



Département de Géologie

Cours de Master spécialisé
"Sciences de l'Eau et de
l'Environnement"

Module de Géologie des bassins sédimentaires
"L'Environnement marin"

Pr. Ayad AKASBI

Année universitaire : 2023/2024

LE SEDIMENTOLOGUE FACE A L’AFFLEUREMENT

Lors de la phase d’exploration d’un terrain nouveau en vue de lever des coupes détaillées, le sédimentologue doit obligatoirement se poser et répondre aux questions suivantes :

- 1.** Est-ce que la série examinée révèle une structuration en bancs ?
- 2.** Est-ce que la surface basale d’un banc quelconque est irrégulière à grande distance?
- 3.** Est-ce qu’il y a des figures érosives (chenalisantes) coupant les bancs sous-jacents?
- 4.** Est-ce que la polarité des bancs peut être déterminée et est-ce que ces bancs renferment des critères qui permettent de la définir ?
- 5.** Est-ce que les bancs se superposent les uns aux autres tout le long de l’affleurement ?
- 6.** Est-ce qu’il y a des groupes de strates ou de bancs inclinés les uns par rapport aux autres ?
- 7.** Est-ce qu’un groupe de strate est relayé latéralement par un autre groupe ?
- 8.** Quel est l’espacement des surfaces de bancs ?
- 9.** Est-ce que les bancs ont une épaisseur homogène ?
- 10.** Est-ce que l’épaisseur des bancs augmente ou diminue de bas en haut ?
- 11.** Est-ce qu’il y a une organisation qui se répète dans l’épaisseur des bancs ?
- 12.** Est-ce qu’il y a un signe de changement de la taille des grains au sein des bancs ?
- 13.** Est-ce qu’il y a un changement latéral dans la taille des grains et est-ce qu’il y a des bancs qui montrent un grano-classement normal ou inverse (fining upward ou coarsening upward) ?
- 14.** Est-ce qu’il y a des figures et structures sédimentaires caractéristiques de milieux et de processus sédimentaires quelconque ?
- 15.** Est-ce qu’il y a un changement vertical dans la lithologie et la texture de la roche (classification de Dunham, Folk, etc...) ?
- 16.** Est-ce qu’il y a une limite exprimant un net changement dans la nature et la composition de la roche (discontinuité ou limite de séquence) ?
- 17.** Est-ce qu’il y a un motif ou une succession de faciès (séquence élémentaire) qui se répète ?
- 18.** Est-ce qu’il y a une image ou une figure caractéristique d’un processus sédimentaire ou d’un environnement de dépôt quelconque ?
- 19.** Est-ce qu’il y a un enchaînement de faciès quelconque qui pourrait suggérer un changement ou une évolution dans le processus de sédimentation donc dans l’environnement de dépôt (limites de séquences majeures) ?
- 20.** Quelle est l’étendue spatiale des effets de ces processus ?

INTRODUCTION : MORPHOLOGIE DU MILIEU MARIN

La morphologie des océans peut être répartie en trois domaines principaux : les marges, les fonds abyssaux et les dorsales océaniques (**figure 1**).

I. Les marges

On distingue les marges actives et les marges passives.

- **Les marges actives** sont des frontières convergentes où il y a la subduction d'une plaque océanique sous la marge continentale. Ces frontières sont caractérisées par la présence d'une fosse très profonde et une activité sismique atteint 700 km de profondeur.

- **Les marges passives** sont le siège d'un passage continu de la croûte océanique vers la croûte continentale sans zone de convergence. Depuis le continent on rencontre (**figure 1**) la plateforme réceptacle des sédiments continentaux, le talus continental et le fond océanique.

I.1. La Plate-forme continentale

C'est le prolongement des reliefs côtiers en mer. Large de 1 à 1000 km, elle est plus étendue dans les marges passives (Ex : Atlantique) qu'au niveau des marges actives (Ex : Pacifique). Sa profondeur s'étend entre 0 à 200 m et sa pente est faible (0.07°).

Les plateformes sont dominées par l'action des vagues et des marées dans le domaine interne, et les courants de densité dans le domaine externe (**voir II.3**)

L'activité biologique est abondante. Elle est inversement proportionnelle à l'intensité hydrodynamique (exception des édifices récifaux)

I.2. Le Talus

Le talus borde l'extrémité distale de la plate-forme. Il se développe jusqu'à 2000 voire 4000 m de profondeur. Il débute au niveau de la rupture de pente de la plate-forme ; sa déclivité, souvent comprise entre 3 et 5°, peut atteindre localement 30°.

Le talus est généralement entaillé par des canyons sous-marins par où transitent les matériaux qui sont répandus sur le glaciais et la plaine abyssale

I.3. Le glaciais

C'est une zone sous-marine de la plaine abyssale bombée située au pied du talus continental. Le glaciais est une zone concave vers le haut selon laquelle, progressivement le talus se raccorde à la plaine océanique. La limite inférieure n'est pas aussi nettement définie que sa limite supérieure. Elle se situe entre -2500 et -3000 mètres en générale.

Contrairement au talus, le glaciais est recouvert de sédiments détritiques souvent importants attribués aux courants de turbidités.

I.4. Les fonds abyssaux

Les fonds océaniques sont des surfaces relativement régulières et horizontales qui commencent lorsque la pente du glaciais s'annule. La profondeur varie d'un océan à l'autre, mais le plus souvent elle est supérieure à 3000 mètres de profondeur et peut atteindre ou dépasser les 10.000 mètres à certains fonds océaniques (exemple : la fosse de Mariana portée à 11022 m dans le Pacifique).

Ces fonds ont une topographie variable, comme à la surface terrestre où on observe des plaines, des vallées et des montagnes individuelles dispersées qui peuvent émerger donnant naissance à des îles.

Les dorsales océaniques sont des reliefs sous-océaniques d'origine volcanique en forme de longues crêtes séparant les océans en bassins. Ces reliefs s'élèvent à 1000 jusqu'à 4000 mètres au-dessus du fond avec une largeur qui peut atteindre 2000 km. La dorsale océanique est séparée par un rift ou édifices volcanique de 20 à 50 mètres de large (**figure 1**). Elle est dépourvue de sédiments de part et d'autre du rift et montre une activité hydrothermale importante.

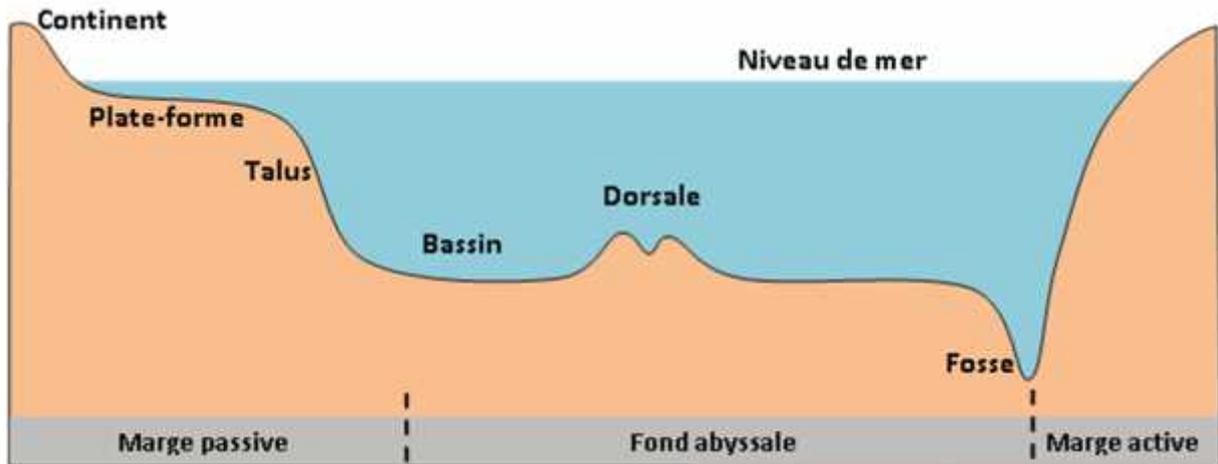


Figure 1 : les Grandes structures d'un océan

CHAPITRE I : PARAMETRES D'UN MILIEU DE DEPOT

Au cours de la sédimentation, les facteurs physiques, chimiques et biologiques interviennent d'une façon conjointe : cette interdépendance rend difficile leur étude systématique.

I. AGENTS DE TRANSPORT

I.1.Principaux agents (figure 2)

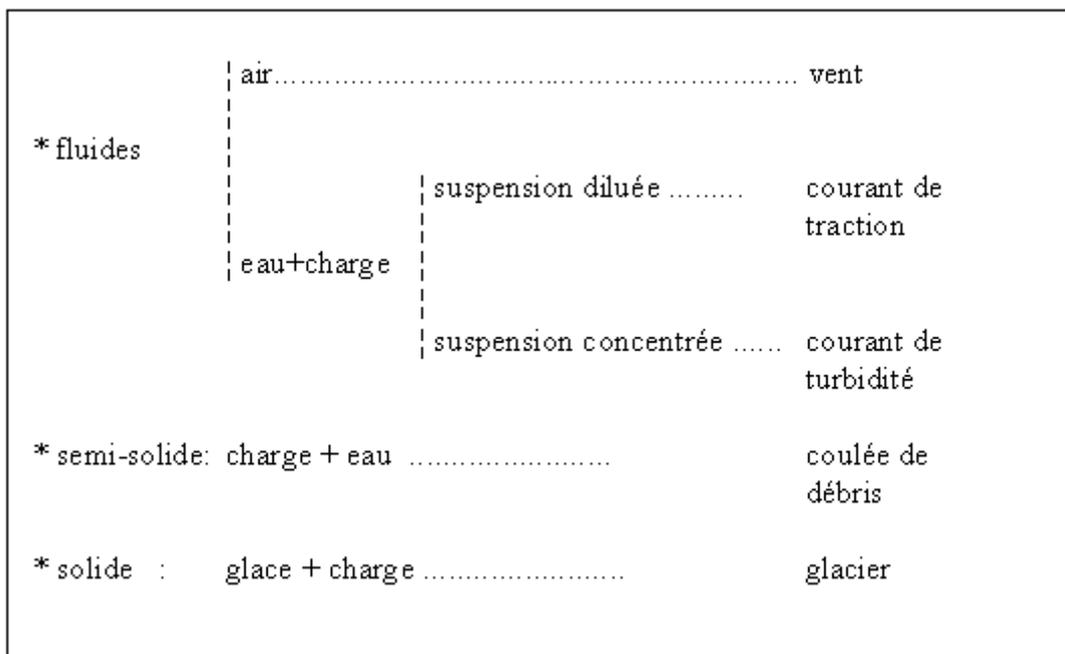


Figure 2 : Principaux agents de transport

I.2. Caractéristiques physiques de l'agent du transport

La densité, la viscosité et la vitesse de l'agent de transport déterminent la forme de l'accumulation sédimentaire (corps sédimentaire), et la texture du sédiment (taille, surface, agencement spatial des grains, figures de courant...). Schématiquement :

- * vitesse forte : pas de dépôt
- * vitesse faible : décantation, lamination
- * viscosité faible : courant de traction, éléments classés
- * viscosité forte : coulée de débris, éléments en vrac.

a- Recherche de l'agent dans un sédiment ancien

On cherche à reconnaître l'agent qui a transporté les éléments dans un milieu de sédimentation ancien à partir des caractères (faciès) du dépôt.

Exemple : distinction entre dunes éoliennes, produites par le vent en milieu aérien et les dunes hydrauliques formées par un courant d'eau en milieu aquatique. On étudiera les caractères du sable formant l'accumulation dunaire ancienne, à savoir :

* **l'état de surface des grains de quartz** : les grains transportés par le vent montrent des traces de choc de haute énergie ; leur surface prend un aspect dépoli ;

* **l'orientation des plans de litage** : la variance est plus grande pour un dépôt éolien ;

* **l'inclinaison des litages** est plus forte dans un dépôt en milieu aérien (force de frottement plus grande entre les grains) ;

* **le rapport hauteur/longueur d'onde des rides de courant** sur la dune qui sont plus serrées dans le cas du vent ;

* **le type de fossiles et de traces biologiques observées.**

Néanmoins aucun de ces caractères n'a une valeur définitive ; les transformations diagénétiques faisant passer le sédiment à l'état de roche modifient les caractères d'origine :

- la corrosion chimique altère la surface des grains,
- la compaction change la forme des structures sédimentaires,
- les restes biologiques peuvent être remaniés...

Dans bien des cas le doute demeure quant à la nature exacte du milieu de dépôt d'un sable ancien.

b. Profondeur d'un milieu de dépôt aquatique

La profondeur de l'eau est accompagnée des variations de l'énergie du milieu, de son potentiel redox (oxygénation), de la composition minéralogique du dépôt (néoformation de certains minéraux, teneur en carbonates...), de son contenu biologique, lui-même fonction de la lumière, l'oxygénation et la salinité. Dans un milieu ancien on ne pourra estimer la profondeur du dépôt que d'une façon indirecte, à partir des caractères physiques, chimiques et biologiques des sédiments.

b.1. Estimation de l'énergie

En général, l'énergie hydrodynamique (agitation de l'eau) régnant dans un milieu diminue quand la profondeur augmente. En effet,

- En surface, le mouvement des vagues et les courants créent une agitation constante de l'eau (énergie forte).
- En profondeur, l'agitation est faible et les sédiments décantent lentement. On admet qu'en mer, les vagues font sentir leur effet jusqu'à une profondeur d'une centaine de mètres, peut-être plus, pendant les tempêtes. L'amplitude d'une vague est fonction de sa longueur d'onde. Néanmoins, l'hydrodynamisme peut être important à plus d'un millier de mètres de profondeur : le long des marges continentales, les courants marins de contour forment des rides de courant sur le fond ;

les courants de turbidité déplacent d'énormes volumes de sédiments en suspension au pied des talus continentaux.

La texture et les structures sédimentaires sont des indicateurs d'énergie et non de profondeur s.s.

* **énergie très forte** : pas de dépôt ; figures d'érosion sur le fond,

* **énergie moyenne** : accumulation de sédiments sous forme de corps sédimentaires irréguliers (dunes, rubans sableux), rides de courant ; sédiments grossiers (galets, graviers, sables)

* **énergie faible** : accumulation sous forme de corps sédimentaires réguliers ; sédiments fins laminés.

Les exceptions sont nombreuses : des courants rapides peuvent déposer des sables en lamines régulières sur un fond plat (lamines de haut régime d'écoulement) ; les courants de turbidité de haute énergie déposent des corps sédimentaires étendus et réguliers.

b.2. Utilité des fossiles et des traces fossiles

L'état de conservation des fossiles donne une indication sur l'hydrodynamisme du milieu de dépôt.

- **Des fossiles fragiles délicatement conservés** (fins tests de foraminifères, articles de crinoïdes en connections...) témoignent d'une énergie très faible ;

- **des coquilles cassées et classées** sont caractéristiques d'un milieu agité. Leur orientation indique l'intervention d'un courant tracteur. Les traces de locomotion laissées sur le fond par un organisme correspondent à un milieu calme ;

- **l'absence de traces d'activité biologiques** indique généralement un milieu agité : les organismes non fixés ne peuvent pas s'installer, les traces biologiques sont remplacées par des traces mécaniques produites par le courant.

La nature des fossiles peut être également un bon indicateur du milieu où les organismes ont vécu, et donc de celui où leurs restes se sont déposés s'il n'y a pas eu transport latéral.

- **La présence d'algues** est liée à la photosynthèse, donc à la lumière de la zone photique, quelques dizaines de mètres de profondeur au maximum.

- **Les coraux**, contenant pour la plupart des algues symbiotiques, ne se développent généralement que dans la zone photique.

- **Certaines espèces de foraminifères benthiques** actuels ne se rencontrent qu'à des profondeurs déterminées : on peut généraliser les conclusions aux espèces voisines fossiles.

Néanmoins, le problème principal reste à savoir si les restes trouvés correspondent à des organismes ayant vécu sur place. Exemples :

- les courants de turbidité peuvent disperser les coquilles de la plate-forme littorale dans les plaines bathyales océaniques.
- Sur la plate-forme, les organismes fouisseurs creusent des terriers en U (comme celui de l'annélide actuel du genre *Arenicola*) et se nourrissent de suspension. En profondeur, les terriers des animaux fouisseurs sont plus complexes (**figure 3**).

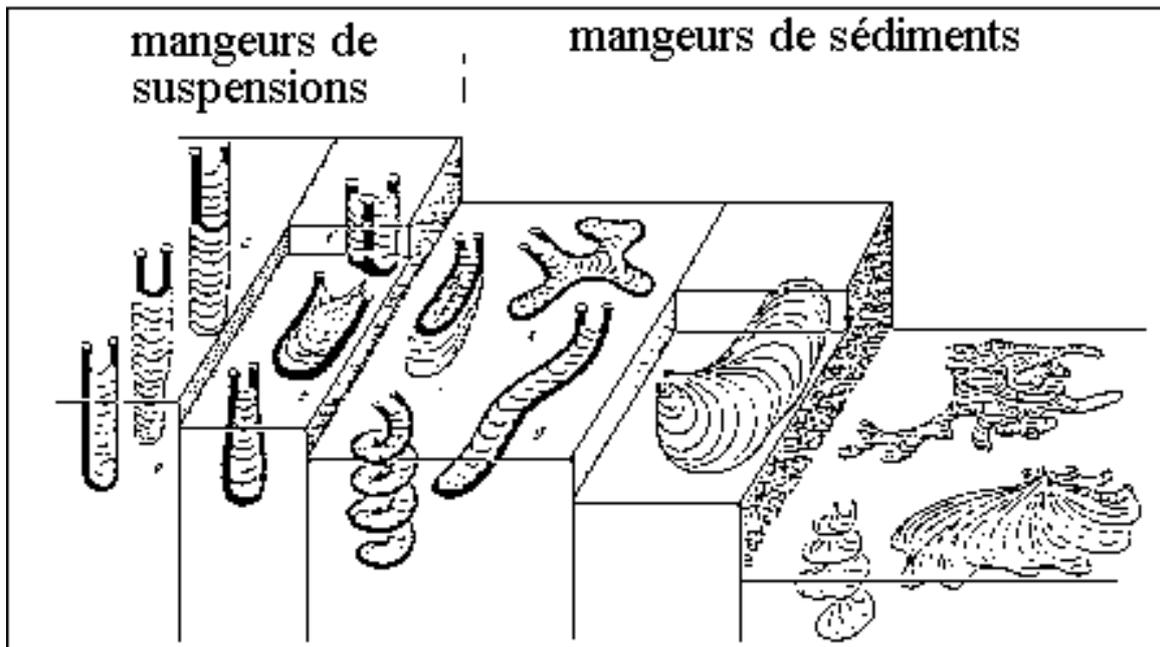


Figure 3 : Répartition des traces d'activité en milieu marin selon SEILACHER. Dans la zone tidale, les organismes fousseurs creusent des terriers en U (comme celui de l'annélide actuel du genre *Arenicola*) et se nourrissent de suspension. Sur la plate-forme, on trouve les terriers également en U mais d'animaux se nourrissant de la matière organique du sédiment. Plus profondément, les terriers des animaux fousseurs sont plus complexes.

b.3. Liaison profondeur-anoxie

La teneur en oxygène de l'eau diminue généralement avec la profondeur. Elle est nulle au-delà de 200 m ; sa diminution à la surface est due au métabolisme du plancton. Le sulfure d'hydrogène et le méthane sont produits par la décomposition bactérienne de la matière organique des sédiments du fond (**figure 4**).

Les zones profondes et calmes sont pauvres en oxygène (anoxie). Cependant, une agitation, même temporaire, de l'eau apporte de l'oxygène de la surface : c'est le cas des tempêtes, des courants profonds, des courants de turbidité. Certains corps ne peuvent se former ou s'accumuler qu'en milieu anoxique : la matière organique est fermentée par les micro-organismes et produit des sulfures et du méthane.

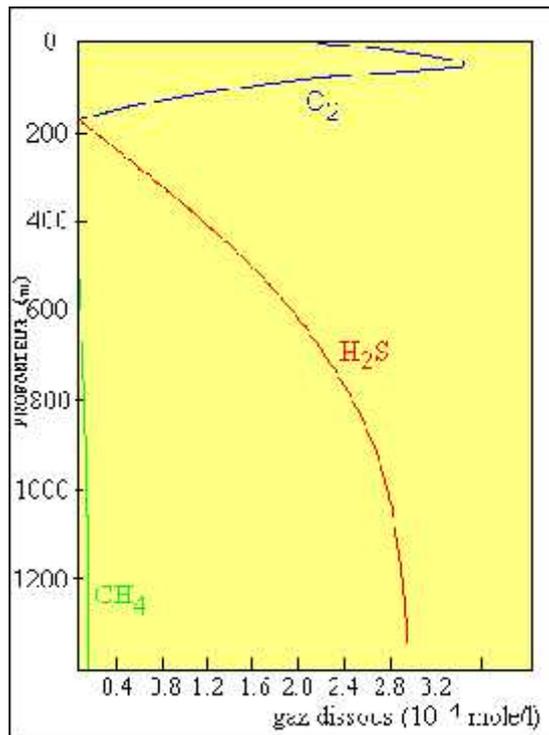


Figure 4 : Teneur en gaz dissous dans la Mer Noire. La teneur en O₂ décroît avec la profondeur

b.4. Profondeur de compensation des carbonates

Le carbonate de calcium est dissous en profondeur ; il n'y a plus de carbonate dans les mers actuelles au-delà de 5400 m de profondeur. Les tests calcaires de foraminifères issus du plancton sont dissous et ne laissent plus de trace dans le sédiment. La profondeur de compensation des carbonates (Carbonate Compensation Depth ou CCD) varie selon les mers actuelles, à plus forte raison pour les mers anciennes. Néanmoins on peut toujours affirmer qu'un sédiment carbonaté ne s'est pas formé à grande profondeur : c'est le cas de la craie constituée de tests calcaires de micro-organismes planctoniques.

b.5. Structures de glissement

Un sédiment qui glisse sur une pente se déforme et acquiert des structures particulières, les structures de glissement, dont les slumps sont les plus représentatifs. Ces structures sont préservées ensuite dans la roche. On estime qu'une pente minimale de 1°30 est nécessaire pour permettre un glissement. La présence de slumps dans une couche permettra d'estimer grossièrement la pente ancienne (paléopente) et indirectement la profondeur minimale d'un bassin d'accumulation.

b.6. Figures indiquant une mise à l'air libre.

- **Traces d'émersion** : les fentes de dessiccation, les traces de gouttes de pluie, les traces de locomotion de vertébrés terrestres (comme les traces de pas de dinosaures, au secondaire, et celle d'australopithèques au Quaternaire).

- **Témoins de la zone intertidale** : Les traces d'activité algale, ou stromatolithes,

- **Formes d'érosion du milieu aérien** : fragmentation des roches par variations de température, galets éolisés. Les altérations donnant naissance aux sols et aux croûtes calcaires.

b.7. Rapports brome/chlorures dans les évaporites.

La quantité de brome dans l'eau de mer augmente en fonction de la profondeur si la masse d'eau est immobile. Les roches produites par précipitation des sels de l'eau, ou évaporites, contiendront une quantité de brome qui dépendra de la profondeur de formation. Cette méthode a apporté des arguments à l'hypothèse qui suggère que les évaporites anciennes ne résultent pas toutes de l'évaporation superficielle d'un volume d'eau mais peuvent être également précipitées au fond de bassins marins sursalés.

c. Action de la température

L'action de la température est multiple. Elle agit d'abord sur la solubilité de nombreux corps. En général, les minéraux sont plus solubles à chaud. Néanmoins, c'est l'inverse pour le CO₂ et les carbonates : les carbonates précipitent quand la température s'élève. La température conditionne également l'état physique de l'eau : glace, liquide transporteur, vapeur accompagnée de la précipitation des corps en solution (évaporites). D'une façon générale, elle agit sur la vitesse des réactions chimiques et son rôle est particulièrement important dans les phénomènes d'altérations.

Plusieurs méthodes permettent d'évaluer les températures régnant dans les milieux anciens (paléo température).

- **La composition de la faune et de la flore** donne de bonnes indications pour les périodes récentes : des restes d'hippopotames dans un dépôt quaternaire indiquent un climat chaud, ceux de rennes, un climat froid.

- **La couleur du sédiment** peut apporter quelques renseignements sur les dépôts continentaux : les dépôts sont rouges en climat tropical (fer à l'état ferrique) et gris en climat froid où les réactions d'oxydation sont plus lentes. Certains minéraux ne se forment que dans des conditions de température particulière : le sulfate de calcium précipite à l'état de gypse pour une température inférieure à 25°C, à l'état d'anhydrite pour une température supérieure.

- **caractères sédimentologiques** peuvent avoir une utilité: l'accumulation de moraines, les roches striées indiquent le passage d'un glacier, donc un climat froid; les évaporites pour se former demandent une forte évaporation, donc un climat chaud.

- **des isotopes de l'oxygène (figure 5)** : c'est une méthode précise mais plus difficile à mettre en œuvre (figure 5). Au cours de l'évaporation d'un corps d'eau, le départ de l'isotope léger est favorisé par rapport à l'isotope lourd. Le rapport 18O/16O sert donc de (paléo thermomètre). On dose ainsi les carbonates des coquilles marines ou continentales. On a pu mettre ainsi en évidence de grandes fluctuations climatiques au cours des temps géologiques.

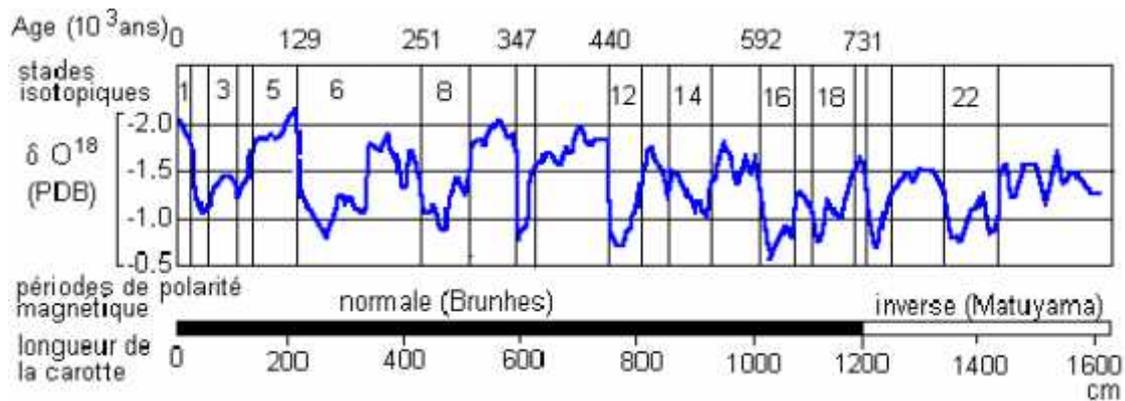


Figure 5 : Variation isotopique de l'oxygène contenu dans les tests d'un foraminifère planctonique dans une carotte de sédiment du Pacifique équatorial. La teneur en isotope O18 est exprimée par rapport à un standard international, le PDB.

I.3. Paramètres chimiques

Ils dépendent des paramètres physiques comme la température et la profondeur ; ils conditionnent les facteurs biologiques.

a. Potentiel d'oxydo-réduction (Eh) : Eh des milieux sédimentaires:

* **Eh > 0** : milieux oxydants en contact avec l'air : milieux aériens, milieux aquatiques superficiels ou agités.

* **Eh < 0** : milieux réducteurs, à l'abri de l'air : milieux aquatiques calmes, eaux stratifiées, sols hydromorphes.

Le potentiel d'oxydo-réduction régnant dans le milieu de dépôt agit sur :

- l'intensité de l'activité biologique,
- l'état d'oxydation de certains éléments (fer, manganèse...),
- l'évolution de la matière organique.
- la nature des espèces vivantes et sur l'abondance des individus.

En milieu oxydant

- Les minéraux à base de fer sont des oxydes ferriques (Fe⁺⁺⁺)
- La couleur du sédiment varie du rouge ou jaune
- Les restes organiques disparaissent par oxydation

En milieu réducteur, pauvre en oxygène (anoxique)

- la faune est rare, les espèces sont adaptées aux conditions défavorables et les bactéries réductrices contribuent à l'abaissement de l'Eh.
- Les minéraux à base de fer sont, des oxydes, des carbonates et des sulfures à fer ferreux (Fe⁺⁺). La couleur du sédiment est proche du vert-gris (réducteur) ou noir. Les restes organiques sont conservés, s'accumulent et sont réduits en hydrocarbures et carbone.

b. Acidité ou basicité du milieu (pH)

Un milieu de sédimentation est généralement proche de la neutralité : son pH est compris entre 6 et 8. Il existe des milieux particulièrement acides comme les tourbières (pH voisin de 5) ou basiques comme les lacs sodiques du grand Rift africain (pH > 9). Certains minéraux comme la calcite et la silice, sont sensibles au pH qui agit sur leur solubilité.

Dans l'eau de mer (figures 6 et 7) :

- * la calcite précipite en totalité pour pH > 8 ; elle est dissoute aux pH inférieurs
- * la silice précipite en grande partie pour pH < 7.

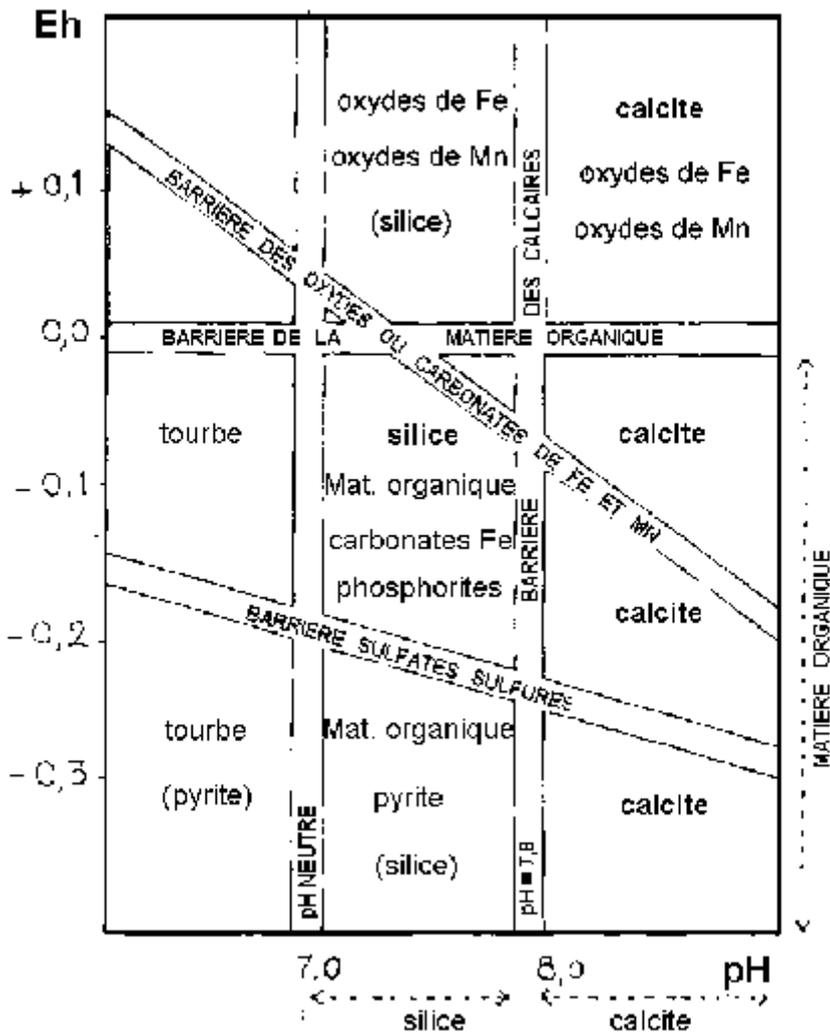


Figure 6 : Stabilité de quelques composants de roches sédimentaires en fonction de l'Eh et du pH.

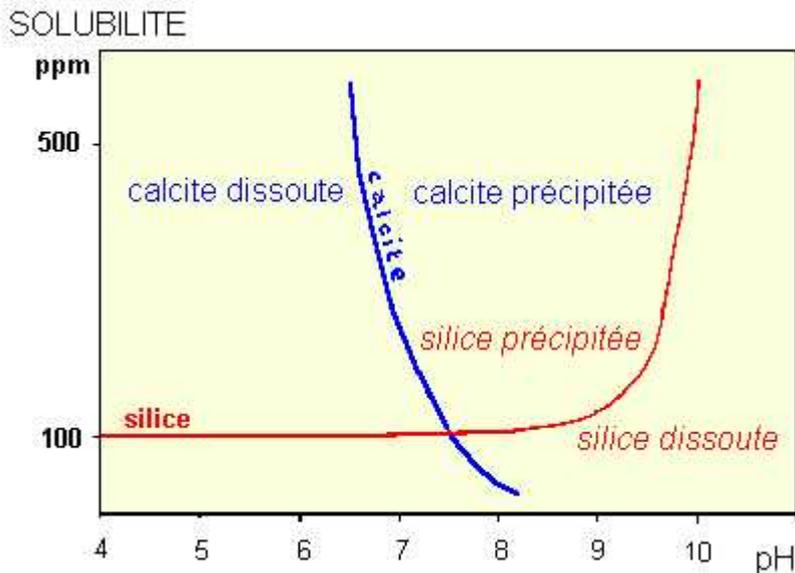


Figure 7 : solubilité de la silice amorphe et de la calcite dans l'eau de mer à 20°C.

On voit que ces deux minéraux ne sont généralement pas simultanément en équilibre avec leur environnement chimique dans un même sédiment ; s'ils coexistent, l'un a toujours tendance à se substituer à l'autre. Dans les grès à ciment calcaire, les grains de quartz sont très souvent corrodés par le ciment calcitique.

La nature du sulfure de fer dépend également du pH. La marcasite se forme préférentiellement en pH acide (c'est le cas des marais houillers) ; la pyrite se forme en milieu basique comme dans l'eau de mer (pH voisin de 8). Parmi les minéraux argileux, la kaolinite est plutôt formée en milieu acide, à l'inverse des smectites. Le pH agit conjointement avec l'Eh dans un milieu. Des champs de stabilité caractérisent la formation des minéraux **(figure7)**.

c. Salinité

La salinité d'un milieu marin est évaluée en g/l de sels dissous (surtout NaCl) ou en % d'ion chlorure (chlorinité). La salinité de l'eau de mer est d'environ 35 g/l, sa chlorinité de 19,4 pour mille. La salinité des milieux aquatiques varie de 0 g/l à plus de 100 g/l. On parle d'eau douce, d'eau saumâtre, d'eau de mer, d'eau sursalée (hypersaline). Certains caractères faciologiques permettent de connaître la salinité d'un milieu ancien (paléosalinité). La faune est un bon critère : des espèces vivent en eau douce, d'autres en eau de mer ; certaines supportent des variations de salinité (espèces euryhalines), d'autres non. Les populations animales des milieux sursalés sont pauvres en espèces mais nombreuses en individus souvent de petite taille. La présence d'évaporites (gypse, halite...) indique une sursalure ; la précipitation des sels de potassium est la preuve d'une évaporation complète de la masse d'eau. Ces évaporites se trouvent en bancs continus ou dispersées en cristaux dans le sédiment (cristaux de sel). Les cristaux de sels peuvent être par la suite dissous et laisser une cavité cubique qui est remplie par un sédiment fin : ce moulage est une pseudomorphose de cristal de sel.

La teneur en bore des argiles constitue un bon indicateur de paléosalinité. Le bore se fixe dans les feuillets argileux, surtout ceux des illites qui enregistrent donc la salinité de leur milieu de dépôt.

- Des illites contenant moins de 50 ppm de bore ont été déposées en eau douce.

- Des teneurs en bore voisines de 300 ppm indiquent un milieu salé de type marin.
- Des teneurs en bore supérieures à 300 ppm sont celles de sédiments de milieux sursalés.

I.4. Paramètres biologiques

Les êtres vivants dépendent étroitement des autres paramètres : énergie du milieu, température, salinité, Eh-pH, teneur en oxygène. Ils dépendent également les uns des autres (équilibre d'une population avec son milieu, notion de chaîne alimentaire, nourriture disponible, surpopulation...). Ils agissent en retour sur les paramètres physico-chimiques directement et indirectement :

- **sur l'énergie du milieu** : par exemple, les organismes marins fixés diminuent, par leur présence, l'hydrodynamisme ambiant (cas des récifs, des herbiers) et favorisent le dépôt des sédiments ; ils créent un micro-milieu protégé (lagon d'un atoll par exemple).
- **sur l'Eh et le pH**: la surproduction de la matière organique dans un milieu aquatique entraîne son eutrophisation; la teneur en oxygène de l'eau diminue (anoxie), la matière organique s'accumule au fond et subit l'action des bactéries réductrices (production de méthane, de sulfures).
- **Sur le taux d'accumulation de sédiments** en produisant des débris organiques (déjections...) et des minéraux (squelettes, coquilles, tests...) qui constituent les bioclastes des roches calcaires.

II. LES FLUIDES

Les fluides constituent un état de la matière dans lequel les matériaux s'écoulent naturellement. A la surface de la terre, on rencontre deux grandes sortes de fluides :

- l'eau (rivières, lacs, mers et océans)
- l'air atmosphérique (mélange gazeux qui entoure la terre).

II.1 L'écoulement d'un fluide

Il existe des courants laminaires et des courants turbulents (**figure 8**) :

Dans le cas de courants laminaires, les lignes de courant sont parallèles et distinctes les unes des autres. Le flot s'écoule parallèlement à sa surface limite et il n'y a pas de transfert d'énergie entre les différentes couches.

Dans un écoulement turbulent, les lignes de courant sont complexes et se recoupent. De façon imprévisible, elles changent continuellement de forme et créent des tourbillons complexes qui se surimposent à un mouvement général déjà irrégulier. Dans ce type d'écoulement, la masse du fluide se déplace, par rapport à la direction générale de l'écoulement, à la fois vers le haut, le bas et latéralement. Ces turbulences n'affectent que de très peu, quelques pour-cent, la vitesse d'écoulement. Par contre elles jouent un rôle majeur dans le transport des particules car elles les maintiennent en suspension de façon constante ou intermittente.

II.2. Les régimes d'écoulement en milieu aquatique

Le concept du régime d'écoulement est subdivisé en régimes d'écoulement inférieur, transitoire et supérieur. Cette classification s'appuie sur la forme des ondulations de la surface du sédiment, le mode de transport des sédiments et le mode de dissipation de l'énergie et la relation de phase entre la surface du sédiment et celle de l'eau.

I.2.1 L'écoulement inférieur est caractérisé par une forte résistance à l'écoulement et à un faible transport de sédiment. Les ondulations de la surface de l'eau ne sont pas en phase avec celles de la surface du sédiment. Les formes observées sont des petites rides ou des mégarides.

I.2.2 Le régime transitoire correspond à la zone de passage entre les régimes d'écoulement inférieur et supérieur. La transition se fait de façon erratique et les constructions sur le fond peuvent être aussi bien typiques de l'un ou l'autre régime.

I.2.3 L'écoulement supérieur correspond à une faible résistance à l'écoulement. Le volume des sédiments transporté est important et le tri granulométrique est faible. Les ondulations de la surface de l'eau sont en phase avec celles du fond. Les formes caractéristiques correspondent à des antidunes et des lits plans (avec déplacement du sédiment). Les grains roulent sur le fond et créent une couche en mouvement sur une épaisseur égale à quelques diamètres de la taille moyenne des grains.

II.3. Le transport des particules (figures 8 et 8bis)

Le transport sédimentaire est effectif lorsque la force exercée sur les particules est suffisante pour les déplacer. Quel que soit le fluide considéré, les grains sont mis en mouvement à l'encontre de la gravité par l'action de l'écoulement d'un fluide de densité plus faible que celle des particules. Les forces agissant sur une particule au repos, sont la gravité et la force liée à l'écoulement du fluide ; leur résultante est appelée force de déplacement. Celle-ci se décompose en deux vecteurs, l'un horizontal (force tangentielle ou de traction, parallèle au courant) et l'autre vertical (force de soulèvement, liée à la turbulence).

La force tangentielle exercée par le courant doit être supérieure à la force de frottement pour pouvoir traîner la particule sur le fond.

Le transport des particules se fait selon deux modes.

- Le transport par **traction-saltation (bed load)**
- le transport en **suspension (suspended load)**.

Dans le transport par traction-saltation, les particules se déplacent essentiellement sur le fond par traction et passent de courts instants en suspension (saltation). Les grains animés d'un mouvement intermittent restent pendant la majorité du temps immobiles sur l'interface.

Lorsque l'intensité de la force de déplacement croît, le déplacement se fait d'abord par glissement, puis par roulement et enfin par saltation.

Le transport par traction-saltation concerne les particules les plus grosses et se produit aussi bien dans les écoulements laminaires que turbulents.

Dans les écoulements turbulents, les particules fines sont présentes en faible concentration dans l'ensemble du fluide.

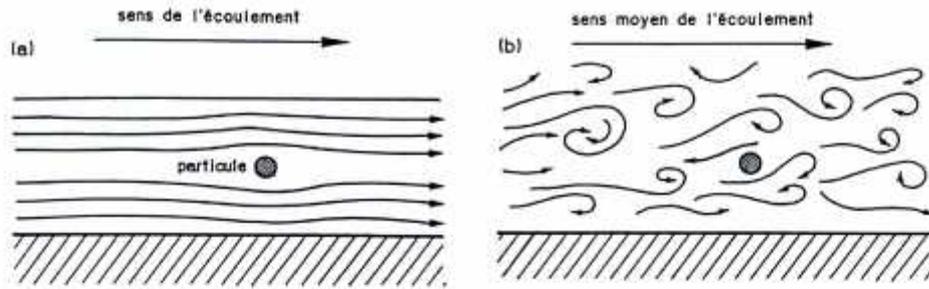


Figure 1 — Exemple schématique d'un écoulement laminaire (a) et d'un écoulement turbulent (b). On notera le contraste entre les deux types d'écoulement dans la distribution des lignes de courant figurées par les flèches.

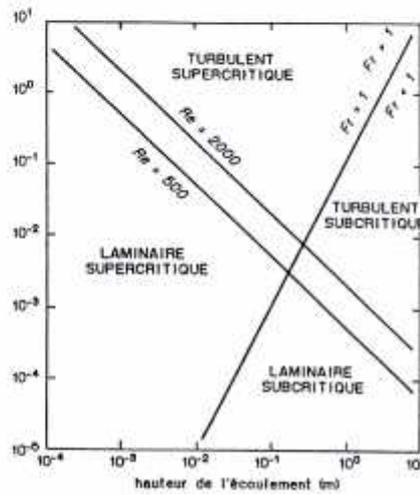


Figure 2 — Régimes d'écoulements libres en fonction des valeurs critiques des nombres de Froude et Reynolds.

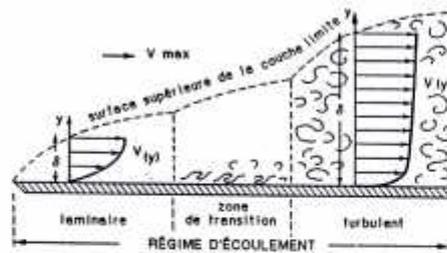


Figure 3 — Représentation schématique du développement de la couche limite dans le cas d'un écoulement sur une surface plane. La coupe est parallèle à l'écoulement. δ correspond à l'épaisseur de la couche limite.

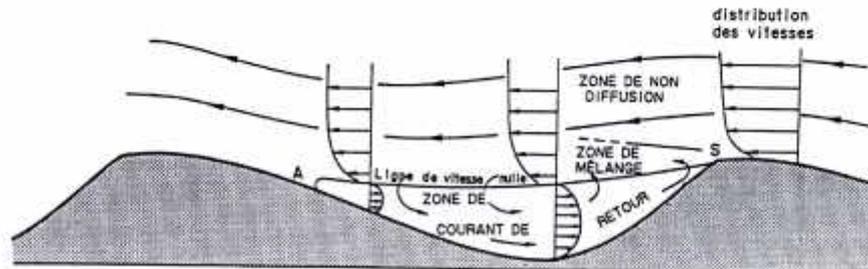


Figure 4 — Séparation d'un écoulement dans le cas du sommet d'une ride (S, point de séparation - A, point d'attachement). Dans la zone de courant de retour, on peut observer des constructions d'orientation opposée à celle du flot principal.

Figure 8 : régimes d'écoulement en milieu aquatique

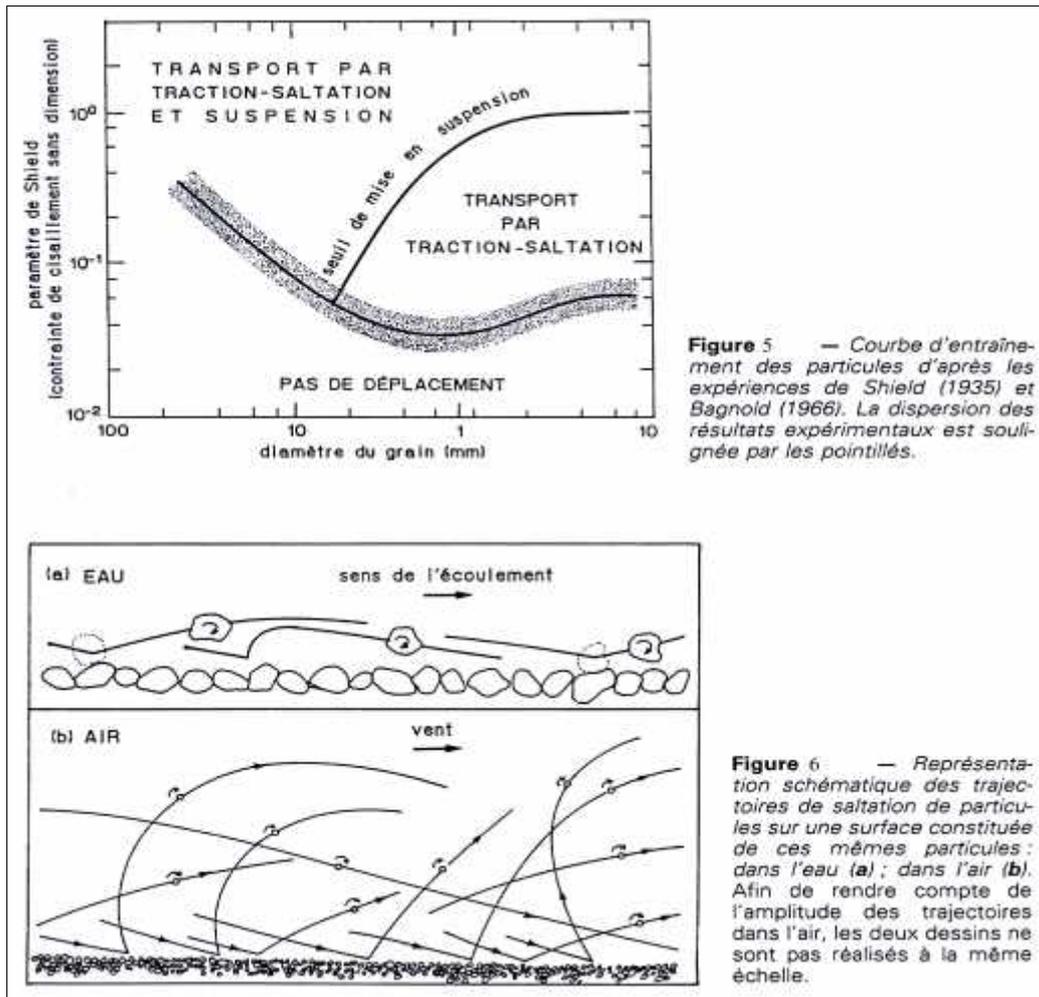


Figure 8 bis : différents types de transport des particules

II.4. Transport et dépôt résultant de mécanismes gravitaires et de courants de densité

I.4.1 Les coulées (voir plus loin)

I.4.2. La puissance de l'écoulement, la taille des grains et les types de constructions

Un écoulement donné est caractérisé par une puissance d'écoulement (stream power).

En fonction de la puissance de l'écoulement et de la granulométrie du sédiment, on observe la construction de six grands types de constructions (**Figures 9 et 10**) : les lits plans sans mouvement, les petites rides, les mégarides, les lits plans avec déplacement de sédiment, les antidunes, les chutes et pools.

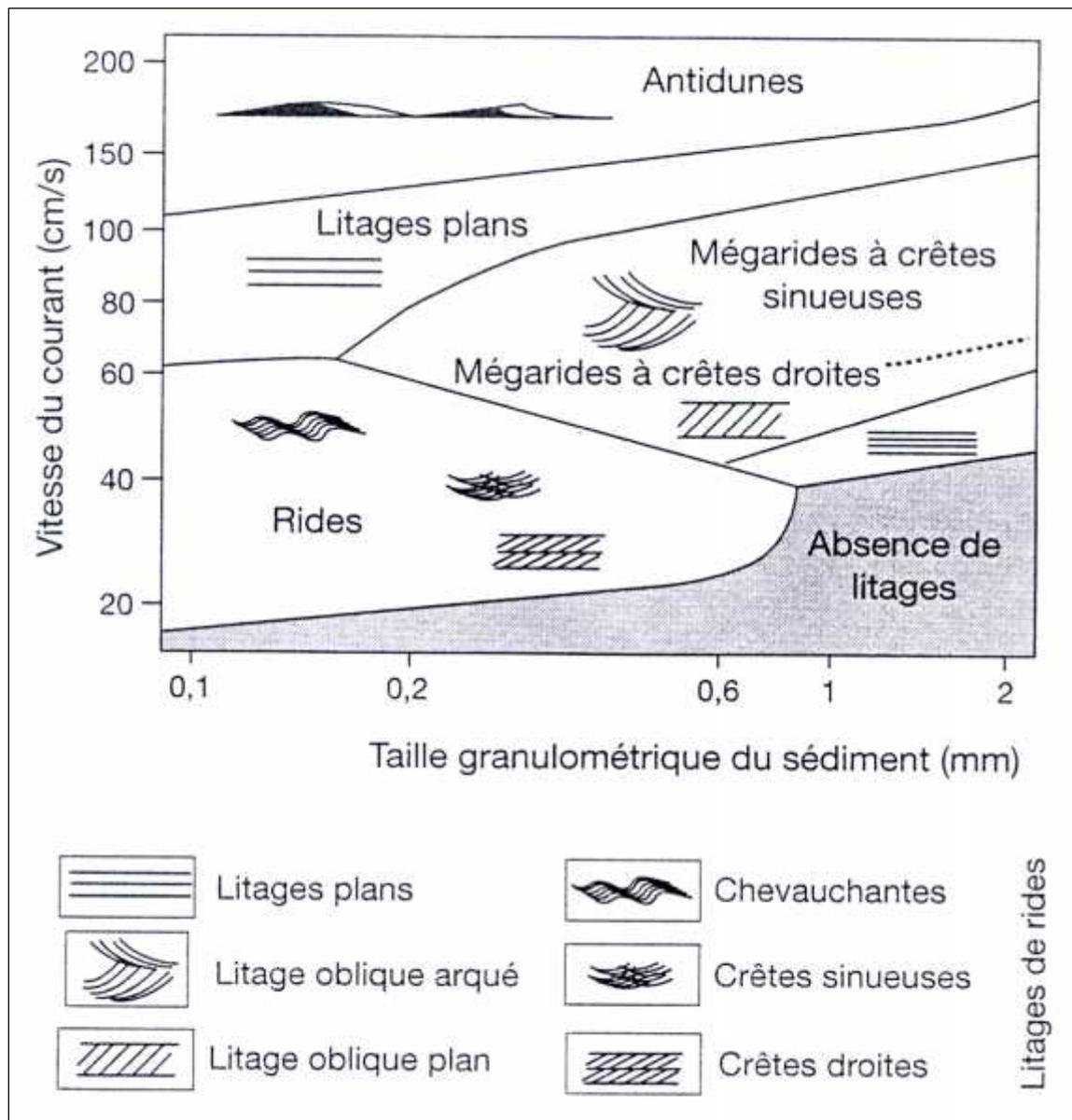


Figure 9 : Relations entre la granulométrie, vitesse d'un courant unidirectionnel et les différents types de structures sédimentaires formés. Quelques litages principaux correspondant à la migration de ces structures ont également été reportés à titre

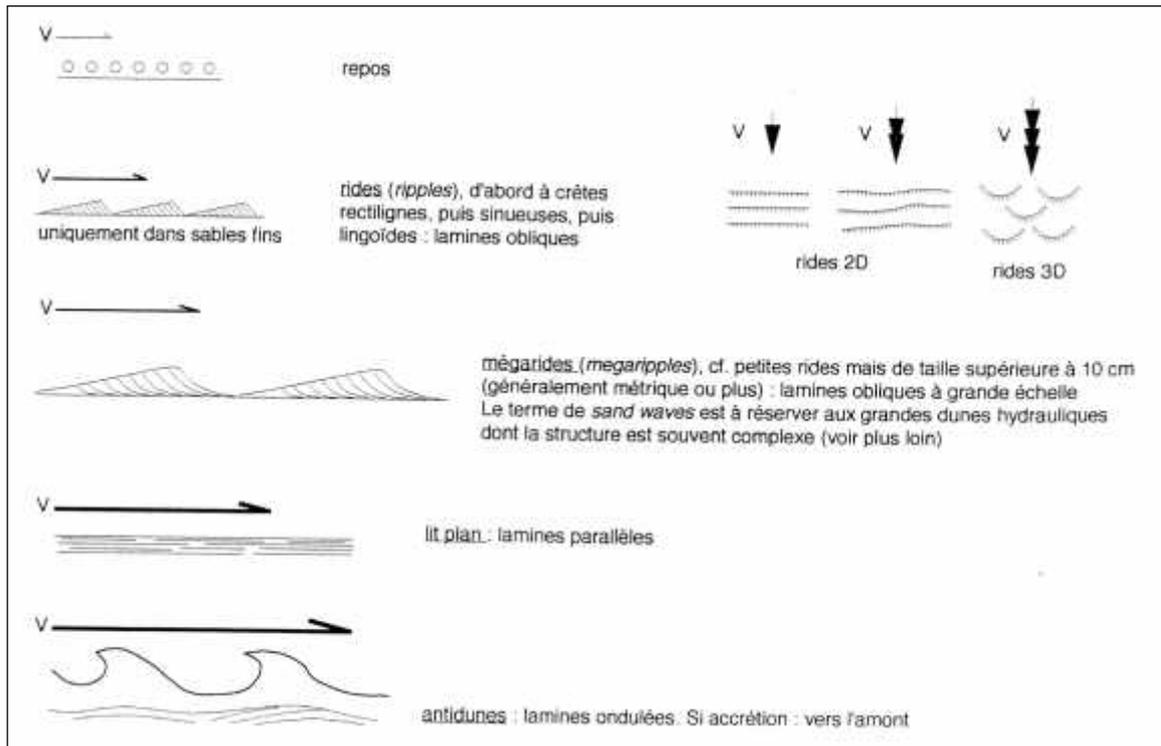


Figure 10 : Relations entre forme et taille des rides, granulométrie du sable et vitesse du courant (résultat expérimentaux).

III. LES VAGUES, LES COURANTS LITTORAUX ET LES MAREES

Les vagues et les marées, caractérisées par des changements rythmiques de la vitesse d'écoulement combinés avec des renversements du sens d'écoulement, constituent une autre classe importante des écoulements naturels.

III.1 Les vagues

Les vagues résultent de l'interaction entre un écoulement turbulent de l'air lié au vent et la surface des eaux (mers, océans, lacs et rivières). Les forces de friction qui s'exercent créent un transfert d'énergie entre les deux milieux qui se traduit à la surface de la mer par des vagues et des courants de surface (**figure 13**).

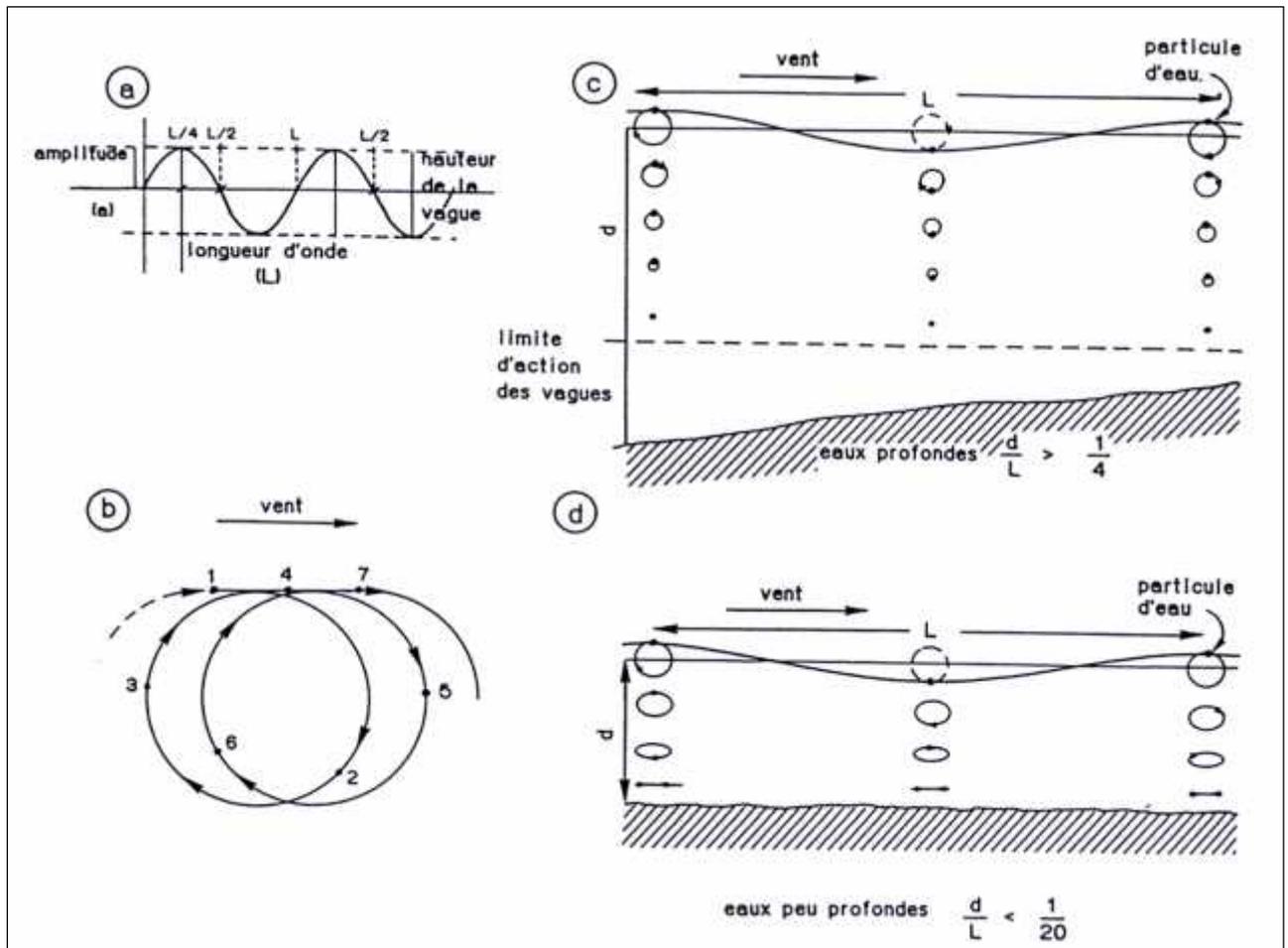


Fig.11-a : Profil vertical de deux vagues idéales de forme sinusoïdales et paramètres associés. b à d : trajectoires des particules de liquide dans une vague en fonction de l'épaisseur de la tranche d'eau.

b : trajectoire en eau profonde montrant la dérive au cours du déplacement de la vague. c : trajectoire dans le cas de petites vagues en eau profonde. On note la décroissance exponentielle de la taille des orbites avec la profondeur. d : trajectoires dans des eaux peu profondes. Les orbites s'aplatissent en se rapprochant du substratum et engendrant un mouvement de va-et-vient sur le fond.

Dans la réalité, le vent souffle avec une intensité variable et les vagues résultantes n'ont pas une taille uniforme. Elles composent un train de vagues, ensemble de vagues d'énergies différentes. Ces ondulations de tailles variées qui voyagent chacune avec leur vitesse propre, peuvent interférer entre elles. La hauteur d'une vague est ainsi influencée par un ensemble de composants.

La période des vagues varie de quelques secondes dans les lacs et baies à 10-15 secondes dans l'océan ouvert. Les vagues gouvernent les variations de la vitesse d'entraînement des particules. Ainsi, sous l'action du vent, les particules d'eau décrivent une orbite circulaire qui s'aplatit en se rapprochant du fond ce qui crée un mouvement de va et vient de la masse d'eau sur le substratum.

III.2 Les courants littoraux (longshore current)

Lorsque la houle frappe la côte, le jet de rive entraîne vers le haut de la plage une certaine quantité de particules meubles.

Dans la zone de swach l'eau progresse vers l'avant et on observe une montée tourbillonnante caractérisée par l'abondance de l'écume (zabad el bahr) : c'est le jet de rive (upruch).

Lorsque le jet de rive se fait dans le sens de propagation de la houle, le retrait des eaux se fait selon la plus grande pente ; dans ce cas les particules transportées ne reviennent pas à leur position de départ et seront reprises par le jet de rive suivant. On assiste donc au déplacement latéral des particules suivant une courbe en dents de scie. Il s'agit d'un courant de dérive latéral, parallèle à la côte, qui combiné aux actions de brassages des sédiments par les vagues, transporte des sédiments suivant une courbe irrégulière ; le matériel sableux érodé a tendance à cheminer le long de la côte et s'accumuler en amont des obstacles, tandis que la partie avale est au contraire relativement érodée.

III.3. Les marées

La marée désigne le mouvement oscillatoire de baisse et de montée du niveau de la mer en réponse aux forces gravitationnelles qui s'exercent sur la Terre. D'après les lois d'attraction de Newton, la force résultant de l'attraction de deux particules de masses respectivement **m** et **M** et dont les centres se trouvent à une distance **D** s'exprime sous la forme :

$$F = mMg/D^2$$

La lune en raison de sa proximité et le soleil en raison de sa masse très importante exercent une attraction notable sur la Terre.

Dans le système Terre-Lune, la force de marée en un point donné de la surface de la terre est la résultante des forces d'attraction de la lune en ce point et au centre de la Terre.

Son intensité varie en fonction de la distance de ce point à la Lune et est proportionnelle à l'inverse du cube de la distance de la Terre-Lune ;

F marée = 2 amM/D³ avec :

a = rayon de la Terre ; M = masse de la Terre ; m = masse de la Lune ; D = distance Terre-Lune.

Différents régimes de marée s'observent suivant la latitude du point d'observation et la morphologie de la côte. On distingue :

- **Le régime tidal semi-diurne** qui comprend deux pleines mers et deux basses mers. Il se rencontre sur les côtes atlantiques et méditerranéennes.

- **Le régime tidal diurne** ne possède qu'une pleine mer et une basse mer par jour (Golfe du Mexique, mers d'Indochine, etc.)

- **Le régime tidal mixte** est caractérisé par une succession de marées qui peuvent appartenir aux deux types précédents. (Océan pacifique, mer adriatique, etc.).

Lorsque les forces de marées lunaires et solaires coïncident, l'amplitude est à son maximum, ce sont les marées de vive-eau (**spring tides**) et les astres sont en conjonction (lune nouvelle) ou en opposition.

Lorsque les forces des marées lunaires et solaires font un angle de 90°, l'amplitude de la marée est minimum. Ce sont les marées de morte-eau (**neap tides**) et la Lune est en quadrature (1^{er} et dernier quartier).

Quel que soit la période des cycles, ceux-ci correspondent à une oscillation du niveau de la mer de part et d'autre d'un niveau moyen. Cette oscillation correspond à l'amplitude de la marée ou marnage (tidal range).

En fonction de l'importance du marnage, on définit trois types d'environnements :

- **le milieu microtidal** (marnage < à 2 m) caractéristique des mers fermées telles que la Méditerranée,
- **le milieu mésotidal** (marnage entre 2 et 4 m)
- **macrotidal** (marnage > à 4 m). Le plus fort marnage connu a été observé dans la baie de Fundy (Canada) où il excède 18 m.

Ces oscillations du niveau de la mer conduisent à définir sur la côte :

- **un milieu subtidal** situé sous la limite des basses mers de vives-eaux
- **un milieu intertidal** ou zone de balancement des marées (entre les niveaux des basses mers et de pleine mer de vive-eau)
- **un milieu supratidal** situé au-dessus du niveau des pleines mers de vive-eau et inondé seulement par les marées d'équinoxe.

Les courants de marées construisent des structures de type rides et mégarides qui s'observent dans les milieux subtidaux des mers restreintes, des estuaires. Les renversements périodiques du sens du courant (flux et jusant) leur confèrent des caractères spécifiques (flasers et herring-bone, etc.) qui permettent de les distinguer des formes construites par les courants unidirectionnels. Ces structures seront présentées ultérieurement et étudiées d'une manière détaillée en chapitre suivant.

CHAPITRE II : Les FIGURES ET LES STRUCTURES SEDIMENTAIRES

Les structures sédimentaires sont des arrangements structuraux des particules affectant les interfaces et la masse des couches. Elles constituent un important indicateur des conditions de transport et de dépôt des sédiments. Leur interprétation est facilitée d'une part par l'étude des sédiments actuels et d'autre part par l'expérimentation en laboratoire. Certaines structures sédimentaires sont caractéristiques d'un environnement bien particulier (glaciaire, désertique,...) mais la plupart sont communes à plusieurs milieux de dépôt et nécessitent l'utilisation de critères complémentaires pour l'interprétation des paléo environnements (autres figures sédimentaires, fossiles, contexte général).

Plusieurs types de classification des structures sédimentaires ont été suggérés. Relevons surtout les classifications basées sur la position des figures dans les sédiments (au mur, au toit ou dans la couche sédimentaire), sur leur genèse (formées par des courants, des organismes, etc) et sur leur époque de formation (avant, pendant ou après le dépôt de la couche sédimentaire). De fait, la plupart des structures sédimentaires peuvent être réparties entre structures pré-, syn- et post-dépôt.

I. LES STRATIFICATIONS

Comme nous l'avons vu précédemment, les particules sédimentaires se répartissent et s'agencent, au moment du dépôt, selon les forces hydrodynamiques (courants, vagues etc.) ou aérodynamiques (vents) responsables de leur transport jusqu'au lieu de sédimentation. Cette organisation se traduit par des figures particulières ou structures. Ces dernières sont mieux visibles à l'affleurement le long d'une coupe. Ce sont des structures qui apparaissent au sommet et à l'intérieur d'un banc.

I.1 Les stratifications planes horizontales ou stratifications parallèles

Les strates présentant des stratifications parallèles s'observent aussi bien dans les sédiments sableux qu'argileux (**figures 12**). Selon la granulométrie, on parle de litage horizontal pour les sédiments grossiers et de laminations parallèles pour les matériaux de granulométrie fine.

- **Les lits plans horizontaux sans mouvement** caractérisent les fonds soumis à de très faibles courants. Ce type de structure se développe dans des milieux dominés par la décantation, quel qu'en soit la profondeur.

- **Les lits plans avec déplacement de sédiment** sont caractérisés par l'absence d'élévations ou de dépressions d'amplitude supérieure à la taille maximale des particules. Les grains se déplacent en roulant, en glissant ou en sautant sur la surface. Ces lits sont formés dans un matériel généralement grossier, par des courants très rapides (haute énergie) et caractérisent le passage du régime d'écoulement inférieur au supérieur. Ils peuvent ainsi créer des stries longitudinales et des figures d'érosion (voir plus loin).

Les stratifications à fort contraste granulaire. Ce type de stratification correspond à l'alternance de couches de granulométries contrastées. Ces couches ont une épaisseur qui varie entre quelques millimètres et plusieurs centimètres. Un premier type correspond à des alternances de sables et d'argiles d'épaisseurs voisines. On l'observe fréquemment dans les milieux intertidaux. Les sables se

déposent sous l'action des courants et des vagues alors que les argiles se déposent lorsque le courant est faible. L'alternance d'épaisses couches de sables séparées par des fins lits d'argiles s'explique probablement par des dépôts qui s'accumulent sous le régime d'écoulement supérieur avec un stock de matériel fin suffisant. Les fluctuations de la puissance de l'écoulement conduisent alors au dépôt de fins lits d'argiles séparant des couches sableuses laminées d'épaisseur nettement plus conséquente. La disposition inverse (lits sableux dispersés dans un sédiment essentiellement argileux) s'observe également. Il s'agit alors de milieux dans lesquels le sable n'est transporté que d'une manière occasionnelle (dépôts de tempêtes).



Figure 12 : laminations parallèles de courant rapide

I.2. Les stratifications obliques

Sous ce nom sont groupés tous les éléments de stratification dont les plans forment un angle avec les joints de stratifications majeurs (**figures 13, 14 et 15**). Le terme oblique doit être employé de préférence à celui d'entrecroisé ; l'entrecroisement résultant de la superposition ou de la juxtaposition de plusieurs faisceaux obliques.

La majorité des stratifications résultent de la migration des rides, des mégarides et des dunes, du développement de dômes ou « Hommocks » engendrés par l'action de la houle et des tempêtes, de la migration latérale de méandre.

Les stratifications obliques de petite taille résultent de la migration de rides rectilignes dissymétriques résultant des courants unidirectionnels,

Les stratifications obliques de grande taille résultent de la migration des mégarides. Les grandes stratifications obliques très inclinées sont rencontrées en milieu de plage (forshore), leur inclinaison correspond le plus souvent à la pente sédimentaire.

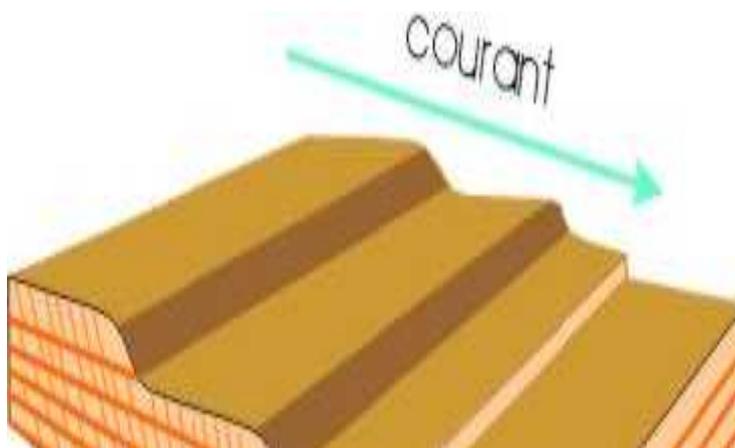


Figure 13-Stratifications obliques



Figure 14-Stratifications obliques

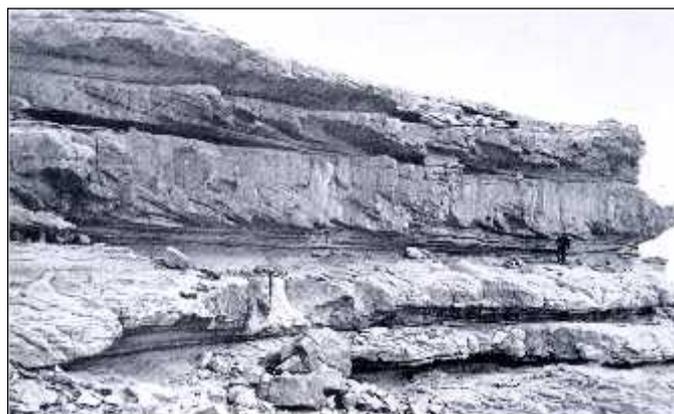


Figure 15 : alternance de stratifications obliques et horizontales. Falaise dans la Vire du Mouflon de l'Ordovicien de Dider (Sahara oriental).

Les feuillets obliques ne sont jamais isolés ; ils forment des assemblages parallèles ou divergents (entrecroisés) selon les conditions de dépôt constituant de véritables unités de dépôt (**figure 16**). Feuillet élémentaire oblique (f), faisceau de feuillets obliques (F), et groupement de faisceaux obliques (F1). L'analyse du terrain montre qu'il existe deux types majeurs d'assemblages de feuillets obliques :

faisceaux de feuillets obliques délimités par des surfaces planes, faisceaux de feuillets obliques délimités par des surfaces arquées (**Fig. 15**).

Les faisceaux peuvent être soit :

- parallèles entre eux, ce qui suppose que d'un faisceau à l'autre, le courant constructeur n'a pas changé de direction.

- de directions opposées (**Figures 16 et 17**) et ressemblent à la forme d'arête de poisson (herringbone cross bedding). Ce type de structure est la conséquence des mouvements des marées qui ont deux directions d'écoulement (montée et retour de la marée) ; c'est-à-dire que, d'un faisceau à l'autre, il y a eu déplacement du courant ; La présence de ce type de figures sédimentaire est un argument irréfutable de l'influence de courant de marées.

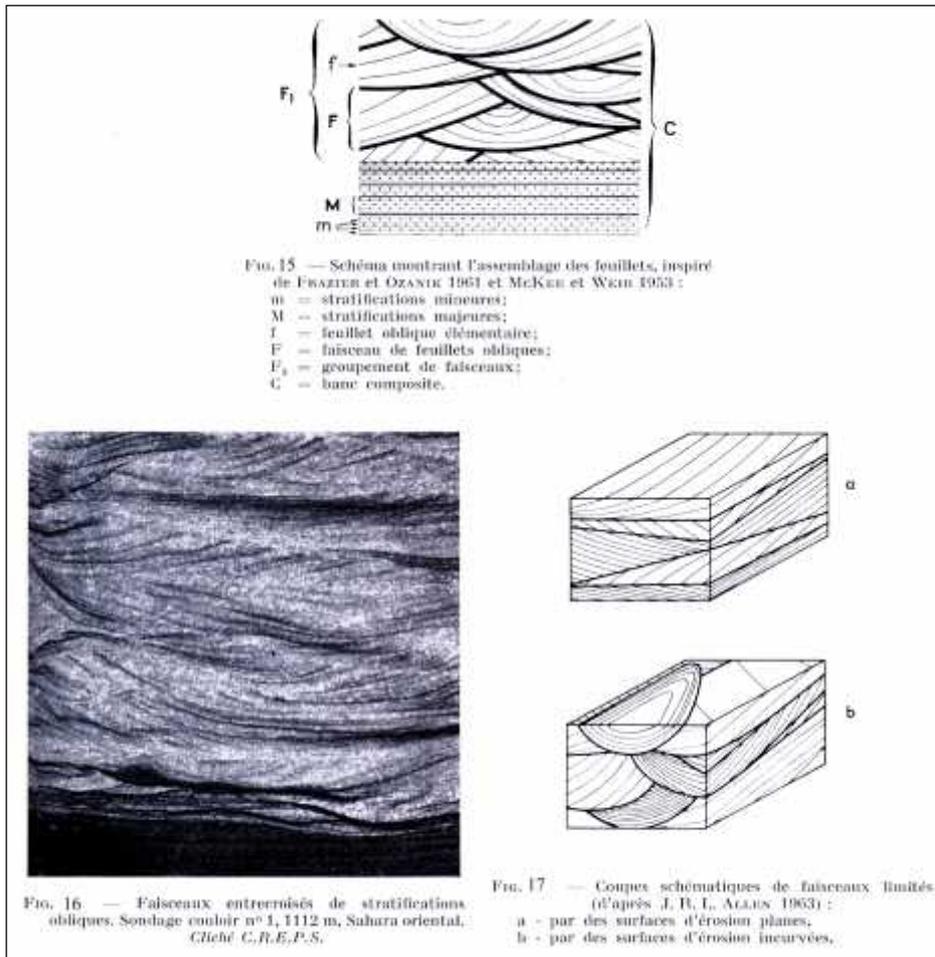


Figure 16 : assemblage de feuillets de stratifications obliques et entrecroisées

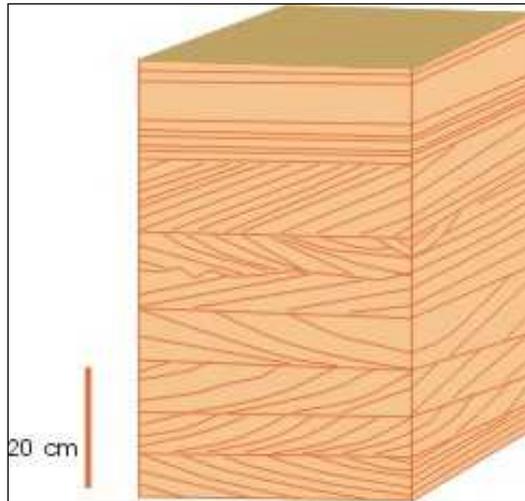


Figure 17 : stratifications en arête de poisson

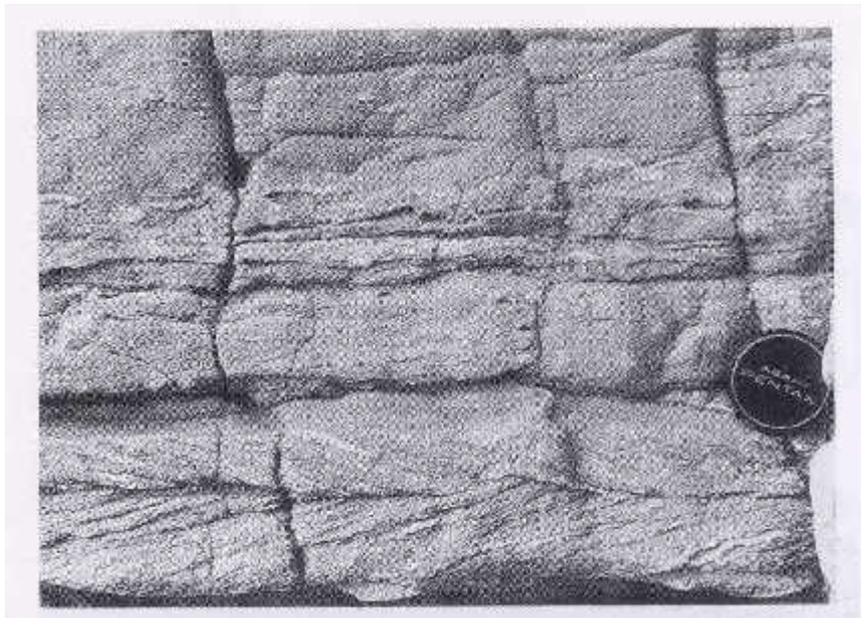


Figure 17 : Stratification en arête de poisson : Jurassique Supérieur, Dorset, SEngland

I.2.1 Stratification oblique déversée «overturned folding».

- Description

Faisceau de stratifications obliques déformées, en coupe apparaît en **V** ou en **U**, la fermeture est à l'aval (**figure 18**).

- **Mode de formation.** La déformation se fait soit au cours de la sédimentation, soit dans un matériau hydroplastique avant ou pendant le dépôt de la couche sus-jacente.

Utilisation pratique. Les fermetures (**figure 18**) donnent le sens de l'écoulement.

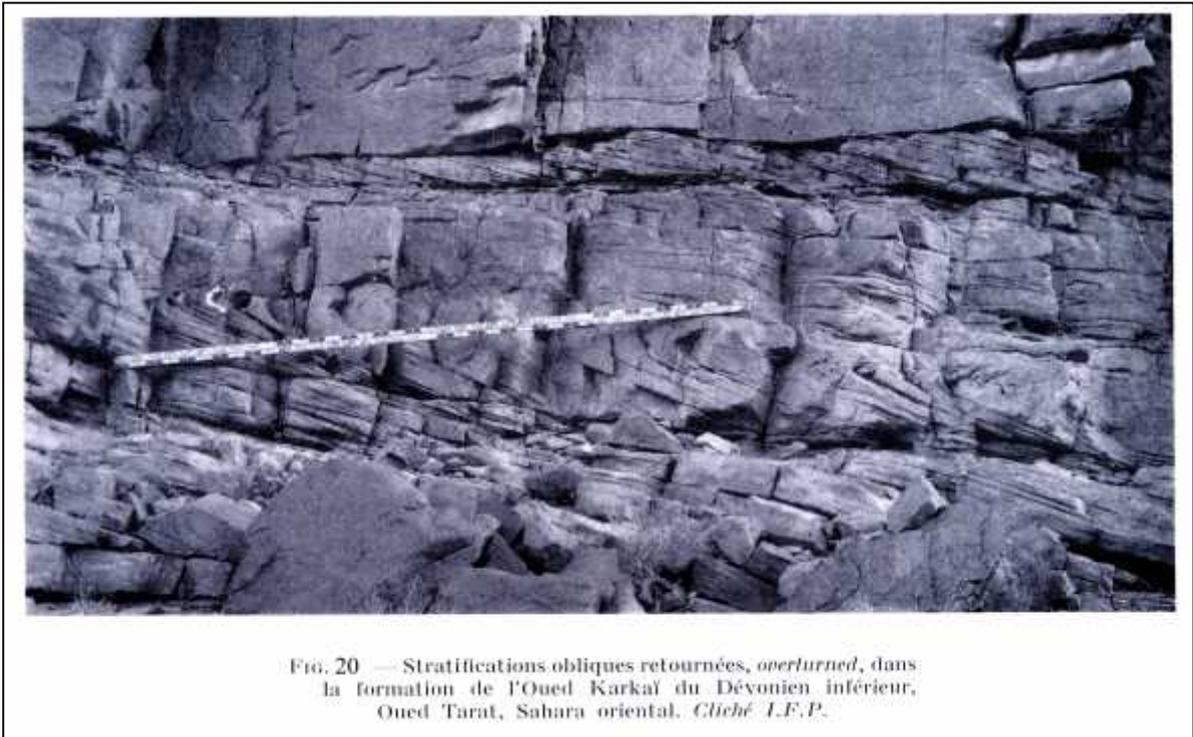


Figure 18 : Stratification oblique déversée «overturned folding»

I.2.2 Les stratifications en flaser (flaser bedding, wavy bedding et lenticular bedding).

Ces types de structures représentent des cas de stratifications constitués de l'alternance de deux couches de nature granulométrique différente (**Figures 19 et 20**).

- **Les flasers ou « flaser bedding »** peuvent être décrits comme des stratifications en rides dans lesquels les drapages argileux sont préservés dans les creux et en partie sur les crêtes. Le mécanisme de formations des flasers est le suivant : Pendant les périodes de courants actifs, le sable se dépose en construisant des rides, alors que pendant les phases plus calmes, les argiles se déposent par décantation. Au début du cycle suivant, seules les crêtes de rides sont érodées et la construction des nouvelles rides reprend.

- **Les stratifications lenticulaires ou « lenticular bedding »** correspondent à des dépôts argileux dans lesquels des lentilles de sables sont préservées. Les stratifications lenticulaires forment un ensemble discontinu à la fois selon une verticale et dans un plan horizontal. Ce type de dépôt se forme lorsque les conditions sont plus favorables au dépôt des argiles (ou boue) qu'à celui des sables.

- **Dans les dépôts ondulés ou « wavy bedding »**, les lits d'argiles et de sables alternent pour former des niveaux continus. Les lits argileux recouvrent alors les crêtes sableuses et les protègent.

Dans tous les cas, ces types de stratifications se forment dans des environnements où des conditions d'écoulement dynamique ou l'action des vagues alternent avec des périodes de calme comme c'est le cas des milieux de balancement de marées ou milieux tidaux.

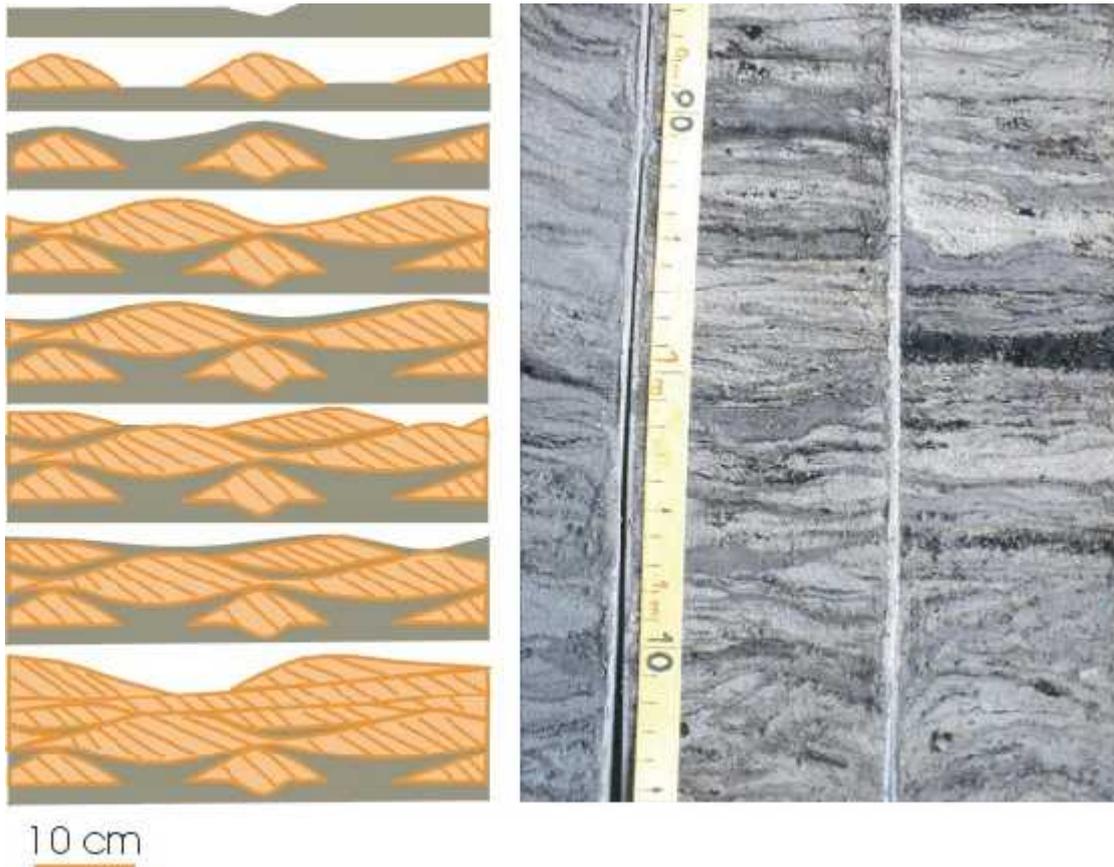


Figure 19 : à gauche : formation de lenticular, puis de flaser bedding, dans un régime où l'apport de sédiments fins (vert) diminue progressivement au dépend des sédiments plus grossiers (orange). A droite: lenticular bedding dans des sédiments holocènes de la Mer du Nord



Figure 20 : Flaser bedding. Série Oligocène, Jebel Munchar .Dorsale.

1.2.3 Le litage oblique en mamelons (HCS ou Hommockey cross stratification) et les stratifications en feston (festoon cross strata) (Figure 21 , 22 et 23)

a. Les stratifications en mamelon (hummocky cross stratification)

Ces stratifications entrecroisées, généralement à l'échelle du mètre, sont caractérisées par de larges ondulations, faiblement inclinées (souvent moins de 15°). Les lamines peuvent être suivies de manière continue dans les dépressions et sur les mamelons.

Ce type de stratification entrecroisée est généré par des vagues de tempête en milieu de plateforme, (depuis le « shoreface » jusqu'à des profondeurs de 200 m) dans un régime d'écoulement intermédiaire entre la formation des rides et celle des stratifications planes (fig.14).

b. Les stratifications en feston (festoon cross strata) :

Ces structures d'échelle dm à m se présentent sous la forme d'unités comblant des dépressions en épousant la forme. La courbure des lamines augmente du centre vers les bords de la dépression. Lorsque plusieurs de ces unités s'empilent en s'érodant mutuellement, on parle de festons. Ces structures sont généralement le résultat du creusement de chenaux et de leur comblement progressif, puis de l'érosion d'un nouveau chenal et ainsi de suite. La forme en feston s'observe dans une coupe perpendiculaire à la direction moyenne du courant.

Ce type de stratification entrecroisée est généré par des vagues de tempête en milieu de plateforme, dans un régime d'écoulement intermédiaire entre la formation des rides et celle des stratifications planes (figure 11)

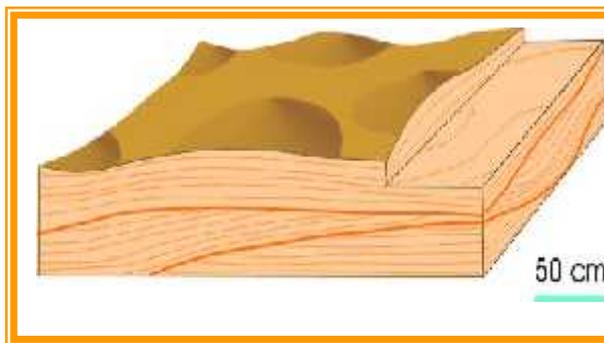


Figure 21 : stratifications en mamelon ("hummocky cross stratification")

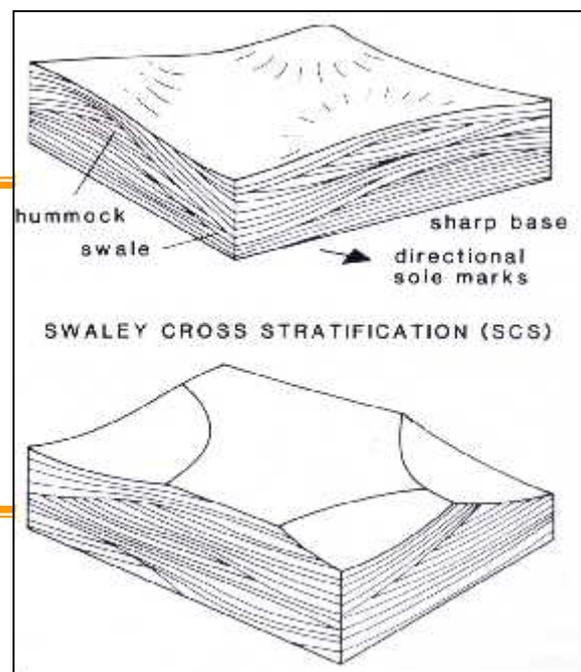


Figure 22 : Litage oblique en mamelons (HCS ou Hommockey cross stratification)



Figure 23 : Hommockey cross stratification

I.2.4. Les stratifications entrecroisées (Figure 23 et 24a et 24b)

Elles représentent le type de stratification le plus répandu dans les couches dont l'épaisseur peut varier de quelques millimètres à quelques dizaines de mètres. Ces laminations internes sont obliques par rapport à la direction moyenne de la surface de stratification. D'après les caractères des surfaces on distingue deux grands types de stratifications entrecroisées : les strates dont les surfaces d'intersections sont planes définissent des ensembles de forme tabulaires (**planar cross bedding**) et celles dont les surfaces limites sont incurvées définissent des formes en auges (**trough crossbedding**).

D'un point de vue génétique, une couche à stratifications entrecroisées peut être le résultat de la migration de rides ou de mégarides. Les grandes stratifications entrecroisées, résultent de la migration de mégarides sinueuses.

Les stratifications entrecroisées de rides de vagues (wave ripple strata) sont de taille centimétrique et sont formées par les vagues "de beau temps". Les rides symétriques pures sont des rides d'oscillation sans migration possédant une structure en chevron qui montre l'aggradation verticale. Si les vagues sont associées à un courant, les lamines préservées sont préférentiellement inclinées dans la direction du transport (figures 24a et 24b).

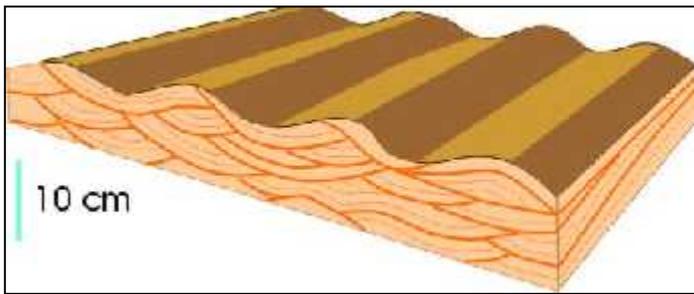


Figure 24a et 24b : stratifications entrecroisées de vagues

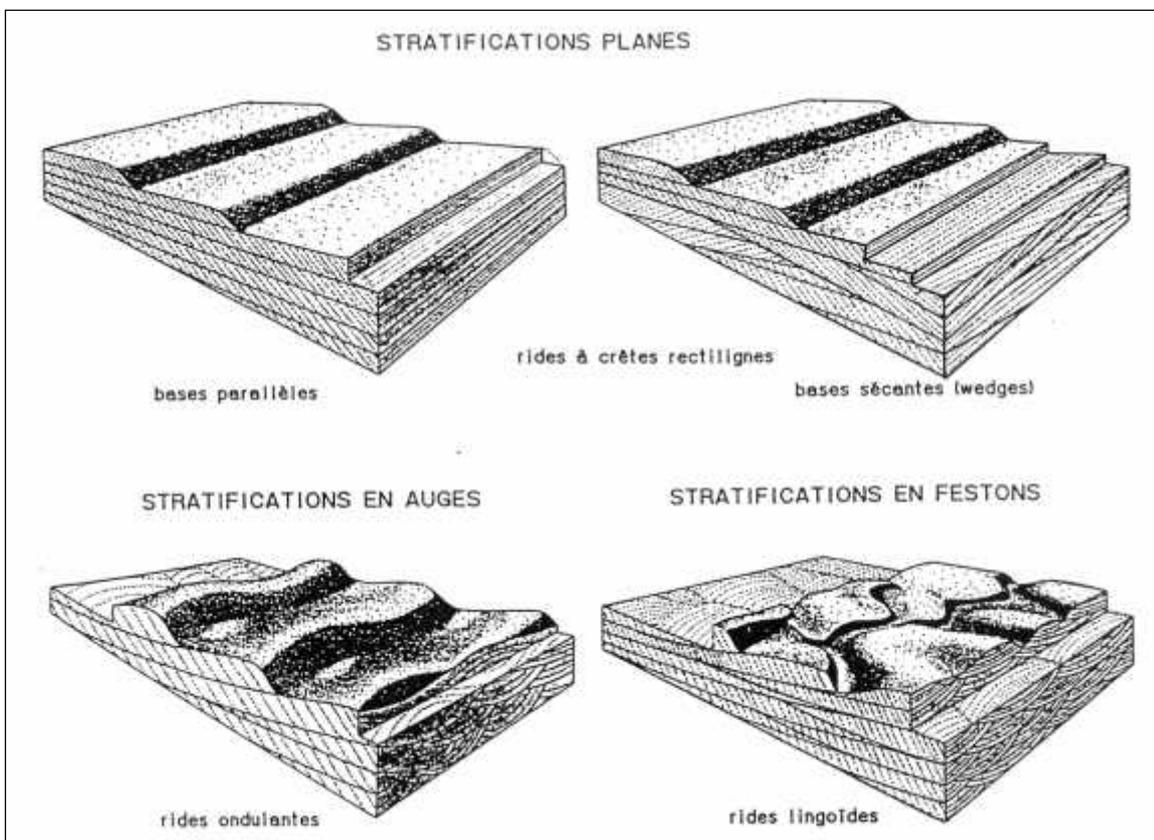


Figure 25 : Les grands types de structures entrecroisées en fonction de l'allure des crêtes de rides. a- stratifications planes, b- stratifications en auges ou festons

II. LES RIDES (Figures. 26 et 27, 28, 30 et 31)

Les écoulements fluides transportent du matériel et participent à la construction en milieu aquatique de rides de courant, de mégarides et d'antidunes et dans l'atmosphère sous l'action du vent de rides balistiques et de dunes.

Toutes ces formes (sauf antidunes) se déplacent dans le sens du courant. Elles sont caractérisées par une série de paramètres identifiés sur la figure 16 et parallèles au sens du courant. L'asymétrie se calcule sur la base du rapport L_1/L_2 .

La géométrie des lamines dépend des facteurs de l'écoulement et du rapport de la tranche d'eau entre le creux et crête de la ride. Quand la force de traction est faible, les grains roulent le long de la pente sous le courant et le contact de la lamine avec le substratum est angulaire. Lorsque la force de traction augmente, les grains sont pris dans le courant turbulent de retour et la lamine a un contact tangentiel ou concave vers le haut. Une réduction de la tranche d'eau à l'aval donne le même effet.

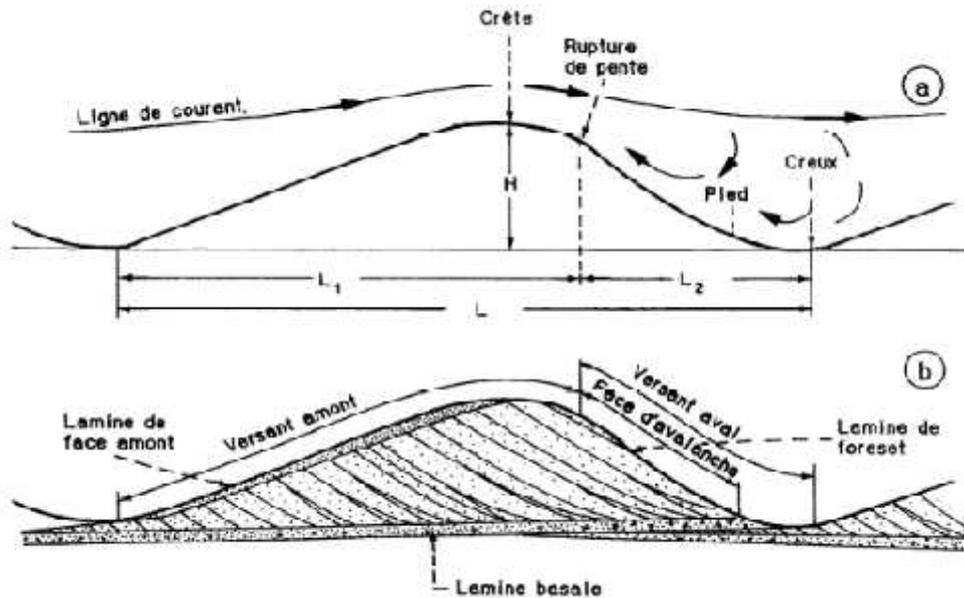


Figure 26 : Profil et structure interne d'une ride dans un plan parallèle à l'écoulement. Les principaux termes couramment utilisés pour décrire une ride sont présentés ici : L , longueur de la ride ; H , hauteur de la ride ; L_1 et L_2 , respectivement projection horizontale du versant amont et aval.

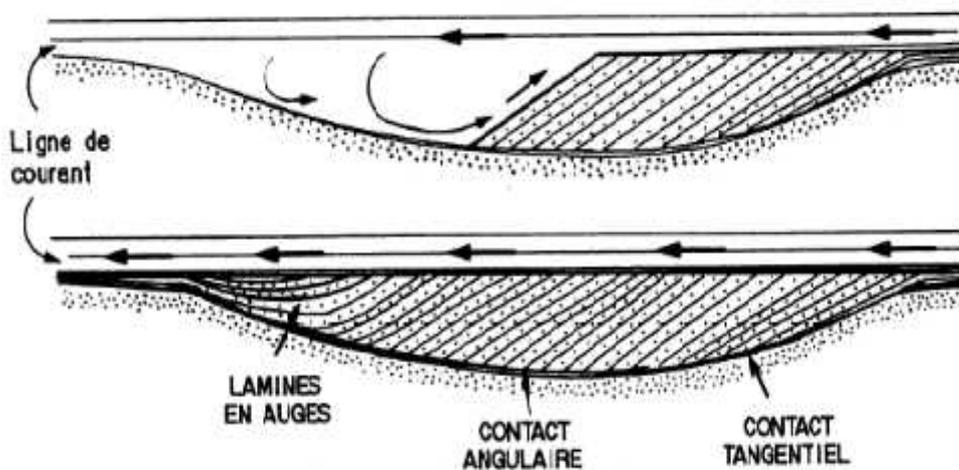


Figure 27 : remplissage d'un creux montrant la succession de lamines tangentielles, angulaires, concaves... (Approfondissement de tranche d'eau)

I.4.2. La puissance de l'écoulement, la taille des grains et les types de constructions

Un écoulement donné est caractérisé par une puissance d'écoulement (stream power).

En fonction de la puissance de l'écoulement et de la granulométrie du sédiment, on observe la construction de six grands types de constructions (**figures 28 et 29**) : les lits plans sans mouvement, les petites rides, les mégarides, les lits plans avec déplacement de sédiment, les antidunes, les chutes et pools.

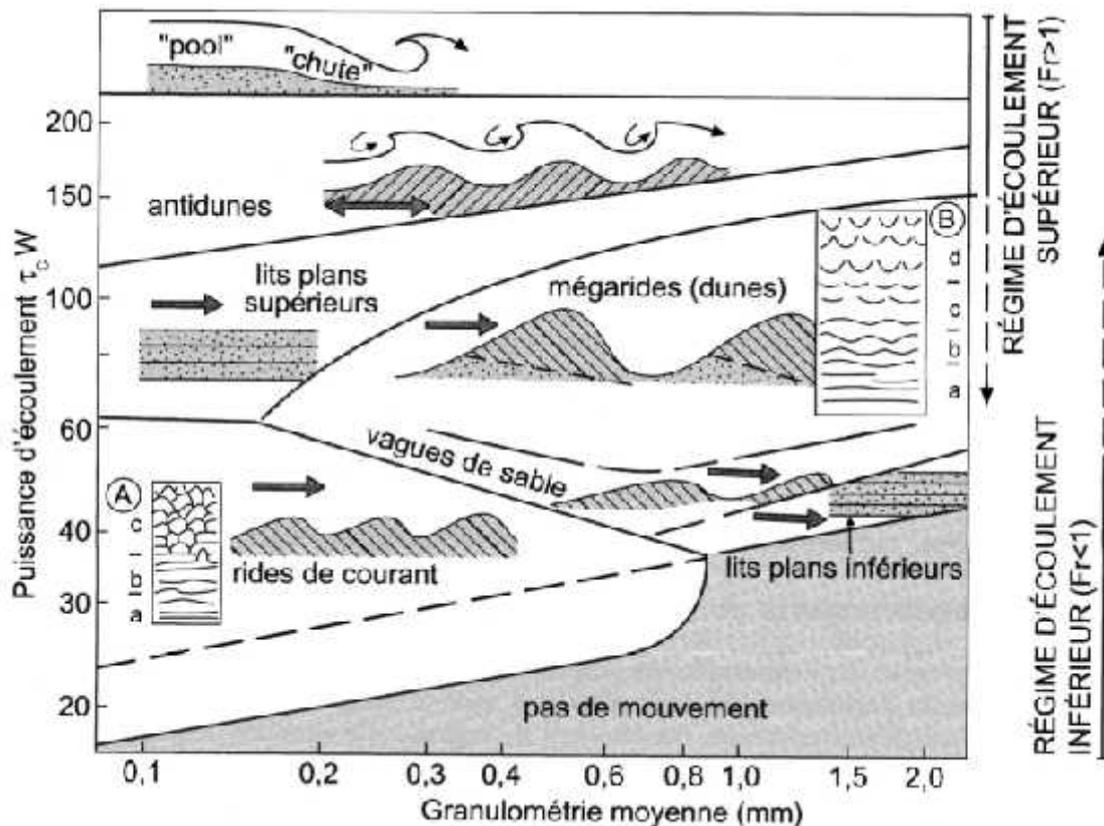


Figure 28 : Types de constructions en fonction de la puissance de l'écoulement et de la taille des grains.

II.1 Les petites rides

Ce type de rides correspond à de petites structures asymétriques, fréquentes dans les rivières et sur les plages dans la zone d'action des marées. Elles présentent une face amont (stoss face) en pente douce et une face aval (lee face) en pente raide pouvant atteindre 30 à 35°. Leur longueur d'onde oscille entre 0,30 et 0,60 m. Le rapport longueur d'onde/hauteur est compris entre 10 et 20 mais peut atteindre 40. Les premières rides formées présentent des crêtes parallèles, longues, régulières et relativement rectilignes. Avec l'augmentation de la vitesse du courant, les rides deviennent sinueuses puis linguoïdes.

II.2 Les rides symétriques (ou ride de vagues : figures 30 et 31)

Les rides symétriques ou d'oscillation pure s'observent essentiellement sur les plages. Leurs crêtes sont généralement aiguës (longueur de 1 à 2 cm, hauteur de 3 mm à 25 cm) et les creux arrondis.

Pendant les allers et venues de la vague, des micro-avalanches de sables se produisent sur les deux flancs de la ride, cela conduit à des laminations obliques symétriques.

II.3 Les rides asymétriques (ou rides de courant : figures 32 et 33 et 34)

Les rides de courant (ripples) sont générées par l'action de courants unidirectionnels. L'asymétrie qui les caractérise permet donc de déduire le sens du courant : pente forte en aval, et pente faible en amont.

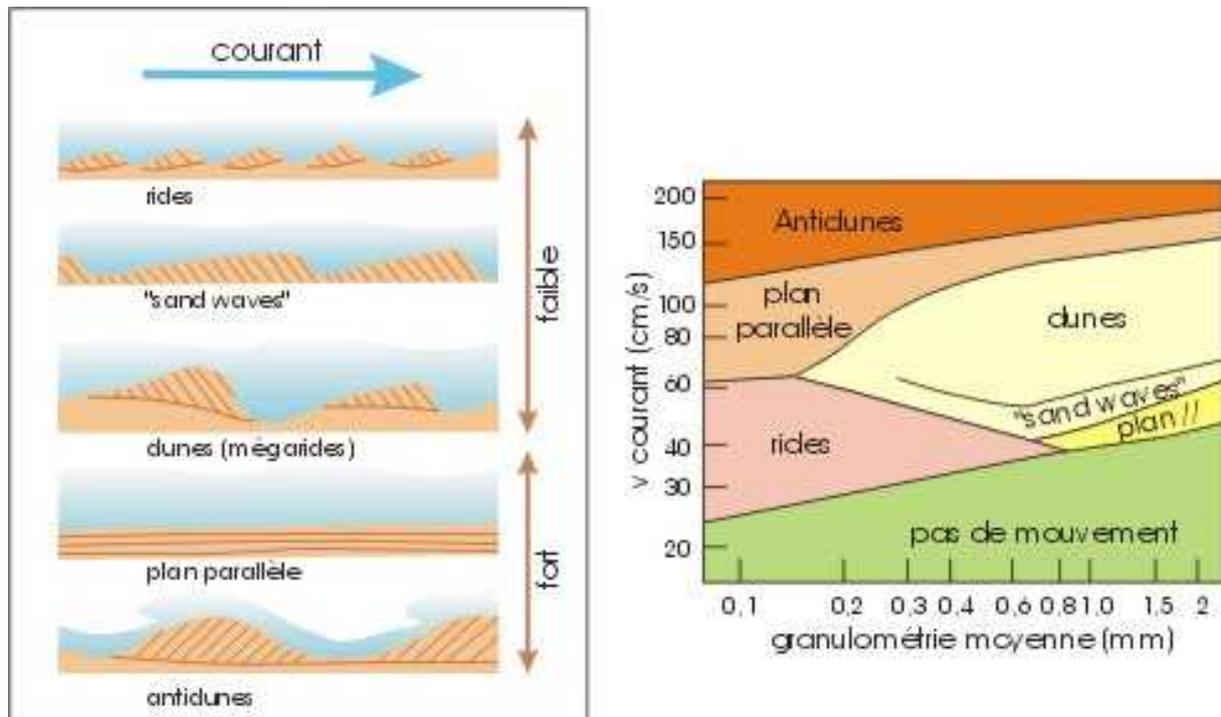


Figure 29 : formes sédimentaires produites en fonction de la granulométrie des sédiments et de la vitesse du courant.

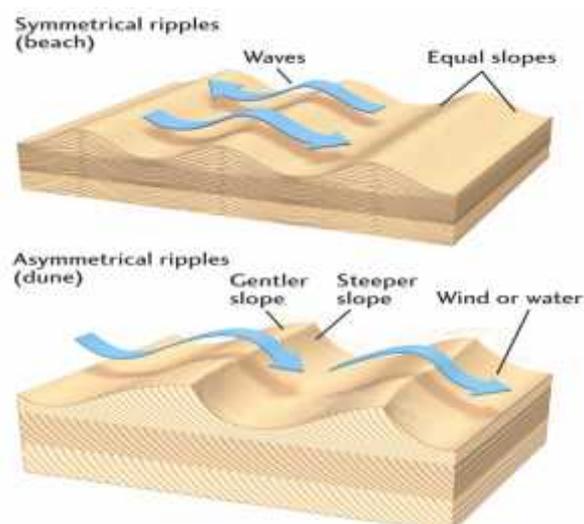


Figure 30 : rides symétriques de courant bidirectionnel et rides asymétriques de courant unidirectionnel.



Figure 31 : rides symétriques de courant bidirectionnel



Figure 32 : rides asymétriques de courant unidirectionnel.

II.4 Les dunes et mégarides (figure 35 et 36)

Elles se caractérisent par de grandes stratifications obliques dues à leur déplacement latéral. Ces structures s'observent sur les plates-formes (bancs de sable) et dans le lit des fleuves.



Figure 33 : exemples de rides de courant, classées en fonction de leur régularité ; A: rides rectilignes de grande taille ; B: rides plus sinueuses; C: rides elliptiques partiellement modifiées par thixotropie; D : rides très irrégulières formées à proximité d'un obstacle (Trégastel, Bretagne).



Figure 34 : rides linguïdes. Flysch numidien: Tunisie septentrionale.



Figure 35 : mégarides dans le chenal d'un fleuve à marée basse et des rides plus petites se développent sur les mégarides.



Figure 36 : Courants rapides favorisant la formation d'antidunes dans un chenal côtier (Oregon, USA).

III. LES FIGURES SEDIMENTAIRES DE BASE DE BANC

Ces figures résultent de l'action directe du courant ou d'objets transportés sur le sédiment (**figures 37, 38, 39, 40**).

Ces figures d'érosion et empreintes d'objets transportés (**Figures. 27 et 28**) sont de petite taille et forment des reliefs plus ou moins allongés à la surface du sédiment. Elles résultent de l'action directe des courants et des objets déplacés par un courant sur un sédiment cohésif mais non consolidé. On distingue ainsi deux grands types de figures :

- les **figures d'érosion (scour mark)** qui correspondent à des traces d'affouillement
- les **empreintes laissées par les objets (tool mark)** qui correspondent à des structures relatives aux objets entraînés par un courant : graviers, grains, fossiles, bois, débris, traînant ou rebondissant sur le fond. La majorité de ces figures possède une grande dimension alignée avec la direction du courant d'origine permettant ainsi de retrouver la direction et l'origine des apports. Les

formes les plus répandues sont des cannelures (grooves), et toutes les marques d'impact : prod, brush, skip marks (**figure 37, 39, 40**).

a. Les figures d'érosion (figure 37, 38, 39).

Ces structures se forment en général à la surface des sédiments possédant une certaine cohésion (boues, argiles). L'érosion procède alors par arrachement de copeaux ou lambeaux de sédiment par les tourbillons qui se créent dans les zones de séparation d'écoulement. Ces formes d'érosion sont conservées grâce aux moulages qu'en font les sables qui recouvrent ultérieurement cette surface. On parle de moulage (cast) ou d'empreinte de base de banc (sole marking).

- **les flutes** (flute mark). Ces creusements allongés, discontinus et d'axe parallèle au courant.

Ce sont des demi-cônes allongés, dont la partie arrondie indique l'amont du courant, dans un flot très turbulent de tailles variées (5 à 50cm de longueur). Les flutes s'observent au sein de dépôts de profondeurs très diverses. Ils sont parfois associés à des structures indiquant un courant transverse (scour caste).

Les flutes marks sont couchées dans le plan de stratification dont la pointe est plus ou moins ouverte et les côtés plus ou moins allongés. Ces cônes peuvent être isolés, alignés ou groupés en faisceaux coalescents.

Utilisation pratique : l'allongement de chaque figure est dans la direction du courant, la partie la plus en relief, le sommet de l'ogive étant à l'amont. En conséquence ces figures permettent de mesurer le sens du courant

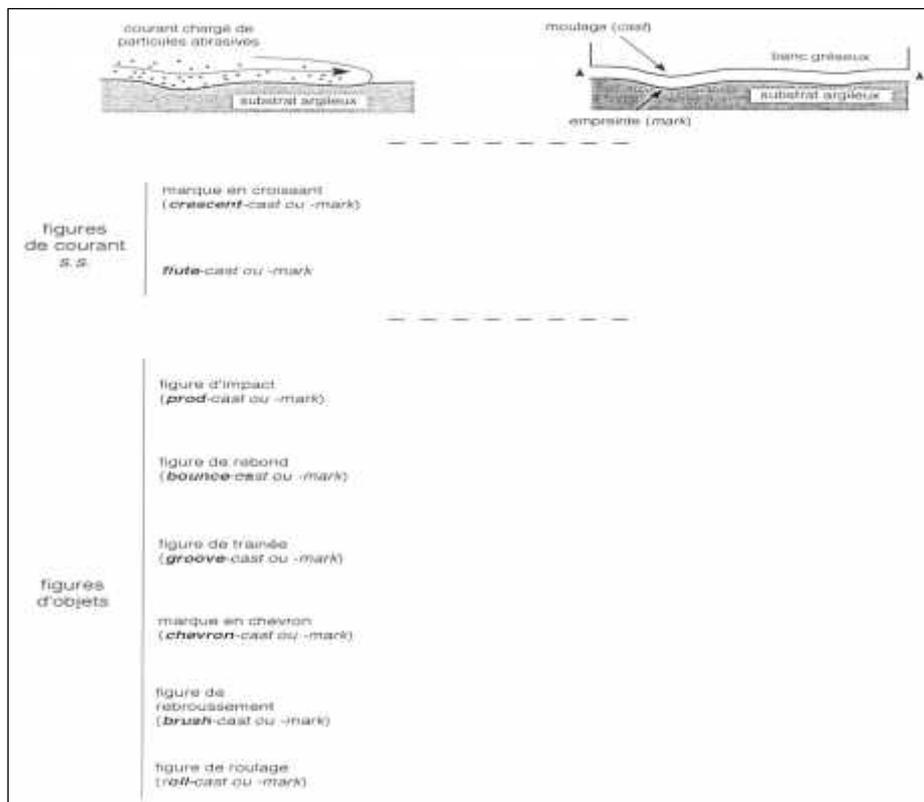


Figure.37- Les figures de courant en semelle de banc



Figure 38 : Flutes castes dans un grès fin

- **les figures en croissant** (crescent mark) dont la dimension dépend de la taille et de la forme de l'obstacle présent sur le fond. L'obstacle produit une déflexion des lignes de courant et il en résulte un affouillement à l'amont de l'obstacle et un dépôt à l'aval. La forme de la figure est contrôlée par la répartition des lignes de courant autour de l'obstacle.

Utilisation pratique. La convexité de la figure est à l'amont.



Figure 39 : Figure en croissant formée autour d'un fragment de tourbe.

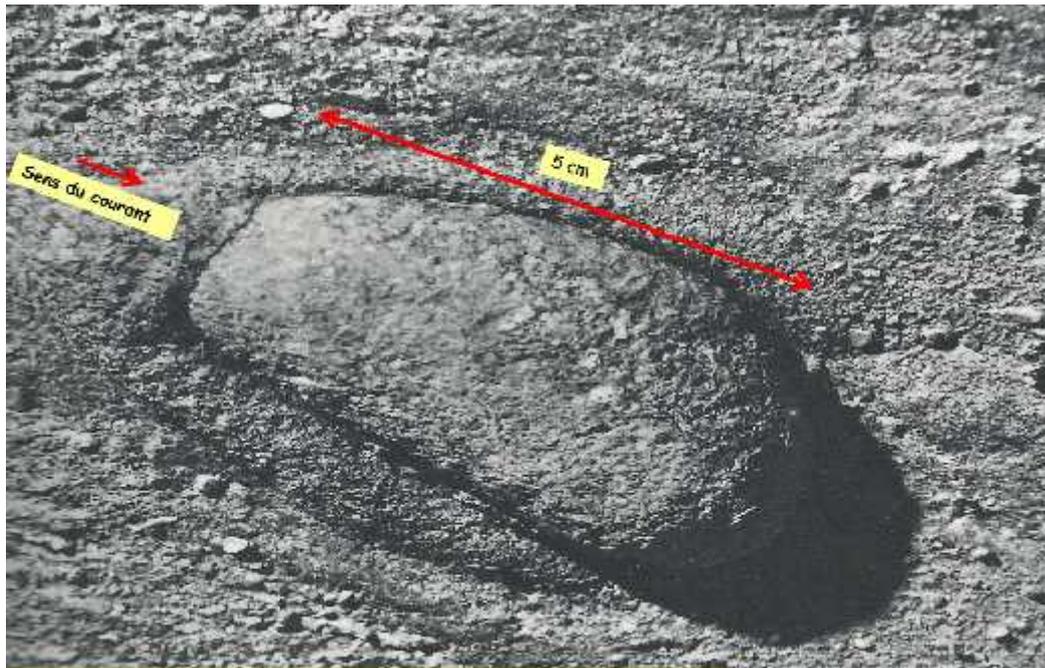


Figure 40 : figures sédimentaires laissées par les courants de turbidité. Galet ovoïde formant un obstacle. Les bourrelets latéraux se développent à partir des zones d'affouillement amont.

- les **marques de ruissellement (rills marks)** sont des marques d'affouillement finement ramifiées dont les rameaux divergent vers l'aval et s'étendent sur quelques décimètres de long. Ces figures sont créées par des courants de retrait de la mer sur les plages sableuses ou par des eaux de ruissellement des dépôts fins.

Fréquence : assez courantes sur les plages dans la zone de balancement des marées. Relativement rares dans les formations anciennes, associés quelques fois aux turbidites.



Figure 41 : Marque de ruissellement à la surface de la plage

- **les chenaux d'érosion.** Ils sont creusés par l'action d'un écoulement d'eau sur une surface meuble. La taille des chenaux d'érosion va des petites formes de quelques centimètres de section jusqu'aux chenaux décamétriques des rivières et des marées.

b. Les empreintes laissées par les objets (tool marks) : figure 42, 43, 44, 45

Les figures d'objets en déplacement sont créées par les impacts, sur un substrat meuble, d'objets durs transportés par un courant. Les caractéristiques de ces figures dépendent surtout de la forme et de la taille des objets, de leur mode de transport (traction, roulement, saltation) et de la nature du substrat.

- **les figures de traction ou cannelures** (groove mark) ont la forme des rainures rectilignes pouvant atteindre quelques mètres de longueur et quelques centimètres de large. Elles sont produites par des objets soit roulés soit traînés sur le fond.. L'allongement des rainures est parallèle au courant mais n'en donne pas le sens du fait de la symétrie de la structure. Les striations (cannelures) pourraient le produit d'un dragage du fond par des fragments (bois, petits graviers, galets mous) transportés à vitesse relativement constante par le courant.



Figure 42 : Tool marks et groove marks dans un grès fin. Flysch éocène, Kotli, Istrie (Croatie)

Utilisation pratique. L'allongement des groupements de rainures est parallèle à la direction du courant mais n'en donne pas le sens.

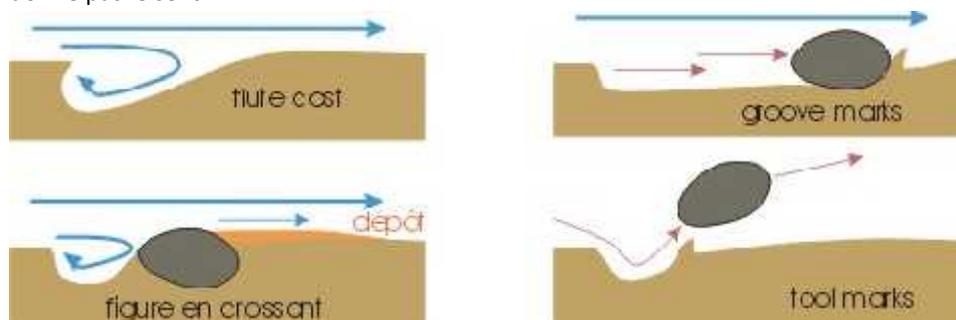


Figure 43 : Différents types d'érosion à la base des bancs.

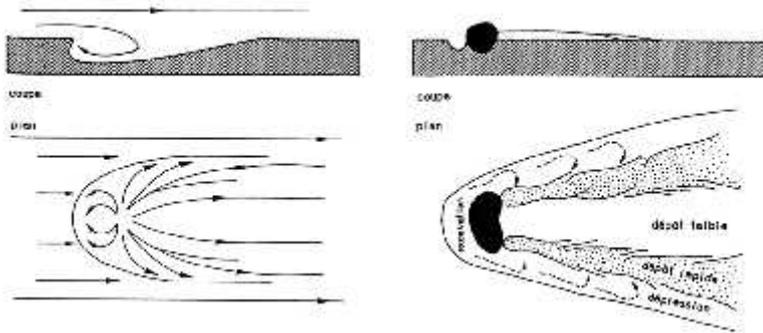


Figure 44 : Figures d'érosion (d'après Reineck et Shing, 1975)

A : mode de formation des flutes (flute mark)

B : figure en croissant (Crescent mark)

- les figures d'impact (**figure 45**). Leur forme dépend de l'angle de choc de l'objet par rapport à la surface du substratum. Les figures en coin (prod mark) ont un profil asymétrique avec une dépression avale plus marquée que celle amont. Lors du transport par saltation, l'objet heurte le fond avec un angle d'incidence élevé et peut rester fixé dans le sédiment ou, après un court moment, être à nouveau emporté par le courant. Cette forme asymétrique donne le sens du courant.

Utilisation pratique. Ce type de trace permet de reconnaître la direction du courant et parfois son sens.

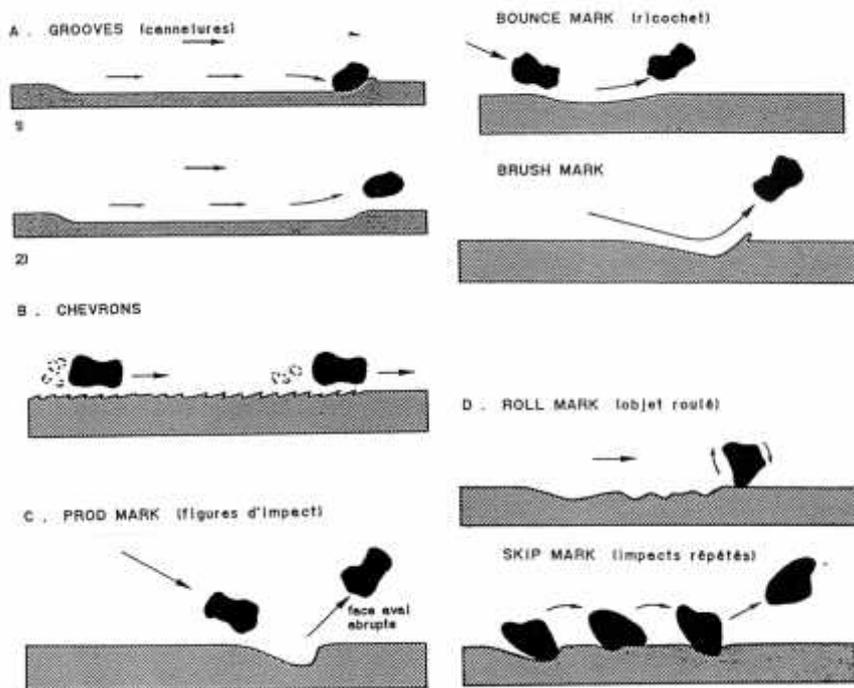


Figure 45 : Figures laissées par des objets (d'après Reineck et Shing, 1975)

A : traces de traînées : les cannelures (grooves) : donnent la direction du courant lorsque l'objet est immobilisé en fin de trajectoire.

B : traces d'objet frôlant le fond (chevron)

C : morphologie des traces laissées par des chocs en fonction de l'angle d'impact décroissant : effet de coin (prod), de rebond (bounce), de brosse (brush)

D : traces de roulement (roll) ou de saut (skip).

IV. LES STRUCTURES DE DEFORMATION PRODUITES LORS DU DEPOT

Il s'agit de déformation résultant de phénomènes sédimentaires affectant des dépôts non encore consolidés (**Figures 46, et 47**).

Ces déformations se produisent au moment du dépôt ou peu de temps après, mais de toute façon avant la consolidation du sédiment. Très souvent ce type de déformation est localisé : extension latérale limitée et déformation restreinte à un seul banc. On distingue deux types de déformation :

- **les structures slumpées ou slide mark** des auteurs anglo-saxons : ce sont des déplacements latéraux d'un dépôt sous l'effet des forces de gravité en milieu sous-aquatique ; on les groupe sous le nom de **structures de glissement** ;

Ces structures sont souvent associées à des milieux à vitesse de sédimentation importante ou à des zones favorisant les instabilités (pente, activité sismique, etc.). Actuellement on suspecte un mécanisme supplémentaire : la remontée des gaz activée par la chute de pression hydrostatique associés aux chutes du niveau marin. Ceci expliquerait la fréquence des coulées gravitaires dans les cortèges de bas niveau (voir cours de Stratigraphie séquentielle, STU /S4).

- **structure de tassement, loaded marks** des auteurs anglo-saxons : dues à des déplacements verticaux résultant d'un dépôt sus-jacent (**figure 46**).

- **les figures de charge (figure 47 et 48)**. Ces figures forment des empreintes de base de banc bien préservées dans les niveaux sableux surmontant des horizons argileux. Elles correspondent aux effets de la superposition de deux couches de plasticité différentes : tantôt, la couche supérieure, moins plastique, s'enfonce dans le niveau inférieur plus hydroplastique ou inversement, la couche inférieure pénètre dans la couche sus-jacente. Ces figures sont relativement arrondies, en forme de langue et de taille qui varie de quelques millimètres à plusieurs dizaines de cm.



Figure 46 : Structures en flammes dans une couche de sable fin entre deux niveaux de sable grossier

- **les volcans de boue et de sable (figure 49)**. Ces structures, de forme comparable à des volcans plus ou moins circulaires, peuvent atteindre plusieurs mètres de diamètre. Ces formes sont directement associées à l'expulsion de l'eau contenue dans le sédiment à la suite d'une sédimentation rapide.

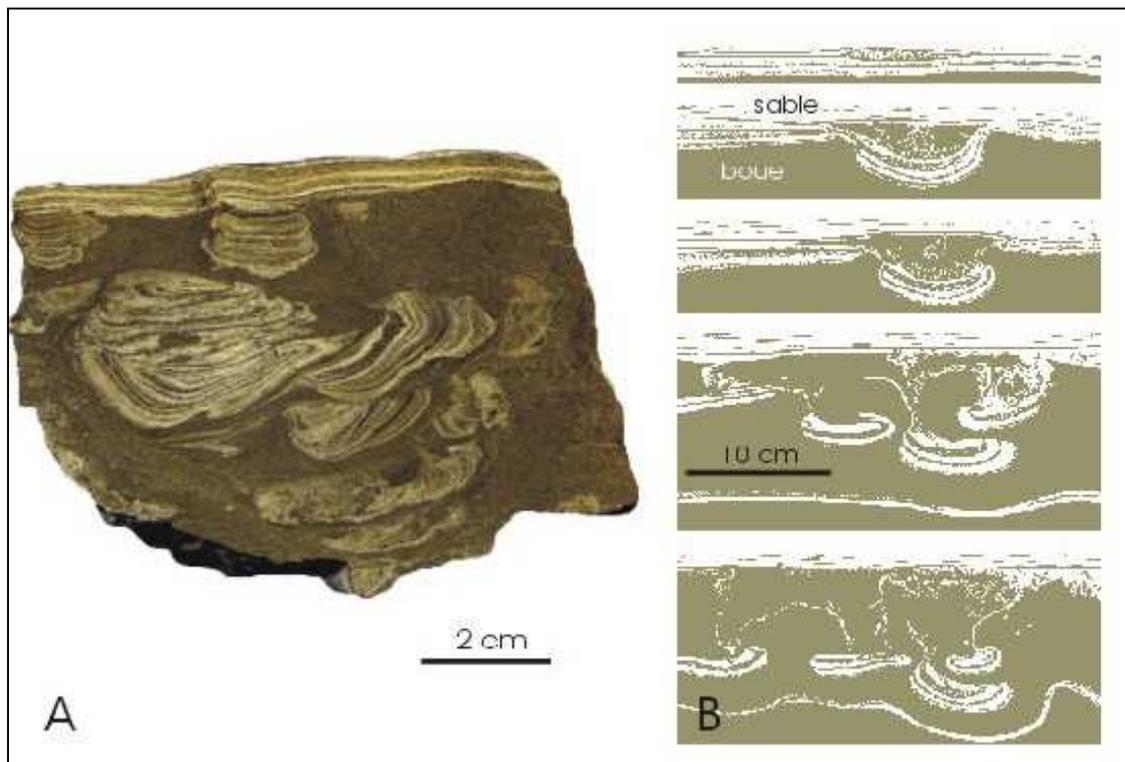


Figure 47 A : figures de charge formées par du grès dans une siltite;
 B : développement expérimental de figures de charge à l'interface d'une couche sableuse (claire) et argileuse (sombre)



Figure 48 : Niveau de déformation hydroplastique .Flysch numidien : Tunisie septentrionale



Figure 49 : Volcan de boue. Remarquer les lobes de boue et la cheminée centrale

- **les structures en traversins (ball and pillow)**. Ces structures de forme allongée, à la face inférieure légèrement convexe, donnent un aspect noduleux et ondulé à la base du banc sableux dont elles sont issues. Ces structures peuvent même se désolidariser du niveau sableux et flotter dans l'ensemble boueux.



Figure 50 : Pseudonodules (la flèche indique le plus représentatif) dans les grès fameniens de la Formation de Montfort à Arbre.

- **les convolutes (figure 51)**. Ce sont des laminations primaires formant des plis et replis l'intérieur d'une unité de sédimentation. Les convolutes issues de la liquéfaction des sédiments qui est initiée par divers phénomènes tels que charge différentielle, chocs, surpression. Longtemps considérées comme figures caractéristiques des dépôts turbiditiques, elles peuvent être en fait être généralement abondantes dans les milieux intertidaux et les environnements fluviaux.

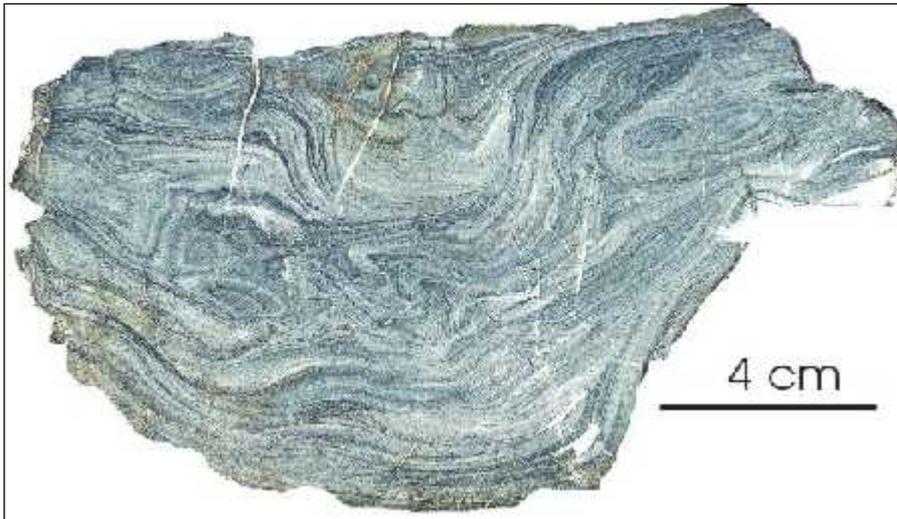


Figure 51 : Convolute bedding dans un grès salmien du Massif de Stavelot.

- les injections clastiques (neptunian dykes and sills : **figure 52**). Ces corps sédimentaires recoupent suivant des angles variés les formations sédimentaires et ressemblent à des filons. On reconnaît deux modes d'injection des filons dans une formation : soit depuis la base *per ascensum*, sous l'effet de surpression nées du poids des sédiments, des gaz accumulés ou de la pression hydrostatique, soit depuis la surface *per descensum* , sous l'effet de la gravité s'ils remplissent des fissures ouvertes, ou sous l'effet de surpression hydraulique lorsqu'ils remplissent des fractures fermées.



Figure 52 : Filons gréseux découpant un puissant niveau argileux. Flysch Numidien : Tunisie septentrionale.

V. LES TRACES D'ACTIVITES ORGANIQUES

L'activité des organismes produit également une perturbation dans l'organisation des sédiments (**figures 53, 54, 55, 56 et 57**). Les laminations sont déformées, interrompues, perturbées. Des structures biogéniques sont édifiées ou des dessins sans formes particulières sont laissés par des bioturbations. L'abondance de ces traces d'activité organique dans certaines couches a attiré l'attention de nombreux géologues et biologistes. La terminologie a bénéficié des travaux sur la biologie des faunes actuelles. Parmi ces activités organiques on peut distinguer :

1. les traces de repos et de déplacement d'habitat.

Sur le substratum, elles peuvent être très variées. On distingue :

- **les traces de repos**, produites par des animaux qui ne se reposent que pour un moment (étoile de mer sur le fond sous-marin, oiseau sur une plage) (**figure 53**).

- **les traces de reptation** (**figure 54, 55**). correspondant à un déplacement effectif. Dans le sédiment, on observe surtout des terriers le plus souvent caractéristiques de l'animal. Le rôle premier du terrier est de protéger les animaux d'éventuels prédateurs, mais certains d'entre eux n'ont en fait qu'un but alimentaire. Les terriers creusés dans les sédiments meubles possèdent des formes simples linéaires, bifurquées ou en **U**.

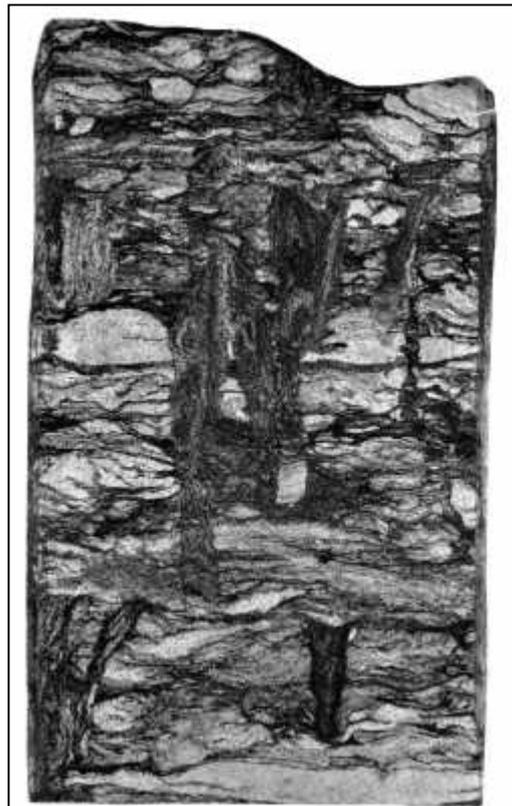


Figure 53 : traces d'activité organique dans un grès fin à bioturbation



Figure 54 : traces d'activité organique

A : terriers en U avec figures en ménisques; Formation de Montfort, à Arbre.

B: terriers de limnivores ; grès famenniens de la

2. Les traces de logement ou terriers (figures 53 et 54 et 55).

En général, les terriers sont disposés plus ou moins perpendiculairement par rapport à la surface du sédiment



Figure 55 : terriers de vers indéterminés à la base d'un banc.

3. les traces de nutrition (pacage)

Les traces de pacage sont le résultat de la quête de nourriture à la surface des sédiments (en général, une mince pellicule de matière organique). Ce type de trace est fréquent dans les dépôts relativement profonds (flyschs) (Fig. 27a et 27b).

A l'intérieur du sédiment, les animaux sont généralement carnivores. Certains organismes vivent dans le sédiment et captent leur nourriture à l'aide de siphons, plus ou moins développés suivant que l'animal se nourrit à l'interface eau-sédiment ou dans le sédiment.

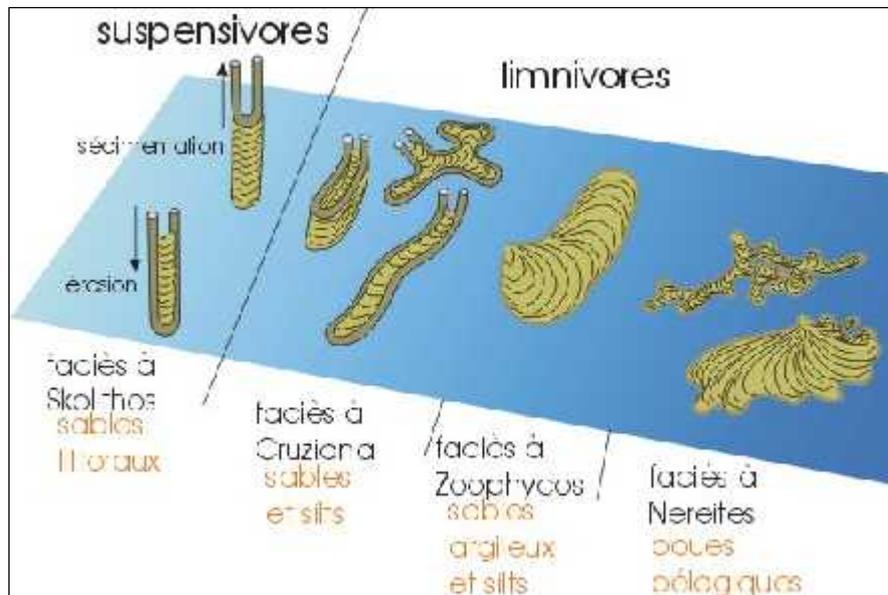


Figure 56 : morphologie des terriers en fonction de la bathymétrie

4. Les restes de digestion

Les excréments constituent une part non négligeable du sédiment et l'on distingue souvent les coprolithes qui sont des excréments de large taille produits par les vertébrés et les pellets qui sont aussi des excréments mais produits par les invertébrés.

5. Intérêt des traces fossiles dans la reconstitution de l'environnement (figure 57).

A partir des traces fossiles, divers essais de caractérisation paléocéologiques et bathymétriques ont été menés. On retiendra la corrélation entre la bathymétrie et la forme des terriers. Cette relation correspond au fait au mode d'alimentation.

- **A faible profondeur**, les terriers sont verticaux et les animaux puisent leur nourriture dans le matériel en suspension dans les eaux agitées.

- **Lorsque la tranche d'eau s'accroît**, le volume du matériel en suspension diminue dans ces eaux plus calmes et les terriers sont horizontaux car ils sont tracés par des organismes qui prennent leur nourriture dans le sédiment.

La densité des bioturbation dépend de l'oxygène disponible, des nutriments présents et des conditions de sédimentation. La présence de courant ou d'agitation favorise l'oxygénation de la tranche d'eau et le développement de l'activité biologique. Au contraire une sédimentation trop rapide ou une érosion développée rendront le milieu moins favorable au développement des bioturbations. La présence de terriers fréquents mais bien reconnaissables correspond à une intensité moyenne de perturbation. Une activité plus forte des organismes fousseurs aboutit à un sédiment grumeleux dans lequel les traces individuelles ne sont plus reconnaissables.

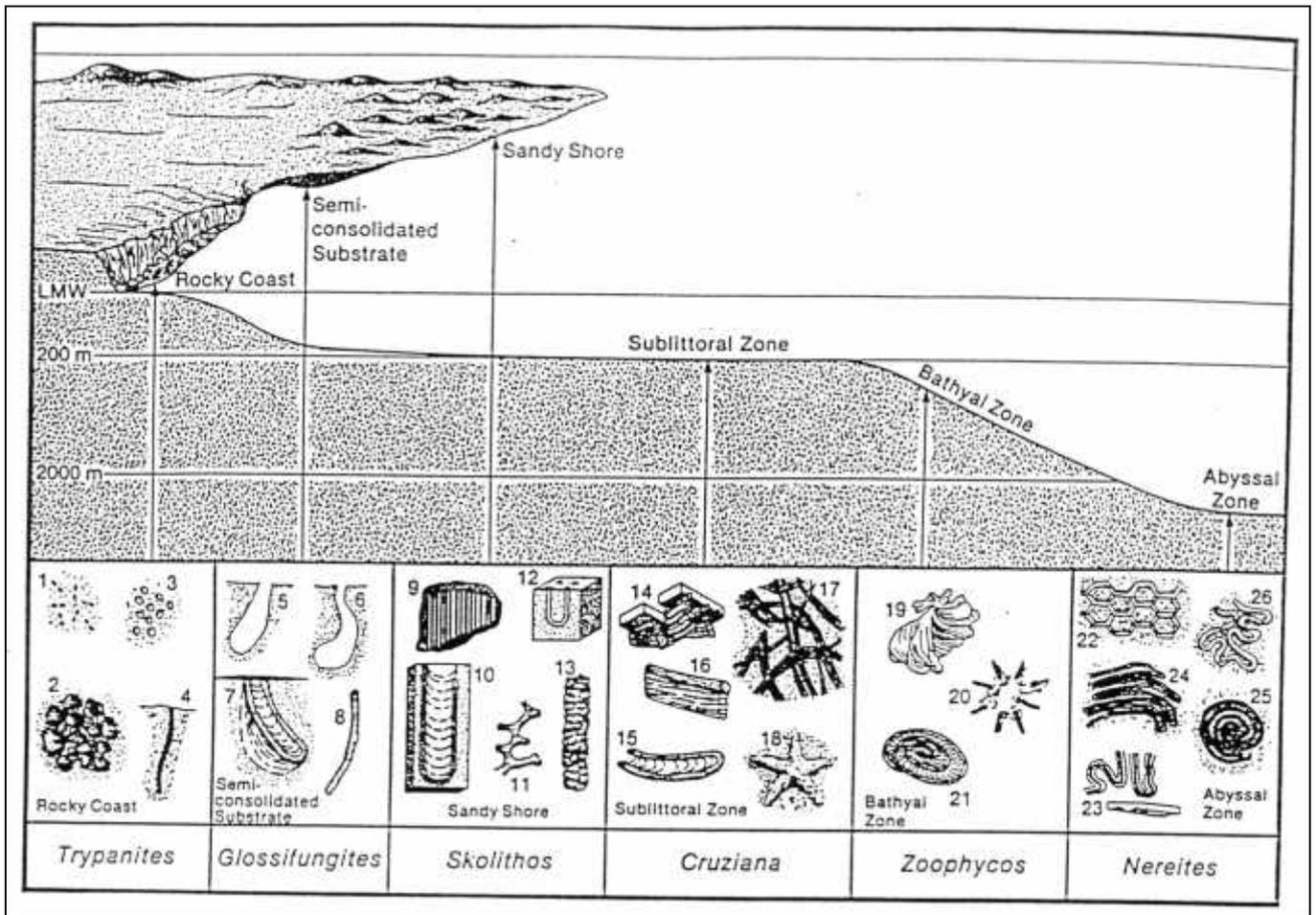


Fig.57 : Zonation bathymétrique et environnementale des traces fossiles

VI. AUTRES FIGURES SEDIMENTAIRES

1. Figures dues à des dégagements gazeux (figure 58)

Il existe à l'intérieur des sédiments, des gaz de diverses natures : air, O₂, N, CH₄, SO₂, H₂S. Certains peuvent être emprisonnés au moment du dépôt, comme l'air, O₂, CO₂. D'autres sont introduits tardivement à l'état dissous, par les eaux sous-terraines ; d'autres enfin résultent des réactions biochimiques ou chimiques produites pendant la diagenèse, avant et pendant la consolidation de la roche.

a. Les keystone vugs

Ce sont des cavités formées par l'air dans le sable des plages. Elles peuvent avoir plusieurs tailles. La taille la plus petite a une dimension légèrement plus grande que les diamètres des grains qui les entourent. Le sédiment est particulièrement rempli par de l'air, des bulles d'air sont piégées si l'avancée des vagues sur la plage est plus rapide que la fuite de l'air.

b. Les birds-eyes

Les vases carbonatées déposées dans la zone intertidale et supratidale contiennent souvent de nombreuses cavités de plusieurs millimètres de diamètre associées parfois à des lamines algaires. Ces structures oeillées souvent disposées en couches plus ou moins régulières proviennent généralement des bulles de gaz libérées lors de la décomposition de la matière organique.

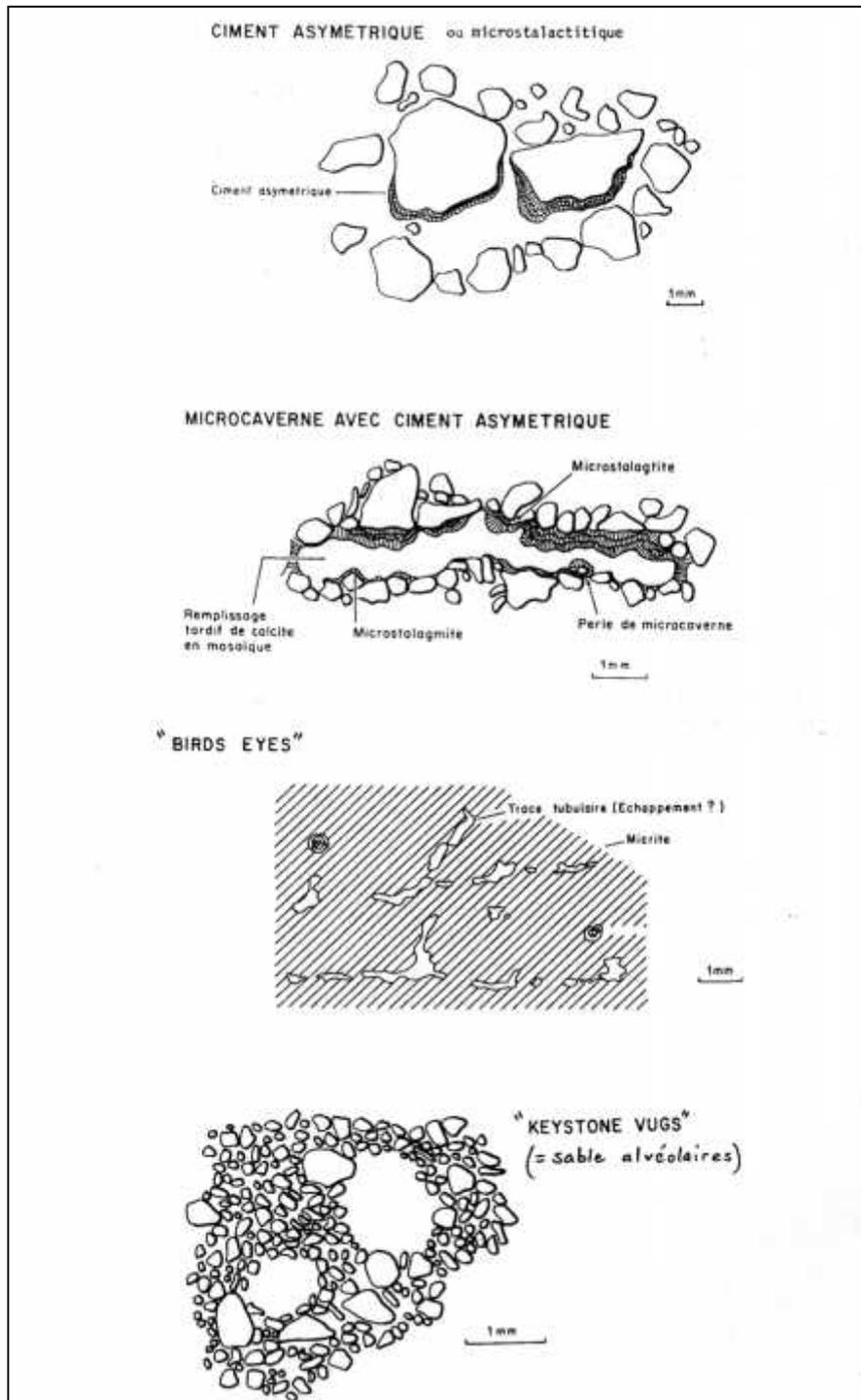


Figure 58 : Figures dues à des dégagements gazeux

2. Figures et traces d'origine climatique (*figure 59*)

- **Les fentes de dessiccation** sont de figures formées par un réseau de fentes dont les multiples intersections dessinant un réseau polygonal irrégulier à la surface des lutites argilo-sableuses desséchées. Ces polygones correspondent à des décollements liés à la rétraction de la vase (sédiment) ou du tapis algair de la zone intertidale suite à une émergence suivie d'un assèchement.

Leur présence dans une roche témoigne du séjour du sédiment d'une manière intermittente à l'air libre suite à une exondation. Ces figures sont caractéristiques des environnements intertidaux et supratidaux. On les trouve également associés aux sédiments lacustres.

Les mud-cracks sont des indicateurs de polarité de strates et d'environnement aérien ou subaérien,. Ils sont toujours localisés à la surface des bancs et se rencontrent principalement dans les dépôts marins côtiers : côtes vaseuses, plates et basses, submergées par intermittence, bordures de deltas et estuaires, lagunes, zone supratidale. Ils sont pratiquement absents de la zone des marées (tidal flats) vu que l'intervalle entre deux marées est trop court pour permettre une dessiccation complète.

On les rencontre également dans les dépôts continentaux : vasière, marécage, bordure de lac, dépressions et plaines inondables par intermittence, assèchement saisonnier des sebkhas et oueds dans les régions arides.

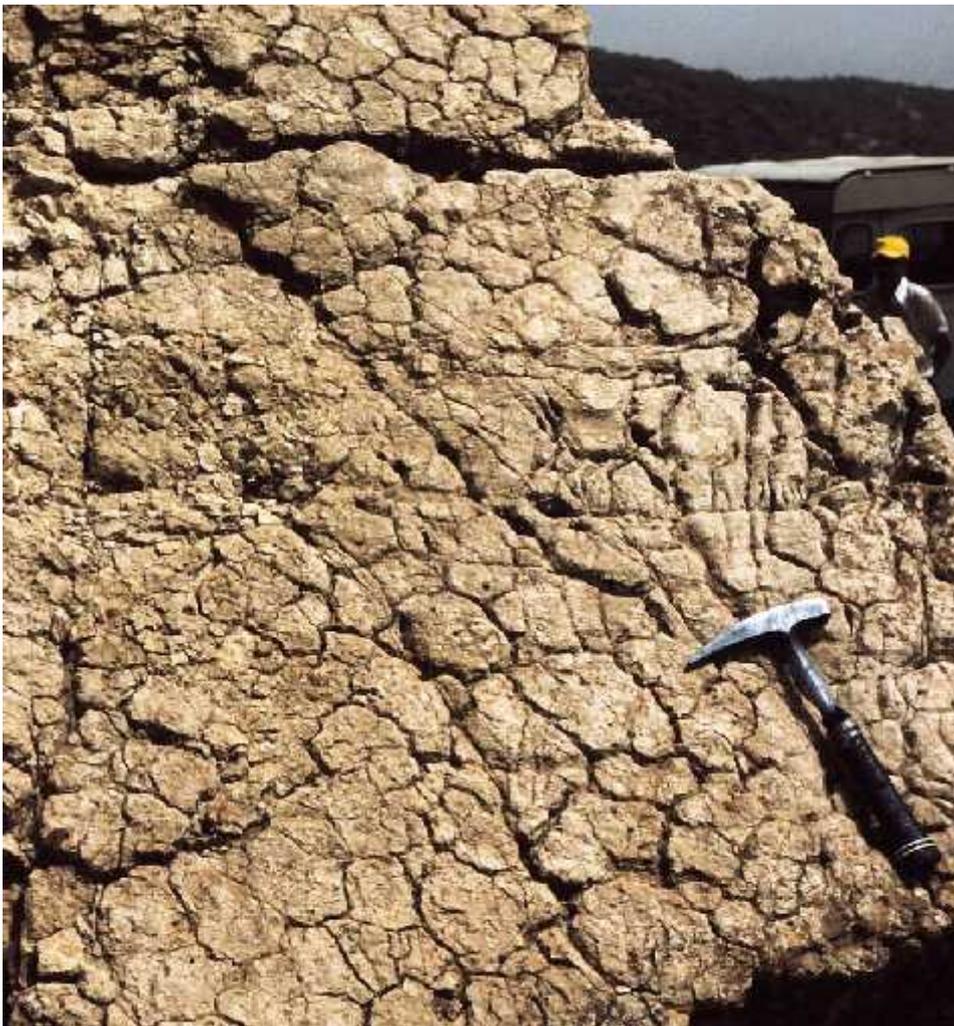


Figure 59 : traces d'origine climatique : figures de dessiccation

3. Structures d'origine diagénétique (*figure 60 et 61*)

Les structures diagénétiques résultent de réarrangements géochimiques des dépôts qui peuvent se produire peu après leur enfouissement ou plus tardivement.

Les unes constituent des volumes généralement plus ou moins arrondis ou elliptiques, pleins ou creux, orientées par rapport aux plans de stratification ; ce sont les concrétions au sens large.

Les concrétions correspondent à des corps sédimentaires (souvent subsphériques) de petite taille, centimétriques à métriques, qui se différencient du sédiment encaissant par leur composition, leur structure, leur teinte.

a- Les Concrétions au sens large peuvent être réparties au moins en trois types :

1. formes irrégulières sans structure minérale interne particulière : **nodules** ;
2. formes subsphériques formées de minéraux fibreux disposés en rosettes : **sphérules**
3. forme en géode ou **septaria (*figure 60*)** qui se distinguent des concrétions par la présence d'une cavité, partiellement ou totalement remplie.

Le fait que certains nodules soient traversés par les plans de stratification du dépôt, démontre qu'ils se sont formés postérieurement à ce dépôt

Les septarias sont des concrétions caractérisées par des cassures rayonnantes et concentriques. Il en résulte un système de craquelures polygonales. Ce sont des corps impurs, argilo-carbonatés qui se développent dans les marnes.

L'origine des septaria serait due soit à l'extrusion de l'eau interstitielle et la rétraction du noyau de la concrétion lors de la cristallisation soit à un gel alumineux dont le durcissement se ferait de l'extérieur vers l'intérieur.

b- Structures diagénétiques particulières

- Les stylolites (*figure 61*)

Il s'agit de structures zigzagantes, dentelées soulignées par un mince enduit sombre insoluble qui correspond aux éléments traces de la roche encaissante. Dans les roches calcaires c'est l'argile, le fer ; dans les sables, la matière carbonneuse.

Les stylolites peuvent être parallèles, obliques ou perpendiculaires au litage ; ils pénètrent des fossiles ou des oolithes, recourent des veines. Très fréquent dans les calcaires, fréquent aussi dans les grès, rares dans les schistes.

Ils sont engendrés par une pression (lithostatitique ou due à une contrainte tectonique). La mise en solution dans les joints est compensée par une précipitation dans les points de basse pression de la roche.

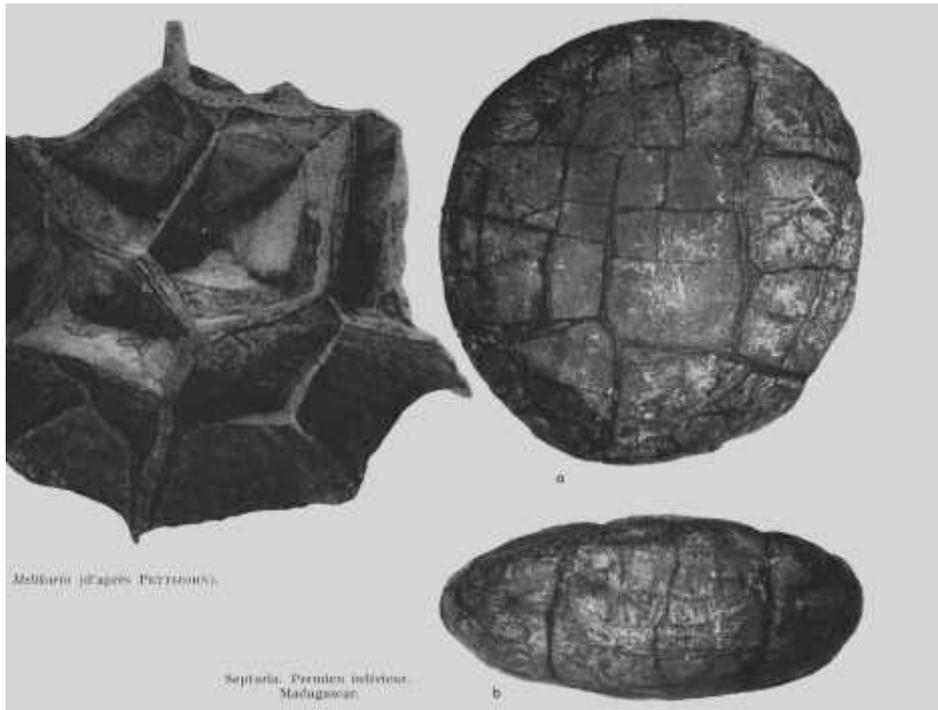


Figure 60 : figures de diagenèse : Septaria

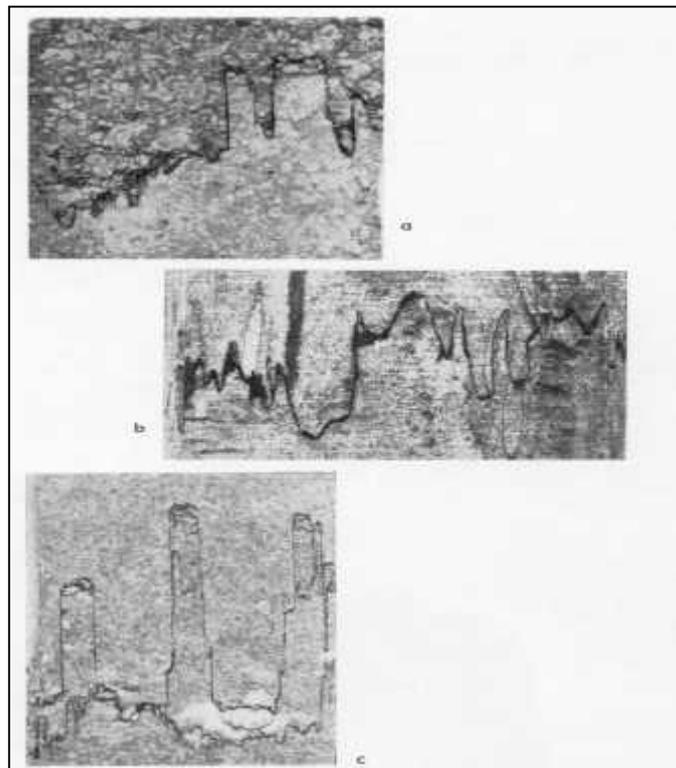


Figure 61 : figures de diagenèse (différentes formes de stylolithes)

CHAPITRE III : LES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT

LES PLATES FORMES

La plate forme continentale, dite aussi plateau continental, est un replat marin à pente faible compris entre le littoral et le talus continental qui prolonge vers des profondeurs voisines de 200m. Sa largeur peut osciller de quelque km à plus de 1000 km. Son modelé, hérité, de formes terrestres immergées, est soumis à l'accumulation sédimentaire. Les plates formes sont formées dans un milieu marin caractérisé par son étendue et par son eau salée. La distance au continent et la profondeur de l'eau permettent de définir plusieurs zones caractérisées par leurs hydrodynamismes et leur sédimentation. L'analyse des séries sédimentaire marines anciennes montre toujours la succession de sédiments fins chimiques et de dépôts détritiques.

La plate forme reçoit des accumulations qui comprennent deux types de sédimentation qui ont venu à partir des embouchures des fleuves et ceux qui sont rejeté à la côte à partir du plateau continental. Ces derniers comprennent des éléments détritiques et des éléments carbonatés.

Le plateau continental demeure un environnement favorable à une sédimentation carbonatée biogénique et détritique. Cette sédimentation, très dépendante des conditions du milieu, est à l'origine d'une grande diversité de faciès dont l'analyse permet une reconstitution des environnements et des conditions de dépôts pour les séries anciennes. Les plates formes peuvent être soit carbonatées soit détritiques :

I. La plate-forme carbonatée

On distingue trois principaux types de plates formes carbonatées :

- La rampe carbonatée
- La plate forme sensu stricto
- Les tidal-flats

I.1. La rampe carbonatée (*figure 62*)

a. Définition

La rampe carbonatée est caractérisée par une pente régulière déclinant progressivement vers le bassin sans rupture de pente ni talus. Les rampes carbonatées se rencontrent en eaux tempérés à froides depuis la limite de la zone tropicale jusqu'aux latitudes polaires. La production carbonatée est surtout assurée par des organismes phototrophes (*figure2*).

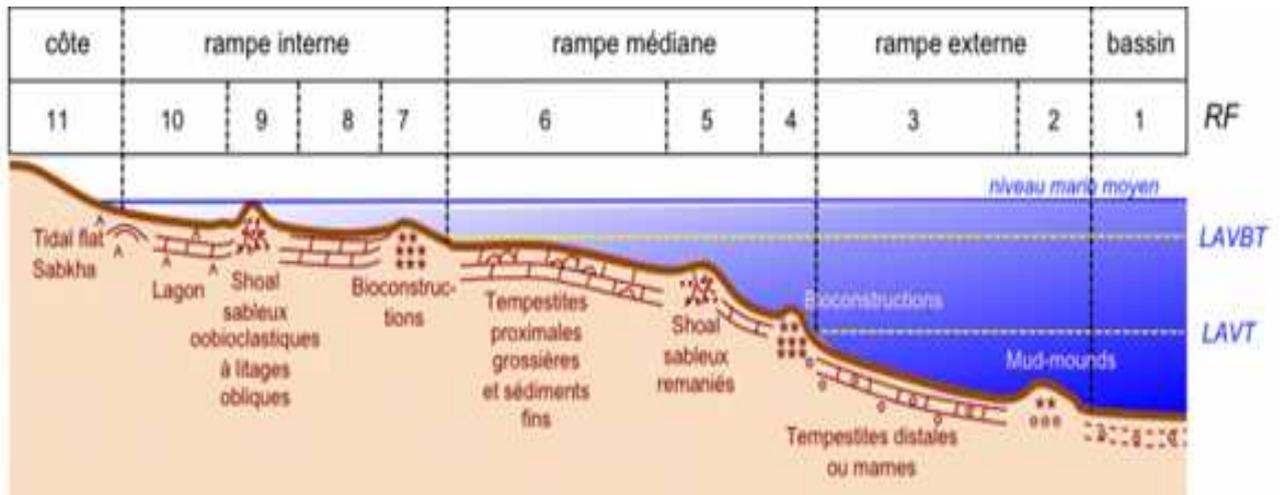


Figure 62 : modèle de rampe carbonatée et répartition de faciès selon WILSON

LAVBT : limite d'action de vague de beau temps

LAVT : limite d'action de vague de tempêtes

b. Sédimentation

- **la rampe interne** : est la zone limitée par la ligne de rivage et la limite d'action de vagues de beau temps. Cette zone est dominée par des bancs sableux oobioclastiques ou des récifs barrières et entre lesquels se forment des dépôts de **shorface**. En arrière des shoals ou des récifs, dans des environnements peu profonds, se mettent en place des dépôts de lagons ou de plage (Beach rock) grainstone / packstone à stratification plane pouvant évoluer en dunes éoliennes. En milieu abrité (lagon), des mudstones et wackestones à peloïdes. Les bioconstructions correspondent à des récifs de type biostrome ou patch-reef à faune peu diversifiée. Les sédiments caractéristiques correspondent à des bancs calcaires sableux formés en milieu agité, avec prédominance des oolites et différents types de grains squelettiques (foraminifères benthiques, algues calcaires, mollusques, entroques). Les tempêtes peuvent également être à l'origine de la formation de coraux, rudistes ou huîtres.

- **la rampe médiane** : elle est située entre la limite d'action des vagues de beau temps et celle des vagues de tempêtes. Sa profondeur est de quelques dizaines de mètres. Les sédiments sont souvent remaniés par les tempêtes et conservent les traces de ces événements (brèches et intraclastes, packstone granoclassés, ...). Les bancs sableux (= **shoals**) oolitiques et bioclastiques à stratifications entrecroisées sont courants. En dehors des épisodes de tempêtes, l'hydrodynamisme est peu élevé et favorable à une sédimentation fine constituée de boue calcaire ou terrigène à l'origine de calcaires micritiques ou de marnes. Les bioconstructions montrent une communauté bien diversifiée: éponges, bryozoaires, coraux, échinodermes, algues rouges...

- **la rampe externe** : correspond à la zone située sous la limite d'action des vagues de tempêtes. Sa profondeur peut varier de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres. Cette zone se caractérise par un dépôt lité avec un faible hydrodynamisme avec des calcaires fins mêlés à des apports terrigènes. Les roches carbonatées montrent une texture mudstone ou wackestone et alternent avec des niveaux marneux ou argileux. Cette sédimentation peut être interrompue par des intercalations de tempestite (minces niveaux grossiers granoclassés). La faune comprend majoritairement des organismes benthiques (foraminifères, éponges, bryozoaires, brachiopodes, mollusques et échinodermes) auxquels peuvent être associées quelques formes planctoniques. Les bioconstructions à éponges et micro-organismes forment des mud-mounds (= monticules micritiques).

La sédimentation pélagique (boues à organismes planctoniques) marque l'entrée dans l'environnement de bassin.

1.2. La plate forme carbonatée sensu stricto (figure 63)

C'est une plate forme caractérisée par une bordure marquée par une rupture de pente. Cette plate forme peut ou non posséder une barrière récifale. Les plates formes carbonatées sont caractéristiques des zones polaires à sub tropicales abritant des eaux chaudes ; la production carbonatée est principalement le fait d'organismes phototrophes.

L'action différentielle de certains facteurs sur les plates-formes carbonatées permet de définir trois sous-environnements. Ces facteurs particuliers sont la *morphologie*, l'*hydrodynamisme*, le *climat*, le *chimisme* (salinité, oxygénation) et la pénétration de la *lumière*. Les multiples possibilités de variation de ces facteurs expliquent la diversité des plates-formes carbonatées (figure 64).

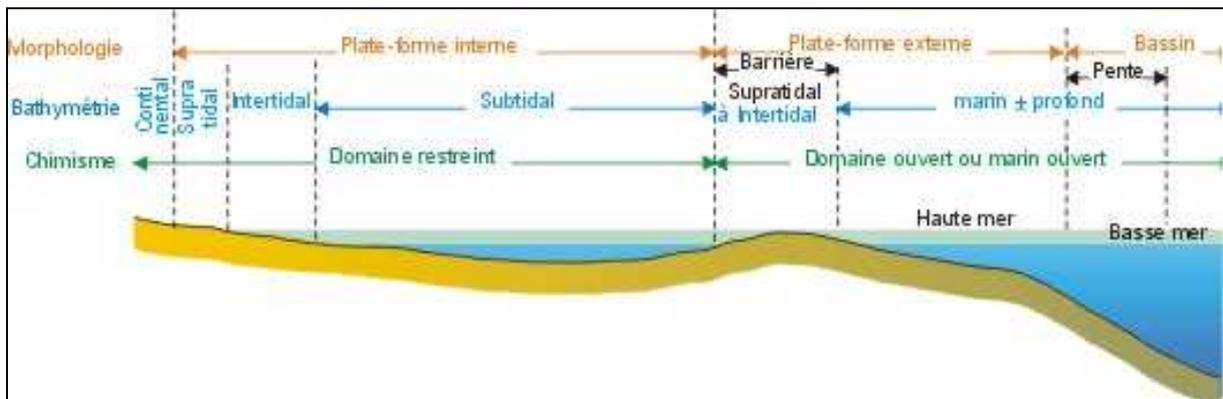


Figure 63 : schéma présentant la plate forme sensu stricto

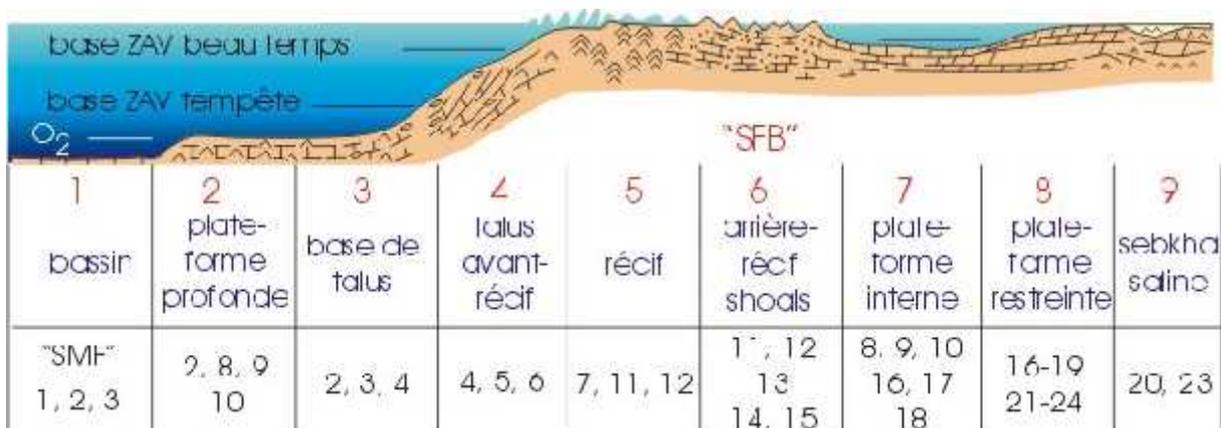


Figure 64 : schéma présentant la plate forme sensu stricto et faciès associés

- SMF1: spiculite: mudstones ou wackestones argileux sombres, riches en matière organique et/ou spicules d'éponges. SFB1, bassin.
- SMF2: packstones microbioclastiques: grainstones et packstones à très petits bioclastes et péloïdes. SFB1, SFB2, SFB3.
- SMF3: mudstones et wackestones à organismes pélagiques (exemple: globigérines, certains lamellibranches, etc.). SFB1, SFB3.
- SMF4: microbrèche ou packstones à lithoclastes et bioclastes: mono- ou polymictique; peut inclure également du quartz ou chert. SFB3, SFB4, avant-talus.
- SMF5: grainstones/packstones ou floatstones à éléments récifaux; géopètes et structures d'ombrelle dûs à l'infiltration de sédiments fins. SFB4, flanc récifal.

- SMF6: rudstones à éléments récifaux; gros fragments de constructeurs, peu de matrice. SFB4, talus d'avant-récif.
- SMF7: boundstone: organismes constructeurs en position de vie. SFB5, environnement de haute énergie, récif.
- SMF8: wackestones et floatstones avec fossiles bien conservés, quelques bioclastes. SFB2, SFB7, plate-forme ou lagon ouvert, sous la zone d'action des vagues.
- SMF9: wackestones bioclastiques bioturbés; les bioclastes peuvent être micritisés. SFB2, SFB7, plate-forme ouverte peu profonde, près de la zone d'action des vagues.
- SMF10: packstones/wackestones avec bioclastes dégradés et encroûtés. SFB2, SFB7, grains provenant d'environnements à forte agitation, déposés en milieu calme.
- SMF11: grainstones à bioclastes encroûtés. SFB5, SFB6, corps sableux dans la zone d'action des vagues, éventuellement en bordure de plate-forme.
- SMF12: grainstones/packstones/rudstones bioclastiques, avec prédominance de certains types d'organismes (crinoïdes, bivalves, dasycladales,...). SFB5, SFB6, bordure de plate-forme.
- SMF13: grainstones à oncoïdes et bioclastes. SFB6, agitation assez importante, profondeur très faible.
- SMF14: "lags": grains dégradés et encroûtés, localement mélangés à des oolithes et des péloïdes, voire des lithoclastes; phosphates, oxydes de fer. SFB6, accumulation lente de matériaux grossiers dans des zones agitées.
- SMF15: grainstones à oolithes, à stratification entrecroisée. SFB 6, bancs, dunes, cordons oolithiques en milieu agité.
- SMF16: grainstones à péloïdes, souvent mélangés à quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères,...). SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.
- SMF17: "grapestone": grainstones à grains agrégés (lumps, bahamite), quelques péloïdes, et grains encroûtés. SFB7, SFB8, plate-forme à circulation restreinte, "tidal flats".
- SMF18: grainstones à foraminifères ou dasycladales. SFB7, SFB8, cordons littoraux, chenaux lagunaires.
- SMF19: lofélite: mudstones/wackestones laminaires à péloïdes et fenestrae, passant à des grainstones à péloïdes; ostracodes, quelques foraminifères, gastéropodes et algues. SFB8, mares et lagons à circulation restreinte.
- SMF20 & 21: mudstones à stromatolithes. SFB8, SFB9, mares intertidales.
- SMF22: wackestones à oncoïdes. SFB8, environnement calme, souvent en arrière-récif.
- SMF23: mudstones homogènes, non fossilifères; évaporites possibles. SFB8, SFB9, mares hypersalines.
- SMF24: packstones/wackestones à lithoclastes de micrite non fossilifère. SFB8, "lag deposit" de fond de chenaux tidaux.

a. La plate forme interne

- **La zone supratidale : (ou supralittorale)** est la zone des embruns située au-dessus de la limite supérieure des marées (limite de haute mer). Cette zone n'est envahie par la mer qu'à l'occasion des marées de vives eaux ou des tempêtes. Selon le climat, dans cette zone se développent des marais côtiers à salinité variable :

En climat aride ou semi-aride, des évaporites peuvent se former dans des marais sursalés appelés sebkhas. La rencontre d'eaux douces d'origine continentale et d'eaux salées d'origine marine fait également de la zone supratidale, un milieu favorable à la diagénèse précoce. L'extension horizontale de cette zone dépend du relief et de la déclivité de la côte : cet espace correspond à **l'arrière-plage** ou **backshore** des anglo-saxons.

En zone tropicale, le développement important de la végétation surtout la mangrove génère de grandes quantités de matière organique incorporée au sédiment (**figure 65**)



Figure 65: mangrove à palétuviers en milieu sous climat tropical (Australie)

- **La zone intertidale : (ou littorale ou eulittorale)** est située dans la zone de balancement des marées. L'alternance émergence-immersion impose aux organismes vivants spécialement adaptés, des conditions de vie très difficiles : variations de température, de salinité, de pH, d'insolation, etc. Les conditions climatiques influent également sur la mise en place de milieux caractéristiques de cette zone : plages, chenaux de marées, levées, mangroves... Ces différents milieux sont à l'origine d'une diversité biologique, sédimentologique et diagénétique dont les éléments (ex. : tapis algaires, Beach rocks : **figure 66** ou grès de plage) constituent de bons marqueurs paléo environnementaux dans les séries anciennes. L'étendue spatiale de cette zone définit la **plage et l'estran** ou **foreshore**.



Figure 66 : Beach-rock le long de la plage de Coral Bay

- **La zone subtidale : (ou sublittoral ou circalittorale)** s'étend depuis la limite inférieure de basse mer jusqu'à la limite inférieure de la zone photique (= limite de pénétration de la lumière), ce qui correspond généralement à la bordure et la rupture de pente du plateau continental, soit une profondeur comprise entre quelques dizaines de mètres et une ou deux centaines de mètres. Cette zone regroupe aussi bien des milieux de haute énergie (environnements peu profonds subissant l'action des vagues et des courants) que des milieux calmes. Des subdivisions plus fines de la zone subtidale reposent à la fois sur la distribution et la composition des communautés d'organismes benthiques et sur la limite d'action des vagues.

b. La barrière (figure 67)

La barrière est généralement construite par les coraux. Elle est recouverte à marée haute mais partiellement émergée à marée basse. Elle est localement interrompue par des passes qui mettent en communication la plate-forme interne avec le large. Le récif corallien représente une bio construction complexe dont la charpente est constituée par les coraux eux-mêmes (de nos jours des Hexacoralliaires) auxquels s'adjoignent des éponges, des bryozoaires.



Figure 67 : Vue d'avion d'une barrière récifale, Tontouta, Nouvelle-Calédonie.

Il existe quatre types de récifs : les récifs frangeants, les récifs barrières, les atolls et les bancs récifaux.

- **les récifs frangeants (figure 68)** : C'est une formation corallienne, formée contre une terre émergée (non récifale) ou contre un récif émergé, directement accolée à la côte ou juste séparée d'elle par un chenal étroit (quelques dizaines de mètres jusqu'à environ un km de large) et de faible profondeur (un à quelques mètres). Lorsque le platier récifal est en continuité directe avec le littoral, il constitue une plate-forme assimilable à un récif frangeant embryonnaire. Parfois, on trouve un récif frangeant près de la côte, à l'intérieur d'un récif barrière (figure 68).

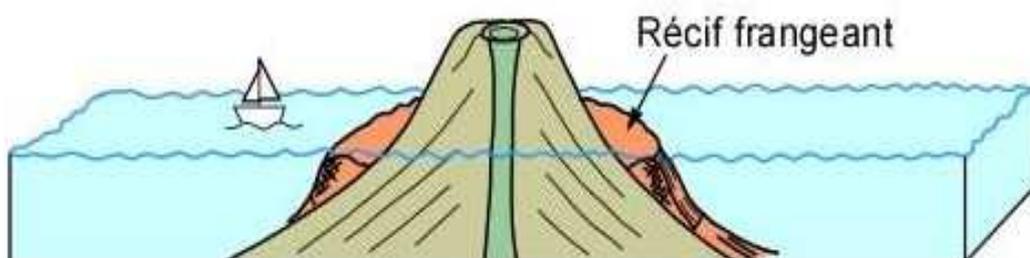


Figure 68 : une barrière de type récif frangeant

- **les récifs barrière (figure 69)** : Les barrières récifales sont des formations qui sont situées plus vers le large du littoral. Ils subissent des assauts de la mer et constituent comme leurs noms l'indiquent une barrière qui protège la cote. En arrière de barrière récifales se situe un lagon de largeur variable (jusqu'à plusieurs kilomètres) et profond de l'ordre 10 à 70 m.

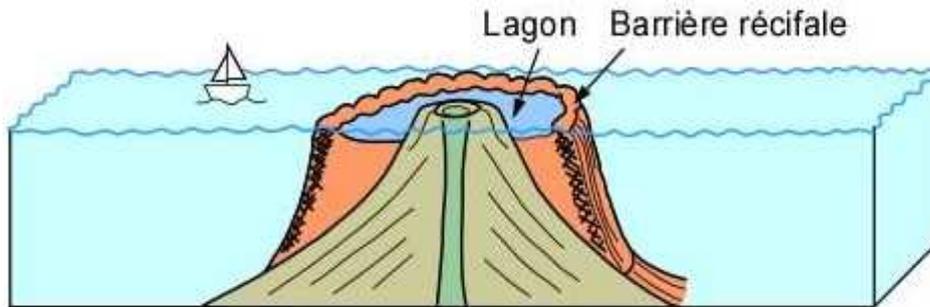


Figure 69 : schéma d'une barrière récifale

- **les atolls (figure 70)** : de tailles très variables, sont des îles basses à peine émergentes de quelques mètres. Elles sont uniquement constituées de carbonate de calcium. La partie émergée est constituée de sables et matériaux coralliens accumulés par les vagues. L'atoll a une forme d'anneau et délimite en son centre un lagon dont la profondeur, très variable, peut avoir une centaine de mètres. Les eaux du lagon communiquent avec celles de l'océan par des passes, accessibles aux bateaux, ou par des chenaux très peu profonds, ou bien encore par le déferlement des vagues sur des récifs submergés de l'anneau corallien. (figure8)

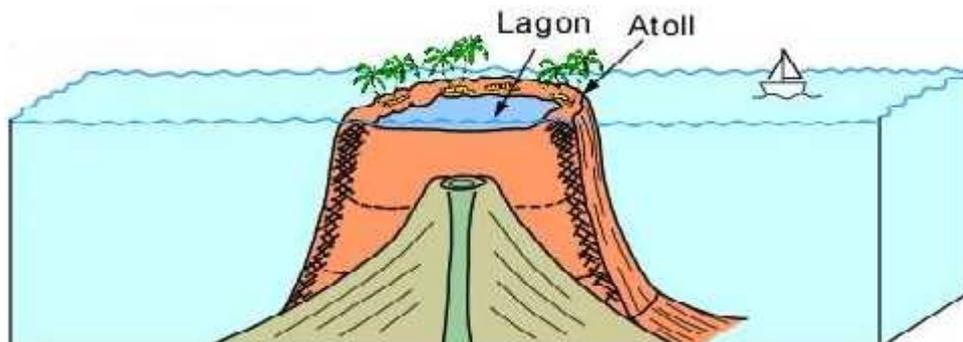


Figure 70 : un récif de type atoll

- **Les bancs récifaux (figure 71)** : C'est un édifice corallien construit sur un haut fond en pleine mer. Les sédiments accumulés par les vagues sur le récif permettent la formation de petites îles coralliennes.

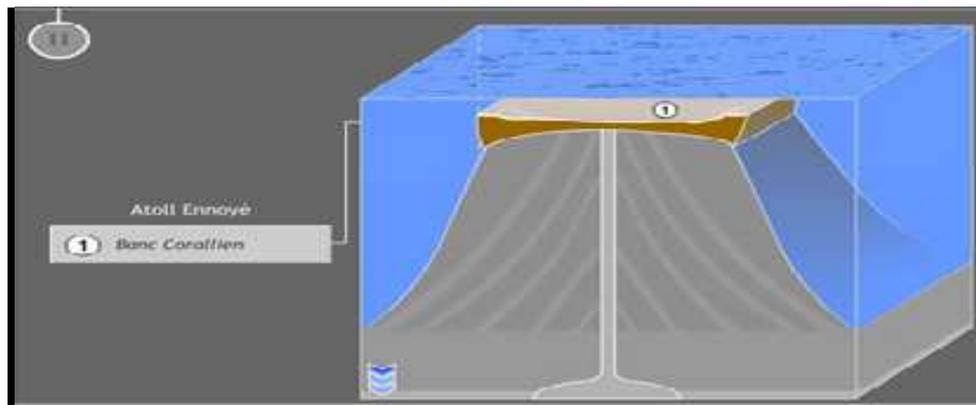


Figure 71 : schéma d'un banc récif (Gwenaëlle Pennober)

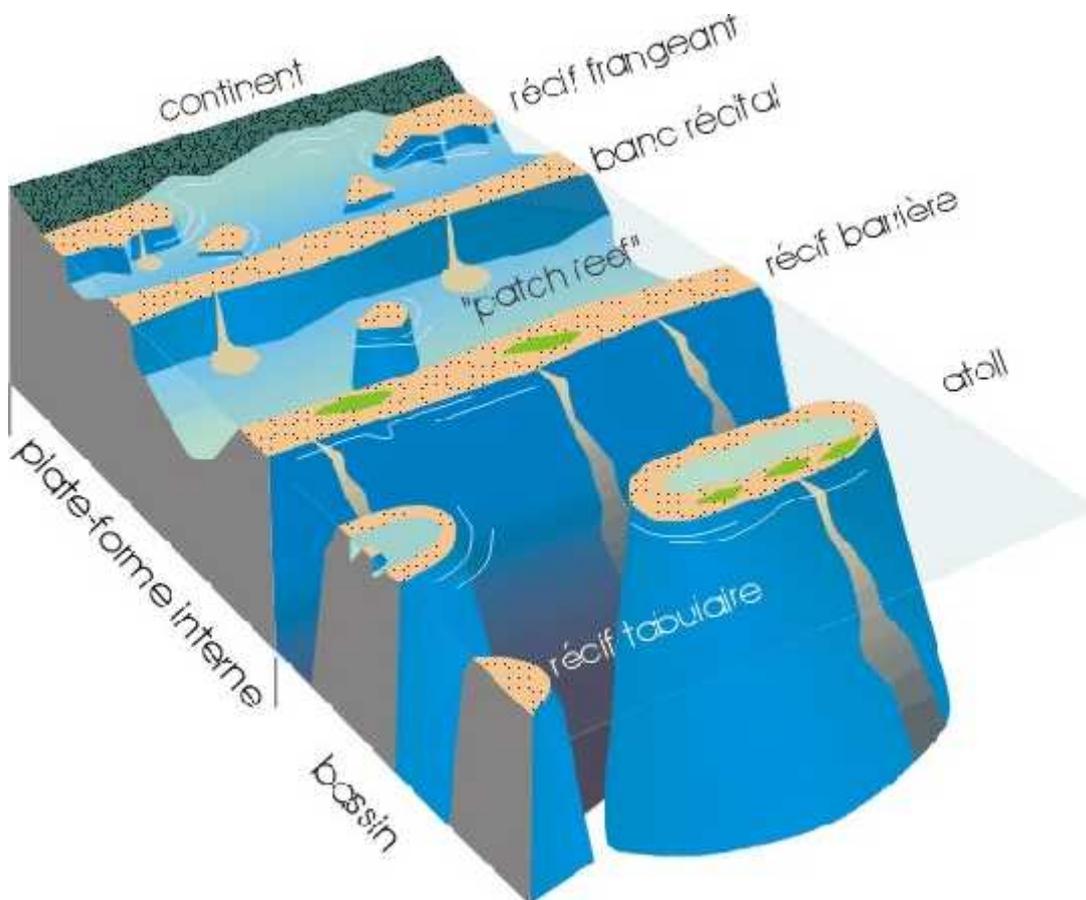


Figure 72 : différents types de récifs dans une coupe Continent-Bassin

c. La plate forme externe

L'énergie sur le fond est moyenne dans la zone d'action des vagues. A partir d'une certaine profondeur, une cinquantaine de mètres, l'hydrodynamisme est très faible. Les sédiments se déposent en fonction de ce gradient d'énergie. Les éléments grossiers se déposent à proximité de la barrière, et la boue argilo-carbonatée se dépose au large. La faune comprend des espèces benthiques et pélagiques de haute mer.

d. Les séquences de la plate forme carbonatée (*figure 73*).

Dans les roches carbonatées, la polarité d'une séquence ne peut être définie directement par l'évolution de la taille des grains qui dépend tout autant du type de l'organisme, fréquemment 'in situ' que de la distribution des particules par les courants. Une séquence carbonatée positive sera une séquence dont l'énergie de dépôts est décroissante vers le haut et négative dans le cas contraire (*figure 74*).

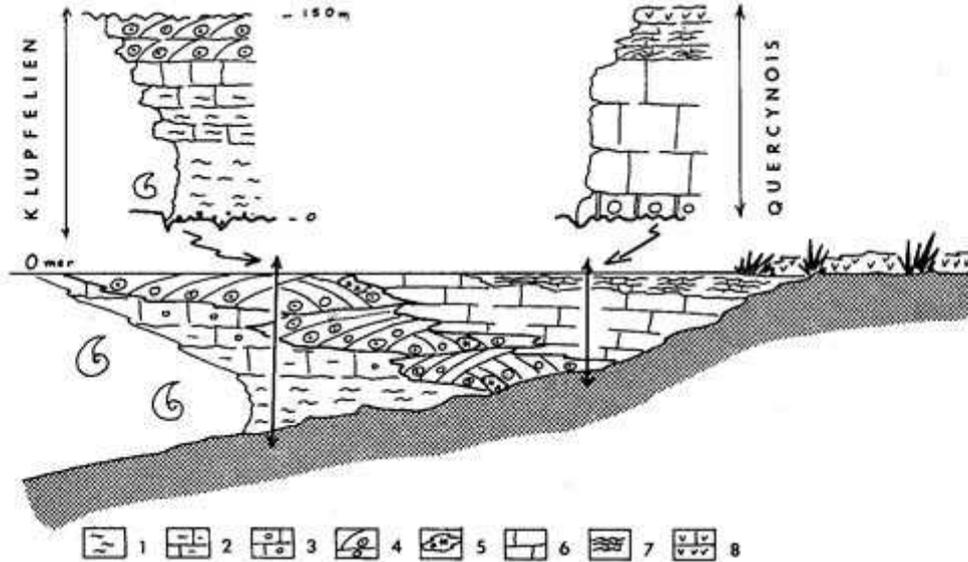


Figure 73 Modèle de genèse de séquences élémentaires de la plate forme

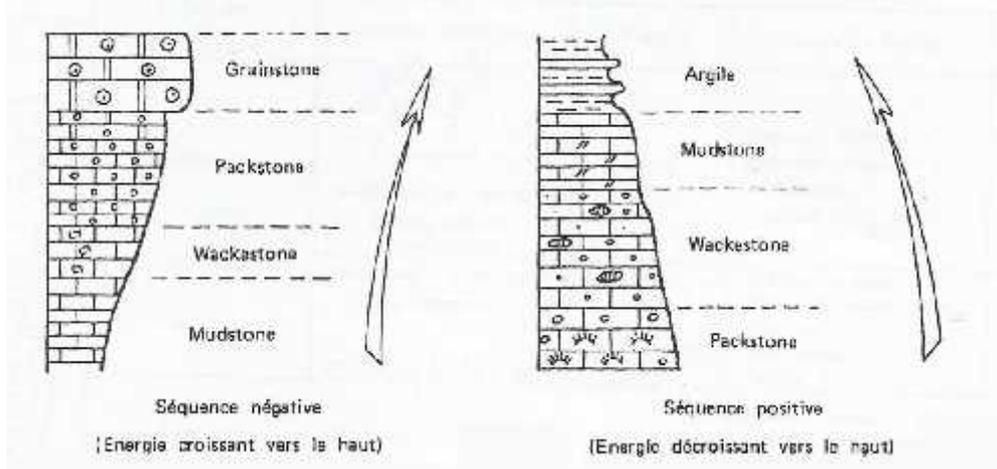


Figure 74 : Séquence positive et négative

En fonction de l'hydrodynamisme du milieu de dépôts et des processus de progradation, il existe un certain nombre de séquences : séquence du lagon, séquence de chenal de marée, séquence d'accrétion (*figure 75, 76, 77*).

Coupe schématique	Lithologie	Aspects particuliers	Energie	Éléments figurés	Milieux de dépôt
	Dolomicrite	Pseudomorphoses (gypse ou anhydrite) laminites, dissolutions vacuolaires	Nulle	rare Ostracodes, Gastéropodes	Supratidal
	Boundstone algaire, † dissolution, et bréchification	dissolution, bréchification, Boundstone,	Moyenne	Algues stromatolithiques, pellets algaires, Gastéropodes	Intertidal élevé
	Boundstone algaire				à Intertidal
	Grainstone - Packstone à Foraminifères benthiques	Grainstone, Packstone	Moyenne à forte	Foraminifères benthiques, Oncolites	Intertidal à Subtidal
	Wackestone à Forams et algues vertes	Wackestone	Faible	Algues vertes	Subtidal

Figure 75 : séquence de lagon selon fischer 1964

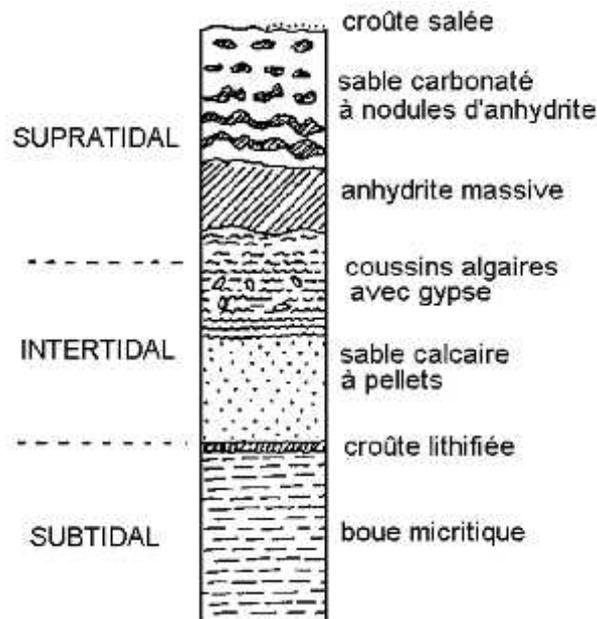


Figure 76 : séquence de chenal de marrée selon Fischer, 1964

Coupe schématique	Lithologie et Stratification	Aspects particuliers	Energie	Éléments figurés	Milieux de dépôt	
	Calcaires clairs en bancs dm à m	Boundstone ou Grainstone à Packstone, Strates parfois entrecroisées	Forte	Algues - Coraux Bioclasts roulés Benthiques Cololithes	Haut-fond Cordon ou plage	
	Calcaires parfois argileux clairs et foncés en bancs dm à m, Bancs noduleux	Packstone - Wackestone à Mudstone, Granoclassement, Laminations	Forte à moyenne	Brèche de talus Bioclasts roulés Cololithes Benthiques Pellets	PLATE-FORME	Marin moins profond
	Calcaires argileux foncés en bancs dm à m	Mudstones.	Moyenne	Quartz - Micas Lignite - Glauconie Sulfures de fer Bioclasts roulés Bioturbations Benthiques Pélagiques Pellets Intraclasts		Marin plus ou moins profond
	Calcaires souvent glauconieux ou ferrugineux	Wackestone à Packstone, Encroûtement minéral	Faible	Quartz - Lignite Phosphates Sulfures de fer Pélagiques Bioturbations Pellets	Marin plus profond	
		Variable	Glauconie - Quartz Phosphates Lithoclasts - Lithophages	Niveau de condensation		

Figure 77 : type de séquence élémentaire de dépôts : séquence d'accrétion (Kupfeel, 1917)

Sédimentation récifale

Le **remplissage sédimentaire du lagon** est caractérisé par des structures en chenaux qui se terminent par des sédiments plus fins et bioturbés lorsque celui-ci est proche de l'exondation : c'est donc une séquence positive, puisque la granulométrie et l'énergie diminuent dans celle-ci.

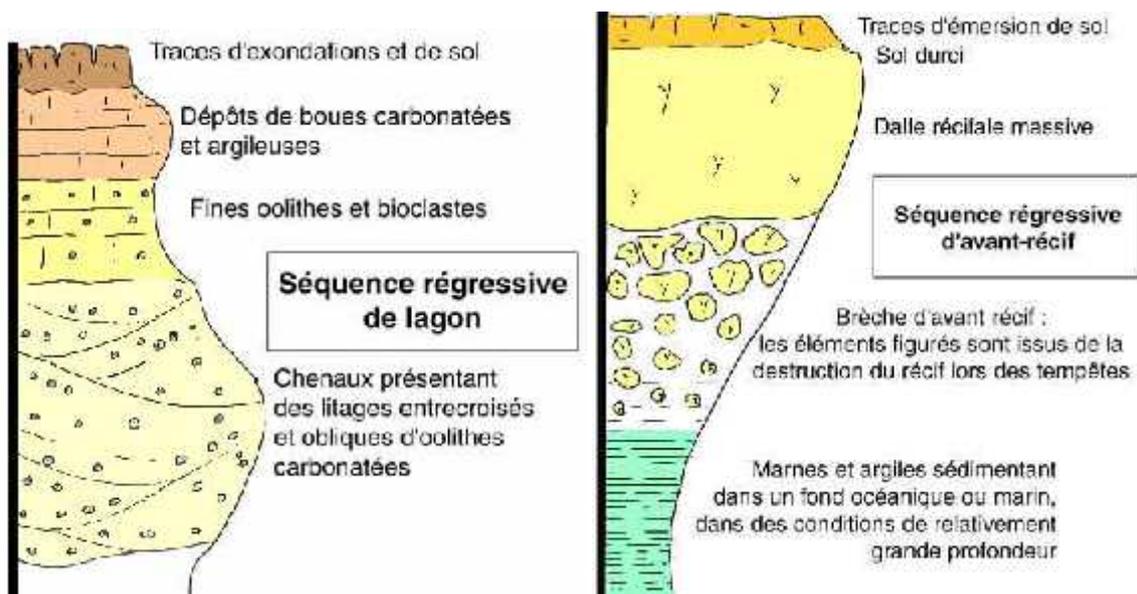


Figure 78 : séquences régressives de lagon et d'avant récif

Par opposition, les **séquences d'avant-récif** (dites klupféliennes) sont inversées (la granulométrie augmente), c'est à dire que des sédiments fins, argileux de plate-forme ouverte, se trouvent recouverts par des sédiments plus grossiers, de type bréchiques, issus de la destruction du récif-barrière lors des tempêtes.

1.3. Les tidal-flats

Le terme de tidal-flat désigne la zone couverte et découverte par la marée ainsi que les sédiments qui s'y déposent. Il s'agit de la zone d'accrétion littorale (du subtidal au supratidal) que recouvre totalement les grandes tempêtes. Ces plaines d'estran, larges de plus de 10km et caractérisées par des zones intertidale et supratidale très étendues, sont peu profondes, moins accidentées et très peu pentées. Les dépôts de tidal-flats sont qualifiés également de tidalites. Ce terme est appelé également marais maritimes, replats de marais ou plaine d'estran. Bien que les tidal-flats sont d'apparence monotones, ils sont complexes dans le détail par la présence de chenaux de marrée, de levées naturelles, de rides, de lacs et de tapis algaires (*figure 79*).

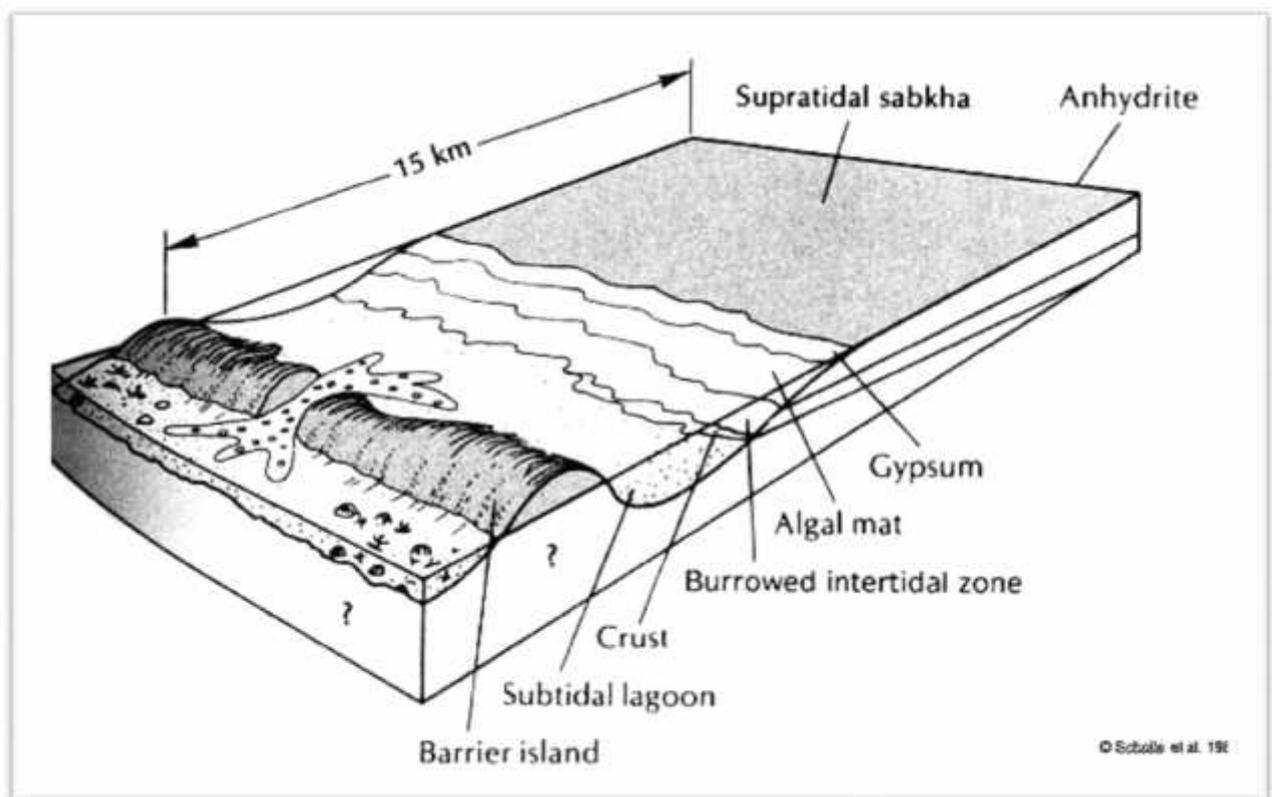


Figure 79 : schéma de tidal flat

a. Les principaux facteurs de contrôle

Un tidal-flat est organisé en trois zones principales: le subtidal, l'intertidal, et le supratidal. Chaque tidal-flat se distingue par une sédimentation particulière régie par des facteurs internes et externes.

Parmi les facteurs externes on peut citer le climat (pluviométrie, température et vent) ainsi que l'importance des apports terrigènes.

Quant aux facteurs internes, ils correspondent principalement à la morphologie de l'aire de sédimentation qui contrôle la répartition des dépôts, à la dynamique, à la salinité et à la profondeur des eaux.

a.1. Le climat :

Dans les tidal-flats la sédimentation est influencée fortement par le climat :

- Les tidalites sous un climat tropical :

Sous un climat tropical les températures sont supérieures à 15°C. L'estran est marqué par l'installation d'une importante végétation marécageuse à palétuviers appelées mangrove. Cela se traduit dans les sédiments par une abondance de matière organique d'origine végétale, une intense bioturbation et la fréquence de trace de racines.

Les tidalites sous un climat tropical humide : exemple de l'île d'Andros :

Dans la région des Bahamas, la pluviosité varie de 65 à 2300mm/an et la température de 21° à 29°. Cela détermine d'importantes fluctuations de la salinité qui sont responsables d'une faible diversité faunique sur les estrans.

Sur ces marais maritimes, large de 15km et affectés par de nombreux chenaux de marée, le marnage est faible. Les sédiments s'accumulent dans deux zones principales :

- Une zone à chenaux de marrés
- Une zone supratidale à marécage

Les tidalites sous un climat tropical aride : exemple de la sebkha d'Abu Dhabi

Dans la région du golfe persique à climat tropical aride l'évaporation excède la précipitation. Il en résulte une élévation du taux de la salinité dans les eaux interstitielles ce qui favorise la précipitation du gypse, de l'anhydrite et de la dolomite.

Les tidal-flats sont organisés en deux zones :

La zone intertidale inondée quotidiennement et drainée par un système de chenaux de marée dont la profondeur n'excède pas 2m. Ils sont comblés par des vases à laminites stromatholitiques et par des sables éoliens

La zone supratidale qui n'est recouvertes que par les marées exceptionnelles, est marquée par un grand développement d'évaporites qui altèrent avec des structures de dessiccation

a.2. Les milieux de formation

Les tidalites ne se forment que dans trois types de milieux : le subtidal, l'intertidal inondé quotidiennement et le supratidal qui n'est recouvert que par les marées exceptionnelles (tempêtes).

- La zone subtidale, dont l'extension est contrôlée par le climat, est généralement réduite ou localement lacunaire. Les sédiments subtidaux, boueux ou parfois sableux, montrent des laminations qui sont altérées partiellement ou totalement par une intense bioturbation. Cette zone est marquée par la présence de cordons oolithiques, des récifs coralliens et des figures sédimentaires habituellement caractéristique de la zone intertidale (tapis algaïres, chenaux de marées, stratifications obliques et entrecroisées).

- **La zone intertidale** : Sous un climat tropical humide, cette zone se marque par de nombreux chenaux de marrées et une intense bioturbation par contre sous un climat aride les chenaux de marrées sont rare la faune pauvre et les structures sédimentaires sont fréquentes.

Le passage de la zone intertidale à la zone supratidale est souligné par un changement de la lithologie (passage de sable lithifiées à péliteoïdes à une vase carbonatées très lithifiée à pellets), l'abondance des bioturbation et l'apparition de cristaux de gypse.

- **La zone supratidale** : Cette zone est caractérisée par les polygones de dessiccation, les dépôts laminés de tempête, les structures ocellées qui soulignent le sommet des laminites algaires, les tapis algaires qui prolifèrent sur les marges des chenaux de marées et dans les lagunes permanentes. Les dépôts supratidaux sont soumis à d'intenses érosions et à d'incessants remaniement qui favorisent la formation de brèches monogéniques ou polygéniques. Ils sont affectés par une diagenèse précoce qui entraîne dans les régions humides la lithification des sédiments, d'où la fréquence de croutes dolomitique.

a. 3. Les séquences tidalitiques (figure 80 ET 81)

Les tidalites sont agencées en séquences négatives, à base souvent ravinante, formées par l'enchaînement de faciès tour à tour infratidaux, intertidaux et supratidaux voire continentaux. Ces séquences, qui traduisent le comblement de chenaux et de dépression débutent par des faciès subtidaux et intertidaux (oolithes, oncholithes, lithoclastes, laminites, stratification entrecroisées et faune benthique) et se terminent par des faciès supratidaux voire continentaux (stromatolithes structure ocellées...

-Séquence de chenal de marrée

Ce type de séquence est caractéristique des dépôts de chenaux de marrées qui affecte le subtidal et l'intertidal. Ces séquences montrent la succession suivante :

- un calcaire oolithique à gravelle.
- un calcaire à péliteoïdes, gravelles, intraclastes et galets mous et intraclastes,
- un calcaire micritique bioturbé à bioblastes.
- un calcaire oolithique à bioclastes
- un calcaires micritiques à laminites mécaniques, structures ocellées et ripple-marks
- un calcaire graveleux à pellets. Localement ce faciès peut être remplacé par un calcaire micritiques, un calcaire dolomitique, un calcaire à pseudomorphose de gypse et d'anhydrites, des passées de marnes ligniteux ou des niveaux stromatolithiques.

Séquence d'estran

Ce type de séquence sont souvent composées de faciès intertidaux et supratidaux :

- laminites mécaniques ou algaires,
- calcaire à gravelles et oolithes pyriteuses,
- calcaire laminitiques à galets mous,
- calcaire bréchifiées à stratification obliques,

- calcaire graveleux à péletteoïdes et pseudomorphoses de gypse ou d'anhydrites.

- dolomie précoce, calcaire dolomitiques, calcaire riche en faune saumâtre souvent accumulée à la surface des bancs.

L'agencement des faciès dans la séquence d'estran est fortement influencé par le climat.

Séquences de lignites

Ces séquences sont formées par l'agencement de séquences élémentaires qui débutent par des carbonates et se terminent par des marnes ligniteuses. Les perforations qui les caractérisent peuvent être assimilées à des racines, restent d'un paysage végétal équivalent des mangroves du domaine tropical actuel. Les carbonates sont représentés par :

- des calcaires oolithiques à oncholites, gravelles et pseudomorphoses d'évaporites,
- des calcaire à laminites mécaniques, structures oeillées et faune d'eau saumâtre.

Séquence de sebkha

Elle montre la succession suivante :

- une vase carbonatées subtidale à cristaux de gypse,
- des calcaires laminiques à traces de terriers,
- des calcaires stromatolithiques à trace d'émersion,
- des amas de cristaux de gypse,
- une anhydrite massive,
- des sédiments terrigènes éoliens à nodule d'anhydrite,

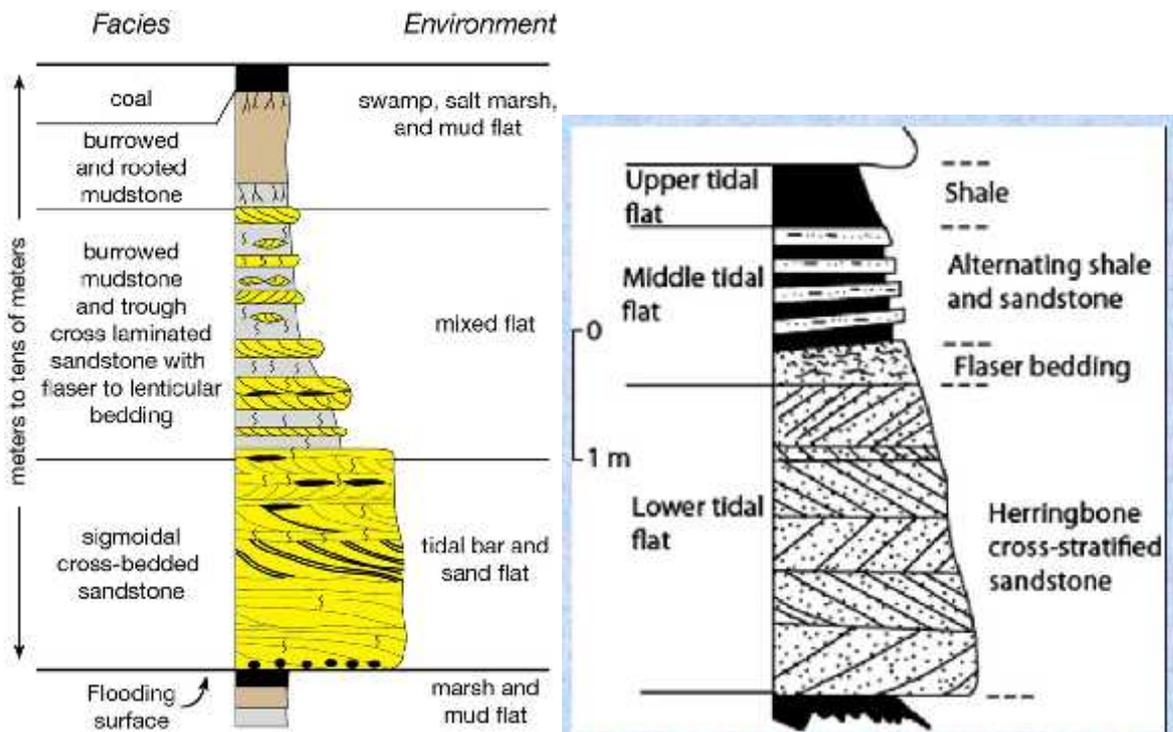


Figure 80 : séquences de plate forme tidalitique

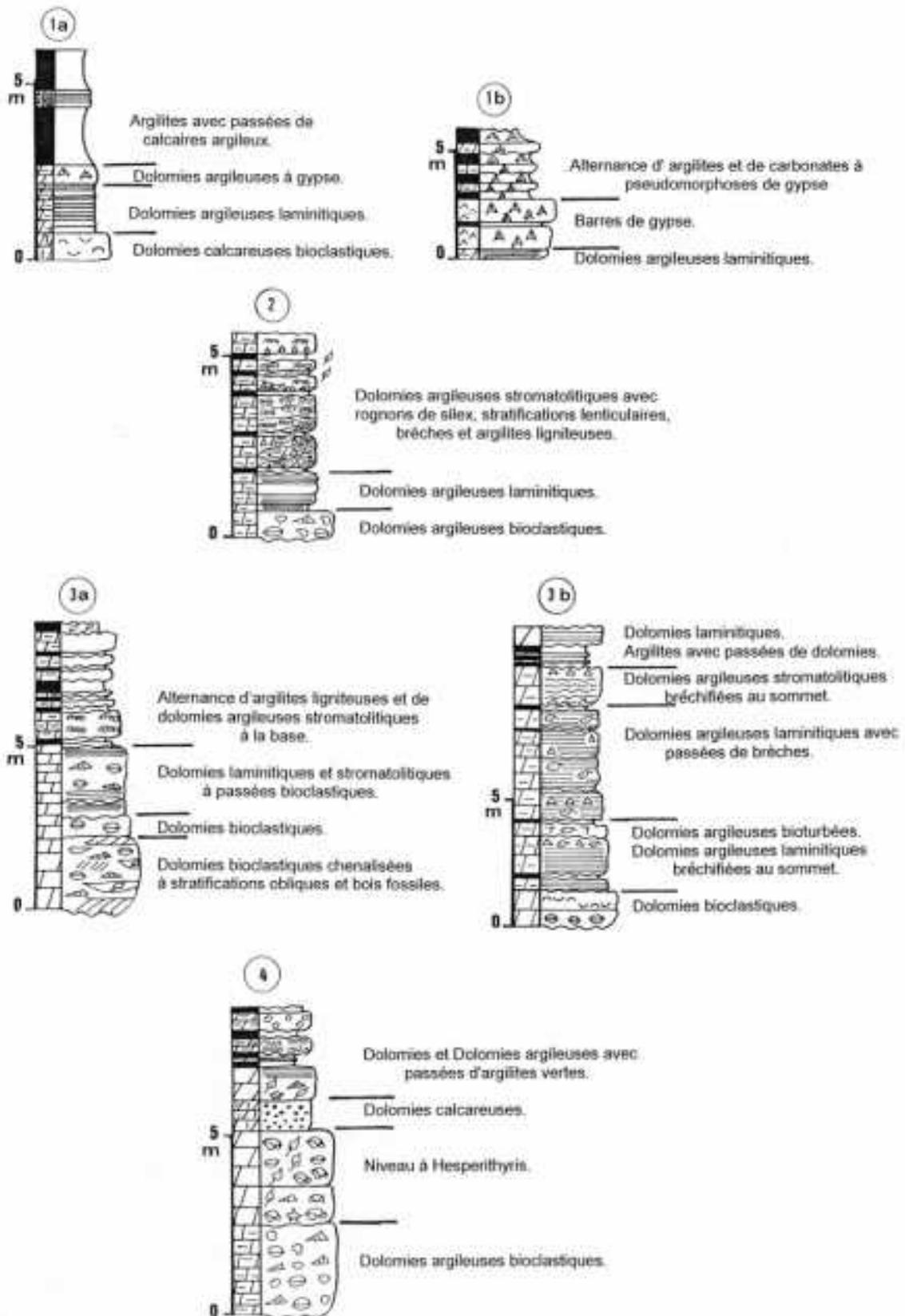


Figure 81 : Séquences tidales de la Haute Moulouya. 1, séquences de sebkha (région d'Adaghwal) ; 2, séquence à lignites (région de Lissit) ; 3, séquences d'estran (région de Lissit) ; 4, séquence de chenal de marée (région de Lissit).

I. 4. La plate forme détritique (figure 82)

La nature de la sédimentation littorale ou néritique, dépend essentiellement des apports détritiques du continent et de la productivité biologique. Ces deux facteurs dépendant eux-mêmes de la latitude et du climat. Dans les régions tempérées et froides, les matériaux détritiques dominent. Leur composition est surtout siliceuse : on parle de sédimentation silico-clastique.

a. Faciès et structures sédimentaires

Surtout développés sur les plates formes soumises à l'action du courant de marée, ces faciès comprennent divers types de corps sédimentaires.

a.1 Le faciès sableux (figure 83)

Les rubans de sable constituent des langues sédimentaires très peu épaisses (quelque dm) parfois très allongées (jusqu'à 20 km) et relativement large (jusqu'à 0,2km) souvent de forme d'espacement identiques. Ils se forment entre 20 et 100m de profondeur sous l'action de marées importants (de l'ordre de 1m/s) et à composante probablement tourbillonnaire.

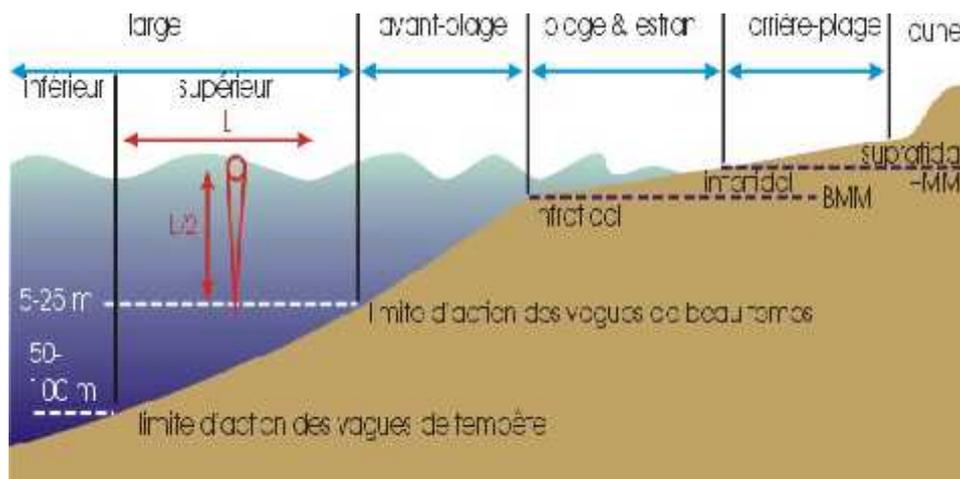


Figure 82 : schéma de plate forme détritique (D'après F.boulvain 2014)

Les vagues de sable (mégarides) : représentent des corps de morphologie dunaire de 3 à 15m de hauteur, se succédant avec une longueur d'onde pouvant atteindre 600m, sur les plates forme sableuse soumise à d'importants courants de marée en dehors de l'action des vagues. La forme des vagues de sables est symétrique ou asymétrique selon que la résultante des courants alternants de marées est nulle ou non. La structure interne de ces dispositifs est dominée par de grandes stratifications obliques progressant par avalanches vers l'aval du courant avec des stratifications plus petites et d'orientation opposées situées à la surface du flanc amont.

Les rides sableuses de marées : forment des barres allongées parallèles à la direction des courant tidaux résiduels. Elles sont constituées de sable moyen bien classé disposées en ensembles atteignant 40 m de haut, 60km de long et 2km de large espacés de 5 à 12 km. Leur profil transversal est asymétrique, leur structure comprend des stratifications peu inclinées.

a.2. Les faciès argileux

Ces faciès se développent au large des côtes à marées faible par suite de l'action décroissante des vagues vers la plate forme externe ;

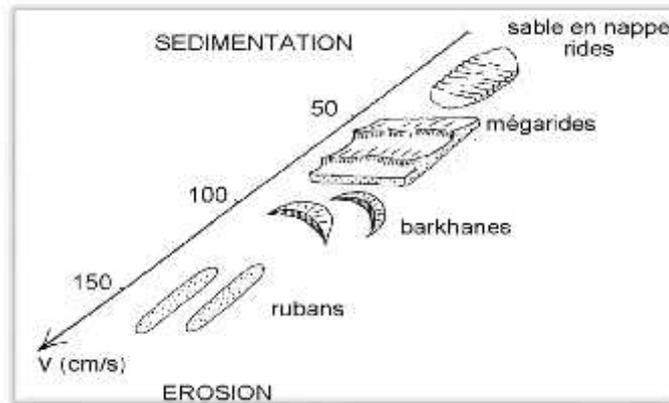


Figure 83 : Action d'un courant sur le fond en fonction de sa vitesse. (Jacques Beauchamp)

a. 3. Les tempéstites (figure84, 85 et 86).

Sur la plate-forme, entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps et la zone d'action des vagues de tempête, on observe dans des sédiments généralement fins, des niveaux sableux avec des stratifications en auges et mamelons : ce sont les tempéstites.

Ces corps sédimentaires développés sur des plates-formes ouvertes, soumises à des tempêtes périodiques, montrent à la fois une évolution verticale, sur quelques cm à quelques dm et une évolution latérale, depuis des dépôts proximaux jusqu'à des dépôts distaux.

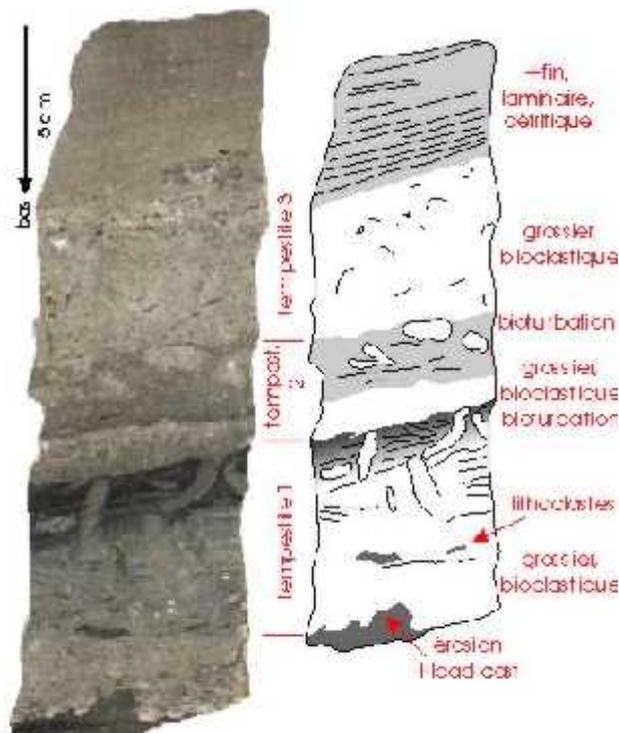


Figure 84 : Séquence de tempestites

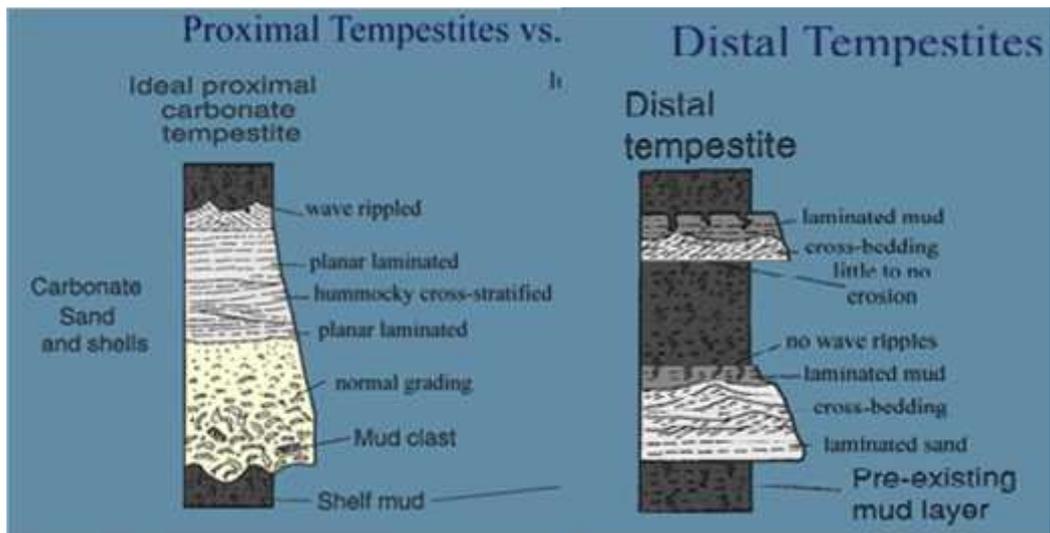


Figure 85 : Tempestites proximales et distales

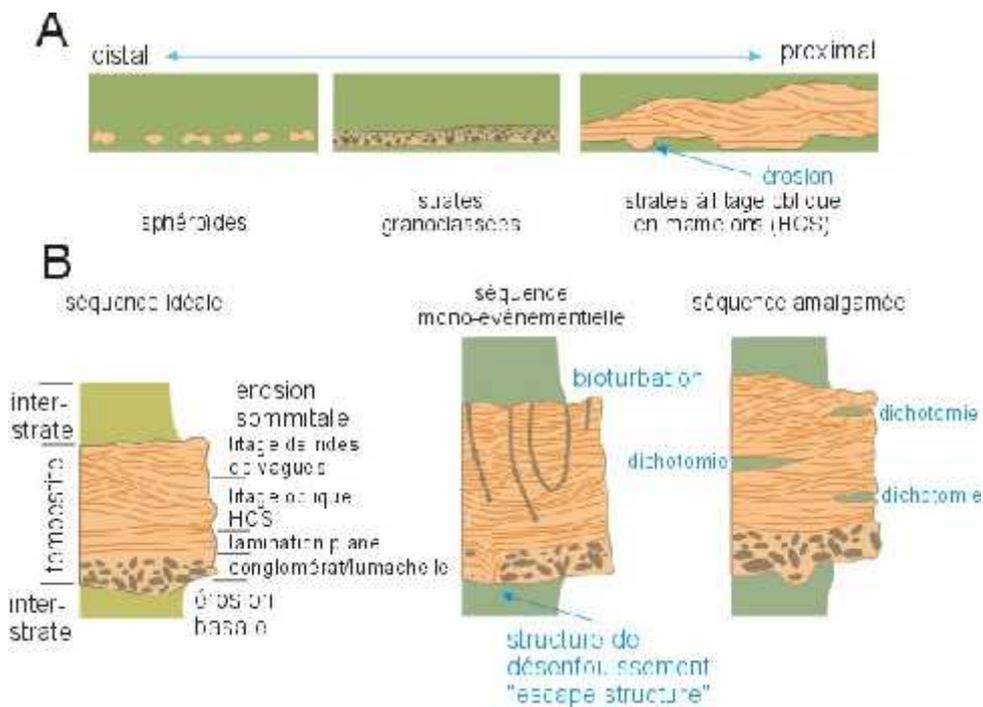


Figure 86 : Variation latérale proximale – distale des tempestites



Figure 87 : exemples de tempestites. A: tempestites gréseuses proximales (niveaux gréseux largement dominants), B: tempestites médianes (les niveaux gréseux sont séparés par des niveaux schisteux épais), C: tempestites carbonatées distales (accumulations de bioclastes), D: mamelons en surface d'un banc de grès.

b. Roches détritiques d'origine littorale (figure 88)

Les sables donnent des grès à structures de courant souvent directionnelles. Les litages sont plans parallèles faiblement obliques et entrecroisés. Les grains sont usés et la matrice est faible. Dans les séries anciennes on trouve souvent des grès à structures en mamelon comportant des lamines convexes et d'épaisseur variable. Ces structures sont rapprochées des mégarides actuelles. Elles caractérisent des milieux soumis à l'énergie des vagues (dépôts de tempête ou tempêtite). Les dépôts des vasières littorales donnent des siltites et shales généralement noires, rouges après oxydation et riches en bioturbations ou débris de coquilles.

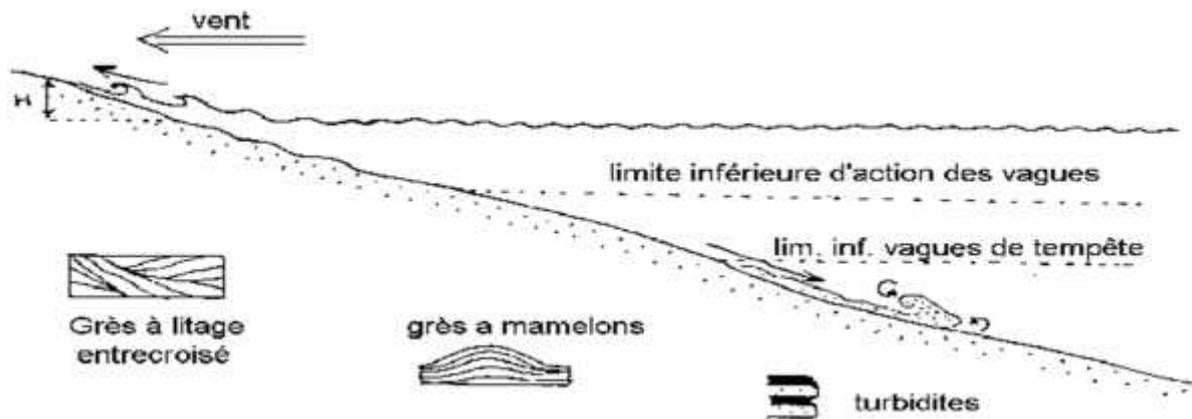


Figure 88 : Roches formées sur une plate-forme pintée soumise à l'action des vagues. (Jacques Beauchamp)

c. Les séquences sédimentaires (figure 89 et 90)

Les séquences déposées sont de tendance transgressive, régressive ou aggradante avec diverses modalités selon que la plate forme est soumise à l'influence dominante de marées, des vagues de tempêtes ou de la décantation.

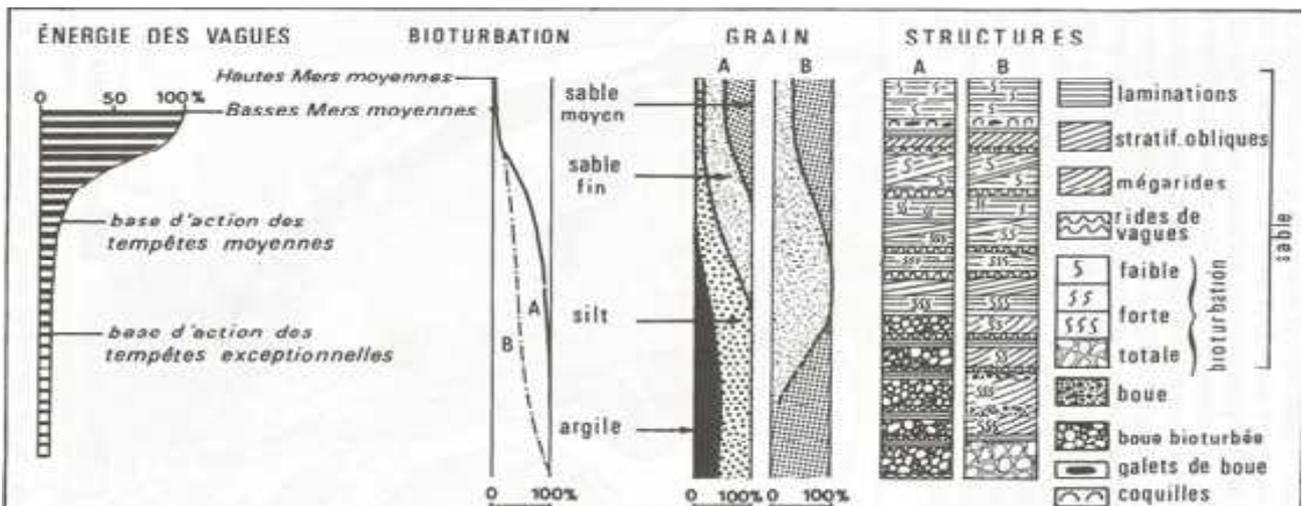


Figure 89 : Zonation sédimentaire et activité benthique sur les plates forme détritiques en l'absence ou la présence de courant de marées (d'après Reineck et Singh 1980)

Les séquences de transgression : s'accompagnent d'un affinement général de grain moyen lié à l'élévation de niveau marin et à la diminution du débit solide des fleuves. Les dépôts successifs qui progressent vers la terre comprennent souvent des graviers et sables mis en place par les vagues puis des sables à stratifications obliques en épis et de grands ensembles sableux d'accumulation et enfin des sables fins à figures sédimentaire qui passent à des vase terrigènes côtières fortement bioturbées. Les stratifications de mamelons permettent de distinguer les dépôts de tempêtes des dépôts communs.

Les séquences de régression : déterminent une progradation sédimentaire vers le large avec une augmentation générale du grain moyen sur une verticale donnée. Les vases bioturbées parfois glauconiques de la plate forme externe passent vers le haut à des lits sableux de plate forme interne

interrompus ou non par des tempêtes. Au-dessus se déposent les sables à stratifications obliques des bancs immergés successifs, alternant avec des dépôts de dépressions (silt bioturbés) et de chenaux (rides concave).

Les séquences d'aggradation : correspondent à une sédimentation par colmatages répétés sur une plate forme soumise à une subsidence irrégulière et saccadée. Elles comprennent, au dessus des faciès littoraux d'estrans tidaux intérieurs à la subsidence, une succession plus au moins alternante de boues et silts bioturbés de plate forme externe, et de sable à structures obliques et chenaux de plate forme interne. les dépôts indiquent des profondeurs ne débordant jamais les limites supérieures et inférieure de la plate forme, et traduisent un équilibre eustatique.

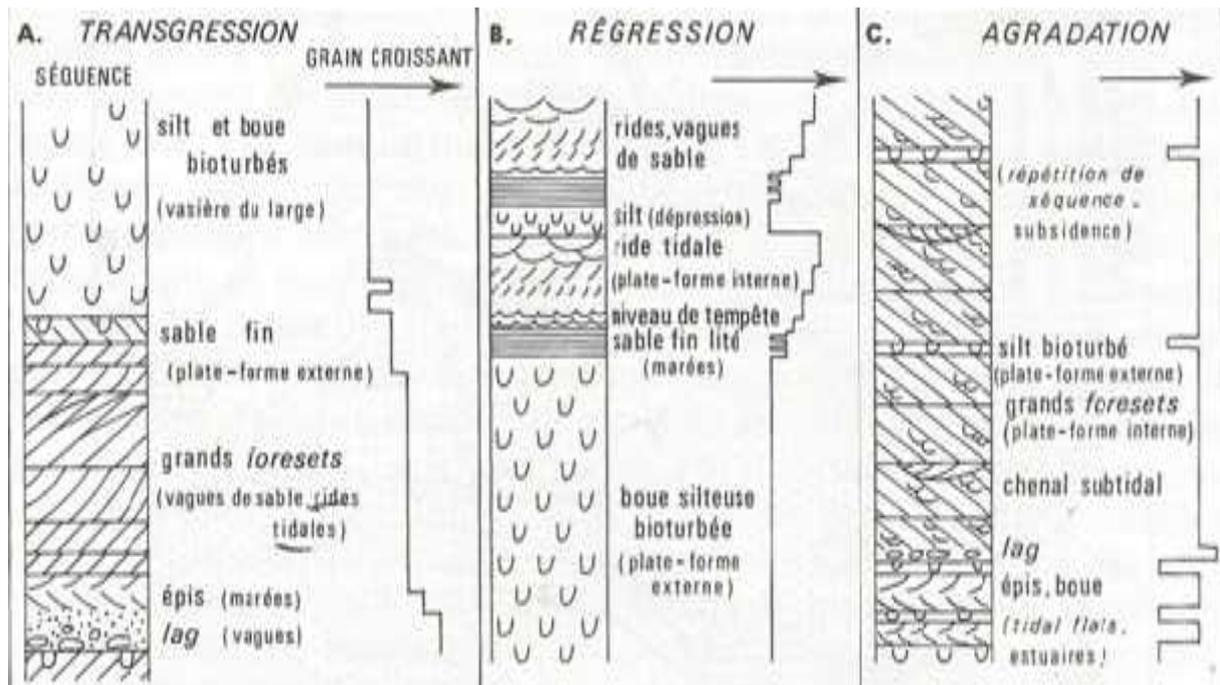


Figure 90 : séquence sédimentaires de plate forme (Galloway et Hobday 1983)

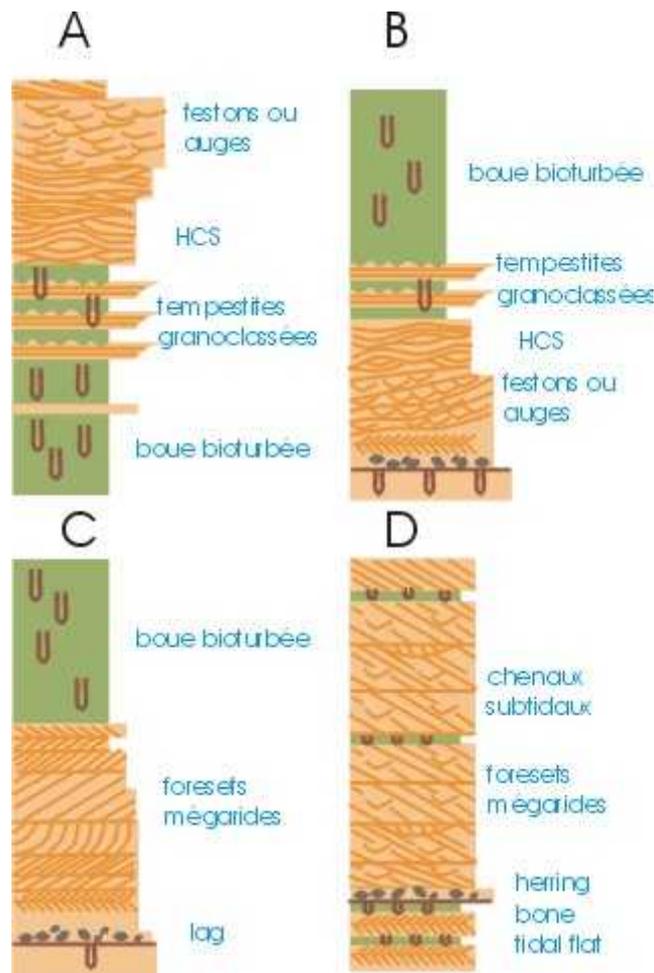


Figure 91 : quatre séquences typiques de plate-forme siliciclastique. A : plate-forme progradante de type "storm-dominated"; B: plate-forme rétrogradante de type "storm-dominated"; C: plate-forme rétrogradante de type "tide-dominated"; D: plate-forme aggradante de type intermédiaire.

LES MILIEUX MARINS PROFONDS

I. Les mécanismes de sédimentation :

La sédimentation dans le milieu marin profond (bassin) correspond à une lente décantation, à travers la colonne d'eau, de particules biochimiquement produites en surface. Parfois elle met en évidence des mécanismes gravitaires de resédimentation (turbidites très diluées : **figure 92**). Enfin, une part non négligeable des sédiments océaniques profonds peut être d'origine éolienne (poussière désertique), extraterrestre (matière cosmique) ou bien authigènes (précipitation chimique ou biochimique).

La mobilisation, le transport et sédimentation dans le milieu marin profond sont contrôlées par plusieurs processus :

I. 1 . La décantation

Les dépôts par décantation s'effectuent lorsque les actions hydrodynamiques interviennent peu et autorisent la chute lente des particules vers le fond. Ces dépôts caractérisent particulièrement les fonds marins du large. On remarque alors que leur intensité décroît vers les régions éloignées des côtes. La sédimentation par décantation concerne principalement les tests des organismes planctoniques et les particules terrigènes fines (silts et argiles).

Ces dépôts sont de différentes natures : boue carbonatée, boue à foraminifères, boue à coccolites, boue à Ptéropodes, boue siliceuse, boue argileuse, nodules polymétallifères et Sédiments métallifères.

a. Boue carbonatée

Les particules carbonatées sont produites en surface par certains organismes à tests carbonatés. Les tests calcaires libérés, après la mort des organismes planctoniques, sédimentent par gravité et traversent, lors de leur chute, des eaux plus en plus corrosives (plus riches en CO₂) ; il en résulte une dissolution croissante des carbonates, en niveaux successifs dans les profondeurs océaniques.

L'expression la plus simple de cette dissolution est la suivante :



Pour la calcite, cette dissolution est faible jusqu'à 4000 mètres.

Le dépôt des boues pélagiques calcaires est favorisé dans les zones à profondeurs modérées (moins de 4000 m), à eaux superficielles chaudes et à apports terrigènes restreintes. Il est contrôlé par le niveau de compensation des carbonates (NCC), la productivité planctonique, la taille des tests en cours de sédimentation et par l'importance de la contribution terrigène.

Les boues carbonatées se subdivisent en trois types mélangés :

- Boue à foraminifères
- Boue à coccolites : nannofossiles à restes de coccolithophoridés et de discoartères.
- Boue à Ptéropodes : gastéropodes planctoniques (profondeurs inférieures à 3000 m, dans les régions tempérés-chaudes à tropicales).
- Boues siliceuses : tests de diatomées qui donnent les diatomites, et de radiolaires qui forment les radiolarites, et une moindre part les silicoflagellés.

b. Boue argileuse

Les minéraux des argiles sont présents dans tous les dépôts océaniques, dont ils constituent une fraction importante. Les plus fréquents comprennent l'illite, la smectite et la kaolinite. La chlorite et les minéraux interstratifiés irréguliers sont communs. D'autres minéraux argileux (vermiculite, la palygorskite...) sont plus rares ou plus localisés.

La vitesse de sédimentation des argiles est faible dans les milieux très profonds du large (inférieure à 10 mm/1000 ans). Cette vitesse augmente fortement dans les zones où la contribution terrigène est forte (5 à 15 cm par 1000 ans pour le Méditerrané).

Les boues rouges des grandes fonds ou argiles rouges des grands fonds sont souvent pauvres en débris siliceux, carbonatés et sables divers, et colorées par des oxydes de fer et de manganèse. Leur diversité de composition et d'origine est grande. Certaines argiles sont essentiellement authigène, d'autres sont d'origine terrigènes apportées par le vent ou issues de la **décantation**.

c. Nodules poly métallifères

Les nodules polymétalliques sont souvent appelés nodules de manganèse. Ils sont principalement associés aux boues argileuses rouges des grands fonds. Des concentrations métalliques sous forme de nodules ou d'encroûtement existent à des profondeurs et dans des milieux très divers, généralement marqués par une sédimentation lente. Les nodules sont des corps noirs à bruns arrondis, de 1 à 10 cm, riches en Manganèse et en Fer auxquels s'ajoutent d'autres éléments chimiques (Mg, Cu, Co ...).

L'abondance des nodules polymétallifères paraît particulièrement élevée à l'interface eau-sédiment, dans les fonds à argiles rouges situés au sein d'une tranche bathymétrique de quelques centaines de mètres d'épaisseur, immédiatement en dessous de niveau de compensation des carbonates. Les courants de fond peuvent y être notables et provoquer le déplacement des nodules, ce qui explique leur forme sphéroïde et leur structure concentrique.

La formation des nodules polymétalliques peut être à l'origine d'une précipitation directe favorisée par des conditions très oxydantes, indirecte grâce aux interventions biologiques (les bactéries).

d. Sédiments métallifères

Ces types de sédiments sont associés aux dorsales océaniques. Ils sont riches en Fer et en Manganèse avec autres éléments comme le cuivre, le plomb, le chrome et le zinc. La teneur en fer dans ce type de sédiments peut dépasser 20%, tapissent la surface de basalte.

I.2. Les glissements gravitaires (*figure 92 et 93*)

a- les éboulements des sédiments (*Rock-Falls*) :

La mise en place de ce type de sédiments est liée à un dépôt des fragments des roches de grandes tailles sur une forte pente ; le transport quasiment nul.

b- les glissements et les contournements (*Sliding and Slumping*) :

Les contournements sont des glissements et déformations internes qui se font à la faveur d'un plan basal de cisaillement rotationnel.

Les slumps résultent d'un déplacement sans déformation interne contre le fond d'une masse sédimentaire généralement riche en argile, peu consolidée et non dissociée dans l'eau. Ils sont caractérisés par une déformation, le plus souvent sous forme de plissement. Leur volume peut atteindre plusieurs centaines de kilomètres cubes.

Ces deux types de transports sont favorisés par divers facteurs : la lithologie, tremblement de terre, soulèvement ou effondrement tectonique, pentes accentuées, déstabilisation liée à un dépôt rapide.

Les glissements et les contournements sont particulièrement fréquents en face des grands fleuves, à l'amont des éventails détritiques sous-marins ainsi sur les talus des marges continentales instables.

c- Les écoulements gravitaires des sédiments ou "masse flows " (*figure 18*)

Le déplacement des sédiments ou mélange de sédiments « eau- sédiment » sont caractérisés par une faible cohérence de la masse sédimentaire. Les déplacements des particules dispersées

s'effectuent sur une pente. En fonction des mécanismes du support des grains on distingue quatre types d'écoulement gravitaires :

Les coulées boueuses

Elles se font sur une pente (inférieure à 1 ou 2 degrés). Elles sont formées d'une matrice micritique et d'un matériel sableux de la classe des arénites rarement des rudites et exceptionnellement des blocs de différentes tailles.

Les coulées sableuses ou écoulement granulaire ou flots de grains (Grains flows)

Ce sont des déplacements qui présentent un aspect massif, une surface supérieure plane, une zone inférieure avec parfois un granoclassement inverse dû au frottement. Ils correspondent, le plus souvent, à la classe des arénites ou parfois à la classe des rudites ou même de blocs de différentes tailles.

Les flots de débris (Debris flows) :

Ces dépôts, le plus fréquemment rencontrés, ont une épaisseur qui varie de quelques décimètres à plusieurs dizaines de mètres et se caractérisent par l'hétérométrie de leurs éléments figurés. Ces *debris flows* ou débrites sont pris dans une matrice argilo-silteuse. Leur mise en place est favorisée par les séismes et l'instabilité tectonique.

Les coulées de sédiments fluidifiés ou les flots fluidifiés (fluidized sediments flows)

Elles sont formées de grains transportés en masse par des liquides ascendants (fluides interstitiels) au sein d'un ensemble sédimentaire meuble. Ils sont caractérisés par un classement granulométrique faible et principalement reconnaissable par des figures d'échappement des fluides. Les limites des couches sont très nettes.

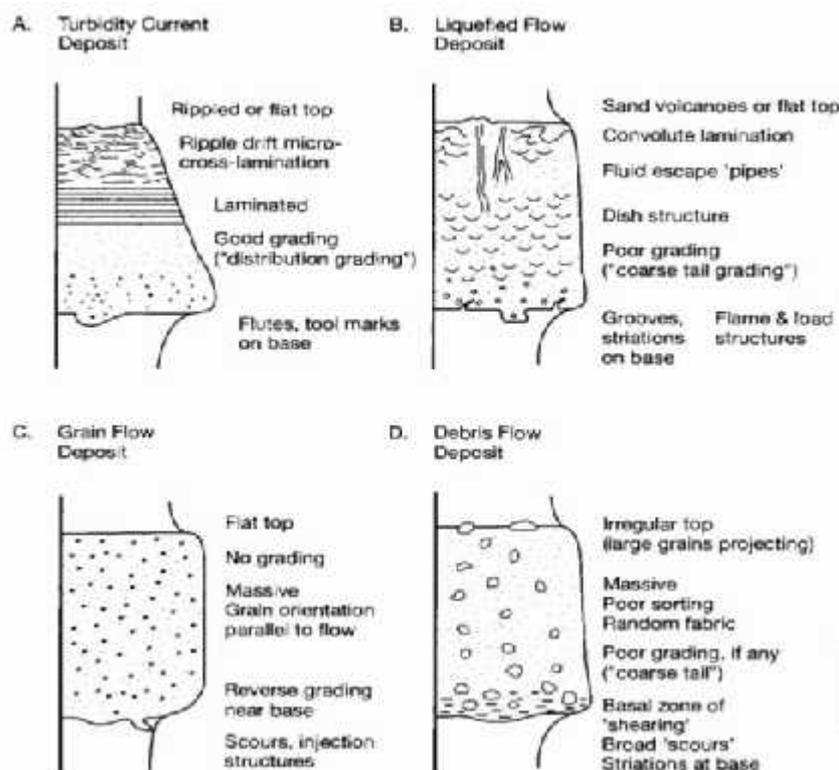


Figure 92 : Classification des écoulements gravitaires sous-marins (d'après MIDDLETON ET HAMPTON, 1976)

Les courants de turbidité (Turbidity flows) :

Ce sont des dépôts par des courants de fortes densités et fortes vitesses, qui se font sous l'action de la gravité. Le transfert de ces sédiments se fait sur les fonds sous-marins de grande pente. Ces dépôts s'organisent en lits granoclassés verticalement et horizontalement. Il en résulte une séquence sédimentaire qui s'appelle séquence de BOUMA (*figure 94*).

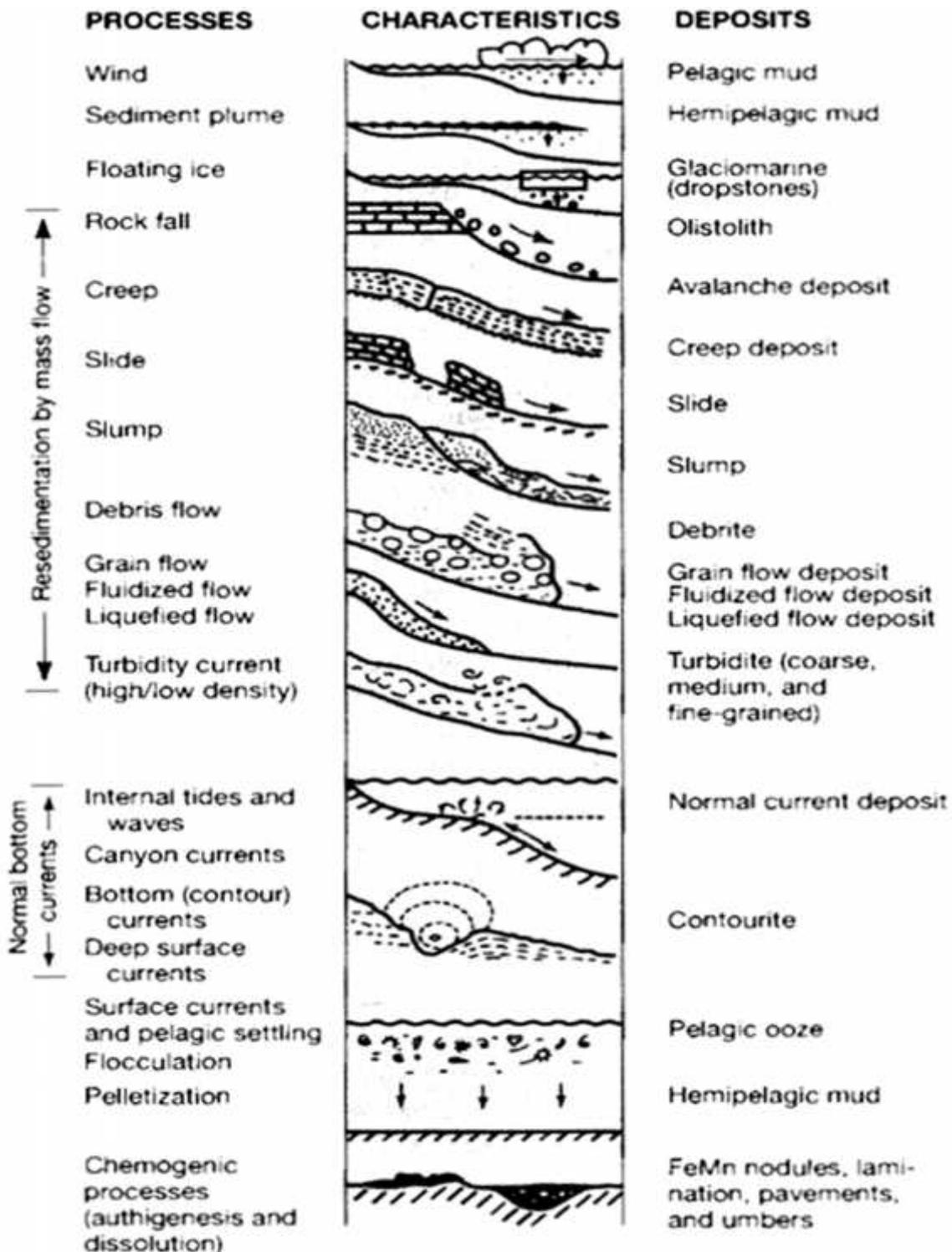


Figure 93 : différents types de glissements gravitaires

b. Les séquences sédimentaires

Un courant de turbidité est un déplacement en flot turbide d'un mélange de particules plus ou moins dissociées et d'eau. Au cours du transport et de sédimentation un granoclasement vertical et horizontal se produit. Il en résulte une succession ordonnée de lithofaciès appelée **séquence de Bouma** ou **turbidite** qui s'organise lorsqu'elle est complète en cinq divisions superposées qui correspondent à des niveaux successifs dont l'énergie est décroissante :

- (a) **Division basale massive ou à granoclasement normal** : cette division se caractérise par un courant de grande énergie, et l'absence de granoclasement se traduit par l'existence d'un sédiment fortement trié avant la reprise sédimentaire. Le dépôt est souvent sableux, voire graveleux à la base.
- (b) **Division inférieure à lamines parallèles** : cette division est constituée de sédiments relativement grossiers comme les sables. Ce sédiment forme la transition avec la division (a). Le granoclasement est parfois caché par une lamination parallèle.
- (c) **Division à laminations obliques de rides de courant** : c'est la troisième division de séquence de Bouma qui est le plus souvent déformée en couches arrondies et compliquées. Elle se situe à la transition du régime d'écoulement supérieur au régime inférieur.
- (d) **Division supérieur à lamination parallèle** : le plus souvent cette division est formée de lamines silto-argileuses, plus ou moins visibles selon la finesse du grain et l'importance des déformations postérieures au dépôt.
- (e) **Division pélitique** : elle est généralement formée de boue argileuse à calcaire, dépourvue de lamination. Fréquemment on note la présence d'une bioturbation de manière croissante vers le haut. Cette division correspond à un écoulement laminaire lent. Cette division marque une transition graduelle à la sédimentation hémipélagique ou pélagique issue de la décantation.

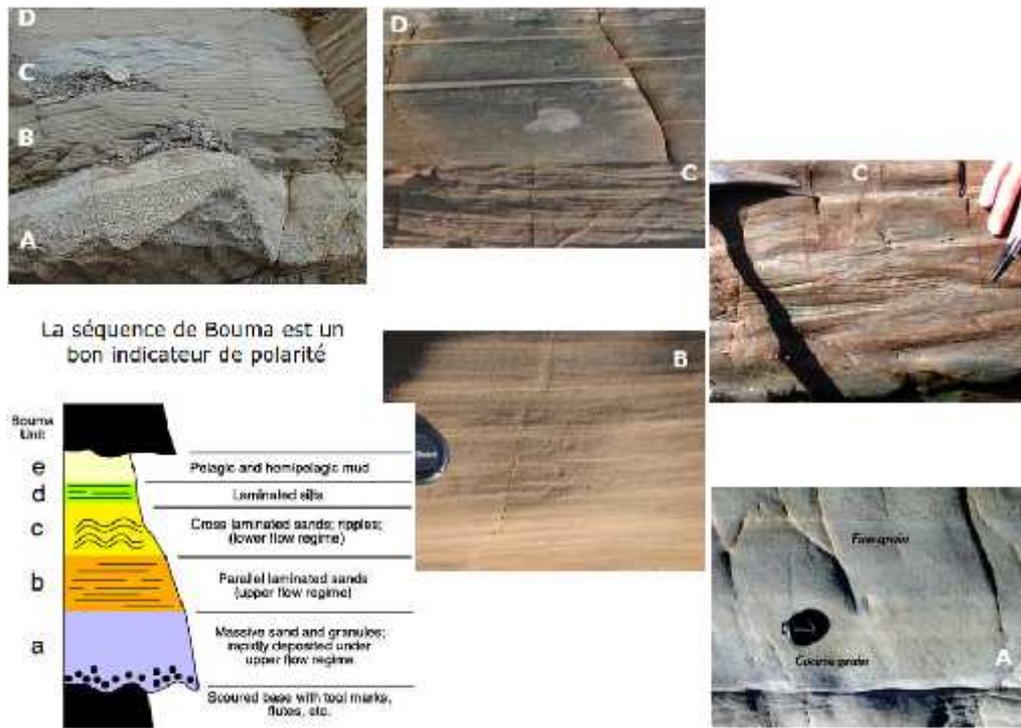
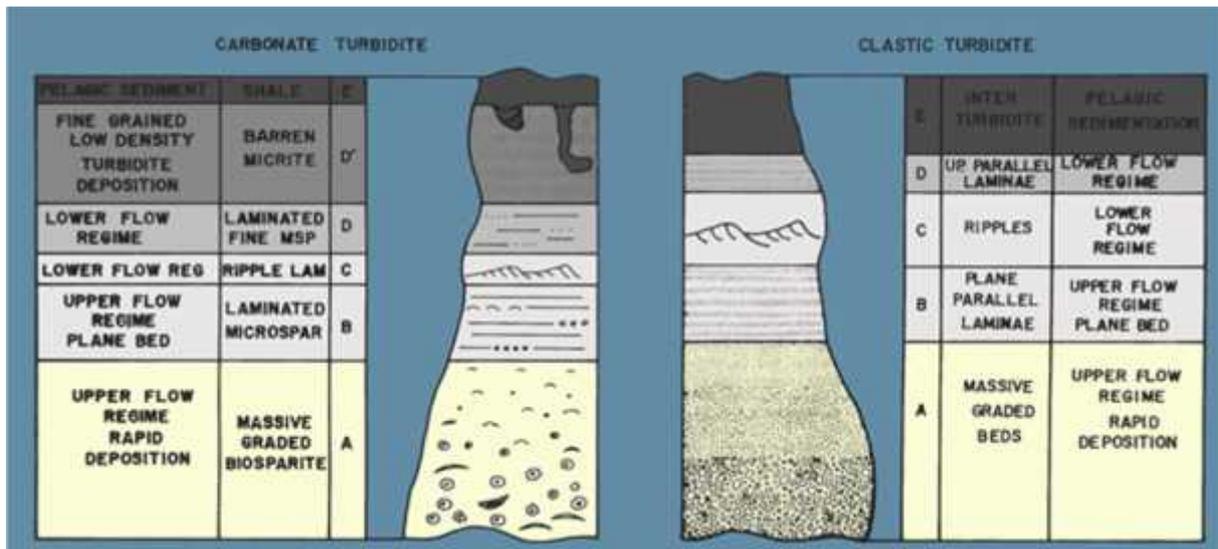


Figure 94 : séquence de Bouma complète



Il est rare d'observer une séquence de Bouma complète dans les nombreuses séries où elle existe. D'une part à cause de l'érosion qui affecte les divisions supérieures, et d'autre part de l'énergie du courant qui tend à diminuer en s'éloignant de la zone de départ, et ne permet pas les dépôts grossiers de la base (a, b et c) vers le large. Par conséquent on distingue trois types de turbidites :

-**Turbidite proximale**, caractérisée par des termes grossières (a, b et c) qui se déposent proche de la source.

-**Turbidite distale**, se dépose vers le large et montre les divisions fines (d et e).

-**Fluxoturbidite**, représente des turbidites très proximales dont les termes sont grossiers et mal classées.

II. Analyse faciologique

L'organisation des faciès change en fonction de sa position dans le cône sous-marin, la granulométrie des sédiments, l'épaisseur des strates, structure interne des dépôts, la géométrie des surfaces de stratification, le rapport sable/argile et de la vitesse du courant. Ces faciès sont classés de **A** jusqu'à **E** suivant une granulométrie croissante des grains, et l'épaisseur des niveaux gréseux.

Faciès A : est formé par des dépôts grossiers conglomératiques (0.5 et 15 mètres). Ils s'organisent en deux sous faciès :

- Le sous faciès A1 : à matrice sableuse (debris-flows)
- Le sous faciès A2 : à matrice argileuse (coulées boueuses)

Faciès B : est formé des couches massives, avec une épaisseur qui varie entre 30 et 200 cm. Il est composé de grès grossiers à moyens à stratification plane et parallèle.

Ce faciès est subdivisé en deux sous faciès qui sont :

- Le Sous faciès B1 : Caractérisé par des dépôts gréseux massifs sous forme des couches lenticulaires où on observe des figures d'échappement d'eau.

- Le Sous faciès B2 : est constitué par des grès moyens à grossiers à stratification oblique, organisée en grandes rides ou dunes.

Faciès C : Ce faciès est représenté par des turbidites de Bouma complètes où les différents termes sont présents. Il comprend des couches épaisses qui présentent une grande extension régionale. Deux sous faciès sont distingués ;

- Le Sous faciès C1 : où domine le terme (a). Il s'agit de sables grossiers à fins mal classés.

- Le Sous faciès C2 : où les termes (d) et (e) sont très importants par rapport au terme (a). Ce sous faciès est caractérisé par un granoclassement modéré.

Faciès D : Ce faciès est le plus présent dans les séries turbiditiques. Il caractérise des séquences de Bouma incomplètes, où on observe trois sous faciès montrant des épaisseurs faibles (150 cm au maximum). Ces sous faciès se distinguent les uns des autres par le rapport entre les sables et les argiles ;

- Le Sous faciès D1 : c'est un sous faciès où le rapport sable/argile est plus important.

- Le Sous faciès D2 : ce sous faciès est plus argileux que le sous faciès précédent.

- Le Sous faciès D3 : ce sous faciès est plus intéressant d'épaisse couche (300 cm). Il est organisé en lis marneux, et concerne uniquement les turbidites (e).

Faciès E : Ce faciès est constitué d'une alternance de couches grossières et de couches minces, où observe une prédominance des grés sous forme de bancs grossiers et fins, montrant un granoclassement faible. Généralement des rides de courant sont observées sur sa surface supérieure. Les faciès E et B2 pourraient être réunis en un seul faciès F.

Faciès G : ce faciès est lié à des dépôts non turbiditiques. Il est représenté essentiellement par des dépôts pélitiques, silteux, marneux ou argileux issus de particules en suspension et/ou rarement de turbidites.

III. Analyse environnementale

La géométrie, les dimensions, les faciès des appareils turbiditiques résultent de l'interaction de plusieurs facteurs :

- Le cadre morpho structural
- Le niveau de la mer
- Le climat
- Les apports sédimentaires

III.1. Talus continental

Le talus continental est entaillé par un système de canyons sous-marins qui peut atteindre 25 km de largeur. Ces canyons assurent le transport des sédiments issus du continent vers le glaciaire, où elle se développe une sédimentation très complexe, souvent sous forme des éventails sous-marins.

Au niveau de **talus** les courants de plateau (courants littoraux, les vagues, les houles) contribuent au transport des particules détritiques vers le large. Au droit de la rupture de pente, leur vitesse décroît rapidement, provoquant ainsi la sédimentation des particules fines, sauf celles de très petite taille de l'ordre de quelques centaines de micromètres, qui restent en suspension dans l'eau. Le talus est donc une zone de sédimentation détritique limitée par rapport au large.

La pente, relativement forte du talus continental, provoque une instabilité ou glissement qui donne naissance à des courants de turbidité.

La position de la rupture de pente, marquant le début du talus continental, est infiniment variable en fonction du temps. Il s'agit d'une zone de sédimentation puissante qui favorise le déplacement du talus se vers le large grâce au phénomène de progradation.

III.2. Les cônes sous-marins (*figure 95 et 96*).

Les éventails sédimentaires sous-marins (*deep-sea fans*) sont les principaux processus de sédimentation au niveau du **glacis**. Ils s'étendent depuis le sommet du talus continental jusqu'au pied du glacis. Ces éventails sont dominés par les dépôts issus de courants de turbidité à partir d'une source d'alimentation, le plus souvent, formée par un système fluvial débouchant sur un système de canyons comme pour les éventails de Messissipi et de Gange.

a .Types des éventails

Les éventails sédimentaires profonds se subdivisent en trois principaux types :

- **Eventails allongés**

Ils ont une forme allongée et se situent à l'embouchure d'une source sédimentaire généralement formée par un delta alimenté par un fleuve. Il s'agit d'un seul chenal subdivisé de manière complexe à l'aval (éventails de Messissipi et d'Amazonie).

- **Eventails radiaux**

Ces types d'éventails sont le plus souvent non liés à des systèmes fluviaux. Ils ont une forme semi-concentrique à l'aval de canyons ou chenaux. La sédimentation dans ce type d'éventails est généralement réduite que dans le cas des éventails allongés. A titre d'exemple, on cite les éventails situés au large de la côte ouest de l'Amérique du Nord.

c. Organisation de base : modèle de WALKER (1978)

Les éventails sous-marins s'organisent en trois unités principales selon le modèle proposé par WALKER (1978) qui s'applique particulièrement aux éventails radiaux et allongés. Ces éventails comprennent de l'amont vers l'aval :

- **Eventail supérieur (*upper fan*)**:

Il se trouve juste après l'embouchure du dispositif d'alimentation, sous-forme d'un chenal (ou système de chenaux) sinueux, à longueur variable de quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres, et une largeur de quelques centaines de mètres à plus de 25 kilomètres.

Ce type d'éventail est généralement instable et mobile à cause de la succession d'érosions et sédimentations.

- **Eventail moyen (*mid-fan*)** :

C'est la zone où on trouve des lobes sédimentaires, qui se forment par des apports du chenal principal. Ces lobes s'organisent en un réseau des chenaux ramifiés, plus ou moins sinueux. La pente dans ce domaine diminue fortement et favorise la sédimentation.

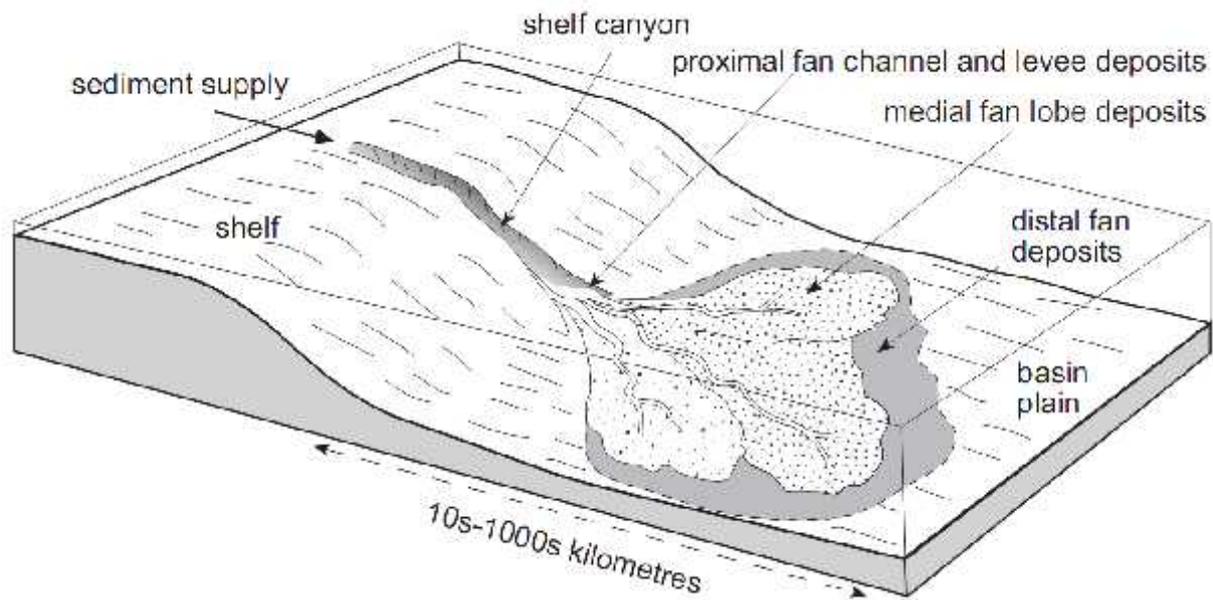


Figure 95 : morphologie d'un éventail sous-marin (Deep-sea fan), (d'après Gary Nichols.2009)

- Éventail inférieur (lower fan) :

L'éventail inférieur, situé à l'aval du cône détritique, s'étend largement au pied du talus continental. La pente dans ce domaine est faible avec une surface concave et une rareté des chenaux qui sont mal individualisés.

c. Faciès et microfaciès (figure 96)

Les faciès et les microfaciès sédimentaires observés se diversifient d'un éventail à l'autre. En outre, chaque éventail se caractérise par un type de faciès bien déterminé lié aux conditions de la mise en place (vitesse, pente, granulométrie...).

L'**éventail supérieur** comprend vers l'amont des successions désordonnées de flots de débris et de cailloutis et graviers soumis à diverses reprises par érosion et passant latéralement à des *slumps*. Vers l'aval commence une organisation dans le dépôt : cailloutis et graviers à granoclassement inverse à cause du freinage des courants contre le fond, et un granoclassement normal après. Les bordures montrent une sédimentation à turbidites fines : divisions **(d)** et **(e)** de la séquence de Bouma voire localement des hémipélagites.

L'**éventail moyen** se caractérise par un faciès constitué de graviers et sables grossiers. Les sables prédominent toutefois avec un granoclassement vertical surmonté de silt argileux (divisions **(a)** et **(e)** de la séquence de Bouma (turbidites proximales), et un autre granoclassement horizontal qui s'affine vers l'aval. Le faciès dans ce type d'éventail évolue aussi latéralement par le remplissage et la migration des chenaux de part et d'autre d'anciens chenaux. Ce changement latéral est aussi dû au développement et la construction de nouveaux lobes de sédimentation par le phénomène de divagation au cours de la progradation.

L'**éventail inférieur** montre des apports gravitaires qui se limitent à des turbidites distales : **(c)** et **(e)** et parfois **(b)** de la séquence de Bouma, alternants avec des hémipélagites qui tendent à croître en

épaisseur vers l'aval. La progradation conduit au recouvrement des dépôts plus ou moins alternant de l'éventail inférieur par les sédiments plus riches en sables de l'éventail moyen.

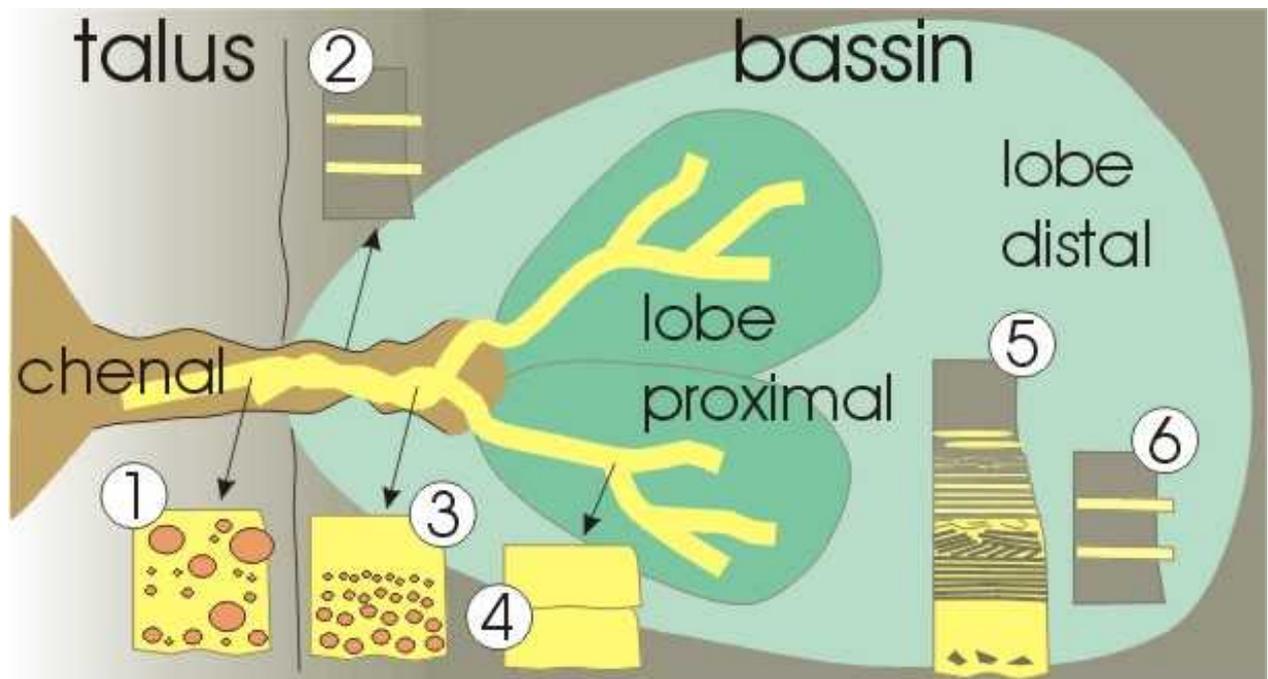


Figure 96 : faciès et microfaciès observés dans un éventail sous-marin (Deep-sea fan)

A proximité des zones sources d'où proviennent les écoulements gravitaires (pieds de talus continentaux), les dépôts s'organisent sous la forme de lobes ou éventails sous-marins. Dans le détail et à partir du canyon sous-marin dont proviennent les sédiments, on peut distinguer :

- des dépôts de type debris flow (1) au niveau du chenal principal ;
- les bordures des chenaux (levées) sont caractérisées par des faciès de débordement, sous la forme de minces niveaux de turbidites (2) ;
- plus en aval, les chenaux montrent des unités granoclassées de sable et gravier (3) ou massives de sable (4) ;
- entre les lobes proximaux et distaux, hors chenaux, s'observent des turbidites de moyenne densité (5) ou de faible densité (6) selon la distance à la source et la nature du matériel.

III. 3 Les flyschs (figure 97 et 98)

Les flyschs correspondent à des formations détritiques marines, à turbidites. Ce sont des roches où la structure schisteuse prédomine. La présence au sein des flyschs de brèches d'écroulement, de blocs exotiques atteste sans aucun doute une activité tectonique et d'un

caractère tecto-sédimentaire lors de l'évolution de bassin (exemple : les flyschs de la chaîne rifaine **figure 97**).



Figure 97 : Partie de l'Unité des flyschs maurétaniens (MAROC)

Ce sont des formations détritiques qui montrent une alternance de lits de grès avec des de conglomérats et de brèches, avec des schistes argileux ou argilo-calcaires. Ce type de sédimentation présente une stratification régulière, rythmique, qu'on peut suivre souvent sur des distances considérables (**figure 98**).

Le faciès flysch a une origine exclusivement marine confirmée par la présence des fossiles marins, à l'exception des organismes allochtones qui accompagnent la sédimentation terrigène.

Ces dépôts se caractérisent dans une épaisse formation de sédiments marins, par les traits suivants :



Figure 98 : Flysch : alternance rythmique de sédiments fins (marnes, argiles ou pélites) et de sédiments grossiers (conglomérats, grès et/ou calcarénites).

- Une alternance rythmique de sédiments de granulométrie fine, schistes, marnes, argiles (pélites) et de sédiments grossiers, conglomérats, grès et/ou calcarénites.
- Classement moyen à mauvais des grès qui renferment un pourcentage moyen d'argiles.
- Fréquence des figures de base dans les bancs gréseux. Par contre leurs sommets passent progressivement et sans transition à des pélites.
- Granoclassement fréquent dans les bancs gréseux.
- Structure directionnelle reconnue sur des aires étendues et apportant une indication sur la direction et même le sens de transport de ces dépôts.
- Rareté des fossiles :
 - Les couches marneuses renferment des fossiles d'eaux profondes.
 - Les couches gréseuses montrent des fossiles resédimentés et dépourvus d'intérêt stratigraphique.
- Dépôts particuliers de slumps, slide, masses conglomératiques et béchiques au sein des masses argileuses.
- Absence de stratification entrecroisée de grande ampleur ainsi que rareté des rides (ripple marks).
- Absence de figures sédimentaires suggérant des conditions de dépôts subaériennes (les empreintes d'animaux terrestres, fentes de dessiccation).