

LA STRATIGRAPHIE ET SES MÉTHODES

MOTS-CLÉS

- Lithostratigraphie, biostratigraphie, chronostratigraphie, sismostratigraphie.
- Chronologie relative, biozone, chronozone.
- Chronologie absolue, radiochronologie.
- Cyclostratigraphie, dendrochronologie et sclérochronologie, téphrochronologie.
- Magnétostratigraphie, magnétozone, magnétochrone, susceptibilité magnétique.
- Stratigraphie séquentielle, eustatisme, séquence génétique de dépôts, espace disponible (accommodation), cortèges sédimentaires, aggradation, rétrogradation, progradation, charte des variations du niveau marin (courbe de Vail).
- Calendrier des temps géologiques, ères, périodes, époques, étages, stratotypes, GSSP.

La stratigraphie est née et s'est développée au cours des XVIII^e et XIX^e siècles en Europe occidentale et plus particulièrement dans les Bassins de Londres et de Paris. De ce fait, les « inventeurs » des principes de base de la discipline sont principalement britanniques et français. Du fait de ses lieux de naissance, la stratigraphie présente pour le domaine sédimentaire en quelque sorte un « péché originel » : ses concepts fondateurs se sont développés uniquement à partir de l'étude des faciès néritiques, littoraux et continentaux présents dans les bassins sédimentaires, le domaine océanique a été absent de la réflexion et il a fallu attendre le développement des études dans les chaînes de montagne et surtout le début des campagnes de sondages océaniques à la fin des années 1960 et la stratigraphie séquentielle dans les années 1980 pour que les faciès océaniques profonds soient intégrés dans les concepts de façon satisfaisante.

La première démarche du stratigraphe est de décrire l'agencement des couches de terrain et leur nature lithologique (**lithostratigraphie**). Il étudie ensuite les fossiles qu'elles contiennent (**biostratigraphie**) afin de définir des intervalles de temps de valeur universelle, basés sur les principes de **l'évolution darwinienne** (**chronostratigraphie**).

Sa dernière démarche est la recherche ou la mise au point de **géochronomètres** permettant de dater les événements et d'évaluer leurs durées afin d'aboutir à une **échelle des temps ou calendrier géologique** (fig. 35.27 et 28).

35.1 LES PRINCIPES DE LA STRATIGRAPHIE

Historiquement, la stratigraphie s'est constituée sur la base de trois principes. Il ne faut pas donner à ces principes stratigraphiques une valeur d'axiome mais plutôt les considérer comme des concepts réflexifs qui ont fait historiquement progresser la compréhension de l'agencement spatio-temporel des couches géologiques.

35.1.1 Le principe de superposition

Les couches se déposent horizontalement, la plus basse est la plus ancienne. Ce principe est peu fonctionnel dans les zones tectonisées où les séries peuvent être inverses (fig. 14.15 et 35.1A). Il faut alors utiliser des critères de polarité (figures sédimentaires en relief à la base de couches (fig. 28.10) ou fossiles en position de vie, les rudistes Hippurites par exemple, fig. 35.8) pour définir l'ordre de succession des couches. Il est aussi difficilement applicable dans le cas des terrasses fluviales puisque la plus élevée est la plus ancienne (fig. 26.15). Enfin la notion d'horizontalité des dépôts est relative et dépend de l'échelle d'observation. A l'échelle de l'affleurement (fig. 35.1B), les couches sont horizontales (sauf action tectonique), à l'échelle de la sismique les couches ont la forme de sigmoïdes (fig. 35.1C). Enfin de nombreux corps sédimentaires, tels les dunes aquatiques ou aériennes, présentent des stratifications obliques (fig. 28.12 et 13).

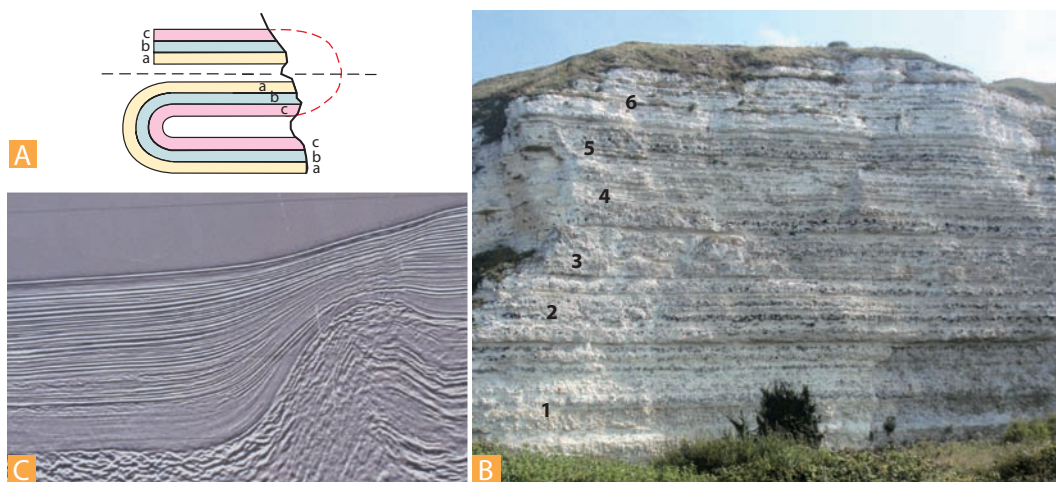


Figure 35.1 Le principe de superposition.

- A.** Difficulté d'utilisation en région tectonisée.
- B.** Exemple d'empilement sédimentaire à l'échelle de l'affleurement : superposition et horizontalité des couches sont évidentes. Craie à silice du terminal pétrolier d'Antifer (Seine Maritime).
- C.** Exemple d'empilement sédimentaire à l'échelle de la sismique (plurikilométrique) : on constate qu'à cette échelle les couches ne se déposent pas de façon horizontale et présentent des terminaisons en biseaux.

Le développement des études des terrains magmatiques a conduit à compléter le principe de superposition par le **principe de recoupement** (toute structure qui en recoupe une autre lui est postérieure) et par le

principe d'inclusion (toute roche ou fragments inclus dans une autre sont plus anciens). Ces trois principes sont les bases de la **chronologie relative** qui classe temporellement les événements géologiques les uns par rapport aux autres (fig. 35.2).

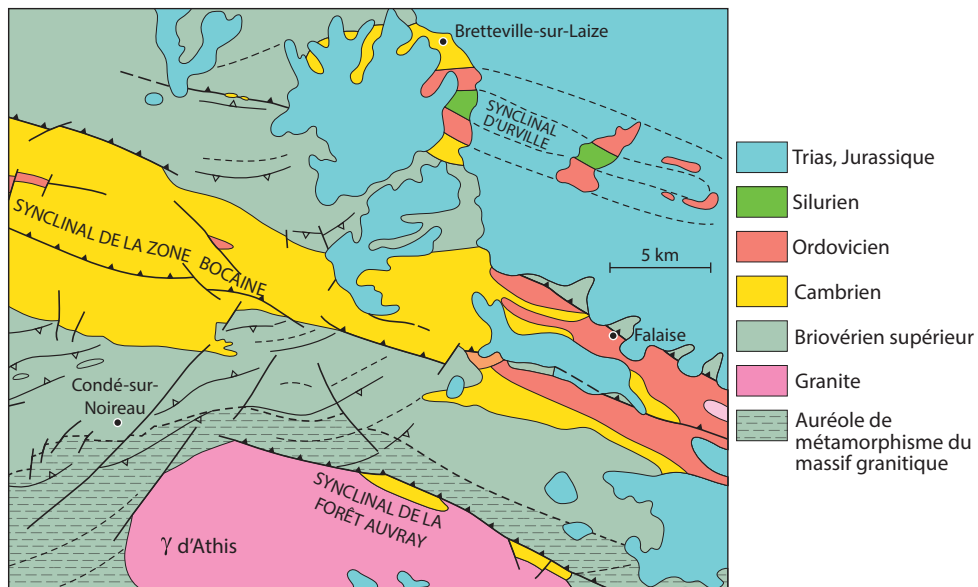


Figure 35.2 Exemples de chronologie relative à partir des cartes BRGM (1/50 000) de Condé-sur-Noireau et Falaise (Calvados).

- A.** Datation de la mise en place d'un granite : le granite d'Atthis est intrusif dans les terrains du Briovérien supérieur (Précambrien) dans lesquels il provoque un métamorphisme de contact. Il est donc postérieur au Briovérien supérieur. Au niveau du synclinal de la forêt d'Auvray, le Cambrien repose sur le granite et n'est pas métamorphisé, le granite est donc antérieur au Cambrien. Ce granite s'est donc mis en place au cours de l'orogénèse cadomienne (de *Cadomus* = Caen) qui survient vers la limite Précambrien/Cambrien.
- B.** Datation d'un plissement : au niveau des synclinaux d'Urville et de la zone bocaine, les terrains primaires (Cambrien à Silurien) sont pris dans le plissement qui est donc au moins postérieur au Silurien. Le Trias et le Jurassique reposent en discordance (limites digitées = terrains horizontaux) sur les synclinaux. Le plissement est donc antérieur au Trias et il est raisonnable de le rattacher à l'orogénèse hercynienne de la fin du Primaire.
- C.** Datation d'une faille : au sud de la ville de Falaise, une faille (NW-SE) qui affecte les terrains Cambrien et Ordovicien de la zone bocaine est recouverte par le Trias et Jurassique non affectés (elle est cartée en pointillée). La faille est donc d'âge post-ordovicien et anté-triasique, ce qui en fait selon toute vraisemblance une faille hercynienne.

35.1.2 Le principe de continuité

Une couche est de même âge sur toute son étendue. Ce principe n'est vrai que si les limites de couches sont des isochrones. Le plus souvent, il s'agit de limites de faciès qui migrent dans le temps (fig. 35.3A). De plus, historiquement, la découverte du passage latéral de faciès entre les gypses ludiens du Bassin de Paris et le calcaire de Champigny lors du percement, en 1846, du tunnel du canal de Chalifert (Seine-et-Marne), destiné à éviter aux péniches le trajet des méandres de la Marne, a conduit à reformuler ce principe selon la formule : deux couches qui ont même mur et même toit sont de même âge.

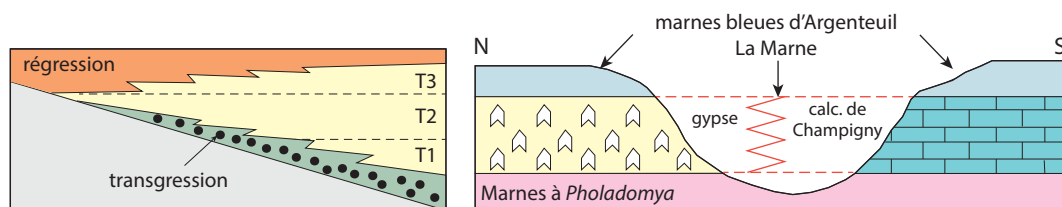


Figure 35.3 Le principe de continuité.

A. L'inadéquation du principe dans le cas de faciès transgressifs et régressifs. Les limites de faciès (donc de couches) se déplacent dans le temps au fur et à mesure de l'avancement et du recul de la ligne de rivage. Ce schéma pourrait correspondre au Lutétien du Bassin de Paris avec la transgression de la glauconie grossière qui est d'âge Lutétien inférieur au nord du Bassin et d'âge Lutétien moyen au sud-ouest. On observe ensuite le dépôt du calcaire grossier et, au Lutétien supérieur, la régression des marnes et caillasses qui est plus précoce au sud-ouest qu'au nord.

B. Le passage latéral de faciès entre les gypses et le calcaire de Champigny (Priabonien) au niveau du tunnel de Chalifert (Seine et Marne) qui a conduit à reformuler le principe de continuité.

35.1.3 Le principe d'identité paléontologique

Deux couches qui ont même contenu paléontologique sont de même âge. Ce principe est à la base de la **biostratigraphie** que nous développerons plus loin mais il faut déjà dire qu'il ne s'applique que pour des fossiles qui ont une répartition écologique étendue (donc le plus souvent marins) et dont l'espèce a une extension temporelle restreinte (notion de **fossiles stratigraphiques** par opposition aux **fossiles de faciès** caractéristiques d'un environnement donné et non d'une époque).

35.1.4 Les pères fondateurs de la stratigraphie

Ces principes stratigraphiques se sont implantés progressivement et il n'y a donc pas réellement de pères fondateurs mais plutôt un continuum de raisonnements et de pratiques. Toutefois, sans entrer dans le détail de l'historicité de la discipline, il convient quand même de citer quelques pionniers qui ont fait franchir des étapes décisives.

Beaucoup font commencer la stratigraphie avec Nicolas Sténon ou Niels Stensen (1638-1686) évêque danois, anatomiste (il fut premier à reconnaître que le cœur n'était qu'un muscle) et géologue qui introduisit la notion de strate, d'horizontalité et de superposition des dépôts et qui donna une interprétation des fossiles permettant la reconstitution de l'histoire de la Terre.

Georges-Louis Leclerc de Buffon (1707-1788) considéra que les couches géologiques racontent une longue évolution et que leur empilement nous livre le déroulement du temps. L'histoire de la Terre aurait ainsi une durée de 75 000 ans divisée en sept périodes. En faisant jouer un rôle important au temps dans les processus géologiques, il s'oppose au catastrophisme de Georges Cuvier (1769-1832).

La stratigraphie moderne, notamment dans sa dimension cartographique, doit beaucoup à un géologue britannique, William Smith (1769-1839), souvent surnommé Strata Smith. Grâce à sa fonction d'ingénieur dans des mines de charbon, il nota que l'organisation des strates et des veines de charbon se retrouvait toujours selon les mêmes motifs et que dans cette organisation chacune des couches contenait des fossiles caractéristiques. Il crée ainsi la notion de fossile stratigraphique (1795) et peut être considéré comme l'un des fondateurs de la biostratigraphie. Cette démarche lui permet de définir ainsi des ensembles géologiques cohérents et d'établir la carte géologique des environs de Bath (souvent considérée comme la première carte géologique). Il se lance alors dans le projet « *The Great Map* » pour réaliser la première carte géologique d'Angleterre, du pays de Galle et d'une partie de l'Écosse. William Smith ne sera pas reconnu facilement par les instances académiques de son pays, en partie semble-t-il du fait de ses origines modestes. Sa carte sera plagiée et la Geological Society ne reconnaîtra l'importance de son travail qu'en 1831.

Une démarche quasi contemporaine est réalisée en France par Cuvier et Brongniart qui réalisent entre 1808 et 1811 la première carte géologique des environs de Paris. Alexandre Brongniart (1770-1847), qui s'intéresse d'abord à la minéralogie et à la pétrographie (c'est à lui que l'on doit le terme d'ophiolite), peut être considéré comme le fondateur de la **paléontologie stratigraphique** française à l'occasion de ce travail sur la description géologique des environs de Paris. En postulant que les faunes semblables permettaient des corrélations à distance, il impose la prédominance des corrélations biostratigraphiques sur les corrélations lithologiques. Les coupes stratigraphiques et les cartes de Brongniart et Cuvier peuvent être consultées sur différents sites du Muséum national d'histoire naturelle (geologie.mnhn.fr/stratotype).

Alcide d'Orbigny (1802-1857), au-delà de sa contribution très importante à la zoologie et à la paléontologie, construit l'échelle stratigraphique en s'inspirant des travaux précurseurs de William Smith. Il crée la notion de terrain (ce que l'on appellerait maintenant série) et la notion d'**étage** dont il définit un certain nombre de types encore en usage aujourd'hui : Sinémurien (Semur-en-Auxois, Côte d'Or), Toarcien (Thouars, Deux-Sèvres), Bajocien (Bayeux, Calvados), Aptien (Apt, Vaucluse), Albien (Aube), Cénomanién (Cenomanun = Le Mans, Sarthe), Turonien (Tours, Indre-et-Loire), Senonien (Sens, Yonne) et Stampien (Étampes, Essonne).

À cette liste, il convient d'ajouter Charles Lyell (1797-1875) qui réalisa un important travail en stratigraphie (il crée l'époque Tertiaire qu'il divise en Éocène, Miocène et Pliocène en fonction du degré de nouveauté des faunes) mais surtout popularisa la notion d'**uniformitarisme** dans son livre *Principles of geology*, sous-titré : *Une tentative d'expliquer les changements de la surface de la terre par des causes opérant actuellement*.

35.1.5 La mesure du temps en stratigraphie

Lorsqu'il s'agit de repérer un événement passé, on peut le situer par rapport à un autre ou bien indiquer la date à laquelle il s'est produit. Dire que les Mammifères sont apparus sur la Terre après les Reptiles, que les couches à Nummulites sont toujours postérieures à celles à Bélemnites, que la montagne Pelée est entrée en éruption avant la Première Guerre mondiale, c'est faire appel à la **chronologie relative** (fig. 35.2). Mais préciser que les premiers Mammifères sont apparus il y a 200 millions d'années ou que la ville de Saint-Pierre a été détruite le 8 mai 1902 par une nuée ardente issue de la montagne Pelée, c'est de la **chronologie absolue**. L'établissement de l'échelle stratigraphique résulte d'une combinaison de ces deux approches. D'une façon plus générale, l'analyse et la datation d'une série sédimentaire supposent une approche pluridisciplinaire où toutes les méthodes que nous allons détailler ci-dessous se complètent, c'est ce que l'on appelle souvent la **stratigraphie intégrée**.

35.2 LA LITHOSTRATIGRAPHIE

35.2.1 Couches, membres et formations

La lithostratigraphie est l'étude des empilements sédimentaires, de leur constitution et de leur organisation dans l'espace et dans le temps. Elle aboutit à la définition d'unités lithostratigraphiques (ensembles lithologiques homogènes hiérarchisés) : les **couches** regroupées en **membres** qui le sont eux-mêmes en **formations** (définies dans des localités types) puis en **groupes**. Par exemple, on parlera des couches laminées du membre des Schistes-carton de la Formation de Penne pour le Toarcien du Quercy.

La lithostratigraphie suppose donc une analyse des dépôts successifs et de leurs relations spatio-temporelles (**profils de dépôt** et **analyse séquentielle**). Cette approche, dite **stratigraphie génétique**, intégrant la géométrie des dépôts et les **discontinuités** les séparant, conduit à des corrélations



Voir fig. 33.5D
et E



Voir fig. 30.21
et 30.24

régionales de **faciès équivalents** (faciès différents mais correspondant à une même paléogéographie à une époque donnée). Par exemple on corrélera des couches de faciès marin littoral, de faciès lagunaire, de faciès de chenal fluviatile, de plaine d'inondation et de faciès lacustre qui sont censés s'être déposés pendant le même intervalle de temps. Cette démarche est donc très différente d'une simple corrélation de faciès identiques qui sont, la plupart du temps, hétérochrones à l'échelle régionale (*fig. 35.1*). C'est en fait, une approche faciologique de la **stratigraphie séquentielle** (voir ci-après) correspondant à une application de la **loi de Walther** (1894) : l'évolution verticale des faciès observés dans les successions lithologiques reflète la migration latérale des environnements au cours du temps (*fig. 35.4*).

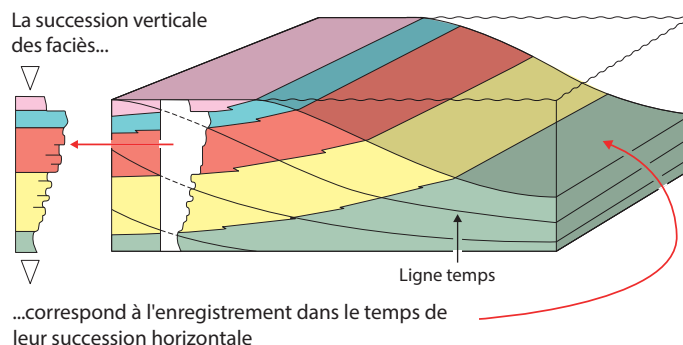


Figure 35.4 Représentation schématique de la loi de Walther* (1894)
(d'après Homewood *et al.*, 1995).

* Johannes Walther (1860-1937) sédimentologue et stratigraphe allemand.

Encart 35.1 – La stratonomie

Une approche **stratonomique** (évolution de l'épaisseur des bancs) est souvent utilisée, notamment dans les faciès gravitaires et pélagiques. Ainsi dans une série alternante de marnes et calcaires, on parlera de **séquence stratocroissante** (lorsque l'épaisseur des bancs calcaires augmente par rapport aux bancs marneux) ou **stratodécroissante** (évolution inverse). L'étude de l'évolution de la

granulométrie est souvent couplée à la stratonomie, une série peut être **granocroissante** (augmentation de la granulométrie dans les bancs) ou **granodécroissante**. Ainsi, dans une série calcaire alternante, une évolution strato et granodécroissante est une bonne indication de transgression et l'inverse de régression.

 Voir fig. 30.24 et 31.7

35.2.2 Les apports des méthodes géophysiques à la lithostratigraphie

La lithostratigraphie et plus particulièrement la stratigraphie génétique s'est considérablement développée, notamment dans le cadre des recherches pétrolières, grâce aux apports de méthodes géophysiques : les **diagrapies** et la **sismique réflexion**.

La **sismique**, en apportant une échelle inaccessible, la plupart du temps, au niveau des affleurements, a permis de rendre compte de la géométrie réelle des corps sédimentaires (*fig. 35.1C*) et de mieux comprendre leurs relations spatio-temporelles. Cela a conduit à la **sismostratigraphie**, base de la stratigraphie séquentielle (*cf. paragraphe 35.8*).

 Voir fig. 31.10

Les **diagraphies** permettent une approche indirecte de la composition des couches. Elles correspondent à un ensemble d'enregistrements de paramètres et propriétés physiques des sédiments, naturelles (résistivité, radioactivité naturelle (GR : gamma ray) ou induite [polarisation spontanée (PS : différence de potentiel entre la surface et une formation), densité, vitesse du son (sonic), température...], effectués par des sondes descendues dans des puits de forage. Les enregistrements sont étalonnés sur un forage carotté qui permet d'affecter des caractéristiques diagraphiques à chaque type de faciès observé sur les carottes et les affleurements (*fig. 35.5*). Des interprétations de faciès et des corrélations peuvent ensuite être faites, à partir des pics et des évolutions des signaux diagraphiques, entre de nombreux points du bassin, en utilisant des sondages destructifs infiniment moins coûteux que des sondages carottés.

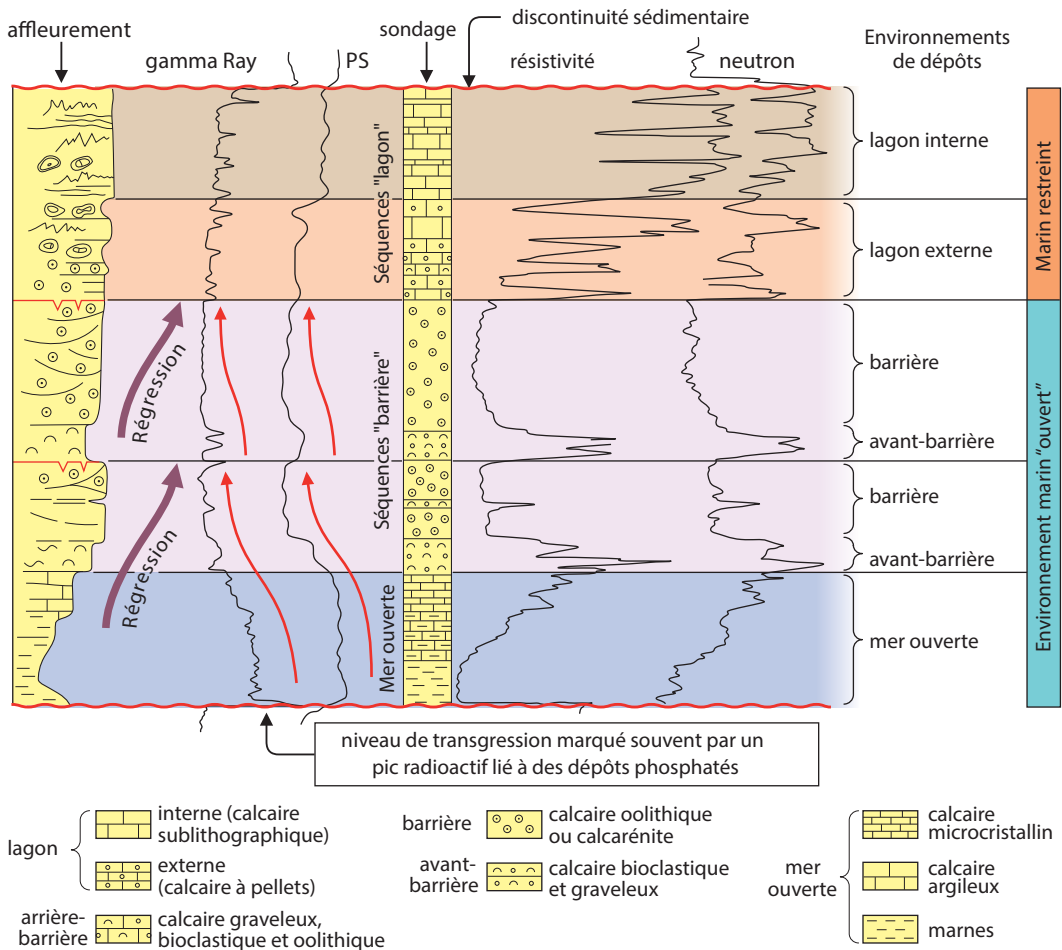


Figure 35.5 Exemple d'étalonnage des signaux diagraphiques à partir d'un affleurement et d'un sondage carotté : cas de la séquence régressive du Dogger (Jurassique supérieur) du Bassin de Paris.

On notera l'évolution identique de la résistivité et de la porosité (sonde neutron) d'une part et de l'enregistrement gamma ray et de la polarisation spontanée (PS) d'autre part. Une fois étalonnés par rapport aux affleurements et/ou carottes, les pics et les évolutions permettront de positionner les faciès et leurs limites et discontinuités dans des sondages destructifs.

35.3 LA BIOSTRATIGRAPHIE

L'utilisation des fossiles pour l'établissement d'une échelle des temps géologiques est un des fondements de la stratigraphie : les méthodes paléontologiques reposent sur le fait que **l'évolution des flores et des faunes est progressive et irréversible**. Les fossiles ne donnent pas d'âge « absolu » mais constituent un des meilleurs outils de chronologie relative.

Les fossiles à prendre en compte sont ceux qui ont, dans les séries sédimentaires, une grande extension horizontale et une faible extension verticale (**fossiles stratigraphiques**). Cela signifie qu'il s'agit d'organismes ayant une très grande répartition géographique, mondiale si possible, et présentant une évolution rapide. Ce sont en général des formes pélagiques et des groupes présentant des mutations successives fréquentes et très nettes. Parmi les fossiles stratigraphiques (*fig. 35.6*), on peut citer les Trilobites et les Graptolites au Silurien, les Cryptogames vasculaires au Carbonifère, les Fusulines au Permien, les Ammonites à l'ère secondaire, les Nummulites à l'ère tertiaire et, dans toute l'échelle, les organismes ou organites planctoniques : Conodontes, Foraminifères planctoniques, Radiolaires, Nannoplancton. Les figures 35.7 et 35.8 présentent quelques formes caractéristiques du Primaire d'une part et du Secondaire et Tertiaire d'autre part.

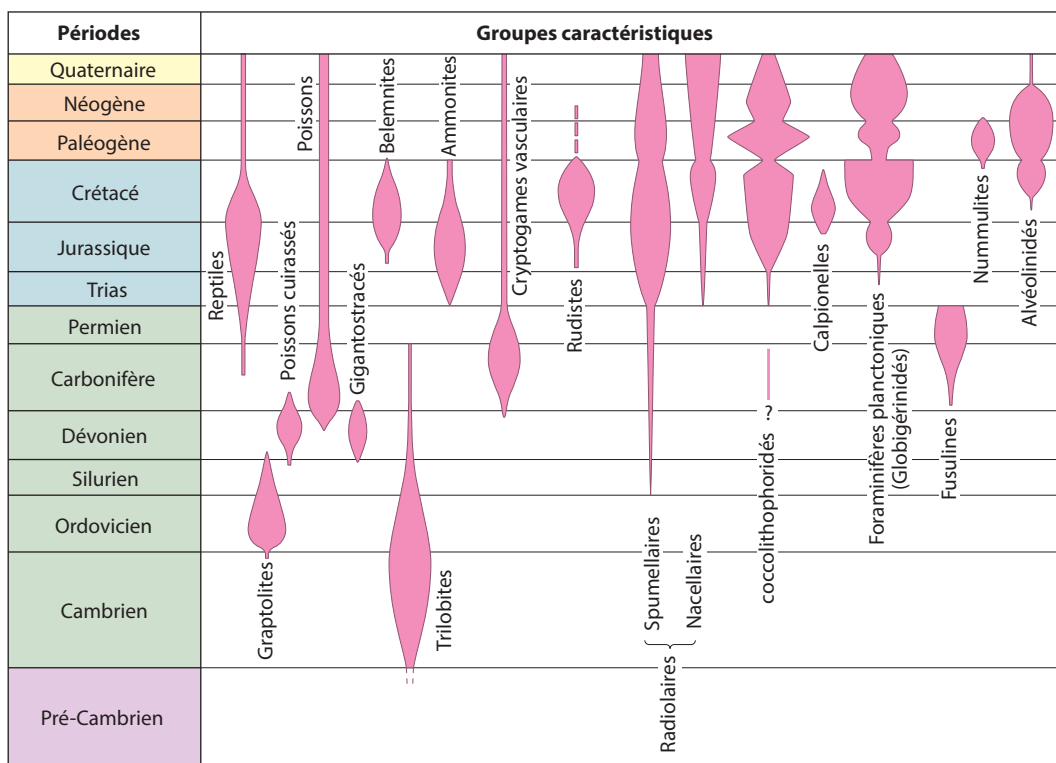
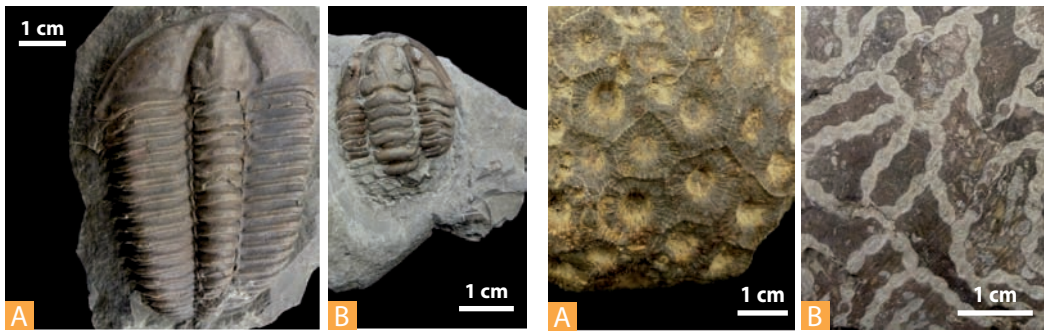


Figure 35.6 Extension temporelle des principaux groupes de fossiles stratigraphiques.

Aux fossiles stratigraphiques s'opposent les **fossiles panchroniques** qui, au contraire, présentent une forme constante pendant une très longue durée. Certains genres, qui existaient déjà à l'ère primaire ou au début de l'ère secondaire, sont parvenus jusqu'à nous : Lingules (Brachiopodes), Limules (Arthropodes), Nautilus (Mollusques Céphalopodes), montrant ainsi une « longévité » de plusieurs centaines de millions d'années.



Trilobites (arthropodes)

A - *Conocoryphe sulzeri* (Cambrien, Bohême, Tchèque)
 B - *Flexicalymene* sp. (Silurien, Ohio, USA)

Coraux (Cnidaires, Tetracoralliaires)

A - *Hexagonaria hexagona* (Dévonien, Ardennes, Belgique)
 B - *Halysites catenularia* (Silurien sup., Gothland, Suède)



Mollusques céphalopodes

A - *Goniatites gweni* (Carbonifère (Tournaisien), Indiana, USA)
 B - *Blakeoceras empiricum* (Dévonien, Bohême, Tchèque)



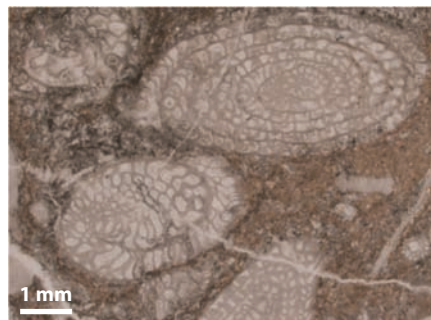
Brachiopodes

Cyrtospirifer speciosus (Dévonien sup. (Eifélien), Ardennes, France).



**Hemichordés
 Graptolithes**

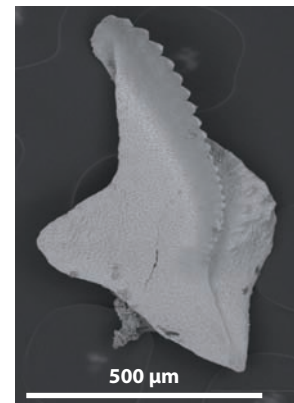
Monograptus sp.
 (Silurien sup., Ariège, France)



Foraminifères benthiques

Fusulines en lame mince
 (Carbonifère-Permien)

Collection de Paléontologie



Chordés - Conodontes

Palmatolepis quadrantinosolobata
 (Élément P1 au MEB)
 Dévonien (Fammenien)

Figure 35.7 Quelques fossiles stratigraphiques du Paléozoïque (photos : collection de paléontologie, Sorbonne Université).



Figure 35.8 Quelques fossiles stratigraphiques du Méso-Cénozoïque (photos : collection de paléontologie, Sorbonne Université).

Les **fossiles de faciès** sont des fossiles qui ne sont pas forcément spécifiques d’une époque mais qui, inféodés à un milieu strict, sont des indicateurs précieux pour les reconstitutions des paléoenvironnements.

35.3.1 La notion d’espèce en paléontologie

Pour la biologie, une espèce est un ensemble de populations naturelles capables d’intercroisements et qui sont reproductivement isolées d’autres groupes semblables. Pour le paléontologiste qui étudie des individus ou des populations fossiles, il est impossible de prendre en compte le **critère d’interfécondité**,

Voir fig. 30.22 et 23

son approche est basée sur la description morphologique des fossiles. Il est donc nécessaire de se poser le problème de la validité des espèces paléontologiques (**phénotypiques**) par rapport aux espèces biologiques (**reproductives**) et de la subjectivité qui préside à la définition des morphotaxons (de façon polémique, on pourrait dire qu'il y aura d'autant plus d'espèces de définies dans un groupe fossile que le nombre de paléontologistes qui l'étudient sera important). Dans la majorité des cas, il n'y a pas de décalage important entre espèces biologiques et paléontologiques même si l'on connaît dans la nature actuelle des divergences morphologiques entre population d'une même espèce. Cependant, dans les populations fossiles, des dimorphismes liés au cycle de reproduction (sexué vs. asexué) ont pu être interprétés comme relevant d'espèces différentes (formes macrosphériques et microsphériques des Nummulites par exemple, *fig. 30.9A*). Il en va de même des dimorphismes sexuels (formes macroconques et microconques d'une même ammonite attribuées à des genres différents). De plus, la définition des espèces paléontologiques est parfois basée sur des fragments d'organismes qui se conservent mieux lors de la fossilisation (cas des dents pour les vertébrés, des coquilles d'œufs pour les Dinosaures et les oiseaux) voire des traces fossiles (ichnotaxons), on parle alors de parataxons. Il conviendra donc de toujours garder à l'esprit, notamment pour l'évaluation des crises biologiques, cette complexité de la taxonomie paléontologique.

 Voir chap. 37.2

35.3.2 Biozones et chronozones

La biozone est l'unité fondamentale en biostratigraphie. Elle est basée sur les critères d'apparitions (**FAD = first appearance datum**), de disparitions (**LAD = last appearance datum**) et d'associations d'espèces (*fig. 35.9*). La biozone caractérise un intervalle de temps unique puisque l'évolution biologique est irréversible mais il est important de ne pas confondre la notion de biozone et celle de chronozone (*fig. 35.10*).

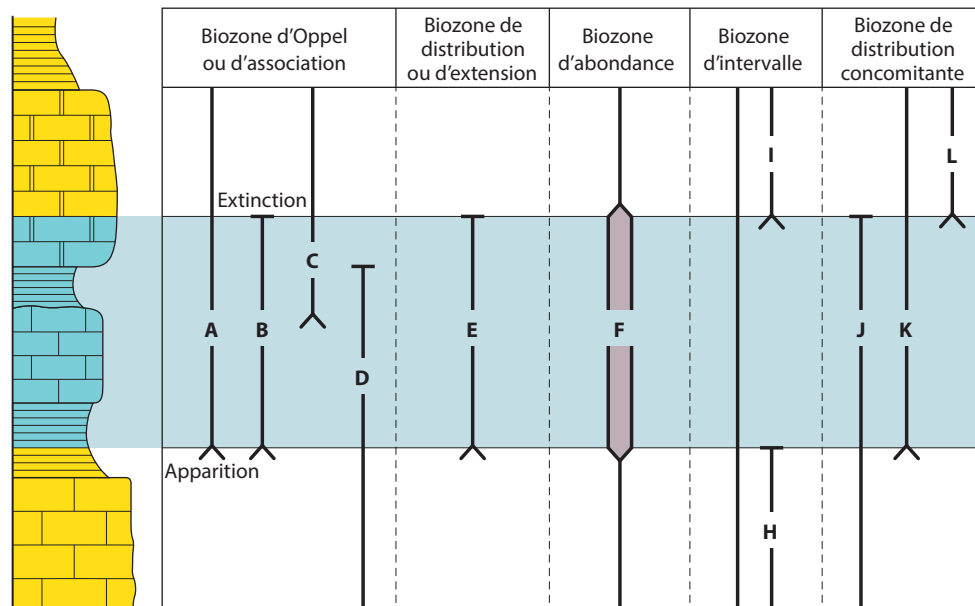


Figure 35.9 Les différentes catégories de biozones.

On distingue les biozones d'associations (dites biozones d'Oppel, en hommage à Albert Oppel (1831-1865), paléontologiste allemand inventeur de la notion de biozone) entre les espèces A et B, la présence ou l'absence des espèces C et D peut permettre la définition de sous-zones, les biozones d'extension ou de distribution (espèce E), les biozones d'abondance (ou d'apogée-acmé, espèce F), les biozones d'intervalle (entre la disparition de l'espèce H et l'apparition de l'espèce I) et les biozones de distribution concomitante (espèces J et K).

La **biozone** d'une espèce correspond à l'extension spatio-temporelle de l'espèce (fig. 35.10) c'est-à-dire, sur un référentiel espace-temps, au volume formé par les couches sédimentaires qui la contiennent. En un point donné, ce volume ne correspond pratiquement jamais à l'espace-temps de vie de cette espèce (mauvaise fossilisation, environnement défavorable). La **chronozone** se définit comme l'ensemble des couches sédimentaires déposées dans un temps débutant à la première apparition de l'espèce et se terminant avec sa dernière disparition. On peut donc localement être dans une chronozone donnée en l'absence de l'espèce caractéristique.

D'une façon générale, il faut noter que la présence d'un fossile dans une couche sédimentaire (sauf dans les cas de remaniements sédimentaires) aura toujours une signification plus importante du point de vue stratigraphique que son absence. Cette dernière peut en effet signifier que l'espèce a disparu mais aussi que les conditions environnementales ne permettaient pas le développement des individus à cet endroit ou que les restes ne se sont pas fossilisés.

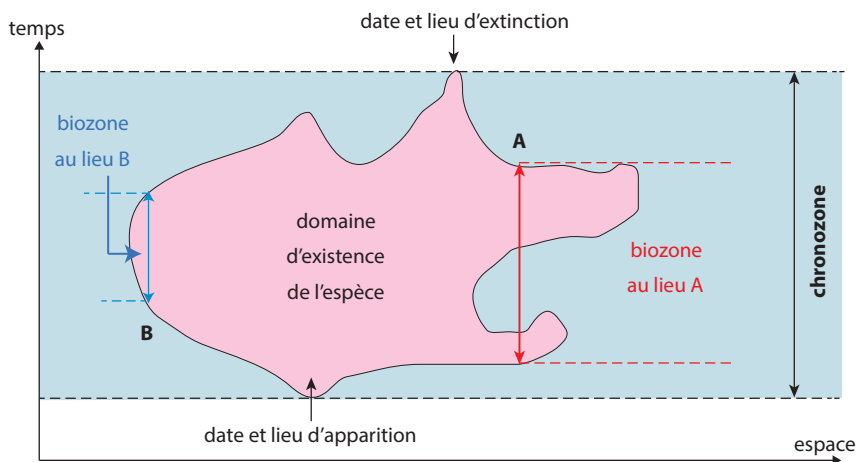


Figure 35.10 Distinction entre la chronozone (durée d'existence d'une espèce) et la biozone (intervalle où cette espèce est réellement observée en un lieu).

35.4 LA RADIOCHRONOLOGIE

La compréhension des processus géologiques nécessite d'estimer leur durée et d'attribuer des âges et des dates aux événements qui ponctuent l'histoire de la Terre : c'est le but de la **géochronologie**. La **radiochronologie** est la méthode principale qui répond à ce besoin. Elle regroupe diverses applications de la découverte des processus de radioactivité qui ont été développées au cours du xx^e siècle. Le principe général est que lorsqu'un élément-père, naturellement radioactif (isotope radioactif d'un élément), est contenu dans un minéral au moment de sa cristallisation, il se désintègre progressivement en un élément-fils (élément radiogénique) d'autant plus abondant qu'il s'est écoulé plus de temps depuis la cristallisation initiale (temps 0 correspondant à la clôture du système). Le dosage des éléments père et fils dans la roche ou le minéral permet alors de revenir au temps écoulé si l'on connaît la constante de désintégration (ou demi-vie) de l'élément-père. Les couples d'éléments père-fils les plus utilisés en radiochronologie et leur période sont présentés dans le *tableau 35.1*. **Les différentes méthodes sont détaillées dans le chapitre 5, § 5.3.**

TABLEAU
35.1

Principaux processus de désintégration utilisés en radiochronologie, classés par périodicité décroissante.

Processus de désintégration	Période (en années)
$^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$	5 ou $4,7 \cdot 10^{10}$
$^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$	$13,9 \cdot 10^9$
$^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$	$11,9 \cdot 10^9$
$^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$	$4,6 \cdot 10^9$
$^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$	$7 \cdot 10^8$
$^{234}\text{U} \rightarrow ^{230}\text{Th}$	250 000
$^{230}\text{Th} \rightarrow ^{226}\text{Ra}$	75 200
$^{14}\text{C} \rightarrow ^{14}\text{N}$	5 568
$\text{T}(^3\text{H}) \rightarrow ^2\text{H}$	12,26

Nous avons déjà évoqué la distinction entre **chronologie relative et absolue**. Ces termes de relatif et d'absolu ne doivent pas induire une idée de précision, on obtient souvent une meilleure précision par chronologie relative que par chronologie absolue pour distinguer temporellement deux événements géologiques. Par exemple, les biozones d'Ammonites peuvent permettre des distinctions à 800 000 ans près dans le Jurassique, finesse que n'atteint pas la radiochronologie. Néanmoins, **la radiochronologie représente le progrès majeur de la stratigraphie** permettant d'avoir enfin, au début du xx^e siècle, une preuve factuelle de la durée des temps géologiques et de sortir du débat « histoire courte vs. histoire longue de la Terre » (à la fin du xix^e siècle, les traités de géologie indiquaient aussi bien des durées de l'ordre de 20 à 30 Ma que de 600 Ma pour l'ensemble des temps fossilifères).

35.5 CYCLOSTRATIGRAPHIE, DENDROCHRONOLOGIE ET SCLÉROCHRONOLOGIE, TÉPHROCHRONOLOGIE, THERMOCHRONOLOGIE

35.5.1 La cyclostratigraphie

C'est une extension de la lithostratigraphie qui consiste à repérer des rythmes et cycles sédimentaires à partir de paramètres quantifiables (nature des dépôts, épaisseurs, composition chimique, propriétés physiques...). Lorsque ces cycles sont périodiques, on peut les utiliser comme outils de **corrélations** et même comme outils de **datation absolue** en leur affectant une durée, dans la mesure où l'on arrive à déterminer le mécanisme de commande (fréquences orbitales de type Milankovitch par exemple). L'ensemble du Quaternaire et du Pliocène est maintenant **astronomiquement calibré** et le Miocène est en train de l'être par cette méthode. On se reportera au chapitre 32 (§ 32.5) pour trouver les bases sédimentologiques de cette démarche (Gilbert, 1895).

Pour la stratigraphie du Pliocène, la coupe composite de Capo Rossello en Sicile fait d'ailleurs référence avec 3 GSSP définis (§ 35.9). La qualité exceptionnelle des affleurements permet directement d'associer cycles sédimentaires et cycles astronomiques (*fig. 35.II*).

Les résultats restent encore ponctuels dans les séries anciennes mais l'application, par exemple, au Cénomaniens du bassin anglo-parisien (cycles de 20 000 et 100 000 ans), a permis de proposer une durée pour cet étage (4,4 Ma) et de mettre en évidence une grande disparité dans la durée des zones d'Ammonites : de 100 000 ans pour *Mantelliceras geslinianum* à 1,4 Ma pour *M. mantelli*. On pourra trouver les implications stratigraphiques de la méthode pour le Crétacé inférieur vocontien (S.E France) dans le *tableau 32.2*.



Voir chap. 22

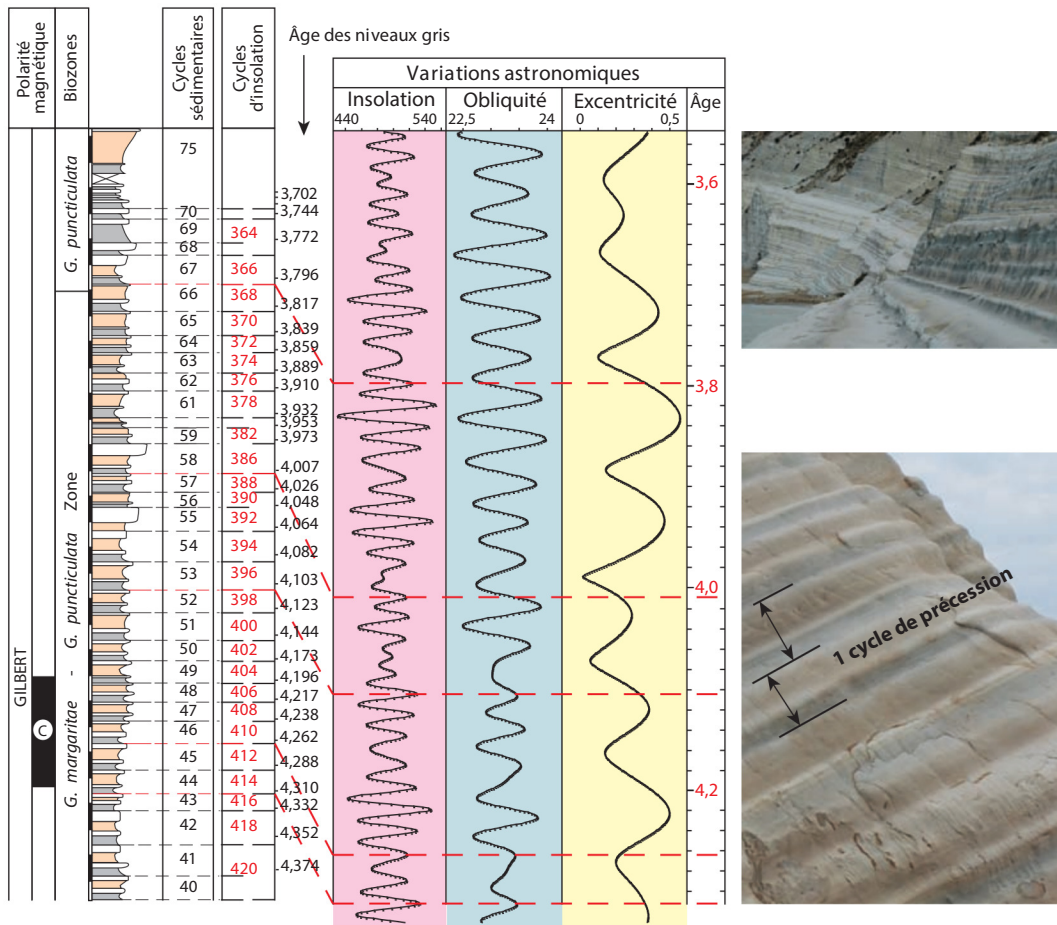


Figure 35.11 Coupe de Punta di Maiata en Sicile (Scala dei Turchi, région d'Agrigente) ayant permis une partie de la calibration astronomique du Pliocène. Elle correspond à la partie médiane de la coupe composite de Capo Rossello regroupant également les coupes de Eraclea Minoa, Punta Grande et Punta Piccola.

Les cycles sédimentaires prennent ici une apparence particulière avec la superposition de 4 niveaux différenciés par leur couleur : gris, blanc, beige, blanc. Chaque cycle, d'environ un mètre d'épaisseur, a été relié à un cycle de précession (20 000 ans) grâce à la méthode de l'*orbital tuning* qui associe la solution astronomique à la donnée de terrain (voir chap. 22.2.2). On peut ainsi calculer une durée pour la série (Photos M. de Rafélis).

L'approche lithologique des cyclicités est maintenant très souvent complétée par des approches physiques ou géochimiques. On peut citer la **susceptibilité magnétique** (voir chap. 35.6), l'analyse automatique des couleurs des carottes, le rapport isotopique de l'oxygène, les teneurs en carbonate (fig. 32.12) et en éléments traces (Mn, Sr). Ces méthodes physiques ou chimiques permettent de mettre en évidence des rythmes de dépôts non, ou mal, exprimés au niveau de la lithologie. Ainsi, dans la formation des Terres Noires du Bassin du Sud-Est de la France (d'âge Callovo-Oxfordien), l'utilisation de la susceptibilité magnétique met clairement en évidence des cyclicités dont les périodes sont compatibles avec l'excentricité alors que la lithologie (marnes sombres) se révèle très monotone (fig. 35.12). De plus, l'analyse temporelle de ces signaux magnétiques permet, en supposant que les dépôts sont continus, d'estimer la durée de l'intervalle stratigraphique étudié et de comparer les résultats aux données des différentes échelles stratigraphiques.

Voir chap. 6,
§ 6.6

Voir chap. 36,
§ 36.1

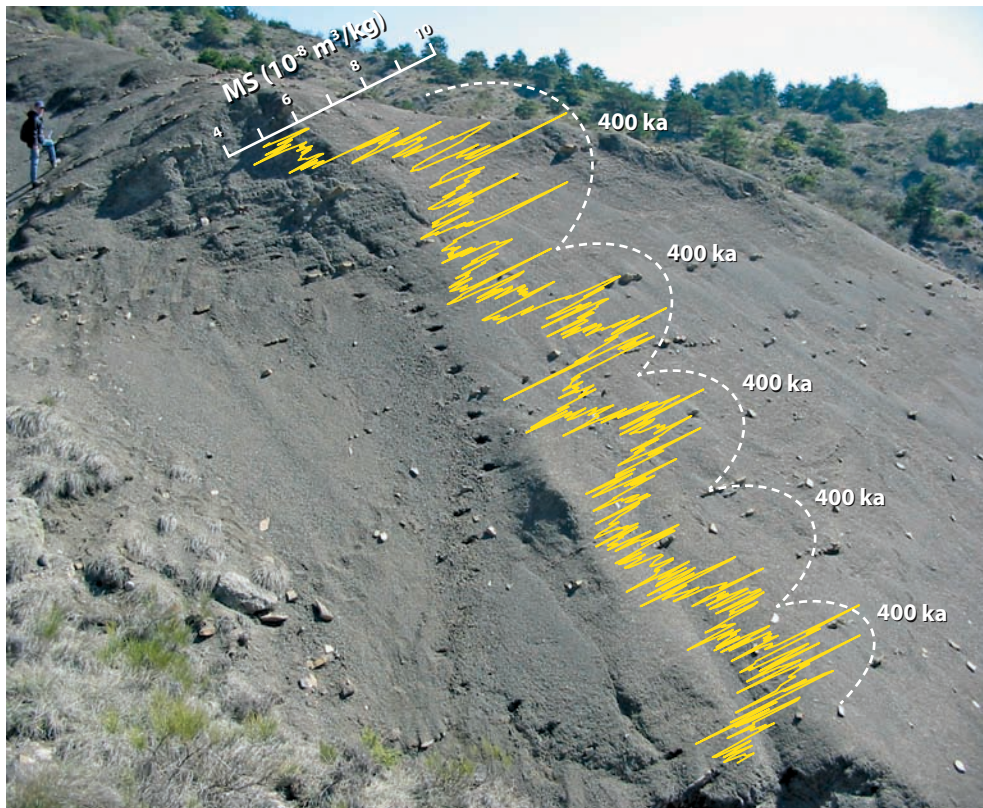


Figure 35.12 Courbe d'évolution de la susceptibilité magnétique de la coupe d'Aspres-sur-Buech (Bassin du Sud-Est de la France (d'après S. Boulila et B. Galbrun).

L'utilisation de données quantitatives permet dans le cas des Terres Noires (Callovo-Oxfordien) de palier à l'homogénéité des faciès et de démontrer l'existence d'une cyclicité (ici l'excentricité à 405 ka).

Encart 35.2 – Les emboîtements de cycles

On distingue des cycles de **très hautes fréquences** (laminas millimétriques à infra-millimétriques) assez rarement préservés, du fait de la bioturbation, dans les séries géologiques (sauf dans les milieux protégés lacustres ou hypoxiques). Les cycles décimétriques à métriques sont dits de **hautes fréquences**, leur manifestation la plus évidente est l'alternance lithologique de type marnes-calcaires. Ces cycles s'organisent en général en

ensembles de **basses fréquences** (faisceaux, cortèges sédimentaires, voir stratigraphie séquentielle, chap. 35.8 et encart 35.1). Pour le mode de contrôle, on parle d'**autocycles** quand la régulation dépend de facteurs internes au système de dépôts (subsidence, apports sédimentaires par exemple) et d'**allocycles** quand le contrôle dépend de facteurs externes oscillants (climat par exemple).

35.5.2 Dendrochronologie et sclérochronologie



Voir fig. 28.17

La cyclostratigraphie de type Milankovitch (cycles de 20 000, 40 000 et 100 000 ans dans la sédimentation) peut être complétée par l'analyse des varves, des cycles tidaux ou des stries de croissances de certains organismes (**dendrochronologie** des arbres, **sclérochronologie** des Mollusques et des Coraux) qui permet de retrouver des cycles annuels, saisonniers, mensuels et journaliers.

On a ainsi pu montrer à partir de la sclérochronologie des mollusques une modification de la durée du jour (donc de la vitesse de rotation de la Terre) : l'année comportait de l'ordre de 424 jours au Cambrien (– 600 Ma), 385 à la fin du Primaire (– 230 Ma).

Chez les lamellibranches, la zone du crochet enregistre l'ensemble de la vie de l'animal, l'analyse en microscopie optique par **cathodoluminescence** du crochet de coquilles d'ostreïdés a permis de mettre en évidence que le croissancement coquillière se faisant au rythme des marées semi-diurnes (deux cycles de marées par jour soit une marée toutes les six heures, *fig. 35.13*).

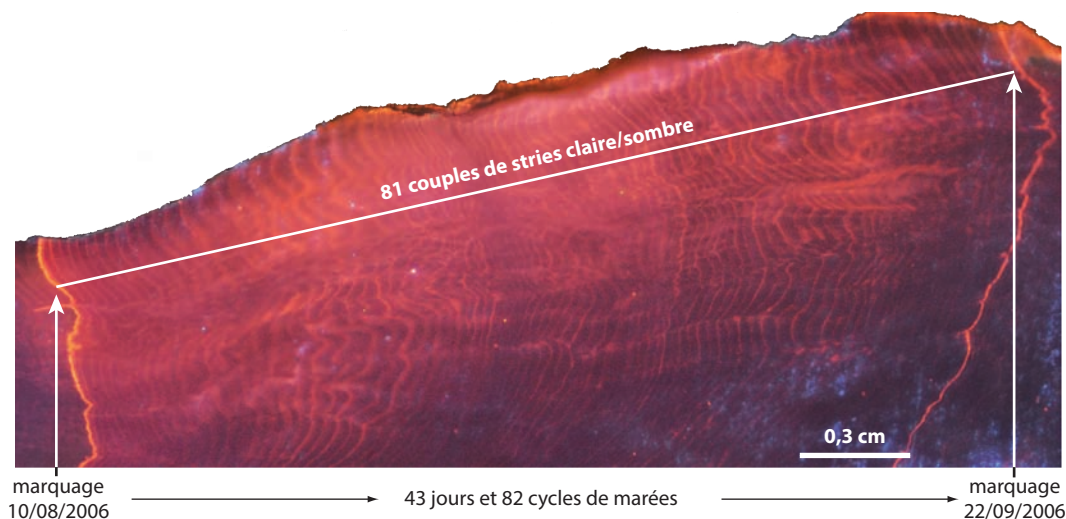


Figure 35.13 Sclérochronologie d'une zone du crochet d'une coquille d'huître (*Crassostrea gigas*) vue en microscopie optique par cathodoluminescence (Photo M. de Rafélis).

La cathodoluminescence est une technique d'observation où les couleurs correspondent à la réponse d'un matériau cristallisé (ici la calcite de la coquille) sous un bombardement électronique. L'énergie accumulée par certains éléments chimiques (activateurs) incorporés au réseau cristallin est transformée en énergie lumineuse dont la longueur d'onde est caractéristique de l'élément et du système cristallin. L'intensité lumineuse est proportionnelle à la concentration en activateur. Dans les carbonates, l'activateur principal est le manganèse.

Sur la photo les raies moyennement lumineuses correspondent à la luminescence naturelle de la coquille (cycles de marées). Les deux raies fortement lumineuses correspondent à une luminescence artificielle réalisée lors de marquages, *in vivo*, au $MnCl_2$. Entre les 2 jours de marquage, du fait du temps transfert le milieu et le laboratoire, de la durée du marquage expérimental et du décalage entre le calendrier journalier et celui des marées, les huitres n'ont subi que 82 cycles de marées. L'observation en cathodoluminescence a permis d'en repérer 81 dans l'enregistrement de la coquille.

La combinaison de la sclérochronologie avec des techniques de micro-analyses géochimiques (isotopiques et/ou élémentaires) sur les arbres ou les squelettes d'organismes à croissance par incréments permet de mettre en évidence des cyclicités des paramètres de l'environnement avec une résolution temporelle pouvant aller jusqu'à l'infra-journalier. Ainsi chez les lamellibranches actuels, en positionnant par rapport aux stries de croissance des micro-prélèvements pour analyses du rapport isotopique de l'oxygène, on peut mettre en évidence des différentiels journaliers et saisonniers de température et de salinité concordants avec les paramètres enregistrés *in situ* dans le milieu. Des applications ont été réalisées dans les séries anciennes, notamment sur des huîtres du Lutétien du Bassin de Paris.

35.5.3 Téphrochronologie et thermochronologie

La **téphrochronologie** ou datation par les cendres volcaniques est intéressante du fait de la brièveté du phénomène et de la grande extension des dépôts qui permettent des corrélations sur de grandes étendues. De plus pour les sédiments récents, proto-historiques, leur mise en relation avec une



éruption « historiquement » connue permet de proposer une date (cendres de l'explosion de Santorin dans les sédiments de Méditerranée, explosion de la Montagne Pelée en 1902...). Enfin, dans les séries fossiles, ces niveaux de cendres, ou les produits de leur altération (**bentonites**), permettent en général une datation radiochronologique.

La **thermochronologie** par traces de fission (TF) s'applique aux minéraux contenant de l'uranium (^{238}U) comme l'apatite, le zircon, la titanite ou les verres volcaniques. Elle repose sur l'observation de traces mécaniques rectilignes qui apparaissent dans ces minéraux lors de la fission spontanée de noyaux d'uranium (^{238}U). Lors de cette fission, le noyau se sépare en deux particules plus légères de masses équivalentes. L'énergie libérée repousse ces particules dans des directions opposées laissant alors une trace (ou dislocation) mécanique dans la maille cristalline. Ces traces de fissions ne sont pas visibles mais sont révélées par traitement chimique puis comptées sous microscope. Thermiquement instables, les traces de fission raccourcissent puis disparaissent quand la température augmente. La thermochronologie est donc souvent utilisée pour reconstituer l'histoire thermique d'une roche.

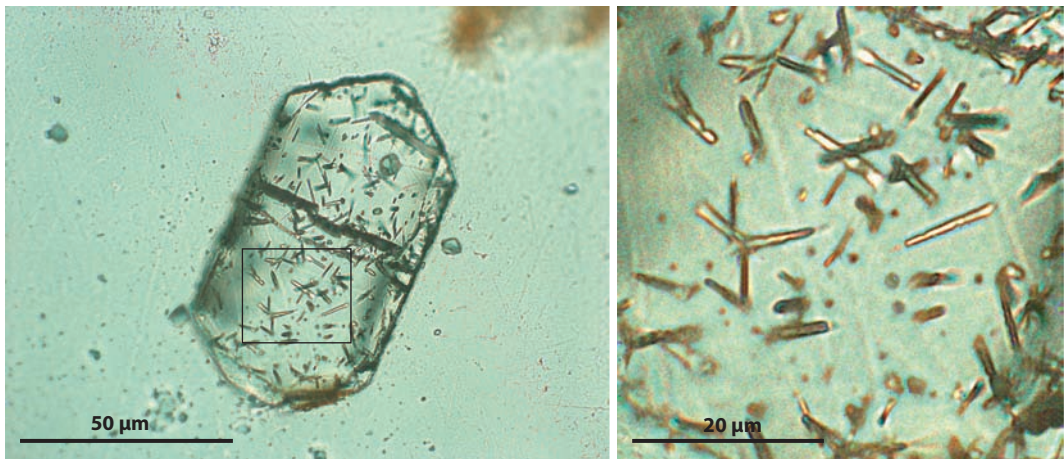


Figure 35.14 Traces de fission observées en lumière naturelle transmise dans une section polie d'un cristal d'apatite issu d'une cinérite du massif ardennais (photos I. Bour).

35.6 LA MAGNÉTOSTRATIGRAPHIE

C'est une retombée stratigraphique du paléomagnétisme. L'aimantation rémanente naturelle (ARN) des roches sédimentaires est le reflet de la direction du champ magnétique terrestre régnant au moment du dépôt du sédiment. Les séries sédimentaires permettent donc d'établir la succession des inversions de polarité du champ géomagnétique : c'est l'**échelle de polarité magnétique**, constituée de **magnétozones** normales (direction identique à celle du champ actuel) ou inverses. *Cette approche a été développée dans le chapitre 6 avec le paléomagnétisme (fig. 6.51).*



À l'intérieur d'une magnétozone donnée, il peut exister des inversions de courtes durées : les **événements** de polarité magnétique que l'on doit maintenant appeler sous-magnétozones. Le terme de **magnétochrone** tend à remplacer le terme de magnétozone alors qu'à l'origine il désignait le temps correspondant à un doublet de magnétozones, inverse et normale. Ainsi, on dira (fig. 6.51) que le magnétochrone C31 (Crétacé supérieur, – 71 à – 67,7 Ma) comporte un magnétochrone inverse C31r et un magnétochrone normal C31n (r et n pour reversal et normal).

L'intérêt de la magnétostratigraphie est de fournir, du fait de la rapidité du phénomène d'inversion (15 000 à 25 000 ans), un isochrone temps indépendant du milieu et de la paléogéographie. Ses inconvénients sont la fragilité du signal magnétique (de nombreuses séries sédimentaires ne présentent pas de signal magnétique suffisamment fort ou fiable), l'aspect binaire de la réponse qui nécessite l'obten-

tion d'une longue séquence pour reconnaître objectivement les chronos et l'existence de périodes de calme magnétique qui rend la méthode peu discriminante pour certaines époques (par exemple dans le Crétacé, le magnétochrone C34n dure de – 105 à – 83 Ma, *fig. 6.51*).

La **susceptibilité magnétique** est la capacité d'une roche à présenter une aimantation sous l'action d'un champ magnétique artificiel. Cette propriété est due à la présence de minéraux dia- ou paramagnétiques (principalement les argiles) et traduit l'importance des apports détritiques dans les sédiments. La méthode fournit donc des courbes qui permettent des corrélations de proche en proche et met en évidence des cycles orbito-dépendants (fluctuations du climat) qui ne s'exprimaient pas forcément dans la lithologie (voir cyclostratigraphie, *fig. 35.12*). Cependant cet outil reste encore « une boîte noire » car la relation entre la fréquence de minéraux dia- ou paramagnétiques dans les sédiments et les paramètres du climat (température, pluviométrie) reste encore très floue et demande de nouvelles recherches pour être comprise.



35.7 LA CHIMIOSTRATIGRAPHIE

La géochimie est devenue un outil incontournable de la sédimentologie et de la stratigraphie dont elle constitue une discipline à part entière, la **chimiostratigraphie**. Cette méthode est basée sur le fait que l'hydrosphère et l'atmosphère ont connu, au cours du temps, des fluctuations de leurs paramètres physiques ou chimiques qui sont susceptibles d'être enregistrées par les sédiments et les roches dans leur composition. Ainsi les évolutions et les accidents géochimiques permettent des corrélations à distance et une chronologie relative. Cette approche fera l'objet d'un développement particulier au chapitre 36.



35.8 LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE : UNE APPROCHE SYNTHÉTIQUE DE LA STRATIGRAPHIE

Un renouvellement majeur des méthodes et concepts de la stratigraphie s'est développé, à la fin du xx^e siècle, à partir de l'étude comparée des enregistrements sismiques et des sondages sur les marges continentales. En permettant de visualiser les phénomènes sédimentaires à l'échelle d'un bassin (*fig. 35.1.C* et *35.16*), les techniques de sismique réflexion ont mis en évidence **le rôle prépondérant du niveau marin dans le contrôle de la sédimentation**. Cette approche, connue sous le nom de **sismostratigraphie** (Vail *et al.*, 1977) et son développement par intégration des lithologies et des faciès a conduit au concept plus général de **stratigraphie séquentielle**.

35.8.1 La structure sismique des corps sédimentaires et la notion de séquence génétique de dépôts

Les réflexions sismiques sont produites lorsqu'une onde sismique rencontre une **discontinuité sédimentaire** correspondant :

- soit à des limites entre couches sédimentaires de lithologies différentes. Il convient de bien garder en mémoire l'échelle d'observation et le pouvoir de résolution de la sismique. Les unités sismiques contenues entre deux réflecteurs ne sont pas des couches telles qu'on peut les observer sur le terrain mais des faisceaux ou des ensembles de couches de lithologie voisine et d'une puissance en général de plusieurs dizaines de mètres ;
- soit à des discordances. La notion de discordance n'est pas prise ici dans son acception tectonique, c'est une simple surface d'érosion ou de non-dépôts qui sépare des strates récentes et des strates plus anciennes (*unconformity*). Une concordance est une surface séparant des strates plus jeunes de strates plus anciennes sans qu'il y ait d'évidence physique d'érosion ou de non-dépôts (*fig. 35.15*). L'approche sismique a montré (*fig. 35.15, 35.16 et 35.19*) :

- que les corps sédimentaires ont une forme sigmoïde et occupent une position variable, en fonction du niveau marin, dans le système polarisé plate-forme/bassin ;
- que chaque corps sédimentaire a une structure typique, mise en évidence par les **réflecteurs sismiques**, qui est fonction de sa position dans le système plate-forme/bassin.

Les corps sédimentaires s'organisent à partir d'une unité de base : la **séquence génétique de dépôt** (fig. 35.15). C'est une unité stratigraphique composée d'une suite relativement conforme (concordante) de strates **génétiquement** liées. Elle est limitée à sa base et à son toit par des discordances.

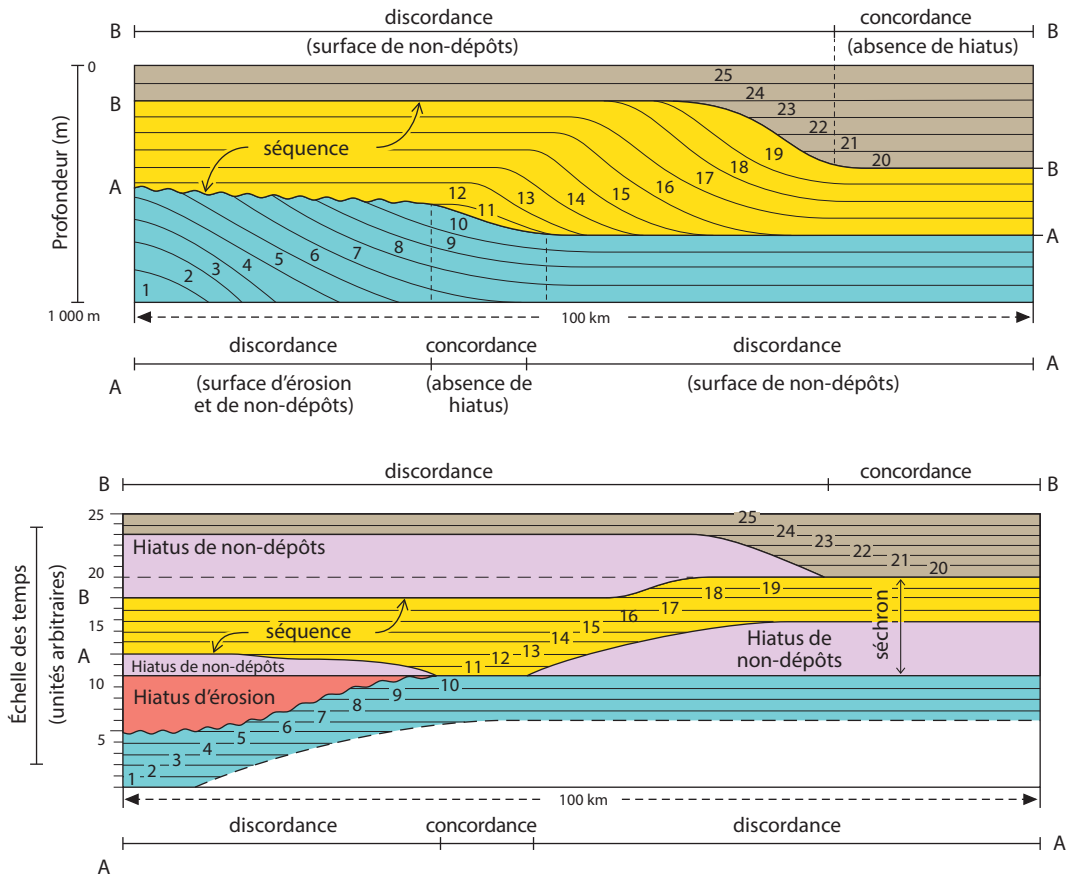


Figure 35.15 Représentation schématique d'une séquence génétique et de ses réflecteurs sismiques, disposition spatiale (en haut) et disposition temporelle (en bas).

Les numéros indiquent l'âge relatif des réflecteurs.

La notion de séquence de dépôts est donc avant tout un concept géométrique (organisation spatio-temporelle des couches). Les relations d'une séquence avec ses voisines inférieures et supérieures sont complexes (fig. 35.15). Dans certaines zones, il y a non-conformité (discordance accompagnée de hiatus sédimentaires) du fait d'**érosion** ou du fait de **non-dépôts**. Cependant, dans quelques rares parties du système, les séquences se succèdent en conformité sans hiatus.

Il peut exister différentes configurations géométriques entre les limites des séquences et les réflecteurs internes visibles dans la séquence (fig. 35.16). Par rapport à la discordance basale, la terminaison des réflecteurs peut être en *onlap* ou en *downlap*, ce qui traduit des hiatus dus à un non-dépôt. Par rapport à la discordance sommitale, les réflecteurs internes peuvent présenter une terminaison en *toplap* ou une troncature d'érosion. Les *toplaps* traduisent aussi des hiatus dus à un

non-dépôt ; ils résultent généralement d'un niveau de base trop bas pour permettre l'accroissement vertical des couches sédimentaires. Lorsque les nouveaux réflecteurs enveloppent et débordent les précédents vers le large on parle de dispositifs en *offlap*.

Ces termes anglais sont couramment employés, on peut toutefois proposer des traductions : *onlap* = biseau d'aggradation, *downlap* = biseau de progradation, *toplap* = biseau sommital et *offlap* = unité de progradation (Vail et al., 1987).

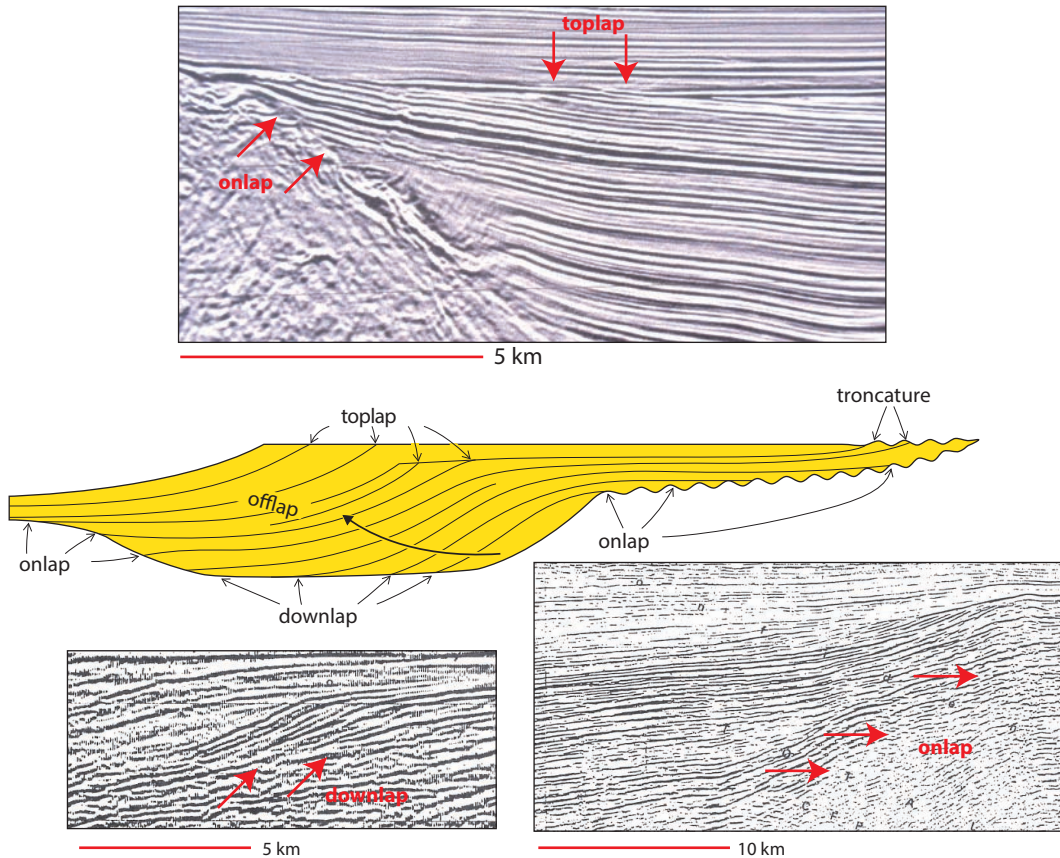


Figure 35.16 Les différents types de terminaison des réflecteurs par rapport aux limites d'une séquence.

Les profils sismiques du bas ont été acquis au début des années 1990, celui du haut en 2012. On notera les progrès réalisés dans la définition des enregistrements sismiques.

35.8.2 Les implications chronostratigraphiques

L'apport majeur de la stratigraphie sismique a été de montrer, par calage biostratigraphique à partir de puits placés sur les profils sismiques, que la séquence de dépôts a une **valeur chronostratigraphique**. C'est-à-dire qu'elle s'est déposée pendant un intervalle de temps déterminé par les âges des limites de la séquence obtenus aux endroits où cette séquence est en concordance avec les séquences inférieures et supérieures (fig. 35.15). Ceci revient à dire que **les réflecteurs sismiques représentent des lignes temps horizontales (isochrones)** tandis que les limites de lithofaciès sont la plupart du temps hétérochrones.

L'épaisseur d'une séquence de dépôt varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres, son extension horizontale est de l'ordre de la centaine de kilomètres et sa durée est de l'ordre du million d'années. Lorsqu'on intègre les successions de faciès au schéma sismique (fig. 35.18 et 35.19), on passe au concept géologique plus général de **stratigraphie séquentielle**.

35.8.3 Le concept d'espace disponible (accommodation) et les cortèges sédimentaires

La structure et la position des corps sédimentaires sur une transversale plate-forme/bassin dépendent de l'**espace qui est potentiellement disponible (accommodation)** pour l'accumulation des sédiments entre le niveau de la mer et le fond. Trois facteurs interviennent (fig. 35.17) :

- la tectonique qui crée de l'espace (subsidence) ou le réduit (surrection) de façon continue ;
- la variation propre du niveau marin (**eustatisme**) qui augmente ou diminue l'espace disponible suivant le cas ;
- les apports sédimentaires et la production carbonatée qui comblent cet espace.

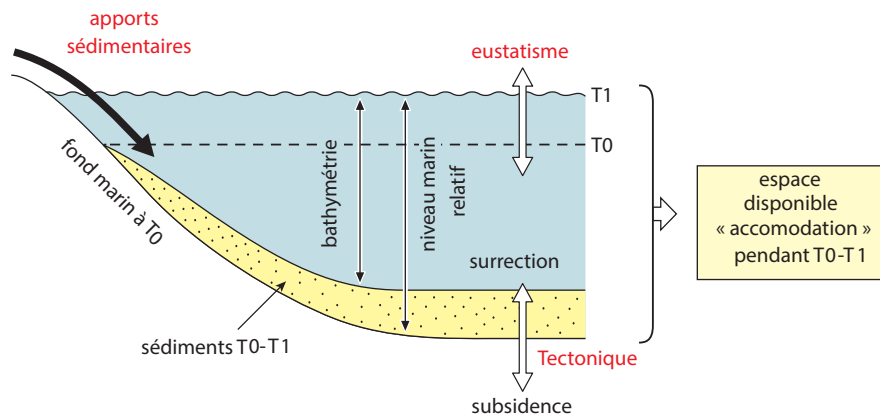


Figure 35.17 Représentation schématique du concept d'espace disponible pour la sédimentation (accommodation)

Rapport avec la bathymétrie (profondeur d'eau), l'eustatisme (variation propre du niveau marin) et le niveau marin relatif (qui intègre l'eustatisme et les mouvements des fonds marins pendant la période de dépôt T0-T1 considérée). Eustatisme et subsidence sont exprimés par rapport à un repère fixe externe au système sédimentaire (centre de la Terre par exemple).

À l'échelle de temps de la séquence génétique, les taux de variation de la subsidence et de l'apport sédimentaire peuvent être considérés comme constants, seul l'eustatisme peut présenter des fluctuations de fréquences compatibles avec cette échelle de temps ; ce processus sera donc le pilote principal du système.

En combinant les fluctuations du niveau marin et la courbe de subsidence, on peut calculer la variation temporelle de l'espace disponible pour la sédimentation (fig. 35.18) et **obtenir un modèle prédictif de la sédimentation**.

Cependant, plus que la valeur absolue, c'est **la vitesse de variation des phénomènes qui est déterminante**. Pour calculer la vitesse de création ou de suppression d'espace disponible, il faut donc additionner algébriquement la vitesse de variation du niveau marin et la vitesse de subsidence. Par rapport à la courbe de variation du niveau relatif de la mer, les points critiques ne sont donc pas les minima et les maxima (où la vitesse de variation est nulle) mais **les points d'inflexions entre minima et maxima** (où la vitesse de variation est maximale).

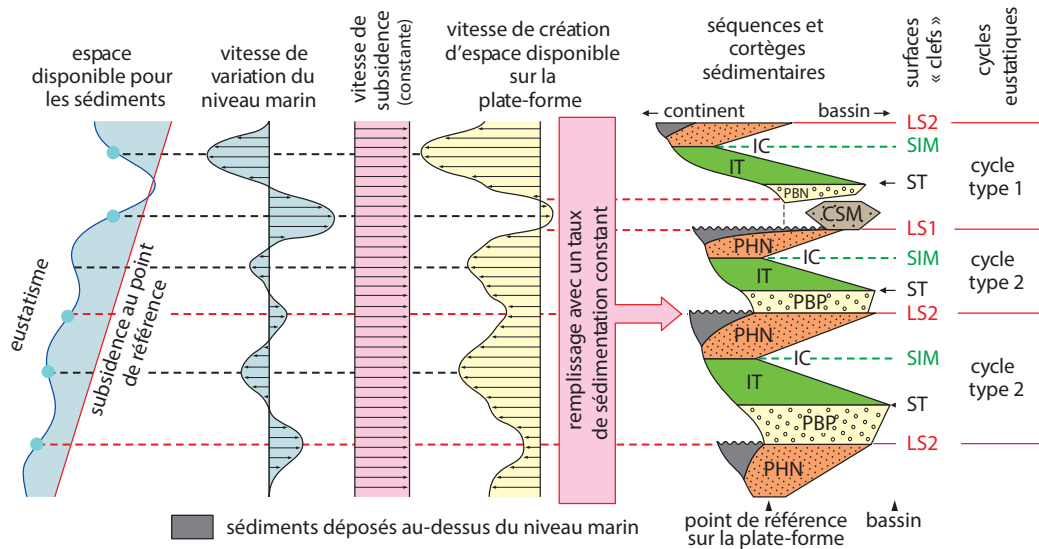


Figure 35.18 Les principaux paramètres contrôlant la géométrie des corps sédimentaires.

CSM = cône sous-marin, PBN = prisme de bas niveau. IT = intervalle transgressif, PHN = prise de haut niveau, PBP = prisme de bordure de plate-forme. LS1 = limite de séquence de type 1, LS2 = limite de séquence de type 2, ST = surface transgressive, SIM = surface d'inondation maximale, IC = intervalle condensé. (d'après Vail et al., 1985.) Dans le modèle de stratigraphie séquentielle, on admet que c'est l'eustatisme (du fait de sa vitesse de variation) qui contrôle l'organisation des sédiments.

Lorsque le niveau eustatique monte (fig. 35.18), la vitesse de changement relatif au niveau marin augmente simultanément, c'est-à-dire qu'on crée, en allant vers le continent, de plus en plus d'espace pour la sédimentation par unité de temps. Le maximum de création d'espace disponible pour la sédimentation (EDS) par unité de temps, est obtenu au point d'inflexion de la courbe eustatique entre bas et haut niveau marin. Ensuite, bien que le niveau marin continue de monter, la vitesse de création d'EDS va diminuer et, au moment du plus haut niveau marin, la création d'EDS est uniquement liée à la subsidence.

Quand le niveau marin baisse, la vitesse de chute va augmenter, réduisant ainsi progressivement l'espace disponible pour les sédiments. Le maximum de réduction d'espace disponible pour la sédimentation par unité de temps, est obtenu au point d'inflexion de la courbe eustatique entre haut et bas niveau marin. Si la vitesse de chute du niveau marin reste inférieure à celle de la subsidence, il y a simplement réduction de l'espace disponible sur la plate-forme (**cycle de type 2**), si elle est supérieure, il y a émergence (**cycle de type 1**, fig. 35.18).

Si l'on fait maintenant intervenir les apports sédimentaires (en supposant un taux constant), ceux-ci vont tendre à combler l'espace disponible en se répartissant plutôt vers les bassins durant les phases de bas niveau marin et plutôt sur la plate-forme durant les phases de remontée. Les sédiments vont ainsi s'organiser en unités génétiques ou **cortèges sédimentaires (system tracts)**.

Enfin, les cortèges sédimentaires sont, eux-mêmes, regroupés en **séquences génétiques de dépôts** limitées, ainsi que nous l'avons déjà vu, à leur base et à leur sommet par des discordances (fig. 35.15). Ces discordances sont générées par la baisse rapide du niveau marin et correspondent au moment où le potentiel de création d'espace disponible sur la plate-forme est minimal (c'est-à-dire au point d'inflexion de la baisse de la courbe eustatique).

35.8.4 Exemple d'une séquence génétique dans le cas d'une sédimentation silicoclastique

Pour décrire l'agencement spatial des corps sédimentaires constituant une séquence génétique de 3^e ordre, on utilise 3 termes (**aggradation**, **progradation** et **rétrogradation**) qui traduisent le mode d'empilement des unités sédimentaires élémentaires (ou **paraséquences**, *fig. 35.20*) qui les constituent. L'aggradation correspond à un empilement vertical des unités sédimentaires sans que la sédimentation se déplace, ni vers le bassin, ni vers le continent. La progradation est un empilement sédimentaire qui gagne vers le bassin (ce qui se traduit en sismique par des terminaisons de réflecteurs en downlaps et la rétrogradation est un empilement sédimentaire qui migre vers le continent (réflecteurs en onlaps).

Au cours d'un cycle eustatique de type 1 (avec émergence) on pourra successivement distinguer dans la séquence génétique (*fig. 35.19*) :

- Le **cône sous-marin (CSM)** qui repose sur une limite de séquence de type 1 (LS1) avec émergence sur la plate-forme. Souvent associé à des érosions de canyons sur la pente et des creusements de vallées sur la plate-forme, il se dépose durant la phase de chute rapide du niveau et le début de sa remontée.
- Le **prisme de bas niveau (PBN)** présente à sa base de fréquents dispositifs chenaux/levées, des turbidites et des coulées de débris. Les dépôts terminaux sont progradants (downlaps) vers le bassin sur les corps précédents et légèrement rétrogradants (onlaps) sur la limite basale de séquence du côté du continent.
- Le sommet du PBN est marqué par une surface d'inondation marine, la **surface transgressive (ST)**, qui traduit une migration rapide de la ligne de rivage vers le continent.
- L'**intervalle transgressif (IT)** qui surmonte la surface transgressive, se dépose durant la remontée rapide du niveau marin. Il est caractérisé par sa **rétrogradation et son dispositif en onlaps** vers le continent cependant, vers le bassin, on peut aussi observer des terminaisons en downlaps sur la surface transgressive.
- Le sommet de l'intervalle transgressif correspond à la **surface d'inondation maximale (SIM)**. En allant vers le bassin, la surface d'inondation maximale passe à des intervalles condensés (fins niveaux d'hémipélagites et de pélagites à très faible taux de sédimentation) puis à des hiatus sédimentaires. La SIM correspond donc à la période de taux de sédimentation minimal de tout le système.
- Le **prisme de haut niveau (PHN)** représente la fin de la montée eustatique, son étal et le début de la baisse. Sa base est **aggradante** mais la majeure partie de ce cortège est **progradante** (*fig. 35.19*) et présente des **downlaps** sur les dépôts de l'intervalle transgressif. Il ne faut donc pas se laisser abuser par le terme de « haut niveau », le PHN est un corps **régressif**. À son sommet, la chute rapide du niveau marin va induire une limite de séquence de type 1 ou 2 suivant l'intensité de la chute.

La **surface d'inondation maximale (SIM)**, qui sépare l'IT et le PHN, est donc une surface particulièrement importante à l'intérieur de la séquence puisqu'elle marque le **renversement des tendances évolutives de la rétrogradation vers la progradation** (soit en termes plus simplement géologiques de la transgression vers la régression).

Dans une séquence de type 2 (sans émergence), le premier cortège à se déposer sur la limite de séquence est le **prisme de bordure de plate-forme**, PBP, suivi d'un intervalle transgressif et d'un prisme de haut niveau.

L'application au domaine calcaire est plus complexe car la production sédimentaire est alors interne au système et non externe comme dans la sédimentation silico-clastique, néanmoins de très nombreuses études ont montré la validité du concept de stratigraphie séquentielle dans le domaine carbonaté.

Il faut noter l'indépendance de la notion de cortèges et de paraséquences par rapport aux faciès lithologiques. Chaque paraséquence comporte à la fois des faciès marins ouverts, des faciès côtiers et des faciès de plaine littorale (fig. 35.18 et 19). Un faciès ne permet donc pas de définir la nature d'une paraséquence ou d'un cortège sédimentaire. **C'est l'agencement spatio-temporel de faciès successifs qui permet de le faire.**

Enfin la représentation des séquences génétiques en coupe temps (fig. 35.19B) montre l'importance des lacunes dans l'enregistrement sédimentaire. En aucun point, que ce soit sur la plate-forme ou dans le bassin, il n'est possible d'obtenir une succession stratigraphique complète. L'établissement d'une échelle stratigraphique complète nécessite donc un va-et-vient entre plate-forme et bassin.

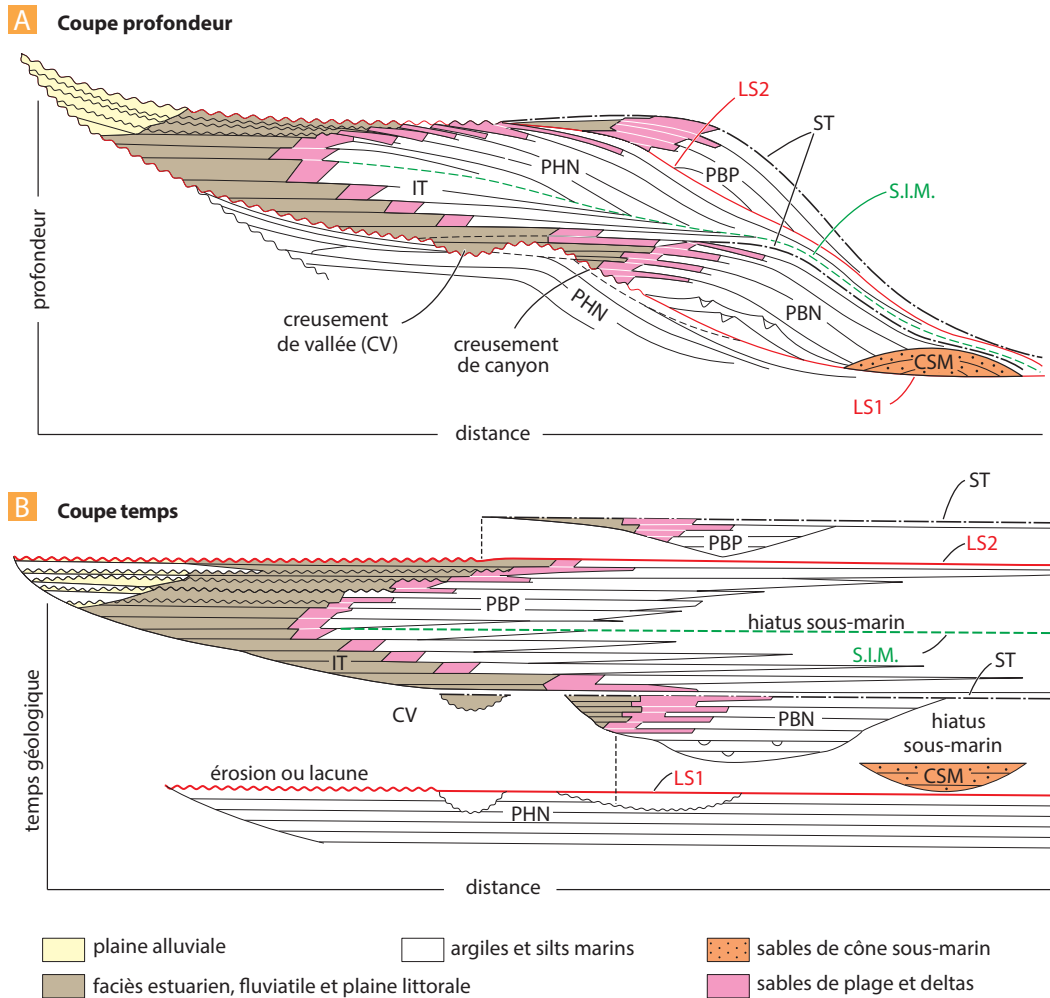


Figure 35.19 La séquence théorique de dépôts en faciès détritico-clastique.

CSM = cône sous-marin, PBN = prisme de bas niveau, IT = intervalle transgressif, PHN = prisme de haut niveau, PBP = prisme de bordure de plate-forme.

LS1 = limite de séquence de type 1, LS2 = limite de séquence de type 2, ST = surface transgressive, SIM = surface d'inondation maximale, IC = intervalle condensé (d'après Vail et al., 1985).

35.8.5 Variation du niveau marin, espace disponible et mode d'empilement des paraséquences

Les différents cortèges sédimentaires sont constitués de séquences élémentaires ou **paraséquences**. Il s'agit des « briques élémentaires » de la stratigraphie séquentielle. D'une épaisseur comprise en général entre 1 et 10 m, elles correspondent aussi à un **cycle complet de variation du niveau marin** d'une durée de l'ordre de 20 à 400 Ka. Le concept de variation d'accommodation est donc aussi applicable à cette échelle qui est beaucoup plus proche de celle de l'observation de terrain (*fig. 35.20*, voir aussi **stratigraphie génétique**, *fig. 35.4* et 5).

Le mode d'empilement des paraséquences sédimentaires est commandé par les rapports existant entre les taux d'apports sédimentaires et les taux de création d'espace disponible pour la sédimentation (*fig. 35.17*). Si le taux d'apport est en équilibre avec le taux de création d'espace, on observera un empilement vertical des paraséquences (**aggradation**). Si le taux de création d'espace est beaucoup plus élevé que le taux d'apport, les sédiments migreront vers le continent (**rétrogradation**) et l'on observera des *onlaps*. Ce dispositif est typiquement celui de l'intervalle transgressif (*fig. 35.19*). Si le taux de sédimentation est nettement plus fort que le taux de création d'espace, les sédiments comblent tout cet espace et gagnent vers le bassin (**progradation**), on observe alors des *offlaps* et des *downlaps*. Ce dispositif est typiquement celui du prisme de haut niveau (*cf. supra*).

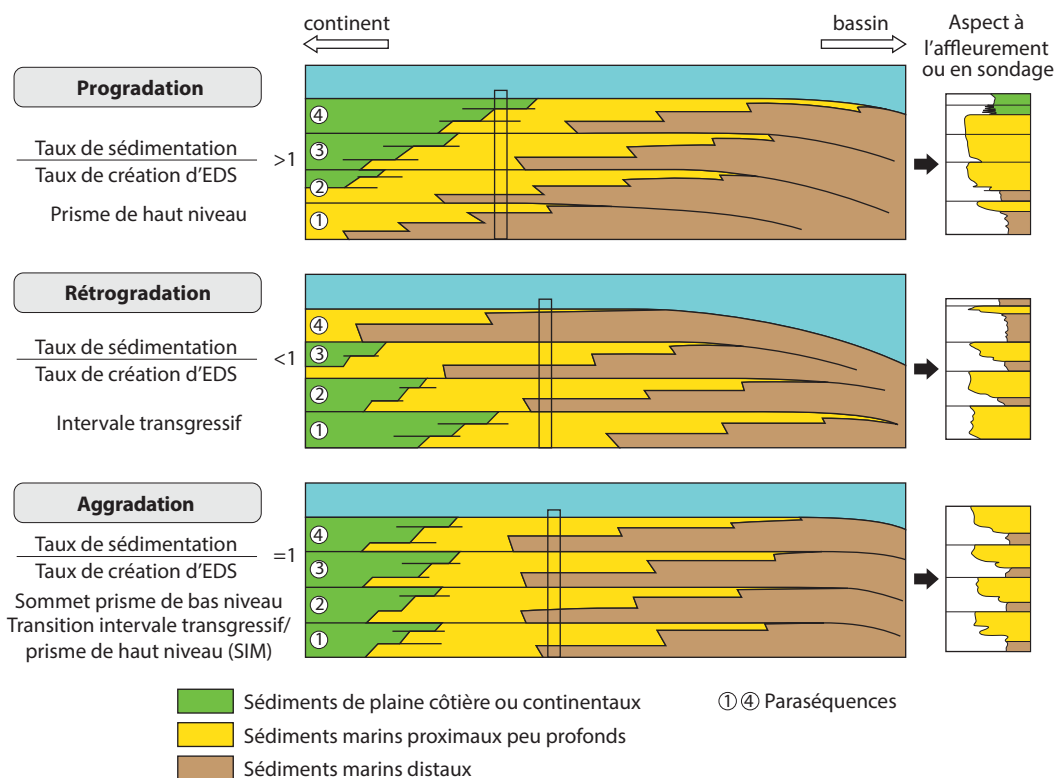


Figure 35.20 Le mode d'empilement des paraséquences (aggradation, rétrogradation et progradation) en fonction du rapport taux de sédimentation/taux de création d'espace disponible pour la sédimentation.

Les schémas de droite donnent la traduction de ces modes d'empilement en termes de séquence de faciès au niveau d'un affleurement de terrain ou d'un sondage (diverses diagraphies, la polarité spontanée (PS, *fig. 35.5*) par exemple, donnerait un schéma identique à celui des coupes).

35.8.6 Les variations temporelles du niveau marin

À partir des données sismiques (déplacement spatio-temporel des réflecteurs), P. Vail et son équipe ont publié diverses versions (Vail *et al.* 1977, Haq *et al.* 1988) d'une charte des variations du niveau marin connue sous le nom de **courbe de Vail** ou **courbe d'Exxon**. Cette charte montre à la fois les variations relatives du recouvrement côtier (*courbes d'aggradation côtière, coastal onlap*) et la courbe de variation eustatique qui en résulte.

a) Méthode d'établissement de la courbe eustatique

La figure 35.21 montre, à partir d'un exemple théorique, comment à partir de profils sismiques dont les réflecteurs sont datés paléontologiquement à partir des sondages, on peut monter cette courbe d'aggradation côtière.

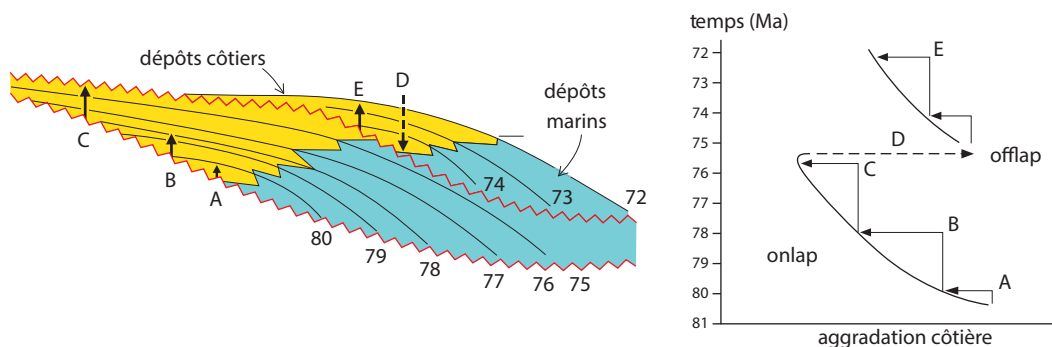


Figure 35.21 Méthode d'établissement de la courbe de variations eustatiques.

Sur le diagramme de gauche sont représentés deux surfaces de non-conformité et une série de réflecteurs sismiques dont les âges sont donnés en Ma. Les flèches verticales représentent l'importance de l'aggradation entre deux réflecteurs sismiques donnés (par exemple la flèche B représente l'importance de l'aggradation entre 80 et 78 Ma). En mesurant la distance horizontale entre deux repères successifs (diagramme du droite), on peut estimer l'importance de la rétrogradation (onlap, A → B, B → C) ou de la progradation. On remarquera le brutal rejet vers le bassin (offlap) des réflecteurs entre 76 et 75/74 Ma (C → D). On établit ainsi la courbe de recouvrement côtier (*relative coastal onlap/offlap*) dont on déduit une courbe eustatique (voir fig. 35.22 et 23).

b) Les variations du niveau marin : la courbe de Vail

La courbe d'évolution du niveau marin (variations eustatiques) est complexe et correspond à la superposition de cinq ordres de fluctuations tant pour la fréquence que pour l'amplitude des variations. Les fréquences sont plus ou moins bien définies mais on peut dire, en simplifiant, qu'il existe des fluctuations de basses fréquences dites de **1^{er} ordre (> 50 Ma)** et de **2^e ordre (10 à 50 Ma)**.

Le premier ordre est caractérisé par deux périodes de très haut niveau marin au cours de l'Ordovicien et du Crétacé supérieur. Les modèles estiment l'élévation, par rapport au niveau marin actuel, entre 150 et 200 m pour la première et entre 200 et 250 m pour la seconde période (fig. 35.22). Le second ordre se marque par des fluctuations de l'ordre de quelques dizaines de mètres.

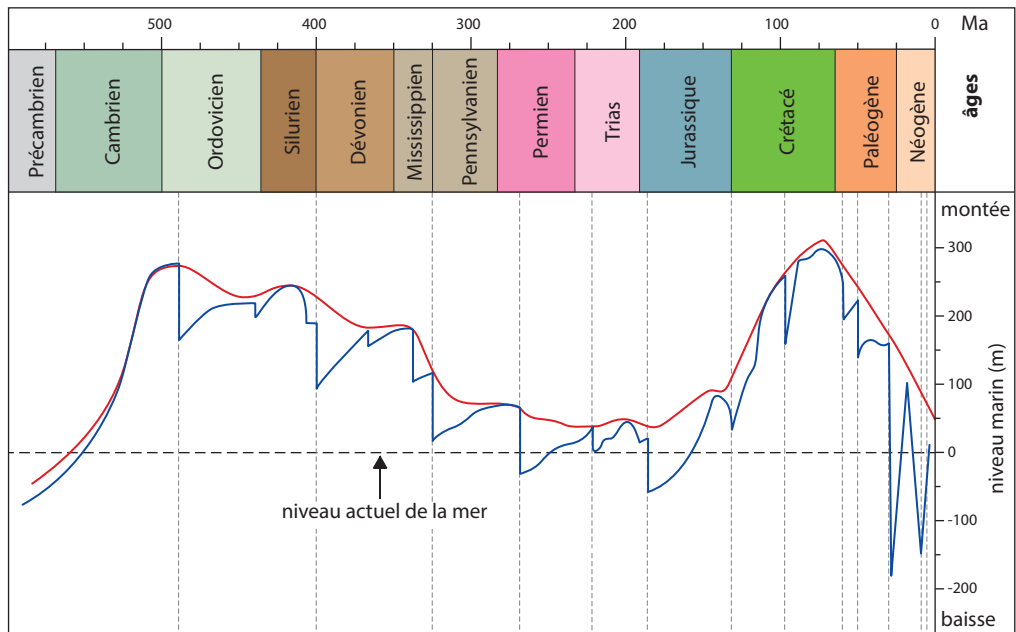


Figure 35.22 Évolution du niveau marin (cycles eustatiques de 1^{er} et 2^e ordre) au cours du Phanérozoïque.

Mise en évidence de deux cycles de 1^{er} ordre (courbe rouge) et de 13 principaux cycles de 2^e ordre (supercycles). Les modèles récents ont réduit l'échelle des variations par rapport à celle de cette figure. Au maximum du second cycle de 1^{er} ordre (Crétacé supérieur), le niveau de la mer était de 200 à 250 m plus élevé que le niveau actuel. Au cours de l'Ordovicien, la différence de niveau était de l'ordre de 150 à 200 m. Les importantes fluctuations de second ordre du Miocène au Quaternaire sont dues en partie au glacio-eustatisme (voir ci-après).

Encart 35.3 – Niveau marin, transgressions et faciès pélagiques

La courbe eustatique de 1^{er} ordre nous permet de comprendre le caractère globalement transgressif du Crétacé supérieur dans le monde. Ce haut niveau marin a provoqué une transgression généralisée sur les vieux continents qui avaient été épargnés par la mer depuis l'ère Paléozoïque ou même le Précambrien : un bras de mer allait de l'Alaska au golfe du Mexique,

un autre traversait l'Afrique, de la Libye à la Guinée. On doit aussi noter que ces deux périodes de haut niveau correspondent à un envahissement des plates-formes par les faciès pélagiques : *calcaires micritiques* à *céphalopodes* pour l'Ordovicien et la *craie* de l'Europe de l'Ouest et des États-Unis pour le Crétacé supérieur.

Il existe ensuite des **variations de 3^e ordre (durée de 1 à 5 Ma)**, d'amplitudes plus faibles (fig. 35.23). C'est l'ordre de variation correspondant aux **séquences génétiques** précédemment décrites (fig. 35.19) composées de différents *cortèges sédimentaires* caractéristiques (*prisme de bas-niveau, intervalle transgressif et prisme de haut-niveau*).

Les variations de haute fréquence correspondent à des cycles de durée inférieure : **quatrième ordre** (500 000 à 200 000 ans), **cinquième ordre** (200 000 à 100 000 ans), **sixième et septième ordre** (40 000 et 20 000 ans). Ils ont été décrits par de nombreux auteurs tant dans les séries néritiques que pélagiques où ils correspondent aux **paraséquences**. Leurs périodicités sont compatibles avec celles des fluctuations climatiques de type Milankovitch.

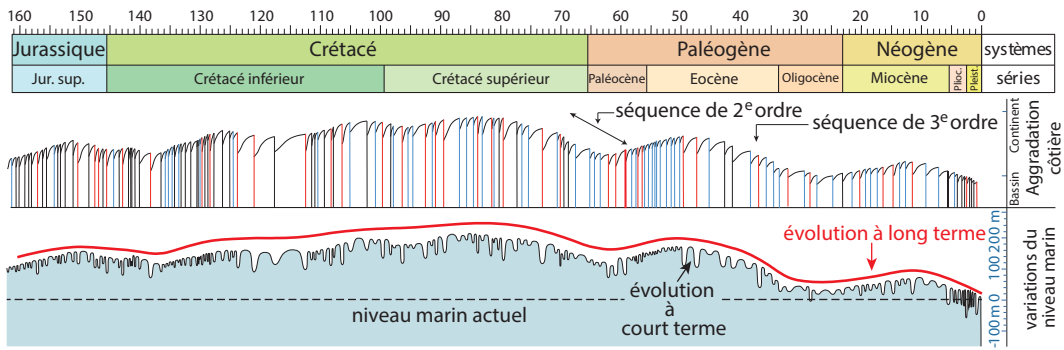


Figure 35.23

Extrait simplifié de la charte de Vail pour les séquences de 2^e et 3^e ordre et des variations eustatiques associées depuis le Jurassique supérieur (d'après Haq et al., 1987).

35.8.7 Les mécanismes de contrôle du niveau marin

Deux processus principaux peuvent être l'origine des fluctuations eustatiques :

Le premier intervient sur le volume d'eau de l'océan, c'est le **glacio-eustatisme** (fig. 35. 24A) qui correspond à un stockage plus ou moins important d'eau par les calottes glaciaires présentes sur les continents en fonction des fluctuations climatiques. **Seule la fonte des glaces continentales (inlandis et glaciers d'altitude)** modifie de façon significative le niveau marin, la fonte des glaces de mer (banquise) n'a qu'un impact négligeable sur le niveau marin car le volume occupé par la flottaison de la glace de mer est quasiment le même (à la différence de salinité près) que le volume d'eau produite. En fonction de la distance à la région initialement glacée, la montée du niveau marin sera plus ou moins modulée par le *rebond isostatique*. Variations du volume des glaces et compensations isostatiques sont des processus rapides à l'échelle géologique : 10^3 à 10^5 années.

Voir fig. 4.16D et fig.23.26 et 27

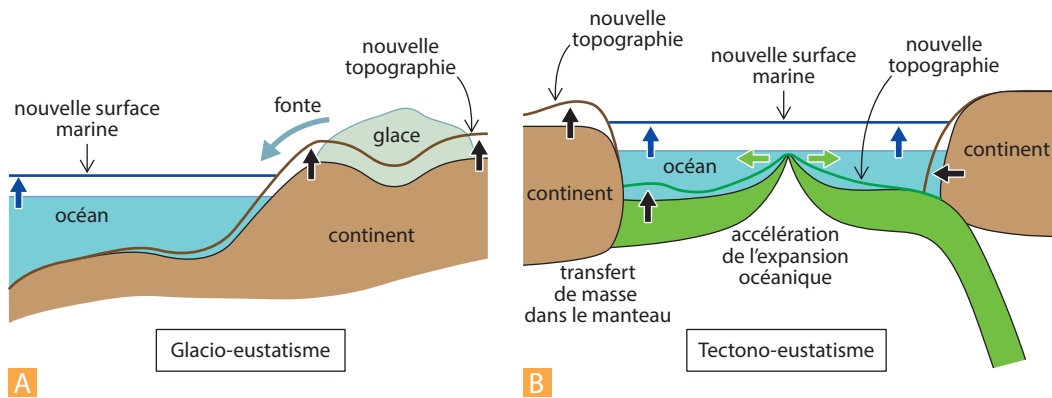


Figure 35.24 Représentation simplifiée des deux principaux mécanismes contrôlant le niveau marin.

A. Le glacio-eustatisme : impact sur le niveau marin de la fonte de la calotte glaciaire et de la réponse isostatique du continent.

B. Le tecto-eustatisme : variation du niveau marin et de la topographie océanique liée à la modification du volume de la dorsale lors d'une phase d'accélération de l'expansion océanique. Ces processus peuvent être modulés par des transferts de masse dans le manteau qui induisent des soulèvements et des affaissements (topographie dynamique, voir ci-après et chap. 8.5).

Le second intervient sur la forme du bassin océanique, c'est le **tectono-eustatisme** (fig. 35.24 B). Durant les périodes d'expansion océanique intense, la dorsale est très turgescente et l'augmentation de son volume se traduit par une élévation du niveau moyen des mers et par une transgression sur les marges. Lors d'un ralentissement de l'expansion, le volume de la dorsale diminue et le niveau marin baisse. Ces processus tectoniques, liés à la convection mantellique, agissent avec des constantes de temps plus longues (10^6 années et plus). Ces processus peuvent être modulés par les anomalies de densité créées par les transferts de masse à l'intérieur du manteau profond (*topographie dynamique*).



Voir fig. 8.11 A

Il existe de plus de nombreux autres facteurs, d'importance plus secondaire, qui interviennent sur le niveau marin. Différents auteurs ont essayé de quantifier et de modéliser l'action des différents facteurs (volume de la dorsale, volume des glaces, production volcanique (LIP = *Large Igneous Provinces*, collision des blocs continentaux, production et apports sédimentaires, âge et subsidence de la croûte océanique, dilatation thermique de l'eau de mer) pouvant contrôler le niveau marin. Il en ressort (fig. 35.25) un **rôle prépondérant du contrôle par l'expansion océanique via le volume de la dorsale**.

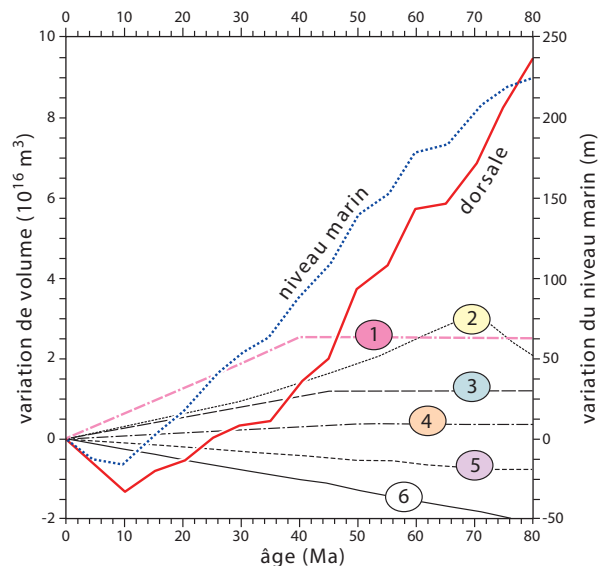


Figure 35.25 Évolution depuis 80 Ma du niveau marin et de différents paramètres le contrôlant.

L'analyse de l'influence des différents paramètres depuis 80 Ma montre le prépondérant de l'expansion océanique via le volume de la dorsale par rapport au volume des glaces (1), au volcanisme (2), aux collisions continentales (3), à la dilatation thermique de l'eau de mer (4), aux apports sédimentaires (5) et à la production carbonatée (6).

Cependant les études cinématiques récentes laissent à penser que la relation entre le taux de production de lithosphère océanique et la variation du niveau marin est plus complexe puisque le pic de production de lithosphère nouvelle pour le Mésozoïque se situe entre -150 et -100 Ma (fig. 35.26 A) soit juste avant le maximum d'élévation du niveau marin que l'on place aux alentours de -85 Ma (fig. 35.23 et 35.26 C). Ce décalage provient du fait que les variations bathymétriques responsables de la hausse du niveau marin mondial ne sont pas réductibles uniquement à celles des dorsales, il faut envisager la question à l'échelle globale et tenir compte de l'évolution de la Panthalassa dont la lithosphère âgée disparaît progressivement par subduction au cours de l'ouverture des nouveaux océans (Atlantique, Indien et circum-Antarctique, voir fig. 8.13). Des zones de bathymétrie profonde disparaissent ainsi dans les subductions à la bordure de la Panthalassa en même temps que se forme de la lithosphère jeune entre les fragments de la Pangée.

Si l'on calcule les variations de l'âge moyen de la lithosphère de l'océan mondial au cours du Mésozoïque en associant les données des océans jeunes à la disparition de lithosphère âgée dans la Panthalassa, on observe un rajeunissement du plancher océanique entre –160 Ma et –100 Ma suivi d'un vieillissement depuis –50 Ma (fig. 35.26 B). On peut ensuite calculer (fig. 36.25 C, courbes rouge et bleue) la bathymétrie moyenne théorique de cet océan mondial présentant une production importante de lithosphère jeune, légère donc peu subsidente et une résorption de lithosphère âgée, lourde donc très subsidente. Il y a alors coïncidence entre le pic de haut niveau marin du Crétacé supérieur (courbe de Haq *et al.*, 1987) et la fluctuation de la topographie du plancher océanique, induite par le rajeunissement de l'âge moyen pondéré de l'océan mondial.

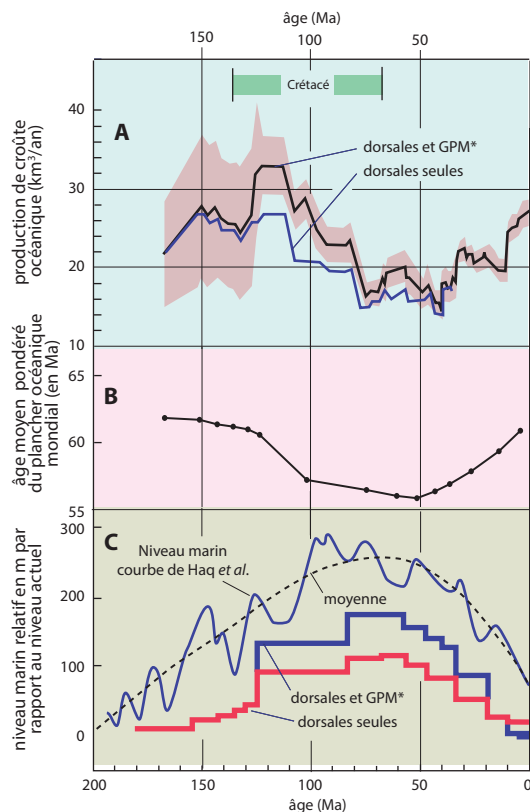


Figure 35.26 Relations entre le niveau marin et la production de lithosphère océanique au cours des 200 derniers millions d'années.

A. Production de lithosphère océanique nouvelle au niveau des dorsales (courbe bleue) et en y ajoutant les GPM (Grandes Provinces Magmatiques, courbe noire). On observe un pic de production entre –150 et –100 Ma alors que le maximum d'élévation du niveau marin se situe vers –85 Ma (figure 36.25 C).

B. Évolution de l'âge moyen du plancher océanique en tenant compte à la fois de la production de lithosphère nouvelle et de la résorption de croûte ancienne au niveau des subductions. On observe un important rajeunissement du plancher océanique entre –100 et –50 Ma.

C. Estimation de la bathymétrie déduite de l'âge de la lithosphère (courbes rouge et bleue). On constate alors une concordance entre cette estimation et la courbe de variation du niveau marin de Haq *et al.* (1987).

En résumé on peut dire que : Les fluctuations eustatiques de basses fréquences sont typiquement sous contrôle tectono-eustatique. Ainsi les fluctuations de 1^{er} ordre correspondent-elles aux cycles de Wilson, les phases d'éclatement des masses continentales (activité des dorsales importante) conduisant aux hauts niveaux marins et les phases de réunions continentales (Pangée) aux bas niveaux

marins. Les cycles de 2^e ordre, qui correspondent aux grands cycles transgressifs/régressifs des géologues, résultent des variations des grands régimes de subsidence et d'expansion océanique.

Les fluctuations eustatiques de hautes fréquences (cycles de 4^e à 7^e ordre), qui présentent des fréquences de type Milankovitch (400 000, 100 000, 40 000 et 20 000 ans), *sont sous contrôle climatique via le glacio-eustatisme* et la *dilatation thermique de l'océan*. Si pendant les périodes glaciaires il est facile de comprendre comment le climat peut piloter le niveau marin, il est plus difficile de comprendre comment le climat peut intervenir, avec une intensité suffisante, dans les périodes où la Terre est dépourvue de calottes glaciaires continentales importantes.

Ce problème est particulièrement important vis-à-vis des séquences de 3^e ordre qui se trouvent à la charnière de la haute et basse fréquence. Leur origine reste complexe car elles semblent dépendre de l'un ou l'autre mécanisme suivant les époques. Les données géochimiques (teneurs en Mn des carbonates pélagiques, fig. 36.32) plaident pour un contrôle majoritairement de type tecto-eustatique des séquences de 3^e ordre au cours du Mésozoïque.

35.8.8 La stratigraphie séquentielle : réticences et débats contradictoires

Comme toute démarche théorique et méthodologique nouvelle, la stratigraphie séquentielle est passée par une phase de radicalisation où les querelles d'écoles ont parfois masqué l'aspect novateur de cette approche. De plus, de véritables problèmes ont surgi, qui concernent la topographie du modèle développé par P. Vail (fig. 35.19), son application à la sédimentation carbonatée, l'interprétation des séquences de 3^e ordre et surtout le synchronisme et l'amplitude des variations eustatiques proposées. La controverse a pu être violente puisque certains ont proposé de prononcer « l'éloge funèbre » de l'eustatisme au congrès de 2010 de l'AGU (American Geophysical Union).

a) La topographie du modèle

Dans la présentation originale, le schéma topographique est très imprécis car dépourvu d'échelle et a souvent été interprété comme représentant l'ensemble plateau/talus continental (fig. 35.19). Certains géologues ont alors postulé qu'on ne pouvait donc pas observer de corps sédimentaire de bas niveau marin sur la plate-forme (puisque la sédimentation est alors rejetée au-delà dans le bassin profond). En fait, le schéma original ne présente qu'une simple rupture de pente qui, dans certains cas, peut correspondre à cette limite plate-forme/talus (– 200 m) mais qui dans la majorité des cas est située, à l'intérieur de la plate-forme (*offlap break*), à une profondeur beaucoup moins grande correspondant le plus souvent à la limite d'action des vagues de beau temps (environ – 25 m).

b) La sédimentation carbonatée

À l'origine, le modèle de stratigraphie séquentielle était basé sur la sédimentation silicoclastique. La production de sédiment est alors externe au système et la dynamique sédimentaire obéit à un contrôle eustatique simple : la montée du niveau marin bloque les apports sédimentaires détritiques dans les zones hautes du système tandis que la baisse du niveau marin permet leur distribution dans les zones plus profondes. Pour les environnements carbonatés, le modèle se complexifie puisqu'il faut introduire une production sédimentaire interne qui peut être présente dans toutes les zones du modèle sédimentaire (mais avec une productivité variable). Les fluctuations du niveau marin vont intervenir sur l'existence et/ou l'efficacité de la production carbonatée. Cependant, les facteurs régulant cette production sont multiples et n'ont pas toujours de rapport direct avec le niveau marin. L'application du concept de stratigraphie séquentielle aux systèmes carbonatés a donc été plus tardive (Sarg, 1988).

c) L'origine des séquences de 3^e ordre

Nous avons déjà évoqué ce problème du contrôle de ces séquences qui se trouvent à la transition de la haute et de la basse fréquence. Le contrôle glacio-eustatique postulé, à l'origine, par Vail a posé deux problèmes :

- d'une part, le Quaternaire montre que les variations de la calotte glaciaire surviennent selon un temps beaucoup plus court (10^4 à 10^5 années) que les cycles de 3^e ordre ;

- d'autre part, il n'y a pas d'évidence nette de présence de calottes glaciaires pérennes au cours du Mésozoïque alors que de nombreuses séquences de 3^e ordre sont observées dans la sédimentation. En fait, ces séquences peuvent être, suivant les époques, sous contrôle majoritairement tectono-eustatique ou sous contrôle glacio-eustatique (voir *fig. 36.32*).

d) Synchronisme et amplitudes des fluctuations du niveau marin : variations eurybatiques vs. variations eustatiques

C'est la contestation principale du modèle, ainsi Miller *et al.* (2005) ont publié une courbe eustatique pour les 100 derniers Ma, qui diffère de façon conséquente de celle de Haq *et al.* (1987) dans sa forme (maximum eustatique au Cénomanién pour Haq et à l'Éocène inférieur pour Miller) et surtout dans les amplitudes (+200 à - 200 m de variations par rapport à l'actuel pour Haq contre +100 à - 100 m pour Miller). Le développement du concept de **topographie dynamique** a permis de comprendre et de résoudre ces différences. En simplifiant, on peut définir la topographie dynamique comme l'ensemble des déformations liées aux contraintes visqueuses, gouvernées par les cellules convectives dans le manteau et non par les contraintes issues du mouvement des plaques tectoniques. En couplant topographie dynamique et rebond isostatique, on comprend dès lors que la manifestation d'une variation eustatique puisse être l'objet de modulations régionales, modulations qui ont alimenté ces nombreux débats quant au synchronisme et à l'amplitude des phénomènes observés. Haq (2014) fait remarquer qu'en une région donnée nous n'avons jamais accès à la mesure de l'eustatisme vrai mais simplement au niveau marin relatif local ou régional et il propose un nouveau terme : **variations eurybatiques** (*eurybatic shifts*, de la déesse grecque Eurybia, déesse de la mer n'ayant que des pouvoirs limités car étant sous la domination de Poséidon) pour le qualifier et le distinguer des variations globales du niveau marin (eustatisme).

Au-delà de ces controverses, la stratigraphie séquentielle représente sur le plan fondamental une évolution conceptuelle capitale qui a permis de constituer un cadre de réflexion unitaire où peuvent se confronter les différentes disciplines de la géologie sédimentaire (sédimentologie, géochimie, paléontologie, stratigraphie) et de la géologie structurale (subsidence, tectonique).

Sur le plan industriel, son caractère prédictif (prédiction des paramètres géométriques et pétrophysiques des dépôts en fonction des cortèges, position et continuité des faciès-réservoirs et localisation des roches-mères) et ses potentialités de modélisation en font un outil important pour la prospection pétrolière.

 Voir fig. 8.11

 Voir fig. 23.27

 Voir fig. 35.26

35.9 L'ÉCHELLE STRATIGRAPHIQUE

La synthèse des données issues des méthodes précédemment décrites aboutit à l'élaboration d'une **échelle stratigraphique** ou **calendrier des temps géologiques**. Les unités stratigraphiques sont hiérarchisées en fonction de l'importance de la tranche de temps considérée. Elles portent des noms différents suivant que l'on considère le corps de couches sédimentaires qui leur correspond (**unités chronostratigraphiques**) ou le temps pendant lequel elles se sont déposées (**unités géochronologiques abstraites**). Les principales unités sont les suivantes, la pratique tend à mélanger les deux séries de termes (les termes en gras étant les plus usités).

Unités chronostratigraphiques	Unités géochronologiques
Érathème	Ère
Système	Période
Série	Époque
Étage	Âge

Dans cette hiérarchie c'est la notion d'**étage** qui est fondamentale. **Un étage est une unité chronostratigraphique définie à partir d'une coupe de référence (stratotpe), caractérisée par un ensemble de critères paléontologiques, lithologiques ou géochimiques de valeur universelle.**

L'âge est l'intervalle de temps correspondant à un étage. Ainsi, on dira d'une façon équivalente qu'un échantillon de pierre à liards (calcaire à *Nummulites laevigatus*) est d'âge lutétien ou appartient à l'étage Lutétien. Un étage doit être choisi dans une formation marine afin de pouvoir être utilisé dans une aire géographique suffisamment importante. Ainsi, les commissions stratigraphiques internationales ont condamné l'usage, en tant qu'étage, de termes historiques comme le Sparnacien, le Sannoisien ou le Ludien définis à partir de formations estuariennes ou lagunaires du Bassin de Paris.

Encart 35.4 – Les stratotypes

Les étages sont donc définis par une **coupe type (stratotype)**, située dans une **localité type**. C'est ainsi que le stratotype du Dinantien est dans les calcaires de Dinant (Belgique), celui du Toarcien dans les calcaires de Thouars (Deux-Sèvres), celui du Cuisien dans les Sables de Cuise (Oise), etc. Le nom de l'étage est celui (français ou latin) de la localité, suivi du suffixe ien : ainsi Lutèce Lutétien, Semur Sinémurien, Visé Viséen, Le Mans (Cenomanum) Cénomaniens. Aussi faudrait-il proscrire Albien (département de l'Aube). De même, la nomenclature stratigraphique a rejeté certains noms attachés à un faciès, tel l'étage Corallien (Oxfordien moyen), le Wealdien (faciès continental des sables de Hastings et des argiles du Weald correspondant aux trois premiers étages du Crétacé inférieur), l'Urgonien (faciès pararéclifal du Barrémien, de l'Aptien et de l'Albien).

On a été amené à définir à côté de l'**holostratotype** (coupe de référence historique) des **néostratotypes**, coupes de remplacement, lorsque l'holostratotype a disparu du fait du comblement de carrière ou du développement de l'urbanisation. Ainsi les coupes de la région de Creil constituent le néostratotype du Lutétien initialement défini dans les jardins du Trocadéro à Paris. De même, lorsque la définition ou le contenu d'un stratotype sont insuffisants, on peut le compléter par un **hypostratotype**. Ainsi, le stratotype du Valanginien, défini en domaine néritique à Valangin près de Neuchâtel (Suisse), a été complété par un hypostratotype de faciès hémipélagique, la coupe d'Angles (Alpes d'Haute-Provence, France).

Voir fig. 36.20



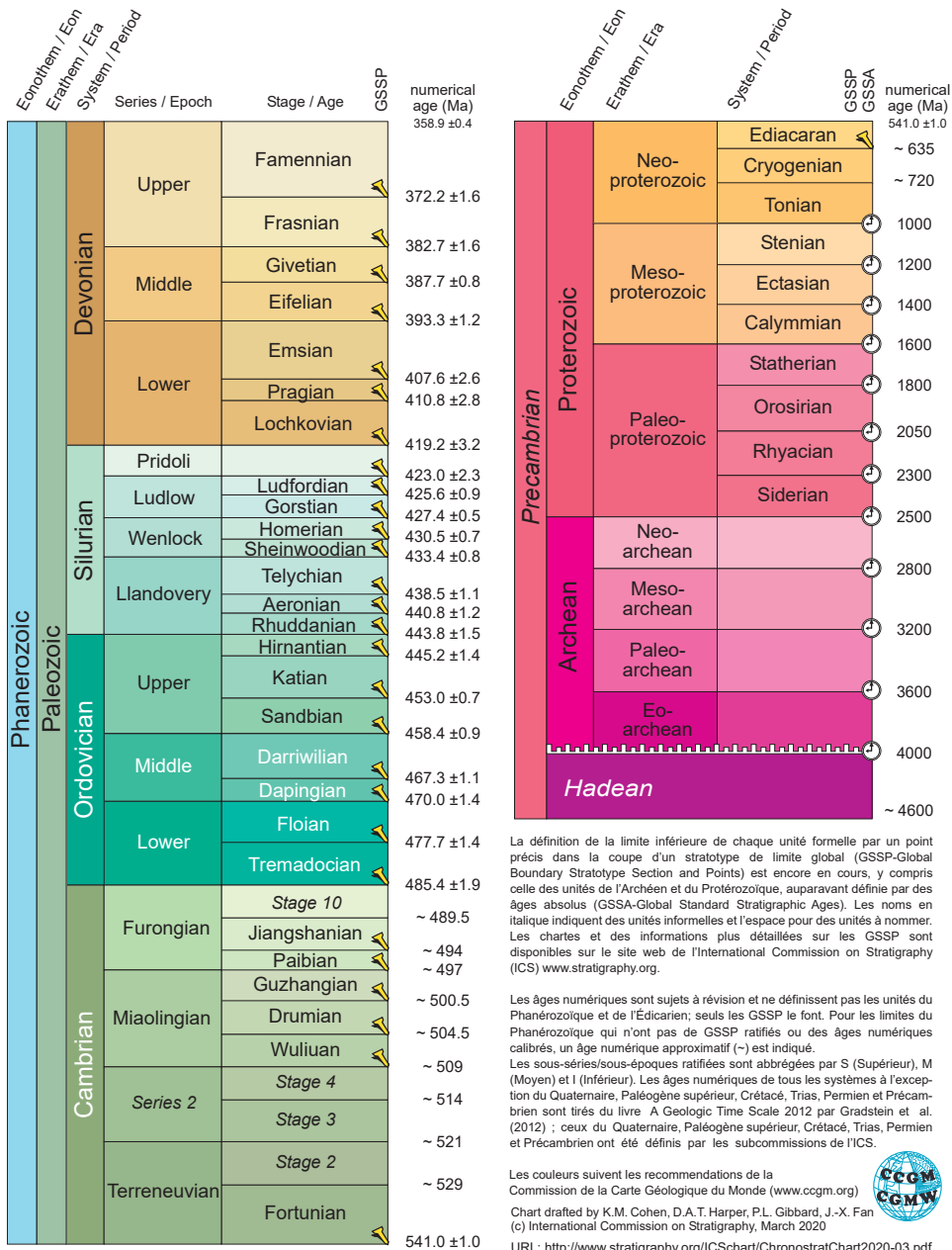
Figure 35.27 La plage d'Itzrun à Zumaia (Gipuzkoa, Espagne) avec la position des deux GSSP Danien/Sélandien et Sélandien/Thanétien.

Enfin, afin d'améliorer la définition des étages, on tend maintenant à définir des **stratotypes de limite** ou **GSSP** (*Global Boundary Stratotype Section and Point*), coupes censées représenter au mieux le passage entre deux étages avec le moins de hiatus possible. Ces GSSP se situent, la plupart du temps dans des régions différentes des stratotypes historiques. Ainsi, en 2010, les GSSP Danien/Sélandien et Sélandien/

Thanétien ont été positionnés dans les faciès hémipélagiques de la coupe de la plage de Zumaïa (Pays basque, Espagne, fig. 35.27) alors que les stratotypes historiques se trouvent respectivement au Danemark pour le Danien et le Sélandien (Île de Seeland) et en Angleterre pour le Thanétien (Sables de Thanet). De même, le GSSP Cuisien/Lutétien a été positionné en 2012 sur la coupe de Gorrondatxe (au nord de Bilbao, Espagne) qui contient un niveau lutétien plus précoce que ceux du Bassin de Paris où se trouvent les stratotypes historiques du Cuisien et du Lutétien (Cuise-la-Motte et Paris-Creil).

Les figures 35.28 et 29 présentent l'échelle stratigraphique avec les différents GSSP qui ont été définis et les âges radiométriques des différentes limites d'étages. La stratigraphie du Quaternaire sera détaillée au chapitre 38.

Voir fig. 38.1 et fig. 6.51

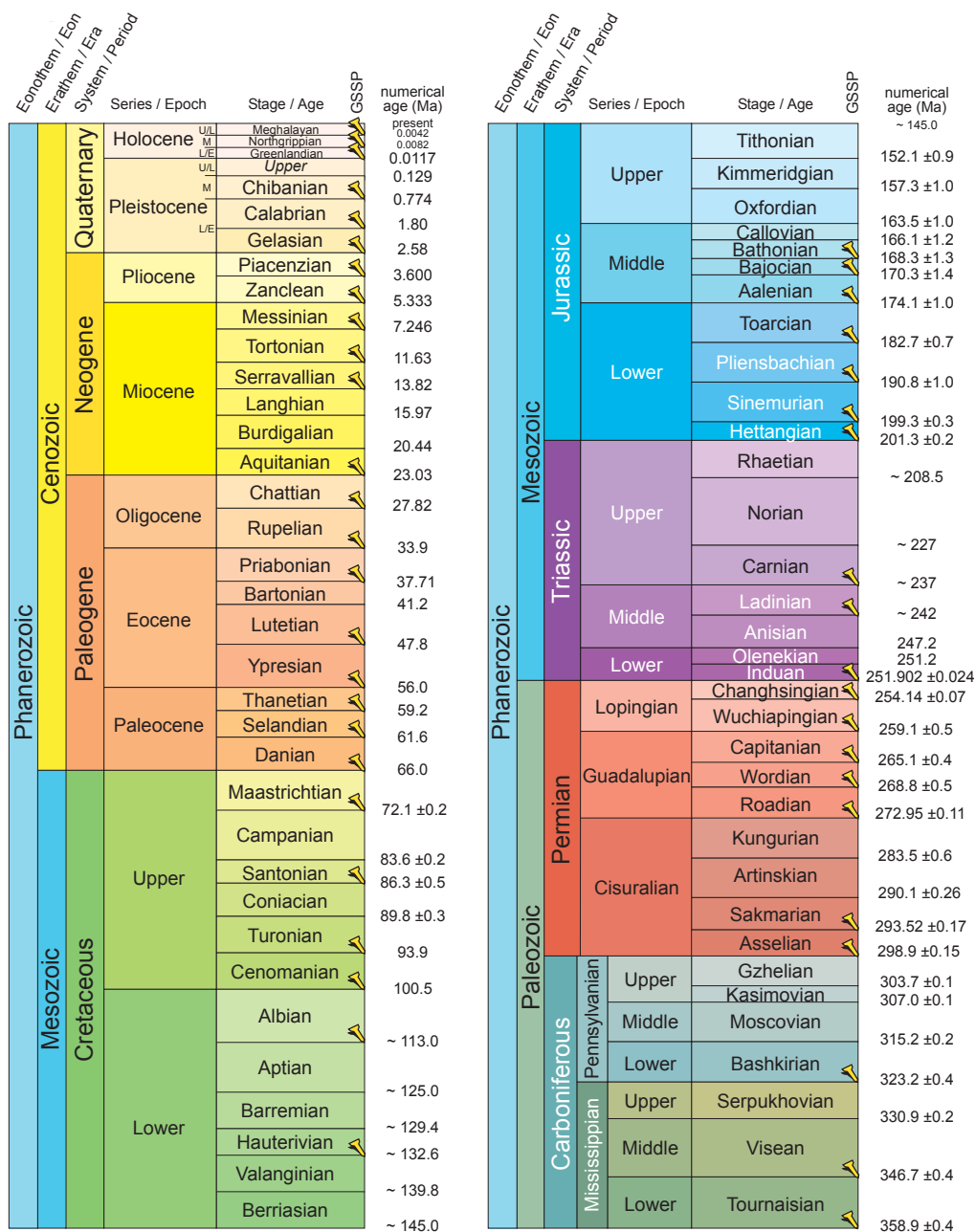


La définition de la limite inférieure de chaque unité formelle par un point précis dans la coupe d'un stratotype de limite globale (GSSP-Global Boundary Stratotype Section and Points) est encore en cours, y compris celle des unités de l'Archéen et du Protérozoïque, auparavant définie par des âges absolus (GSSA-Global Standard Stratigraphic Ages). Les noms en italique indiquent des unités informelles et l'espace pour des unités à nommer. Les chartes et des informations plus détaillées sur les GSSP sont disponibles sur le site web de l'International Commission on Stratigraphy (ICS) www.stratigraphy.org.

Les âges numériques sont sujets à révision et ne définissent pas les unités du Phanérozoïque et de l'Édicarien; seuls les GSSP le font. Pour les limites du Phanérozoïque qui n'ont pas de GSSP ratifiés ou des âges numériques calibrés, un âge numérique approximatif (~) est indiqué. Les sous-séries/sous-époques ratifiées sont abrégées par S (Supérieur), M (Moyen) et I (Inférieur). Les âges numériques de tous les systèmes à l'exception du Quaternaire, Paléogène supérieur, Crétacé, Trias, Permien et Précambrien sont tirés du livre A Geologic Time Scale 2012 par Gradstein et al. (2012); ceux du Quaternaire, Paléogène supérieur, Crétacé, Trias, Permien et Précambrien ont été définis par les subcommissions de l'ICS.

Les couleurs suivent les recommandations de la Commission de la Carte Géologique du Monde (www.ccgmm.org)
 Chart drafted by K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard, J.-X. Fan
 (c) International Commission on Stratigraphy, March 2020
 URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-03.pdf>

Figure 35.28 L'échelle des temps géologiques (partie 1, version 2020).



🚩 « Clou d'or » (Golden spike) indiquant l'existence d'un stratotype de limite (GSSP, Global Boundary Stratotype Section, fig. 35.27). GSSA = Global Standard Stratigraphic Age.

Figure 35.29 L'échelle des temps géologiques (partie 1, version 2020).



Voir chap. 32,
tab. 32.2

On doit rappeler que les âges proposés pour les limites des étages de l'échelle stratigraphique doivent être utilisés avec circonspection. Outre les problèmes de précision et de fiabilité inhérents aux analyses isotopiques utilisées en radiochronologie, il y a peu de limites qui ont été datées directement en place. La majorité des âges proposés résultent d'extrapolations et de corrélations de proche en proche plus ou moins justifiées. Il peut y avoir des différences de l'ordre de plusieurs Ma entre les propositions des différents auteurs (ainsi, le Barrémien peut avoir une durée allant de 2 à 6 Ma suivant les auteurs).

Pour retrouver les renseignements concernant un âge, une limite, un étage, un stratotype ou un GSSP, le lecteur pourra utiliser le logiciel interactif de données stratigraphiques (ISC : *Intelligent Stratigraphic Converter*) qui a été développé par B. Vrielynck (Institut des Sciences de la Terre de Paris – Sorbonne Université, Paris) qui est accessible sur le site la CCGM (*Commission of the Geological Maps of the World*) à l'adresse : <http://ccgm.org/en/home/161-strattime-convertisseur-stratigraphique-intelligent.html>.

Le calendrier des événements géologiques est donc loin d'être rigoureux. La durée des divisions est en effet extrêmement variable, et d'autant plus brève que les temps se rapprochent de l'époque actuelle : de 350 millions d'années pour l'ère Paléozoïque, à 1,8 million pour l'ex-ère Quaternaire devenue une période du Cénozoïque. De plus, la majeure partie de l'histoire de la Terre (Précambrien) n'est pas subdivisée d'une manière aussi précise que les ères qui lui succèdent. Si bien que si l'on réduit l'histoire de la Terre à la durée d'une année actuelle, l'ère paléozoïque aurait duré moins d'un mois, l'ère mésozoïque une douzaine de jours, le Tertiaire 5 jours et le Quaternaire 4 heures.

Comme nous l'avons vu dans ce chapitre, la stratigraphie est devenue une démarche pluridisciplinaire et l'amélioration de l'échelle et des corrélations stratigraphiques passe par la confrontation des informations apportées par les différents marqueurs (*stratigraphie intégrée*). Le développement de cette approche montre que les différents marqueurs stratigraphiques obéissent à une même logique résultant de l'interdépendance des processus internes et externes de la planète Terre. La figure 35.30 est une tentative de schématisation du système complexe, fait de causalités et d'actions en retour, qui les relient. Cela ne veut pas dire que tous les marqueurs sont synchrones car chacun réagit avec un temps de latence qui lui est propre : le choix des limites stratigraphiques contient donc toujours un part d'arbitraire consistant à privilégier certains marqueurs plutôt que d'autres.

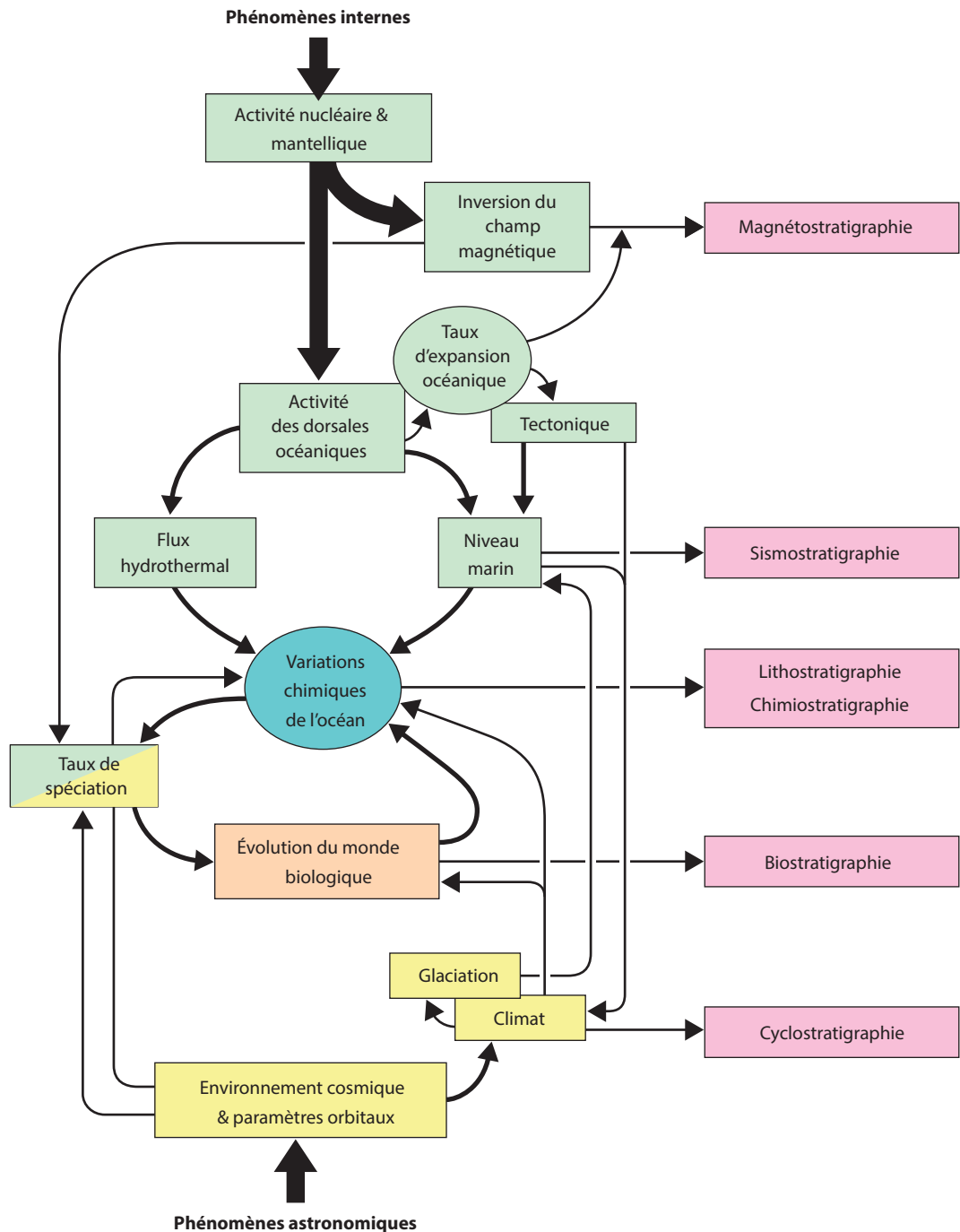


Figure 35.30 Représentation schématique des interactions existant entre les différents processus pilotant les marqueurs stratigraphiques.

Le système est à la fois sous contrôle de phénomènes internes (nucléaire, mantellique lithosphérique) et externes (cosmiques et orbitaux) à la planète Terre. Cela ne signifie pas que tous les marqueurs stratigraphiques seront synchrones, car chaque processus a son temps de latence propre, mais qu'ils obéissent, du fait de l'interdépendance de différents processus, à une même logique.

À retenir

- ▶ La stratigraphie cherche, à partir des enregistrements contenus dans les couches et formations géologiques, à reconstituer l'histoire de la Terre. C'est donc une discipline de synthèse qui utilise toutes les méthodes permettant ce décryptage. Aucune des approches n'est en soi une panacée, les avancées de la stratigraphie ne peuvent résulter que de l'analyse critique des apports et des limites de chaque discipline.
- ▶ Le but de la stratigraphie étant d'établir un calendrier des événements qui jalonnent l'histoire de la Terre, la dimension temporelle est consubstantielle à cette discipline qui doit classer les événements les uns par rapport aux autres (chronologie relative) mais aussi les dater (chronologie absolue) et évaluer leur durée. Pour ce dernier point, elle utilise soit des méthodes directes issues de la radioactivité (radiochronologie), soit des méthodes indirectes lorsqu'un phénomène géologique est piloté par un processus dépendant du temps : croissance des organismes (dendrochronologie, sclérochronologie), climat (cycles orbitaux de type Milankovitch ; cyclostratigraphie).
- ▶ La stratigraphie séquentielle, développement de la sismostratigraphie, a mis en évidence, via le concept d'espace disponible (accommodation), le rôle majeur de l'eustatisme (variation propre de niveau marin) sur la répartition de la sédimentation dans un système plate-forme/bassin et sur son organisation en séquences génétiques et cortèges sédimentaires. On observe des variations de basses fréquences (cycles d'ordre 1 et 2, durée supérieure au million d'années) sous contrôle tectonique et des variations de haute fréquence (cycles d'ordre 4 et plus ; durée inférieure à 400 000 ans) sous contrôle climatique. La nature du contrôle des séquences de 3^e ordre (séquences génétiques, durée 1Ma à 500 000 ans) reste en débat. Ces emboitements de cycles ont des retombées chronostratigraphiques : charte des variations eustatiques, courbe de Vail.
- ▶ L'échelle stratigraphique est divisée en unités temporelles : ère, période, époque et étage. Des coupes de référence permettent de définir les étages (stratotypes) et leurs limites (GSSP : Global Boundary Stratotype Section and Point).