fréquemment enrichie par des apports biogéniques ou authigènes issus du milieu marin peu profond. Ces

environnements abritent une grande diversité d'organismes, dont beaucoup produisent des structures calcaires telles que des coquilles ou des squelettes. Après leur mort, ces éléments constituent une composante essentielle des dépôts carbonatés de plateforme, mais peuvent également être présents en grande quantité dans les sables et les boues. Dans les zones à forte énergie, ces débris sont fragmentés en bioclastes de tailles variées, allant de grains comparables au sable — parfois difficiles à identifier — à des fragments plus grossiers tels que des coquilles ou des os. Les débris osseux peuvent également contribuer à la formation de phosphates, qui précipitent sous forme de minéraux authigènes dans certains contextes marins peu profonds, bien que ce phénomène reste relativement rare. Par ailleurs, la glauconite constitue un autre minéral authigène fréquent dans les grès et les argilites des plateaux continentaux et des mers épicontinentales. Sa présence est généralement interprétée comme un indicateur fiable de conditions marines peu profondes, les sédiments riches en glauconite se distinguant par leur teinte vert foncé caractéristique. Enfin, les milieux marins peu profonds sont particulièrement riches en organismes benthiques, dont l'activité peut être enregistrée dans les sédiments. La bioturbation qui en résulte entraîne souvent une homogénéisation des dépôts, leur conférant un aspect massif, et peut altérer voire effacer les structures sédimentaires primaires telles que les rides de vagues ou les stratifications entrecroisées. Ce processus est généralement plus intense en milieu peu profond et tend à être plus marqué dans les sédiments sableux que dans les dépôts argileux.

### **II.2.6.3. Les deux types de plateaux continentaux**

La sédimentation au niveau des plates-formes est contrôlée par l'action des marées et/ou des courants côtiers induits par les vagues. Dans la majorité des cas, ces environnements résultent de la combinaison de plusieurs processus hydrodynamiques. Environ 80 % des plates-formes actuelles sont dominées par l'influence des vagues et des tempêtes, tandis que 17 % sont

principalement soumises à l'action des marées. Les plates-formes contrôlées essentiellement par les courants océaniques ne représentent qu'une proportion limitée, de l'ordre de 3 %.

➤ **Plates-formes dominées par les vagues et les tempêtes**

Ces environnements se distinguent par des courants de marée relativement faibles (généralement inférieurs à 25 cm/s) et par une profondeur limitée de la zone d'action des vagues en conditions normales (environ 10 m). Dans ces conditions, le transport de sédiments grossiers reste restreint et ne devient significatif qu'au cours d'épisodes de tempêtes intenses (Tab. 06).

Tab.06. Répartition des faciès sur une plate-forme dominée par les tempêtes.

ZONE	FACIES
Avant-plage (à l'intérieur de la zone d'action des vagues)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Remaniement intense des sédiments par les vagues</li> <li>• Rides de vagues, stratifications entrecroisées et parallèles</li> <li>• Mégarides de sable, à des profondeurs d'eau de E à 1E m, orientées obliquement par rapport au littoral (jusqu'à environ 10 m de haut, quelques kilomètres de large et des dizaines de kilomètres de longueur)</li> <li>• Typiquement des sables bien triés, avec une couche graveleuse à la base</li> </ul>
Zone de transition (entre la limite d'action des vagues de beau temps et de tempête)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Sable déposé et remanié par les tempêtes</li> <li>• Stratifications en mamelons ou <i>hummocky cross-stratifications</i> (larges ondulations, faiblement inclinées (souvent moins de 1E°), se recoupant avec un angle faible et en montrant des phénomènes d'onlapping), couramment intercalées avec des mudstones bioturbés</li> <li>• Dépôts de tempête = tempestites (dépôt granoclassé, avec une érosion à la base et des débris grossiers) -&gt; voir figure 27 et encadré 1</li> <li>• Structures sédimentaires pouvant être détruites par une intense bioturbation</li> <li>• Dépôt de boue en suspension entre les événements de tempêtes</li> </ul>
Large (sous la limite d'action des vagues de tempête)	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Zone de dépôt de boue</li> <li>• Ichnofaune typiquement moins diversifiée et moins abondante</li> <li>• Sédiments souvent de couleur grise (ce qui traduit une mauvaise oxygénation &gt; préservation de la matière organique)</li> </ul>

➤ **Plates-formes dominées par les marées**

Les plates-formes dominées par les marées se caractérisent par l'existence de courants tidaux intenses, dont les vitesses varient généralement d'environ 50 cm/s à plus de 150 cm/s. Ces environnements se distinguent par une grande diversité de dépôts sableux, tant par leur nature que par leurs dimensions :

- **Dunes sableuses**

Elles présentent des hauteurs allant de quelques mètres à plus de 20 m, avec des longueurs d'onde comprises entre plusieurs dizaines et plusieurs centaines de mètres. Ces structures peuvent s'étendre sur de vastes superficies dépassant 15 000 km<sup>2</sup>. Les dunes adoptent une morphologie symétrique lorsque les courants de flot et de jusant possèdent des intensités comparables.

- **Mégarides**

Fréquemment observées, elles sont comparables à celles rencontrées sur les plates-formes dominées par l'action des vagues et des tempêtes.

- **Nappes sableuses ou graveleuses**

Ainsi que des placages sableux isolés, peu développés, généralement associés à des dépôts de boues bioturbées. Ces derniers se mettent en place dans des zones relativement abritées de l'action des courants et de l'agitation marine (Fig. 30).

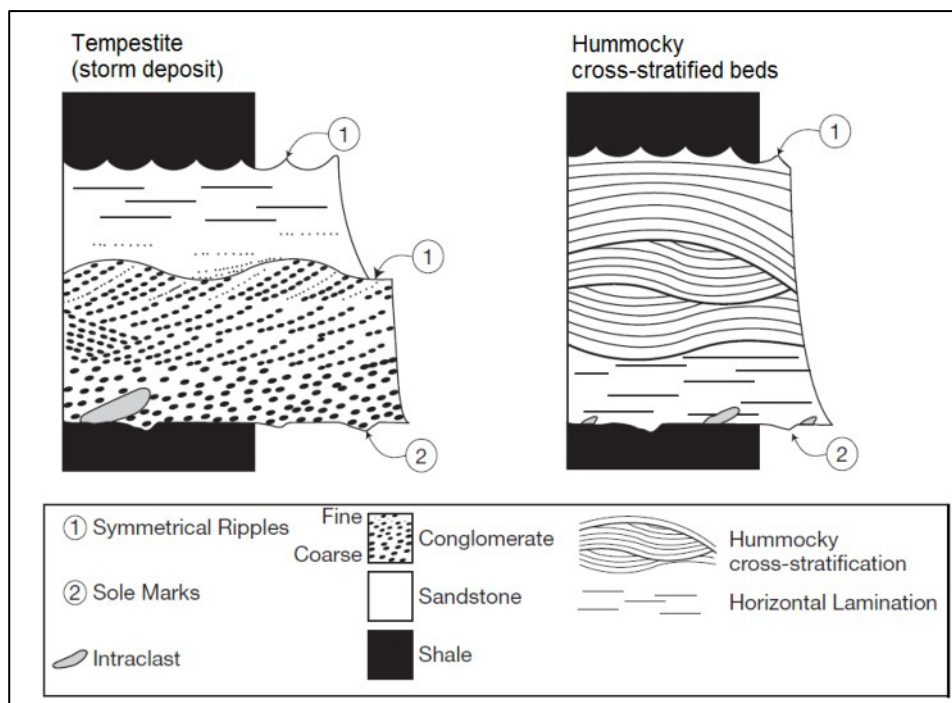


Fig. 30. Comparaison schématique entre les tempestites (à gauche) et lits à stratifications en mamelons (à droite) sur des plates-formes dominées par les tempêtes (Boggs, 2014).

### ➤ Répartition des dépôts sédimentaires

La distribution des sédiments dépend étroitement de la vitesse des courants de marée. A des vitesses élevées (environ 150 cm/s), les processus d'érosion dominant, entraînant la formation de sillons sur le fond marin, parfois accompagnés de dépôts graveleux. Lorsque la vitesse diminue progressivement, les sédiments transportés se déposent successivement sous forme de rubans sableux parallèles à l'écoulement, puis de dunes de taille décroissante, de nappes sableuses, de rides, et enfin de placages sableux isolés (Fig. 31).

Dans les zones occupées par les dunes, des mégarides peuvent également se développer, à condition que l'apport en sable soit suffisant. La majorité des dépôts sableux du plateau se distingue par la présence de stratifications entrecroisées. Celles-ci se manifestent à la fois à petite échelle, liées à la migration des rides et des dunes de faible dimension, et à grande échelle, résultant du déplacement des dunes et des mégarides sableuses. Des lits plans peuvent également se former dans certaines conditions, notamment en régime d'écoulement supérieur. En revanche, ces dépôts sableux sont généralement moins affectés par la bioturbation que les sédiments fins du plateau.

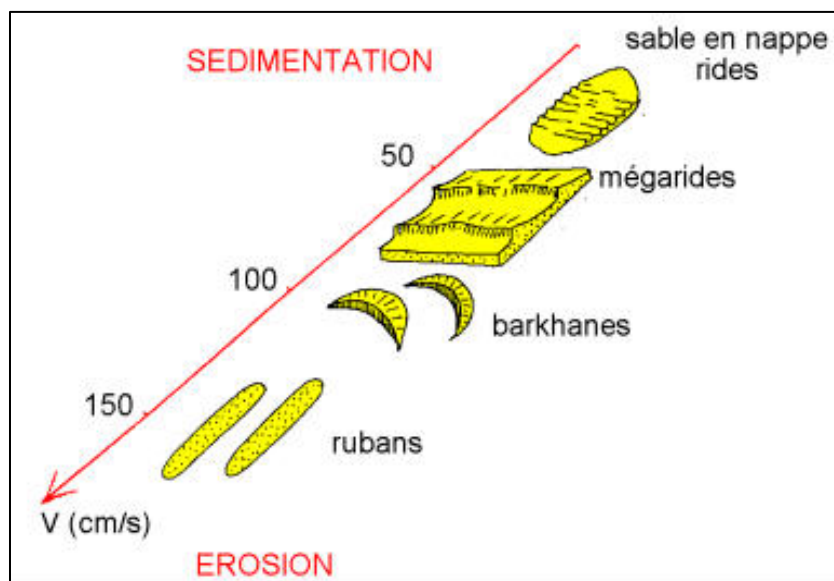


Fig. 31. Types de dépôts sédimentaires présents sur le fond marin en fonction de l'hydrodynamisme, sur une plate-forme dominée par les marées (Vatan, 1967 ; Beauchamp, 2005-Mise à jour).

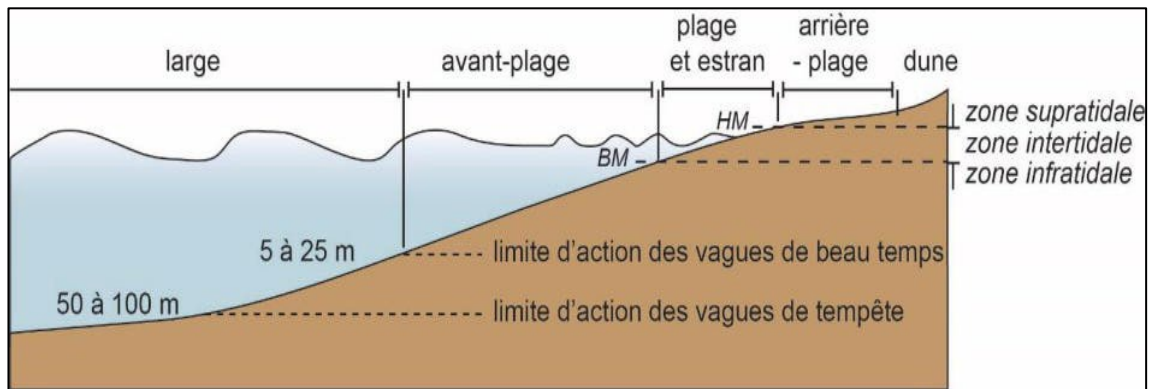
#### II.2.6.4. Effets des variations du niveau marin

L'influence des vagues, des tempêtes et des marées sur le plateau continental dépend fortement de la profondeur. Par conséquent, les caractéristiques des sédiments qui s'y déposent sont largement contrôlées par les variations du niveau marin relatif. Toute modification de ce niveau peut entraîner des changements significatifs dans les processus d'érosion et de sédimentation, et ainsi influencer la nature des dépôts sédimentaires. A titre d'exemple, une élévation d'environ 20 mètres du niveau marin relatif dans une zone côtière provoque une transformation notable des conditions de dépôt.

La zone intertidale, initialement soumise à l'action des vagues et des marées, se retrouve alors submergée et intégrée à un milieu plus calme, dominé principalement par l'action des tempêtes. Sur les plateaux sableux, l'une des réponses typiques à une élévation du niveau marin est la formation d'une mince couche de gravier, appelée « conglomérat de base » (Fig. 32).

Cette couche résulte du remaniement, par l'action des vagues, de sédiments grossiers déposés lors des périodes de bas niveau marin. Au cours de la transgression, ces éléments graveleux sont progressivement déplacés vers le continent, formant un niveau conglomératique généralement peu épais (de l'ordre de quelques dizaines de centimètres). Les clastes qui le composent sont en général bien triés et bien arrondis, présentant ainsi des caractéristiques similaires à celles des galets de plage. (Tab. 07).

Enfin, la sédimentation sur la plate-forme continentale est contrôlée par l'action des marées et/ou des courants côtiers induits par les vagues. Elle se traduit par une organisation des environnements sédimentaires en fonction de la profondeur, reflétant un étagement bathymétrique des milieux de dépôt.



**Fig. 32.** Zonation bathymétrique de la plate-forme continentale (BM : Basses Mers, HM : Hautes Mers). **Zone Supratidale** : inondée lors des grandes marées, couverte d'une végétation herbacée, avec des organismes tolérants à de grandes variations de salinité. **Zone Intertidale (= Estran ou Zone de Balancement des Marées)** : soumise à l'action des marées, à faible relief, de dépôts boueux dans la partie supérieure (plus calme) et sableux dans la partie inférieure (courants plus forts). **Zone Infratidale** : située en-dessous du niveau de la marée basse. (Wilson, 1975 ; Purser, 1983).

**Tab. 07.** Caractéristiques des dépôts du plateau continental (zone néritique).

<b>Lithologie</b>	Principalement du sable et de la boue, avec un peu de gravier.
<b>Minéralogie</b>	Sables quartzeux matures, sables coquilliers.
<b>Texture</b>	Généralement modérément à bien trié.
<b>Organisation des couches</b>	Nappes d'épaisseur variable, grandes lentilles formées par les mégarides et les barres sableuses.
<b>Structures sédimentaires</b>	Stratification entrecroisées et horizontales, stratifications en auges et en mamelons.
<b>Paléocourants</b>	Directions d'écoulement très variables, reflétant les courants de marée, le courant de dérive littorale, etc.
<b>Fossiles</b>	Souvent diversifiés et abondants, les forms benthiques sont caractéristiques.
<b>Couleur</b>	Sables souvent brun-jaune pâle, ou sables et boues gris.
<b>Association de faciès</b>	Peut être recouvert ou situé sous des faciès côtiers, deltaïques, estuariens ou marins plus profonds.

## II.2.7. Dépôts de bassin et turbidites

### II.2.7.1. Introduction

La majorité des archives sédimentaires conservées s'est formée en zone littorale ou dans des environnements marins peu profonds. Pourtant, ces milieux ne représentent qu'une fraction limitée de la surface par rapport aux domaines marins profonds (au-delà de 200 m).

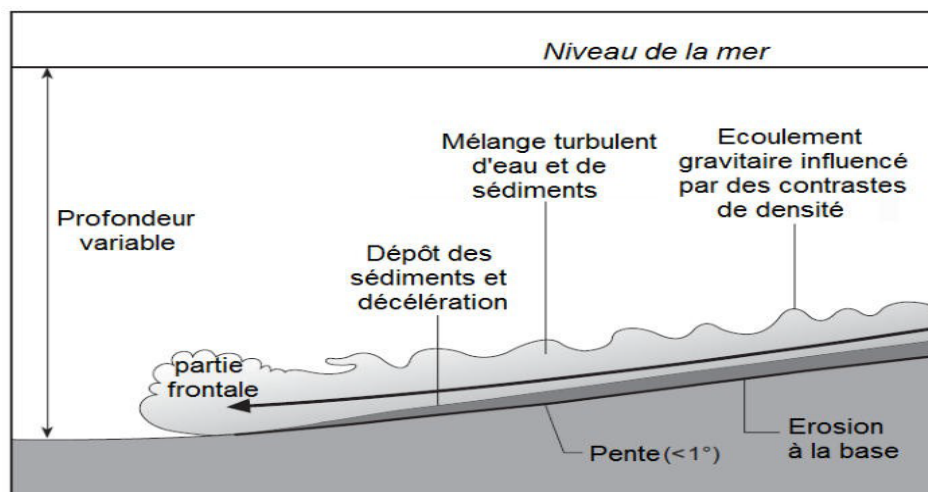
En effet, près de 65 % de la surface terrestre correspond aux environnements océaniques, incluant le talus continental, les glacis, les fosses sous-marines et les bassins océaniques.

Malgré cette vaste étendue, les dépôts issus des milieux marins profonds sont relativement peu représentés dans les archives sédimentaires. Cela s'explique principalement par des taux de sédimentation très faibles, produisant des accumulations peu épaisses. De plus, une part importante de ces sédiments est recyclée par subduction au niveau des fosses océaniques. Les formations ayant échappé à ce processus sont rarement observables en surface, en raison des fortes contraintes tectoniques qui limitent leur exhumation.

Enfin, l'absence de potentiel pétrolier dans ces environnements a également contribué à leur moindre étude. Dans les milieux profonds, le transport et le dépôt des matériaux détritiques s'effectuent essentiellement par des processus gravitaires, notamment les coulées de débris (*débris flows*) et les courants de turbidité, ainsi que des écoulements intermédiaires entre ces deux mécanismes.

Ces phénomènes nécessitent généralement un facteur déclencheur, tel qu'un séisme — pouvant induire une liquéfaction temporaire des sédiments — ou des tempêtes générant de fortes houles. L'instabilité des accumulations sédimentaires au niveau du plateau continental, par exemple à proximité d'un front deltaïque, peut également initier ces écoulements.

La nature des dépôts détritiques en milieu marin profond varie selon la provenance des sédiments. Ils sont le plus souvent constitués de sables, de boues et de graviers d'origine continentale. Toutefois, des sédiments carbonatés peuvent également être présents lorsque les zones de dépôt sont proches de plates-formes carbonatées. Dans ce cas, ces matériaux sont remaniés puis transportés vers les zones profondes par des courants de turbidité et des coulées de débris (Fig. 33).



**Fig. 33.** Un courant de turbidité est un mélange turbulent de sédiments et d'eau qui engendre le dépôt d'une couche grano-classée : turbidite (Nichols, 2009).

### II.2.7.2. Morphologie des bassins océaniques

Le talus continental présente généralement une pente comprise entre  $2^\circ$  et  $10^\circ$ , tandis que celle du glacis continental est plus douce. Bien que ces inclinaisons restent modérées, elles se distinguent nettement de celles des plateaux continentaux et des bassins océaniques, caractérisés par une pente presque nulle.

Le talus et le glacis continentaux s'étendent depuis la bordure externe du plateau continental, située à environ 200 m de profondeur sous le niveau marin — soit au-delà de la zone d'influence des vagues — jusqu'aux bassins océaniques, atteignant des profondeurs de 4 000 à 5 000 m. Leur largeur peut atteindre une centaine de kilomètres. Ces zones sont fréquemment entaillées par des canyons sous-marins qui, à l'image des canyons continentaux, correspondent à des structures d'érosion profondément incisées dans le substratum rocheux.

Ces canyons peuvent s'étendre du littoral jusqu'à la limite externe du plateau continental. Ils jouent un rôle essentiel dans le transfert des sédiments depuis le plateau vers les bassins océaniques et peuvent être directement alimentés par les apports des embouchures fluviales. Par ailleurs, leur présence influence la formation et la localisation des cônes sous-marins.

La surface globalement plane des fonds océaniques est localement interrompue par des monts sous-marins, correspondant à des édifices volcaniques formés au-dessus de points chauds isolés. Les zones les plus profondes des océans sont représentées par les fosses océaniques, situées au niveau des zones de subduction, et pouvant dépasser 10 000 m de profondeur.

### **II.2.7.3. Sédiments détritiques terrigènes**

Les sédiments détritiques se caractérisent par une grande diversité. Ils sont majoritairement constitués de matériaux silico-clastiques, dont la granulométrie s'étend des éléments grossiers (graviers) aux particules fines (argiles). Certains dépôts montrent une stratification nette, parfois associée à un granoclassement, alors que d'autres présentent une structure chaotique, sans organisation stratigraphique apparente.

#### **➤ Boues hémipélagiques**

Les boues hémipélagiques (ou « semi-pélagiques ») sont des sédiments dont la définition reste relativement imprécise. Il s'agit de dépôts fins, principalement issus de matériaux continentaux voisins, qui s'accumulent dans des environnements calmes à partir de particules en suspension. Ces sédiments vaseux se caractérisent par une teneur supérieure à 5 % en éléments biogéniques et par une fraction terrigène comprenant plus de 40 % de limon. Ils représentent vraisemblablement l'un des principaux types de dépôts présents sur les talus continentaux. Leur taux de sédimentation est nettement plus élevé que celui des sédiments pélagiques, variant d'environ 10 à plus de 100 mm/ka. La couleur de ces boues varie généralement du gris au vert, plus rarement vers des teintes brun-rougeâtres. Leur texture est dominée par des fractions argileuses, parfois associées à des proportions sableuses ou silteuses. Outre les composants biogéniques, ces dépôts contiennent couramment du quartz terrigène fin, des feldspaths, des micas, ainsi que des minéraux argileux et, dans certains cas, des apports volcaniques tels que des cendres. Ils peuvent également renfermer des restes d'organismes siliceux, notamment des

diatomées, ainsi que des organismes calcaires comme les foraminifères et les nanofossiles, en plus de boues carbonatées provenant des plates-formes carbonatées.

Sur le plan sédimentologique, les boues hémipélagiques présentent généralement une structure peu stratifiée à massive et sont souvent affectées par une bioturbation modérée à intense. Elles se déposent habituellement dans des zones plus proches du littoral que les sédiments pélagiques.

#### ➤ **Turbidites (cônes sous-marins profonds)**

Un cône sous-marin (ou éventail sous-marin) correspond à un dépôt sédimentaire formé sur les fonds océaniques sous l'action de processus d'écoulements gravitaires. Il se caractérise généralement par une morphologie en éventail. Sa taille peut varier de quelques kilomètres de largeur à des systèmes sédimentaires très étendus, pouvant dépasser le million de kilomètres carrés et constituant ainsi des reliefs remarquables. Le terme de cône sous-marin est réservé aux édifices en forme d'éventail mis en place par des écoulements en masse, notamment les courants de turbidité (à distinguer des Fan deltas). Un cône sous-marin peut se développer à partir de divers matériaux détritiques. Toutefois, les plus vastes systèmes sont majoritairement constitués de sédiments clastiques terrigènes, généralement apportés par les grands fleuves. Les plateformes carbonatées peuvent également fournir des sédiments remobilisés vers les bassins océaniques par des courants de turbidité, mais ces apports sont en général plus diffus, car ils ne proviennent pas d'une source ponctuelle comparable à celle des systèmes fluviaux. Par conséquent, les cônes sous-marins à dominante carbonatée demeurent relativement rares.

#### ➤ **Morphologie d'un cône sous-marin profond**

Un cône sous-marin se subdivise en deux grandes entités : les chenaux et les lobes de dépôt. Les chenaux se développent à la surface du cône et peuvent être bordés par des levées latérales. Contrairement aux canyons sous-marins, ils ne sont pas creusés dans le substratum rocheux, mais dans des dépôts sédimentaires préexistants. Leurs dimensions sont très variables, certains pouvant atteindre une épaisseur d'environ 170 m pour un diamètre de l'ordre de 20 km. Les

sédiments déposés dans les chenaux sont généralement constitués de sables grossiers et de graviers formant des lits épais, massifs ou faiblement granoclassés, caractéristiques des unités A et B de la séquence de Bouma. Les dépôts de débordement, composés de sable fin, de limon et de boue, se dispersent sous forme de courants de turbidité fins au-delà du chenal et participent à la formation des levées. Ces dernières sont constituées des unités supérieures de la séquence de Bouma (C à E ou D à E). Les lobes de dépôt correspondent à de vastes accumulations sédimentaires légèrement convexes, situées à l'extrémité distale des chenaux. Chaque lobe se construit par la superposition de courants de turbidité successifs, dont les dépôts tendent à se positionner de plus en plus loin au fil du temps. Cette progradation se traduit par une succession sédimentaire montrant un grossissement progressif vers le haut : bien que chaque turbidite soit grano-classée, les apports deviennent globalement plus grossiers et les lits plus épais au cours du développement du lobe. Les lobes présentent souvent des séquences de Bouma complètes (de A à E ou de B à E). L'ensemble peut atteindre plusieurs dizaines à centaines de mètres d'épaisseur, tandis que l'extension latérale d'un lobe individuel peut s'étendre sur plusieurs kilomètres, voire plusieurs dizaines de kilomètres. Les dépôts en nappes correspondent à des turbidites qui ne s'accumulent pas au niveau des lobes, mais qui s'étendent sur de larges surfaces. Il s'agit de dépôts fins et peu épais, dominés par les unités C à E ou D à E de la séquence de Bouma. Au sein de ces successions, ni la granulométrie ni l'épaisseur des lits ne présentent de variations significatives. Ces dépôts sont fréquemment interstratifiés avec des mudstones d'origine hémipélagique (Fig. 34, Fig. 35).

#### ➤ **Sédiments glacio-marins**

Les sédiments transportés par la glace vers les milieux marins profonds se présentent généralement sous forme de sables graveleux mal triés ou de boues enrichies en éléments grossiers. Selon les conditions de dépôt, ils peuvent montrer une stratification soit peu marquée, soit bien développée. La fraction grossière est souvent constituée de particules anguleuses,

parfois striées. Ces dépôts glacio-marins occupent de vastes étendues du plancher océanique actuel aux hautes latitudes, notamment dans l'Atlantique Nord proche des régions polaires, autour de l'Antarctique et dans le Pacifique Nord.

➤ **Dépôts de type slump et glissement (base de talus)**

Ces dépôts ne proviennent pas de sources ponctuelles uniques, contrairement aux turbidites alimentées par des canyons sous-marins. L'apport en sédiments s'effectue de manière diffuse le long du plateau continental, sous l'action de divers processus d'écoulements gravitaires.

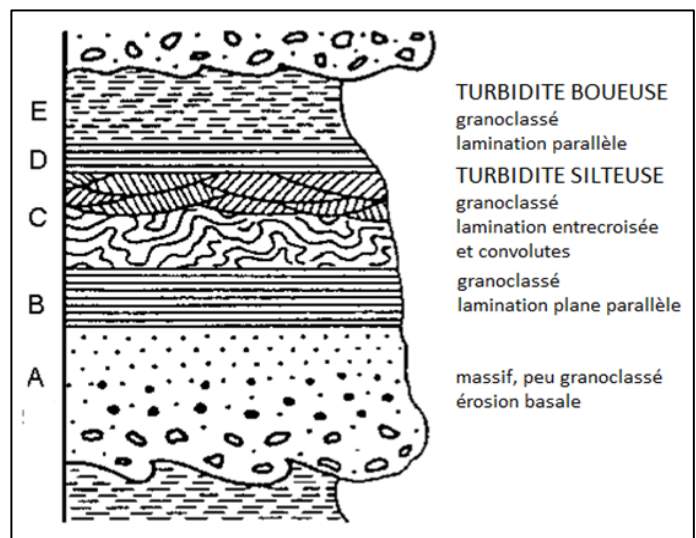


Fig. 34. Séquence-type de Bouma, cas des turbidites. (Shanmugam, 1997).  
<https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-0.htm>

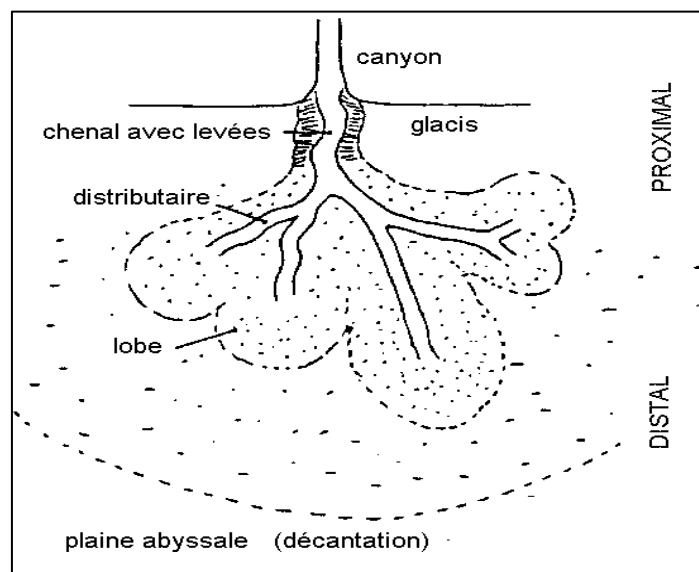


Fig. 35. Structure schématique d'un cône sous- marin profond (Eventail sous- marin), mis en place par un courant de turbidité. <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-0.htm>

Ceux-ci incluent les glissements, les affaissements sous-marins, les coulées de débris ainsi que les courants de turbidité. Les éléments les plus grossiers sont transportés sous forme d'avalanches de débris, comprenant des blocs rocheux de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres de diamètre, appelés olistolithes. Ils peuvent également être mobilisés sous forme de coulées de débris qui s'accumulent au niveau du talus continental.

Les fractions plus fines (sable et boue) sont remobilisées depuis la bordure du plateau et acheminées le long du talus par des courants de turbidité. Les proportions relatives de gravier, de sable et de boue varient, et ces dépôts sont fréquemment associés à des sédiments hémipélagiques, donnant lieu à une interstratification caractéristique. En bordure des plateformes carbonatées, des talus carbonatés peuvent se développer, marqués par l'accumulation de turbidites carbonatées à la base du talus.

#### **II.2.7.4. Sédiments pélagiques**

Le terme pélagique désigne le milieu marin du large, par opposition aux zones néritiques proches des côtes. En sédimentologie, les sédiments pélagiques correspondent à des particules fines transportées en suspension dans l'eau et qui se déposent par décantation sur les fonds marins éloignés du littoral. Ces sédiments ne représentent une part importante des dépôts que dans les régions où les apports d'autres types de sédiments sont limités.

A titre d'exemple, les zones océaniques situées à proximité des marges continentales reçoivent majoritairement des apports terrigènes. Les sédiments pélagiques sont constitués de poussières d'origine continentale, principalement des argiles et des limons transportés par le vent, ainsi que de cendres volcaniques très fines et de particules issues de combustions, telles que celles provenant des incendies. Ils contiennent également une fraction bioclastique, composée de restes d'organismes à tests calcaires ou siliceux.

L'ensemble de ces particules demeure en suspension dans la colonne d'eau, est transporté par les courants de surface, puis se dépose progressivement lorsqu'il atteint des zones plus profondes et hydro-dynamiquement plus calmes.

➤ **Eléments clastiques terrigènes**

Ces dépôts correspondent principalement à des poussières éoliennes transportées en suspension atmosphérique, issues en grande partie des environnements désertiques. Les particules, soumises à des processus d'oxydation, génèrent des sédiments caractérisés par des teintes rouge à brun foncé. Les « argiles rouges » ainsi formées sont composées à 75–90 % de minéraux argileux et se distinguent par un enrichissement relatif en fer et en manganèse. Avec le temps, ces dépôts subissent une lithification conduisant à la formation de mudstones rouges à brun-rouge. Leur taux de sédimentation demeure extrêmement faible, généralement compris entre 1 et 5 mm par millénaire.

➤ **Boue organique**

Les boues calcaires sont principalement constituées de tests de foraminifères et de nannofossiles, notamment les coccolithes, auxquels peuvent s'ajouter des fossiles de plus grande taille tels que les ptéropodes (mollusques). De nos jours, ces boues se déposent largement dans les environnements marins profonds, à des profondeurs inférieures à environ 4500 m, correspondant à la profondeur de compensation des carbonates (CCD). Leur taux d'accumulation est relativement élevé, atteignant des valeurs comprises entre 3 et 50 mm/ka, soit environ dix fois supérieures à celles des argiles pélagiques.

Après leur consolidation, ces sédiments donnent naissance à des calcaires à grain fin (mudstone selon la classification de Dunham), généralement désignés sous le terme de calcaires pélagiques. Les boues siliceuses, quant à elles, présentent des vitesses de sédimentation plus

faibles, de l'ordre de 2 à 10 mm/ka. Elles sont actuellement particulièrement abondantes aux hautes latitudes, où elles forment une ceinture de plus de 200 km de large à l'échelle océanique. Elles se rencontrent également dans certaines zones équatoriales caractérisées par des phénomènes d'upwelling, favorisant la remontée de nutriments et une forte productivité biologique. Ces boues sont essentiellement composées de restes de diatomées et de radiolaires, mais peuvent aussi contenir d'autres organismes siliceux tels que les silico-flagellés et les spicules d'éponges.

Les boues à diatomées se développent principalement dans les régions de haute latitude ainsi que le long de certaines marges continentales, tandis que les boues à radiolaires sont typiques des zones équatoriales. Après lithification, ces sédiments évoluent en roches siliceuses de type chert, incluant notamment les diatomites, les radiolarites et les spiculites.

#### ➤ Répartition des éléments terrigènes et organiques sur les fonds marins

La distribution des sédiments dépend de plusieurs facteurs, notamment l'apport de poussières atmosphériques, la productivité biologique (liée aux organismes calcaires et siliceux), la profondeur ainsi que l'action des courants marins. La productivité biologique atteint ses valeurs maximales dans les eaux chaudes équatoriales et dans les zones d'upwelling.

Dans ces environnements, une sédimentation continue de matériaux biogéniques, principalement calcaires et dans une moindre mesure, siliceux, s'effectue vers le plancher océanique. Au-dessus de la profondeur de compensation des carbonates (CCD), les restes d'organismes siliceux, relativement peu abondants, sont dilués par les apports carbonatés. En revanche, en dessous de cette limite, les radiolaires constituent l'essentiel de la fraction biogénique des sédiments pélagiques.

Toutefois, une forte présence d'organismes siliceux ne traduit pas nécessairement un milieu profond : dans les régions polaires, par exemple, les eaux froides favorisent le développement

des diatomées au détriment du plancton calcaire. Dans les zones les plus profondes, les sédiments sont généralement dominés par des argiles pélagiques. En effet, à des profondeurs avoisinant 6000 m, la silice, notamment sous forme d'opale, tend également à se dissoudre.

**Tab. 08.** Caractéristiques des dépôts du milieu marin profond.

<b>Lithologie</b>	Boue, sable et graviers, calcaire à grains fins.
<b>Minéralogie</b>	Arénite (lithique ou arkosique); carbonate et chert.
<b>Texture</b>	Variable, certaines turbidites sont mal classées.
<b>Organisation des couches</b>	Principalement des lits très fins, sauf dans les chenaux des cônes sous-marins.
<b>Structures sédimentaires</b>	Granoclassement dans les turbidites, avec des Laminations planes parallèles et entrecroisées.
<b>Paléocourants</b>	Les structures du fond et les laminations entrecroisées dans les turbidites montrent la direction de l'écoulement.
<b>Fossiles</b>	Organismes pélagiques dont une grande proportion de planctoniques.
<b>Couleur</b>	Variable avec des argiles rouges, des turbidites sombres et des calcaires pélagiques clairs.
<b>Association de faciès</b>	Dépôts pouvant être recouverts ou se déposer au-dessus du faciès de plate-forme.

## CHAPITRE III : LES MILIEUX CARBONATES

### III.1. Généralités

Les roches carbonatées constituent une catégorie de roches sédimentaires caractérisées par une proportion majoritaire de minéraux carbonatés (au moins 50 %), c'est-à-dire des minéraux renfermant l'ion carbonate ( $\text{CO}_3^{2-}$ ). Parmi les plus répandus figurent la calcite, l'aragonite et la dolomite, tandis que les roches carbonatées les plus courantes sont le calcaire et la dolomie. Elles représentent le deuxième type de roches sédimentaires en importance après les roches détritiques, constituant environ 20 à 25 % des roches conservées dans les archives géologiques. La formation des carbonates s'effectue principalement en milieu marin, en particulier dans des environnements tropicaux peu profonds. Toutefois, certains dépôts se développent également en contexte continental, notamment dans les lacs, les grottes ou à proximité des sources.

Ces formations continentales sont généralement de faible extension spatiale et restent fortement influencées par les conditions météoriques (pluie, vent), ce qui limite leur conservation dans le registre géologique. Les carbonates d'origine lacustre et karstique feront également l'objet d'une attention particulière dans ce cours. La précipitation des carbonates en milieu marin tropical se produit principalement dans des environnements peu profonds, qualifiés de néritiques, où des conditions favorables d'oxygénation et d'ensoleillement stimulent une forte activité biologique.

Les sédiments carbonatés, produits in situ, présentent une grande diversité en termes de nature, de morphologie et de granulométrie. Leur organisation en textures caractéristiques reflète directement les conditions du milieu de dépôt. Dans certains contextes spécifiques, l'accumulation de ces sédiments peut conduire à la formation de vastes ensembles carbonatés, s'étendant sur plusieurs centaines, voire milliers de kilomètres.

L'intérêt scientifique croissant pour les plateformes carbonatées tropicales s'explique par la complexité des facteurs contrôlant la sédimentation. Celle-ci est en effet influencée par des

paramètres variés tels que la tectonique, le climat, les variations du niveau marin (eustatisme), l'hydrodynamisme et la morphologie, qui conditionnent le développement biologique. Enfin, la forte sensibilité des environnements néritiques aux variations environnementales favorise la préservation d'archives sédimentaires de grande qualité, témoignant des conditions de dépôt au moment de leur formation.

Les plateformes carbonatées ne se limitent pas à des environnements de simple accumulation sédimentaire ; elles constituent également de véritables « usines » à carbonates, produisant des volumes de sédiments excédant leur capacité de stockage. L'excédent sédimentaire est exporté vers les bassins profonds adjacents par l'intermédiaire de processus gravitaires sous-marins. Ces processus englobent l'ensemble des mécanismes assurant le transfert des particules depuis les zones marginales vers les environnements marins profonds.

Ils s'inscrivent dans un continuum longitudinal, débutant par des glissements de masse et des écoulements de débris au niveau des marges, puis évoluant vers l'aval en courants de densité turbulents, sous l'effet de la diminution de l'énergie et de l'incorporation d'eau.

Les dépôts associés à ces dynamiques gravitaires forment d'importantes accumulations en bordure des plateformes carbonatées. L'analyse de leur organisation spatiale constitue un enjeu majeur pour la compréhension du fonctionnement et de l'évolution des marges carbonatées, tout en présentant un intérêt économique significatif, ces dépôts pouvant, dans certains cas, constituer d'excellents réservoirs pétroliers.

## **III.2. Les Environnements de dépôt des carbonates**

### **III.2.1. Carbonates lacustres et karstiques**

Les dépôts lacustres sont majoritairement constitués de roches détritiques, auxquelles peuvent s'associer, en proportions variables, d'autres types de roches tels que les carbonates ou les évaporites. La contribution des carbonates devient significative uniquement lorsque l'apport en matériaux détritiques reste limité.

La précipitation chimique directe des carbonates se produit principalement dans les lacs à forte salinité. En revanche, dans les lacs d'eau douce, la formation du carbonate de calcium est essentiellement contrôlée par l'activité biologique. Les éléments biogènes, notamment les parties dures d'organismes tels que les bivalves, les gastéropodes ou les ostracodes, participent à la sédimentation carbonatée. Ces débris grossiers se déposent généralement dans les zones peu profondes ou peuvent être remobilisés et redistribués par l'action des vagues et des courants lacustres.

Cependant, la majeure partie de la production carbonatée est d'origine algale et microbienne. La dégradation des algues calcaires constitue une source importante de boue carbonatée, qui peut s'accumuler en milieu peu profond ou être transportée vers les zones plus profondes par des courants de densité. Par ailleurs, les cyanobactéries et les algues vertes édifient, dans des eaux peu profondes (inférieures à 10 m), des structures telles que les biohermes et les biostromes stromatolithiques. Ces formations peuvent se présenter sous forme de tapis carbonatés, d'épaisseur variable allant de quelques centimètres à plusieurs mètres, ou sous forme de revêtements épais sur les substrats proches des rives, grâce au piégeage des sédiments par les structures filamenteuses microbiennes.

Les milieux lacustres peuvent également contenir des oncoïdes et des ooïdes. Les oncoïdes sont des grains carbonatés irréguliers, constitués de lamines concentriques développées autour d'un noyau, et se forment dans des environnements peu profonds soumis à une agitation modérée. Les ooïdes, plus petits et de forme plus régulière, se développent dans des conditions similaires. Parmi les roches carbonatées typiques des environnements lacustres figure le travertin (ou tuf), résultant de la précipitation inorganique du carbonate de calcium. Il peut former des dépôts en nappes ou en monticules, notamment au niveau des sources situées en bordure ou au fond des lacs, où les accumulations peuvent être particulièrement importantes.

Les milieux karstiques se développent dans certaines roches, en particulier les roches carbonatées, sous l'effet de l'infiltration des eaux météoriques et de la dissolution associée. Ces environnements se caractérisent par une forte érosion, donnant naissance à des formes de surface typiques telles que les dolines, les lapiez ou les canyons, ainsi qu'à des réseaux souterrains constitués de grottes et de galeries. Les écoulements de surface y sont généralement limités. Néanmoins, des dépôts carbonatés d'origine chimique peuvent s'y former, en lien avec des déséquilibres chimiques souvent liés aux variations de la pression partielle en CO<sub>2</sub>. Ces formations incluent notamment les spéléothèmes en milieu souterrain (stalactites, stalagmites) ainsi que les travertins au niveau des émergences.

### **III.2.2. Carbonates des milieux marins peu profonds**

Le calcaire se forme principalement dans des environnements marins peu profonds, notamment au sein des plates-formes carbonatées, bien que la majorité des plateaux continentaux actuels soient dominés par des dépôts silico-clastiques. Le carbonate de calcium constituant le calcaire est en grande partie d'origine biologique. Par conséquent, l'accumulation des sédiments carbonatés dépend fortement des facteurs contrôlant la nature et l'abondance des organismes vivants, tels que la profondeur, la température, la salinité, la disponibilité en nutriments ainsi que l'apport en matériaux terrigènes.

Dans certains cas, les environnements de dépôt sont directement construits par les organismes eux-mêmes, comme c'est le cas des récifs. Les plates-formes carbonatées modernes se développent principalement aux basses latitudes, dans des mers peu profondes, bien éclairées, et situées en zones tropicales à subtropicales, caractérisées par un faible apport en sédiments détritiques d'origine continentale. La majorité de ces plates-formes, comme celles de la baie de Floride ou de l'ouest australien, sont associées aux marges continentales. D'autres, de taille plus réduite, se développent autour d'îles, à l'exemple de la plate-forme des Bahamas ou des plateformes étroites bordant les atolls du Pacifique.

Par ailleurs, des sédiments carbonatés peuvent également se former à des latitudes plus élevées, comprises entre 30° et 60°, dans des environnements dits tempérés. Dans ces contextes, les dépôts sont principalement constitués de débris coquilliers. Plusieurs plates-formes carbonatées tempérées, en eaux plus froides, existent aujourd’hui, notamment au sud de l’Australie, sur le plateau nord-ouest européen, ainsi qu’au niveau du plateau des Orcades au nord-est de l’Écosse.

### III.2.2.1. Différences entre les plates-formes carbonatées et les plates-formes détritiques

Plusieurs distinctions majeures sont observées, notamment en ce qui concerne l’origine des sédiments, leur granulométrie, leurs modalités de dépôt ainsi que les processus diagénétiques, comme illustré dans le tableau ci-après.

**Tab. 09.** Tableau comparatif entre les principales caractéristiques des deux plates –formes détritiques et carbonatées.

<b>Critères de distinction</b>	<b>Plates-formes détritiques</b>	<b>Plates-formes carbonatées</b>
<b>Origine des sédiments</b>	Issus de l’altération des roches et du transport sur le lieu de dépôt.	Formés sur place (processus biologiques ou chimiques).
<b>Taille des grains</b>	Elle reflète le niveau d’énergie du courant (vitesse).	Elle est liée à la taille des éléments squelettiques ou à celle des minéraux qui forment le sédiment.
<b>Séquences de dépôt</b>	Elles varient en fonction de la variation du niveau marin.	Elles varient en fonction des changements des conditions de précipitation des carbonates.
<b>Diagenèse</b>	Elle est généralement longue, avec un enfouissement important.	Les carbonates peuvent être cimentés très rapidement sur le fond marin ou après un faible enfouissement (cas du beach-rock).

### III.2.2.2. Facteurs contrôlant la sédimentation carbonatée

Les plates-formes carbonatées peuvent se développer dans des contextes climatiques et tectoniques variés. Toutefois, deux conditions essentielles doivent être réunies : (a) un apport limité en sédiments détritiques et (b) une faible profondeur d’eau. La nature des grains carbonatés ainsi que les faciès associés sont principalement contrôlés par les conditions climatiques, et ont évolué au cours du temps en fonction des changements des communautés d’organismes.

**Un faible apport de matériaux détritiques**, qu'ils soient terrigènes ou volcanoclastiques, est indispensable à la mise en place d'une plate-forme carbonatée. Cette limitation peut résulter de facteurs tectoniques et climatiques. En effet, la majorité des sédiments terrigènes est transportée vers les milieux marins peu profonds par les réseaux fluviaux ; ainsi, la plate-forme doit être éloignée des embouchures, en particulier des zones deltaïques. Par ailleurs, le climat des régions voisines joue un rôle déterminant : dans les zones arides, les précipitations étant faibles, le ruissellement est réduit, ce qui limite le transfert de sédiments vers le domaine marin.

**Une faible profondeur** constitue un facteur déterminant dans la production de carbonates biogéniques. En effet, dans des conditions favorables, cette production au sein des mers peu profondes est directement liée à la productivité de la chaîne trophique. Le développement des organismes photosynthétiques, situés à la base de cette chaîne, dépend principalement de la disponibilité de la lumière. Or, la pénétration de la lumière solaire est contrôlée à la fois par la profondeur de l'eau et par la concentration de matières en suspension. Ainsi, les milieux peu profonds caractérisés par une faible turbidité sont les plus propices à cette production. Dans les régions tropicales bien éclairées, la zone photique peut atteindre jusqu'à environ 100 mètres de profondeur. Cependant, les organismes photosynthétiques se développent essentiellement dans les 10 à 20 premiers mètres proches de la surface, zone où l'abondance des organismes calcaires est maximale.

Par ailleurs, des variations importantes de la salinité, qu'elles soient à la hausse ou à la baisse, limitent cette production. La température optimale pour ces processus se situe généralement entre 20 et 25 °C. Les coraux hermatypiques, qui vivent en symbiose avec des algues, présentent une productivité accrue dans des eaux peu profondes, bien éclairées et agitées, tandis que la majorité des organismes benthiques marins préfère des environnements plus calmes.

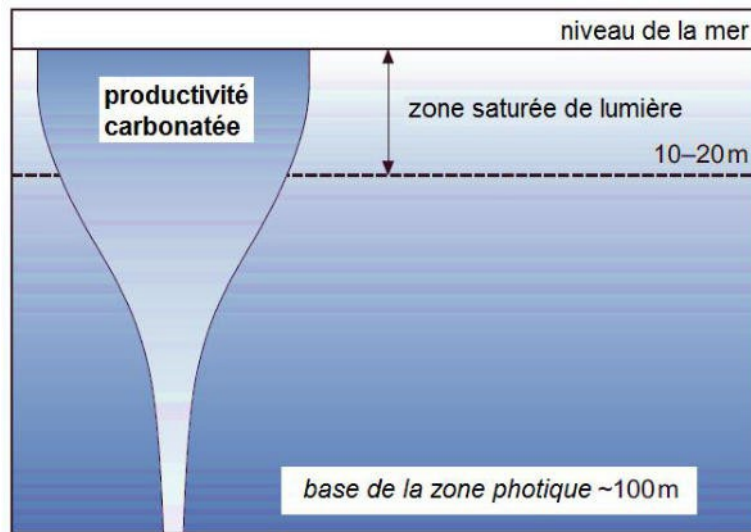


Fig. 36. Relation entre la profondeur et la productivité Biogénique carbonatée (Nichols, 2009).

### III.2.2.3. Morphologie des plates-formes carbonatées

Une **plate-forme carbonatée** désigne un milieu marin peu profond caractérisé par l'accumulation de sédiments carbonatés. Elle peut également recevoir des apports sédimentaires provenant des zones continentales voisines.

A l'inverse, les **bancs carbonatés** correspondent à des plates-formes isolées, entièrement entourées par des eaux profondes, et dépourvues d'apports détritiques d'origine continentale. Quant aux **atolls**, ils se développent généralement autour d'édifices volcaniques.

La morphologie d'une plate-forme carbonatée est principalement contrôlée par la présence, l'absence ou la position d'une barrière ou d'un haut-fond, plus ou moins continu, dont la nature et la morphologie peuvent varier. On distingue ainsi plusieurs types :

#### (1) Les plates-formes au sens strict (10 à 100 km de largeur)

Elles se développent en bordure des continents et présentent une rupture de pente marquée à leur limite externe, marquant la transition vers le talus puis le bassin. Cette bordure externe peut être occupée par un relief, tel qu'une barrière récifale ou des bancs de sables carbonatés.

La présence de cette structure influence fortement l'hydrodynamisme, les conditions physico-chimiques des eaux (notamment la salinité et l'oxygénation) ainsi que l'activité biologique. Elle délimite une plate-forme interne d'un domaine externe ou basinal. On parle de **plate-forme barrée** (« *Rimmed Shelf* ») lorsqu'une barrière est présente, et de **plate-forme non barrée** dans le cas contraire.

### **(2) Les rampes carbonatées (10 à 100 km de largeur)**

Elles se caractérisent par une pente douce et régulière (< 1 %), sans rupture de pente nette, avec une augmentation progressive de la profondeur du littoral vers le bassin. Leur profil bathymétrique et les processus hydrodynamiques associés sont comparables à ceux des plates-formes détritiques ouvertes.

Les rampes actuelles se développent généralement dans des contextes défavorables à la croissance récifale, notamment lorsque la température de l'eau est faible, la salinité élevée ou les apports détritiques importants.

### **(3) Les hautfonds ou bancs carbonatés (1 à 100 km de largeur)**

Il s'agit de plates-formes isolées situées en domaine océanique, totalement déconnectées des apports continentaux et entourées par des eaux profondes pouvant atteindre plusieurs centaines à milliers de mètres.

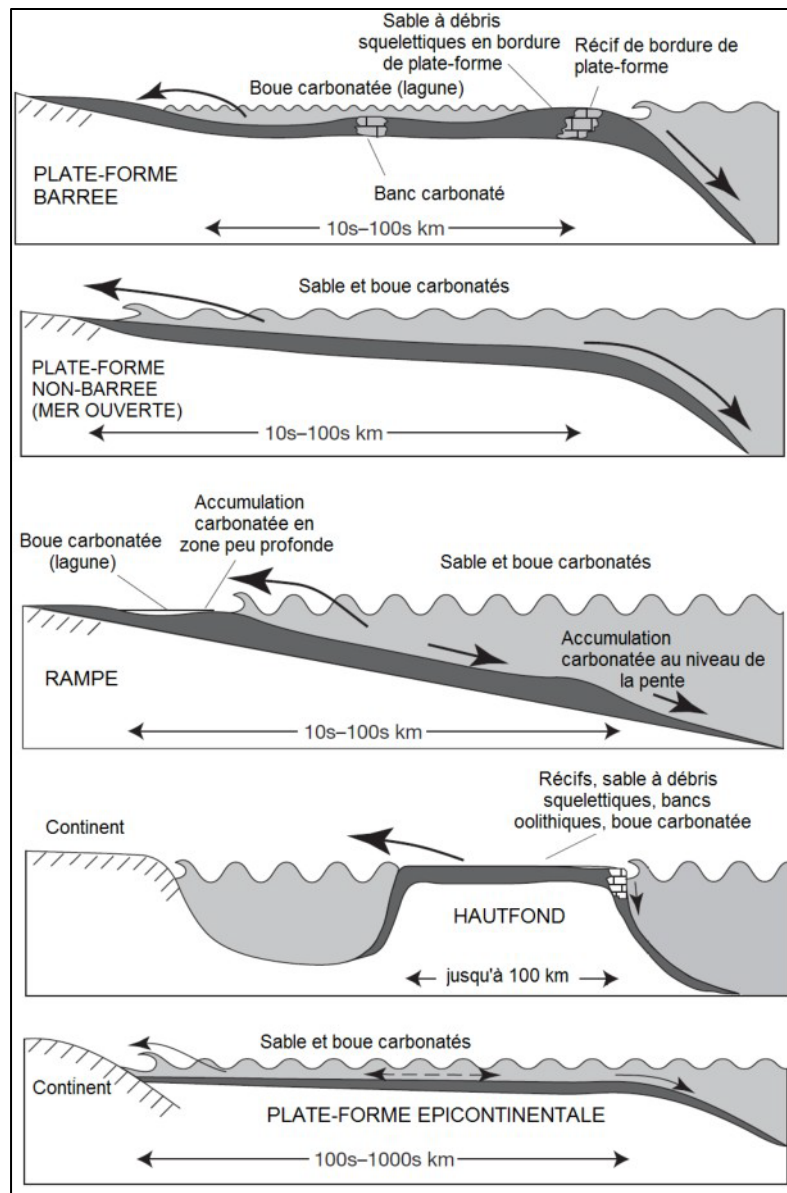
Leurs bordures peuvent présenter des pentes variables, allant de faibles inclinaisons comparables à celles des rampes à des pentes plus abruptes similaires à celles des plates-formes barrées. La zone interne du haut-fond constitue un environnement calme, propice au dépôt de sédiments fins, notamment dans des milieux de type vaseuse.

### **(4) Les plates-formes épicontinentales**

Ces plates-formes, très étendues (> 100 km) et peu profondes (< 10 m), ne sont pas représentées dans les environnements actuels. Elles sont cependant bien documentées dans les archives géologiques, notamment au cours du Trias et du Jurassique en Europe.

Enfin, ces différents types de plates-formes carbonatées peuvent coexister ou évoluer au cours du temps. Par exemple, un haut-fond peut présenter une morphologie de rampe sur un versant et de plate-forme barrée sur un autre.

De même, une rampe carbonatée peut évoluer vers une plate-forme barrée à mesure que se développe une structure récifale.



**Fig. 37.** Représentation schématique des principaux types de plates-formes carbonatées, en coupe transversale. Les flèches indiquent les directions du mouvement des sédiments.  
(Kendall & al., 1968 ; James & Bourque, 1992 ; Burchette & Wright, 1992).

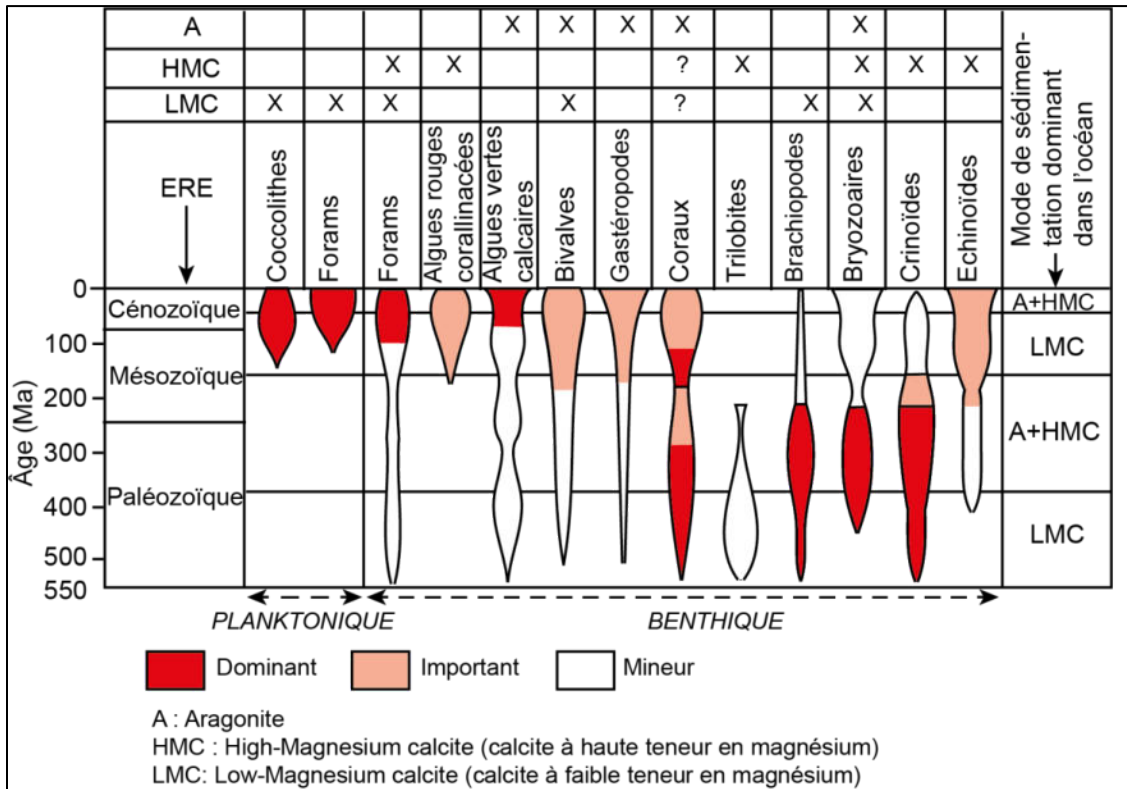


Fig. 38. Importance relative dans le temps de divers organismes marins calcaires en tant que producteurs de sédiments. Ce schéma montre également le type de minéral. (Hardie & Ginsburg, 1977 ; Wray, 1979 ; James & Macintyre, 1985 ; Lindholm, 1987 ; Selley, 2000 ; Boggs, 2014).

Tab. 10. Principaux types d'organismes présents en domaines tempéré et tropical, combinés à l'association correspondante (Lees & Buller, 1972 ; Heckel, 1974 ; Reineck & Singh, 1980 ; Reading, 1996 ; Chamley, 2000 ; Flügel, 2010)

<b>Principaux groupes d'organismes présents</b>	
<i>Eaux tempérées</i>	<i>Eaux tropicales</i>
Mollusques Foraminifères benthiques Echinodermes Bryozoaires Bernacles (crustacés) Ostracodes Spicules d'éponge (en calcaire) Tubes de ver (serpules) Coraux ahermatypiques Algues rouges	Mêmes organismes + enrichissement en coraux hermatypiques (zoanthaires) et algues vertes (chlorophytes) Peu de bryozoaires et bernacles
<b>Organismes dominants</b>	
Foraminifères + mollusques = FORAMOL	Algues chlorophytes + coraux zoanthaires = CHLOROZOAN

### **III.2.2.4. Carbonates déposés en milieu littoral**

#### **III.2.2.4.1. Plages**

Les environnements de sédimentation carbonatée situés le long des côtes à forte énergie présentent de nombreuses similitudes avec les milieux littoraux détritiques dominés par l'action des vagues. Les particules carbonatées, telles que les débris bioclastiques et les ooïdes, sont remobilisées par la houle et organisées en dunes sous-marines, lesquelles peuvent évoluer en cordons littoraux parallèles au rivage ou en îles-barrières séparées de la côte par des lagunes.

Les dépôts carbonatés associés aux plages des îles-barrières et aux cordons littoraux se caractérisent généralement par un bon tri granulométrique et une faible proportion de matrice fine. Ils correspondent principalement à des grainstones et des packstones.

En raison des conditions hydrodynamiques élevées de l'estran, la faune y est peu abondante, et la majorité des éléments carbonatés provient du remaniement de l'avant-plage. Les structures sédimentaires observées sont dominées par des stratifications entrecroisées à faible inclinaison (de 3° à 13°), inclinées vers le large dans la zone de l'estran et vers le continent dans l'arrière-plage.

Une distinction majeure entre les plages constituées de sédiments terrigènes et celles riches en carbonates réside dans la formation de beach-rock (ou grès de plage) dans ces dernières. Ce phénomène résulte de la précipitation de carbonates dissous entre les grains sédimentaires, entraînant une cimentation rapide. Par la suite, ces formations peuvent être colonisées par des organismes perforants, constituant ainsi un indicateur de cimentation précoce dans les archives sédimentaires.

Au sommet de la plage, les sables carbonatés, riches en débris bioclastiques, peuvent être repris par le vent et former des dunes éoliennes. Lorsque ces dunes deviennent humides, le carbonate de calcium peut se dissoudre puis précipiter à nouveau en surface, conduisant à la formation d'une roche appelée Eolianite. Par ailleurs, la précipitation de carbonates autour des systèmes

racinaires de la végétation dunaire peut engendrer des structures nodulaires conservées sous forme de rhizocrétions.

#### **III.2.2.4.2. Lagunes**

Les lagunes carbonatées favorisent la sédimentation de matériaux fins, conduisant à la formation de niveaux de mudstone et de wackestone. Toutefois, des intercalations de grainstone et de packstone peuvent apparaître lors d'épisodes de débordement au-dessus de la barrière. La nature des sédiments carbonatés dépend essentiellement des matériaux produits dans les environnements marins peu profonds, qu'il s'agisse de débris bioclastiques ou de sédiments oolithiques.

Les fractions fines sont majoritairement issues des algues calcaires se développant au sein de la lagune, tandis que les éléments bioclastiques plus grossiers proviennent principalement des mollusques. Les péloïdes sont également abondants et résultent de l'activité des mollusques et des crustacés. Par ailleurs, la nature et la diversité des organismes sont fortement contrôlées par la salinité : dans les milieux arides, l'augmentation de celle-ci entraîne une diminution marquée de la biodiversité, ne laissant subsister que des organismes spécialisés capables de tolérer ces conditions.

#### **III.2.2.4.3. Dépôts carbonatés supratidaux**

La zone supratidale est localisée au-dessus du niveau moyen des hautes eaux et n'est submergée qu'exceptionnellement, notamment lors de marées extrêmes ou d'épisodes tempétueux. Lorsque la pente est très faible, elle prend la forme d'un milieu marécageux, caractérisé par le développement de tapis microbiens constitués d'algues et de bactéries.

L'action éolienne contribue également à l'apport de sables et de poussières carbonatés, qui sont piégés et stabilisés par l'activité microbienne.

Au cours de la cimentation synsédimentaire, ces matériaux évoluent vers la formation d'une croûte carbonatée. Par la suite, les processus de dessiccation provoquent la fissuration de cette

croûte, dont des fragments peuvent être remobilisés et incorporés dans les sédiments en cours de lithification. Les dépôts résultants présentent une stratification marquée et une texture bréchique.

#### III.2.2.4.4. Carbonates intertidaux

Les courants de marée assurent le transport et le dépôt de sédiments grossiers au sein des chenaux tidaux, tandis que les vasières sont caractérisées par l'accumulation de boues carbonatées. Les dépôts présents dans ces chenaux présentent des similitudes avec ceux observés dans les chenaux de marée des environnements estuariens clastiques.

La base de la succession sédimentaire est généralement marquée par une surface d'érosion, surmontée de niveaux riches en débris grossiers, tels que des fragments de coquilles et des intraclastes issus de sédiments carbonatés préalablement lithifiés. Les sables carbonatés, déposés au niveau des barres tidales, donnent lieu à des bancs de **grainstone** et de **packstone**, souvent caractérisés par des stratifications entrecroisées.

Dans les zones intertidales, les dépôts de boues carbonatées, parfois enrichis en débris coquilliers, subissent des phases de dessiccation lors des périodes de marée basse. Sous des conditions climatiques chaudes, ces boues se dessèchent et se cimentent précocement, formant une croûte superficielle. La précipitation répétée de ciments au sein de cette croûte entraîne une expansion de la surface, conduisant à la formation de structures polygonales appelées *tepee structures* ou pseudo-anticlinaux.

Au cours du développement de ces structures, des cavités se forment sous la croûte superficielle, favorisant la cristallisation de ciments de calcite spathique. Par ailleurs, de plus petites cavités isolées ainsi que des tubes creux, généralement orientés verticalement, apparaissent également dans les boues carbonatées. Ces structures résultent du piégeage d'air et d'eau lors des cycles alternés d'inondation et de dessiccation. La précipitation de calcite dans ces cavités conduit à la formation de structures dites en *fenestrae*.

Enfin, les vasières carbonatées se distinguent fréquemment par la présence de tapis algobactériens, qui piègent les sédiments fins en lamines successives, donnant naissance à des **stromatolithes**.

### **III.2.2.5. Carbonates déposés au niveau du plateau continental**

#### **III.2.2.5.1. Bancs de sable carbonaté**

Les sédiments carbonatés grossiers, tels que les sables et les gravillons, tendent à s'accumuler dans des environnements peu profonds caractérisés par une forte énergie hydrodynamique. Ces dépôts peuvent être composés d'ooïdes ou de fragments de coquilles brisées, souvent associés à des tests de foraminifères benthiques.

L'action combinée des vagues et des courants de marée provoque un remaniement des sédiments, conduisant à la formation de dépôts bien triés et aux grains arrondis. Après induration, ces dépôts évoluent en grainstones, et plus rarement en packstones. Les structures sédimentaires observées sont comparables à celles des plateaux détritiques, incluant notamment des stratifications entrecroisées et des formes dunaires. Toutefois, l'intensité du remaniement peut être limitée par une cimentation carbonatée précoce.

Sous l'influence des vagues, des Hauts-Fonds parallèles au littoral se développent, tandis que les courants de marée favorisent la mise en place de corps sédimentaires allongés, orientés perpendiculairement au rivage.

#### **III.2.2.5.2. Récifs**

Les récifs correspondent à des constructions carbonatées édifiées principalement par des organismes benthiques constructeurs, en particulier les coraux.

Ces structures, capables de résister à l'hydrodynamisme, se développent en milieu marin peu profond, généralement sur des plates-formes carbonatées.

À l'état fossile, les récifs peuvent se présenter sous forme massive et non stratifiée, définissant ainsi des biohermes, qui se distinguent par un relief positif par rapport aux dépôts

contemporains. En revanche, lorsque les accumulations biogènes montrent une organisation stratifiée, elles sont désignées sous le terme de biostromes.

### ➤ **Types de récifs**

Les récifs coralliens sont principalement constitués de coraux appartenant à la classe des Anthozoaires. Leur développement est conditionné par des facteurs environnementaux stricts : ils se forment dans des eaux chaudes, dont la température est généralement supérieure à 18 °C, avec un optimum compris entre 25 et 30 °C. Ces organismes nécessitent également une forte luminosité, ce qui limite leur croissance à des profondeurs n'excédant pas 30 à 40 mètres. Par ailleurs, ils prospèrent dans des eaux claires, bien oxygénées et agitées, et ne tolèrent pas des salinités inférieures à 27 ‰. Plusieurs types de récifs coralliens peuvent être distingués.

Les récifs barrières, généralement discontinus, se situent à une distance variable du littoral, allant de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres, voire plusieurs dizaines de kilomètres. Ils constituent une séparation entre l'océan ouvert et un lagon peu profond situé en arrière du récif, comme c'est le cas de la Grande Barrière de Corail.

Les atolls correspondent à des structures entièrement coralliennes développées en milieu océanique ouvert. Ils présentent une morphologie annulaire entourant un lagon central, et leurs dimensions varient de quelques centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres. Ces formations se mettent en place sur des zones initialement peu profondes, souvent associées à d'anciennes îles volcaniques.

Les récifs frangeants, quant à eux, se développent directement au contact du littoral.

On distingue également des récifs de type *faro*, assimilables à de petits atolls formés à l'intérieur des lagons ou en bordure des atolls. D'autres formes récifales existent sous forme de structures isolées, telles que les «Patch Reefs», «Pinnacle Reefs » ou « Table Reefs », qui se développent soit le long des marges du plateau continental, soit de manière dispersée sur celui-ci.

Enfin, des récifs à sommet tabulaire « table reefs » peuvent également se former à des profondeurs plus importantes.

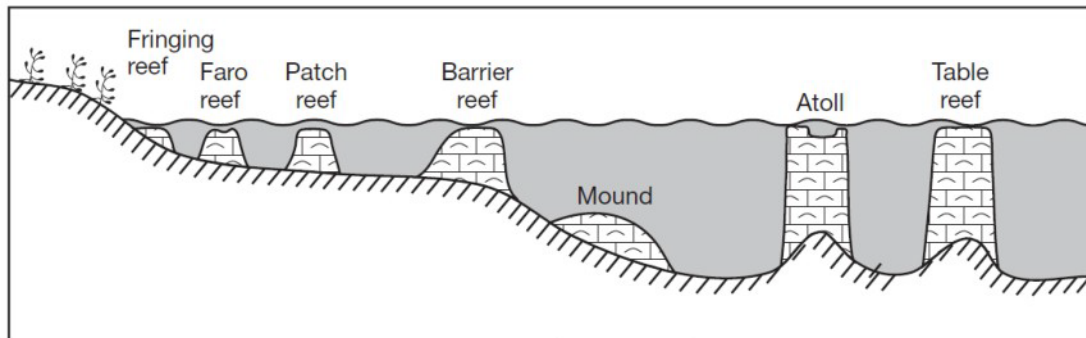


Fig. 39. Représentation schématique des principaux types de récifs (Wilson, 1975 ; Walker & Alberstadt, 1975 ; Shinn, 1983 ; Wood, 1999 ; Mutti & Hallock, 2003).

### ➤ Structure des récifs

Les récifs modernes se subdivisent en plusieurs sous-environnements distincts. La crête récifale constitue la zone principale de croissance des coraux constructeurs, caractérisée par des formes robustes, notamment encroûtantes et massives. En arrière de cette crête s'étend le platier récifal, où dominent également des formes relativement résistantes.

En s'éloignant vers l'arrière-récif, on observe une transition vers des conditions de plus faible énergie et de plus grande profondeur, favorisant le développement de formes coralliennes plus fragiles, telles que les formes branchues.

Dans le lagon, les coraux massifs, souvent de forme globuleuse, sont particulièrement fréquents. Outre les organismes constructeurs responsables de l'édification du récif, d'autres organismes jouent un rôle essentiel dans sa consolidation.

Les organismes encroûtants, tels que les bryozoaires et les algues calcaires, contribuent à la stabilisation de la structure récifale.

Par ailleurs, les débris issus de la biodiversité récifale constituent une source importante de sédiments. À l'inverse, certains organismes participent à la bioérosion du récif. Cette bioérosion est notamment le fait de certains poissons et mollusques capables de perforer et de creuser la

structure récifale. Les cavités ainsi formées peuvent être comblées par des restes biologiques, des fragments issus de la dégradation mécanique et de la bioérosion, ou encore par de la boue carbonatée. L'action mécanique des vagues et des tempêtes entraîne la désagrégation partielle du récif, générant des accumulations de débris sur la pente externe.

Cette zone d'avant-récif est caractérisée par des dépôts grossiers, souvent cimentés en brèches carbonatées, correspondant à des faciès bioclastiques de type rudstone et grainstone. Ces dépôts gravitaires, issus de matériaux provenant de la crête récifale, s'organisent en unités inclinées, avec des pentes comprises entre 10° et 30°.

En arrière de la crête, l'environnement d'arrière-récif se distingue par des conditions hydrodynamiques plus calmes. Il est marqué par l'accumulation de débris récifaux transportés vers le lagon. Les dépôts, généralement de type rudstone à grainstone, sont constitués de fragments de récif, de coquilles, et parfois d'ooïdes, formant une frange sédimentaire le long de la marge lagonaire.

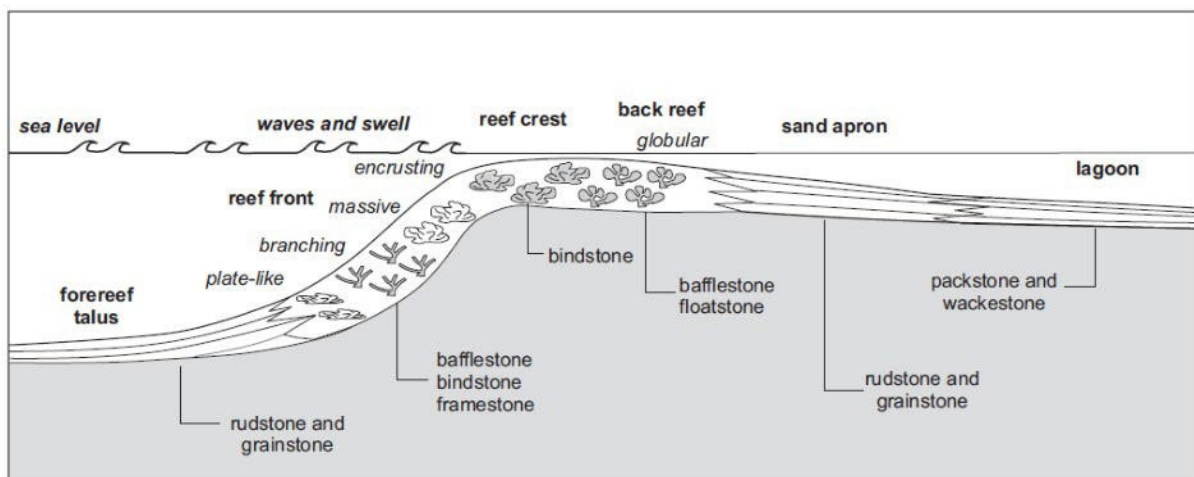


Fig. 40. Distribution des faciès dans un récif (Walker & Alberstadt, 1975 ; Shinn, 1983 ; Wood, 1999 ; Mutti & Hallock, 2003 ; Nichols, 2009).

### III.2.2.5.3. Plate-forme externe et rampe carbonatée

Sur les zones externes des plates-formes carbonatées, la sédimentation est principalement caractérisée par des dépôts fins de type *mudstone*. Ces derniers sont constitués majoritairement de débris calcaires issus d'algues planctoniques et d'autres éléments organiques.

Ce faciès est observé aussi bien dans les plates-formes externes actuelles que dans les systèmes anciens. Après diagenèse et induration, il donne naissance à une roche connue sous le nom de craie. Des faciès comparables peuvent également se développer dans des environnements marins plus profonds.

La craie formée en milieu peu profond peut renfermer des fragments de coquilles provenant d'organismes benthiques et planctoniques, tandis que les structures de bioturbation y sont fréquentes. Par ailleurs, des nodules siliceux (silex) peuvent s'y développer, résultant de la redistribution de la silice issue des squelettes d'organismes siliceux.

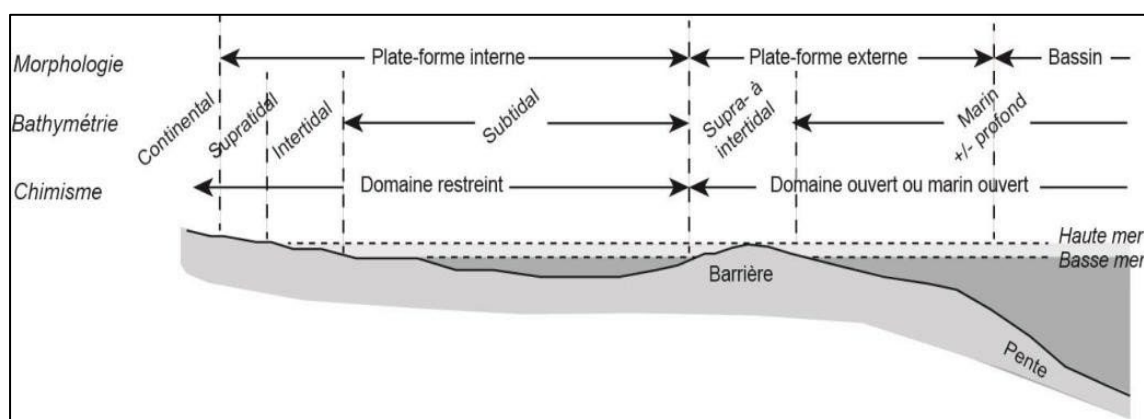


Fig. 41. Répartition des environnements sur une plate-forme avec barrière. (Wilson, 1975 ; Shinn, 1983 ; Mutti & Hallock, 2003 ; Nichols, 2009).

Tab. 11. Caractéristiques des carbonates de milieu marin peu profond.

<b>Lithologie</b>	Calcaire.
<b>Minéralogie</b>	Calcite et aragonite.
<b>Texture</b>	Variable, structures biogéniques dans les récifs, sédiments bien triés dans les eaux peu profondes.
<b>Organisation des couches</b>	Structures récifales massives au niveau des plates-formes. barrées, dépôts en nappes au niveau des rampes.
<b>Structures sédimentaires</b>	Stratifications entrecroisées dans les bancs d'oolites.
<b>Paléocourants</b>	Peu caractéristiques. Courants de marées, vagues et tempêtes.
<b>Fossiles</b>	Généralement abondants, organismes benthiques d'eau peu profonde dominants.
<b>Couleur</b>	Généralement claire (blanc, beige, gris).
<b>Association de faciès</b>	Parfois associé avec des évaporites ou des dépôts détritiques terrigènes.

### **III.2.3. Carbonates des milieux profonds (Pente / Bassin océanique)**

Les sédiments carbonatés se déposent majoritairement en milieux peu profonds. Cette distribution s'explique par la diminution de la saturation en carbonate de calcium de l'eau de mer avec la profondeur. Ainsi, la production de carbonate de calcium dans les océans est essentiellement limitée aux zones superficielles et peu profondes, où les eaux sont sursaturées. Ces conditions favorisent le développement des organismes marins producteurs de carbonate de calcium.

À l'inverse, les eaux profondes sont généralement sous-saturées en carbonate de calcium. La dissolution de ce dernier y devient significative à partir de grandes profondeurs, bien qu'elle puisse également se produire, dans une moindre mesure, dans les eaux de surface froides des hautes latitudes. La profondeur à laquelle le taux de dissolution du carbonate de calcium équilibre son apport au fond marin est appelée profondeur de compensation de la calcite (CCD, *calcite compensation depth*). Dans les océans actuels, cette profondeur se situe approximativement entre 3500 et 5500 mètres.

#### **(1) Boues biogéniques au-dessus de la CCD**

Les boues calcaires s'accumulent dans les environnements marins profonds situés au-dessus de la CCD, principalement sous forme de dépôts issus de la chute d'organismes pélagiques calcaires. En dessous de cette limite, les sédiments sont dominés par des boues siliceuses ou des dépôts argileux, généralement de couleur rouge ou grise.

#### **(2) Sédiments carbonatés d'origine de plate-forme**

Une partie des sédiments carbonatés présents en milieu profond provient des plates-formes peu profondes. Leur transport vers les grandes profondeurs s'effectue par divers mécanismes, tels que les tempêtes, les courants de turbidité, les flux gravitaires (débris et grains), ainsi que les glissements et éboulements.

Ces dépôts sont majoritairement constitués de fragments bioclastiques et de blocs calcaires issus des zones de pente situées en avant des récifs. Ils peuvent également provenir de Hauts-Fonds carbonatés ou de dépôts de boues calcaires localisés en bordure de plate-forme.

À proximité du talus continental, des cônes sous-marins carbonatés peuvent se développer, présentant des morphologies comparables à celles des cônes silico-clastiques. L'alimentation sédimentaire s'effectue à partir d'une source localisée, généralement via un chenal principal connecté à une plate-forme carbonatée.

On observe généralement une organisation granulométrique avec des dépôts plus grossiers dans les parties proximales du cône, devenant progressivement plus fins vers les zones distales. Toutefois, aucun cône sous-marin carbonaté actif n'est actuellement observé.

## CHAPITRE IV : LES MILIEUX EVAPORITIQUES

### IV.1. Introduction

Les évaporites résultent de l'évaporation de l'eau, entraînant la précipitation des sels dissous. Les principaux minéraux qui les composent sont le gypse, l'anhydrite et la halite, bien que d'autres minéraux, plus rares, puissent également être présents (Tab. 12).

La genèse des évaporites est étroitement liée à des conditions climatiques chaudes et arides, caractérisées par une évaporation supérieure aux apports en eau, qu'ils soient sous forme de pluie ou de neige. Actuellement, ces formations se développent aussi bien en milieu marin que continental. Toutefois, les environnements de dépôt modernes restent de dimension réduite comparativement à certains bassins anciens, dont l'extension était considérable.

Bien que les évaporites représentent moins de 2 % des sédiments déposés sur les plates-formes au cours du Phanérozoïque, elles présentent un intérêt majeur.

D'un point de vue sédimentologique, leur identification est essentielle, car elles constituent d'excellents indicateurs de conditions climatiques arides, associées à une évaporation largement dominante sur les précipitations, typiques des zones tropicales de hautes pressions situées entre 10° et 30° de latitude.

Elles revêtent également une importance économique notable, en raison de leurs multiples applications industrielles et agricoles, notamment comme engrais, et du fait qu'elles constituent souvent des niveaux imperméables scellant certains des plus grands gisements pétroliers. Les évaporites sont présentes depuis le début du Précambrien jusqu'à l'époque actuelle, avec des variations d'abondance selon les périodes, notamment au Cambrien, au Permien, au Trias et au Miocène.

En théorie, la précipitation des minéraux évaporitiques à partir de l'eau de mer suit une séquence bien définie : les carbonates se déposent en premier, suivis du gypse et de l'anhydrite,

puis de la halite, et enfin de minéraux plus solubles tels que la sylvite, les borates et les nitrates, lorsque l'évaporation atteint un stade avancé.

Cependant, cette succession idéale est rarement observée dans les séries naturelles. On y retrouve fréquemment des répétitions ou des séquences incomplètes, témoignant d'une évolution complexe des bassins évaporitiques, marquée par l'alternance de phases de remplissage, d'évaporation, puis de nouveaux apports d'eau entraînant parfois la dissolution partielle des minéraux précédemment formés.

**Tab. 12.** Principaux minéraux évaporitiques.  
(<http://www2.ulg.ac.be/geosed/sedim/sedimentologie.htm>).

Minéraux des évaporites marines		Minéraux des évaporites non marines	
Halite	NaCl	Halite, Gypse, Anhydrite	
Sylvite	KCl	Epsomite	MgSO <sub>4</sub> .7H <sub>2</sub> O
Carnallite	KMgCl <sub>3</sub> .6H <sub>2</sub> O	Trona	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> .NaHCO <sub>3</sub> .2H <sub>2</sub> O
Kainite	KMgClSO <sub>4</sub> .3H <sub>2</sub> O	Mirabilite	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> .10H <sub>2</sub> O
Anhydrite	CaSO <sub>4</sub>	Thénardite	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>
Gypse	CaSO <sub>4</sub> .2H <sub>2</sub> O	Bloedite (ou Blödite)	Na <sub>2</sub> Mg(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> .4H <sub>2</sub> O
Polyhalite	K <sub>2</sub> MgCa <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>4</sub> .2H <sub>2</sub> O	Gaylussite	Na <sub>2</sub> Ca(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> .EH <sub>2</sub> O
Kieserite	MgSO <sub>4</sub> .H <sub>2</sub> O	Glaubérite	Na <sub>2</sub> Ca(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>
		Borax	Na <sub>2</sub> B <sub>4</sub> O <sub>7</sub> (OH) <sub>4</sub> .8H <sub>2</sub> O

## IV.2. Evaporites continentales

### IV.2.1. Lacs salins

Les lacs salins permanents sont des plans d'eau alimentés par des rivières transportant des ions dissous issus de l'altération des roches du substratum. Ils se développent généralement sous des climats chauds caractérisés par une forte évaporation. Leur salinité varie considérablement, allant d'eaux saumâtres, moins concentrées en sels que l'eau de mer, à des eaux hypersalines, dont la concentration dépasse celle du milieu marin.

La composition chimique de ces lacs dépend étroitement de la nature des roches présentes dans leur bassin versant, qui contrôlent la composition des sels dissous. En raison de la diversité géologique d'un site à l'autre, chaque lac présente une signature chimique spécifique,

contrairement à l'eau de mer dont la composition reste relativement constante. Par conséquent, la nature et la proportion des minéraux formés dans ces environnements varient fortement.

Certains minéraux observés dans ces lacs sont absents des successions évaporitiques marines.

Les ions majeurs rencontrés dans les lacs modernes comprennent, du côté des cations, le sodium, le calcium et le magnésium, et, du côté des anions, les carbonates, les chlorures et les sulfates.

Les proportions relatives de ces ions conditionnent les types de minéraux qui précipitent. Toutefois, le gypse, l'anhydrite et la halite constituent généralement les phases minérales dominantes, similaires à celles observées en milieu marin. Sur la base de la composition des saumures, trois grands types de lacs salins peuvent être distingués :

- **Les lacs riches en bicarbonates** et en minéraux carbonatés, favorisant la formation de minéraux spécifiques tels que le Trona et le natron, absents en milieu marin.
- **Les lacs sulfatés**, caractérisés par une faible teneur en bicarbonates mais un enrichissement en calcium et en magnésium, où dominent des minéraux comme le gypse et la Mirabilite (sulfate de sodium).
- **Les lacs chlorés**, dont la composition chimique est proche de celle des évaporites marines, à l'image de la mer Morte.

La biodiversité de ces milieux est relativement limitée, bien que des proliférations importantes de cyanobactéries et d'algues puissent se développer dans des conditions chaudes. Ces organismes constituent la base d'un réseau trophique incluant des plantes, des invertébrés (vers, crustacés) ainsi que certains oiseaux, notamment les flamants roses qui se nourrissent de crustacés.

La productivité biologique peut être élevée, favorisant à la fois la précipitation de minéraux évaporitiques et le dépôt de sédiments argileux riches en matière organique. Par ailleurs, les variations saisonnières de température induisent une stratification fine des dépôts : des couches

claires de carbonate de calcium, précipitées en été sous forme d'aragonite, alternent avec des niveaux plus sombres riches en apports détritiques, généralement associés à la période hivernale.

#### **IV.2.2. Lacs Ephémères (ou Temporaires)**

Les lacs éphémères, également appelés *chotts* dans le Sahara ou *Playas* en Amérique, correspondent à de vastes dépressions temporairement remplies d'eau et soumises à des phases récurrentes d'assèchement. Ils se développent dans des contextes climatiques arides à semi-arides, caractérisés par de faibles précipitations et une évaporation intense.

Dans les régions désertiques, les précipitations présentent une forte variabilité temporelle, alternant entre de longues périodes de sécheresse — pouvant s'étendre sur plusieurs années, voire décennies — et des épisodes pluvieux brefs mais intenses. Ces derniers peuvent engendrer des crues soudaines (*Flash Floods*), assurant l'apport d'eau et de sédiments vers les zones topographiquement basses du bassin. Lors de la mise en eau, les particules en suspension décantent progressivement, donnant lieu à des dépôts fins.

Au fur et à mesure de l'évaporation, le volume et l'extension du plan d'eau diminuent. Les zones marginales s'assèchent en premier, entraînant la formation de fissures de dessiccation (*Mudcracks*). La poursuite de l'évaporation induit une augmentation de la salinité des eaux résiduelles, favorisant la précipitation séquentielle des minéraux évaporitiques, les moins solubles cristallisant en premier.

Les dépôts résultants se présentent généralement sous forme d'une alternance de couches de boue et de niveaux évaporitiques. Les épisodes ultérieurs d'inondation ne provoquent pas systématiquement la dissolution de ces minéraux, ceux-ci pouvant être rapidement recouverts par de nouveaux apports sédimentaires. La répétition des cycles d'inondation et d'évaporation conduit ainsi à l'accumulation de séquences sédimentaires rythmiques, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, caractéristiques des environnements lacustres temporaires.

Ces dépôts sont fréquemment associés à d'autres faciès typiques des milieux arides, tels que les formations sableuses, les dunes éoliennes, les cônes alluviaux ou encore les dépôts liés aux écoulements intermittents.

Par ailleurs, des minéraux évaporitiques peuvent également se former dans les sédiments périphériques des lacs. Dans ces zones, les sédiments sont souvent imprégnés d'eaux souterraines salines qui, en s'évaporant en surface, concentrent les ions dissous et favorisent leur cristallisation.

Ces environnements sont communément désignés sous le terme de *sebkhas*. Le gypse y constitue le minéral le plus fréquemment observé, notamment sous forme de concrétions connues sous le nom de « roses des sables ».

### **IV.3. Evaporites marines peu profondes**

#### **IV.3.1. Lagunes**

Sous un climat chaud et aride, l'évaporation à la surface de la lagune est particulièrement intense, entraînant une perte importante d'eau. Lorsque cette perte n'est pas compensée par des apports d'eau douce ou par des échanges avec l'océan, la salinité augmente progressivement, conduisant à des conditions hypersalines favorables à la précipitation de minéraux évaporitiques.

Les dépôts qui en résultent se présentent généralement sous forme de couches de gypse et/ou de halite, dont l'épaisseur peut atteindre des valeurs métriques à décamétriques. Par ailleurs, les eaux stagnantes favorisent la croissance de cristaux de gypse de grande taille.

La communication avec le milieu marin peut s'effectuer soit par des ouvertures au sein de la barrière littorale, soit par infiltration à travers celle-ci.

Les variations de salinité observées résultent ainsi de fluctuations climatiques ou de modifications dans l'intensité des échanges avec la mer. En conséquence, l'extension de la lagune ainsi que la nature des minéraux précipités peuvent évoluer dans le temps.

Des dépôts cycliques se mettent en place, caractérisés notamment par l'alternance de niveaux carbonatés, formés lorsque la salinité se rapproche de conditions marines normales. On observe également une succession de gypse stratifié, déposé en milieu lagunaire, et de gypse nodulaire, typique des zones de sebkha en bordure de la lagune. Cette alternance traduit des variations de l'étendue du plan d'eau.

#### **IV.3.2. Sebkhas côtières**

Les sebkhas correspondent à des plaines côtières situées en bordure de régions continentales arides, comme c'est notamment le cas dans le golfe Persique. Leur topographie est généralement très faible, et elles ne présentent pas systématiquement de plage bien individualisée. La plaine côtière peut être ponctuellement submergée lors de marées exceptionnelles ou d'épisodes de tempête.

Toutefois, l'alimentation en eau la plus significative provient de l'infiltration d'eaux souterraines d'origine marine. Sous l'effet d'une évaporation intense, l'eau migre vers la surface à travers les sédiments par capillarité. Au cours de cette remontée, la salinité augmente progressivement, conduisant à la formation de saumures denses et fortement concentrées. Il en résulte la précipitation de minéraux évaporitiques : le gypse et l'anhydrite cristallisent au sein des sédiments, tandis qu'une croûte de halite peut se développer en surface.

Cette dernière est toutefois rarement préservée, en raison de sa dissolution rapide par les eaux de ruissellement. De manière générale, l'anhydrite se forme dans les environnements les plus chauds et les plus secs, alors que le gypse précipite dans des conditions légèrement moins arides ou en présence d'apports d'eau douce.

Ces minéraux se développent progressivement à l'intérieur du sédiment : le gypse forme des agrégats, tandis que l'anhydrite se présente sous forme de nodules coalescents, souvent amorphes, avec une faible proportion de matrice détritique interstitielle. Les sédiments

détritiques associés, fréquemment introduits par les apports éoliens ou fluviatiles, présentent généralement une coloration rouge liée à des conditions oxydantes.

La succession sédimentaire typique débute par des dépôts de la zone subtidale peu profonde, remaniés par l'action des vagues, et surmontés de niveaux de calcaires microbiens intertidaux. Ces derniers sont suivis par des horizons de gypse, formés dans la partie supérieure de la zone intertidale et à la base de la zone supratidale, puis par des niveaux d'anhydrite.

#### **IV.4. Evaporites profondes**

##### **IV.4.1. Evaporites déposées au niveau de la plate-forme continentale**

Dans des conditions climatiques arides, la formation d'évaporites sur la plate-forme interne est favorisée par une circulation hydrique restreinte, caractéristique des milieux confinés. Sur une rampe à faible gradient, la présence d'un banc sableux peut entraîner l'isolement partiel d'une zone d'eau peu profonde, créant des conditions propices à la précipitation évaporitique. La zone subtidale évolue alors vers un environnement de type vasière.

Par ailleurs, les lagunes développées en arrière des récifs ou des cordons sableux sur les plates-formes peuvent également constituer des environnements de dépôt évaporitique. Néanmoins, les barrières récifales permettent généralement un renouvellement hydrique trop important pour maintenir des conditions hypersalines durables. Les dépôts évaporitiques associés aux plates-formes peuvent atteindre des extensions latérales de plusieurs dizaines de kilomètres.

##### **IV.4.2. Dépôts évaporitiques géants anciens**

La formation des évaporites nécessite qu'une masse d'eau soit partiellement isolée du domaine océanique. Dans ces conditions, la salinité augmente progressivement jusqu'à atteindre un état de sursaturation, permettant ainsi la précipitation des minéraux évaporitiques.

Ce phénomène peut se produire dans des mers épicontinentales ou dans des bassins océaniques restreints, reliés à l'océan ouvert par un détroit.

Ce dernier peut être obstrué à la suite d'une baisse du niveau marin ou d'un soulèvement tectonique, comme celui d'un compartiment de faille. Contrairement aux lagunes, ces bassins permettent l'accumulation de séries évaporitiques très épaisses, pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres.

Toutefois, l'origine des grandes séries évaporitiques anciennes reste difficile à expliquer à partir des modèles actuels. Certains chercheurs ont ainsi proposé que la précipitation des sels puisse également se produire en milieu profond, bien qu'aucun analogue moderne ne soit clairement identifié. Néanmoins, certaines évaporites, souvent caractérisées par une structure laminaire, présentent des indices indiscutables d'un dépôt en environnement profond, tels qu'une grande continuité latérale des lamines, la présence de turbidites et de slumps, ainsi que l'absence d'algues.

Au sein de ces formations, des lamines de gypse, d'anhydrite et de halite alternent avec des lamines de micrite ou de matière organique. Cette organisation, proche de celle des varves, serait probablement liée à des variations saisonnières des conditions de dépôt. Trois modèles principaux ont été proposés pour expliquer ces dépôts (Fig. 42).

### **(1) Bassin profond / grande profondeur d'eau**

Ce type de bassin est occupé par une eau hypersaline. Les sédiments évaporitiques se forment principalement au niveau des marges peu profondes, puis sont transportés vers les zones centrales plus profondes par des écoulements gravitaires. La présence de turbidites et de coulées de débris témoigne de ces processus de re-déposition.

D'autres faciès d'eau profonde sont également observés, sous forme de dépôts stratifiés issus de la décantation de cristaux évaporitiques formés en dehors de la colonne d'eau. Au fur et à mesure du comblement du bassin, la série sédimentaire montre une évolution verticale passant de faciès profonds à la base vers des faciès progressivement plus superficiels au sommet.

## **(2) Bassin peu profond / faible profondeur d'eau**

Dans ce cas, les évaporites se déposent dans des environnements de type salin. La subsidence continue du bassin favorise l'accumulation d'une importante épaisseur de sédiments, qui se mettent en place en conditions constamment peu profondes.

## **(3) Bassin profond / faible profondeur d'eau**

Ici, le bassin se situe à une altitude inférieure au niveau marin, mais il n'est que partiellement rempli d'eau de mer. Cette eau subit une évaporation continue, compensée par des apports marins intermittents. Si le bassin est ultérieurement envahi par la mer, les dépôts sus-jacents aux évaporites peuvent présenter des faciès marins profonds, notamment caractérisés par la présence de turbidites.

Les variations de salinité et du volume d'eau marine dans ces bassins contrôlent la nature des minéraux évaporitiques précipités. Par exemple, une élévation globale du niveau marin entraîne une diminution de la salinité, pouvant favoriser le dépôt de carbonates. Les cycles sédimentaires observés dans les bassins à seuil (ou bassins barrés) peuvent être liés soit aux fluctuations eustatiques, soit à des facteurs tectoniques locaux influençant la géométrie et la profondeur des connexions avec l'océan ouvert.

Par ailleurs, la matière organique introduite dans le bassin lors de phases de faible salinité peut s'accumuler et être préservée lors de phases hypersalines, ces dernières étant généralement associées à des conditions anoxiques.

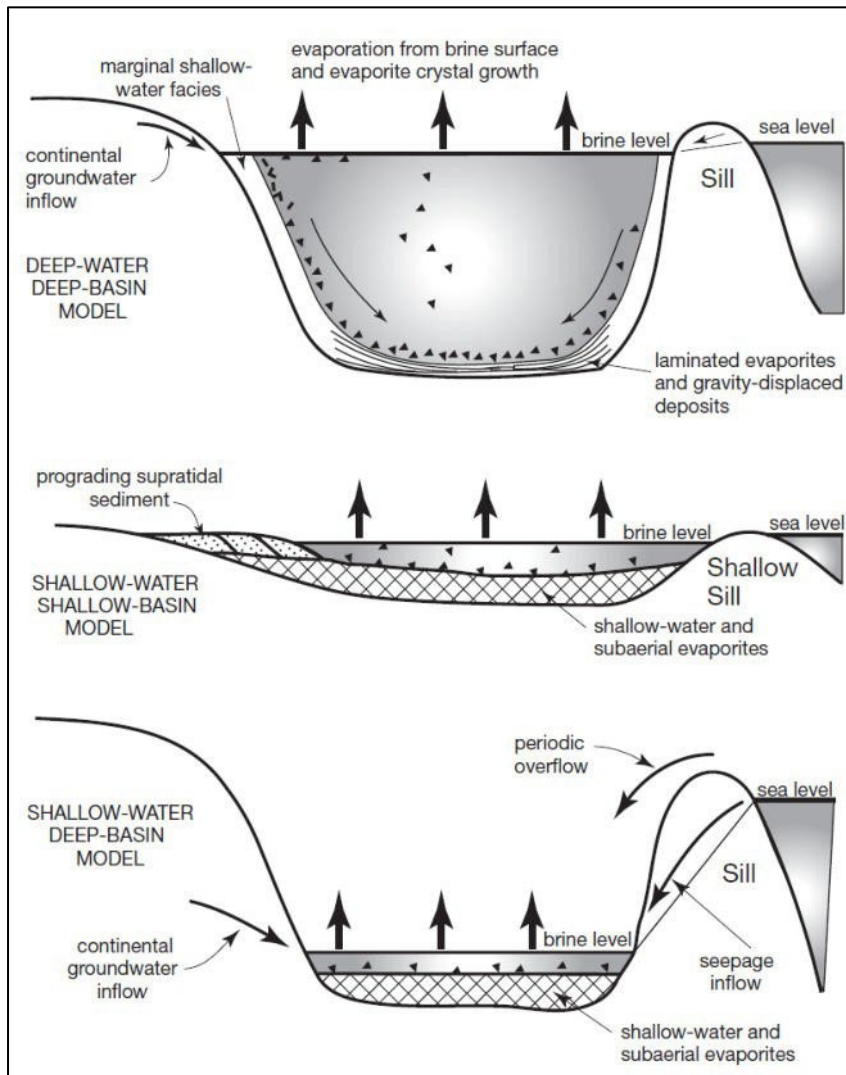


Fig. 42. Modèles possibles pour le dépôt de successions épaisses d'évaporites marines (Kendall & Skipwith, 1968 ; Walker & Alberstadt, 1975 ; Neumann & al., 1977 ; Cojan & Renard, 2006 ; Boggs, 2014).

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

**AITKEN J.D., (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.

**ALVARO 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.

**ARNDT N., GANINO C. & KESLER S., (2015).** Ressources minérales. Origine, nature et exploitation. 2<sup>ème</sup> édition (1<sup>ère</sup> édition 2010), Dunod, Paris.

**AUBOIN J., DERCOURT J. & LABESSE B., (1970).** Manuel de travaux pratiques de cartographie. 1<sup>er</sup> cycle et maîtrise. Dunod, Paris.

**AUBOUIN J., BROUSSE R. & LEHMAN J. P., (1968).** Précis de géologie. Tome 1 : pétrologie, édition Dunod, 711 p.

**AUBOIN J., BROUSSE R. & LEHMAN J. P., (1978).** Précis de géologie. 2. Paléontologie, stratigraphie. Dunod (Bordas), Paris, 3e édition (1<sup>ère</sup> édition 1967).

**BABIN C., (1991).** Principes de paléontologie. Armand Colin, Paris.

**BARD J. P., (1990).** Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson, Paris, 2e édition (1<sup>ère</sup> édition 1980).

**BEAUX J. F. & MAMECIER A., (2012).** Les sciences de la Terre. Nathan, Paris, 2e édition (1<sup>ère</sup> édition 2010).

**BEAUX J. F., FOGELGESANG J. F., AGARD P. & BOUTIN V., (2011).** Atlas de Géologie Pétrologie. BCPST 1<sup>ère</sup> et 2<sup>ème</sup> années. Dunod, Paris.

**BERNARD J. J., CONTINI D., GODET G. & GOHAU G., (1995).** Le Temps en géologie. Sciences de la Terre. Hachette, Paris.

**BIJU-DUVAL B., (1999).** Géologie sédimentaire. Bassins. Environnements de dépôts. Formation du pétrole. Technip, Paris, Institut français du pétrole (École du Pétrole et des Moteurs), Rueil-Malmaison (92).

**BISHOP A. C., HAMILTON W. R., & WOOLEY A. R., (2001).** Guide des minéraux, roches et fossiles. « Les Guides du naturaliste », Delachaux et Niestlé, Paris, 336 pages.

**BOGGS S. Jr., (2014).** Principles of sedimentology and stratigraphy, Pearson Education (5<sup>ème</sup> édition), 560 p.

**BONNOT - COURTOIS C., CALINE B., L'HOMER A. & LE VOT M., (2002).** La Baie du Mont Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. Environnements sédimentaires, aménagements et évolution récente. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mém. 26, 256 pp.

**BORDI C., SAINTPIERRE F. (dir.), ALGRAIN M., BOUDJEMAÏ R., CLAUCE H., GUIPPONI O. & KRAUSS Y., (2018).** Mémento Géologie BCPST 1re et 2e années. Vuibert, Paris.

**BOSENCE D.W.J. & BRIDGES P.H., (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.

**BOTTINELLI L., BRAHIC A., GOUGUENHEIN L., RIPERT J. & SERT J., (1993).** La Terre et l'Univers. Sciences de l'Univers. Hachette, Paris.

**BOULVAIN F., 2010.** Pétrologie sédimentaire : des roches aux processus. Technosup, 259 pp.

**BOULVAIN F., (2014).** Diagenèse carbonatée. Pétrologie sédimentaire. Département de Géologie, Université de Liège (B). <http://www.geolsed.ulg.ac.be/sedim/diagenese.htm>.

**BOULVAIN F., (2015).** Une introduction aux processus sédimentaires, publication en ligne de l'Université de Liège (Belgique). <http://www2.ulg.ac.be/geolsed/processus/processus.htm>.

**BOULVAIN F., (2017a).** Éléments de sédimentologie et pétrologie sédimentaire. Pétrologie sédimentaire. Département de Géologie, Université de Liège (B). <http://www.geolsed.ulg.ac.be/sedim/sedimentologie.htm>

**BOULVAIN F., (2017b).** Identification microscopique des principaux constituants des roches sédimentaires (notes de travaux pratiques). Pétrologie sédimentaire. Département de Géologie, Université de Liège (B). <http://www.geolsed.ulg.ac.be/TP/TP.htm>.

**BOULVAIN F., (2017c).** Dynamique des bassins sédimentaires. Pétrologie sédimentaire. Département de Géologie, Université de Liège (B). [http://www.geolsed.ulg.ac.be/sedim/dyn\\_bassins.htm](http://www.geolsed.ulg.ac.be/sedim/dyn_bassins.htm).

**BOULVAIN F., (2018).** Une introduction aux processus sédimentaires. Pétrologie sédimentaire. Département de Géologie, Université de Liège (B). <http://www.geolsed.ulg.ac.be/processus/processus.htm>.

**BOULVAIN F. & DUMONT P., (2024).** Lexique de géologie sédimentaire, document de l'université de Liège, Belgique, 195 p. [https://www.geolsed.uliege.be/upload/docs/application/pdf/2023-06/lexique\\_de\\_geologie\\_sedimentaire.pdf](https://www.geolsed.uliege.be/upload/docs/application/pdf/2023-06/lexique_de_geologie_sedimentaire.pdf)

**BOURROUILH-LE JAN F., (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.

**BRAITHWAITE C.J.R., MONTAGGIONI L.F., CAMOIN G.F., DALMASSO H., DULLO W.C. & MANGINI A., (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.

**BROCK T.D., (1976).** Environmental microbiology of living stromatolites. In M.R. Walter, éd. : Stromatolites. Developments in Sedimentology, 20, Elsevier, 141-148.

- BRUNET F., ANDRAULT D. & CHAZOT G., (2007).** La Terre interne. Roches et matériaux en conditions extrêmes. Vuibert, Paris.
- BURCHETTE T.P. & WRIGHT V.P., (1992).** Carbonate ramp depositional systems. In B.W. Sellwood (Ed.), Ramps and Reefs, Sediment. Geol., 79, p.3–57.
- CAILLEUX A., (1942).** Les actions éoliennes périglaciaires en Europe, Mémoire de la société Géologique de France, XXI, fasc. 1–2, 176 p.
- CAILLEUX A. & RITCHOT G., (1971).** Taxonomie géomorphologique et morphoscopie de sables au Québec méridional, Cahiers de géographie de Québec, vol.15, n°36, p.423–438.
- CAMPY M. & MACAIRE J.J., (1989).** Géologie des formations superficielles. Masson.
- CAMPY M. & MACAIRE J. J., (2003).** Géologie de la surface. Dunod, Paris, 2<sup>ème</sup> édition.
- CARON J. M., GAUTHIER A., LARDEAUX J. M., SCHAAF A., ULYSSE J. & WOZNIAK J., (2003).** Comprendre et enseigner la planète Terre. (2e édition, 1989). Ophrys, Gap – Paris, 303 pages.
- CHAMLEY H., (1987).** Sédimentologie, édition Dunod, 175 p.
- CHAMLEY H., (1990).** Sedimentology. Springer-Verlag, 285 pp. Un bon ouvrage, clair et précis, centré plus sur les sédiments détritiques que sur les carbonates. Pas de photographies, mais de bons schémas.
- CHAMLEY H., PROUST J-N., MANSY J-L. & BOULVAIN F., (1997).** Diagenetic and paleogeographic significance of clay and other sedimentary components in the middle Devonian limestones of Western Ardennes, France. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 129, 369-385.
- CHAMLEY, H. (2000).** Bases de sédimentologie. Dunod, Paris, 2<sup>ème</sup> édition (1<sup>ère</sup> édition 1987).
- CHAMLEY H. & DECONINCK J.F., (2011).** Bases de sédimentologie, édition Dunod, 213 p.
- CHANTRAINE J., AUTRAN A., CAVELIER C. (dir.) et collaborateurs, (2003).** Carte géologique de la France à l'échelle du millionième. Service géologique national, Bureau de Recherches géologiques et minières, Orléans, 6<sup>ème</sup> édition.
- CHAPUS J.L., (2006).** Initiation à la géomorphologie. « Universités Géographie », Ellipses, Paris, 172 pages.
- COJAN, I. & M. RENARD (2006).** Sédimentologie. Dunod, Paris, 2<sup>ème</sup> édition. Dunod, 444 pp.
- CORDIER P. & LEROUX H., (2008).** Ce que disent les minéraux. Belin, Paris.
- DANIEL J.Y., AUBOURG C. & DE WEVER P. (dir.), (2000).** Problèmes résolus de Sciences de la Terre et de l'Univers. Vuibert, Paris.
- DANIEL J.Y. (dir.), BRAHIC A., HOFFERT M., MAURY R., SCHAAF A. & TARDY M., (2006).** Sciences de la Terre et de l'Univers. Vuibert, Paris, 2<sup>ème</sup> édition (1<sup>ère</sup> édition 1999).

**DAUTEL O. (dir.), PROUST A., ALGRAIN M., BORDI C., HELME-GUIZON A., SAINTPIERRE F., VABRE M. & BOGGIO C., (2017).** Biologie - Géologie BCPST 1<sup>ère</sup> année. Vuibert, Paris.

**DEBELMAS J., MASCLE G. & BASILE C., (2008).** Les grandes structures géologiques. Dunod, Paris, 5<sup>ème</sup> édition (1<sup>ère</sup> édition 1991).

**DECONINCK J. F., (2006).** Paléoclimats. L'enregistrement des variations climatiques. Société géologique de France – Vuibert, Paris.

**DELMAS R., CHAUZY S., VERSTRAETE J. M. & FERRÉ H., (2007).** Atmosphère, océan et climat. Belin, Paris.

**DENEUD J., FERROIR T., GUIPPONI O., MOREAU H., PAULHIAC-PISON M., PONS M. L. & TEJEDOR F., (2011).** Biologie - Géologie BCPST-véto 2<sup>ème</sup> année. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.

**DENEUD J., GODINOT C., GUIPPONI O., MOREAU H., PAULHIAC-PISON M. & TEJEDOR F., (2013).** Biologie - Géologie BCPST- véto 1e année. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.

**DENEUD J., GODINOT C., GUIPPONI O., MOREAU H., PAULHIAC-PISON M., PONS M. L. & TEJEDOR F., (2014).** Biologie - Géologie BCPST-véto 2e année. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.

**DE PUTTER T., ROUCHY J. M., HERBOSCH A., KEPPENS E., PIERRE C., GROESSENS E., (1994).** Sedimentology and palaeo-environment of the Upper Visean anhydrite of the Franco-Belgian Carboniferous basin (Saint-Ghislain borehole, southern Belgium). *Sedimentary Geology*, 90, 77-93.

**DERCOURT J., (2002).** Géologie et géodynamique de la France. Outre-mer et européenne. « Sciences Sup », Dunod, Paris, 3<sup>ème</sup> édition (1<sup>ère</sup> édition 1997), 330 pages.

**DERCOURT J., PAQUET J., THOMAS P. & LANGLOIS C., (2006).** Géologie. Objets, méthodes et modèles. Dunod, Paris, 12<sup>ème</sup> édition (1<sup>ère</sup> édition 1974).

**DE WEVER P., LABROUSSE L., RAYMOND D. & SCHAAF A., (2005).** La mesure du temps dans l'histoire de la Terre. Vuibert, Paris.

**DUCHAUFOUR P., (2001).** Introduction à la science du sol. Sol, végétation, environnement. Dunod, Paris, 6<sup>ème</sup> édition (1<sup>ère</sup> édition 1984, Abrégé de pédologie).

**DULLO C. & HENRIET J. P., (2007).** Carbonate mounds on the NW European margin : a window into Earth history. *International Journal of Earth Sciences*, Sp. Issue, 96, 213 pp.

**DUNHAM R. J., (1970).** Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 1931-1932.

**EMMANUEL L., DE RAFÉLIS M. & PASCO A., (2007).** Maxi fiches Géologie. Dunod, Paris, 228 pages.

**FAGERSTROM J. A., (1991).** Reef-building guilds and a checklist for determining guild membership. *Coral Reefs*, 10, 47-52.

**FLÜGEL E., (2010).** Microfacies of carbonate rocks (analysis, interpretation and application). Springer– Verlag publication (2<sup>ème</sup> édition), 984 p.

**FOLK R.L., (1974).** Petrology of sedimentary rocks, Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 182 p.

**FORNOS J.J. & AHR W.M., (1997).** Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic platform, Spain. *J. of Sedimentary Research*, 67, 364-373.

**FOUCAULT A. & RAOULT J.F., (2005).** Dictionnaire de Géologie. Dunod, Paris, 6<sup>ème</sup> édition.

**FOUCAULT A., RAOULT J. F., CECCA F. & PLATEVOET B., (2014).** Dictionnaire de Géologie. Dunod, Paris, 8<sup>ème</sup> édition.

**GEBELEIN C.D., (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.

**GEISTER J., (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.

**GODINOT C., MOREAU H., PAULHIAC-PISON M. & TEJEDOR F., (2010).** Biologie-Géologie 1re année BCPST-véto. Tec & Doc, Lavoisier, Paris.

**GOEMARE E., CATOT E., DEJONGHE L., HANCE L. & STEEMANS P., (1997).** Sédimentologie des Formations de Marteau, du Bois d'Ausse et de la partie inférieure de la Formation d'Acoz (Dévonien inférieur) dans l'est de la Belgique, au bord nord du Massif de Stavelot. *Mem. Geological Survey of Belgium*, 42, 168 pp.

**GOLUBIC S., (1976).** Organisms that build stromatolites In M.R. Walter, éd. : *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, 20, Elsevier, 113-126.

**GOLUBIC S., (1976).** Taxonomy of extant stromatolites-building cyanophytes In M.R. Walter, éd.: *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, 20, Elsevier, 127-140.

**GÖTTE T. & RICHTER D.K., (2007).** Cathodoluminescence characterization of quartz particles in mature arenites. *Sedimentology*, 53, 1347-1359.

**HARDIE L.A. & GINSBURG R.N., (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.

**HECKEL P. H., (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.

**HOFFMAN A. & NARKIEWICZ M., (1977).** Developmental pattern of Lower to Middle Paleozoic banks and reefs. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 5, 272-283.

**HOTTINGER L., (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.

**JAMES N.P. & MACINTYRE I.G., (1985).** Carbonate depositional environments. Part 1 : reefs, zonation, depositional facies, and diagenesis. Colorado School of Mines Quarterly, 80, 3, pp. 1-70.

**JAMES N.P. & BOURQUE P. A., (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.

**JAUJARD D., (2015).** Géologie. Géodynamique. Pétrologie. Études de terrain. Maloine, Paris.

**JOLIVET L. & NATAF H. C., (1998).** Géodynamique. Dunod, Paris.

**JUNG J., (1958).** Précis de pétrographie. Roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives. Masson et Cie, Paris. JUPIN, H. (1996). Le Cycle du carbone. Hachette supérieur, Paris.

**KENDALL C.G. & SIR P.A. SKIPWITH d'E., (1968).** Recent algal mats of a Persian Gulf lagoon. J. of sediment. Petrology, 38, 4, 1040-1058.

**LAGABRIELLE Y., MAURY R. & RENARD M., (2013).** Mémo visuel de Géologie. L'essentiel en fiches. Licence. Prépas.CAPES. Dunod, Paris.

**LARQUE Ph., (2002).** Diffractométrie – Minéralogie de la fraction argileuse, in Géologie de la Préhistoire, édition Géopré, p.601 – 613.

**LEES A. & BULLER A.T., (1972).** Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. Marine Geology, 13, M67-73.

**LEGIGAN Ph., (2002).** Application de l'exoscopie des quartz à la reconstitution des environnements sédimentaires, in Géologie de la Préhistoire, édition Géopré, p.571–587.

**LE RIBAULT L., (1975).** L'exoscopie, méthodes et applications, Notes et mémoires n° 12, Compagnie française des pétroles, Paris. 231 p., 456 photos.

**LINDHOLM R. C., (1987).** A practical approach to sedimentology, Allen & Unwin, London, 276 p.

**LIZEAUX C., BAUDE D. (dir.), BRUNET C., CHASLEIX A., FORESTIER B., GUTJAHR G., JUSSERAND Y., MATHEVET A., PILLOT P., RABOUIN S. & VAREILLE A., (2010).** Sciences de la Vie et de la Terre Seconde. Bordas, Paris.

**LOGAN B.W., REZAK R. & GINSBURG R.N., (1964).** Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. of Geology, 72, 1, 68-83.

**LUNDEGARD P. & SAMUELS N., (1980).** Field classification of fine grained sedimentary rocks. J. of Sedimentary Petrology, 50, 781-786.

**MARSHAK S., (2010).** Terre, portrait d'une planète. Traduction O. ÉVRAD. De Boeck, Bruxelles (3<sup>ème</sup> édition américaine 2008).

**MASCLE G., (2008).** Les roches, mémoire du temps. EDP Sciences, Les Ulis (91).

- MATTAUER M., (1998).** Ce que disent les pierres. Belin – Pour la Science, Paris.
- MISKOVSKY J.CI. & DEBARD E., (2002).** Granulométrie des sédiments et étude de leur fraction grossière, in Géologie de la Préhistoire, édition GéoPré, p.479 – 501.
- MOUNT J., (1985).** Mixed siliciclastic and carbonate sediments : a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32, 435-442.
- MULLINS H.T., NEWTON C.R., HEATH K., VANBUREN H.M., (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.
- MUTTI M. & HALLOCK P., (2003).** Carbonate systems along nutrient and temperature gradients : some sedimentological and geochemical constraints. *Int. J. Earth Sci.*, 92, 465-475.
- NEUMANN A.C., KOFOED J.W. & KELLER G.H., (1977).** Lithoherms in the Straits of Florida. *Geology*, 5, pp 4-10.
- NEUWEILER F., GAUTRET P., THIEL V., LANGE R., MICHAELIS, & REITNER J., (1999).** Petrology of Lower Cretaceous carbonate mud mounds (Albian, N. Spain) : insights W. into organomineralic deposits of the geological record. *Sedimentology*, v. 46, p. 837-859.
- NICHOLS G., (2009).** *Sedimentology and Stratigraphy*, Edition Wiley–Blackwell (2ème édition), 432 p.
- PARK R., (1976).** A note on the significance of lamination in stromatolites. *Sedimentology*, 23, 3, 379-393.
- PASSEGA R., (1957).** Texture as characteristic of clastic deposition, *Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, vol. 41, n° 9, p. 1959– 1984.
- PASSEGA R., (1964).** Grain–size representation by CM patterns as a geological tool, *Journ. Sediment. Petrology*, vol. 34, n° 4, p. 830–847.
- PETTIJOHN F.J., (1957).** *Sedimentary rocks*, 2<sup>ème</sup> édition, Harper and Row publishers, New–York, Evanston and London, p. 13–98.
- PETTIJOHN F.J. & POTTER P.E., (1964).** *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*, Springer–Verlag Edition, 370 p.
- PETTIJOHN F.J., (1975).** *Sedimentary rocks*. Harper international edition, 628 pp.
- PEYCRU P. (dir.), DUPIN J. M., FOGELGESANG J. F., GRANDPERRIN D., VAN DER REST C., CARIOU F., PERRIER C. & AUGÈRE B., (2008).** *Géologie tout-en-un 1<sup>ère</sup> et 2<sup>ème</sup> années BCPST*. Dunod, Paris.
- PEYCRU P., FOGELGESANG J. F., GRANDPERRIN D., PERRIER C. (dir.), AUGÈRE B., BEAUX J. F., BECK C., CARIOU F., DUPIN J. M., SCHNEIDER J. L., TARDY M. & VAN DER REST C., (2015).** *Géologie tout-en-un BCPST 1<sup>ère</sup> et 2<sup>ème</sup> années*. Dunod, Paris.

**PLAYFORD P.E. & COCKBAIN A.E., (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.

**POMEROL Ch., (1963).** Représentation graphique des granulométries de sable exécutées avec la série de tamis AFNOR, *Cahiers géologiques*, n° 72-73, p. 813-818.

**POMEROL C., LAGABRIELLE Y., RENARD M. & GUILLOT S., (2011).** *Éléments de géologie*. Dunod, Paris, 14<sup>ème</sup> édition (1<sup>ère</sup> édition 1965).

**POMEROL Ch., LAGABRIELLE Y. & RENARD M., (2002).** *Éléments de géologie*, édition Dunod (12<sup>ème</sup> édition), 744 p.

**PROTHERO D. & SCHWAB F., (1998).** *Sedimentary geology (an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy)*. Freeman & Co, 422 pp.

**PROVOST A. & LANGLOIS C., (2011).** *Mini manuel de Géologie – Roches et géochimie*. Dunod, Paris.

**PURDY E.G. & GISCHLER E., (2003).** The Belize margin revisited : 1. Holocene marine facies. *Int. J. Earth Sci.*, 92, 532-551.

**PURSER B.H., (1980).** *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse*. Ed. Technip, 367 pp.

**PURSER B.H., (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.

**READING H.G., (1996).** *Sedimentary environments : processes, facies and stratigraphy*. Blackwell, 688 pp. Bon ouvrage, très complet.

**REINECK H. E. & SINGH I.B., (1980).** *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, 549 pp.

**RENARD M., LAGABRIELLE Y., MARTIN E. & DE RAFÉLIS M., (2018).** *Éléments de géologie*. 16<sup>e</sup> édition du « Pomerol ». 1<sup>ère</sup> édition 1965 (Armand Colin). Dunod, Paris.

**RIDING R., (2002).** Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds : concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58, 163-231.

**ROBERT C. & BOUSQUET R., (2013).** *Géosciences. La dynamique du système Terre*. Belin, Paris.

**ROTARU M., GAILLARDET J., STEINBERG M. & TRICHET J., (2006).** *Les climats passés de la Terre*. Société géologique de France – Vuibert, Paris.

**ROUCHY J-M., GROESSENS E. & LAUMONDAIS A., (1984).** *Sédimentologie de la formation anhydritique viséenne du sondage de Saint-Ghislain (Hainaut, Belgique). Implications paléogéographiques et structurales*. *Bull. Soc. Belge Géologie*, 93, 105-145.

- ROUGERIE F. & WAUTHY B., (1990).** Les atolls oasis. *La Recherche*, 223, 832-842.
- SCHLAGER W., (2003).** Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *Int. Jour. Earth Sciences (Geol. Rundschau)*, v. 92, p. 445-464.
- SELLEY R.C., (2000).** *Applied sedimentology*, 2ème édition, Academic Press Publisher, 523 p.
- SELLEY R.C., COCKS R. & PLIMER I.R., (2005).** *Encyclopedia of Geology*, Elsevier Academic Press, 5 volumes, 2750 p.
- SHANMUGAM G., (1997).** The Bouma sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, 42, 201-229.
- SHIKI T., CITA M. & GORSLINE D. (eds.), (2000).** Sedimentary features of seismites, seismoturbidites and tsunamites. *Sp. Issue, Sedimentary Geology*, 135, 320 pp.
- SHINN E.A., (1983).** Tidal flat. In P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore, eds. : *Carbonate depositional environments*, AAPG Mem., 33, 708 pp.
- SOLEILHAVOUP F., (2011).** Microformes d'accumulation et d'ablation sur les surfaces désertiques du Sahara, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*. <http://geomorphologie.revues.org/9376> ; DOI : 10.4000/geomorphologie.9376.
- SOREL D. & VERGELY P., (2010).** *Atlas. Initiation aux cartes et aux coupes géologiques*. Dunod, Paris, 2<sup>ème</sup> édition (1<sup>ère</sup> édition 1999).
- STOW D. A. V. (edt.), (1992).** Deep-water turbidite systems. Reprint series vol. 3 of the *Int. Assoc. of Sedim.* Blackwell, 473 pp.
- STRAHLER A.N. & STRAHLER A.H., (1983).** *Modern physical geography*. John Wiley & Sons, 532 pp.
- STREEL M., BOUCKAERT J. & BLESS M.J.M., (1977).** Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du Synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur : un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et micropaléontologique. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, N.S. 28 (2), 17-32.
- THOREZ J., GOEMARE E. & DREESEN R., (1986).** Tide- and wave-influenced depositional environments in the Psammites du Condroz (Upper Famennian) in Belgium. In de Boer et al., eds.: *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Reidel Publ. Co, 389-415.
- TOURENQ J., (2002).** Minéraux lourds, in *Géologie de la Préhistoire*, édition Géopré, p.555 – 570.
- TROMPETTE R., (2003).** *La Terre. Une planète singulière*. Belin, Paris.
- TUCKER M.E., (1988).** *Techniques in sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, 393 p.

**TUCKER M.E., (1991).** Sedimentary petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks. Blackwell Sc. Publ., 260 pp.

**TUCKER M.E., (2001).** Sedimentary petrology (3rd edition). Blackwell, 262 pp.

**TUCKER M.E., 2003.** Sedimentary rocks in the field, 3ème édition, John Wiley & Sons Ltd, 234 p.

**VATAN A., (1967).** Manuel de sédimentologie, édition Technip, 397 p.

**VENNIN E., ARETZ M., BOULVAIN F. & MUNNECKE A., (2007).** Facies from Palaeozoic reefs and bioaccumulations. Mém. Museum national Histoire naturelle, Paris, T. 195, 341 pp.

**WALKER K.R. & ALBERSTADT L., (1975).** Ecological succession as an aspect of structure in fossil communities. Palaeobiology, 1, 238-257.

**WILSON J.L., (1975).** Carbonate facies in geologic history. Springer Verlag, 471 p.

**WOOD R., (1999).** Reef Evolution. Oxford University Press, 414 pp.

**WRAY J.L., (1979).** Paleoenvironmental reconstructions using benthic calcareous algae. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 3 (2), 873-879.

## AUTRES REFERENCES EN LIGNE

### Université de Liège, Belgique

BOULVAIN F. : Eléments de Sédimentologie et de Pétrologie sédimentaire, Université de Liège (Belgique), 2015, 100 p. <http://www2.ulg.ac.be/geolsed/sedim/sedimentologie.htm>

BOULVAIN F. : Une introduction aux processus sédimentaires, Université de Liège (Belgique), 2015, 113 p. <http://www2.ulg.ac.be/geolsed/processus/processus.htm>

### Université de Picardie, France

BEAUCHAMP J. : Cours de sédimentologie établi pour la Licence de Sciences de la Terre, Université de Cergy Pontoise (Paris). <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours-sed/sed-0.htm>

### Glossaire bilingue de Géologie de l'Université d'Ottawa (français / anglais)

<http://www.terre.uottawa.ca/geodictio/themes.php?lang=fr>

### Vidéos proposées par Matthew Clapham en Sédimentologie / stratigraphie

Earth 120 (Sedimentology / stratigraphy) by Matthew E. Clapham

### Site général sur les Sciences de la Terre

<http://planet-terre.ens-lyon.fr>

### Sédimentologie et Géologie Marines

<http://www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm>

### Service Hydrographique et Océanographique de la Marine-Activités scientifiques-Géosciences-Sédimentologie

<http://www.shom.fr/index.htm>

**University of Fribourg, Switzerland : Department of Geosciences-Geology and paleontology-Research-Sedimentology**

<http://www.unifr.ch/geoscience/geologie/welcome.html>

**Geological & Paleontological Institute : Sedimentology Group**

<http://www.unibas.ch/earth/sedi/index.htm>

**Blackwell Sciences : Sedimentology**

<http://www.blackwell-science.com/~cgilib/jnlpage.asp?journal=sed&file=sed&page=aims>

**International Association of Sedimentologists**

<http://www.blacksci.co.uk/uk/society/ias/>

**Web Resources for Sedimentary Geologists**

<http://darkwing.uoregon.edu/~dogsci/dorsey/SedResources.html>

**Bremen University Geosciences : Stratigraphy and Sedimentology**

<http://www.palmod.uni-bremen.de/FB5/geochron/index.htm>

**British Sedimentological Research Group**

<http://www.dur.ac.uk/~dgl0mew/BSRG/index.html>