



جامعة مولاي إسماعيل
UNIVERSITÉ MOULAY ISMAÏL



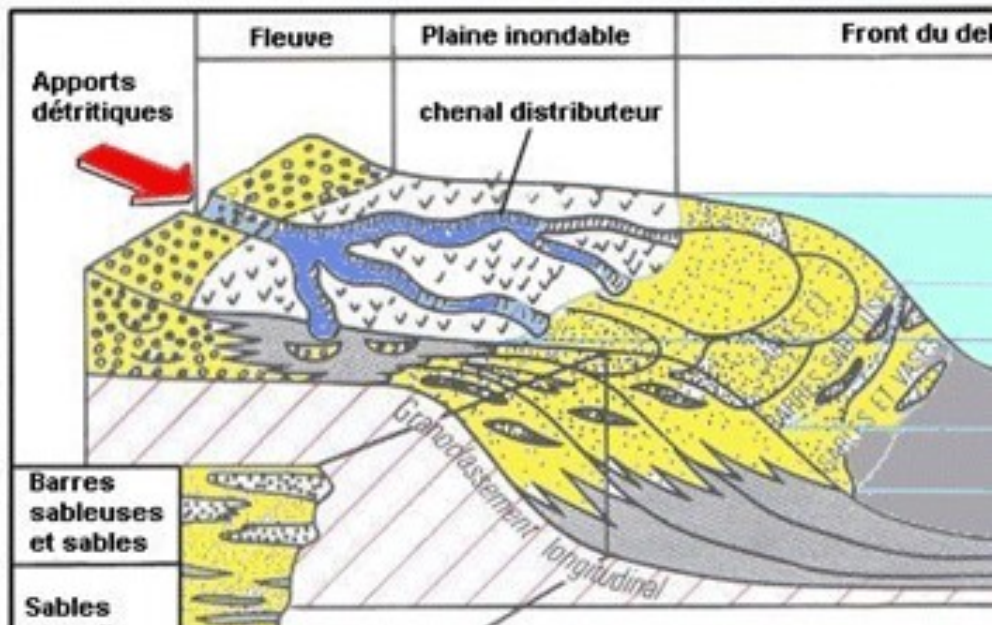
كلية العلوم
FACULTÉ DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE GEOLOGIE

FILIERE SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

COURS

**ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES
ESTUAIRES ET DELTAS**



Module : Sédimentologie – STU IV

Professeur Mostafa BERKHLI

Année Universitaire 2019 – 2020

CHAPITRE II

ESTUAIRES ET DELTAS

SOMMAIRE

I – INTRODUCTION	p. 17
II - LES ESTUAIRES	p. 17
A – TYPES ET ORIGINES	p. 17
1. Estuaire côtier simple	p. 17
2. Fjord	p. 17
3. Estuaire à barrière construite	p. 17
4. Estuaire tectonique	p. 17
B – CARACTERES HYDRODYNAMIQUES	p. 18
1 – Fleuve	p. 18
2 – Marée	p. 18
a - Marée dynamique	p. 19
b - Marée saline	p. 19
c - Courants d'Estuaire	p. 19
C – DYNAMIQUE ET FACIES SEDIMENTAIRES	p. 20
1 - Transite sableux	p. 20
2 - Transite de suspensions	p. 21
3 - Faciès sédimentaires	p. 21
a - Domaine fluvial	p. 21
b - Domaine d'Estuaire amont	p. 21
c - Domaine d'Estuaire aval	p. 22
d – Embouchure	p. 22
D – CONCLUSION	p. 22
III - LES DELTAS	p. 23
A – MORPHOLOGIE DES DELTAS	p. 23
1 - Facteurs agissant sur la morphologie des deltas	p. 23
2 – Morphologie	p. 23
3 - Les différents types de deltas	p. 24
a - Classification génétique	p. 25
b - Classification morphologique	p. 26
B – LES SEQUENCES DELTAÏQUES	p. 27
C – FACTEURS AGISSANT DANS LES BASSINS DELTAÏQUES	p. 28
1 - La subsidence et l'accumulation sédimentaire	p. 28
2 - L'eustatisme	p. 29
D – EVOLUTION D'UN DELTA AU COURS DU TEMPS	p. 30
E – ELEMENTS DIAGNOSTIQUES DES DELTAS	p. 30
F – CONCLUSION	p. 31

ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES

ESTUAIRES ET DELTAS

I - INTRODUCTION

Les fleuves se jettent dans la mer soit par des estuaires, soit par des deltas. Si les matériaux apportés par le fleuve sont en partie évacués en mer, laissant libre un chenal, c'est un estuaire. Si, au contraire, le courant fluvial n'est pas assez puissant pour entraîner les matériaux, c'est un Delta qui se construit (Fig. 1).

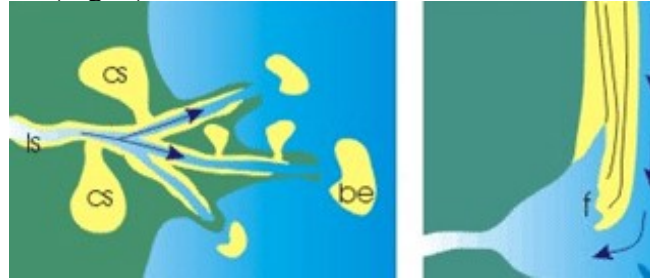


Fig. 1. A : Delta, B : Estuaire

II - LES ESTUAIRES

Les estuaires de fleuves correspondent à la partie des fleuves où se fait sentir la marée. Ils sont caractéristiques des zones tempérées telles que par exemple, la Gironde et la Seine en France, St-Laurent au Canada et l'Amazone en Amérique du Sud.

A – TYPE ET ORIGINE

On en distingue (Fig. 2) :

1. Estuaire côtier simple (vallée de rivière inondée)

Caractérisé par une forme en “V” en coupe transversale. C’est le résultat d’une érosion fluviale en forme triangulaire. L’eau inonde alors la topographie pour former un estuaire.

Exemple: Baie de Chesapeake

2. Fjord

Correspond aux vallées glaciaires inondées.

3. Estuaire à barrière construite (lagune)

La barrière construite de sable enferme une baie peu profonde.

Exemple: Baie de Willapa

4. Estuaire tectonique

Il est le résultat d’un effondrement tectonique ou une subsidence. La mer peut inonder la dépression qui en résulte.

Exemple: Baie de San Francisco

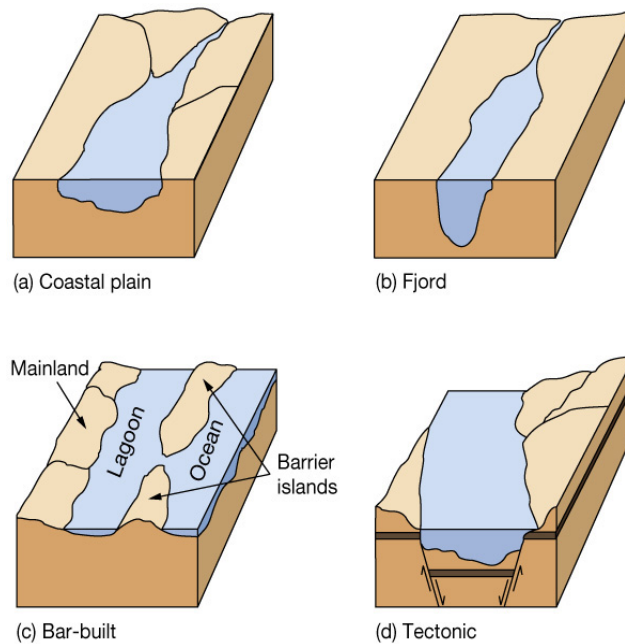


Fig. 2. Principaux types d'Estuaires basés sur leurs caractéristiques physiques

B – CARACTERES HYDRODYNAMIQUES

1 – Fleuve

Il présente un caractère purement fluvial jusqu'à l'amont de l'estuaire. L'hydrodynamisme est étroitement associé aux courants fluviaux.

2 - La marée

a. La marée dynamique

Elle représente la pénétration de l'onde de marée, et elle est caractérisée par son amplitude ou marnage. Le marnage est plus important en mer, et il s'amortit dans les estuaires (Fig.3). Cette marée varie suivant le coefficient dynamique et la limite maximale atteinte, dépendants des fleuves, par exemple:

- Pour la Seine, on la trouve à 140 km de l'embouchure (presque à Paris).
- Pour St-Laurant (Canada), on la trouve à 500 km de l'embouchure.

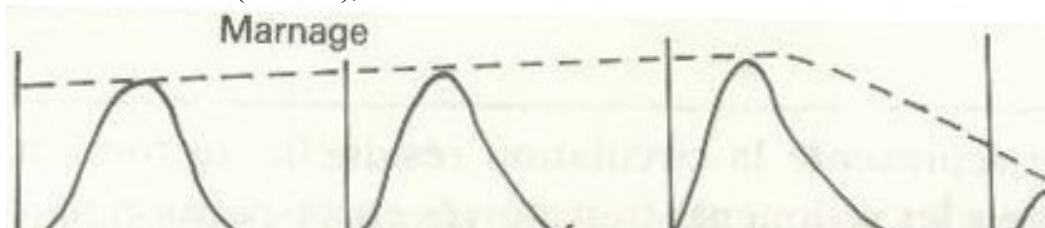


Fig. 3. Marnage dans un estuaire. Il s'amortit de l'aval vers l'amont.

b. La marée saline

Elle correspond à la pénétration des eaux marines salées dans le courant fluvio-marin. Elle est plus limitée dans l'espace que la marée dynamique, et elle s'amortit rapidement dans les eaux douces; généralement son influence est la moitié de celle de la marée dynamique.

Exemple: pour la Seine, il y a une influence saline jusqu'à 70 km.

Les volumes d'eau introduits sont considérables, de 1 à 2 milliards de m^3 par marée introduite par quelques heures. Le débit est de l'ordre de $150000 m^3/s$, qui est 100 à 150 fois plus grand que celui du débit moyen du fleuve. Ces eaux salées ont un volume oscillant qui monte et qui descend, et par conséquent il y aura mélange d'eau et donc une eau saumâtre avec:

- Une salinité qui varie de 0 à 35/1000 ;
- Un pH qui varie de 5,6 à 8,3 ;
- Des variations d'oxygène et de température.

L'affrontement entre l'eau fluviale (douce) et marine (salée) varie selon un coefficient R ($R = Q_f/Q_m$) qui correspond au débit du fleuve sur le débit de marée (Fig.4):

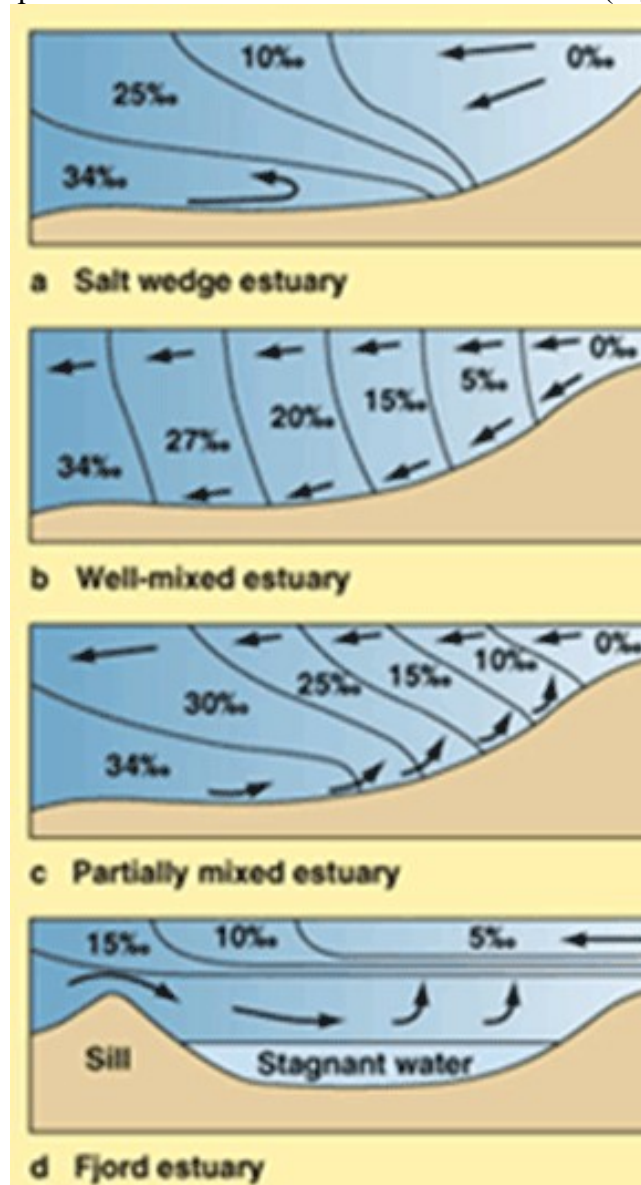


Fig. 4. Mélange d'eau estuarienne en fonction du coefficient $R = Q_f/Q_m$.

- Si R est fort c-à-d $Q_f > Q_m$, on aura l'apparition d'un coin salé. L'interface peut être irrégulière avec des rides de turbulences selon les courants de marée ou de la houle. Si la turbulence est faible l'interface sera régulière.
- Si R est faible c-à-d $Q_m > Q_f$, les eaux seront diluées, et l'estuaire apparaît homogène verticalement. On aura un mélange progressif et donc un estuaire mélangé.

Selon les saisons on pourra passer pour un même estuaire d'une période homogène à une période de coin salé (Fig.4):

- En période de crue, R est élevé: Estuaire stratifié (à coin salé) ;
- En période d'étiage, R est plus faible: Estuaire homogène.

c. Courants estuariens

A l'aval les courants marins sont dominants avec leurs deux composantes, flot et jusant. Ces courants sont essentiellement élevés en période de vive eau (1 à 3 m/s). Ils varient avec le coefficient et le débit du fleuve ce qui provoque des courants de densité différents entre une eau douce et une eau saline.

- Calcul des écoulements et de la vitesse résiduelle (Fig. 5)

Sf = écoulement du flot

$V_r = (S_f - S_j) / T$, vitesse résiduelle

Sj = écoulement du jusant

$(S_j / (S_f + S_j)) \times 100$, % de l'écoulement

Sf - Sj = écoulement résiduel vers l'aval

- Répartition des vitesses résiduelles Vr dans un estuaire (Fig.5).

L'écoulement résiduel se déplace vers l'aval, en surface, et vers l'amont en profondeur. Le long d'une surface nodale ces vitesses résiduelles sont nulles. Cette surface coupe le fond en un point appelé point nodal. Tout le système se déplace par translation selon les crues ou les marées.

C – DYNAMIQUE ET FACIES SEDIMENTAIRES

1 - Transite sableux

Il est faible et limité à la partie supérieure et moyenne de l'estuaire. Dans la partie aval de l'estuaire, il y a apparition de bancs et de cordons sableux dus à des apports considérables au niveau des embouchures associés aux courants de flots et aux dérives littorales. Le tri de ce matériel est dû à la forte agitation.

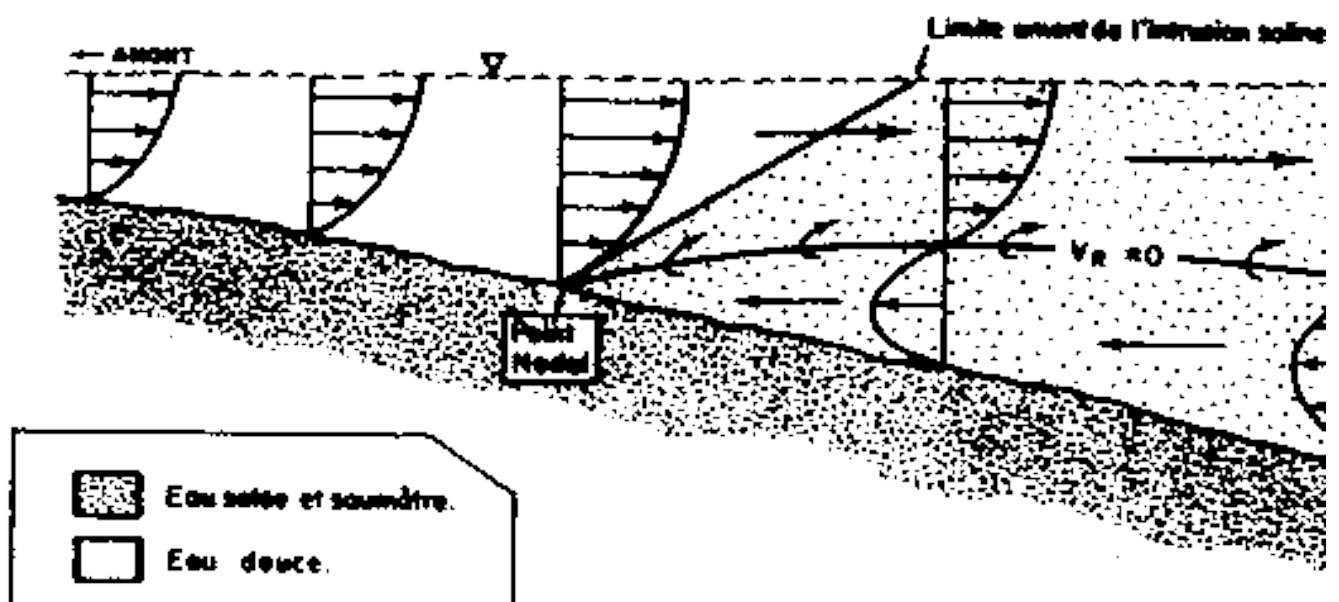


Fig. 5. Répartitions verticales des composantes de la vitesse résiduelle.

2 - Transite des suspensions

Il correspond au transport d'argile, silt et sablons dont la taille est inférieure à 150μ , associés à de la matière organique, formant un flocon par des eaux estuariennes turbides plus turbulentes que les eaux fluviales.

La dynamique est commandée par la vitesse résiduelle (V_r). Lorsque $V_r=0$, on aura une concentration maximale de matériel formant un bouchon vaseux (1 à 10 g/l) qui oscille avec les marées et les crues. En période de crue, le bouchon se déplace vers la mer, et en période d'étiage vers l'amont (Fig. 6).

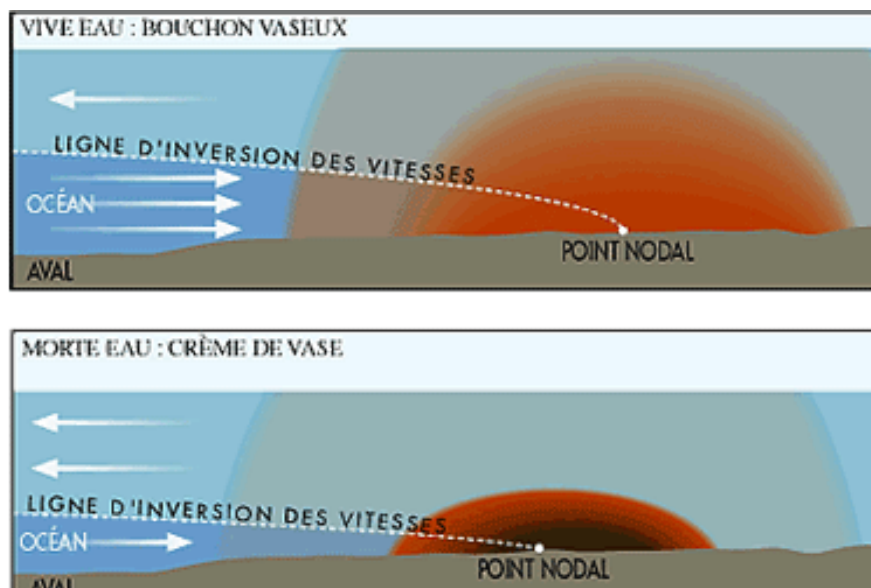


Fig. 6. Formation de bouchon vaseux et crème de vase.

La crème de vase ne se forme qu'en mortes eaux, quand les courants atténués et la durée accrue des étales favorisent le dépôt des sédiments du bouchon vaseux. Les turbidités y sont de l'ordre de 100-150 g/l, voire localement de 300-400 g/l, sur une épaisseur de 1 à 3 m et une longueur de 20 km. Son "poids" est estimé à 100 000 tonnes. La crème de vase se déplace très peu au cours de la marée. Au-dessus, subsiste un bouchon vaseux très discret et réduit (Fig.6). L'alternance bouchon vaseux - crème de vase est un facteur de sédimentation rapide dans l'estuaire. Quand les coefficients de marée augmentent, les courants remettent en suspension les sédiments immobilisés dans la crème de vase qui vont alimenter le bouchon vaseux. Quand les coefficients décroissent, l'inverse se produit.

3 - Faciès sédimentaires

Quatre domaines sont à distinguer (*cas de la Gironde*) (Fig. 7):

a. Domaine fluvial

Il est limité au bec d'Ambés. La rivière est de type à méandres. Au niveau du chenal on a des dépôts grossiers puis sableux en période de crue et vaseux en période d'étiage. La plaine d'inondation est constituée de silt riche en matière organique.

b. Domaine estuarien amont

Il correspond à un estuaire à méandres à chenaux riches en sable et pauvres en particules fines, correspondant à des dépôts d'étiage associés à la remontée du bouchon vaseux. Ces barres sont considérées comme des zones de stockage de particules sableuses venant de

l'amont essentiellement fluviale. Elles correspondent donc à une sorte de delta dans l'estuaire.

c. Domaine estuarien aval

Toutes les barres ont disparues et on ne voit que deux chenaux séparés par une barre sableuse longitudinale, avec un chenal de flot et un autre de jusant. Les sédiments deviennent localement vaseux. Le chenal de flot est plus sableux avec des intercalations de silt et de vase sous forme de laminites. Le chenal de jusant est exclusivement à vase, silt et argile. La barre médiane influencée par le flot est constituée de sable et de galets de boues avec des slikkes sablo-vaseuses à vaseuses. On est en milieu saumâtre, vers l'aval l'influence marine se fait sentir de plus en plus.

d. Domaine d'embouchure

Il est caractérisé par des courants de marée et de houle, et par la formation de cordons littoraux bordant le rivage avec l'apparition de flèche littorale. Dans les zones abritées, il y a apparition de dépôts sablo-vaseux et généralement peu de dépôts grossiers de type gravier. Vers le large, les dépôts s'affinent sur le plateau continental et forment ce qu'on appelle des "Vasières".

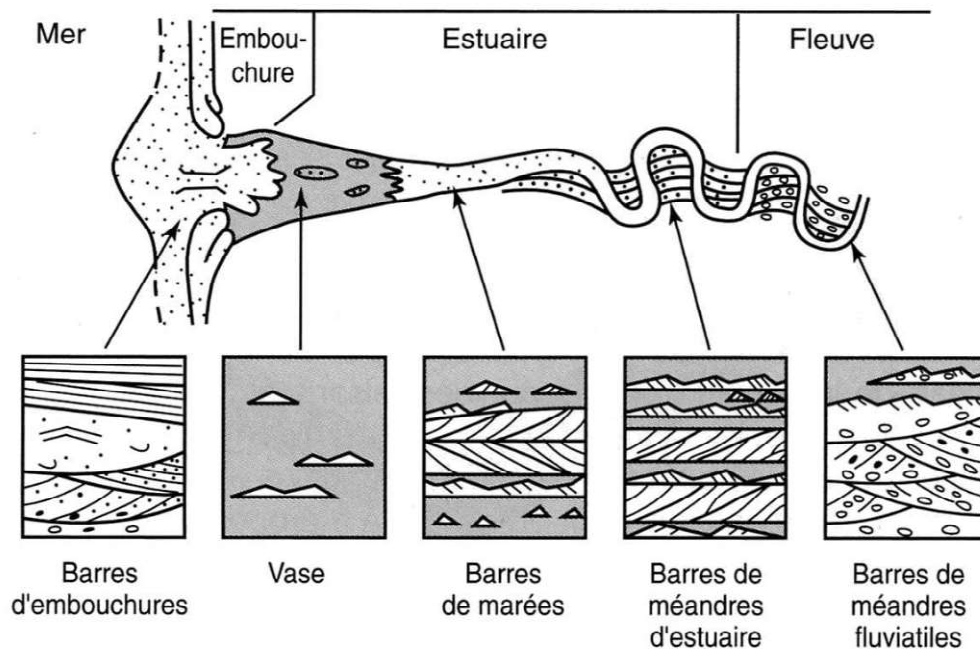


Fig.7. Répartition de faciès sédimentaires le long du Système estuarien.

Il y a formation de séquence estuarienne due à un colmatage du milieu, avec des sables à la base puis des sables vaseux et des vases sableux et enfin des vases à matière organique (Fig.8).

D – CONCLUSION

D'une manière générale l'étude des estuaires est très importante pour l'étude des ports et de la pollution étant donné que les accumulations sédimentaires et les matériaux pollués ont tendance à s'accumuler dans ces zones sensibles.

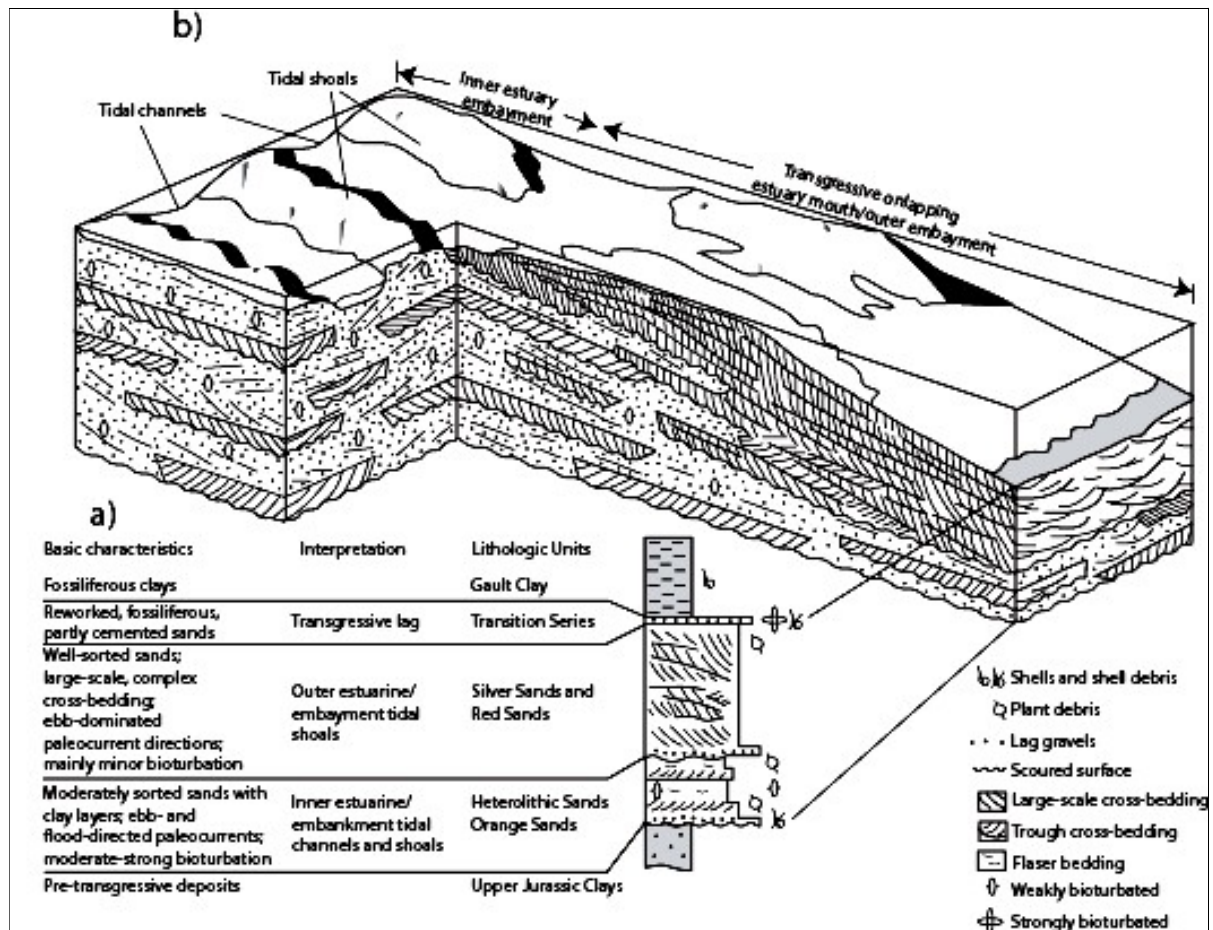


Fig.8. Système de dépôt d'un estuaire transgressif à dominance tidale (b) et sequence type (a).

III - LES DELTAS

A – MORPHOLOGIE DES DELTAS

Pour qu'un delta se développe, il faut que l'apport sédimentaire soit plus rapide que les mécanismes de dispersion des sédiments qui agissent dans le bassin récepteur.

1 - Facteurs agissant sur la morphologie

Pour qu'un delta existe, il faut:

- Un bassin versant qui fournit les sédiments à partir du continent ;
- Un court d'eau qui les transporte ;
- Un bassin récepteur qui les stocke.

Tous les facteurs (tectonique, climat) agissant sur ces trois composantes ont une influence sur l'appareil deltaïque qui en résulte, et en particulier sur sa morphologie.

Par ailleurs, d'autres facteurs interviennent dans le bassin récepteur, parmi lesquels les vagues, les marées, les courants océaniques, la configuration du plateau continental, celle du talus et du bassin, le taux de subsidence, etc.

2 - Morphologie

Un système deltaïque comprend (Fig.8):

- Une partie subaérienne, la plaine deltaïque, souvent subdivisée en:
 - plaine deltaïque supérieure ("alluvial delta plain" ou "upper delta plain") dominée par les processus de dépôts fluviaux ;
 - plaine deltaïque inférieure ("lower delta plain") située dans le domaine où s'affrontent les actions fluviales et marines. Elle s'étend vers le continent jusqu'à la limite d'influence des effets marins.
- Une partie sous aquatique, c-à-d en dessous de la limite inférieure des marées. On y distingue le front de delta ("delta front"), zone généralement peu profonde qui se prolonge sur des distances variables, et en aval un talus deltaïque ("prodelta"), zone pentée (1 à 10°) faisant la liaison avec le plateau continental.

Les dimensions de ces différentes entités sont fonction des apports fluviaux, de l'intensité de l'action marine, du gradient de pente de la plate-forme supportant le delta.

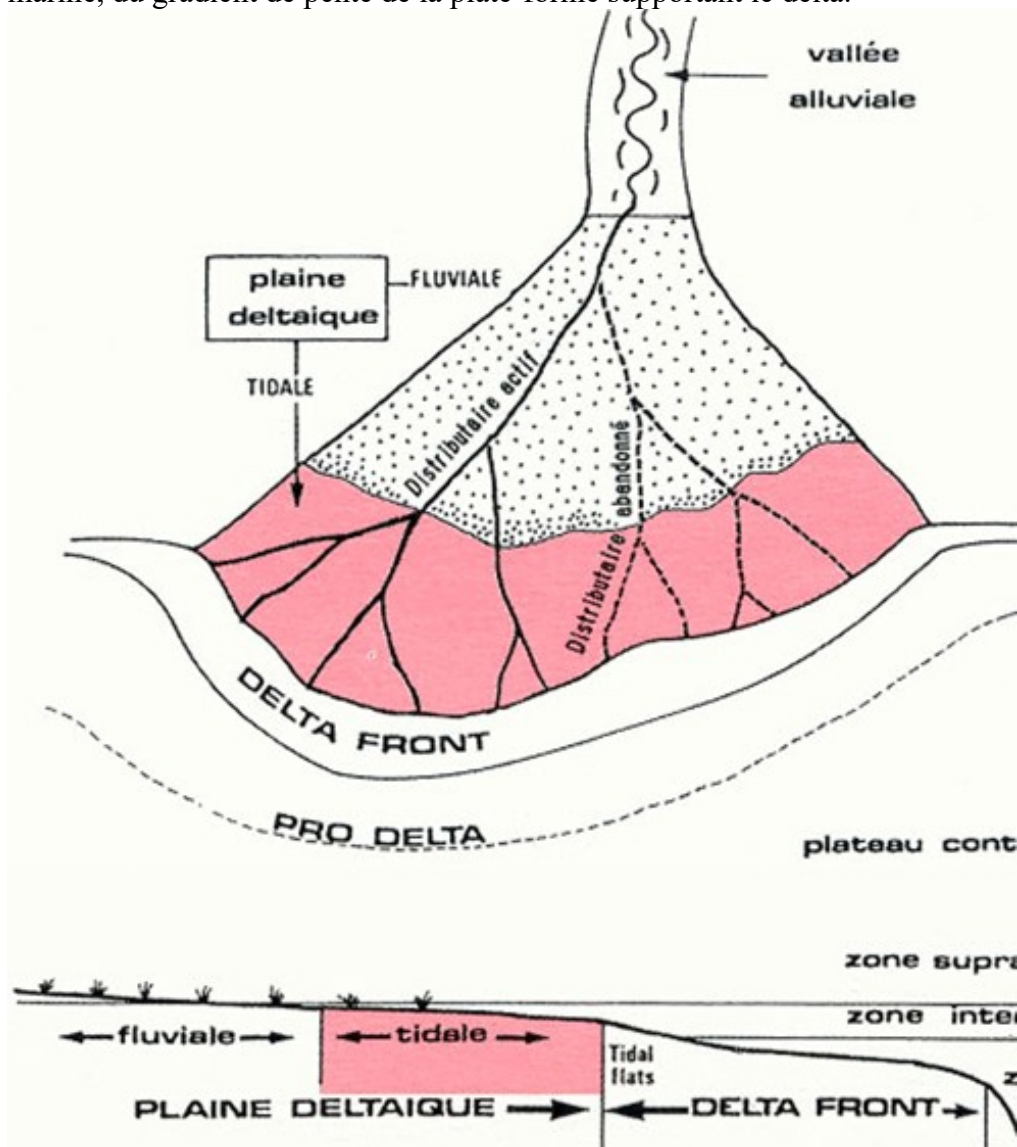


Fig. 8 – Schéma morphologique général d'un delta

3 - Les différents types de deltas

De façon schématique, on peut dire que la morphologie d'un delta résulte de la confrontation entre les actions fluviales, d'une part, et les actions marines, d'autre part.

a. Classification génétique

La représentation dans un diagramme ternaire ayant pour pôles les apports fluviaux, l'énergie de la houle et l'énergie des marées permet de distinguer trois grandes catégories (Fig.9) :

- Les deltas à prédominance fluviale avec un chenal distributaire bordé de levées, avec accumulations importantes de sables à l'embouchure ("distributary mouth bars").
Exemple : Delta du Mississippi.
- Les deltas à prédominance de marées, à embouchures évasées de type estuarien avec d'importants replats de marée ("tidal flats") et des barres sableuses rectilignes dans l'embouchure ("tidal bars").
Exemple : Delta de Fly.
- Les deltas à prédominance de houles, à cordons littoraux parallèles à la côte ("beach accretion ridges").
Exemple : Delta du Rhône.

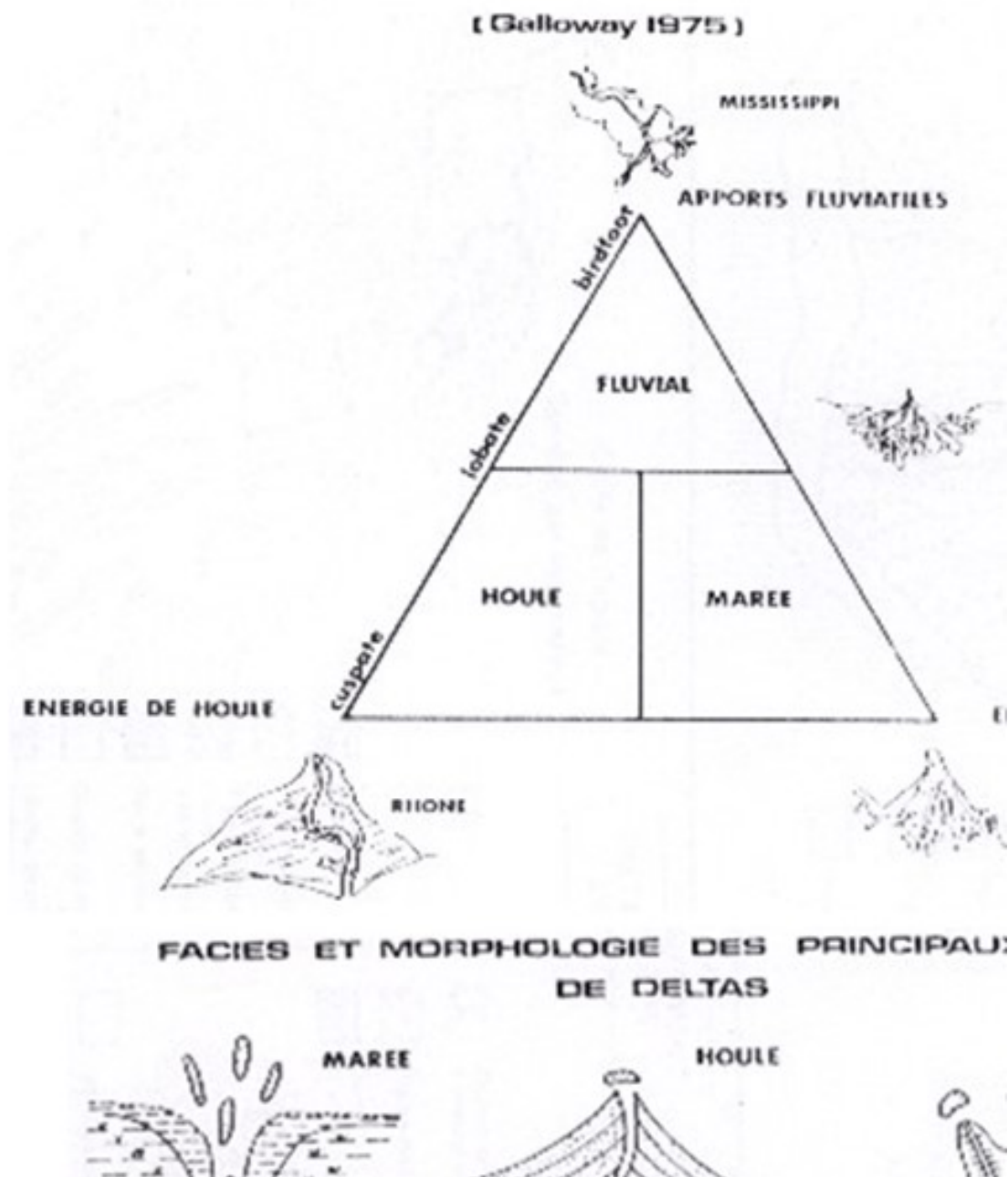


Fig. 9 - Classification génétiques des deltas

b. Classification morphologique

Deux grands types sont à distinguer (Fig.10):

- Les deltas hautement constructifs (actions fluviales prédominantes) subdivisés en :
 - type lobé (ex. Mississippi, lobe de la fourche) ;
 - type allongé (ex. Mississippi lobe moderne).
- Les deltas hautement destructifs (actions marines prédominantes) subdivisés en :
 - type dominé par les vagues (ex. Rhône) ;
 - type dominé par les marées (ex. golfe de Papua).

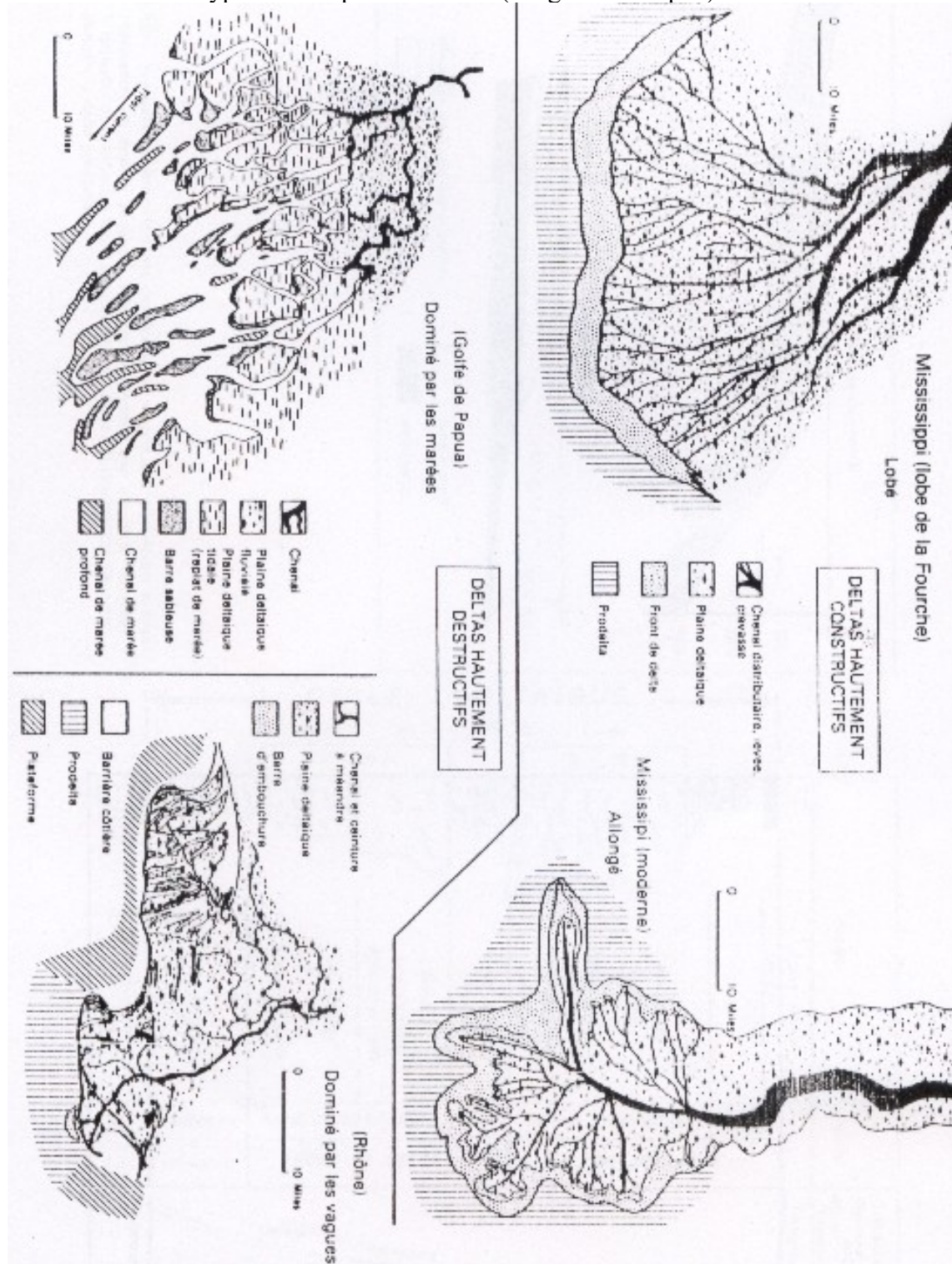


Fig. 10 - Types deltaïques de base

B – SEQUENCES DELTAÏQUES

Au fur et à mesure que le delta prograde, les dépôts de ces trois environnements (prodelta, front du delta, plaine deltaïque) vont se superposer verticalement en formant une séquence régressive (Fig.11).

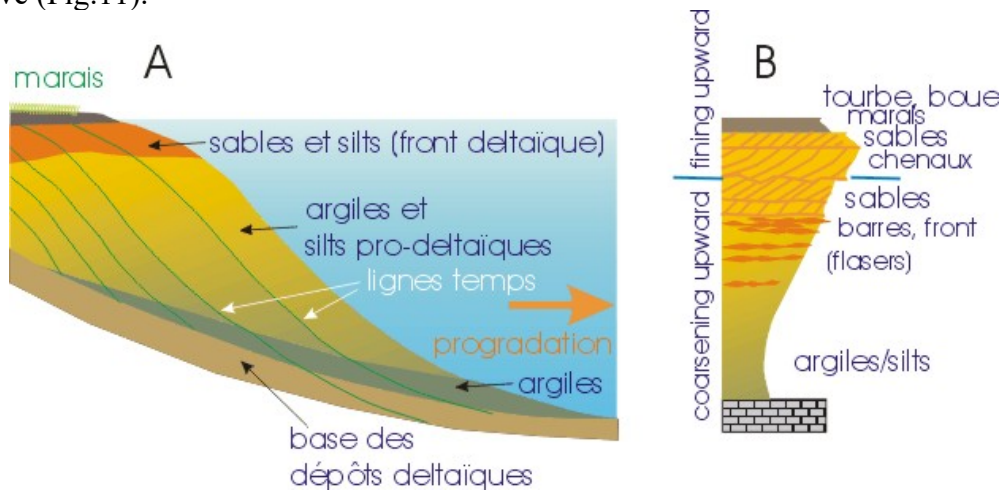


Fig. 11 - A: coupe simplifiée dans un delta. B: séquence sédimentaire produite par la progradation d'un delta

Cette séquence sera granocroissante avec à la base les sédiments fins du prodelta ("Bottum-sets"), surmontés par des argiles sableuses et sables du front du delta ("Fore-sets"). Ceux-ci seront ensuite recouverts par les sédiments de la plaine deltaïque avec les chenaux sableux des distributaires et les argiles organiques et charbon des zones inter chenal ("Top-sets"). Le sommet de la séquence est souvent marqué par des dépôts de charbon relativement épais et étendus (Fig. 12).

D'une manière générale l'épaisseur d'une séquence deltaïque, formée par la progradation d'un seul delta sera équivalente à l'épaisseur du delta.

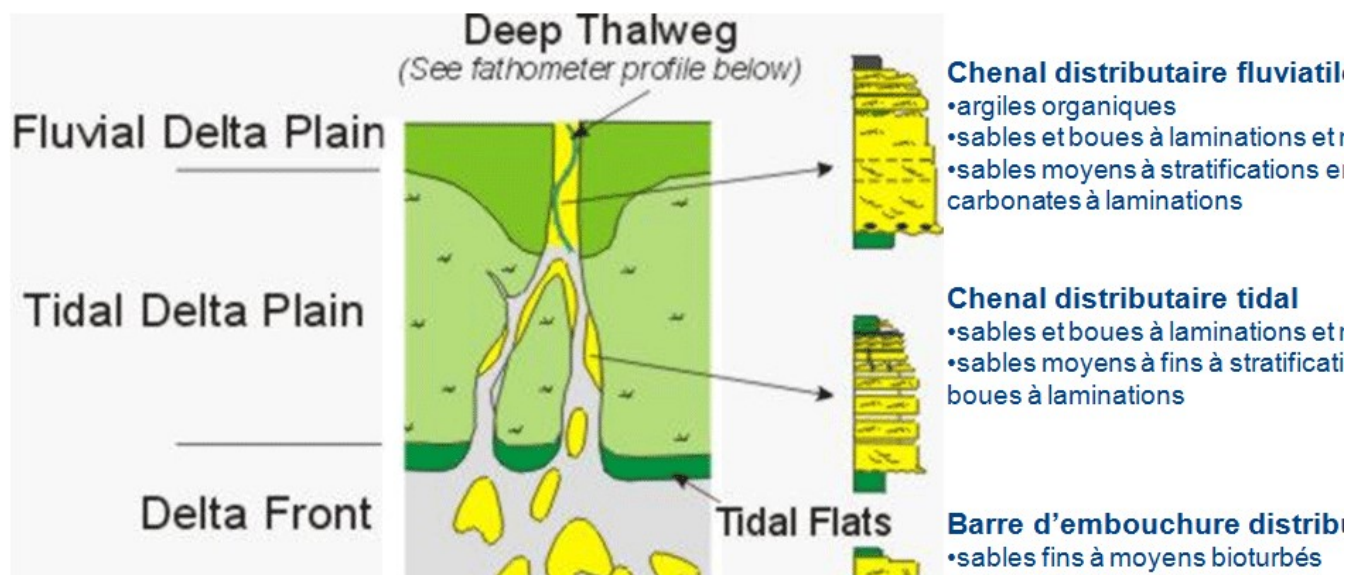


Fig. 12. Distribution de faciès en fonction de zones morphologiques d'un delta

C – FACTEURS SEDIMENTAIRES AGISSANT DANS LES BASSINS DELTAÏQUES

1 - La subsidence et l'accumulation sédimentaire

La façon dont chaque séquence est superposée à une autre séquence dépend du taux relatif de sédimentation et de subsidence.

L'ampleur de la subsidence est fonction de l'épaisseur du sédiment accumulé, et donc de la profondeur de la tranche d'eau initiale.

- Dans le cas d'une subsidence plus faible que l'apport sédimentaire ($T_{\text{séd}} / T_{\text{sub}} > 1$), on assiste à un empilement vertical de nombreuses séquences deltaïques sur le plateau, induisant une construction par aggradation verticale, en même temps qu'une progradation vers le bassin (Fig.13a).
- Quand le taux de subsidence est égal au taux d'apport sédimentaire ($T_{\text{séd}} / T_{\text{sub}} = 1$), il y a un empilement de séquences deltaïques sur le plateau avec une aggradation verticale seulement (Fig. 13b).
- Dans le cas d'une subsidence rapide des sédiments deltaïques dans les argiles meubles du talus ($T_{\text{séd}} / T_{\text{sub}} < 1$), il y aura apparition de failles syn-sédimentaires normales à géométrie listrique formant des dépôts-centres localisés, associés à un épaissement des sédiments contre la faille (Fig. 13c).

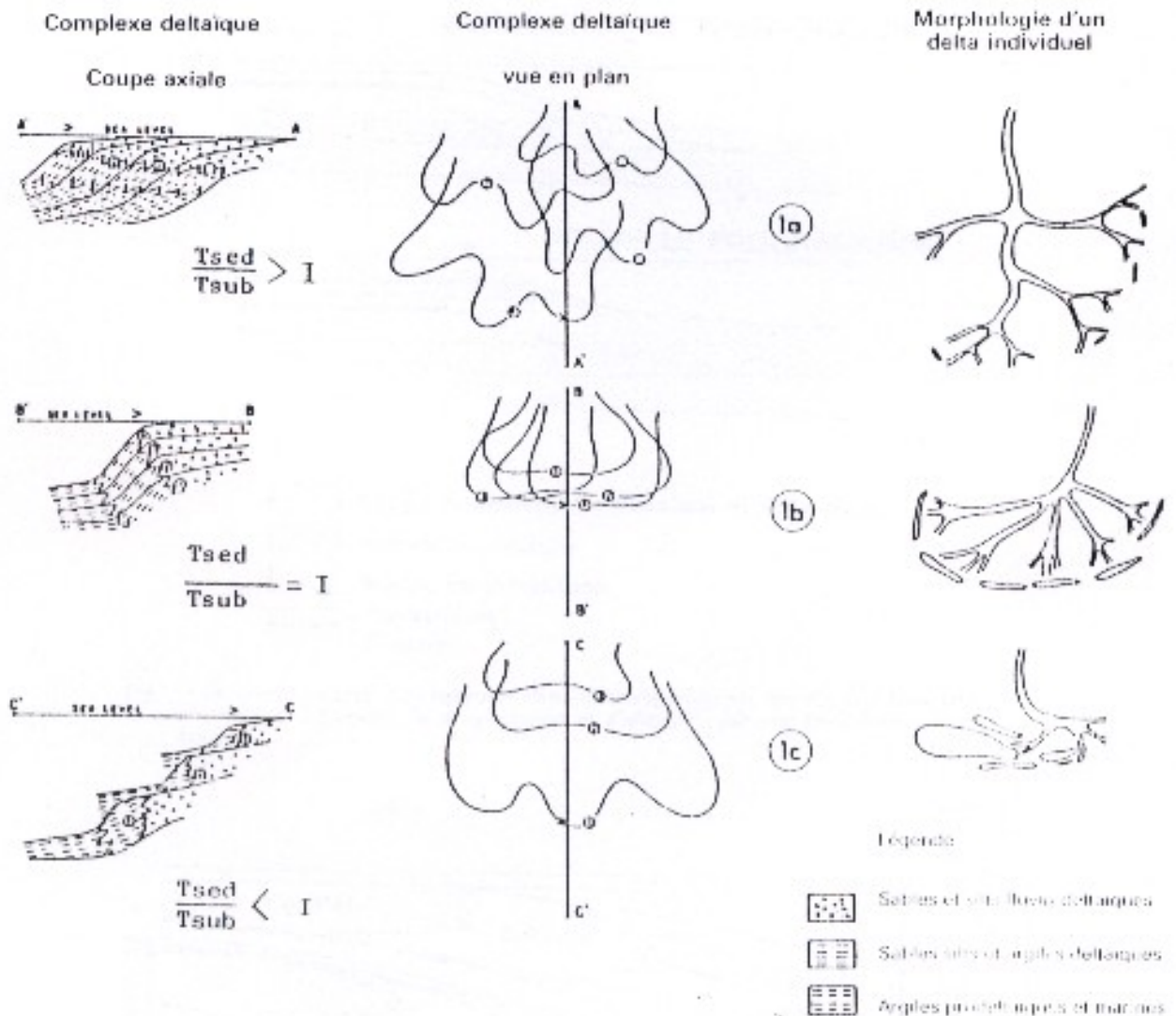


Fig. 13 – Diagramme conceptuel illustrant les variations des caractéristiques des deltas

2 - L'eustatisme

Les deltas sont caractérisés par une durée de vie relativement courte pendant laquelle ils progradent rapidement. Une telle progradation est fortement contrôlée par les variations eustatiques. En effet dès que la remontée eustatique est inférieure au taux de sédimentation, les deltas peuvent se former avec des séquences régressives deltaïques en quelques milliers d'années seulement.

Lorsque l'augmentation eustatique est supérieure au taux de sédimentation, le delta se fera transgresser par les sédiments marins (argiles ou carbonates). En même temps, une partie des sédiments du delta seront remaniés par la marée et la houle. Des carbonates et des récifs peuvent alors marquer la phase d'abandon du delta. Sur la plaine deltaïque, l'arrêt des apports fluviaux est généralement marqué par l'accumulation d'épaisse couches de charbon qui seront l'équivalent stratigraphique à l'amont des dépôts marins transgressifs du front de delta. Ces niveaux transgressifs (charbon, carbonates et argiles) constituent d'excellents "marqueurs" stratigraphiques locaux. Donc la séquence régressive deltaïque se superpose par une séquence transgressive, généralement plus mince, avec des carbonates et argiles marins, parfois accompagnés de sables sous forme de plages ou cordons littoraux (Fig.14).

Ces ensembles sont généralement séparés par des discordances régionales d'origine tectoniques ou eustatiques, souvent accompagnées de dépôts transgressifs qui formeront la base d'un nouvel ensemble deltaïque régressif (Fig.15).

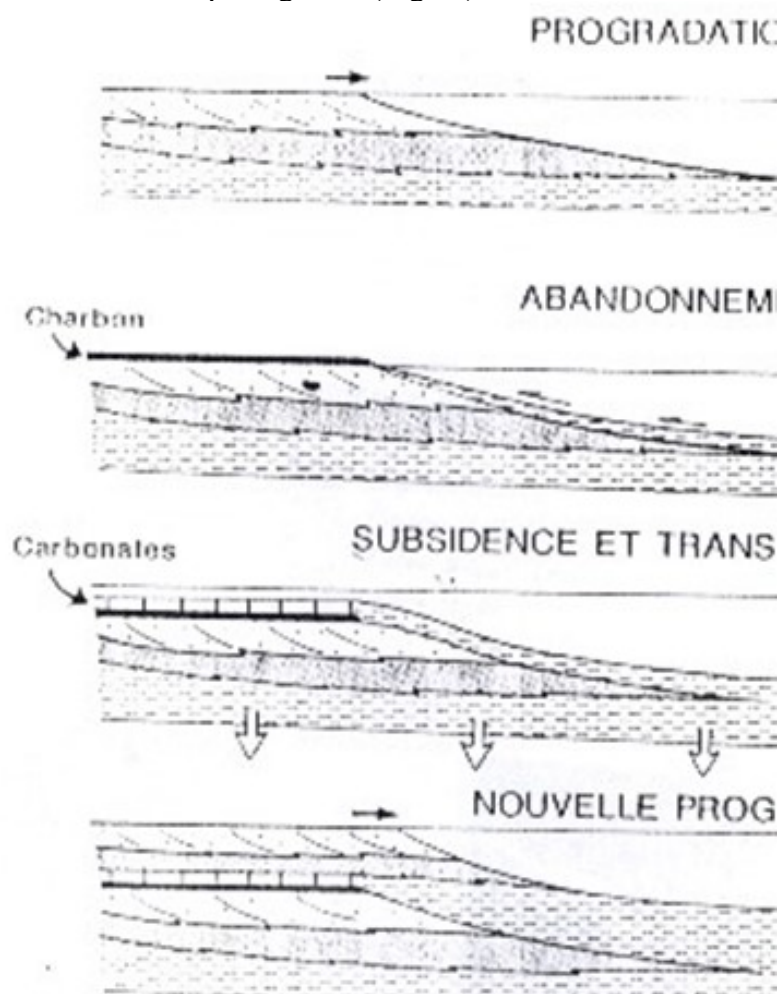


Fig. 14 – Superposition de séquences deltaïques séparées par des niveaux transgressifs au gré des cycles de progradation et d'abandon sur une plate-forme subsidente.

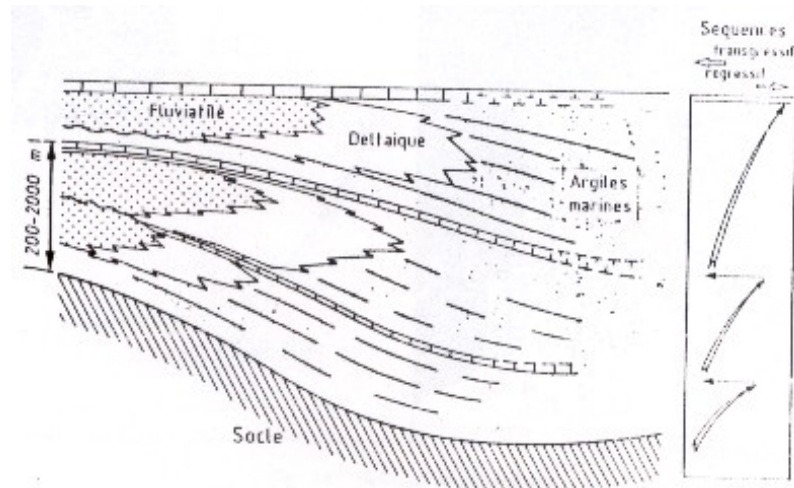


Fig. 15 – Exemple de grandes unités deltaïques dans un bassin sédimentaire. Ces unités, qui sont formées par l'empilement de nombreux cycles deltaïques individuels, sont à l'échelle des séquences de dépôt décrites par Vail (1977). Ces unités représentent des périodes de progradation du talus et sont séparées par des discordances régionales dues à des variations relatives du niveau marin.

D – EVOLUTION D'UN DELTA AU COURS D TEMPS (Ex. Delta du MAHAKAM)

Le delta de la Mahakam (Fig.16) est situé sur la côte Est de Kalimantan (Bornéo), entre 02°21' et 1°10' de latitude Sud et entre 117°15' et 117°40' de longitude Est. Edifié à l'embouchure de la rivière Mahakam, il a une superficie de l'ordre de 5000 km². Il s'est développé depuis la transgression holocène, l'épaisseur maximale des dépôts est d'environ 50 m, ils font suite à d'autres dépôts, de type estuarien et deltaïque, remontant au moins au Miocène moyen.

Au début, il n'y avait qu'un seul ou quelques débouchés (7000 à 5000 BP) et le débit fluvial devait être plus important qu'actuellement où il est divisé en une dizaine d'embouchures. Le modèle était alors probablement dominé par les actions fluviales (7000 à 5000 BP). Au cours du temps, le nombre de distributaires a augmenté par bifurcations successives et l'influence des marées est devenue plus importante (Actuel).

Cet exemple montre que la forme d'un delta peut changer au cours du temps par suite de l'évolution des régimes respectifs du fleuve et du bassin récepteur.

E – ELEMENTS DIAGNOSTIQUE DES DELTAS

- les deltas sont situés en contexte de marge passive; ils sont associés à des dépôts fluviaux et à des sédiments littoraux. Grossièrement triangulaires en plan et en forme de coin en coupe, leur superficie peut atteindre des milliers de km² pour une puissance parfois pluri-kilométrique;
- faciès: contrairement aux séquences de comblement fluviale qui sont du type granodécroissance (fining-upward), les séquences deltaïques sont de type granocroissance (coarsening-upward), avec le passage de boues pro-deltaïques à des sables de barres ou de chenaux et ensuite éventuellement de type fining upward en passant à des boues ou des sédiments riche en matière organique (charbon) de la plaine deltaïque. Les sables montrent des stratifications entrecroisées. Les levées et la plaine deltaïque sont constituées de boues laminaires à bioturbées. Les boues pro-deltaïques contiennent des niveaux sableux

occasionnels correspondant à des crues fluviales. Slumps et déformations syn-sédimentaires sont fréquents suite à l'inclinaison du front deltaïque;

- la matière organique végétale est très abondante dans la plaine deltaïque (marais, mangrove). Des organismes de milieu palustre peuvent y pulluler. La faune des boues pro-deltaïques montre un caractère marin plus affirmé.

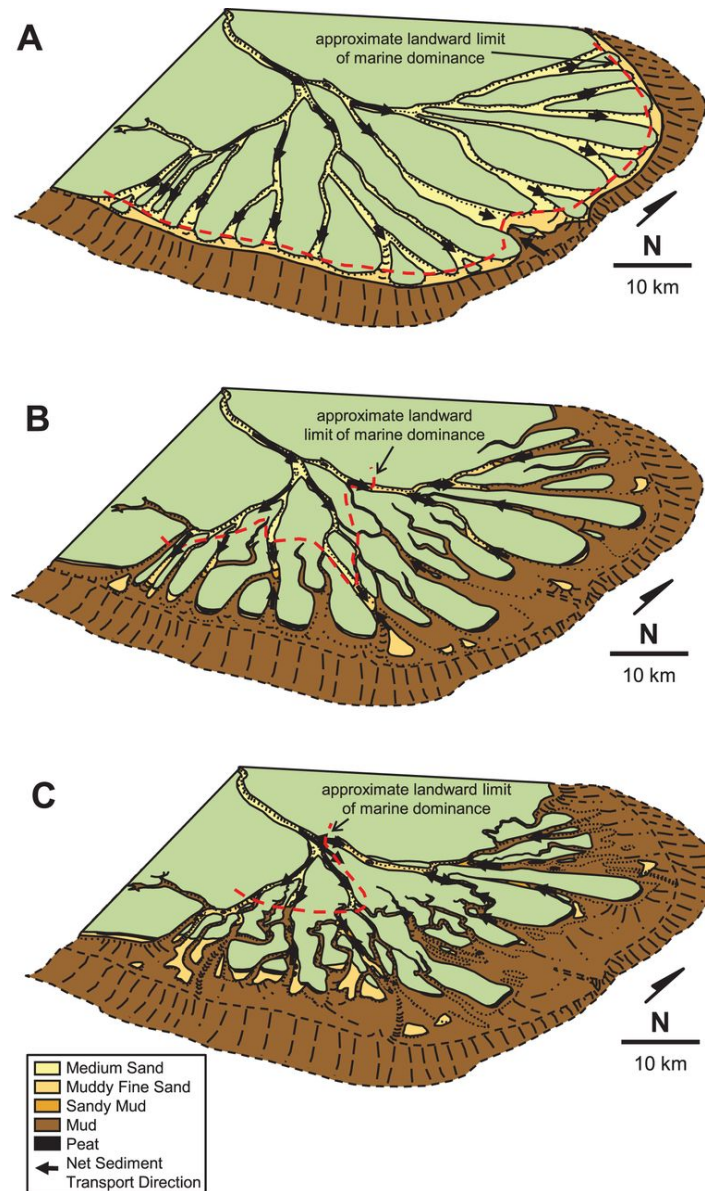


Fig. 16. Evolution du delta du Mahakam depuis -7000 ans à l'actuel. A : 7000 à 5000 BP ; B-C : 5000 BP à l'actuel

F – CONCLUSION

Les deltas ont joué, pendant tous les temps, un rôle important dans l'histoire humaine. L'existence conjointe de terres alluviales fertiles et des débouchés de rivières ont fourni l'assise à deux activités humaines importantes: l'agriculture et le commerce.

Les deltas qui se sont avérés extrêmement riches en hydrocarbures sont devenus des sources importantes d'énergie et assurent un rôle économique très important dans la civilisation actuelle.