

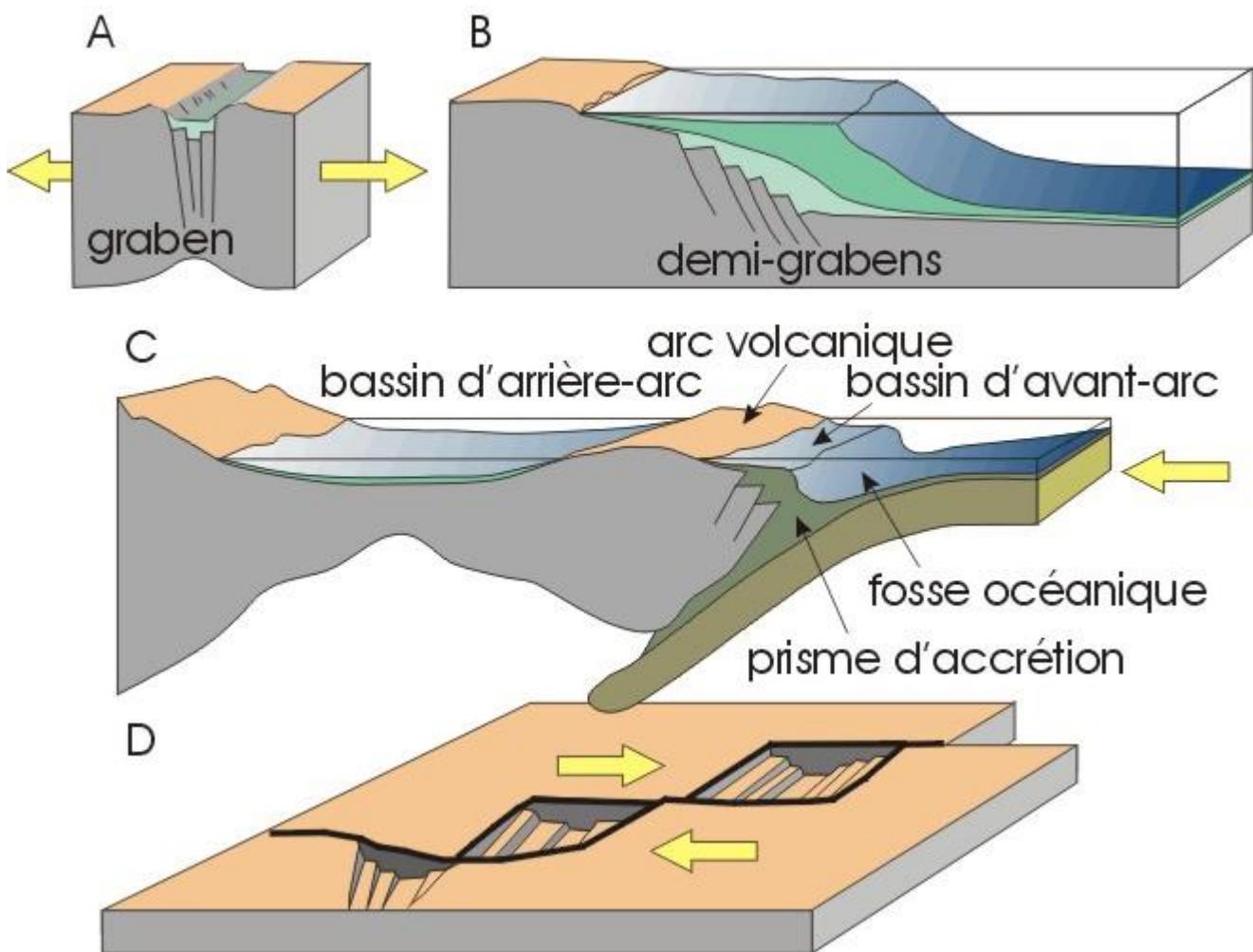
Dynamique des bassins sédimentaires

I. : les bassins sédimentaires

Même si des sédiments peuvent se déposer pratiquement dès leur érosion, leur devenir est en général de terminer leur voyage au sein d'un bassin sédimentaire. Un bassin sédimentaire ne se forme que là où des sédiments peuvent s'accumuler. Cette évidence recouvre un concept majeur : l'accumulation des sédiments nécessite une création d'espace, résultat soit d'un enfouissement de la base du bassin (subsidence), soit d'une hausse du niveau marin.

D'une manière générale, on peut distinguer les bassins sédimentaires en fonction de leur position dans le cycle géologique : (1) les bassins sédimentaires actifs, (2) les bassins non fonctionnels (parce qu'exondés) mais peu déformés et (3) les anciens bassins, généralement fortement déformés et incomplets, intégrés dans une chaîne de montagnes.

On peut aussi les distinguer sur la base des mécanismes qui les génèrent, c.-à-d. des mécanismes responsables de leur subsidence.



Bassins sédimentaires en fonction du contexte tectonique. A : rift continental. B : marge passive avec structuration en demi-grabens et bassin océanique. C : bassins d'arrière-arc, d'avant-arc et fosse océanique en zone de subduction. D : bassins liés à une faille transformante (décrochement dextre).

- **Les bassins associés à des zones de divergence de plaques tectoniques.** Ces bassins se forment là où la croûte terrestre est étirée et amincie :
 - rifts continentaux (Fig. I.1A) : c'est le début de la phase d'ouverture. Le substrat est une croûte continentale. Les remplissages sédimentaires consistent en dépôts continentaux de cônes alluviaux, de lacs, de fleuves (exemple : graben du Rhin). Du volcanisme est souvent associé, suite à l'extension crustale (basalte des plateaux, basaltes alcalins,...) ;
 - rifts océaniques : à partir d'un certain stade, le rift continental est envahi par la mer. Les sédiments sont variés, depuis des dépôts continentaux jusqu'à des dépôts beaucoup plus profonds (exemple : sud de la mer Rouge). Le volcanisme est intense et évolue vers des tholéïites ;

- marges passives et bassins océaniques (Fig. I.1B) : c'est l'évolution ultime des rifts continentaux. Les marges continentales sont structurées en demi-grabens et de la croûte océanique nouvellement formée sépare les continents. Le volcanisme est réduit au niveau des marges passives et les sédiments sont très variés, depuis des dépôts de plate-forme jusqu'à des dépôts pélagiques (exemple : océan Atlantique). Les épaisseurs sédimentaires diminuent depuis la marge continentale vers le bassin océanique. La subsidence résulte du jeu des failles normales, de la charge sédimentaire et du refroidissement progressif de la croûte océanique.
- **Les bassins associés à des zones de convergence de plaques** (Fig. I.1C) :
 - fosses océaniques : ce sont des dépressions océaniques profondes localisées au niveau des zones de subduction. Les sédiments consistent en dépôts pélagiques, associés à des turbidites si le continent est proche. Ces sédiments sont rapidement et intensément déformés suite à la subduction : ils constituent le prisme d'accrétion (exemple : fosse du Japon) ;
 - bassins d'avant-arc : géographiquement proches des précédents, situés comme leur nom l'indique en avant des arcs volcaniques, sur la plaque supérieure. Leur subsidence serait due à la flexure de cette plaque suite à l'entraînement par la plaque subductée. La déformation est moins intense que dans le prisme d'accrétion et les sédiments sont à caractère moins profonds et plus riches en dépôts volcano-sédimentaires (exemple : mer Tyrrhénienne) ;
 - bassins d'arrière-arc : ces bassins ressemblent par leur mécanisme de subsidence et par leur remplissage aux bassins liés à la divergence de deux plaques. Les dépôts volcano-sédimentaires y sont cependant mieux représentés (exemple : mer du Japon) ;
 - bassins d'avant-chaîne : lorsque la subduction de deux plaques se poursuit par une collision continentale, l'épaisseissement de la plaque continentale supérieure provoque une subsidence due à la surcharge. Les apports en provenance de la chaîne en voie d'érosion sont énormes et les dépôts sont variés (marins, continentaux). Le volcanisme est rare (exemple : plaine du Pô).
- **Les bassins associés à des zones où les plaques continentales coulissent le long de failles transformantes** : ces bassins s'ouvrent suite à des changements dans la direction de failles décrochantes ou à la présence de zones de relais. Les sédiments

sont continentaux et le volcanisme est rare (exemple : bassin de la mer Morte le long de la faille du Levant).

- **Les bassins intra-montagneux** : ces bassins se forment en contexte d'extension après collision. Ils sont emplis de sédiments continentaux (cônes alluviaux, évaporites, lacs, charbon, rivières,...) (divers exemples dans les Andes et l'Himalaya).
- **Les bassins intracontinentaux en contexte atectonique** : ces bassins stables et à subsidence relativement faible résultent d'un amincissement modéré de la croûte (sans apparition de rift) ou d'un refroidissement du manteau. La subsidence peut être entretenue par la surcharge sédimentaire. Les sédiments sont continentaux (lacustres, désertiques, etc.) voire marins et ne sont pas plissés (exemple : Bassin de Paris).

L'enregistrement géologique montre que certains bassins possèdent une histoire polyphasée et peuvent passer d'un type à l'autre. C'est bien sûr le cas des rifts continentaux qui peuvent évoluer en marge passive/bassins océaniques et aussi celui des fosses océaniques/bassins d'arrière-arc/bassins d'avant-arc qui peuvent être repris dans un bassin d'avant-chaîne lors d'une collision continentale.

II. Enchaînement vertical des milieux de dépôt : éléments d'analyse séquentielle

INTRODUCTION

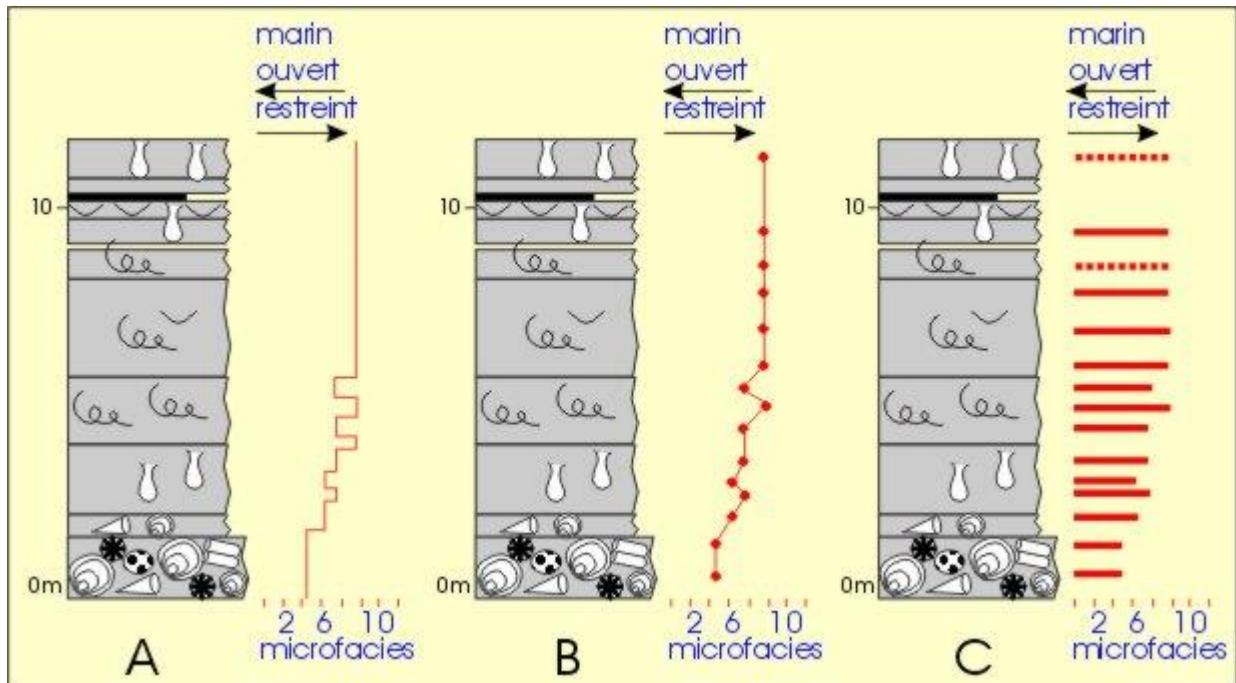
S'il est indispensable de pouvoir reconnaître les divers milieux du domaine marin par l'interprétation des faciès, il n'est pas moins important de comprendre leur enchaînement vertical et latéral dans le temps et l'espace. Cette connaissance s'avère indispensable à la compréhension de l'évolution d'un bassin (aspect dynamique).

COURBE LITHOLOGIQUE ET SEQUENCES

La courbe lithologique/des faciès/des microfaciès

Cette courbe reflète la succession verticale des différents faciès/termes lithologiques ou microfaciès d'une coupe. Elle est construite très simplement de l'une des façons suivantes :

- en regard de chaque banc ou unité faciétale, on trace un trait de l'épaisseur de ce banc ou unité avec comme abscisse le type de faciès.
- en regard du point d'échantillonnage, on porte un point correspondant au microfaciès identifié en lame mince ; les différents points sont ensuite reliés par une courbe.
- on peut aussi matérialiser les microfaciès par des bâtonnets ; ceci permet d'affecter une variable supplémentaire au type de trait (pointillé, plein, etc.).



*Plusieurs représentations de la courbe des (micros) faciès.
La technique C permet d'affecter une variable supplémentaire au type de trait.*

Cette courbe, qu'elle soit constituée de segments de droite comme dans le premier cas ou qu'elle relie des points comme dans le second constitue la courbe lithologique/de faciès ou de microfaciès de la série étudiée. L'étude de cette courbe permet de mettre en évidence les coupures sédimentaires ainsi que le sens de l'évolution des faciès : tendance à se rapprocher (régression) ou à s'éloigner (transgression) de la ligne de rivage.

Lors de la construction de la courbe lithologique, l'ordre des faciès/microfaciès sur l'axe x n'est pas arbitraire : si l'on désire comparer les courbes lithologiques de deux coupes contemporaines mais de faciès différent ou si l'on entend étudier le sens des variations de faciès au sein des séquences, il faut impérativement que l'ordre des faciès soit choisi en fonction d'une même logique. Cette logique peut être la granulométrie (la pesanteur), c'est la

cas de la "série virtuelle générale" de Lombard, avec les termes suivants : calcaires-argiles-silts-sables-conglomérats, mais elle peut aussi, par l'intermédiaire d'une interprétation actualiste reposant sur la loi de Walther, être celle de la succession des faciès au sein d'un modèle de plate-forme (par exemple les SMF, voir plus haut). Il est également possible d'utiliser la notion de "multiples séries naturelles" proposée par Delfaud (1972, p. 595) : "Chaque formation ou chaque type de sédiment a sa série naturelle propre qui doit être établie indépendamment des théories génétiques, en considérant uniquement l'ordre réel de succession des faciès dans la nature, en faisant abstraction le plus possible des modifications diagénétiques". Cet "ordre réel" peut être défini de la manière suivante : dans toute série sédimentaire, l'ordre naturel des termes lithologiques est celui qui est statistiquement le plus fréquemment réalisé. Diverses méthodes statistiques peuvent aider à mettre en évidence un tel ordre.

Les séquences

Dans l'ensemble des séries sédimentaires, la succession des termes lithologiques/faciès caractérise l'évolution des milieux de dépôt. Cette évolution verticale présente des coupures "naturelles", définissant des *séquences*. Chaque séquence est caractérisée par ses limites, son contenu (faciès) et la nature et le sens de ses variations (Fig. II.2). Une autre caractéristique importante des séquences est leur emboîtement à plusieurs échelles d'observation (caractère fractal) : ceci a donné lieu à une hiérarchisation des séquences avec la définition de séquences d'ordre 1, 2, 3, 4,... d'épaisseur décroissante et de fréquence croissante.

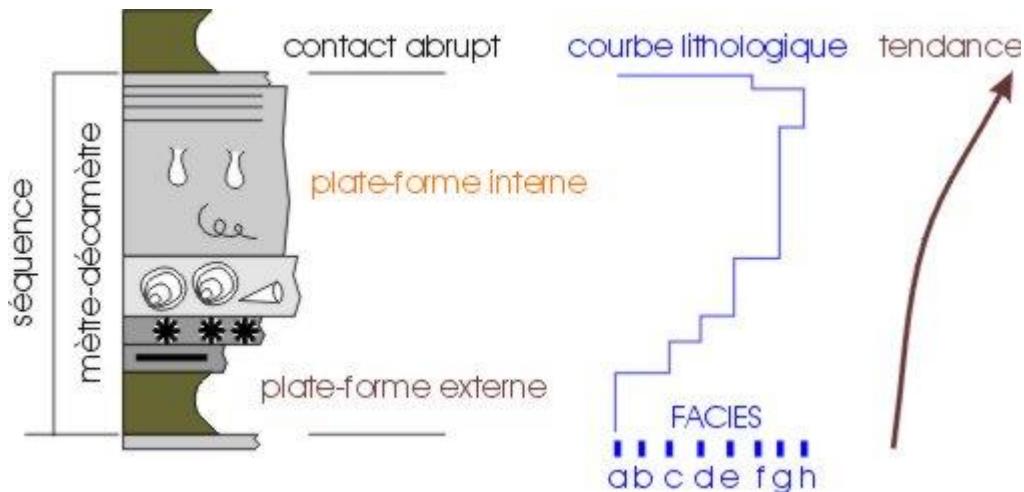
Les séquences peuvent être caractérisées par le sens d'évolution des faciès qui les constituent : il existe ainsi des séquences régressives et transgressives. Suivant l'environnement de dépôt, ces séquences régressives et transgressives sont évidemment constituées de successions de faciès différents. On trouve dans la littérature un certain nombre de séquences "classiques", par exemple : séquences péritidales, séquences d'arrière-récif, etc. On caractérise souvent ces séquences par une expression soulignant la variation d'un paramètre sédimentologique : "*coarsening upward*", "*thickening upward*", "*fining upward*", etc.

Notons que les turbidites et les tempestites constituent également des séquences, mais dont la mise en place a un caractère instantané par rapport à l'histoire du milieu de dépôt : ces séquences n'enregistrent donc pas d'évolution temporelle de l'environnement.

L'identification des séquences doit être faite dès le levé de terrain. C'est lors du banc par banc que se révèlent les divers types de surfaces remarquables : fonds durcis, limites érosives, changement brutal de faciès qui soulignent en général les limites de séquences. Après

l'examen pétrographique et la définition des faciès et microfaciès, l'examen de la courbe lithologique aide aussi à l'identification des séquences.

Enfin, je voudrais rappeler que l'on doit voir en A. Lombard, naguère professeur à l'ULB, un précurseur dans le domaine de l'étude des séquences et des corrélations stratigraphiques basées sur leur identification : la séquostratigraphie (cf. Errera, 1976).

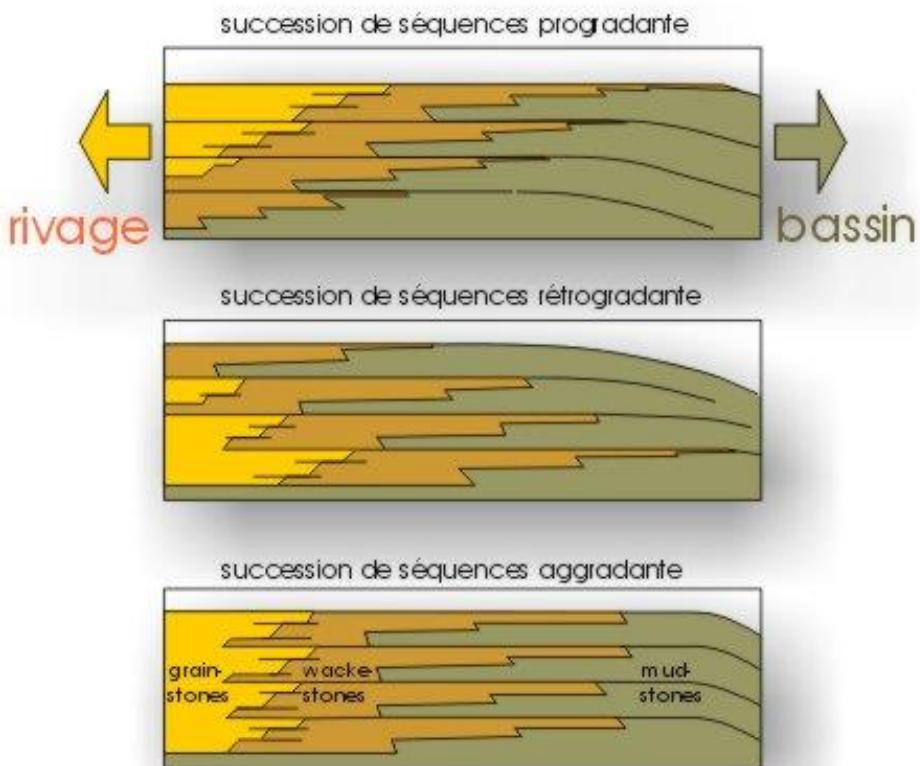


Schématisation d'une séquence élémentaire classique.

Types de séquences

Si l'on envisage l'évolution des séquences au sein d'un corps sédimentaire, toujours par rapport à la paléoligne de rivage, il est possible de distinguer trois types de successions (Fig. II.3) :

- des successions rétrogradantes (rétrogradation) où les séquences sont en translation vers le domaine continental. Ces successions sont caractérisées généralement par un amincissement progressif et l'occurrence de plus en plus fréquente de faciès distaux ;
- des successions progradantes (progradation) où les séquences sont en translation vers le bassin. Ces successions sont caractérisées par un épaissement progressif et l'augmentation des faciès proximaux ;
- des successions aggradantes (aggradation) où les séquences sont en empilement vertical, en position relative déplacée soit vers le continent, soit vers le bassin.



Successions progradante, rétrogradante et aggradante par rapport à la paléoligne de rivage.

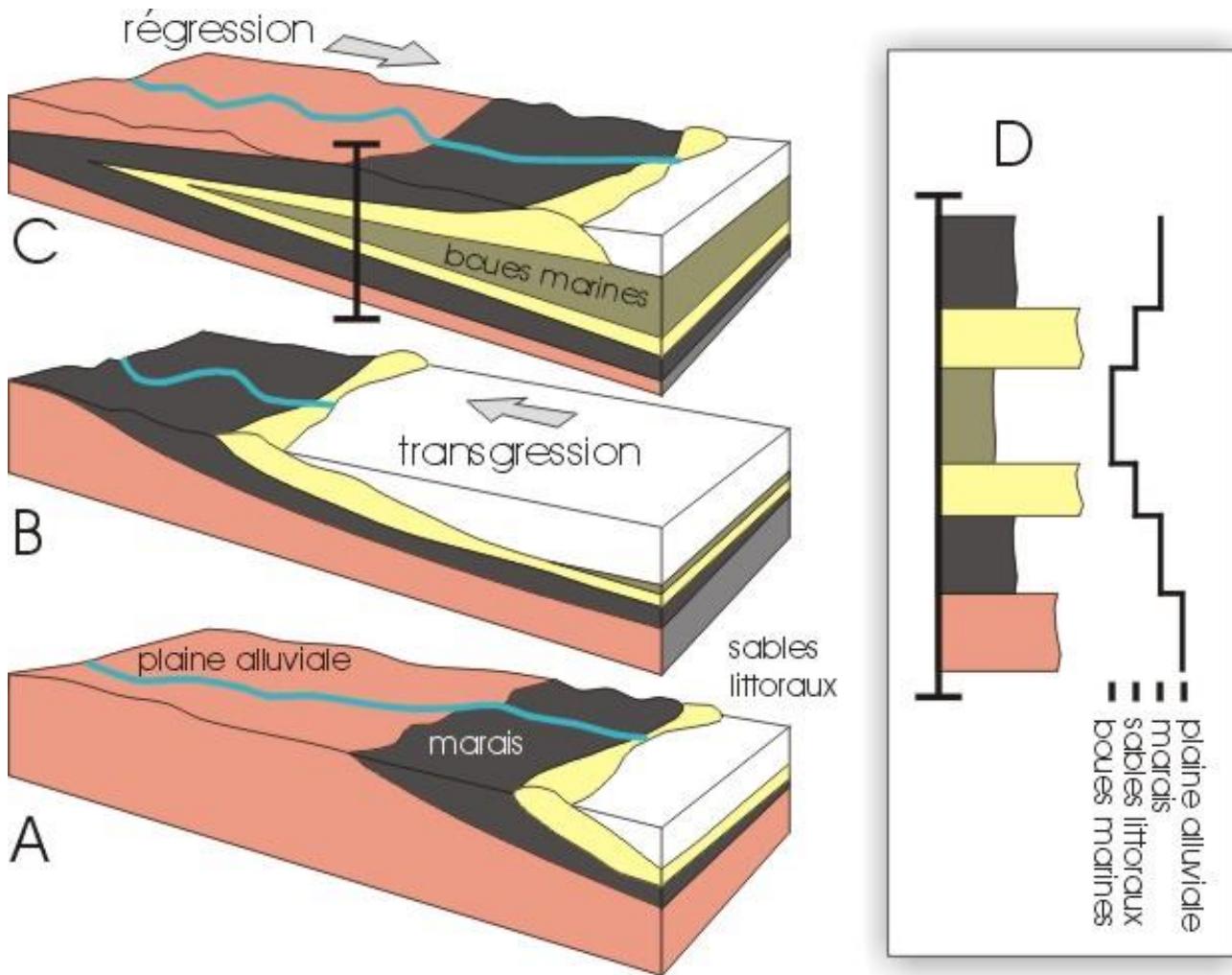
Corrélations séquentielles

Par rapport aux corrélations lithostratigraphiques, les corrélations séquentielles (séquostratigraphiques) ont l'immense avantage de s'affranchir des faciès et de représenter des lignes temps valables à l'échelle d'un bassin. Encore faut-il s'assurer que les séquences que l'on observe résultent de phénomènes régionaux et non locaux : des séquences de comblement d'un chenal par exemple ne sont pas des phénomènes à l'échelle d'un bassin. Nous verrons ci-dessous que ce problème de "l'échelle des causes" se pose pour la définition des "paraséquences".

Pour fixer les idées sur un exemple concret, il suffit de penser aux diverses séquences générées par une baisse mineure du niveau marin :

- en milieu littoral, on aura par exemple une succession du type boue lagunaire bioturbée, surmontée de laminites algaires (=séquence régressive, probablement de type "thining upward") ;
- en plate-forme externe, on pourrait observer des sables bioclastiques à crinoïdes surmontés de faciès récifaux (=séquence régressive, de type coarsening upward) ;

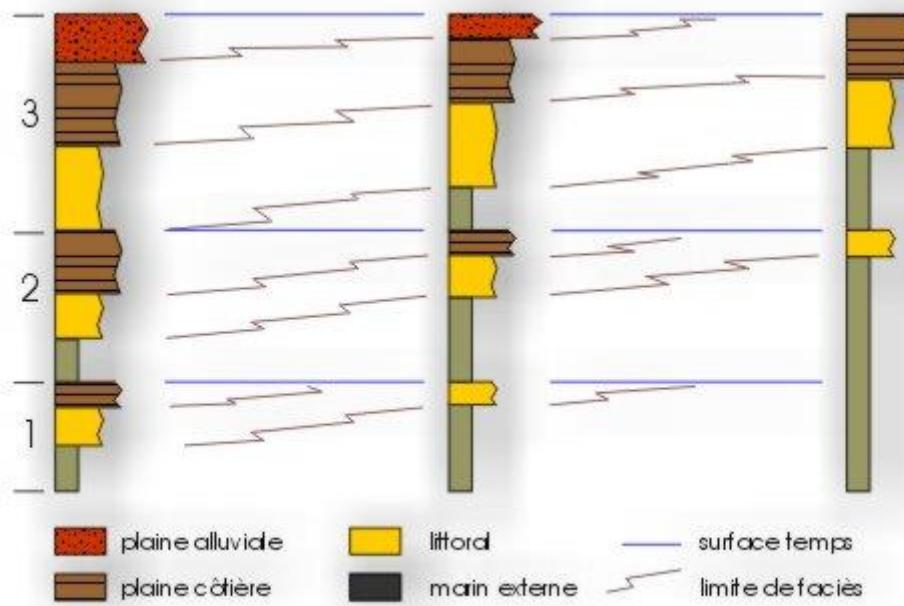
- plus au large, on pourrait avoir des boues à organismes pélagiques passant à des faciès bioclastiques d'avant-récif (=séquence régressive, ici encore de type coarsening upward).



Evolution des sédiments en fonction de l'avancée et du recul de la ligne de rivage.
A : situation de départ. B : recul de la ligne de rivage suite à une transgression marine.
C : avancée de la ligne de rivage suite à une régression marine. D : ce que l'on observe lors du levé d'une coupe, longtemps après le dépôt : colonne et courbe lithologiques.
Noter que l'allure de la courbe lithologique montre bien l'évolution des milieux et le cycle transgression-régression.

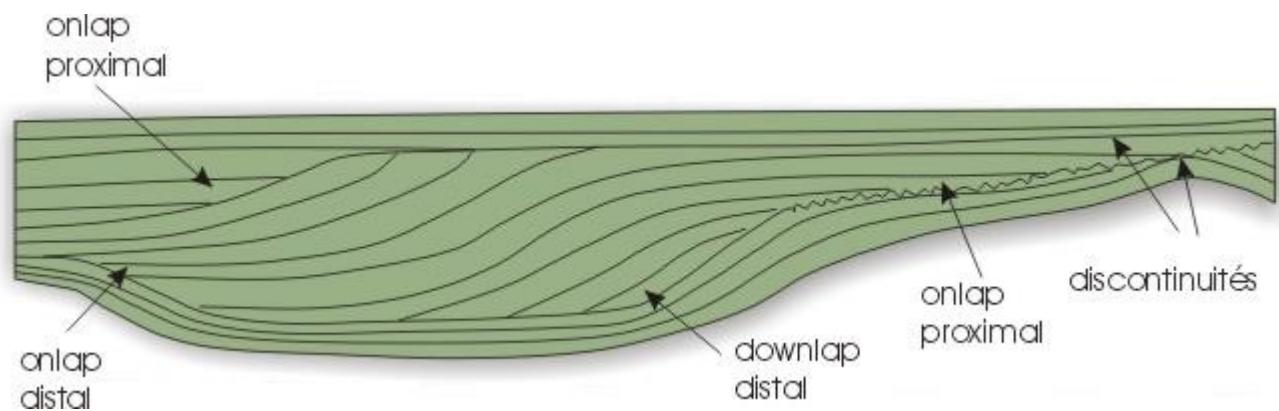
On le voit, un même phénomène a des conséquences variées sur l'évolution des sédiments, en fonction du milieu de départ, mais partout, l'évolution se fait dans le même sens. La Fig. II.5 schématise les corrélations séquentielles entre trois coupes échelonnées du littoral à la plate-forme externe. Chacune des séquences est régressive et la succession est progradante. La différence entre les corrélations lithostratigraphiques (diachrones) et les corrélations séquentielles (synchrônes) est évidente.

Il faut noter que les corrélations séquentielles sont facilitées lorsque l'on utilise des "motifs" caractéristiques, par exemple une séquence régressive suivie d'une séquence transgressive très affirmée, etc.



Corrélations séquentielles et diachronisme des faciès. D'après Proust (1994).

Par ailleurs, l'empilement des couches sédimentaires donne naissance à des unités dont la géométrie est variable. *Onlap* se dit de couches à pente faible venant buter sur des couches plus inclinées ; *downlap* se dit de couches à pente forte venant reposer sur des couches à pente faible.



Géométrie des surfaces de contact entre corps sédimentaires lors du remplissage d'un bassin.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Généralités (d'après Guillocheau)

Les recherches actuelles montrent que la plupart des successions sédimentaires correspondent à des variations cycliques du niveau marin. Les modalités de l'empilement des couches et leur interprétation en termes de variations du niveau marin sont décrites par la *stratigraphie séquentielle*.

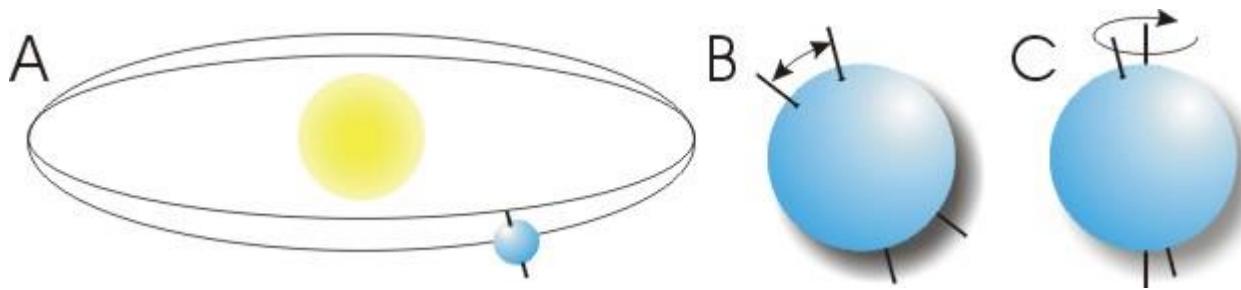
La stratigraphie séquentielle est une méthode dont l'objectif est celui de la stratigraphie au sens premier du terme : accéder aux relations géométriques et chronologiques à l'intérieur d'ensembles sédimentaires. Son propos est de définir des unités sédimentaires limitées par des surfaces à valeur temporelle qui correspondent à des périodes particulières de variation du niveau marin.

La stratigraphie séquentielle est ainsi un outil permettant de reconnaître et de quantifier les modalités de remplissage des bassins sédimentaires. Ses concepts ont été élaborés par un groupe de géologues pétroliers (Van Wagoner et al. 1988).

Nature de l'enregistrement sédimentaire

Plusieurs ordres de variations du niveau relatif de la mer, correspondant à autant d'ordres de séquences de dépôts, sont enregistrés dans les séries sédimentaires. Elles diffèrent (1) par leurs causes et donc (2) par leur durée, leur caractère périodique et leur amplitude. On peut distinguer :

- les séquences à haute résolution, comprenant les paraséquences (~ séquences génétiques de Guillocheau, mais voir remarque ci-dessous concernant les limites) et les groupements de paraséquences (~ groupements de séquences génétiques). Leur période est généralement de 20 Ka, 100 Ka, environ 400 Ka, 700-900 Ka. Leur genèse correspondrait à des variations des paramètres orbitaux de la terre (cycles dits de Milankovitch-Berger) jouant sur le climat et le volume des eaux océaniques. Ces effets sont actuellement bien connus pour les périodes froides où la fonte et l'accroissement d'une calotte glaciaire font varier le volume des eaux océaniques. Pour les périodes chaudes, l'explication de la présence de variations périodiques dans la gamme des cycles de Milankovitch-Berger doit encore être affinée.



Paramètres orbitaux influençant l'insolation de la Terre. A : excentricité de l'orbite de la Terre autour du soleil. B : inclinaison de l'axe de rotation de la Terre. C : précession de l'axe de rotation de la Terre.

- les séquences apériodiques de durée supérieure au million d'années :

- "3e ordre" : 1-5 Ma ;
- "2e ordre" : 3-15 Ma, correspondant probablement à une combinaison de mouvements eustatiques et tectoniques (subsidence régionale, déformations intraplaques) ;
- "1e ordre" : 10-50 Ma.

Notion d'accommodation : contraintes stratigraphiques

Un des apports majeurs des concepts développés par Exxon est la notion d'"accommodation". Il s'agit de l'espace disponible à tout instant pour piéger, en domaine marin, les sédiments. Le paramètre le plus fondamental est en réalité la vitesse de création ou de suppression de l'espace disponible ou potentiel d'accommodation, représenté par la dérivée première de la courbe de variation du niveau marin relatif. Les points critiques sont, non pas les minima et maxima, mais les points d'inflexion.

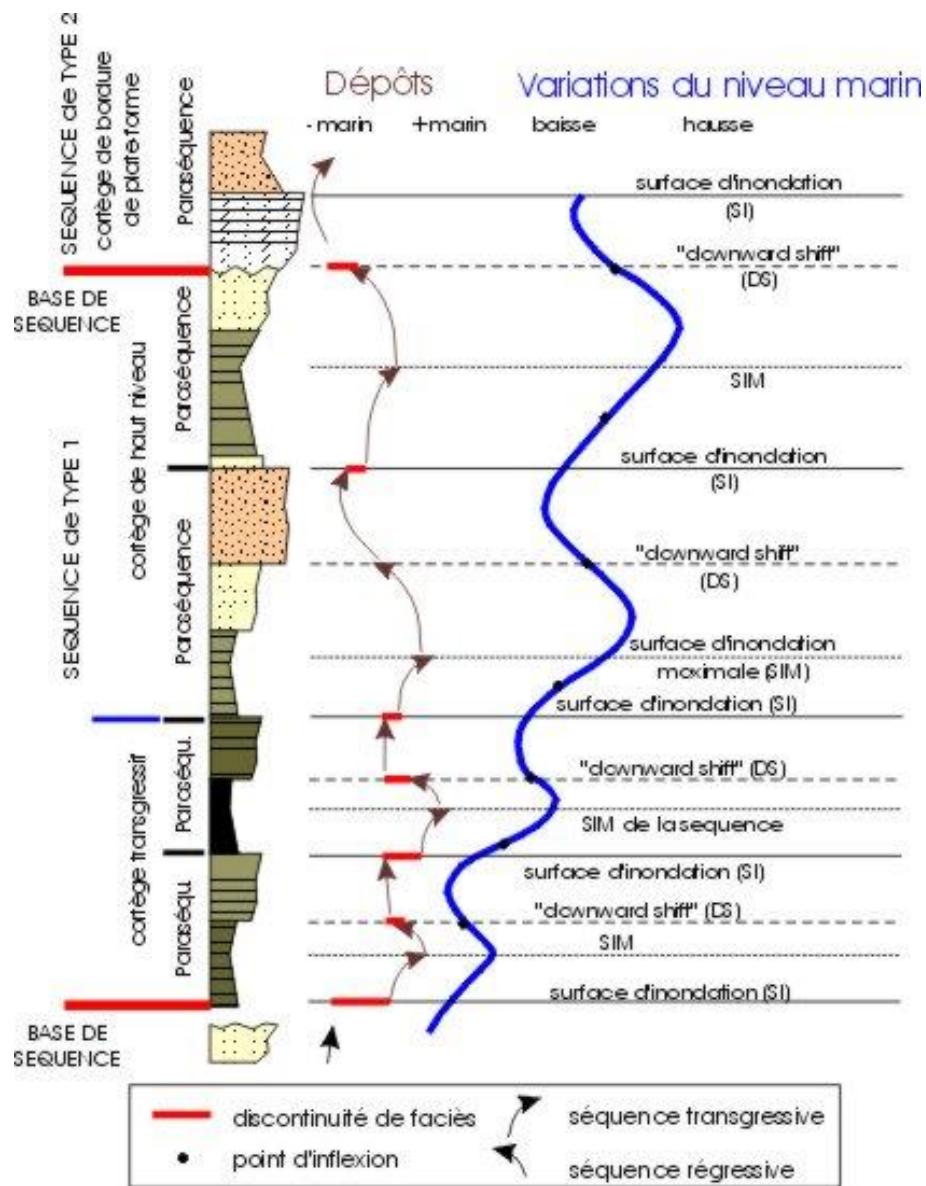
Au point d'inflexion de chute, la vitesse de création d'espace disponible est minimale. Il peut être minimal mais positif quand la vitesse de subsidence est supérieure à la vitesse de chute du niveau de la mer. Il est négatif dans le cas contraire. La tendance du système littoral est à la progradation maximale avec simple transit ou érosion en domaine continental. Au point d'inflexion de montée, la vitesse de création d'espace disponible est maximale. La tendance du système littoral est à la rétrogradations/aggradations verticales maximales. Ces contraintes stratigraphiques sont valables quel que soit la fréquence de la variation du niveau marin relatif et donc quel que soit l'ordre des séquences.

Les séquences haute résolution ou paraséquences (20-400 Ka)

Les paraséquences sont les plus petites séquences de dépôts corrélables à l'échelle d'un bassin sédimentaire. Leur épaisseur est comprise entre 1 et 10 m. Leur durée est variable et comprise entre 20 et 900 Ka. Elles sont définies, en milieu marin entre deux surfaces de première inondation ou surfaces de transgression (Fig. II.8). Elles sont proches des séquences

génétiques de Guillocheau, la différence résidant dans les surfaces les délimitant qui sont dans ce cas les surfaces d'inondation maximale.

Les paraséquences sont les briques élémentaires de la stratigraphie : c'est à cette échelle qu'est contrainte la géométrie des environnements sédimentaires. Les règles de variation d'accommodation sont également applicables à cette échelle.



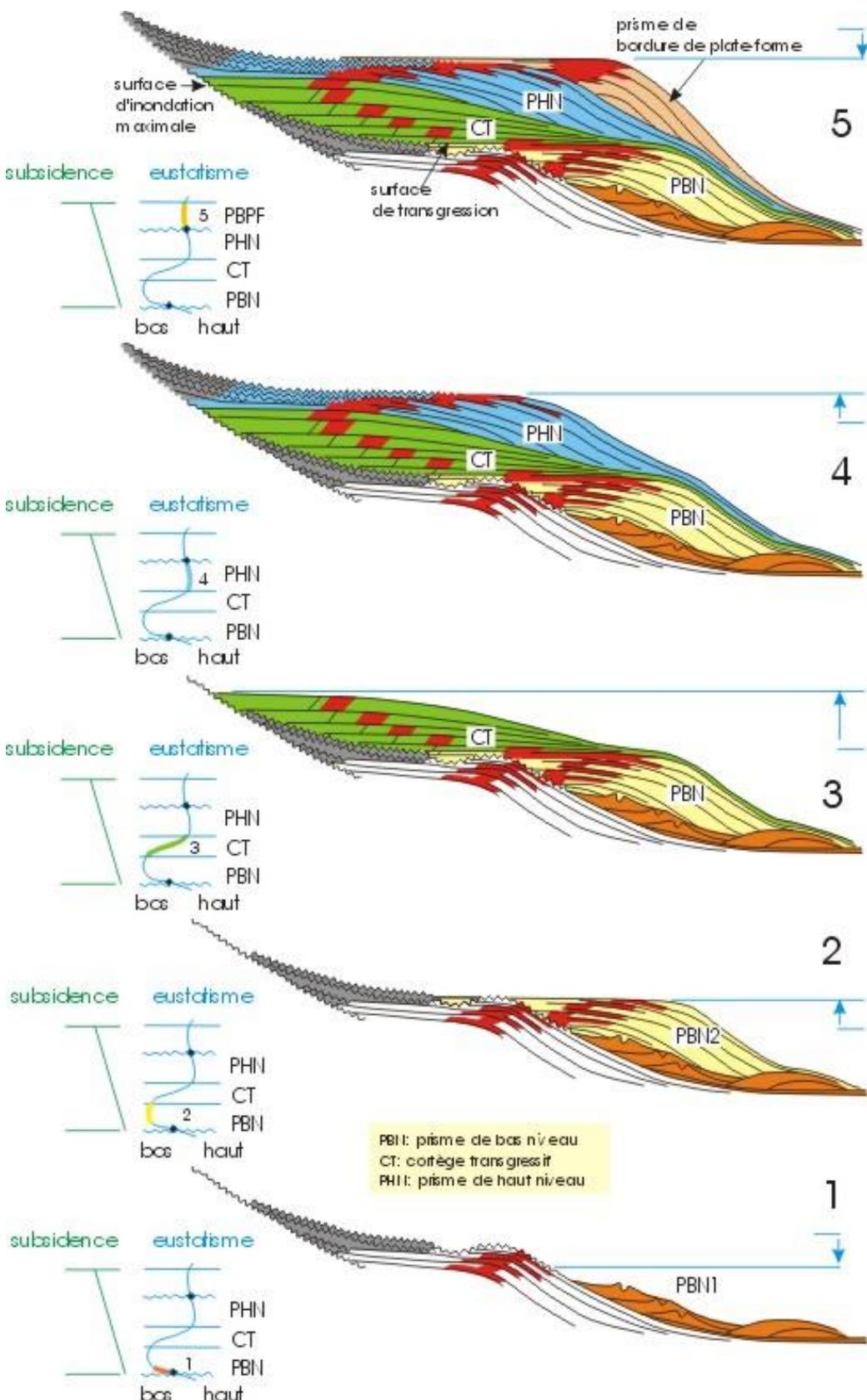
Schématisation de concepts de la stratigraphie séquentielle.

Les séquences de dépôt ("unconformity bounded-units") de durée supérieure à 1 Ma

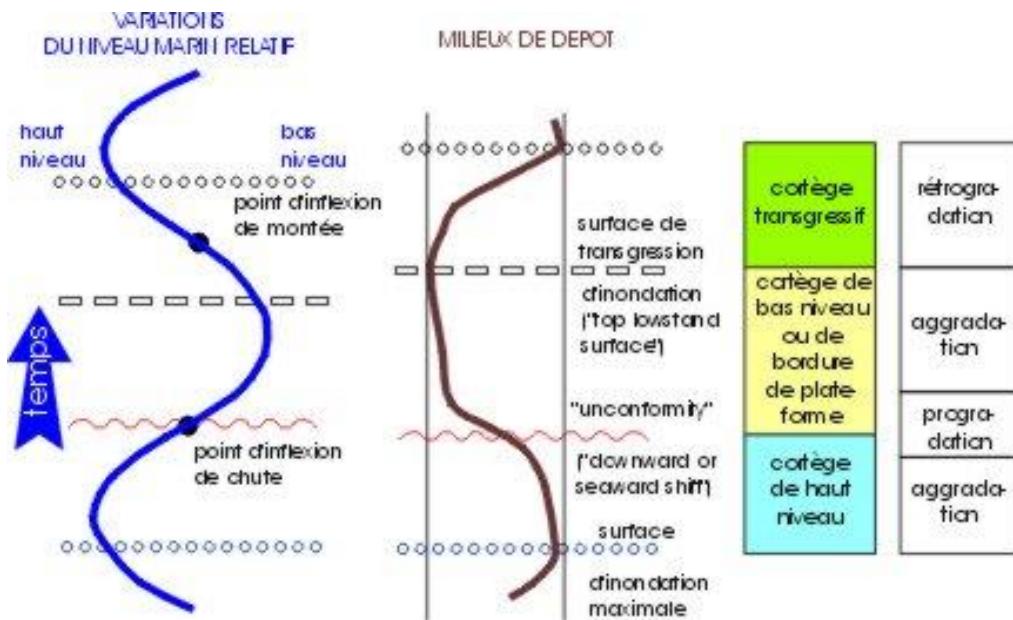
Les séquences de dépôt sont des unités stratigraphiques composées d'une succession relativement conforme de strates génétiquement liées et limitées à leur sommet et à leur base par des discordances ("unconformities") et leurs surfaces corrélatives. Leur épaisseur est décimétrique à pluridécimétrique, leur durée est comprise entre 1 et 5 Ma.

Suivant les variations de potentiel d'accommodation, plusieurs types de surfaces remarquables délimitant des corps de géométrie différente (ce sont les "*cortèges de dépôt*" ou "*systems tracts*") peuvent être définis. La période d'accommodation minimale (point d'inflexion de chute) induit une surface d'érosion en domaine continental ("unconformity") et un déplacement brutal des faciès continentaux vers la mer ("downward shift"). La *surface de transgression ou de première inondation* ("flooding surface", FS) est le point d'inversion entre une tendance à la progradation et une tendance à la rétrogradation (Fig. I.5.3). La *surface d'inondation maximale* ("maximum flooding surface", MFS) est le point d'inversion entre une tendance à la rétrogradation et une tendance à la progradation. Le *prisme de bas niveau ou de bordure de plate-forme*, progradant ("lowstand systems tract", "shelf margin systems tract") est compris entre l'unconformity et la surface de première inondation. Le *cortège transgressif*, rétrogradant ("transgressive systems tract") est délimité par la surface de première inondation et la surface d'inondation maximale. Le *prisme de haut niveau*, aggradant puis progradant ("highstand systems tract") est compris entre la surface d'inondation maximale et l'unconformity. Grâce aux surfaces à valeur temporelle (unconformity et maximum d'inondation), le modèle de dépôt ainsi construit permet d'associer simplement lithostratigraphie et chronostratigraphie.

Le modèle d'Exxon est donc un modèle simple qui marque une révolution conceptuelle. Il a une valeur de guide mais il n'est pas une réalité universelle. En particulier, il intègre une marge passive : la subsidence croît avec la profondeur ; le profil de dépôt est simple : il n'intègre ni barrière, ni domaine marin restreint et surtout, il n'a pas encore été vraiment validé sur les systèmes carbonatés.



Représentation schématique du modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon. Le prisme de bordure de plate-forme se développe à la place du prisme de bas niveau quand la chute de niveau marin ne dénoie pas la plate-forme.



Variations du niveau marin, surfaces remarquables et cortèges de dépôt dans le modèle d'Exxon.

L'identification des différents ordres de séquences emboîtées

C'est une des difficultés fondamentales de la stratigraphie séquentielle. La solution passe par l'étude des modalités d'empilement des paraséquences (le "stacking pattern"). Le principe est de repérer sur la courbe lithologique les plus petits cycles de déplacement des milieux de sédimentation (cycles transgression-régression) : ils correspondent probablement aux paraséquences. Les lissages successifs de cette courbe permettent de faire apparaître les séquences d'ordre inférieur. Les surfaces remarquables sont définies de la manière suivante :

- surface d'inondation maximale : c'est la surface correspondant aux milieux les plus profonds ou les plus proches du domaine marin ;
- surface de transgression ou de première inondation : surface située au-dessus des milieux les moins profonds ou situés le plus près de la terre ;
- "unconformity" : accélération de la migration des milieux vers la mer (en domaine marin, accélération de la diminution de profondeur).

Sur une coupe verticale, plusieurs ordres de séquences emboîtées peuvent généralement être mis en évidence. Les corrélations se font sur base des surfaces d'inondation maximale de même ordre. L'intérêt de cette méthode est double :

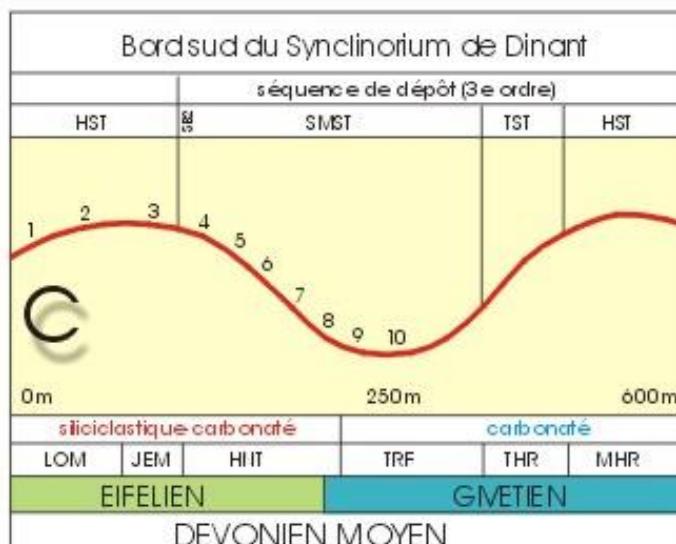
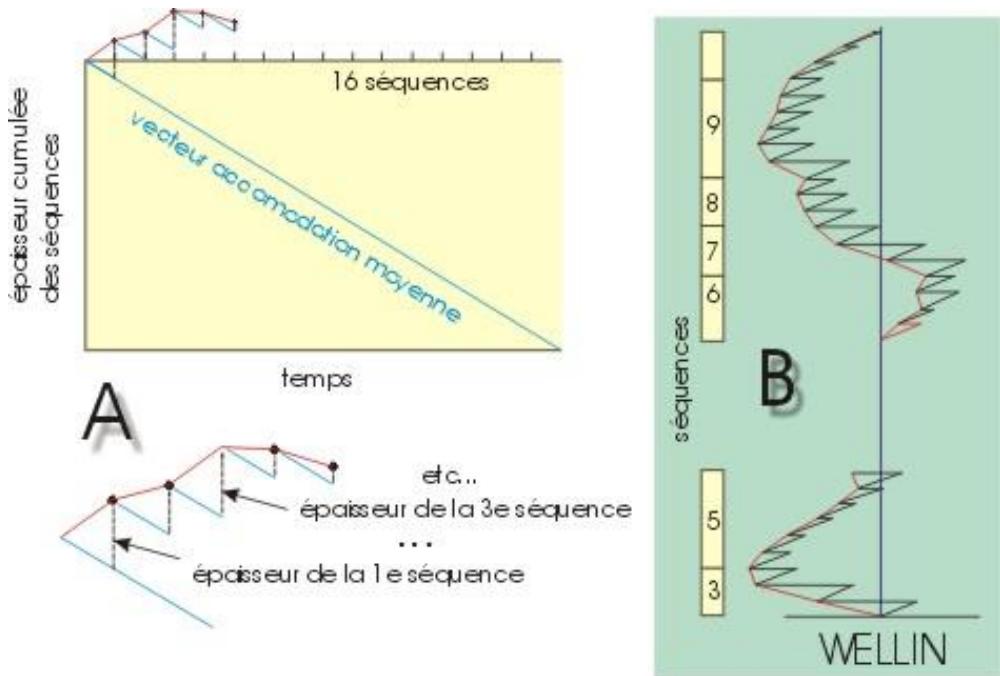
- elle est résolument sédimentologique et sa fiabilité est dépendante de la précision de la zonation de milieu utilisée (précision de la série virtuelle). Elle ne présage pas de la nature d'une surface en fonction de son expression lithologique (par exemple toute surface d'érosion

est une unconformity). C'est la position d'une surface dans une évolution verticale de milieu qui permet de qualifier cette surface ;

- elle permet une calibration en temps des séquences de dépôts. En effet, les paraséquences tombent généralement dans une des gammes de fréquence des cycles de Milankovitch, 20, 100, 400 Ka. Selon la position de la paraséquence dans le rapport d'emboîtement des cycles de Milankovitch (1:5:4), il est possible de connaître leur fréquence et donc, par dénombrement, de connaître la durée des séquences d'ordre inférieur.

Une autre méthode est fournie par l'interprétation des diagrammes de Fischer ("Fischer plot"). Cette méthode (Fischer, 1964) permet de déterminer la séquence de dépôt de 3e ordre et d'en suivre les variations en fonction du temps. La courbe de Fischer représente l'épaisseur cumulative des cycles (axe vertical) en fonction du temps (axe horizontal). Cette méthode implique nécessairement que chaque cycle représente un intervalle de temps constant et que la série de cycles analysée s'est déposée pour une même valeur de la subsidence. La ligne qui relie la base de la section stratigraphique au temps zéro correspond alors au vecteur de la subsidence moyenne. Les cycles individuels sont reportés en fonction de leur niveau stratigraphique au-dessus de ce vecteur de subsidence.

L'interprétation des courbes de Fischer donne alors les variations de l'espace d'accommodation en fonction du temps. La succession des cycles épais, correspondant à une pente positive, reflète donc une augmentation de l'espace d'accommodation induite par une élévation du niveau marin relatif, tandis que l'empilement de cycles peu épais, en pente négative, reflète au contraire une réduction de cet espace lors d'une diminution relative du niveau marin. L'interprétation de ces courbes doit être cependant menée avec grande précaution, surtout quand il s'agit de cycles mixtes subtiaux et péritiaux. L'épaisseur des cycles subtiaux s'avère en effet contrôlée par le taux de sédimentation plutôt que par l'espace d'accommodation au contraire des cycles péritiaux. La courbe de Fischer souligne alors les variations apparentes du niveau marin engendrées par des variations de la profondeur d'eau liées au taux de sédimentation plutôt qu'aux variations de l'espace d'accommodation. Afin d'éviter toute mauvaise interprétation, il convient donc de tenir compte dans chaque cas de la composition des cycles par rapport aux variations que présente la pente de la courbe de Fischer.

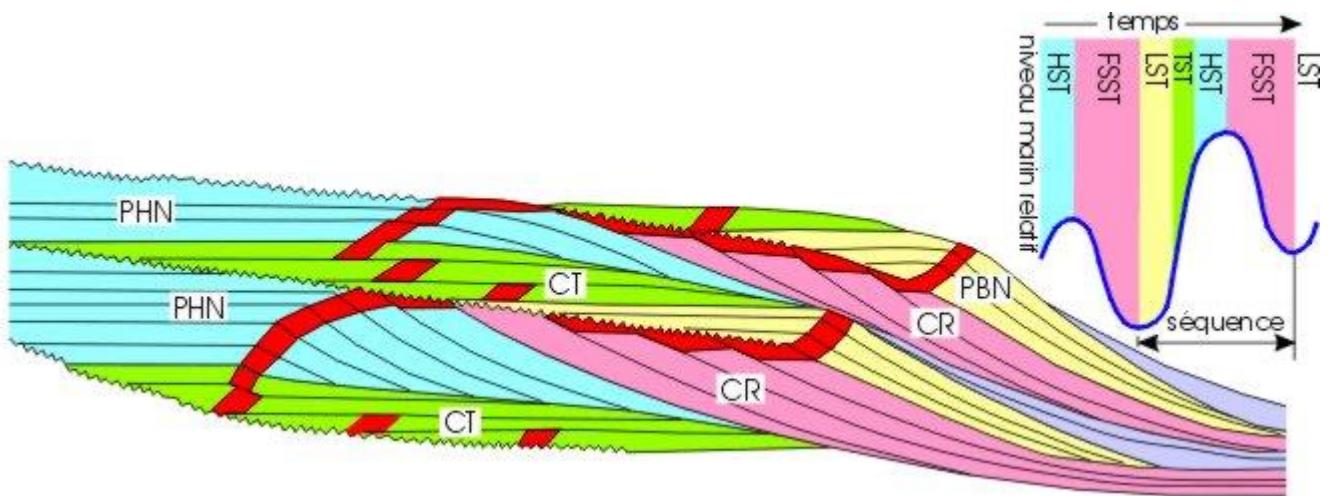


A : construction d'un diagramme de Fischer. B : diagramme de Fischer de la coupe de Wellin, d'après Kasimi, 1993. C : séquences de 3^e ordre dans le Dévonien moyen du bord sud du Synclinorium de Dinant. Les séquences 3- 10 définies dans la coupe de Wellin ont été reportées sur la courbe de 3^e ordre. D'après Kasimi, 1993.

Le cortège régressif

Plusieurs chercheurs, dont Plint & Nummedal (2000) ont mis en évidence l'existence d'un cortège supplémentaire : le cortège régressif ("falling stage systems tract", FSST), enregistrant des dépôts pendant une phase de baisse du niveau marin ("régression forcée"). Ce cortège est en fait le pendant du cortège transgressif et s'intercale entre le cortège de haut niveau et le cortège de bas niveau. Si l'on compare le schéma "classique" d'Exxon et le modèle de Plint & Nummedal, on constate que le cortège régressif reprend une partie des dépôts du cortège de haut niveau (depuis le début de la chute du niveau marin jusqu'au "downward shift") et une partie des dépôts du cortège de bas niveau (du "downward shift" au

point le plus bas du niveau marin). Comme pour les autres cortèges, l'identification du cortège régressif est basée sur sa position dans la séquence de dépôt, le mode d'empilement des séquences d'ordre inférieur et la géométrie des corps sédimentaires. Le cortège régressif est le seul cortège dont les unités successives s'avancent de moins en moins loin vers le continent ("offlapping") ; sa base correspond en pratique à la première séquence d'ordre inférieur qui montre une surface d'érosion marine à sa base ; son sommet correspond à la surface d'émersion majeure (limite de séquence) sur laquelle se dépose le prisme de bas niveau.



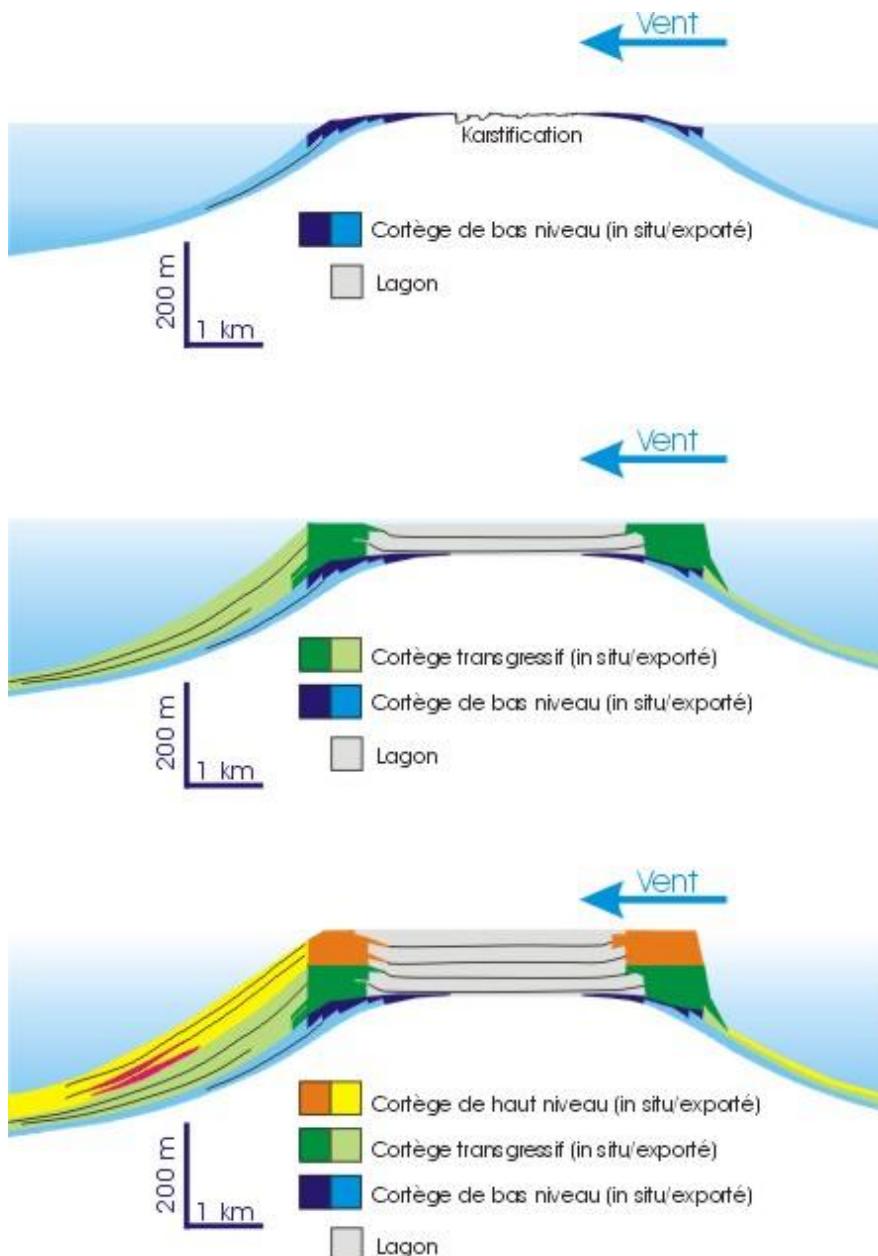
Intégration du cortège régressif ("CR" ou "FSST") dans le modèle de stratigraphie séquentielle. D'après Plint & Nummedal (2000).

Des pistes pour l'interprétation des systèmes carbonatés

Historiquement, le modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon a été développé en environnement siliciclastique. L'adaptation des concepts et méthodes de la stratigraphie séquentielle à la plate-forme carbonatée a été plus tardive et disons-le, plus laborieuse. Ce n'est pas étonnant, puisqu'à la logique énergétique s'ajoute toute la complexité du monde vivant. En conséquence, de nombreux problèmes sont restés en suspens et n'ont pas encore trouvé de réponse satisfaisante.

Il semble que les variations de l'accommodation revêtent une importance considérable pour les systèmes carbonatés, notamment par une forte influence sur l'évolution des écosystèmes. Au sein des communautés, les individus subissent des gradients de stress au cours des cycles de variation de l'accommodation avec des conséquences sur la sélection naturelle. Des communautés pionnières tendent à se développer lors de l'augmentation de l'accommodation (avec production accrue de matière organique), des communautés climax se développent lors de sa diminution (avec production accrue de carbonate squelettique). Les récifs et constructions carbonatées tendent ainsi à se développer au cours d'une diminution de

l'accommodation à plus long terme, surimposée à des cycles de fréquence plus élevée. Lors d'une augmentation de l'accommodation à plus long terme, le remplacement des écosystèmes récifaux par des communautés pionnières, de moindre diversité, peut expliquer des paradoxes tels que l'ennoyage des plates-formes carbonatées et la vulnérabilité des écosystèmes matures. Une application de la stratigraphie séquentielle à la géométrie des atolls a été tentée par Handford & Loucks (1993).



Géométrie d'un atoll au cours d'un LST, TST et HST. Durant le LST, un récif frangeant se développe et des phénomènes karstiques affectent la plate-forme interne. Durant le TST, la croissance récifale ne peut équilibrer la hausse du niveau marin qu'en périphérie de la plate-forme et une couronne atollienne se développe ; les sédiments sont exportés sur les flancs sous le vent ; des sédiments fins se déposent dans le lagon. Durant le début du HST, la diminution de l'accommadation provoque une augmentation de l'exportation des sédiments ; ensuite, l'émergence fréquente de la plate-forme amène une diminution de la productivité.