

Filière : Sciences de la Terre et de l'Univers

Semestre 6 : Option 4

Module M36 : Géologie des Réservoirs

Polycopié de cours

**Pièges sédimentaires et
Physique des milieux poreux**

Professeur Abdellah EL HMAIDI

Année Universitaire 2020-2021 – Session de printemps

DESCRIPTIF DU COURS

MODULE « Géologie des Réservoirs & Géochimie de l'Environnement »

Elément de module : Géologie des réservoirs

2^{ème} partie : Pièges sédimentaires et Physique des milieux poreux

L'objectif de ce cours est de comprendre **l'origine et l'évolution des systèmes sédimentaires carbonatés et gréseux**. Il est basé sur un enseignement théorique et pratique dans le but d'acquérir et de mettre en œuvre les différents outils et **méthodes** d'intégration Géologiques – Géophysiques – Réservoirs à différentes échelles (du Pore au Bassin) indispensables à la compréhension de la «**Genèse et évolution des systèmes sédimentaires réservoirs** ».

La genèse des systèmes réservoirs géologiques est abordée d'abord, par des considérations théoriques en s'appuyant sur les **systèmes sédimentaires réservoirs actuels**. Ensuite, la mise en pratique de ces notions, est abordée par des travaux pratiques sur les systèmes sédimentaires carbonatés.

La diagenèse et l'évolution des systèmes réservoir en général et plus particulièrement la compaction, précipitation, dissolution, dolomitisation, dédolomitisation, environnements diagénétiques, typologie des systèmes de pores dans les réservoirs, influence de la diagenèse sur la qualité des réservoirs, etc.

Compétences minimales à acquérir

L'étudiant doit être capable :

- de définir les environnements sédimentaires à partir des critères de faciès, structures sédimentaires et éléments biologiques, etc.
- d'établir un modèle conceptuel d'une plate-forme et d'identifier les niveaux réservoirs associés
- de lever un log litho-stratigraphique sur le terrain.

SOMMAIRE

Chapitre 1 : Modèle de sédimentation de plates-formes continentales détritiques	1
1 – Modèle Méditerranéen : mer sans marées.....	3
2 – Modèle de sédimentation épicontinentale en mers à marées.....	3
3 – Exemples de séquences de plates-formes détritiques.....	
Chapitre 2 : Modèle de sédimentation de plates-formes continentales carbonatées	
1 – Principaux faciès d'une plate-forme carbonatée	10
2 – Exemples de séquences de plates-formes carbonatées.....	10
Chapitre 3 : Modèle de sédimentation au niveau de la pente et du glacis continentaux	
1 - Introduction	14
2 - Morphologie des éventails profonds.....	14
3 - Modèles relatifs aux deep-sea-fans (WALKER).....	15
4 – Séquences sédimentaires au niveau du talus et du glacis.....	19
Chapitre 4 : Diagenèse des roches détritiques et carbonatées	
1 - Généralités.....	14
2 - Les principaux phénomènes diagénétiques.....	14
3 - Les principaux "environnements" diagénétiques" des roches carbonatées.....	15
4 - Quelques intérêts de l'étude de la diagenèse.....	19
5 - Conditions de la dolomitisation.....	19
Bibliographie	

Chapitre 1 :

MODELE DE SEDIMENTATION DE PLATES-FORMES CONTINENTALES DETRITIQUES

1. Introduction

L'existence des différents types de marges résulte de deux raisons :

- raison tectonique entraînant la subsidence du bassin de croûte océanique en dépit du plateau plus ou moins stable et de croûte continentale avec existence de failles transverses déterminant des compartiments à évolution différentes (Fig. 1).

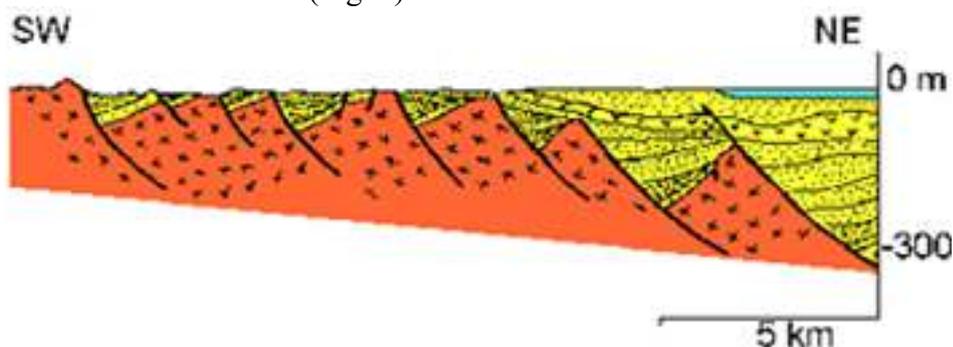


Figure 1 : structure d'une marge passive

- raison sédimentaire du fait que toutes les marges progressives correspondent à de larges plateaux continentaux situés en avant des grands fleuves (golfe du Lion en face du Rhône, golfe de Valence en face de l'Ebre, plate-forme adriatique en face de Pô).

2. Modèle Méditerranéen : mer sans marées

2.1. La couverture sédimentaire récente

Dans la couverture sédimentaire récente, les dépôts s'organisent en une construction sédimentaire prismatique appelée P.S.E. "Prisme Sédimentaire Épicontinental". Son épaisseur atteint 20 à 40 m au niveau de l'étage infralittoral rhodanien. Il s'amincit rapidement vers le large jusqu'à une accumulation quasiment nulle en limite du plateau externe (Fig. 2). Son temps de mise en place, très rapide, est d'une échelle séculaire.

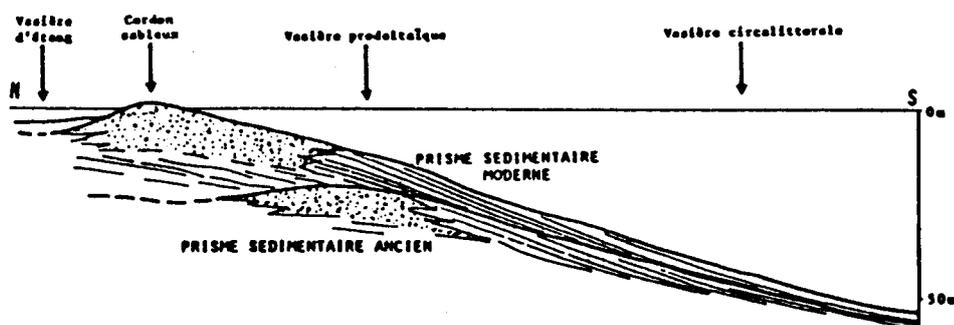


Fig. 2 : Le prisme sédimentaire épicontinental (E. P. S.) : partie supérieure du colmatage holocène face au delta du Rhône. D'après Aloisi et al., 1977.

De la côte vers le large, les dépôts du P.S.E montrent un affinement granulométrique progressif, mais irrégulier. En face des embouchures un phénomène d'envasement précoce (jusqu'à 60 % de pélites) aboutit à la formation des prodeltas par floculation.

2. 2. La couverture sédimentaire actuelle

Actuellement, la couverture sédimentaire récente apparaît organisée (Fig. 2 et 3) en bandes parallèles au rivage (Aloisi, 1986) :

Les sables côtiers interlittoraux : Situés dans la zone d'action des houles (entre 0 et 10m), ils forment un cordon littoral épais d'environ 15 à 20 m. Leur dépôt correspond à la période de stabilisation du niveau marin depuis 4 à 5000 ans BP.

Les dépôts prodeltaïques : Ce sont des faciès, hétérogènes et très plastiques, constitués par alternance de petits lits sableux, silteux et vaseux. Ils dépendent des conditions hydrologiques et hydrodynamiques temporaires liées au régime des crues et des turbulences saisonnières. Ils correspondent au dépôt rapide, par floculation, des "noyaux" d'argile les plus fins (smectite et interstratifiés). Les taux de sédimentation très forts (30 cm/an en face du Rhône) sont responsables des conditions réductrices, favorisant la formation de minéralisations sulfurées et d'un faciès particulier de "vase à bulles" dû aux inclusions gazeuses de méthane.

Les sables infralittoraux : Ils forment un système de cordons fossiles étalés entre – 60 m et – 30 m. Ils témoignent de l'établissement des plages marines et de barres deltaïques fossiles lors d'un ralentissement de la transgression tardi-glaciaire - holocène.

Les vases circalittorales : Ce sont des vases fines homogènes, plastiques et oxydées qui se déposent par décantation et s'organisent en bandes continues sur la plate-forme médiane au delà de – 30 m. Elles atteignent leur épaisseur maximale d'environ 3 m aux environs de -50 m, face au Rhône.

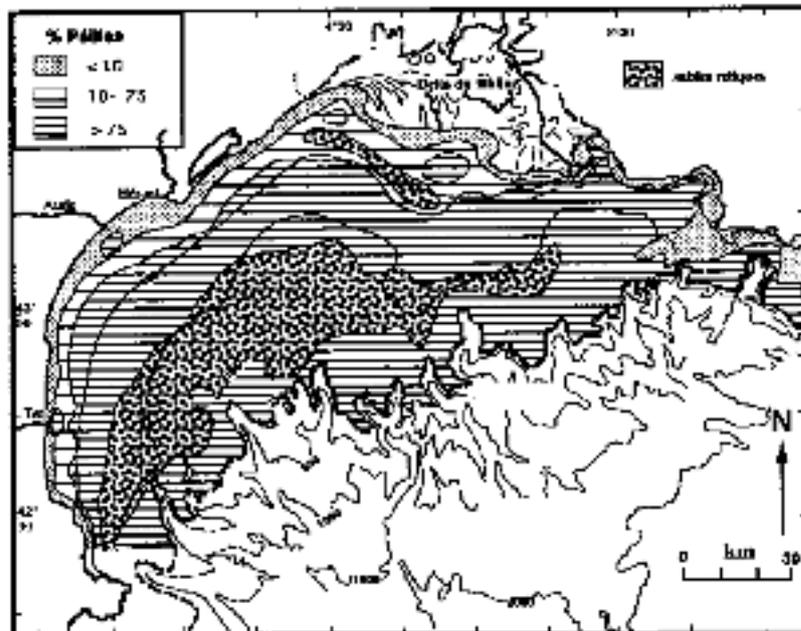


Fig. 3 : Carte sédimentologique des faciès superficiels sur la plate-forme du Golfe du Lion (Got et Aloisi, 1990).

Les sables détritiques du large : Ils s'étendent sur toute la bordure du plateau, de – 80 m à – 100 m de profondeur, en une bande de 10 m d'épaisseur et de 20 à 30 km de large. Ce sont des sables ± grossiers, coquilliers (40 à 75% de carbonates) et riches en glauconie. Ils sont généralement dépourvus de couverture vaseuse récente à cause des courants forts. Au niveau de la rupture de pente et, en particulier, à proximité des têtes de canyons, ils sont soumis aux phénomènes d'érosion gravitaire qui alimentent ainsi les flux de la sédimentation bathyale.

Ces sables représentent des formations reliques d'âge postglaciaire et correspondent à des dépôts littoraux mis en place au cours des stades d'arrêt de la transgression tardi-glaciaire – holocène (Fig. 4).

2. 3. La couverture sédimentaire à l'échelle du Quaternaire : les corps sédimentaires des plates-formes continentales présentent une succession de séries plus ou moins obliques. Ces séries, caractéristiques de dépôts deltaïques, sont tronquées à leur sommet par des surfaces d'érosion. Cette structure, qui se rencontre le long des plates-formes du golfe du lion, du golfe de Valence, de Pô, etc..., trouve son explication dans les variations eustatiques (Fig. 4, Fig. 5 : modèles de Coppier, 1982 et Fig. 6 : modèle d'Aloisi, 1986).

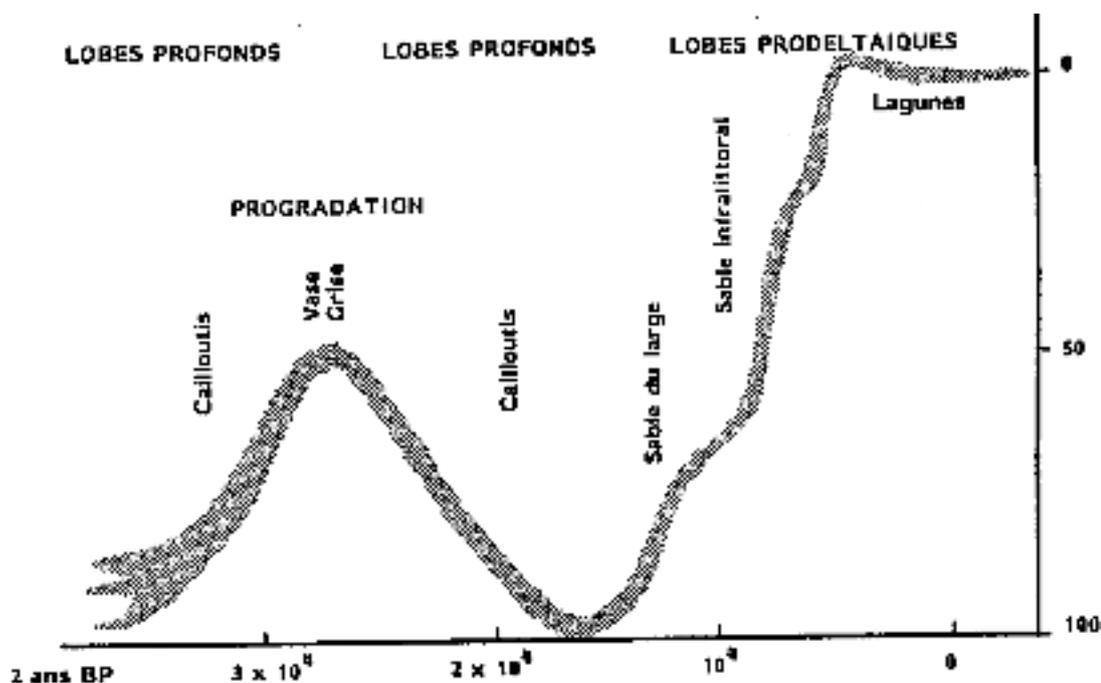


Fig. 4 : Relation entre les constructions sédimentaires et les variations du niveau marin au cours du dernier cycle glaciaire-postglaciaire (Monaco et al., 1982).

En période de haut niveau marin HNM (Fig. 5 et 6-A) : les apports sont piégés dans les zones internes de la plate-forme et s'organisent en prismes sédimentaires épicontinentaux (P.S.E.), particulièrement développés en face des grands émissaires (zones prodeltaïques). Le transit latéral des centres de dépôts y est dominant. La plate-forme externe est le siège d'une sédimentation très réduite, voire nulle. Néanmoins les phénomènes de chenalisation du néphéloïde benthique au niveau des têtes de canyon peuvent encore alimenter, faiblement, le bassin profond (situation holocène).

Au sud du Rhône, cinq prismes successifs s'empilent en se décalant, soit par translation, du large vers la côte, (transgression holocène), soit par translation vers le large sous l'effet d'une sédimentation progradante provoquant un léger mouvement régressif, soit par translation latérale contrôlée par les divagations de la source d'apport.

Durant les stades de baisse du niveau marin (Fig. 5-3 et 4 et Fig. 6-B) : la régression est à l'origine de la migration des centres de dépôt vers le large, de l'ablation des dépôts précédents, de la formation des discontinuités majeures de la couverture (surface d'érosion) ainsi que du développement d'une partie au moins des épandages alluviaux des zones émergées. La régression est également responsable du colmatage de la plate-forme moyenne et externe (transfert latéral et longitudinal des unités) et la progradation du rebord et du talus supérieur. Ce qui reste est dû à la subsidence qui n'affecte pas que les parties distales du plateau continental.

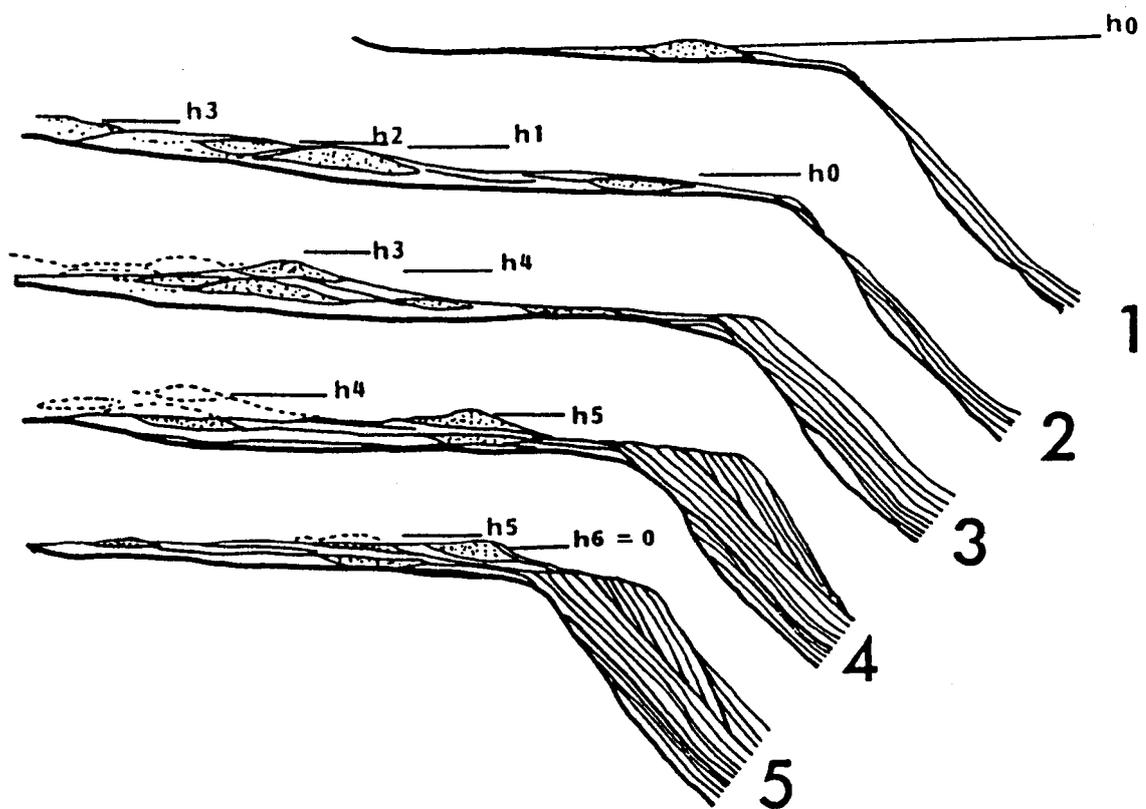


Fig.

5 : Transfert des centres de dépôts en fonction du niveau marin : modèle de Copier (1982).

Fin du Bas niveau marin (Fig. 5-5 ; Fig. 6-C) : tout le plateau continental est exondé ; les apports fluviaux transitent principalement par les canyons sous-marins et contribuent à l'édification des éventails profonds (deep-sea fan). Les prismes construits au cours de cette période sont tronqués au fur et à mesure de la baisse du niveau marin.

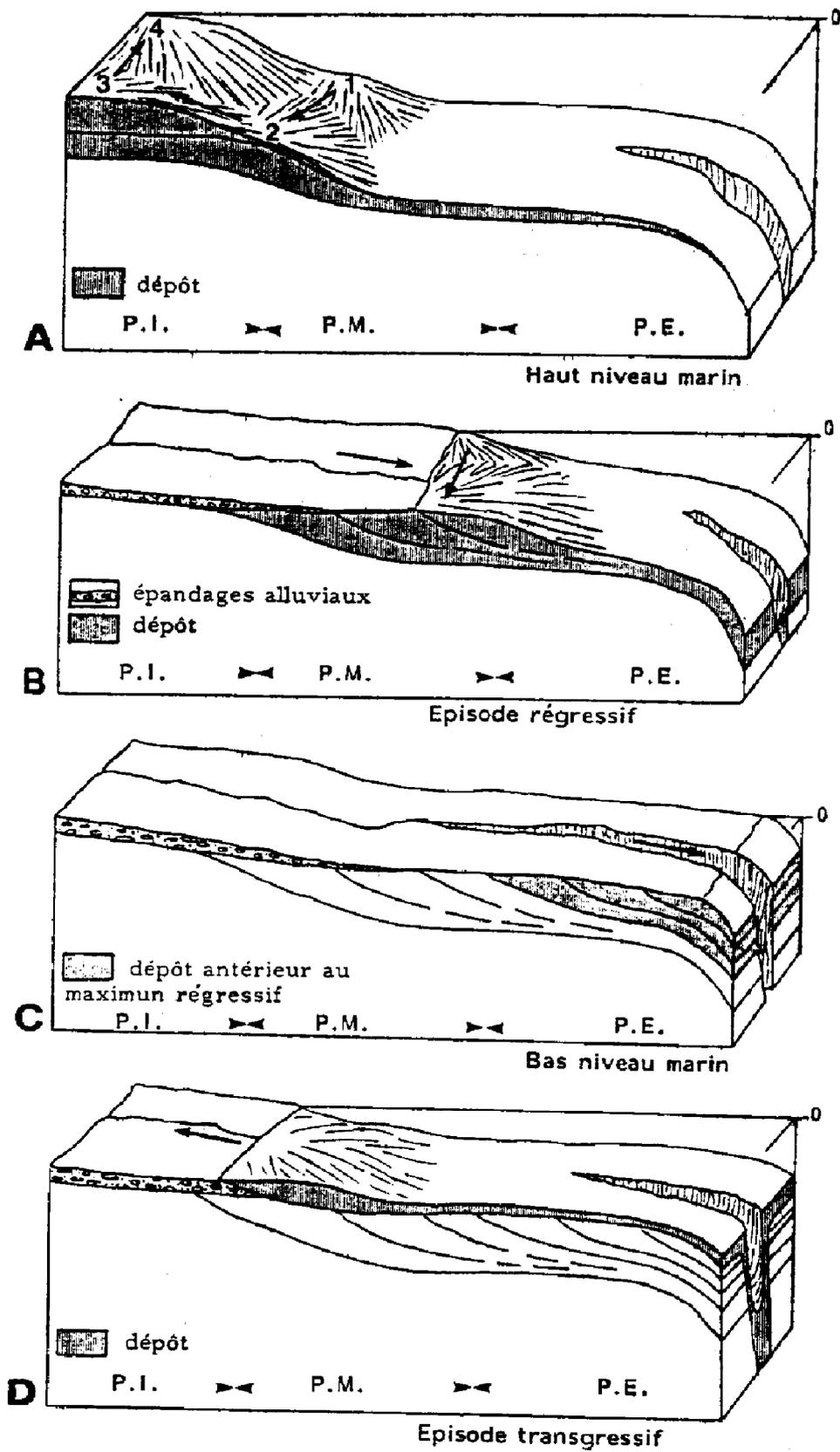


Fig. 6 : Modèle d'évolution de la plate-forme continentale du Rhône en fonction des variations glacio-eustatiques du Quaternaire (Aloisi, 1986).

Pendant la période transgressive suivante (Fig. 5-2 et Fig. 6-D) les conditions de l'aggradation s'établissent. La chenalisation des apports vers le deep sea fan reste sans doute encore importante pendant les premières phases de la remontée eustatique malgré un comblement partiel des canyons.

La poursuite du mouvement transgressif sur une surface subhorizontale replace rapidement le rivage marin dans les zones internes de la plate-forme (Fig. 6-A).

Ainsi, au cours des cycles glacio-eustatiques successifs quaternaires, seules les périodes régressives participent efficacement à l'édification de la couverture sédimentaire de la plate-forme et du talus. Ce sont elles qui enregistrent les taux maxima de progradation.

2. Séquences sédimentaires de la plate-forme continentale

L'accumulation sédimentaire en un point donné d'une plate-forme continentale est régit surtout par les variations de la hauteur de la tranche d'eau au cours du temps. Ces dernières sont-elles mêmes contrôlées par les pulsations de l'expansion océanique, le glacio-eustatisme, l'importance et le rythme de la subsidence, le contexte tectonique des bordures océaniques, etc... La résultante de ces facteurs permet le dépôt de séquences à tendance transgressive, régressive ou aggradante (Pl. 8 - Fig. 2), mais variables selon la prédominance des facteurs hydrodynamiques (marées, vagues de tempête ou décantation).

2. 1. Séquences transgressives

Elles sont caractérisées par un affinement granulométrique général de la base vers le sommet. Elles enregistrent ainsi la remontée du niveau marin responsable du transfert des centres de dépôts vers le continent (progression en onlap) et de la diminution du taux de sédimentation vers le large (Fig. 7-A).

Ces séquences montrent de bas en haut une sédimentation grossière (graviers et sables), de la plate-forme continentale interne, mise en place par les vagues, puis des sables à stratifications obliques en épis (marées) et de grands ensembles sableux d'accumulation (vagues de sables, bancs tidaux) de la plate-forme continentale intermédiaire et enfin des sables fins à figures sédimentaires éparées (répandues en désordre) qui passent à des vases terrigènes côtières fortement bioturbées de la plate-forme continentale externe. Les séquences de transgression holocène constituent un exemple largement répandu de ces successions sédimentaires (Voir également l'exemple de la marge du Rhône).

2. 2. Séquences régressives

La chute du niveau marin et par conséquent le recul de la ligne de rivage entraînent une progradation des sédiments en offlap vers le large et une sédimentation granocroissante sur une verticale donnée (Fig. 7-B). Ainsi, les vases bioturbées parfois glauconitiques de la plate-forme externe, passent vers le haut à des lits sableux de plate-forme interne sur lesquels se déposent les sables à stratifications obliques des bancs immergés successifs, alternant avec des dépôts de dépressions et de chenaux (sédimentation continentale). Les dépôts ne sont épais et la séquence n'est complète, que si la subsidence est importante.

2. 3. Séquences d'agradation

Elles désignent une sédimentation par colmatages répétés sur une plate-forme soumise à une subsidence irrégulière et saccadée. Elles comprennent, au-dessus de faciès littoraux d'estrans tidaux antérieurs à la subsidence, une succession \pm alternante de boues et silts bioturbés de plate-forme externe et de sables à structures obliques et chenaux de plate-forme interne (Fig. 7-C). Les dépôts indiquent des profondeurs ne débordant jamais les limites supérieure et inférieure de la plate-forme, et reflètent un équilibre eustatique instable.

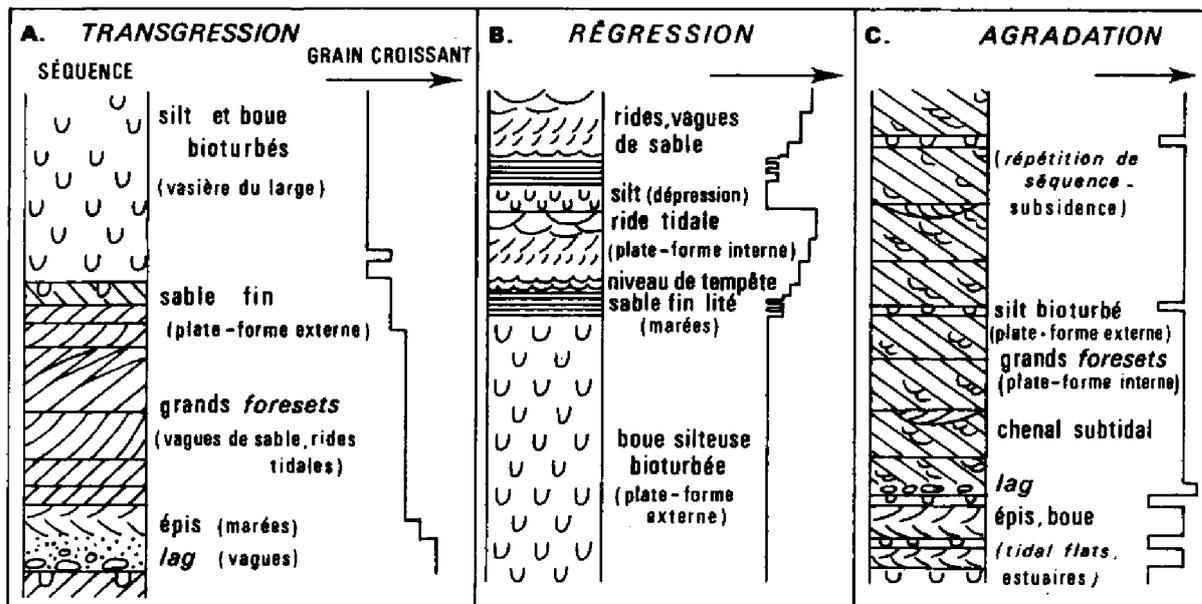


Fig. 7 : Séquences sédimentaires schématisques de plates-formes (Galloway et Hobday, 1983) :
 - A : transgression dans une région soumise à l'action marquée des marées. - B : régression, avec progradation sur des fonds parcourus par des courants de marée et parfois de tempêtes.
 - C : agradation, par colmatage cyclique déterminé par une subsidence saccadée sous régime mixte de marées et de tempêtes.
 N.B. : *Lag* = particules de grande taille abandonnées sur place. *Foreset* = ensemble de stratifications obliques formées du côté aval des rides de courant.

Chapitre 2 :

MODELES DE SEDIMENTATION DE PLATES-FORMES CONTINENTALES CARBONATEES

1. Principaux faciès d'une plate-forme carbonatée :

1. 1. Ensembles carbonatés de plate-forme interne

1. 1. 1. Sédiments carbonatés subtidaux de bassins internes, lagons ou baies

Ces sédiments se déposent dans des environnements protégés par de vastes zones d'eaux peu profondes, par des récifs ou des barrières de sable. Le faciès est caractérisé par de larges feuillets de sédiments peu triés. Dans des eaux peu profondes, il s'agit essentiellement de boues ou de sables carbonatés ; dans des eaux plus profondes, on observera plutôt des marnes et des argiles. Les sédiments se forment in situ ou par destruction de la barrière. Les contacts sont généralement nets avec les autres faciès.

Exemples récents : Golfe Persique, Bahamas, lagons des atolls du Pacifique.

Exemples anciens : Paléozoïque du centre des Etats-Unis, Mésozoïque du Gulf Coast.

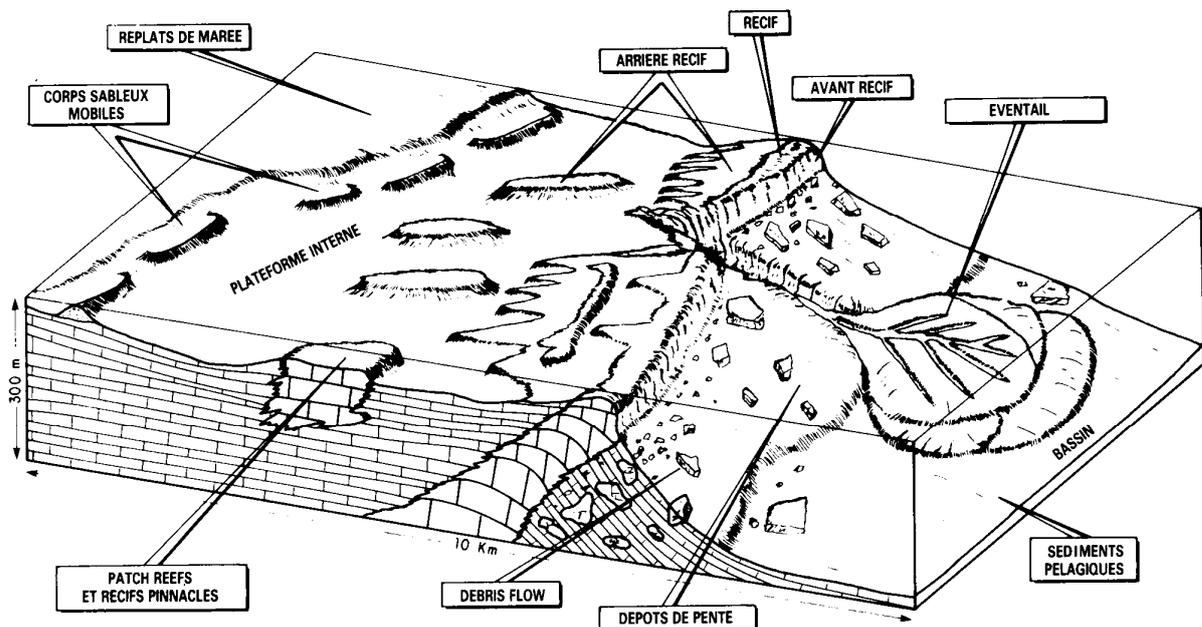


Fig. 8 : Principaux systèmes de dépôts sur une marge continentale carbonatée.

1. 1. 2. "Patch reefs" et "mound"

Ces structures se forment lorsqu'une remontée rapide du niveau de la mer recouvre les plates-formes carbonatées et les mers fermées. Il s'agit de constructions d'organismes pour les "Patch reefs" et d'accumulations de silts et de boues carbonatées pour les "mound".

Ces corps se constituent en rides non orientées et en pinacles. Ils se développent préférentiellement sur de petites hauteurs topographiques préexistantes dans des zones où il existe

une certaine action des vagues ou une présence de courants de marée. A la base, les contacts sont généralement progressifs avec les sédiments de plate-forme ; au sommet, des corps sont fréquemment recouverts de marnes et d'argiles. Ces corps peuvent être également coalescents.

Exemples récents : Certains récifs de la Grande Barrière d'Australie et de Nouvelle-Guinée.

Exemples anciens : Les récifs pinacles du centre du Haut Atlas marocain, les récifs dévoniens du Canada occidental, les récifs siluriens du centre des Etats-Unis.

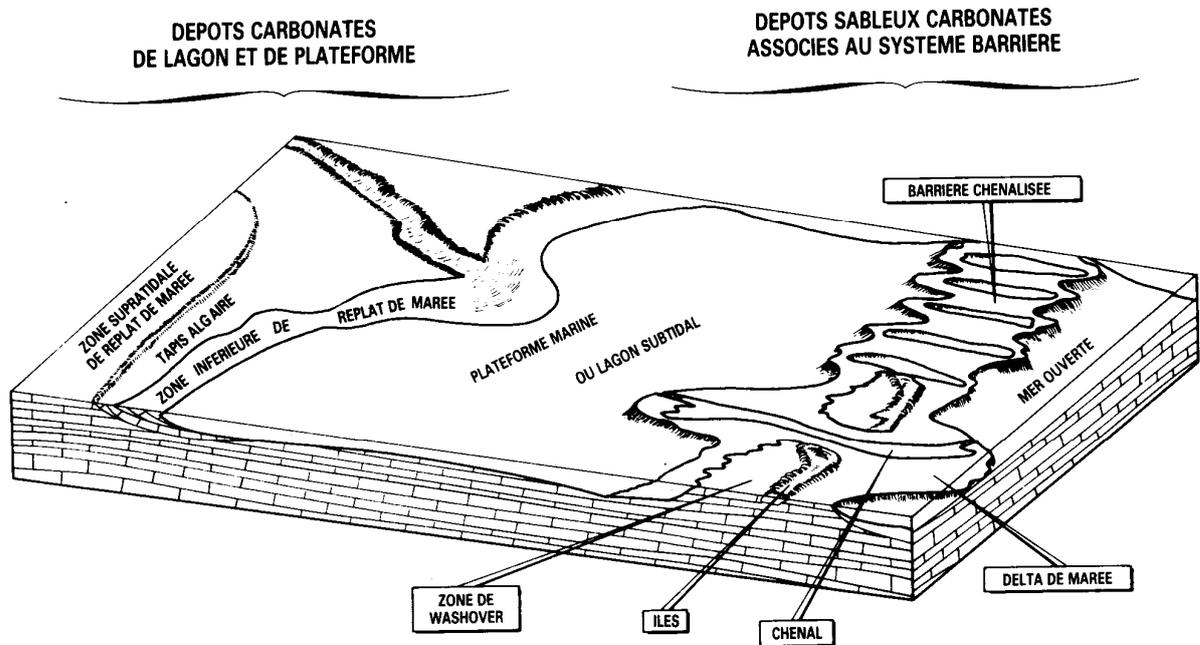


Fig. 9 : Principaux systèmes de dépôts sur une plate-forme carbonatée.

1. 1. 3. Sédiments de replats de marée "tidal flats"

Ces sédiments apparaissent dans les zones de grande variation de hauteur d'eau, y compris les zones intertidales et supratidales. Constitués essentiellement de sables et de boues carbonatées, ils contiennent souvent des concrétions algaires. Ils sont fréquemment dolomitiques et évaporitiques en région aride.

Ils se forment in situ par précipitation de carbonates dans les eaux très salées ou bien à partir de boue transportée lors des tempêtes. La sédimentation se fait en feuillets décimétriques ou métriques.

La séquence habituelle est progressive du côté interne : replats de marée sableux puis boueux, suivis de mangrove et de tapis algaire ("algal flats"), ensuite zone supratidale de replats de marée ("supratidal flats").

Exemples récents : En Floride, aux Bahamas, à Abou Dabi.

Exemples anciens : Trias alpin.

1. 2. Ensembles carbonatés de bordure de plate-forme

1. 2. 1. Récifs

Les constructions récifales se développent dans des zones oxygénées, par exemple à une rupture de pente là où les vagues se brisent. Elles peuvent être continues (barrière) ou discontinues (biohermes) sur les rebords des plates-formes ou dissimulées vers l'intérieure. Les récifs qui sont formés par l'activité d'organismes représentent une source de sédiments purement carbonatés tant du côté externe que du côté interne. Les principaux faciès sont représentés par le cœur du récif constitué de carbonates formés in situ. Il y a passage progressif du récif à l'avant-récif, essentiellement composé par des accumulations de débris provenant du récif lui-même. Le passage à l'arrière-récif est brutal vers les patch reefs.

Le passage à l'arrière-récif est brutal, lequel est formé par des accumulations d'organismes spécifiques mélangés à des débris du récif. Celles-ci prennent les noms de "patch reef" ou de "récifs de lagon". Ces derniers, qui peuvent être très répandus, sont généralement massifs et la taille des sédiments y varie de celle du sable à celle de la boue. Juste en arrière du récif ou sur l'arrière-récif, peuvent se développer des îles barrières ou des plages barrières ; Elles sont formées de corps sableux carbonatés allongés. Du côté du récif, ces corps sont généralement disséqués par les tempêtes et les deltas de marée ; les sédiments y sont alors plutôt boueux.

Les récifs passent fréquemment à des sédiments terrigènes du côté interne. Si le niveau de la mer baisse brutalement, le récif est érodé et il y a alors formation de sédiments bioclastiques analogues à ceux de l'arrière-récif.

Exemples récents : grande Barrière d'Australie, atolls du Pacifique, golfe Persique.

Exemples anciens : Précambrien et Paléozoïque de l'Amérique du Nord.

1. 2. 2. Cordons sableux carbonatés

Ces sables peuvent être totalement indépendants des formations récifales et créer un ensemble d'îles barrières carbonatées et de deltas de marée. *Cependant, ils sont communément associés aux récifs dans les zones inter-récifales*; Ils sont essentiellement constitués de bioclastes ("skeletal") bien triés et/ou de sables oolithiques dans lesquels on observe des structures entrecroisées. Le dépôt peut être interrompu par des récifs et recoupé par des chenaux de marée. Les contacts inférieurs sont de type érosionnel et les contacts supérieurs sont très nets et dus aux forts contrastes lithologiques. La formation des sables bioclastiques et des oolithes se réalise in situ essentiellement, les oolithes étant rarement transportés sur de grandes distances. Toutefois les sables bioclastiques peuvent provenir de récifs proches.

La dimension de ces corps sableux varie de quelques dizaines de mètres carrés à plusieurs kilomètres carrés. Ils peuvent passer vers la mer aux récifs ou à des faciès d'eaux profondes et vers l'intérieure à des dépôts stromatolithiques ou sableux stables.

Exemples récents : Marge de la plate-forme de Floride, barres oolithiques des Bahamas et d'Abou Dhabi. Exemples anciens : Dogger du bassin de Paris.

1. 2. 3. Bancs de boue bioclastiques ("mud skeletal bank")

Il s'agit de corps allongés parallèles à la bordure de la plate-forme se formant au niveau et en dessous de la zone d'action des vagues par accumulation de sédiments. Leur taille varie de celle de petits monticules à des corps étirés sur plusieurs kilomètres ; leur épaisseur variant du mètre à la centaine de mètres. L'accumulation des sédiments se fait en conjonction avec la présence d'algues vertes qui retiennent les éléments fins provenant de la destruction par les vagues de corps

carbonatés divers. L'aspect des sédiments ainsi retenus varie de celui de la boue calcaire à celui du sable. Leur structure globale est relativement massive avec d'énormes stratifications indistinctes. Les contacts de ces unités sont progressifs à la base, avec parfois présence de brèches, et nets au sommet.

Vers la mer, ces corps carbonatés passent à des boues terrigènes ou à des sables détritiques ; du côté interne, ils passent à des carbonates d'eaux peu profondes ou à des sédiments d'environnements fermés.

Exemples récents : Holocène de Shark Bay, Australie. Exemples anciens : Carbonifère d'Angleterre, d'Irlande (récifs du Waulsortian).

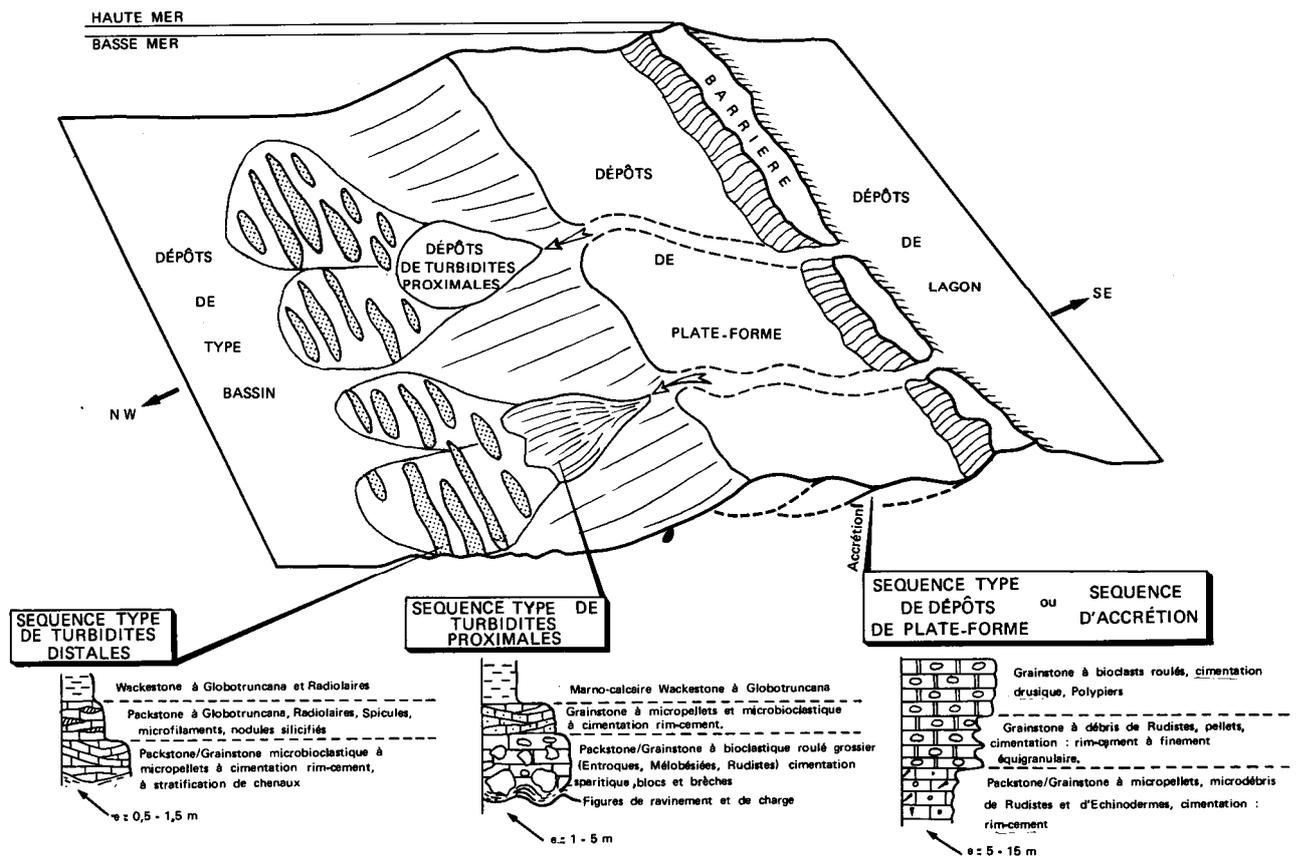


Fig. 10 : Modèle (1) de répartition de dépôts sur une plate-forme carbonatée

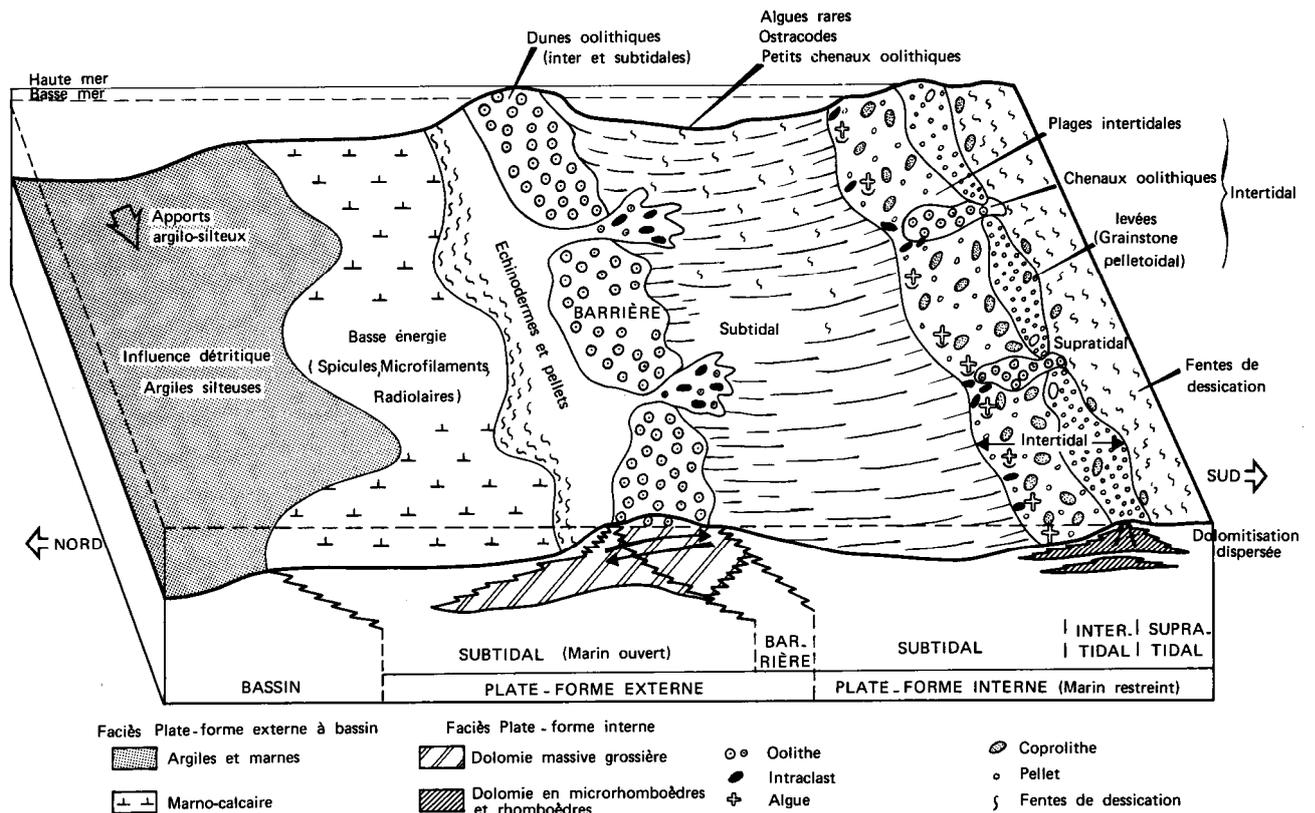


Fig. 11 : Modèle (2) de répartition de dépôts sur une plate-forme carbonatée

2. Exemples de séquences de plates-formes carbonatées

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 dépôt est décroissante vers le haut et négative dans le cas contraire (Fig. 12, 13, 14, 15 et 16).

- Exemples de séquences élémentaires (Fig. 12, 13, 14, 15 et 16).

- Les modalités de la progradation et du remblayage : la progradation des plates-formes carbonatées résulte d'une accréation vers le large. Ainsi avec le temps, les faciès migrent vers les aires distales de plus en plus éloignées de la plate-forme (ex. récifs "progradants") (Fig 17). Deux paramètres essentiels interviennent : 1- subsidence, 2- vitesse de sédimentation. Ainsi, en milieu optimum, l'accumulation des carbonates est si rapide qu'il en résulte des modèles régressifs même si la subsidence demeure élevée : séquence klüpfélienne comence par une tendance transgressive (onlap) avec faciès marins francs infra et circalittoraux et se termine par une phase de remblayage et de recul de la ligne de rivage (offlap séquence). L'ensemble de cette séquence dite "séquence Klüpfellienne" correspond à une unité cyclothématique progradante (Fig. 14). Plusieurs séquences klüpféliennes peuvent se succéder et se décaler dans le sens de la progradation selon la loi de Walter.

En fonction de l'hydrodynamisme, du milieu de dépôt et des processus de progradation, il existe un certain nombre de séquence élémentaires du chenal (+), du lagon (+ ou -), d'accréation (-) (Fig. 12, 13, 14, 15 et 16).

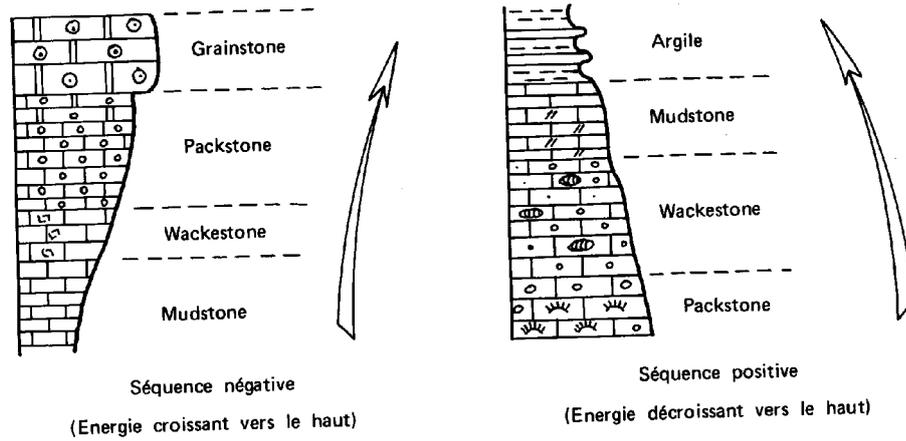


Fig. 12 : Séquences positives et négatives

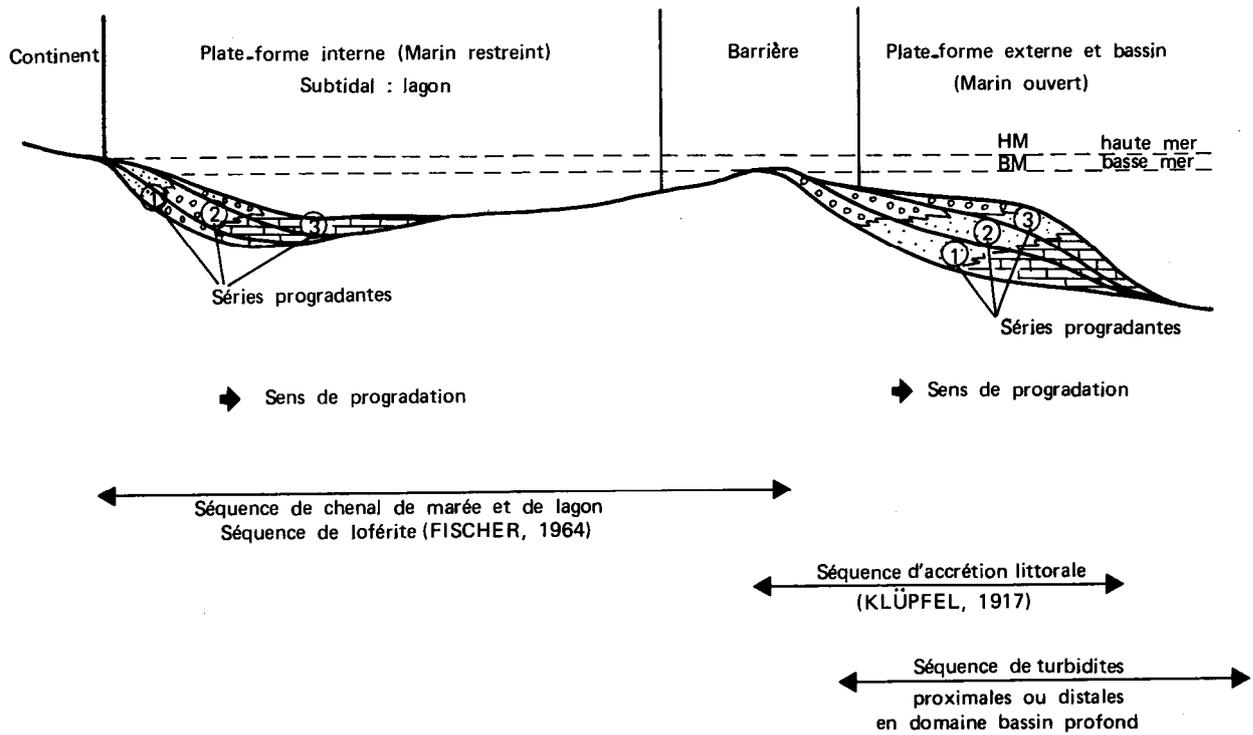


Fig. 13 : Schéma de répartition des principaux types de séquences de dépôts carbonatés

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

Fig. 14 : Type de séquence élémentaire de dépôts : Séquence d'accrétion littorale Klupfélienne).

Coupe schématique	Lithologie et Stratification	Aspects particuliers	Energie	Eléments figurés	Milieus de dépôt
	Dolomies et Evaporites (diagenèse précoce)	Mudstone Boundstone Varves Conglomérats Fenestrae Hard - grounds Mud - cracks	Variable généralement faible	Quartz - Micas Lignites - Silice Sulfures de fer Stromatolithes Intraclasts Gravelles Lithoclasts	Supratidal (levée de chenal ou de tempête)
	Dolomies et Calcaires clairs en bancs décimétriques à métriques	Packstone Boundstone Strates entrecroisées Granoclasement Varves Conglomerat Fenestrae Hard - grounds Mud-cracks	Moyenne	Quartz - Micas Lignite Stromatolithes Bioclasts roulés Oncolithes Intraclasts Pellets Gravelles Oolithes	Intertidal
	Calcaires clairs en bancs dm à m	Boundstone Grainstone-Packstone Strates entrecroisées	Forte	Algues - Coraux Bioclasts roulés Benthiques Oolithes Gravelles	Subtidal (chenal ou fond de marée)

Fig. 15 : Type de séquence élémentaire de dépôts : Séquence de chenal de marée (positive)

Coupe schématique	Lithologie	Aspects particuliers	Energie	Eléments 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 à Intertidal
	Boundstone algaire				
	Grainstone - Packstone à Foraminifères benthiques	Grainstone, Packstone	Moyenne à forte	Foraminifères benthiques, Oncolithes	Intertidal à Subtidal
Wackestone à Forams et algues vertes	Wackestone	Faible	Algues vertes	Subtidal	

Fig. 16 : Type de séquence élémentaire de dépôts : Séquence de lagon (positive ou négative)

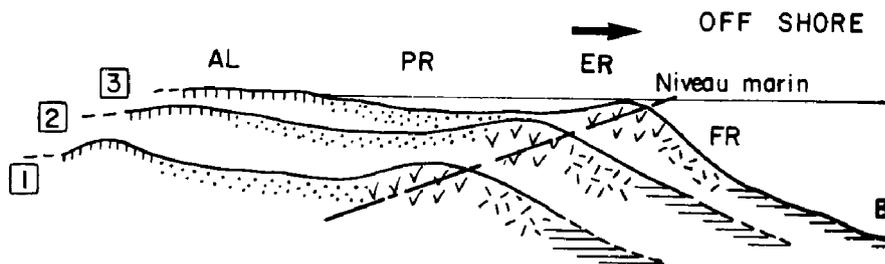


Fig. 17 : Séquence de plate-forme récifale progradante : Modèle à séquences régressives. 1, 2 et 3 représentent des isochrones. B : faciès de bassin, FR : fronto-récifal, ER : épirécifal, PR : post-récifal, AL : adlitooral.

Chapitre 3 :

MODELE DE SEDIMENTATION AU NIVEAU DES TALUS ET GLACIS CONTINENTAUX : CAS DES EVENTAILS SEDIMENTAIRES PROFONDS (Deep-Sea Fans)

1. Introduction

Les éventails sédimentaires sous-marins (deep-sea fans) sont dominés par les apports détritiques et s'étendent depuis le sommet des talus continentaux jusqu'aux plaines abyssales adjacentes. Les éventails profonds dans lesquels prédominent les dépôts issus des courants de turbidité, se développent à partir d'une source sédimentaire localisée vers le sommet de la marge continentale. Cette source est formée, le plus souvent, par un système fluvial débouchant sur un système de canyons comme pour les éventails du Gange, du Niger, du Mississippi, du Rhone (Fig. 18 et 19).

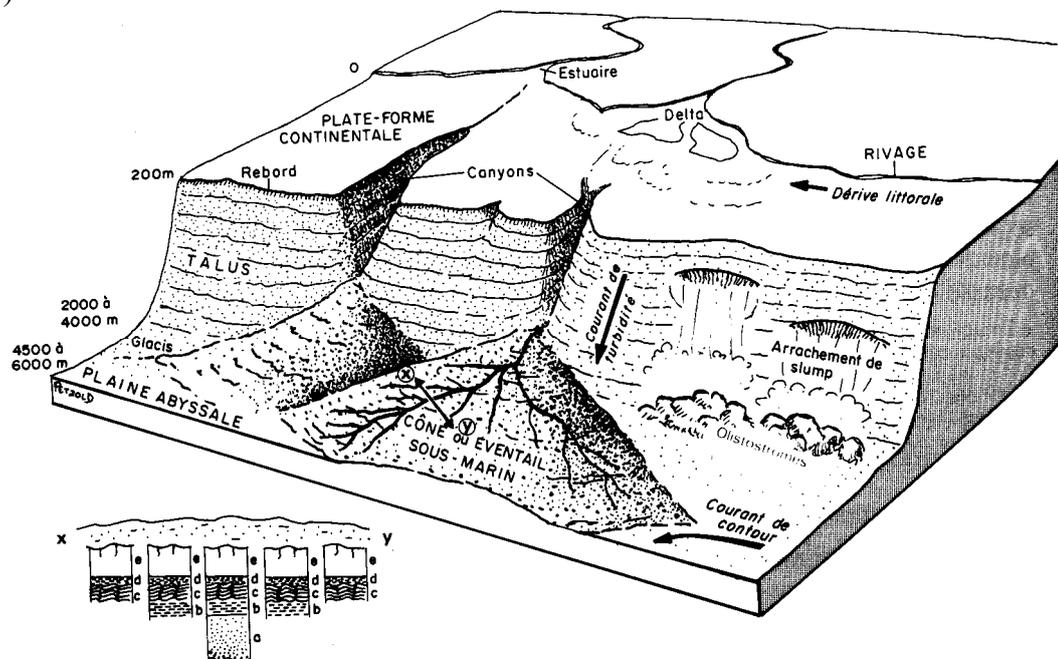


Fig. 18 : Morphologie d'une marge stable (plate-forme continentale et talus) et principaux types de courants gravitaires. En bas à gauche : organisation des dépôts de l'éventail (XY) suivant la séquence de Bouma progressivement amputée des termes les plus grossiers au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'axe du chenal.

2. Morphologie des éventails profonds

Sur le plan morphologique, trois principaux types d'appareils sédimentaires riches en turbidites, développés vers la base des marges continentales, peuvent être distingués :

2. 1. Eventails allongés (elongate fans)

Se forment dans le prolongement d'une source sédimentaire principale unique, souvent constituée par un fleuve. Habituellement, il s'agit d'un seul chenal principal d'alimentation, qui se divise de manière complexe vers l'aval. Les dépôts sont formés essentiellement d'argiles, de silts et de sables fins. Exemples : éventail du Gange, du Mississippi, de l'Amazone, de Saint-Laurent et du Rhône.

2. 2. Eventails radiaux (radial fans)

Ils sont disposés de manière semi-concentrique à l'aval de canyons ou chenaux sous-marins bien individualisés, mais souvent non liés à des systèmes fluviaux. Les apports détritiques sont plus restreints que dans le cas précédent. Les dépôts sableux sont aussi abondants, voire davantage, que les boues. Exemples : éventails situés au large de la côte ouest de l'Amérique du Nord : de La Jolla, de San Lucas.

2. 3. Les accumulations de talus (slope-apron)

Elles procèdent d'apports amont ± dispersés, sans chenal d'alimentation et en dehors des zones d'influence directe des fleuves. Elles comprennent des sédiments riches en sables et parfois graviers, ± associés à des boues, et dont le taux de sédimentations est faible à moyen.

Des dispositions intermédiaires variées existent entre les trois types décrits ci-dessus, du fait de la diversité des facteurs responsables de l'édification des éventails sédimentaires profonds. Les effets les plus importants sur l'édification des éventails paraissent déterminés par l'activité tectonique et par les variations du niveau marin. Les accumulations les plus évoluées se situent principalement le long des marges actives et en cisaillement, où l'activité tectonique provoque un alluvionnement important. Lors des périodes de transgression et de haut niveau marin, la sédimentation est relativement peu active dans les éventails, l'érosion continentale tendant à diminuer par élévation du niveau de base.

3. Modèles relatifs aux deep-sea-fans (WALKER)

Quel que soit le type d'éventail profond, trois unités sédimentaires successives peuvent être distinguées d'amont en aval, dont les faciès principaux sont différents. Le modèle morphologique et sédimentaire proposé par WALKER (1978) s'applique particulièrement bien aux éventails radiaux ou modérément allongés (Fig. 18 et 19) :

3. 1. Eventail supérieur (Upper fan)

Il est localisé au débouché du chenal d'alimentation, formé généralement par un canyon à fortes pentes longitudinales et latérales. La longueur du chenal, plus ou moins sinueux, peut varier d'un km à plusieurs centaines de km ; Sa largeur de quelques centaines de mètres à plus de 25 km.

Les dépôts du chenal sont diversifiés et comprennent vers l'amont des successions désordonnées de flots de débris et de graviers et cailloux, soumis le plus souvent à des reprises par érosion et se résolvant (passant latéralement à des slumps) latéralement en slump. Vers l'aval apparaît un début d'organisation, croissant vers la zone distale : a) sables et graviers à granoclassement inverse puis normal, par suite des actions de freinage contre le fond puis de la décroissance du courant porteur ; b) dépôt à granoclassement normal lorsque la profondeur s'accroît

et que l'énergie du flot de particules diminue ; c) enfin apparition d'une stratification. Cette évolution des dépôts de chenal constitue un bon critère de polarité longitudinale. Les berges montrent une sédimentation plus homogène de turbidites fines (divisions (d) et (e) de Bouma), temporairement interrompues par des faciès plus grossiers de débordement ou de divagation.

Les séquences successivement déposées dans l'éventail supérieur, dont l'épaisseur varie entre 10 et plus de 90 m, présentent une diminution générale de la taille du grain vers le haut (finning-up), lorsque la progradation sédimentaire conduit au comblement du chenal principal par des dépôts de plate-forme externe.

3. 2. Eventail moyen (Mid-fan)

Il est caractérisé par la présence de lobes sédimentaires qui progressent vers l'aval en devenant tour à tour inactifs. La pente moyenne diminue fortement dans ce domaine d'accumulation sédimentaire intense. Le fond des chenaux est occupé par des dépôts grossiers (gravier, sables) avec des figures d'affouillement (creusement) et des litages lenticulaires. Les bordures et les berges des chenaux comprennent des sables granoclassés et surmontés de silts argileux (division (a) et (e) de Bouma, turbidites proximales).

Ce dispositif évolue en permanence : remplissage, abandon et migration latérale de chenaux (séquence de type fining-up) ; incision des zones d'accumulation inter-chenaux grâce à de nouveaux chenaux divagants (séquence de type coarsening-up) ; recouvrement et développement de nouveaux lobes au cours de la progradation. Les séquences sableuses des lobes peuvent atteindre 10 à 50 m d'épaisseur.

3. 3. Eventail inférieur (Lower fan)

De pente faible, il s'étend largement au pied du talus continental en progressant au-dessus de la plaine abyssale adjacente (Gange, Indus). Les chenaux sont rares et mal individualisés. Les apports gravitaires se limitent à des turbidites distales (division (c), (e) et parfois (b) de Bouma), en alternance avec des hémipélagites. La progradation conduit au recouvrement des dépôts ± rythmiques de l'éventail inférieur par les sédiments plus riches en sable de l'éventail moyen, avec tendance à la chenalisation et aux séquences granocroissantes.

En somme, ce modèle de distribution faciologique de l'amont vers l'aval des éventails détritiques est souvent difficile à retrouver dans les appareils anciens qui sont sujet à l'érosion d'une part et à cause de la rareté des affleurements d'autre part.

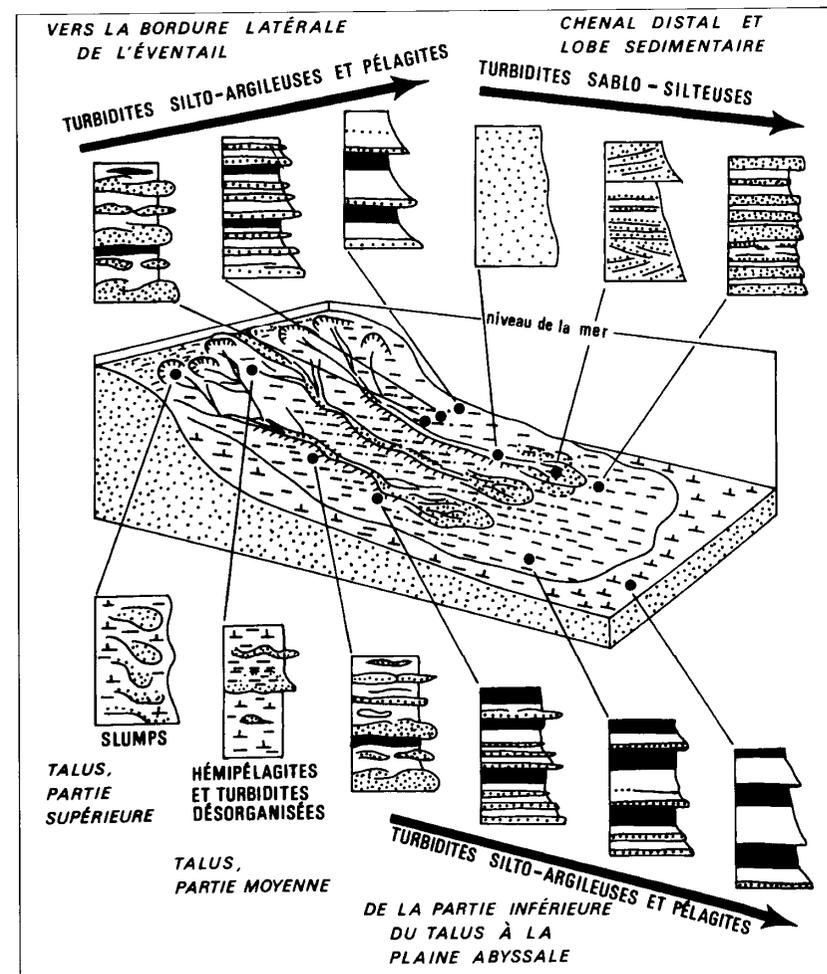
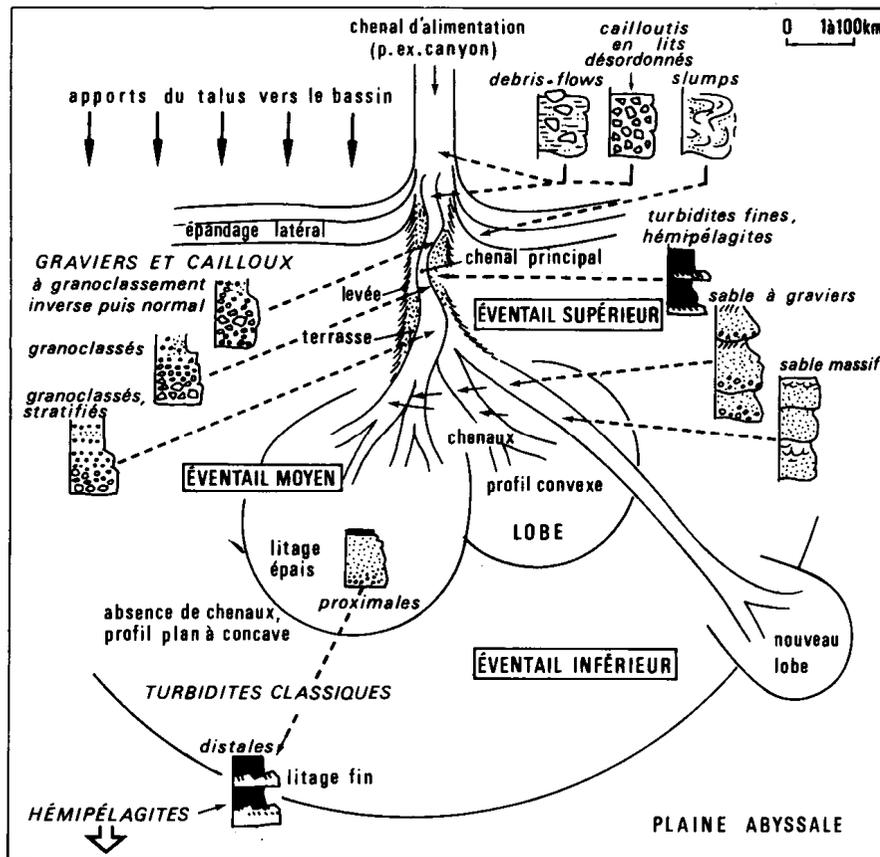


Fig. 19 : Distribution des faciès et séquences sédimentaires élémentaires dans un éventail détritique profond (deep-sea fan) typique. Apports sableux abondants et absence de confinement (Walker, 1978 à gauche et Stow et Piper, 1984 à droite). Dimension d'un lobe : de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Noter la distribution systématique des divers types de turbidites fines parallèlement et perpendiculairement à l'éventail, ainsi que la présence d'hémipélagites et de pélagites à divers niveaux de l'éventail.

4. Séquences sédimentaires au niveau de la pente et du glacis continentaux

- Les courants de turbidités (flots turbides : turbidity flow) sont des mélanges de particules de dimensions variables (graviers, sables et argiles) en suspension dans un liquide à écoulement turbulent. Les tris horizontaux et verticaux qui s'opèrent au cours du déplacement conduisent à une séquence sédimentaire dite séquence de Bouma ou turbidite (Fig. 20 et 21).

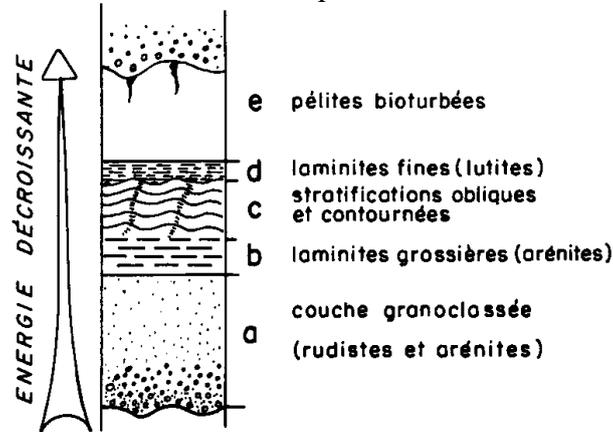


Fig. 20 : Schéma d'une séquence turbiditique ou séquence de Bouma.

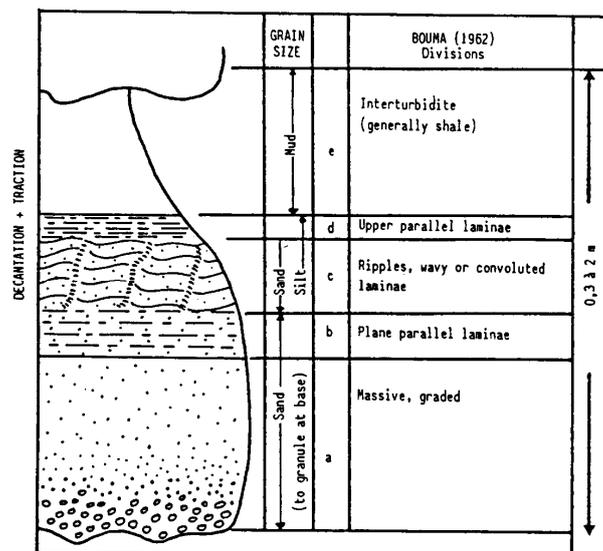


Fig. 21 : Séquence type de Bouma.

(NB : la base de l'intervalle a n'est pas toujours conglomératique).

Cette séquence, rarement complète, correspond de bas en haut à des couches déposées par un courant d'énergie décroissante. Elle comprend :

a : une couche de sable grossier (rudites à arénites) à granodécroissance vers le haut, reposant sur les pélites de la séquence précédente par des figures d'érosion et des figures de charge ; elle peut contenir des fossiles allochtones (Foraminifères benthiques par exemple) ;

b : des lits horizontaux parallèles (laminés) et relativement grossiers (arénites) ;

c : une couche à stratifications obliques, rides de courant et figures d'échappement d'eau (structure en cupules) ;

d : une couche à lamines parallèles fines, silto-argileuses (le régime devient peu turbulent) ;

e : une couche pélitique, dépourvue de structures de dépôt, à faune autochtone et bioturbation, correspondant à une sédimentation pélagique et à une sédimentation gravitaire fine, par décantation (queue de turbidite).

La partie grossière de la séquence (a à c) s'observe au pied des talus (turbidites proximales) tandis que la partie fine (c à e) s'observe seule plus au large (turbidites distales). Les fluxoturbidites sont des turbidites très proximales, grossières et mal classées.

La succession de séquences de Bouma plus ou moins tronquées constitue un flysch, formation sédimentaire particulièrement bien représentée dans les domaines bordant les régions soulevées par la tectonique (avant-fosses des chaînes de montagnes).

- Alors que les courants en masse et les courants de turbidité sont perpendiculaires au rebord de la plate-forme littorale, il se développe au pied des talus des courants qui leur sont parallèles et qui suivent les contours du relief océanique (courants de contour : Fig. 18) où les figures de rides et de mégarides sont fréquentes (contourites). La ressemblance des contourites avec les turbidites distales doit cependant inciter à la prudence dans les interprétations paléogéographiques.

Chapitre 4 :

ROCHES SÉDIMENTAIRES DETRITIQUES ET CARBONATEES : CARACTÈRES GÉNÉRAUX ET PROPRIETES PETROPHYSIQUES

1 - Introduction

Les caractéristiques générales des roches sédimentaires sont l'aboutissement des actions et phénomènes du cycle sédimentaire. Ces caractéristiques sont précisément les critères d'identification recherchés par la diagnose : ils doivent, outre une description précise de la roche, fournir des éléments pour tenter d'en retracer la genèse.

Quelle que soit la composition minéralogique dominante (siliceuse ou carbonatée) d'une roche sédimentaire, les critères d'identification sont fondés sur l'observation et éventuellement la mesure des éléments constitutifs que sont les grains, la matrice qui les enveloppe, les vides résiduels ; ces derniers sont particulièrement importants pour le pétrolier et l'hydrogéologue.

2 - Les Grains

Les critères généraux recherchés portent sur la taille et le classement des grains (granulométrie) ainsi que sur leur forme (morphoscopie).

En granulométrie on cherche en premier lieu à mesurer le diamètre des grains. Tous les termes de passage et de mélange d'une classe à l'autre sont possibles (aréno-lutite par exemple). Le mélange en proportion variable des différentes tailles des grains du sédiment ou de la roche est exprimé par le classement souvent présenté sous forme de courbes granulométriques cumulées, préférées aux classiques courbes de Gauss.

Les courbes granulométriques sont établies par triage au tamis et pesée, ou par séparation en fonction de la vitesse de sédimentation ou enfin par comptage systématique sur lame mince sous le microscope. Toutes ces méthodes sont longues et souvent on se limite à mesurer le grain le plus fin, le plus gros et / ou le plus représenté, ce dernier étant assimilé à la médiane, ou encore à des appréciations semi-quantitatives par comparaison avec des chartes visuelles (Fig. 22 et 23).

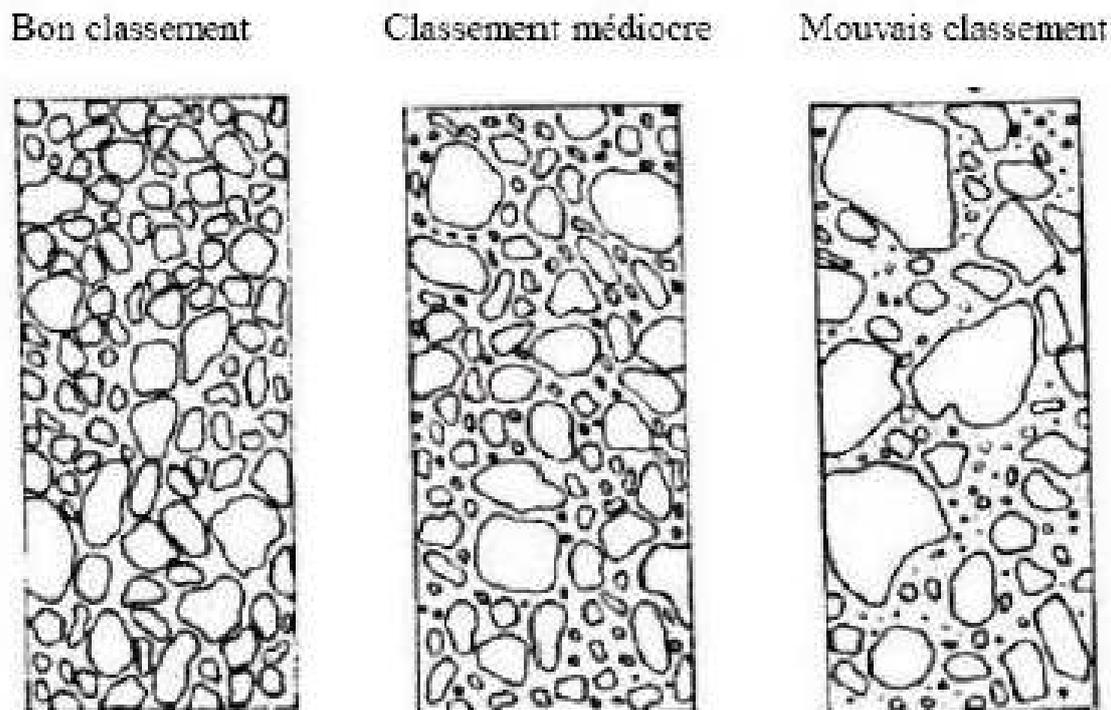


Figure 22. Classement des grains (Bertrand, 1969).

La morphoscopie vise à décrire la forme des grains caractérisée par leur arrondi et leur sphéricité (Fig. 23), par leurs caractères de surface observés sous la loupe binoculaire (grains luisants ou mats plus ou moins émoussés ou anguleux) ou en microscopie électronique, c'est l'exoscopie qui révèle des traces de choc, d'altération, etc.

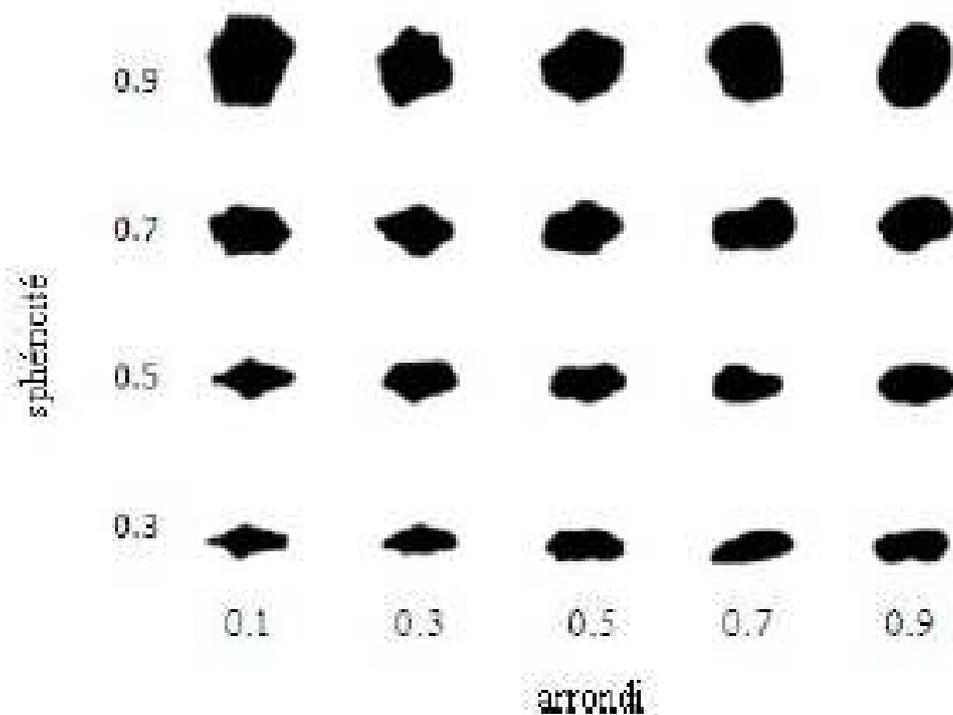


Figure 23. Sphéricité et arrondis des grains Krumbien et Sloss (*in* Vatan, 1967).

3 - La phase de liaison

Elle lie les grains entre eux (= liant). Ses éléments sont essentiellement visibles au microscope ; à l'œil nu ou à la loupe, elle apparaît comme une matière amorphe plus ou moins dure et compacte. Lorsqu'elle existe, elle peut se montrer sous deux formes différentes par leur nature et leur origine :

- la **matrice** est un liant contemporain de la sédimentation ; elle est représentée par la fraction lutite du dépôt,

- le **ciment** est un liant néo-formé, le plus souvent clairement cristallisé. Il résulte d'une précipitation à partir des solutions ou d'une transformation d'une partie du sédiment originel par des actions de diagenèse.

Ces deux formes peuvent coexister. En l'absence de la phase de liaison, la roche est meuble. Son abondance et sa nature conditionnent l'induration qu'il ne faut pas confondre avec la dureté du minéral le plus représenté de la roche.

4 - Les Vides - Porosité et Perméabilité

Les eaux souterraines se trouvent dans les pores des sédiments et des roches, ou encore dans les fractures de la roche. La mesure et l'étude de la porosité sont essentielles et ne sont pas séparables de l'analyse pétrographique. La porosité s'exprime en pourcentage et se définit par le rapport entre le volume des vides et le volume total de la roche :

$$F \% (\text{porosité en } \%) = \frac{\text{Volume des vides (pores)}}{\text{Volume total de la roche}} \times 100$$

Certains sédiments sont très poreux, comme les sables et les graviers, d'autres très peu, comme les argiles. La porosité d'un sable dont les particules sont de taille uniforme peut être très élevée.

Par exemple, si on empile des sphères (particules) de taille égale de sorte que leurs axes forment un réseau cubique, le pourcentage des vides, soit l'espace disponible pour le fluide, est de 47,6%. C'est un tassement cubique, un tassement lâche.

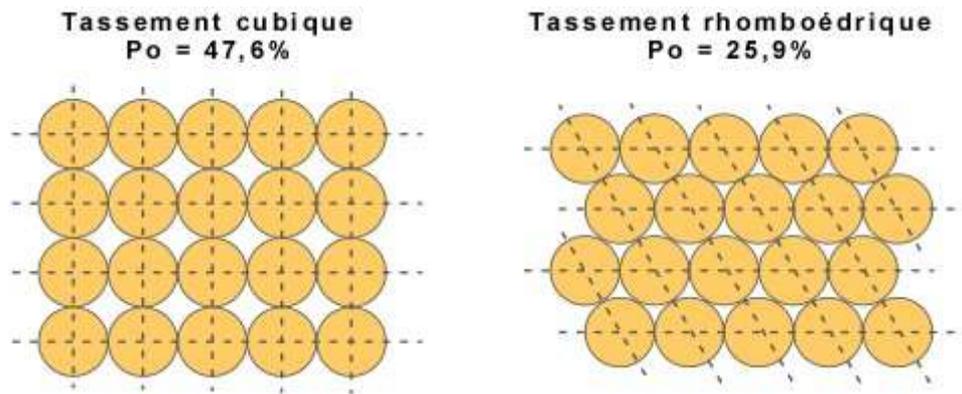


Fig. 24 : Tassement cubique et rhomboédrique des particules.

A l'autre extrême, si on tasse au maximum les sphères, sans les déformer cependant, on obtiendra un tassement rhomboédrique, avec un espace de vides de 25,9%. Malgré ce tassement serré, il y a encore passablement d'espace pour emmagasiner l'eau. Dans la nature, on a le plus souvent ce dernier tassement, mais les situations intermédiaires entre tassement serré et tassement lâche existent aussi.

Les porosités deviennent plus faibles lorsque les particules du sédiment ne sont pas de taille uniforme, par exemple, un mélange de petites et de grosses particules, ou encore lorsque la charge sur un sédiment due à l'accumulation est suffisamment élevée pour déformer les particules. En généralisant, on peut dire que la **compaction** reliée à l'accumulation des sédiments diminue progressivement la porosité. Les phénomènes de la **cimentation** durant la diagenèse viennent aussi boucher progressivement la porosité.

Les lutites sont principalement des minéraux argileux, parfois des micas détritiques (Exemple d'un grès à matrice argileuse : argiles = 30% d'illite ; grains moyen avec quartz anguleux, nombreux feldspaths et débris de quartzite fin). Leur influence sur les caractéristiques pétrophysiques (porosité et surtout perméabilité) est très marquée (Tab. 1).

Echantillon	1	2	3	4	5	6
Argiles (%)	2,4	13,6	12,7	13,7	19,0	18,4
Porosité (%)	34,6	26,2	25,7	22,4	21,5	21,6
Perméabilité (mD)	1400	556	640	560	15	9

Tab. 1 : Influence de l'argile sur la perméabilité (Jurassique de la mer du Nord) d'un grès à matrice argileuse. L'augmentation du %age en argiles entraîne la diminution de la porosité et de la perméabilité.

Seuls sont importants les vides reliés entre eux (porosité utile) et assez grands pour permettre une bonne circulation des fluides qui conditionne l'exploitabilité des puits, c'est la **perméabilité**. Cette dernière est donnée par la loi de Darcy :

$$Q = \frac{S}{\mu} \times \frac{dp}{dx} \times K$$

Q = débit du fluide (en cm³ / s),

K = perméabilité en darcys,

μ = viscosité du fluide (en centipoises),

S = surface de l'échantillon traversé par le fluide (en cm²),

dx = longueur en cm ;

dp = différence de pression en atmosphères entre les deux faces.

Les vides dans les roches se répartissent pour la plupart entre cinq grandes catégories qui correspondent à autant de types de porosité et perméabilité :

- Porosité intergranulaire : dépend de la dimension et du classement des grains ainsi que de la proportion du liant, donc de l'énergie du milieu de dépôt et de l'évolution diagénétique postérieure (Fig. 22 et 25 - T.P.).

- Porosité intragranulaire : fournie essentiellement par les vides à l'intérieur des tests de certains fossiles.

- Porosité intercrystalline : apparaît essentiellement dans les calcaires cristallins et dans les dolomies grenues ; elle est donc liée à des effets diagénétiques.

- Porosité vacuolaire : surtout développée dans les carbonates et provient de la dissolution de certaines particules ou d'une part du liant. Elle est d'origine diagénétique ou plus tardive (karstification).

- Porosité de fissuration : les fissures qui apparaissent dans les roches sous l'effet de contraintes le plus souvent tectoniques apportent peu de porosité ; par contre, elles facilitent les relations entre les micropores du liant mal connectés avant fissuration.

Les caractéristiques de porosité et de perméabilité se mesurent en laboratoire sur des échantillons. Pour déterminer la forme, la taille et la nature des vides on procède souvent à des injections de résine colorée dans les échantillons avant la confection des lames minces destinées à l'observation sous le microscope.

Selon la taille et l'agencement de leurs particules ou des fractures qui les affectent, les matériaux du sous-sol seront plus ou moins perméables.

Un matériau qui transporte bien l'eau est appelé aquifère. Les sables ou les grès poreux constituent généralement de bons aquifères. Ils permettent aisément l'infiltration, l'emmagasiner et la circulation des eaux souterraines. Les roches fracturées agissent aussi comme aquifère lorsque les fractures sont connectées entre elles pour former un réseau (Fig.25).

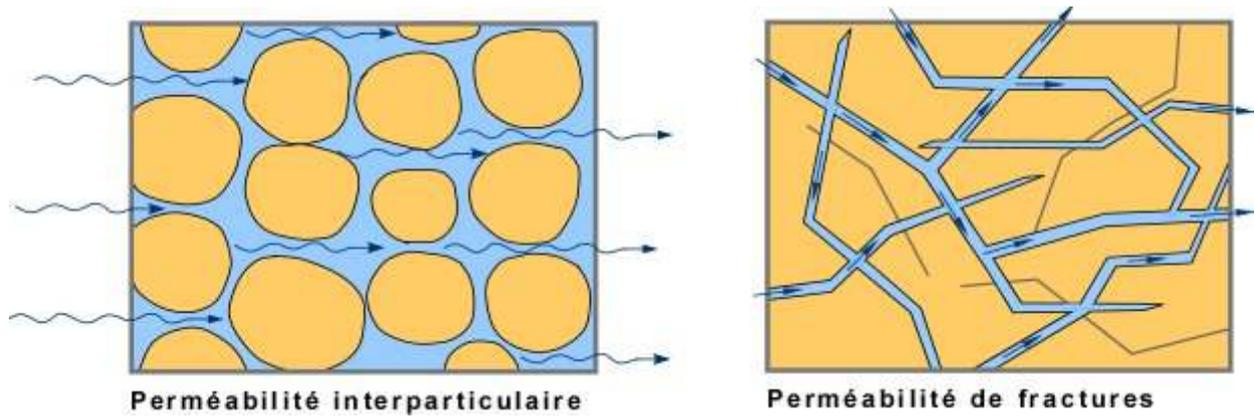


Fig. 25 : Perméabilité interparticulaire et de fracture.

Par contre, les sédiments fins riches en argile et les roches argileuses, comme les schistes par exemple, constituent des aquicludes, c'est-à-dire des matériaux qui ferment la porte à la circulation des eaux souterraines. En effet, les minéraux des argiles ont une structure en feuillets dont l'empilement rend le matériau imperméable.

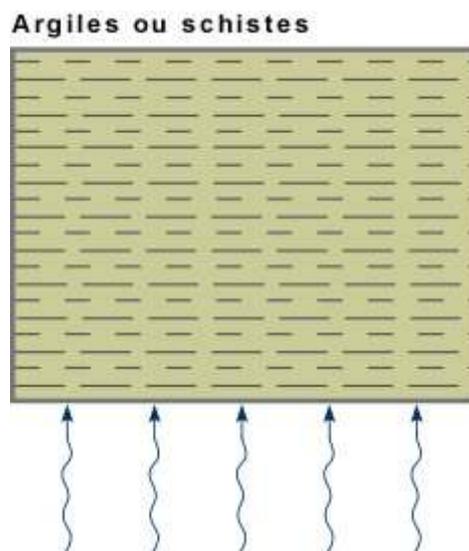


Fig. 26 : Structure en feuillet des argiles et schistes et son influence sur la perméabilité.

Les vitesses de circulation de l'eau dans les sédiments ou les roches sont très variables. Elles dépendent d'un certain nombre de facteurs, dont évidemment la perméabilité de l'aquifère, mais aussi le gradient hydraulique qui est défini par la différence d'élévation entre deux points de la surface de la nappe, divisée par la distance entre ces deux mêmes points, et la viscosité de l'eau. La vitesse d'écoulement s'exprime par la loi de Darcy (Henri Darcy, hydrologue français, 1856) :

$$V = k \frac{Dp}{m l}$$

avec V = vitesse d'écoulement
 k = perméabilité
 Dp = différence de pression
 m = viscosité
 l = distance de l'écoulement

Il est difficile de généraliser, mais disons que les aquifères les plus perméables vont permettre des vitesses allant jusqu'à 15 cm/jour. A l'autre extrême, de mauvais aquifères présentent des vitesses de quelques cm/an. En moyenne, les eaux souterraines se déplacent à des vitesses de l'ordre de 3 cm/jour, ce qui équivaut à quelque chose comme 10 m/an, ou 1 km/100 ans. De tels chiffres impliquent deux choses :

1) l'eau que nous buvons (si elle provient de la nappe phréatique) peut avoir plusieurs dizaines et même centaines d'années;

2) avec un aussi long temps de résidence dans le sous-sol, l'eau a le temps de réagir chimiquement avec les matériaux et de se charger en sels minéraux; de là souvent des eaux dures ou sulfurées.

5 – Diagenèse

La diagenèse regroupe les processus qui transforment les sédiments en roche sédimentaire. Ils sont liés à l'augmentation de la pression et de la température avec la profondeur.

Une fois déposés, les sédiments sont recouverts par des couches successives et se retrouvent en profondeur dans des conditions de température et de pression plus élevées qu'à la surface. En effet, avec la profondeur, la température s'accroît en moyenne de 3°C par 100 m et la pression augmente d'environ une atmosphère tous les 4.5 m. Dans ces conditions nouvelles, les sédiments subissent des modifications physiques et chimiques (compaction, dissolution, cimentation, recristallisation) qui sont examinées en détail dans les pages suivantes.

La diagenèse ne comprend que les phénomènes affectant les sédiments entre la surface et une profondeur de 10 à 12 km où la température avoisine 300°C. Les modifications qui surviennent dans des conditions de pression et/ou de température plus élevées sont regroupées sous le terme de métamorphisme.

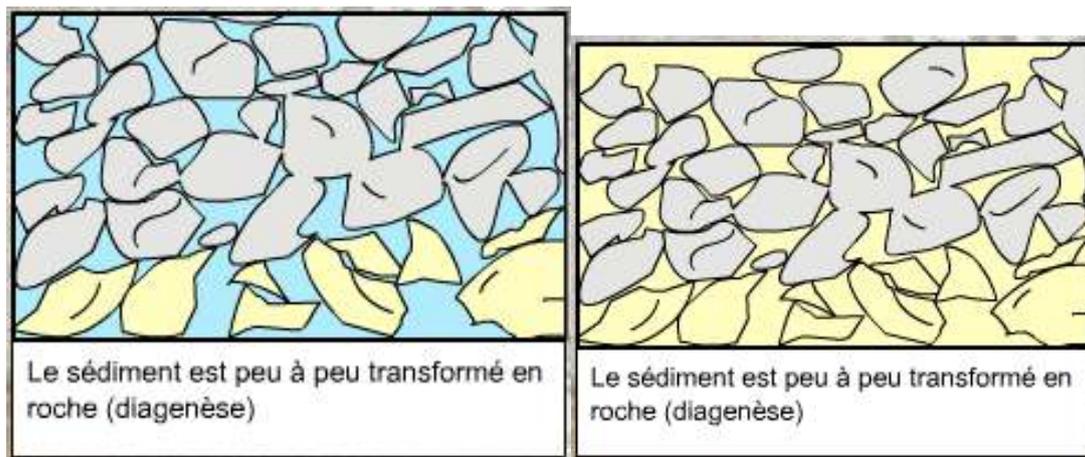


Fig. 27 : Transformation de sédiment en roche lors de la diagenèse.

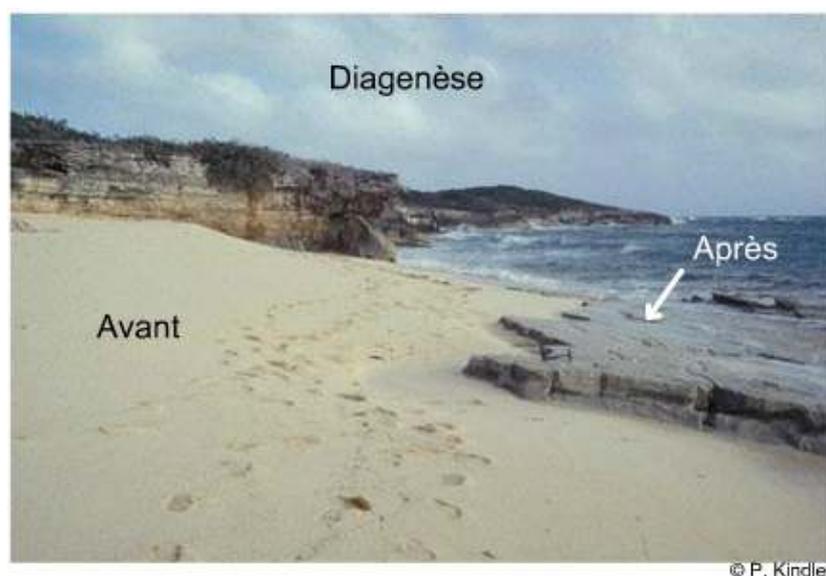


Fig. 28 : Beachrock dans le secteur de Sandy Point, San Salvador, Bahamas. Les beachrocks, ou grès de plage, sont observables sur de nombreuses plages des régions intertropicales et se présentent comme un ensemble de dalles faiblement inclinées vers la mer. Ils résultent de la cimentation de sables de plages dans la zone de battement des marées. Ce phénomène est très rapide. Certains beachrocks contiennent en effet des artefacts d'origine humaine comme des boîtes d'une grande marque de boissons gazeuses.

5-1- La compaction

La compaction est liée à l'augmentation de la pression avec la profondeur. Elle correspond à un déplacement relatif des grains et conduit à une réduction du volume du sédiment.

La compaction résulte d'une augmentation de la pression liée au dépôt de couches plus récentes. Elle se manifeste par un déplacement des grains les uns par rapport aux autres. Elle conduit à un arrangement plus serré des grains, à une réduction de la taille des pores, à l'expulsion de l'eau contenue dans ces derniers, et, finalement, à une réduction du volume et à un accroissement de la densité du sédiment.

Les dépôts fins, qui sont très poreux, sont davantage affectés par la compaction que les sédiments grossiers. Le volume d'un sédiment boueux (un mélange d'argiles et de silts) peut être réduit de 30% par compaction à une profondeur de 1000 m.

La compaction correspond à une réduction du volume du sédiment par un déplacement relatif des grains.

Le degré de compaction d'une roche peut être évalué en étudiant la géométrie des points de contacts entre les grains. Les grains d'une roche peu compactée montrent des contacts ponctuels. La présence de contacts longs, concavo-convexes et suturés est l'indice d'une compaction plus importante. Les deux derniers cas impliquent que, sous l'effet d'une pression accrue, un phénomène de dissolution s'est produit aux points de contact. Dans les roches calcaires et marneuses, une compaction importante peut se marquer par des surfaces très irrégulières en colonnettes appelées stylolites.

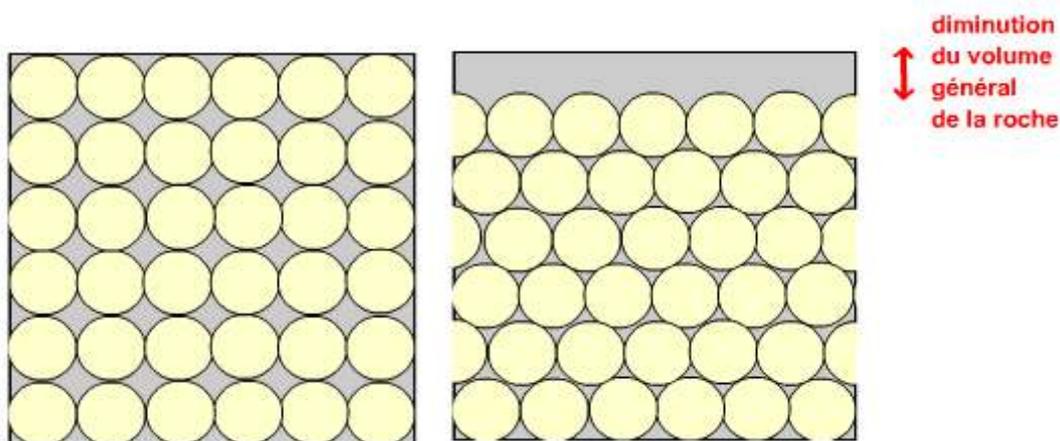


Fig. 29 : La compaction induit en général une réduction de la porosité et une diminution du volume général de la roche.

5-2- La dissolution

La dissolution est une mise en solution des constituants chimiques des grains sédimentaires. Elle conduit à la formation d'une porosité dite « secondaire » dans les roches et les sédiments.

La dissolution (voir également page dissolution, chapitre altération) est une mise en solution des constituants chimiques des grains ou de ciment des sédiments ou des roches. Elle peut être causée par une augmentation de la pression (compaction) ou par la présence d'eaux agressives (riches en CO_2 dissout ou à pH élevé) dans les pores.

La dissolution peut être sélective et n'attaquer que certains grains du sédiment ou de la roche. Dans les calcaires, ces grains dits « instables » sont souvent constitués d'aragonite.

La dissolution conduit à une augmentation de la porosité du sédiment ou de la roche. Cette porosité dite « secondaire » se forme généralement en profondeur et constitue un facteur important dans la genèse des réservoirs pétroliers ou hydrogéologiques.

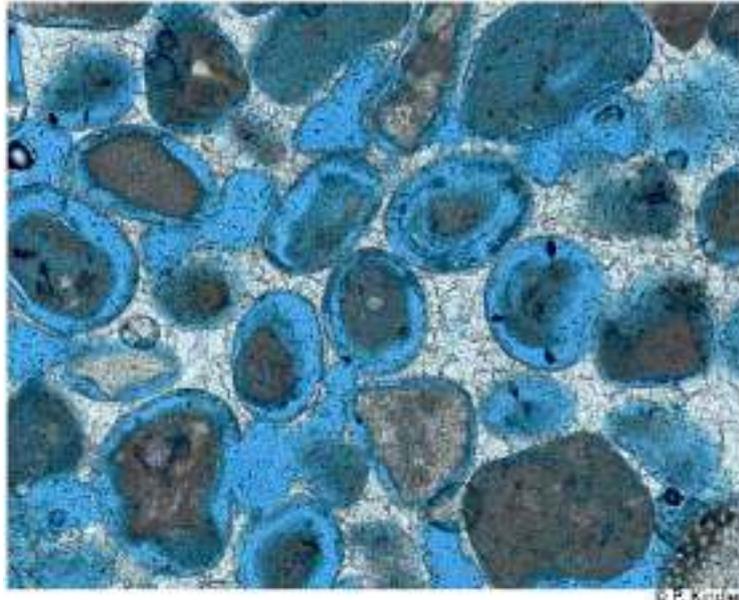


Fig. 30 : Calcaire oolitique partiellement dissout vu au microscope. Les oolites ont été en partie ou totalement dissous par l'eau de pluie. Le bleu représente la porosité de la roche.

5-3- La cimentation

La cimentation est définie comme la précipitation de minéraux dans les pores du sédiment. Ce processus conduit à une réduction de la porosité et à un durcissement du sédiment.

La cimentation correspond à la précipitation de minéraux dans les pores du sédiment. Les grains constitutifs sont ainsi reliés entre eux par des cristaux. Ce processus contribue fortement à réduire la porosité du sédiment et à le transformer en roche. La transformation d'un sédiment en roche par compaction et cimentation s'appelle la lithification.

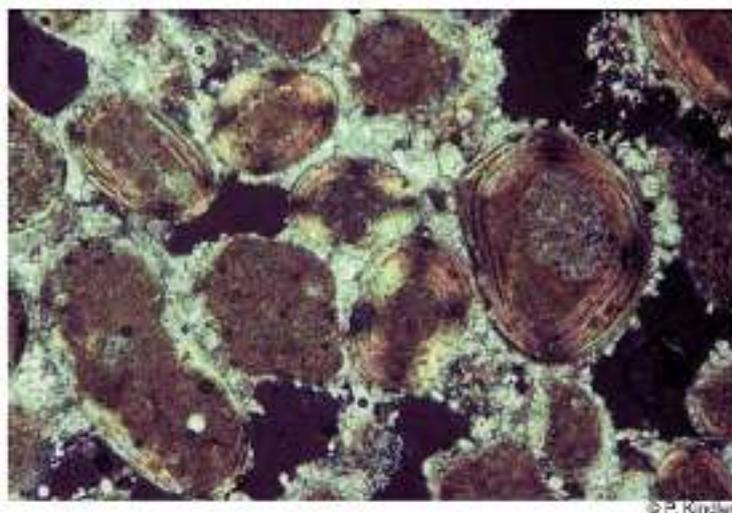


Fig. 31 : Calcaire oolitique vu au microscope. Les tons clairs, blanc-rose sont constitués de ciment calcitique. Les zones noires représentent les pores.

Les minéraux constituant les ciments se trouvent à l'origine sous forme dissoute dans l'eau qui remplit les pores du sédiment. Ils précipitent lorsque les conditions physico-chimiques (température, pH, saturation) deviennent favorables.

5-4- La recristallisation et remplacement

La recristallisation conduit à une modification de la taille ou de la forme d'un minéral. Le remplacement correspond à la substitution d'un minéral par un autre.

La recristallisation est un processus diagénetique qui conduit à une modification, (généralement une augmentation) de la taille et/ou de la forme d'un cristal sans changement de composition chimique. Ce phénomène est fréquent dans les calcaires et peut conduire à la formation de marbre (roche métamorphique).

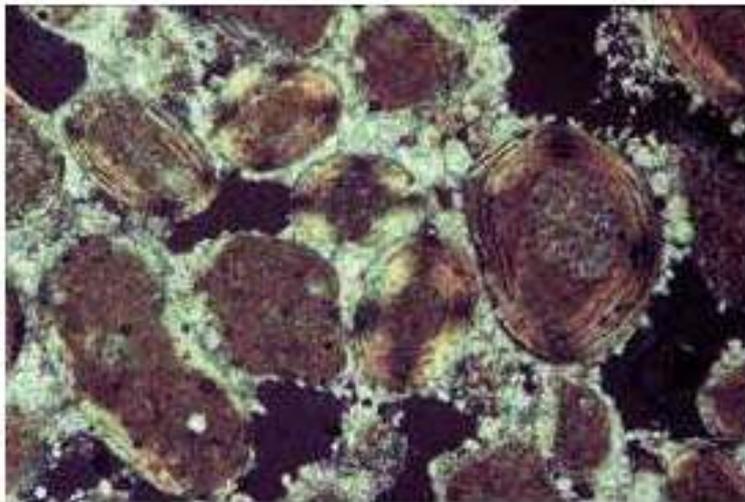


Fig. 32 : Processus de recristallisation. Vue d'une lame mince d'un calcaire oolitique vieux de 125000 ans (Bahamas). Les oolites sont très bien préservées.



Fig. 33 : Vue d'une lame mince d'un calcaire oolitique vieux de 3 milliards d'années (Afrique du Sud). Les oolites sont complètement recristallisées.

Le remplacement est une réaction diagénétique qui correspond à la dissolution d'un minéral et à la précipitation quasi-simultanée d'un autre minéral à sa place. Ce processus se déroule généralement sans modification de volume entre le minéral remplacé et celui qui remplace (les structures fines peuvent ainsi être préservées). Il y a par contre changement de composition chimique. La pétrification des troncs d'arbre (remplacement du bois par de la silice) et la dolomitisation des calcaires (remplacement par la dolomite) sont des exemples de remplacement.

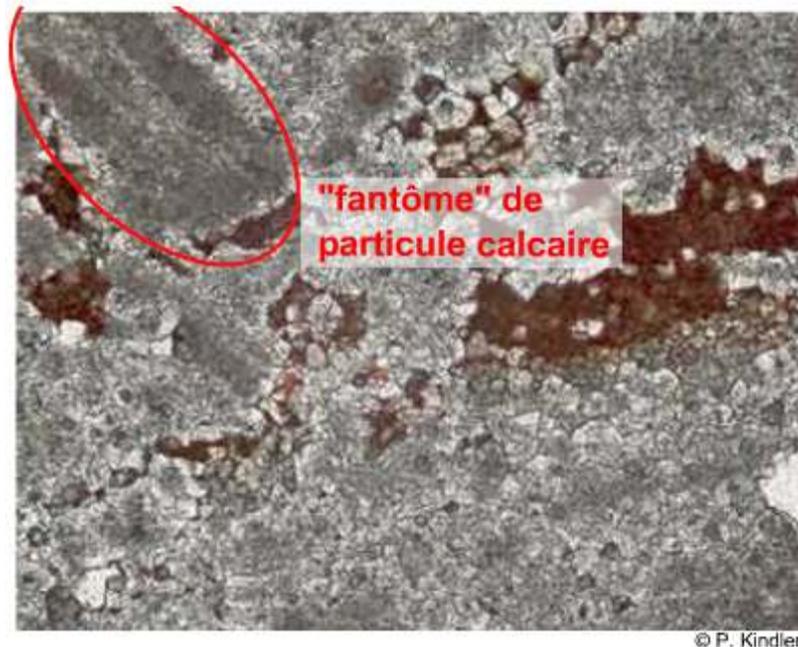


Fig. 34 : Processus de remplacement vu au microscope. Le calcaire de couleur brune a été presque totalement remplacé par des cristaux de dolomite. On voit donc des « fantômes » de particules calcaires.

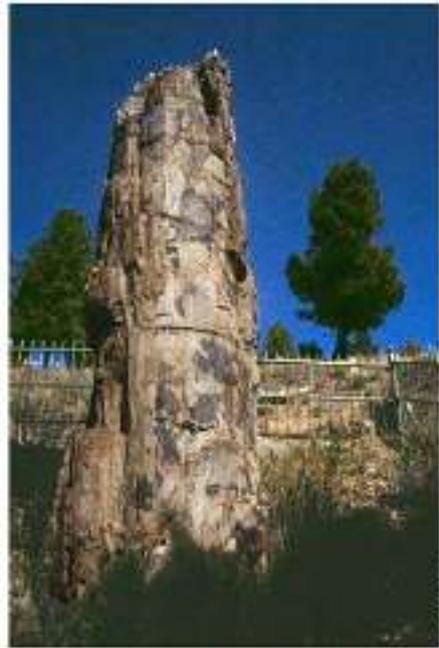


Fig. 35 : Processus de remplacement : tronc pétrifié, Parc du Yellowstone, USA. La forêt fossile dont fait partie ce tronc a été recouverte par des coulées de boue liées à des éruptions volcaniques il y a plus de 40 millions d'années. Pendant son enfouissement, la matière végétale des troncs a été remplacée par de la silice. L'érosion récente a mis à jour cette forêt fossile dont de nombreux troncs sont encore en position verticale.

BIBLIOGRAPHIE

- ASSOCIATION DES SEDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS, 1989. Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Editions : Technip, Paris, 443p.
- BLANC J. J., 1982. Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes. Edition : Masson, Paris, 159p.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL : COMITE DES TECHNICIENS, 1986. Corps sédimentaires. Exemples sismiques et diagraphiques. Edition : Technip, Paris, 349p.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL : COMITE DES TECHNICIENS, 1974. Méthodes modernes de géologie de terrain. 1. Principes d'analyses sédimentologiques. Edition : Technip, Paris, 95p.
- CHAMLEY H. 1988. Les milieux de sédimentations. Edition : BRGM – TEC & DOC, Orléans, 173p.
- CHAMLEY H. 2000. Bases de sédimentologie. 2^{ème} édition, Dunod ed. Paris, 178p.
- COJAN I. et RENARD M., 1999. Sédimentologie. Edition : DUNOD, Paris, 418p.
- DERCOURT J. et PAQUET J., 1985. Géologie : Objets et méthodes. Edition : DUNOD UNIVERSITE, 7^{ème} édition, 345p.
- EL HMAIDI, A., 1999. Caractérisation des dépôts du Quaternaire terminal en Méditerranée occidentale : aspects sédimentologiques, géochimiques et paléobiologiques - cas de la marge du Rhône (Golfe du Lion - France) et de la marge de Sebta (Mer d'Alboran - Maroc). Thèse d'Etat, Université Moulay Ismail, Faculté des Sciences, Meknès, Maroc, 225p.
- ELF - AQUITAINE, 1977. Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 2. Eléments d'interprétations, 2^{ème} fascicules, ELF - AQUITAINE, Centre de Recherches de Boussens et de Pau, 231p.
- FRANÇOIS CARRE, 1983. Les océans. Que sais-je, N° 92.
- GALL J. C., 1976. Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Introduction à la paléoécologie. Edition : DOIN, Paris, 228p.
- LOMBARD A., 1972. Séries sédimentaires : Genèse - Evolution. Masson et Cie, Editeurs, 425p.
- POMEROL C. et RENAR M., 1989. Eléments de géologie. 9^{ème} édition. Edition : ARMAND COLIN, Paris, 616p.
- L'eau dans les roches et les sédiments. <http://coursgeologie.com/201-leau-dans-les-roches-et-les-sediments.html>.
- Cours de sédimentologie grès carbonates. <http://jabba.unil.ch/objectif-terre/index.php?id=2864>.