

3. LES STRUCTURES SEDIMENTAIRES

3.1. Introduction

Les *structures* ou *figures sédimentaires* constituent un important indicateur des conditions de transport et de dépôt des sédiments. Leur interprétation est facilitée d'une part par l'étude de la nature actuelle et d'autre part par l'expérimentation en laboratoire. Certaines structures sédimentaires sont caractéristiques d'un environnement bien particulier (glaciaire, désertique,...) mais la plupart sont communes à plusieurs milieux de dépôt et nécessitent l'utilisation de critères complémentaires pour l'interprétation des paléoenvironnements (autres figures sédimentaires, fossiles, contexte général).

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

Les *structures pré-sédimentaires* sont observées à la surface supérieure des bancs constitués auparavant (et à la surface inférieure des nouveaux bancs sous la forme de contre-empreintes) avant le dépôt de nouveaux sédiments. Elles sont à rapporter le plus souvent à des processus d'érosion. Exemple: traces de glissement d'objets sur le fond. Beaucoup de ces structures fournissent des indications sur la direction et le sens des courants.

Les *structures synsédimentaires* se forment au cours du dépôt des sédiments et témoignent de la vitesse, nature, sens, direction des agents de transport. Un bon exemple est la stratification entrecroisée. La bioturbation, due aux agents biologiques, est généralement contemporaine ou légèrement postérieure au dépôt des sédiments. On la retrouvera généralement associée aux phénomènes syn-dépôt.

Les *structures post-sédimentaires* se développent dans le sédiment après son dépôt. On relève les réarrangements hydrostatiques (figures de charge), les structures dues aux déplacements latéraux de masses de sédiments (slumps), les structures de dessiccation, les structures dues à la pédogenèse, etc. Le cas particulier des figures diagénétiques fait intervenir des processus liés à la modification physico-chimique des sédiments dans les conditions de pression et température de subsurface.

Enfin, il faut rappeler que certaines structures sédimentaires servent, dans les séries plissées, à déterminer la polarité des couches (**voir cartographie**).

3.2. Description et genèse de quelques structures sédimentaires

Le but de ce paragraphe est de décrire, figurer et interpréter les figures sédimentaires les plus susceptibles d'être observées dans les dépôts, principalement détritiques. Interpréter signifie que par analogie avec des observations réalisées dans la nature

actuelle, on essaie de faire correspondre un type d'environnement à une gamme de figures sédimentaires.

3.2.1. Figures formées par érosion à la face supérieure des bancs

Les "*flute casts*" (Fig. V.4) sont formés par affouillement du fond par les courants (vortex). Ils sont reconnaissables par leur forme oblongue, allongée ou triangulaire dont la "queue" indique le sens du courant. En section, ils sont asymétriques avec la partie la plus profonde pointant vers l'amont. Ce sont donc d'excellents indicateurs des paléocourants. Ils sont souvent accompagnés d'autres figures comme les tool marks et les groove marks (voir ci-dessous). On les observe souvent à la base des turbidites et également dans certains chenaux fluviaux.



Flute casts dans un grès fin de la Formation de Pepinster, Emsien, Colonster. La flèche indique le sens du courant. Les flutes apparaissent en moulage à la base du banc surincombant.

Les *figures en croissant* ("*crescent marks*") (Fig. V.4) prennent naissance lorsqu'un objet posé sur le fond provoque une déflexion des lignes de courant. Il en résulte une érosion à l'avant de l'objet et un dépôt à l'arrière. La forme de la figure est contrôlée par la géométrie de l'objet. Cette figure est très fréquente en milieu littoral.



Figure en croissant formée autour d'un fragment de tourbe; la flèche indique le sens du courant. Verdrongen Land van Saeftingen.

A beaucoup plus grande échelle, on peut rapprocher les *tombolos*, forme d'accumulation littorale, des figures en croissant. Les tombolos se développent en arrière d'îlots rocheux à la faveur de zones plus calmes (Fig. V.3).

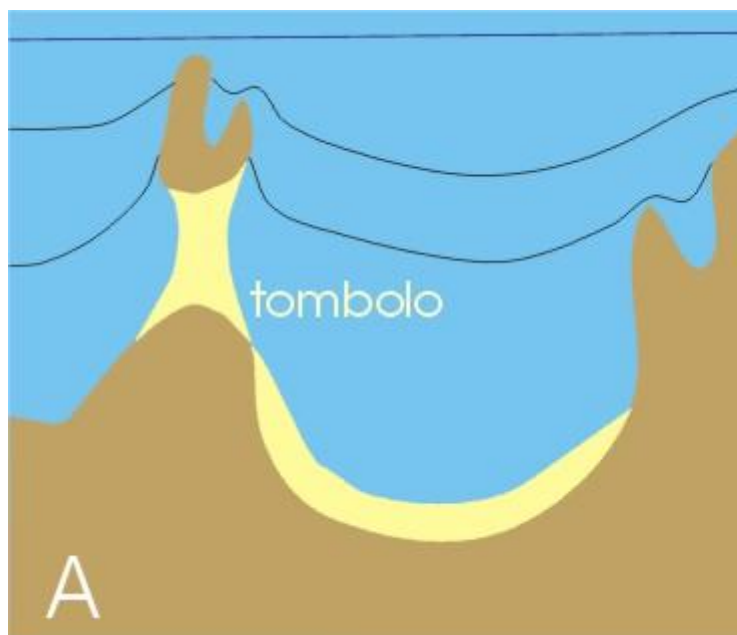


Figure V.3. A: développement d'un tombolo par accumulation de sédiments en arrière d'un îlot rocheux. B: tombolo de gravier derrière l'îlot Saint-Michel, Bretagne.

Les **marques de ruissellement** ("rill marks") sont des figures d'érosion dendritiques mm-cm formées par un système de "micro-rivières" lors du retrait des eaux sur les plages ou lors de phénomènes de ruissellement subaérien sur des sédiments fins. La divergence des ramifications se fait vers l'aval (=dans le sens du ruissellement).



Marques de ruissellement ("rill marks") à la surface de la plage Saint-Michel, Erquy, Bretagne; la flèche indique le sens du courant.

Les "*scour marks*" sont des figures d'affouillement présentes à la face supérieure des bancs ou à l'intérieur de ceux-ci. En plan, les scour marks sont allongés suivant la direction des courants. Typiquement, ces figures tronquent la lamination du sédiment sous-jacent. Ces cicatrices d'érosion sont habituellement irrégulières, avec un certain relief, mais peuvent être lissées par les courants.



Scour marks, plage de Vildé-la-Marine, Baie du Mont-Saint-Michel, France.

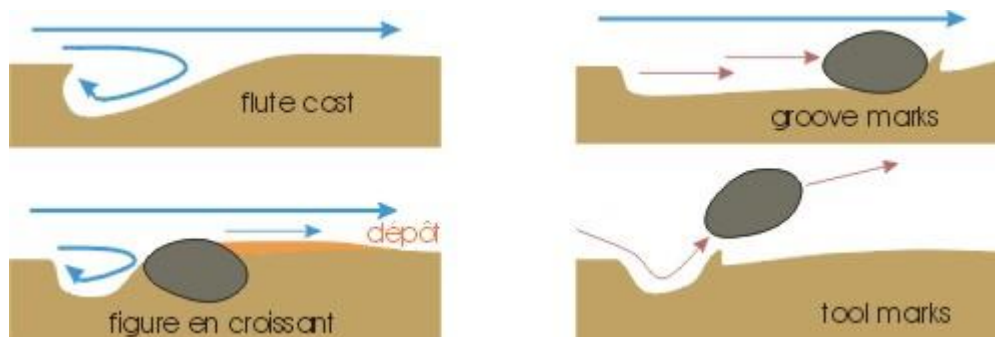


Figure V.4: différents types d'érosion à la base des bancs.

3.2.2. Empreintes d'objets

Les **figures de traction** ("groove marks") (Fig. V.4) sont des rainures creusées dans le sédiment sous-jacent par des objets traînés sur le fond par les courants, voire par des icebergs. Ils se présentent sous la forme de crêtes rectilignes, étroites et allongées de quelques mm à plusieurs dizaines de cm, souvent parallèles entre elles. Ce sont de bons indicateurs de la direction des courants (mais pas de leur sens). Ils sont également fréquents dans les turbidites, les faciès fluviaux et les faciès périglaciaires.

Les **figures d'impact** ("tool marks") (Fig. V.4) sont des empreintes formées par des objets transportés par les courants venant épisodiquement en contact avec le fond (objets en saltation). Ces objets peuvent être des fragments de sédiment ou des tests d'organismes.



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

3.2.3. Autres empreintes de surface au sommet des bancs

Les **linéations primaires de courant** ("parting lineations") sont des traînées allongées de quelques mm de large et quelques dm de long présentes sur la surface supérieure des bancs. Elles sont en général séparées les unes des autres d'un cm au plus. Elles correspondent à une orientation préférentielle de l'allongement des grains parallèlement au courant et se mettent en place généralement sur des sédiments à lamination plane (écoulement rapide).

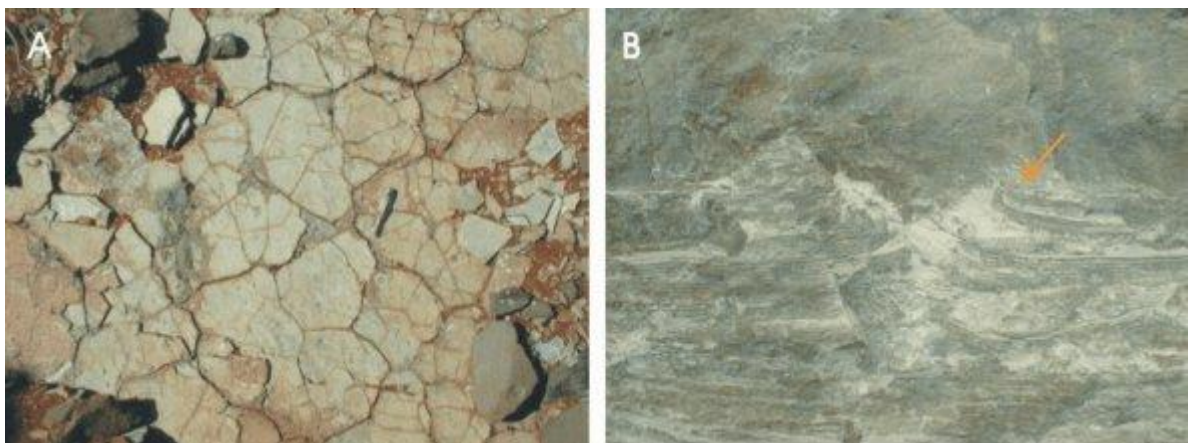


Linéations primaires de courant ("parting lineation") à la surface de la plage Saint-Michel, Erquy, Bretagne.

Les **fentes de retrait** ("desiccation cracks") s'observent dans des sédiments fins soumis à la dessiccation dans les environnements côtiers et lacustres. Elles s'organisent en réseaux polygonaux de maille millimétrique à plurimétrique. Les fissures entre les polygones sont ouvertes et peuvent être ultérieurement remplies par des sédiments. Elles se terminent en coin vers le bas. Des fentes de retrait horizontales peuvent également apparaître ("sheet cracks"). D'autres types de fentes de retrait, les **fissures de synérèse** ("syneresis cracks") peuvent apparaître en milieu sous-aquatique sans l'intervention d'une émergence. Elles sont liées à des phénomènes de variation de salinité. On les identifie par leur caractère incomplet et l'absence de la forme en V.



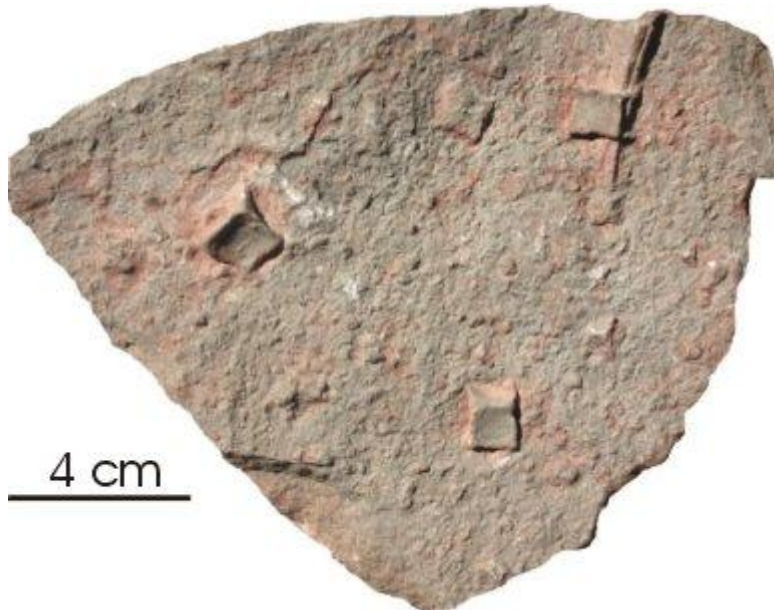
Dessiccation sur une plage près de la Chapelle Sainte Anne, Baie du Mont Saint-Michel, France.



A: mud cracks dans des sédiments continentaux thuringiens, La Lieude, France; B: fissure de dessiccation avec relèvement des bords du polygone (flèche), Lias, Le Perthuis, France.

Les **empreintes de cristaux**. Sous des conditions favorables, des cristaux variés (glace, halite, gypse) se développent à la surface des sédiments non consolidés. Même si ces cristaux sont ultérieurement dissous, leur

empreinte peut être conservée. A noter que cristaux de sel et de gypse peuvent se former aussi bien en milieu aérien qu'aquatique.



Empreintes de cristaux de halite dans un grès.



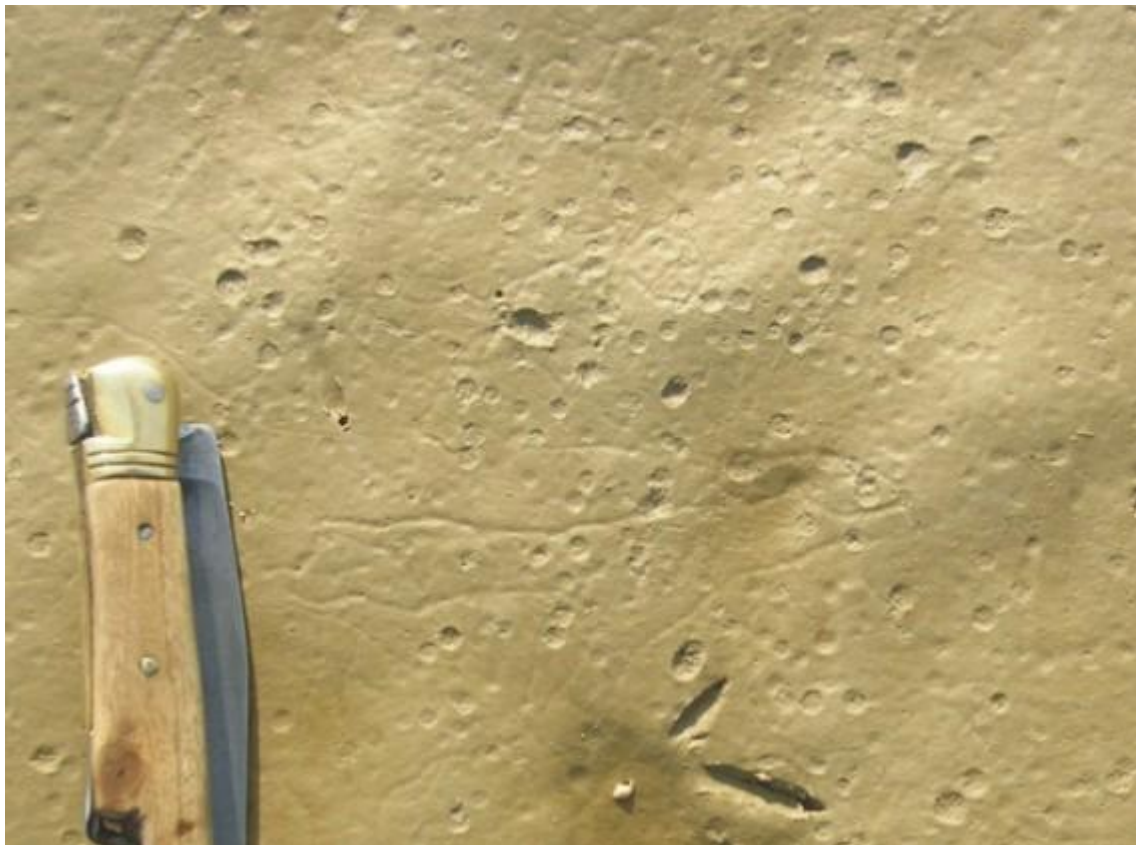
Empreintes de cristaux de glace dans de la boue calcaire actuelle.

L'avancée/retrait des vagues sur une plage donne naissance à un petit bourrelet de sédiment, formant des lignes sinueuses et recoupées ("swash marks, wrack lines").



Lignes dues à l'avancée/retrait des vagues sur une plage sableuse.

Les **gouttes de pluie** ("rain drops"). Les gouttes qui frappent la surface d'un sédiment non consolidé y creusent de petits cratères circulaires ou elliptiques. Le bord du cratère est en très léger relief par rapport à la surface du sédiment, ce qui permet de les différencier des structures produites par des bulles d'air qui s'échappent du sédiment. Si les gouttes sont nombreuses, la surface devient gaufrée et irrégulièrement creusée.



Empreintes de gouttes de pluie sur un sédiment argileux: Grand Fort Philippe, actuel.

3.2.4. Rides, mégarides et dunes

Ce sont des formes de dépôt ("bedforms") essentiellement développées en contexte sableux.

Les *rides* ("ripples") sont très communes sur les surfaces des bancs alors que les *dunes* et *mégarides* ("sand waves", "megaripples") sont assez rarement préservées. La migration latérales des dunes et rides donne naissance à différents types de stratifications obliques (voir ci-dessous). Beaucoup a été dit sur les processus responsables de la localisation des rides et dunes; deux hypothèses sont privilégiées: l'existence d'un obstacle favorisant le dépôt par ralentissement du courant et le phénomène de saltation des grains de sable. On observe en effet que la longueur d'onde des rides est sensiblement équivalente à la distance moyenne entre deux sauts des grains de sable.

Deux grands types de rides (échelle du mm-cm en coupe transversale) se distinguent (Fig. V.5): les rides de vagues et les rides de courant. Les premières sont formées par l'action des vagues sur un sédiment non cohérent, en général dans la gamme des sables fins. Leur coupe transversale est typiquement symétrique. Les secondes sont générées par l'action de courants unidirectionnels. L'asymétrie qui les caractérise permet donc de déduire le sens du courant: pente forte en aval, pente faible en amont. Sur la base de la forme en plan des rides, on parlera de rides à crêtes rectilignes, à crêtes sinueuse, ou linguoïdes.

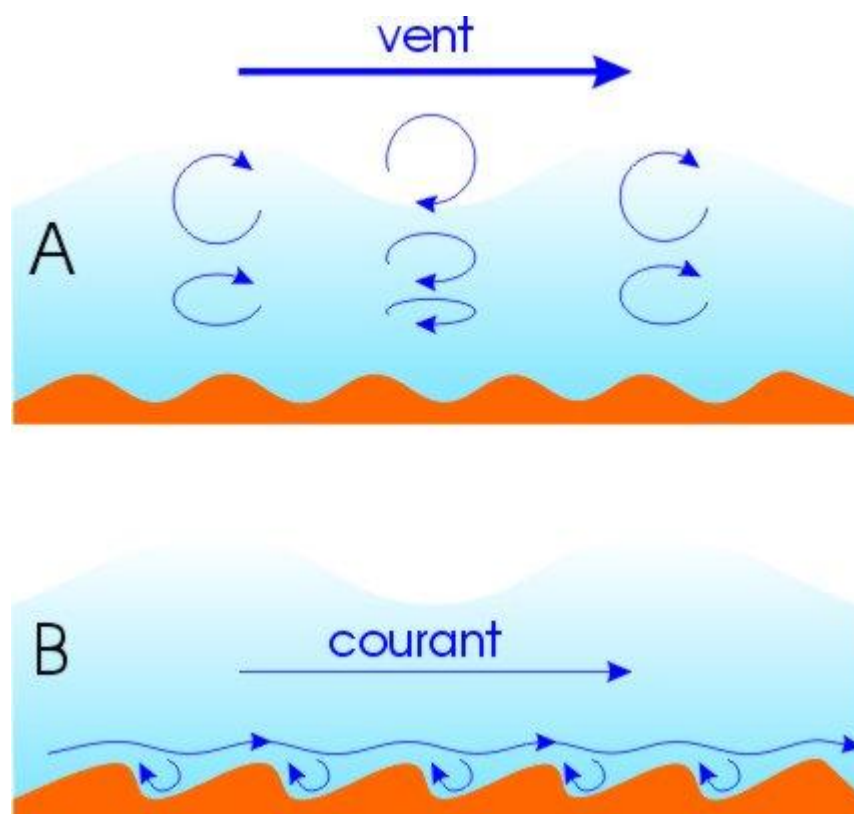


Figure V.5: formation des rides de vagues (A) et de courant (B, C). Les rides de vagues sont symétriques car les filets d'eau décrivent des orbites circulaires (aplaties à proximité du fond), provoquant un mouvement de va et vient sur le substratum. Les courants, au contraire, produisent des rides asymétriques par dépôt sur la face aval à l'intervention du courant de retour qui bloque l'avancée des grains (C). Dès que la pente de la face aval dépasse le talus d'équilibre, une avalanche se produit et une lamine est créée.



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

Les *dunes* et *mégarides*, de taille plus importante (échelle du dm-m en coupe transversale), peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres d'extension horizontale. Leur surface est porteuse de petites rides et elles se caractérisent par de grandes stratifications obliques dues à leur déplacement latéral. Ces structures s'observent sur les plates-formes (bancs de sable) et dans le lit des fleuves.



Mégarides dans le chenal de la Somme (France), à marée basse. Des rides plus petites se développent dans les mares entre les mégarides lors de la marée basse, suite au clapotis (induit par le vent).

Rides, mégarides et stratifications planes sont, avec les *antidunes*, des formes générées par des courants de plus en plus forts (Figs V.6, V.7). La lamination à pendage amont des antidunes est produite lors de l'effondrement des structures et de leur déplacement dans le sens contraire du courant. Les antidunes sont en phase avec les vagues qui les produisent.

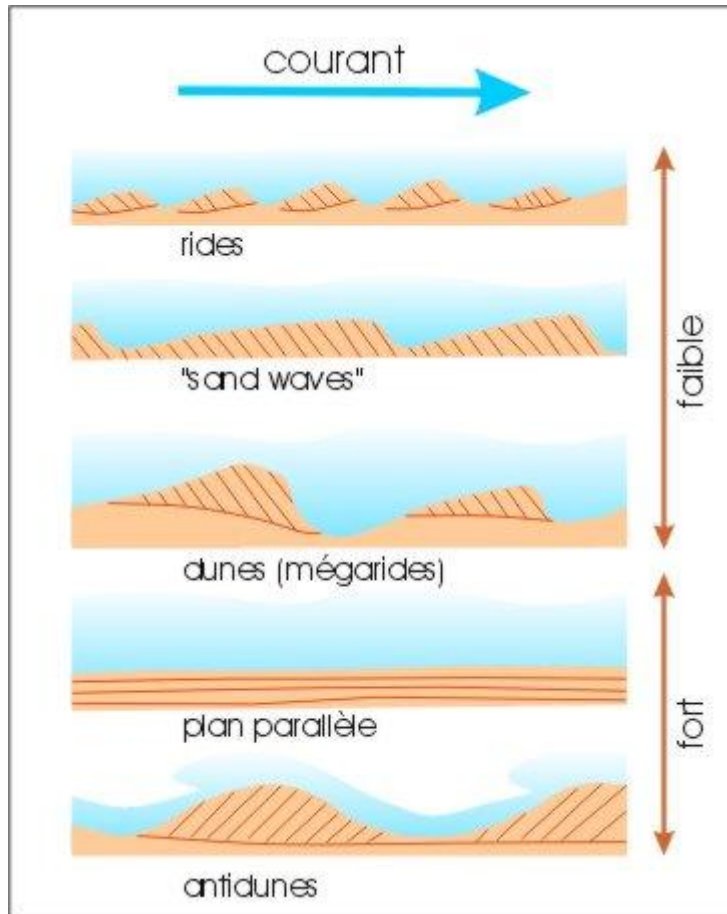


Figure V.6: formes sédimentaires produites en fonction de la vitesse du courant.

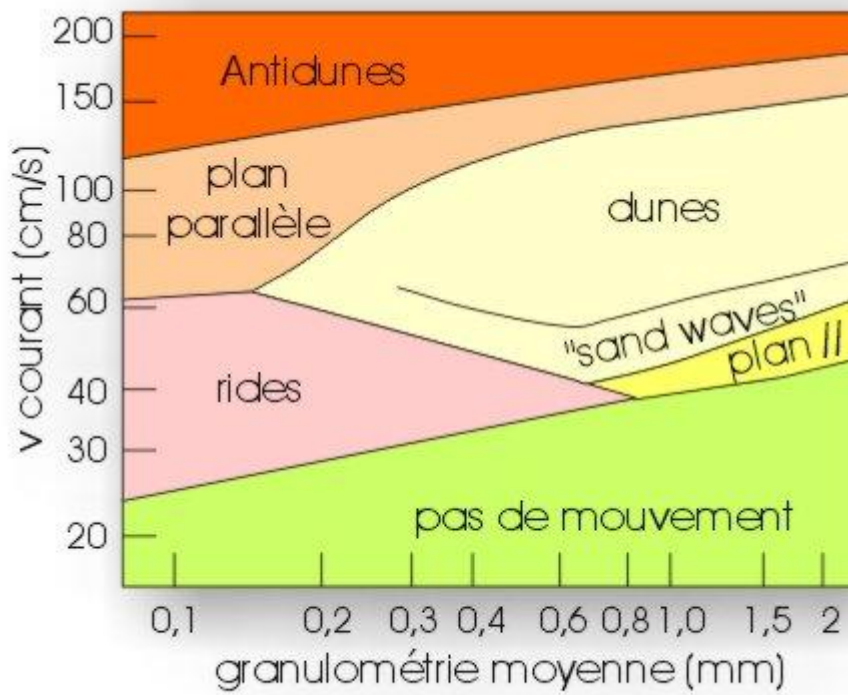


Figure V.7: diagramme expérimental associant les formes sédimentaires produites à la granulométrie du sédiment et à la vitesse du courant.



*A: courants rapides favorisant la formation d'antidunes dans un chenal côtier (Oregon, USA). Photo M. Humblet.
B: antidunes formées par le courant de retrait des vagues sur la plage de Roscoff, Bretagne.*

L'interférence de plusieurs trains de rides d'orientation différente (vagues et courant, par exemple), génère des structures complexes appelées *structures en rateau*.



Structures en rateau en Baie de Somme (France).

3.2.5. Structures internes: litage et lamination

Le **litage** ("*bedding*") est l'expression de la stratification à l'échelle du banc (cm et plus) tandis que la **lamination** représente la stratification à l'échelle du mm et en deçà, au sein des bancs. Litage et lamination sont produits par des changements plus ou moins périodiques dans la sédimentation (variations de la granulométrie, de la composition des sédiments). Les contacts entre lamines successives peuvent être progressif, net ou érosif.

A côté des cas où la lamination s'exprime de manière visible dans le sédiment, il est fréquent d'être confronté à des dépôts à l'aspect homogène. Cette homogénéité peut n'être qu'apparente et disparaître par exemple lors d'examens aux rayons X. Dans le cas d'une homogénéité réelle, il peut s'agir de sédiments dont la bioturbation a effacé la lamination ou encore de dépôts en masse ou apériodiques.

3.2.6. *Litage et lamination horizontale dans les sables et les grès*

Les sables à **stratification plane parallèle** sont constitués de lamines pratiquement horizontales de quelques mm à 2 cm d'épaisseur. La lamination y est l'expression de différences granulométriques ou minéralogiques (exemple des lamines de minéraux denses). Ces laminations peuvent être faiblement inclinées en raison d'une paléopente douce; elles peuvent aussi être séparées entre elles par de très faibles discordances angulaires. Ces laminations planes sont engendrées par les allées et venues des vagues ("*wash and backwash*") dans les environnements de plages exposés. L'arrivée d'une vague s'accompagne d'un apport sédimentaire qui se dépose lors de son retrait sous forme de lamination à granoclassement inverse. Six à seize lamines peuvent être créées à chaque marée. Si les sédiments sont enrichis en minéraux denses et opaques, le dépôt résultant sera constitué de couches claires (quartzeuses) alternant avec des couches plus foncées, enrichies en minéraux denses.



Stratifications planes sur une plage, mises en évidence le long de la berge d'un chenal. Actuel, Santa Cruz, Californie, USA.

D'autres phénomènes sont générateurs de stratification plane dans les sables, citons:

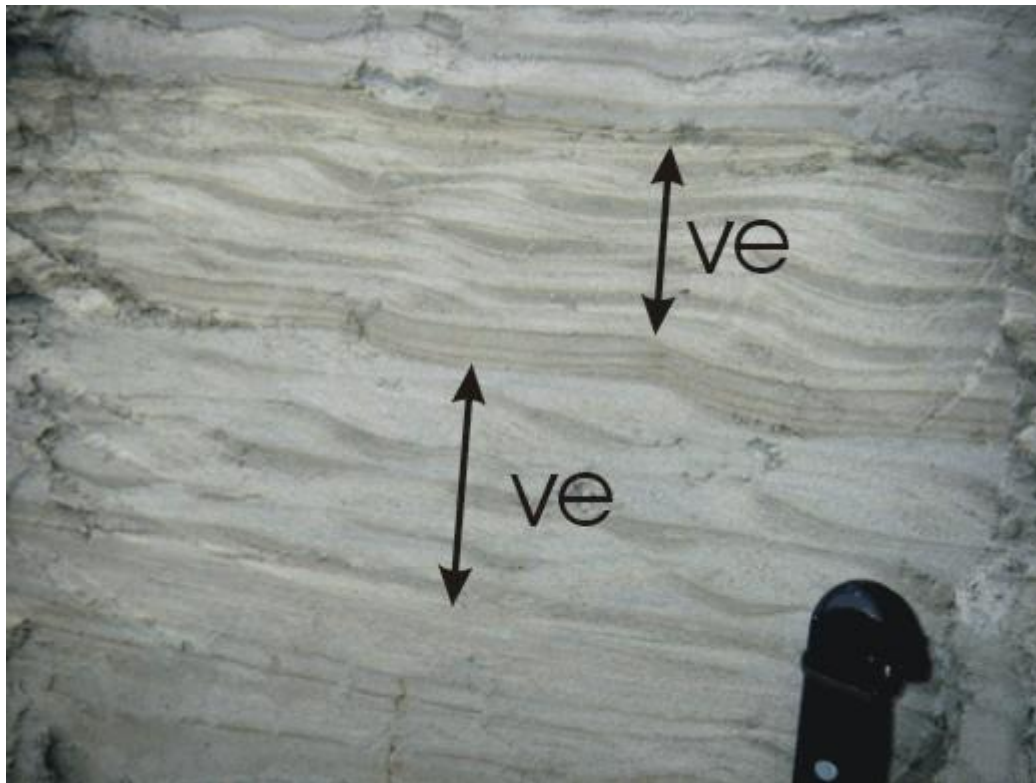
- la stratification plane créée par les courants de turbidité (terme B). Le granoclassement y est cependant normal;
- certains faciès des tempestites;
- le parting lineation (voir ci-dessus), lorsque plusieurs striations se superposent verticalement;
- les rivières en crue lors de phases d'écoulement très rapide;
- en dessous de la vitesse d'écoulement nécessaire pour former des rides (voir-ci-dessous), des stratifications planes peuvent aussi être produites.

Contrairement à la stratification plane par "wash and backwash", les laminations créées par les trois derniers processus sont assez peu distinctes et de faible continuité latérale.

3.2.7. Les rythmites

Ce type de lamination cyclique comprend les dépôts constitués d'alternances de minces (mm-cm) lits de composition, couleur, texture ou granulométrie différente. Le mécanisme générateur d'une telle rythmicité réside dans des changements régulièrement répétés dans l'apport et l'accumulation des matériaux arrivant dans le bassin sédimentaire. Il peut s'agir de changements à fréquence élevée (marées) ou faible (saisons). Citons surtout :

Le **litage de marée** ("*tidal bedding*") : les lamines sableuses se déposent pendant la montée ou le retrait de la mer (courants rapides) et les lamines argileuses pendant les phases de calme (étal de marée haute ou basse). A noter que la genèse de ce type d'alternance exige non seulement une rythmicité dans les mécanismes d'accumulation, mais également la disponibilité des différentes classes granulométriques; quand l'argile n'est pas abondante, les lamines sableuses ne sont séparées que par des très fines intercalations argileuses difficilement reconnaissables sur le terrain: l'aspect général est alors celui d'un sable stratifié. Plusieurs rythmes tidaux peuvent être enregistrés: semi-diurne (marées montantes/descendantes), semi-mensuel (marées de vives eaux/mortes-eaux), semi-annuel (marées d'équinoxes) (voir ci-dessous).



Enregistrement de successions de rides de courant épaisses pendant les marées de vives-eaux (ve). Chaque alternance claire (=sable)/sombre (=silt) représente une marée. Actuel, Pontaubault, Baie du Mont Saint-Michel, France.

Les **rythmites saisonnières** sont formées de l'alternance de couches de carbonates et de sédiments détritiques (évaporation et précipitation du carbonate pendant l'été, dépôt des détritiques pendant les périodes pluvieuses); de diatomées et d'argile; de dolomite et d'anhydrite (milieux évaporitiques); de détritiques fins foncés et plus grossiers clairs (varves lacustres: la lamine claire est mise en place durant la période estivale, lorsque la fonte des glaces libère un abondant matériel détritique; cette lamine passe graduellement vers le haut à la couche foncée quand le matériau grossier n'est pas renouvelé et que seul le sédiment fin se dépose durant l'hiver. Insistons donc sur le fait que le contact entre lamines claire et foncée est graduel alors qu'il est net entre lamines foncée et claire. Un doublet correspond dans ce cas-ci à une année).

Outre un certain nombre de caractères évoqués ci-dessus, la continuité latérale des dépôts peut permettre de distinguer rythmites tidales et saisonnières. Les premières ont une extension de quelques mètres, alors que les secondes sont continues sur de grandes distances.

3.2.8. Les stratifications obliques et entrecroisées

Les stratifications obliques et entrecroisées ("cross-stratifications") sont des structures internes aux dépôts. Les premières sont obliques par rapport au pendage moyen de la surface de stratification et les secondes sont également obliques et de plus se recoupent mutuellement. Cette dernière caractéristique permet de les utiliser comme critère de polarité. Sans entrer dans les détails, il est intéressant de décrire et d'interpréter en termes d'environnement de formation quelques stratifications particulières:

Les **stratifications obliques** ("tabular cross bedding") et les **stratifications en auge** ("trough cross bedding") sont créées par des courants. Elles peuvent être distinguées d'après les caractéristiques des surfaces

enveloppes (Figs V.8, 9): les unités dont les surfaces d'intersection sont planes, définissent des ensembles de forme tabulaire ou en coin, alors que celles dont les surfaces limites sont incurvées définissent des formes en auge. La genèse des stratifications obliques est liée à la migration latérale de formes sédimentaires avec dépôt de matériel détritifique. Citons entre autre: migration de rides, mégarides et dunes, progradation d'un front deltaïque, migration latérale de point bars dans le lit des rivières, etc. Les stratifications obliques se forment lorsque les crêtes des rides sont rectilignes, alors que les stratifications en auge témoignent de crêtes plus sinueuses (migration latérale du courant de dépôt).



Stratification oblique dans un chenal, Formation d'Evieux (Famennien), Val Dieu.

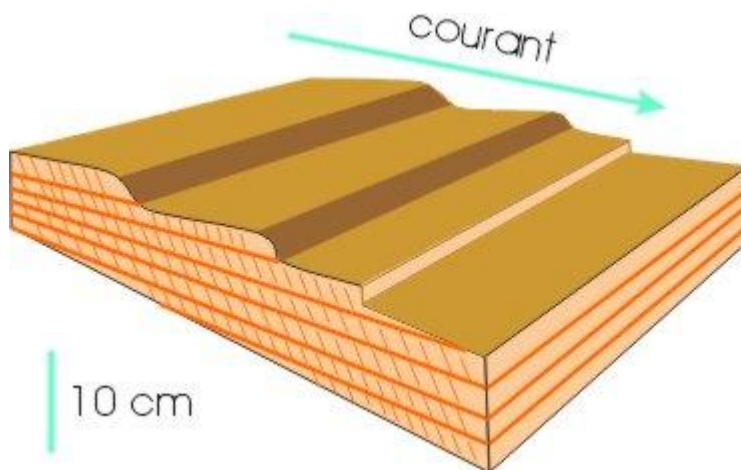


Figure V.8: stratifications obliques, créées par des courants de direction constante.



Stratifications obliques dans un grès du Paléozoïque inférieur, Kalbarri, Australie.

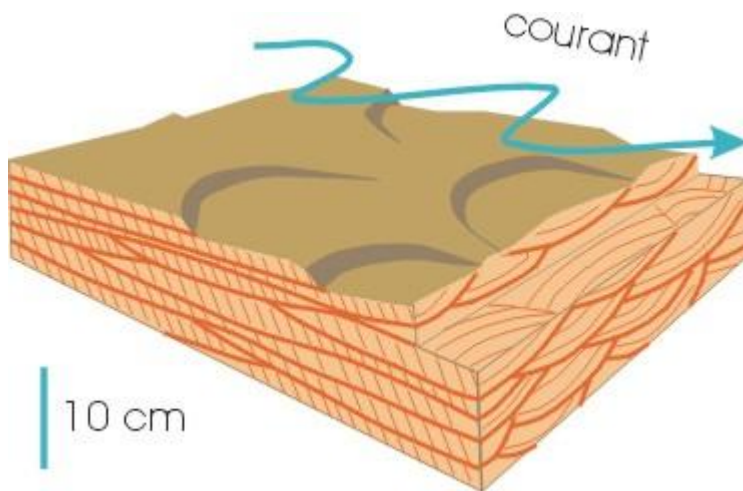
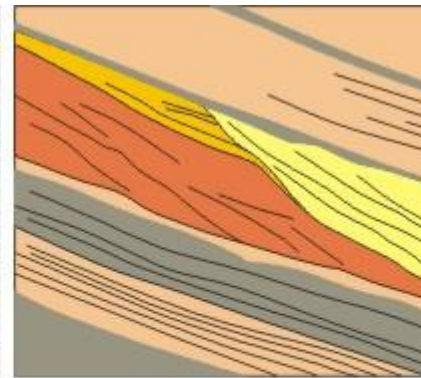


Figure V.9: stratifications en auge, créées par des courants dont la direction varie.

Stratifications en auge, vues sur la surface d'un banc de grès du Paléozoïque inférieur, Kalbarri, Australie.

Le creusement et le remplissage de chenaux (fluviaux, marins) génère des stratifications obliques à petite et grande échelle suivant l'importance du cours d'eau (Fig. V.10).



- shale et alternance shale
- grès à stratification plane
- chenaux

Figure V.10: chenaux dans la Formation d'Evieux, le long de la ligne de chemin de fer près d'Esneux.

Les **stratifications en arêtes de poisson** ("herringbone crossbedding"). Elle sont caractérisées par la superposition de lamines obliques de sens opposé (Fig. V.11). Cette structure est produite surtout sur les plages par les inversions périodiques des courants de marée. On observe souvent une surface de réactivation qui entame les lamines obliques antérieures (cette surface est produite au moment où le courant change de direction).

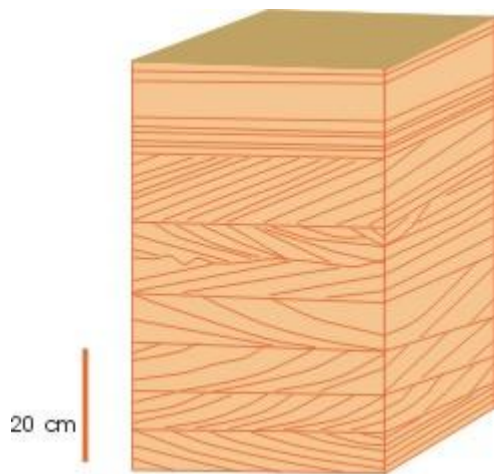


Figure V.11: stratification en arêtes de poisson.



Stratification en arêtes de poisson. Formation de Kashafrud, Bajocien-Bathonien, NE de l'Iran. Photo M. Sardar Abadi.

Les **stratifications entrecroisées de rides de vagues** (= "wave ripple strata"). Ces stratifications de taille centimétrique (Fig. V.12) sont formées par les vagues "de beau temps". Les rides symétriques pures, rides d'oscillation sans migration possèdent une structure en chevron qui montre l'aggradation verticale. Si les vagues sont associées à un courant, les lamines préservées sont préférentiellement inclinées dans la direction du transport.

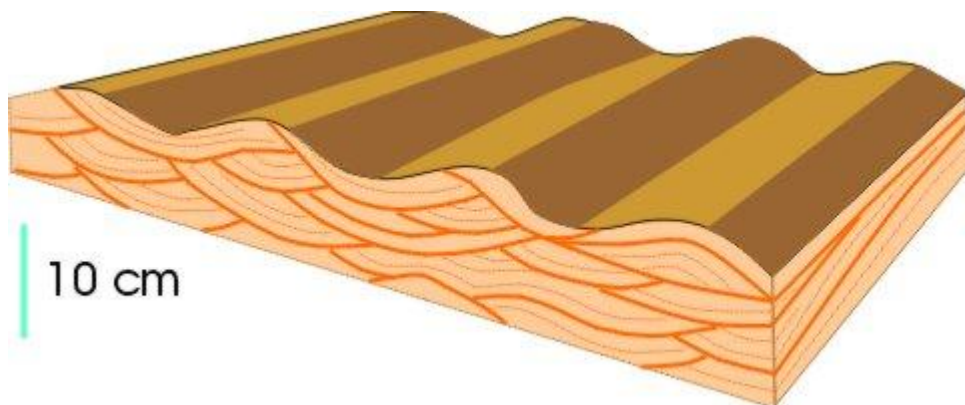


Figure V.12: stratifications entrecroisées de rides de vagues.



Stratifications entrecroisées de vagues dans un grès du Paléozoïque inférieur, Kalbarri, Australie.

Les **stratifications en mamelon** (= "hummocky cross stratification",). Ces stratifications entrecroisées, généralement à l'échelle du mètre, sont caractérisées par de larges ondulations, faiblement inclinées (souvent moins de 15°). Les lamines peuvent être suivies de manière continue dans les dépressions et sur les mamelons. Elles se recoupent avec un angle faible et en montrant des phénomènes d'onlapping (Fig. V.13). Le sédiment est un sable fin bien trié. Ce type de stratification entrecroisée est généré par des vagues de tempête en milieu de plate-forme, dans un régime d'écoulement intermédiaire entre la formation des rides et celle des stratifications planes. On considère qu'un épisode de hummocky cross stratification correspond à un événement. Ces structures sont associées à d'autres figures sédimentaires au sein des **tempestites**. Des structures proches mais plus petites ont été observées également dans le terme C de certaines turbidites.

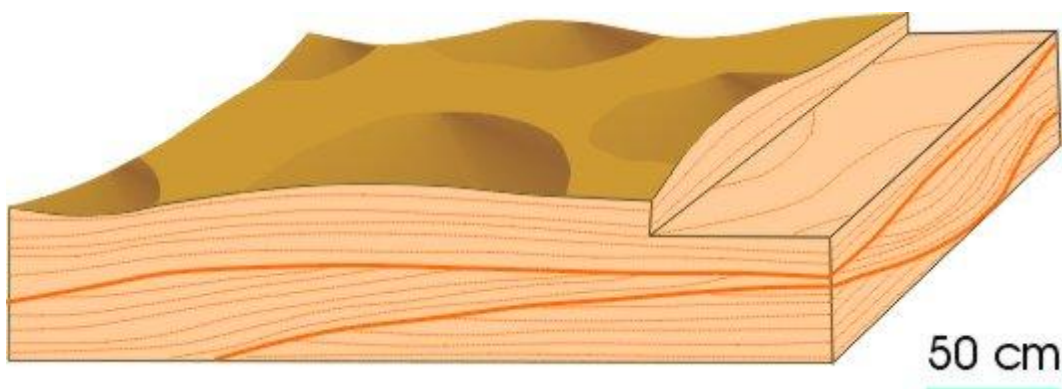


Figure V.13: stratifications en mamelon ("hummocky cross stratification").



Deux exemples de mamelons ou "hummocks" : A: à la surface d'un grès dévonien; B: à la surface d'un grès calcaire jurassique.

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

Les **rides de courant montantes** ("*climbing ripple stratification*"). Quand les rides (de courant ou de vagues) migrent avec accumulation continue de sédiment, il se forme des rides montantes. On distingue les rides dont les lamines sont en phase (crêtes sur une même verticale) des rides qui progradent (Fig. V.14).

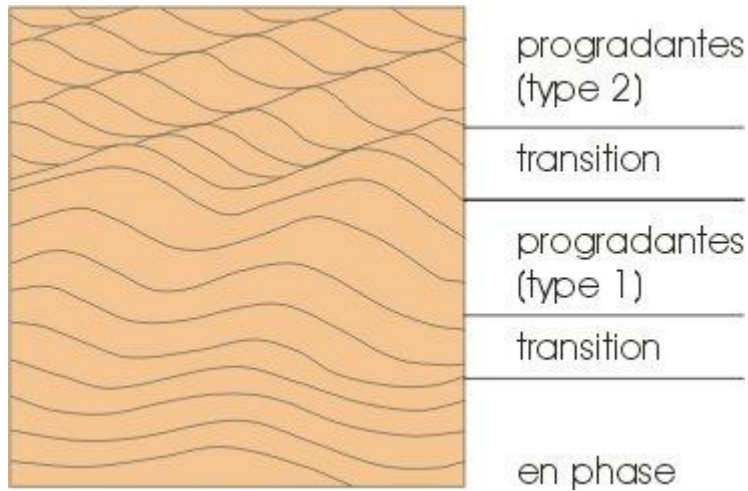


Figure V.14: différents types de rides montantes.



Rides montantes dans un grès du Paléozoïque inférieur, Kalbarri, Australie.

Les **flaser, lenticular et wavy bedding**. Ces structures (Fig. V.15) sont engendrées par l'alternance de sédiments fins (argile) et plus grossiers (sable, silt). Les flasers peuvent être décrits comme des rides sableuses ou silteuses entre lesquelles se déposent des sédiments fins: les drapages argileux sont préservés dans les creux et en partie sur les crêtes. Les stratifications lenticulaires sont des dépôts essentiellement argileux dans lesquelles sont conservées des lentilles sableuses et les wavy bedding sont des alternances de niveaux continus de boue et de sable. Toutes ces structures sédimentaires se forment notamment dans des environnements de tidal flats où des périodes de calme alternent avec des périodes où l'action des vagues ou des courants se manifeste.

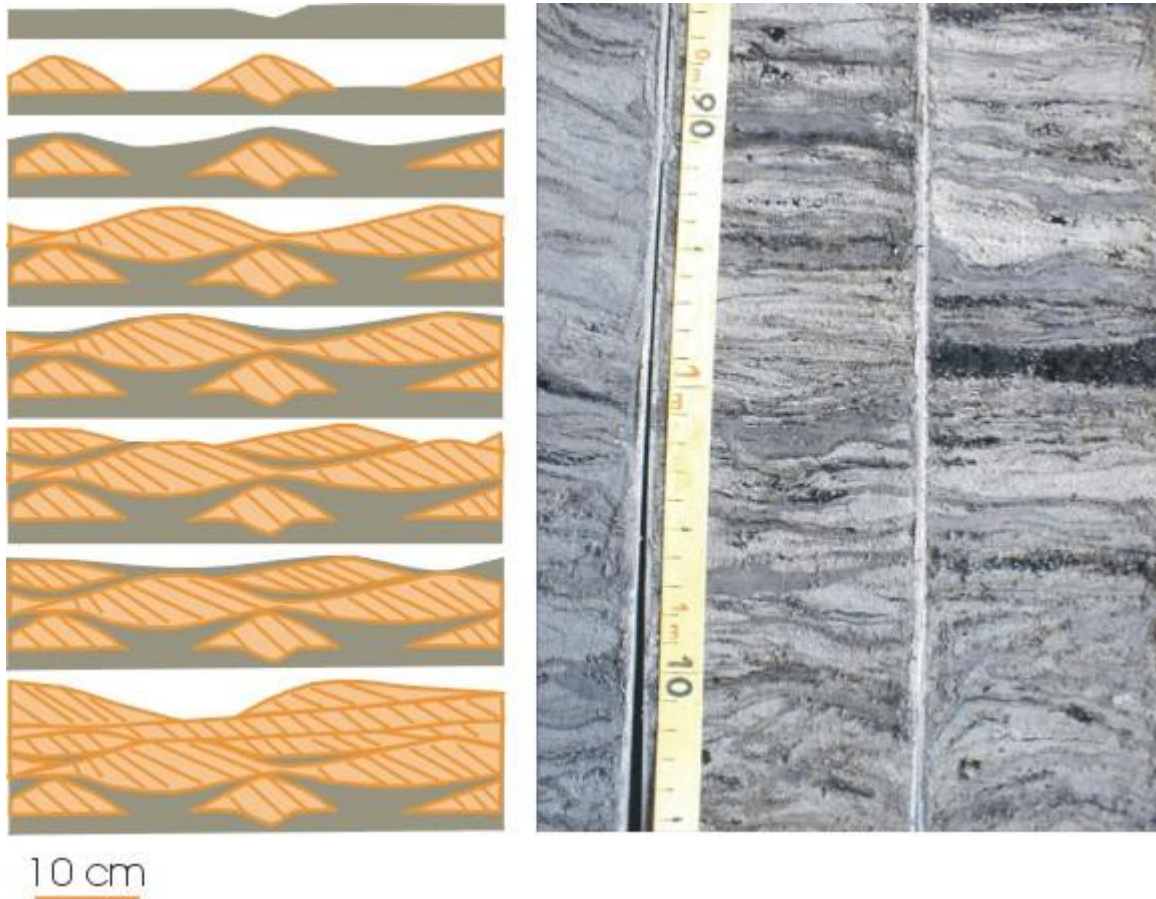
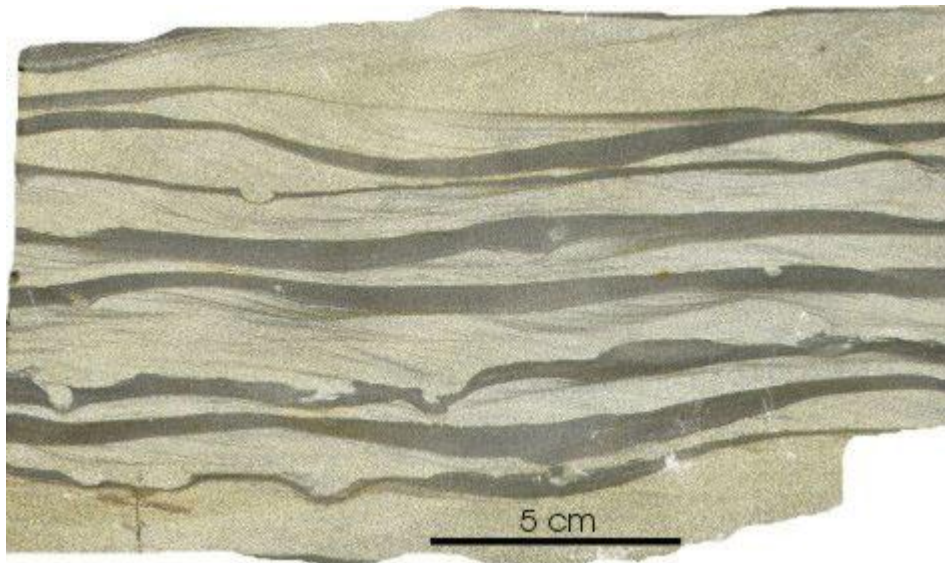


Figure V.15: à gauche: formation de lenticular, wavy, puis de flaser bedding, dans un régime où l'apport de sédiments fins (vert) diminue progressivement au dépend des sédiments plus grossiers (orange). A droite: lenticular et wavy bedding dans des sédiments holocènes de la Mer du Nord.



A: formation de flasers: les petites dépressions entre les rides sableuses (formées par des courants de marée) sont remplies par des argiles lors des phases de calme. B: développement de lenticular bedding: de petites rides de sable coquillier reposent sur du sable plus fin. Plage de Grand Fort Philippe (France).



Wavy bedding dans une alternance grès-shale du Dévonien inférieur de l'Ardenne; noter les petites déformations à la base de certains niveaux gréseux.

3.2.9. Les structures de déformation du sédiment

Il s'agit ici des déformations d'origine inorganique (excluant donc la bioturbation), contemporaines du dépôt ou légèrement postérieures. Ces déformations affectent le sédiment avant sa lithification. Des sédiments relativement cohérents peuvent se déformer jusqu'à produire des plans de fracture bien définis sans que la lamination n'en soit affectée. Les sédiments peu cohérents par contre sont affectés par une déformation continue, sans fracturation, avec éventuellement torsion de la lamination. La plupart des déformations observées peuvent se ramener à quelques grandes catégories:

Les **figures de charge** ("*load casts*"). Ce sont des figures généralement préservées à la surface inférieure des couches sableuses, lorsqu'elles sont superposées à des matériaux argileux hydroplastiques (Fig. V.16). Les formes sont variées, depuis de simples déformations locales jusqu'à des protubérances encore solidaires de la couche sableuse ou même complètement détachées. A l'origine de ces déformations, on note surtout une charge de recouvrement inégalement répartie: le comblement de figures d'érosion, des rides ou la création d'une interface ondulée suite à la propagation d'une onde sismique. L'occurrence des load casts n'est pas restreinte à un environnement particulier. La condition primordiale de leur genèse est un rééquilibrage des pressions dans le sédiment avec développement de déformations à l'interface sable/boue.

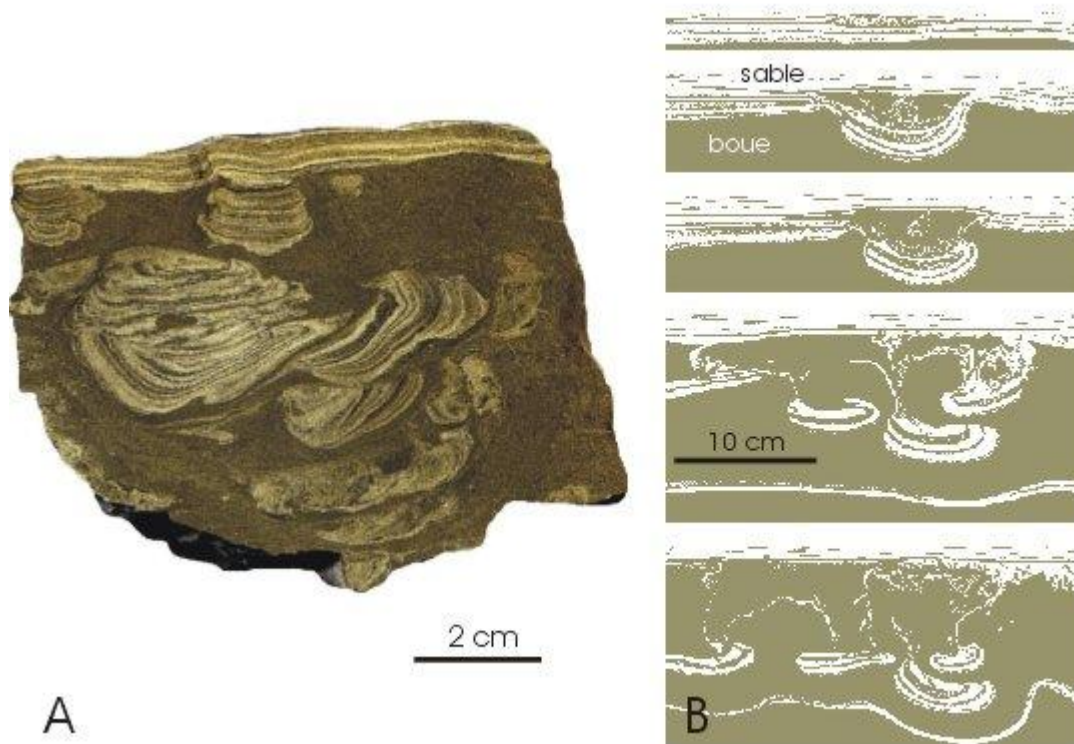
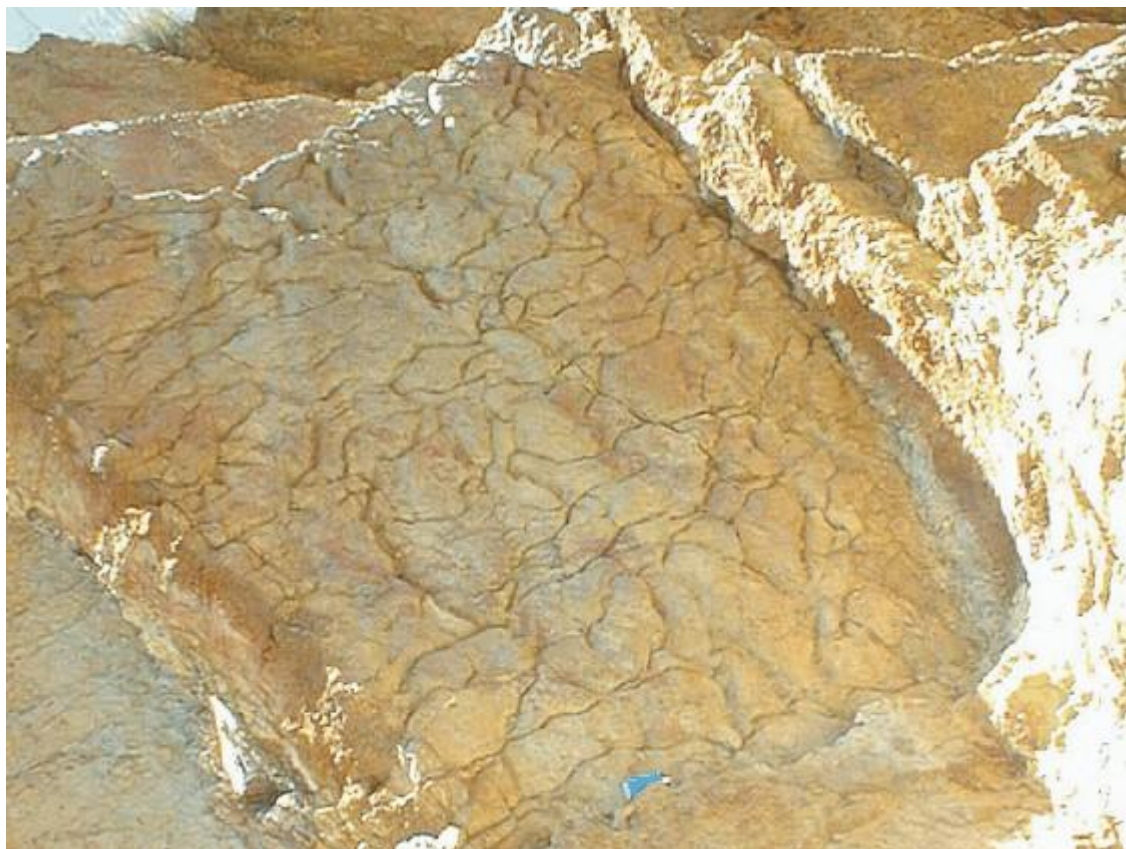


Figure V.16: A: figures de charge formées par du grès dans une siltite; B: développement expérimental de figures de charge à l'interface d'une couche sableuse (claire) et argileuse (sombre) (d'après Kuenen, 1965 in Cojan & Renard, 1999).



Figures de charge à la surface inférieure d'un banc. Dévonien supérieur, Coumiac, France.

Les **structures en flammes** ("flame structures"). Il s'agit de figures relativement régulières, résultant de l'injection d'un matériau fin (argile, silt) dans une couche sableuse (Fig. V.17). Les "flammes" ainsi créées montrent souvent une orientation d'ensemble. Ces structures pourraient être produites par un phénomène de surcharge et traction suite au passage d'un tsunami.

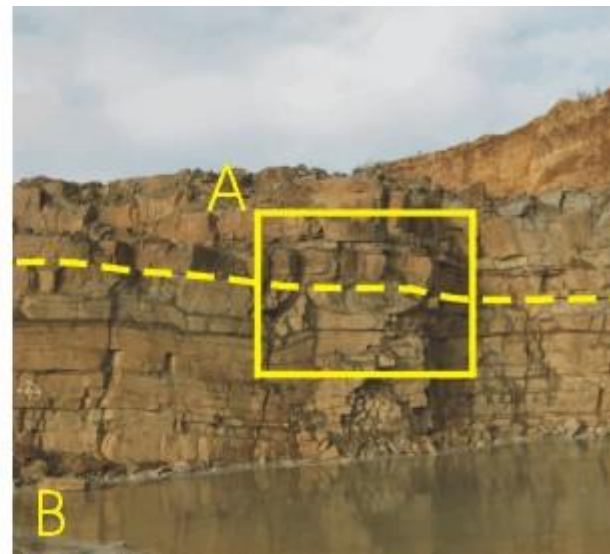


Figure V.17: structures en flammes dans une couche de sable fin entre deux niveaux de sable grossier. Ces sédiments ont été mis en place par le tsunami de 2004 dans l'Océan Indien. La première couche de sable correspond à un dépôt par une première vague; la couche de sédiment plus fin au retrait de la première vague et la dernière couche de sable correspond à une deuxième vague. Cette deuxième vague a provoqué la formation des structures en flammes par traction. L'orientation des flammes (vers la droite sur la figure), correspond au sens du courant.

Les **pseudonodules** ("ball and pillows"; "structures en traversin"). Ces structures s'observent dans des couches sableuses. La base de la couche sableuse est ondulée, voire même découpée en une série de nodules séparés les uns des autres rappelant des traversins. La dimension de ces structures est variable, allant de quelques cm à plusieurs m de longueur. Les pseudonodules ne sont pas indicatifs d'un environnement particulier, mais plutôt d'une vitesse de sédimentation relativement rapide. Leur formation pourrait être liée au passage d'ondes sismiques, favorisant un échappement de fluides et une remobilisation des sédiments. Dans ce cas, les niveaux de pseudonodules pourraient représenter des bancs corrélables latéralement au sein d'un bassin!



Pseudonodules (la flèche indique le plus représentatif) dans les grès famenniens de la Formation de Montfort à Arbre.



Pseudonodules dans les grès famenniens de la Formation de Montfort à Bois d'Anthisnes. A: un pseudonodule (flèche). B: le banc entier (souligné en tiretés) forme un niveau de pseudonodules, suggérant une corrélation possible à l'échelle régionale.

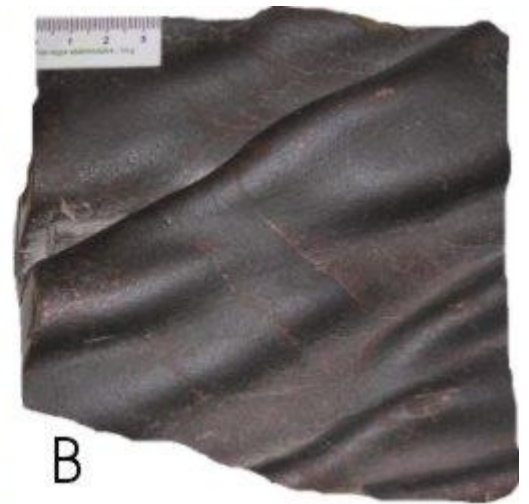
Les **convolutes** ("convolute bedding"). Cette structure consiste en un plissement souple accentué des lamines d'une couche sédimentaire, souvent des sables fins et silts. Ces plis peuvent se prolonger latéralement au sein de la couche sur de grandes distances. La liquéfaction des sédiments d'une couche hydroplastique est sans doute le facteur primordial de la formation des convolutes. Divers phénomènes peuvent générer cette liquéfaction: courants de traction agissant à l'interface eau-sédiment, surcharge sédimentaire locale, chocs, compaction par émersion,...

Les convolutes sont caractéristiques du terme C des turbidites, mais ont été également observés dans des environnements variés, tidal flats, plaine alluviale, point bars, etc.



Convolute bedding dans un grès salmien du Massif de Stavelot.

Les **glissements en masse** ("*slumps*"). Le terme général slump désigne des masses de sédiment qui ont glissé, sous l'action de la gravité, le long de surfaces de cisaillement en préservant en partie leur structure interne (par opposition donc aux coulées de débris). Un matériau déjà cohérent sera fragmenté et le transport générera des structures chaotiques, voire bréchiques; un matériel plus plastique donnera naissance à des plis et replis. Les slumps peuvent s'observer à différentes échelles et atteindre des dimensions hectométriques. Ils sont habituellement limités à leur base et à leur sommet par des couches non dérangées, ce qui permet leur distinction des structures d'origine tectonique (à ceci s'ajoute la dispersion des axes de plis). La genèse des slumps est à rechercher dans des instabilités (pente forte, chocs) affectant des sédiments déposés rapidement, à forte pression hydrostatique interparticulaire.



Deux exemples de slumps. A: à échelle pluri-métrique et en section (calcaire frasnien du Membre de Petit-Mont, à Beauchâteau) et B: à échelle centimétrique et en surface (phyllade à coticule de la Formation d'Otré, Massif de Stavelot).



Couche "slumpée" dans des calciturbidites siluriennes (carrière de Kosov, Synclinorium de Prague).

Les **pseudoconglomérats**. Ces structures se développent dans des alternances de boue argilo-silteuse et de boue carbonatée soumises à la compaction et à des injections de fluides. Si la boue carbonatée est partiellement lithifiée, ces déformations produiront une rupture de la couche carbonatée avec formation de galets intraformationnels (Fig. V.18). On distingue ces pseudoconglomérats des conglomérats "vrais" par l'orientation souvent verticale des galets (suite à l'injection de fluides) et le passage latéral et vertical à des couches non perturbées.

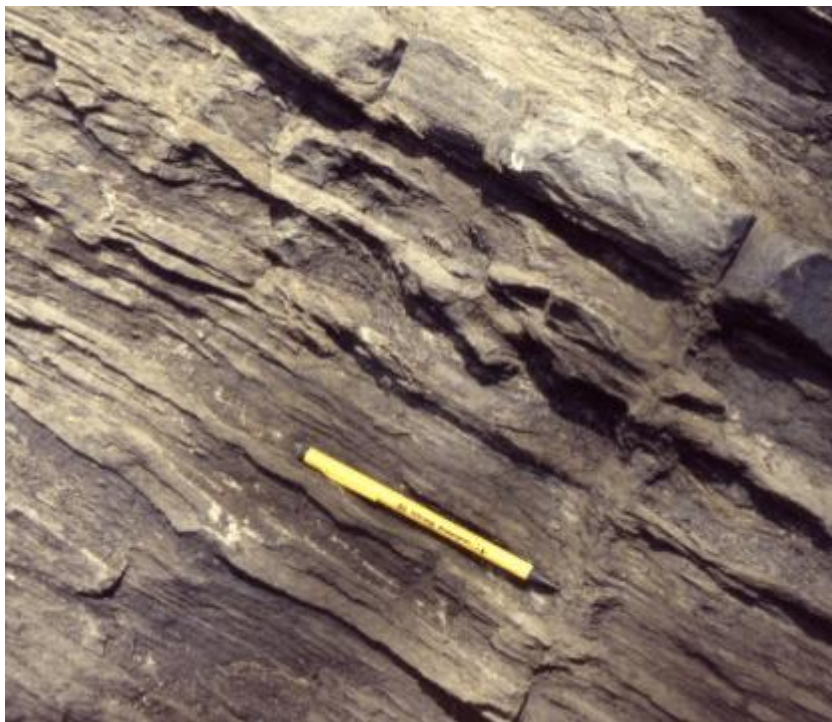


Figure V.18: exemple de pseudoconglomérat développé dans une boue calcaire partiellement indurée (en gris) au sein d'une marne (en brun). (1) galets verticaux; (2) transition latérale entre galets et couche non perturbée.



Pseudoconglomérat dans la Formation de Muav, Carbonifère. Grand Canyon, Arizona, USA.

Les **injections clastiques** ("neptunian dykes and sills"). Ce sont des unités sableuses recoupant suivant des angles variés d'autres corps sédimentaires et résultant de l'injection de matériel détritique plus ou moins liquéfié. Cette injection peut se faire vers le haut à partir d'une couche sableuse inférieure (suite à une surpression hydrostatique) ou vers le bas suite à la gravité. L'extension des dykes peut atteindre une centaine de m depuis le corps nourricier. Les épontes sont généralement nettes et tranchées.



Dyke sédimentaire (indiqué par le porte-mine) dans les schistes et grès namuriens de la Citadelle de Namur.

Les **volcans de boue et de sable** ("mud and sand volcanoes"). Ce sont des structures coniques cm à métriques, présentant souvent une petite dépression centrale et des flancs garnis de lobes de sable en position radiale. Une section verticale dans ces structures montre une disposition du sédiment laminaire parallèle aux flancs et un cylindre central (cheminée) sans structure. Cette cheminée peut être reliée à un dyke nourricier sous-jacent. Les volcans de boue et de sable sont souvent accompagnés, dans les couches environnantes, par d'autres types de déformations du sédiment tels slumps, figures de charge, etc. D'un point de vue génétique, ces structures sont la conséquence de l'expulsion de l'eau contenue dans un sédiment sursaturé suite à un dépôt rapide. Dans ces circulations d'eau, le sédiment devient mobile et se déplace à la manière des sables mouvants.



Volcan de boue. Le Salse di Nirano (Réserve d'Emilia Romagna, commune de Fiorano Modenese). Photo Damien Pas.

Les **stromatactis**. Autrefois identifiées comme des organismes, ces structures centimétriques à métriques sont encore fort énigmatiques. Elles s'observent en général dans des monticules récifaux, où une boue à consistance gélatineuse permet une certaine permanence des cavités. Au cours du temps, les cavités primaires du sédiment (dus souvent à des éponges), évoluent par collapse d'une partie de leur "toit" et sédimentation interne sur leur "plancher". Une précipitation de ciment fibreux précoce fige ensuite l'ensemble et donne naissance aux stromatactis, caractérisés par un plancher horizontal (c'est d'ailleurs un bon géopète) et un sommet très digité. Les stromatactis forment souvent un réseau interconnecté dans la base des monticules récifaux (Fig. V.19).

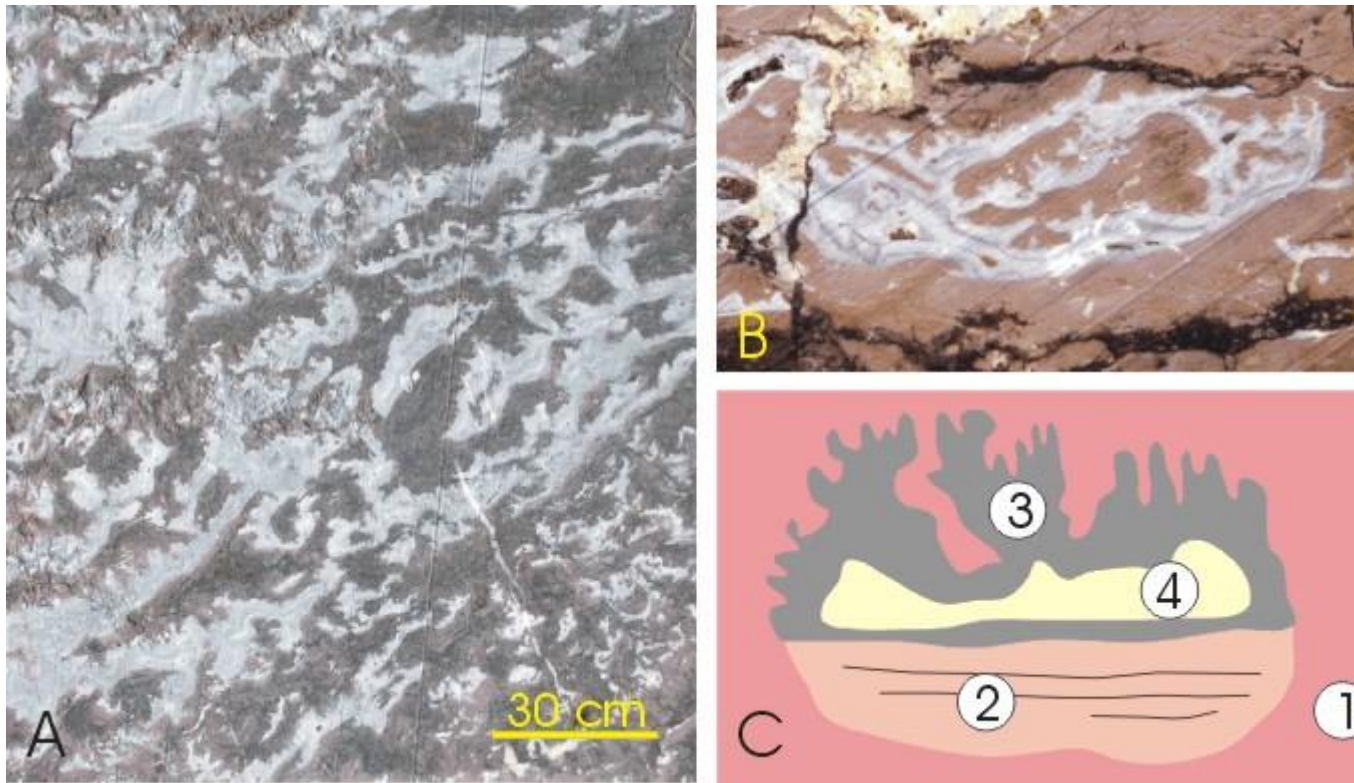


Figure V.19: stromatactis. A: calcaire à nombreux stromatactis à la base d'un monticule récifal (carrière des Wayons, Membre du Petit-Mont, Frasnien, Merlemont); B: détail d'un stromatactis plus complexe; base du monticule des Bulants, Membre du Petit-Mont, Frasnien, Neuville. C: schéma des éléments essentiels d'un stromatactis: (1): boue à consistance de gel; (2): sédiment interne, souvent laminaire; (3): ciment fibreux précoce; (4): ciment équigranulaire tardif.

Les **zebra** s'observent aussi en contexte de monticule récifal et il semble que, comme pour les stromatactis, la consistance gélétineuse de la boue soit indispensable à leur développement. L'origine de ces trains de cavités pluricentimétriques parallèles est souvent liée à une compression latérale (par exemple sur un flanc de monticule).



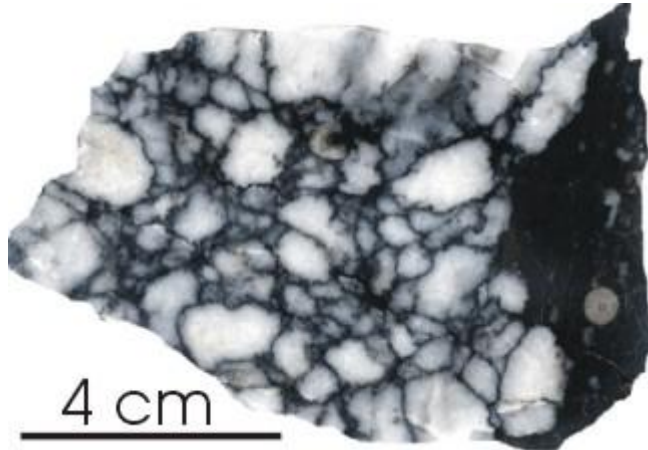
Zebra dans le monticule frasnien des Wayons, à Merlemont. Les cavités (certaines sont soulignées de blanc) sont cimentées par de la calcite fibreuse grise. La matrice (boue) est rose à rouge.

Les *cone-in-cone*, également énigmatiques, sont des structures centimétriques en forme de cônes emboîtés, faisant alterner calcite et insolubles (des argiles en général). L'interprétation la plus communément admise est la croissance de cristaux de calcite dans des zones de pression plus faible lors de l'enfouissement.



Structure cone-in-cone.

Les *chicken wire* sont des structures dues à la cristallisation d'anhydrite sous la forme de nodules pluricentimétriques dans des sédiments argileux qu'ils repoussent. A la fin du processus, les nodules (blancs) se touchent, laissant entre eux un liseré (sombre) qui rappelle du treillis (d'où le nom)... Ces structures se forment dans un contexte évaporitique.



Chicken wire (silicifiés) dans les calcaires argileux de la Formation de Martinrive (Dinantien, Chanxhe).

Les *entérolithes* se développent aussi en contexte évaporitique, par replissement d'un lit d'anhydrite lors de sa croissance.



Entérolithes (dolomie) dans un grès Famennien de la Formation d'Evieux (Durnal).

Les *stylolithes*: cf. ci-dessous, paragraphe 4.2.

3.2.10. Les témoins de l'activité organique

Il s'agit de tous les vestiges, autres que les restes corporels laissés par des organismes vivant dans l'environnement étudié. Ceci comprend essentiellement les traces de *déplacement* et *d'habitat* (objet de l'ichnologie) et

les *coprolithes*. Un problème majeur de l'interprétation de ces témoins est que dans la majorité des cas, ils sont isolés des organismes qui les produisent et que ces organismes demeurent donc largement inconnus.

Les pelotes fécales et coprolithes sont les excréments fossiles. Les *pelotes fécales* (*pellets*) des invertébrés (mollusques, échinodermes, arthropodes,...) interviennent pour une part non négligeable dans les sédiments de la zone néritique. Ce sont des boules de boue de taille millimétrique, souvent homogènes, mais parfois dotées d'une structure interne caractéristique. Les *coprolithes* sont de taille plus importante (cm-dm) et sont interprétés comme des excréments de vertébrés. Ils contiennent des fragments d'os et de coquille brisés et des teneurs élevées en phosphate et matière organique.

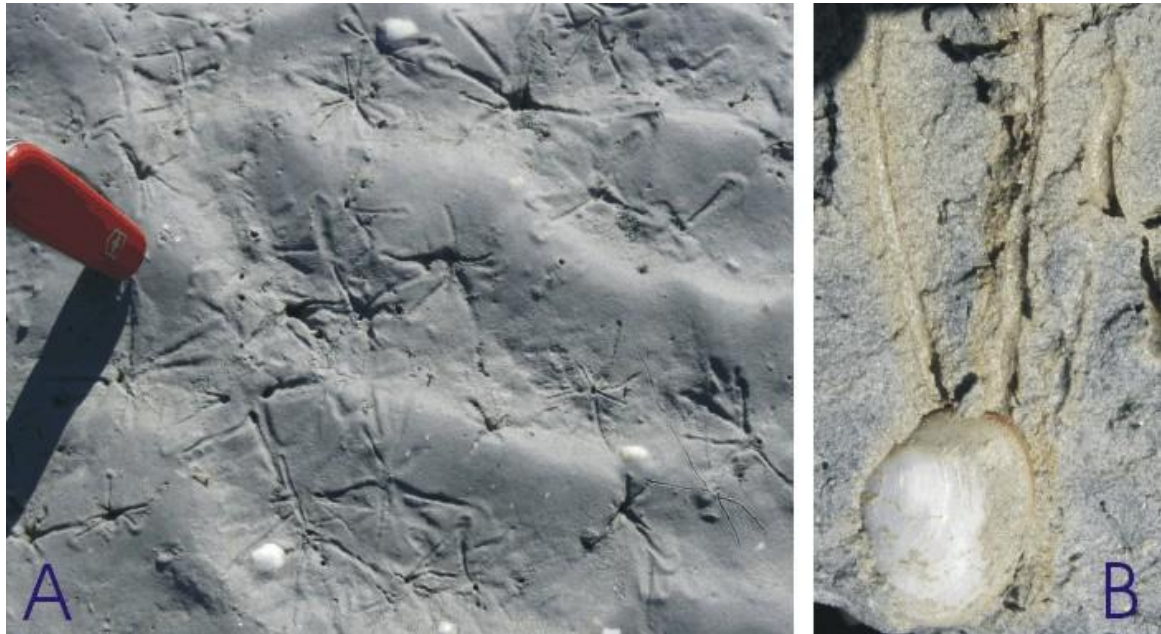
Les *traces de racine* sont associées à la pédogenèse dont elles sont un des critères d'identification. Ce type de bioturbation se distingue des terriers par le diamètre variable des structures, leur aspect souvent fourchu et leur terminaison conique. Des microstructures particulières se développent au sein du vide laissé par la dégradation des racines et également dans la zone de sédiment immédiatement influencée par leur présence (manchon). Ces critères sont détaillés dans le chapitre consacré aux paléosols.

Les *traces de déplacement et de repos*. En milieu sous-aquatique, les pistes sont généralement produites par des arthropodes. Ces pistes sont souvent conservées en relief sur la base de la couche sédimentaire surincombante. On connaît par exemple les bilobites qui sont des traces de trilobites. Les helminthoïdes sont des traces énigmatiques du flysch alpin. En milieu sub-aérien, les très rares pistes sont préservées dans des sédiments imbibés d'eau.



Pistes de tétrapodes sur une dalle de grès triasique (Aiguilles Rouges). Photo: J. Bellière.

Les *traces de logement*. De nombreux organismes suspensivores construisent des terriers. Ils y trouvent protection contre les prédateurs et éventuellement contre l'exondation temporaire du milieu. En général, ces terriers sont disposés plus ou moins perpendiculairement par rapport à la surface du sédiment. Leurs occupants recueillent les particules nutritives en suspension. Le renouvellement de cette nourriture exige une agitation permanente des eaux. C'est la raison pour laquelle les traces de logement sont fréquentes dans les milieux peu profonds, en particulier en domaine littoral (Fig. V.20). Dans l'environnement de haute énergie de la zone intertidale, les substrats durs sont creusés par les lithophages (perforations de spongiaires, annélides, lamellibranches,...). Ces perforations sont reconnaissables car elles tronquent les éléments squelettiques du sédiment. Dans les substrats meubles, d'énergie moins forte, on observe deux types de terriers: des terriers simples en forme de tubes rectilignes ou de poches; les organismes y restent en contact avec le milieu extérieur par l'intermédiaire de siphons (lamellibranches); les arthropodes projettent leurs appendices antérieurs hors de leur terrier, tandis que les oursins assurent la circulation de l'eau par le mouvement de leurs ambulacres. Un autre type de terrier, en forme de U, communique avec la surface par deux orifices. Dans cette configuration, la circulation de l'eau est entretenue par les contractions du corps de l'animal (annélides) ou par le mouvement des appendices (arthropodes).



A: traces en étoile de scrobiculaires (lamellibranches) à la recherche de nourriture sur la surface du sédiment. B: scrobiculaire dans un sable fin (coupe); noter la trace verticale des siphons. Plage de Vildé-la-Marine, Baie du Mont-Saint-Michel, France.

Les **traces de nutrition**. Les traces de pacage sont le résultat de la quête de nourriture à la surface des sédiments (en général, une mince pellicule de matière organique). Ce type de trace est fréquent dans les dépôts relativement profonds (flysch). D'autres organismes creusent un réseau complexe de galeries comblées au fur et à mesure de leur progression dans le sédiment. Le tracé des galeries n'est reconnaissable que grâce à la différence d'aspect (texture, couleur) entre le remplissage du terrier et l'encaissant. Le développement de tels réseaux peut se faire par ramification d'une galerie centrale ou par translation à partir de terriers en forme de U. Les terriers laissés par des traces de nutrition sont en général considérés comme indicateurs d'environnements plus profonds que les terriers d'habitat (Fig. V.20).

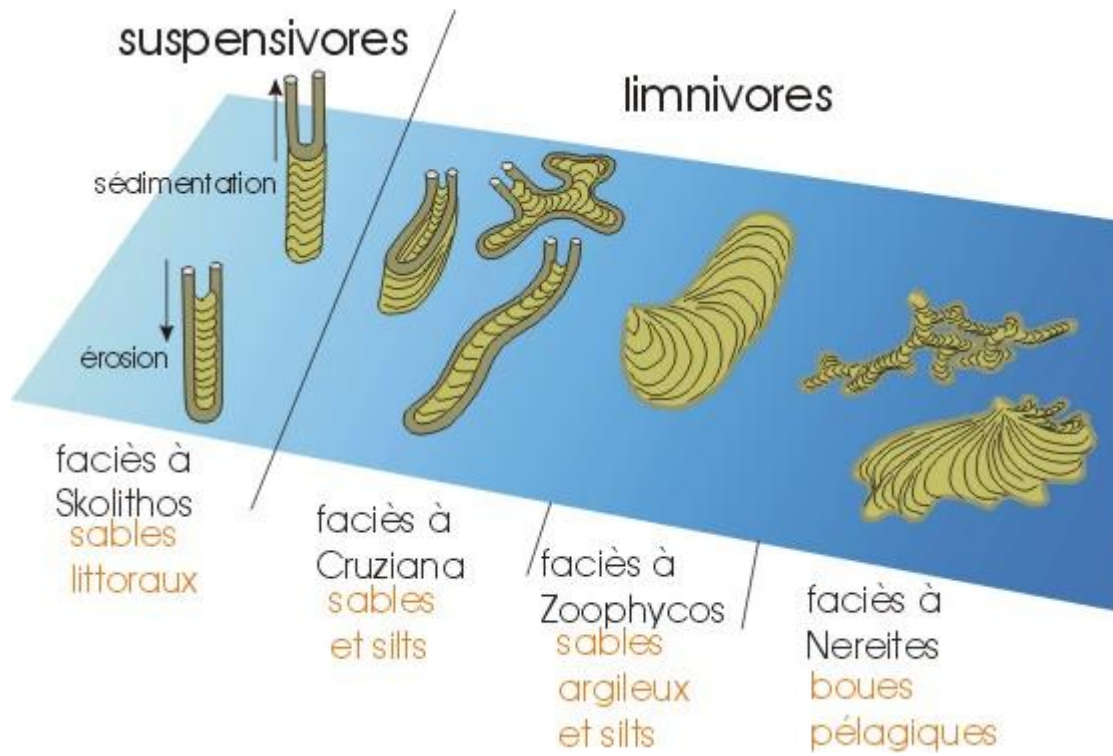
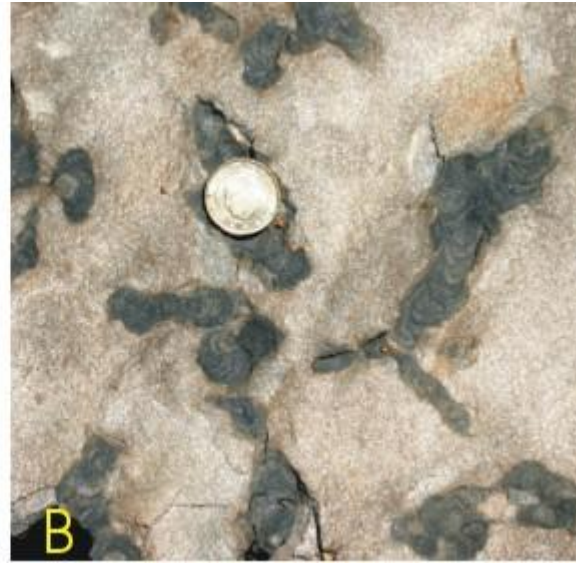


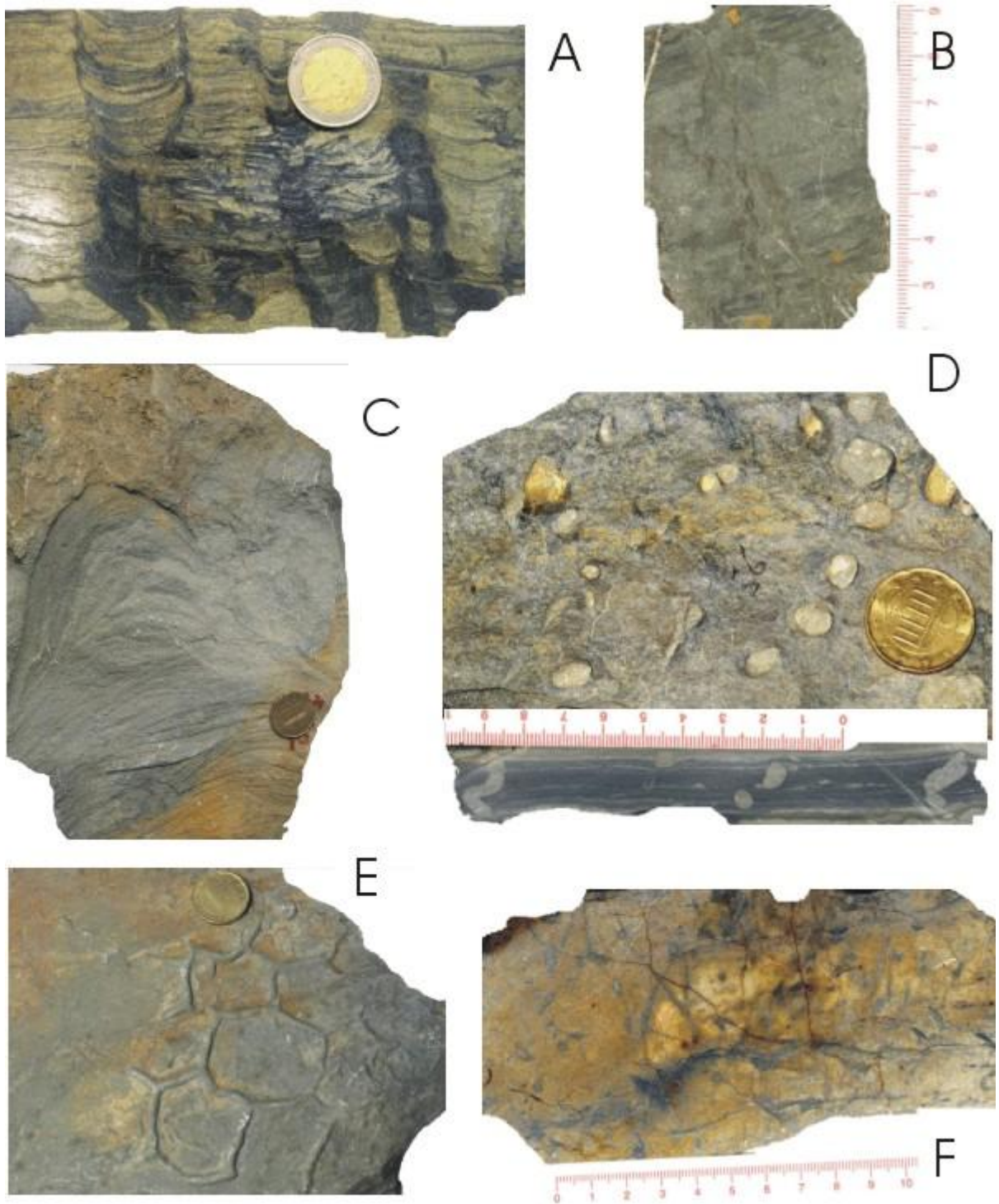
Figure V.20: morphologie des terriers en fonction de la bathymétrie.



Nombreux terriers d'*Arenicola marina* (Polychaeta) dans la partie supérieure de la zone intertidale. A droite, forme isolée sur la plage montrant les deux orifice du terrier en "U". Plage Saint-Michel, près d'Erquy, Bretagne



A: terriers en U avec figures en ménisques (Diplocraterion); B: terriers de limnivores; grès famenniens de la Formation de Montfort, à Arbre.



Autres exemples de bioturbations et ichnofaciès associés: A: Diplocraterion parallelum (faciès à Skolithos). B: trace de racine. C: Zoophycos. D: Arenicolites, avec coupe verticale (faciès à Skolithos et à Cruziana); E: Paleodyction (faciès à Zoophycos). F: Skolithos. Cf. Gerard & Bromley (2008).

Outre l'étagement de la bioturbation en fonction de la bathymétrie (Fig. V.20), on peut également observer en un même point, une répartition verticale des terriers en fonction des groupes trophiques et des caractéristiques du sédiment (Fig. V.21).

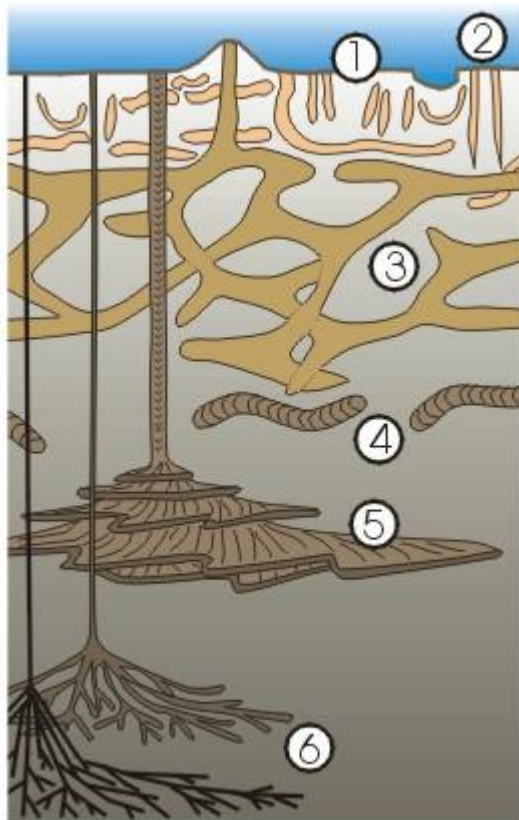


Fig. V.21: étagement vertical des terriers en fonction des groupes trophiques (suspensivore-détritivore) et des caractéristiques des sédiments (surtout le caractère oxydant ou réducteur). (1): *Macaronichmus*; (2): *Skolithos*; (3): *Thalassinoides*; (4): *Taenidium*; (5): *Zoophycos*; (6): *Chondrites*.

Il faut insister aussi sur le fait que la présence de terriers (et par là, la présence d'une endofaune) est une caractéristique des fonds marins bien oxygénés. Les fonds anaérobies sont azoïques (Mer Noire). L'absence d'ichnofossiles dans une série sédimentaire peut, dès lors, témoigner d'eaux peu oxygénées. Mais un afflux important de sédiment est aussi un facteur défavorable à la vie sur les fonds marins. Heureusement, certains caractères de la bioturbation permettent une estimation de la vitesse de sédimentation: quelques terriers verticaux très développés peuvent être des traces de fuite ("escape structure") d'organismes pris au piège dans le sédiment et cherchant à échapper à l'ensevelissement. Par contre, des sédiments intensément bioturbés dans leur partie superficielle sont indicateurs de taux de sédimentation faibles favorisant la présence d'organismes pendant des durées prolongées (Fig. V.22). Il en va de même pour les lithophages s'installant sur des substrats indurés ne recevant que peu ou pas d'apports sédimentaires.

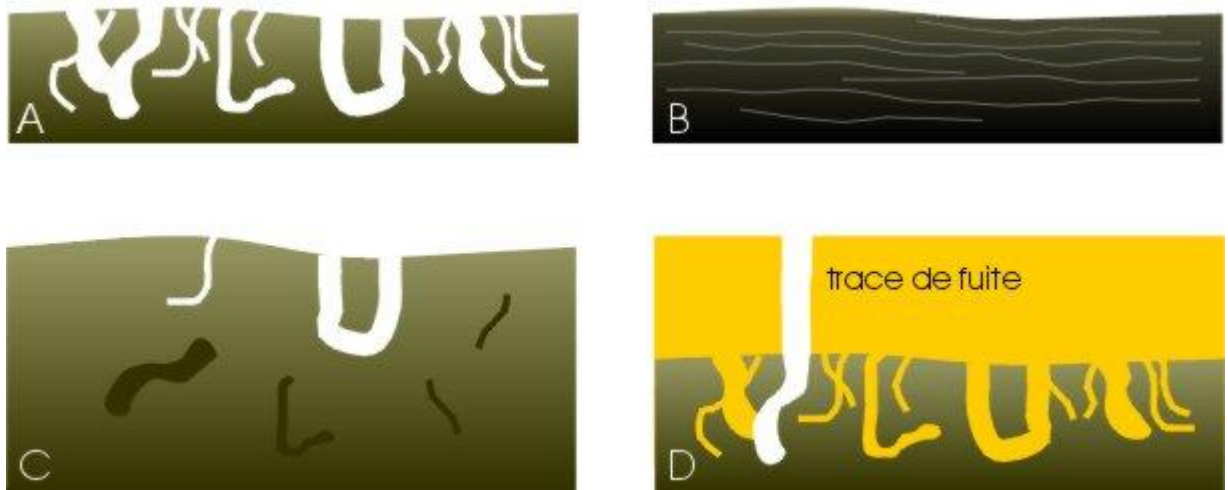


Figure V.22: la bioturbation comme indicatrice de la vitesse de sédimentation et du caractère plus ou moins réducteur du sédiment. En (A), une sédimentation lente permet le développement d'une endofaune très riche, avec de nombreux terriers; en (B), le sédiment est anoxique, limitant le développement de l'endofaune, ce qui permet la préservation de la lamination; en (C), la sédimentation est rapide et les terriers sont beaucoup moins nombreux; enfin, (D) montre un exemple de sédimentation épisodique (une couche de sable, en orange, recouvre les sédiments fins en gris-vert): une partie de l'endofaune disparaît, tandis que certains organismes s'échappent en migrant vers la surface. Remarquez qu'en A, C et D, l'augmentation du caractère anoxique du sédiment en profondeur (teintes plus sombres) limite la profondeur de la tranche de sédiment soumise à la bioturbation.



Traces de fuite ("escape structures") dans un grès famennien.