

TRANSPORT ET SÉDIMENTATION : FIGURES ET STRUCTURES SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉES

MOTS-CLÉS

- ▶ Écoulement laminaire, écoulement turbulent, nombres de Froude et de Reynolds.
- ▶ Vitesse de sédimentation, loi de Stoke.
- ▶ Houle, vagues, tsunamis, marées, courants.
- ▶ Courants de turbidité.
- ▶ Granulométrie, morphoscopie, exoscopie.
- ▶ Figures de courants, rides et mégarides (2D et 3D), ichnofossiles.
- ▶ Rudites, arénites, pélites, lutites, conglomérats, grès.
- ▶ Déflation, corrasion, dunes, barkhanes, éolianites.
- ▶ Loess, lehm, cendres.

Les moteurs du transport puis du dépôt des sédiments sont la **pesanteur (gravité)** et **l'énergie solaire**. Les vecteurs en sont le vent, les eaux courantes et marines et la glace. Deux types de constituants participent à la formation des roches sédimentaires :

- des éléments figurés ou particules sédimentaires qui proviennent de la destruction des roches de la croûte continentale lors des phénomènes d'érosion et sont transportés, en suspension, par les fleuves ou les vents vers l'océan ;
- des solutés provenant soit de l'altération des continents (véhiculés par les fleuves vers l'océan) soit de l'hydrothermalisme sous-marin. Ces solutés participent ensuite aux processus de (bio)précipitation.



Voir chap. 27.1



Voir chap. 23.5
et 23.6

Entre transport et sédimentation il y a souvent dans la nature une continuité et un mélange des processus qui rendent la séparation assez arbitraire. Les mécanismes de transports auront deux actions vis-à-vis des sédiments, ils conduiront d'une part à un tri granulométrique des particules et d'autre part, ils induiront l'édification de structures sédimentaires caractéristiques des conditions hydrodynamiques de l'environnement du dépôt.

28.1 LE TRANSPORT PAR LES EAUX

Le transport des particules par un fluide dépend de la concentration en particules et du régime d'écoulement du fluide. Pour des concentrations faibles, les particules sont transportées par les forces du fluide en déplacement, il conviendra alors de distinguer les deux grands types d'écoulements (**laminaire vs. turbulent**, *fig. 28.1*) qui permettent la mise en suspension temporaire ou permanente des particules. Pour les concentrations fortes (**courants de turbidité**), il n'y a pas de transport au sens strict par le fluide, fluide et particules se déplacent ensemble sous l'action de la gravité (*fig. 28.6*). Cela correspond aux phénomènes de déplacement en **masse** ou « *mass flow* » au sens large.

28.1.1 Notions d'hydrodynamique : nombres de Froude et de Reynolds

Le **débit liquide** d'un cours d'eau est le volume d'eau qui traverse sa section pendant l'unité de temps.

Encart 28.1 – Crues, érosion et sédimentation

À Paris, le débit moyen de la Seine est de 275 m³/s. Il peut tomber à 30 m³/s en période de basses eaux (étiage) et s'élever à 2 000 m³/s pendant les crues. En fait, *ce n'est pas le débit moyen d'un cours d'eau qui détermine son activité géologique mais le débit maximum le plus fréquent*. Lors des crues exceptionnelles l'érosion et la sédimentation sont plus actives en quelques heures qu'au long du demi-siècle qui les précèdent.



Voir
chap. 26.1.3

Le **débit solide** ou charge est la quantité de matériel qui traverse la section pendant l'unité de temps (40 kg/s soit environ 3 500 t/jour pour le Rhône). On appelle **capacité** le débit solide maximum, c'est-à-dire la charge maximale que peut transporter un cours d'eau en un point donné par unité de surface et pendant l'unité de temps. La **compétence**, transposition fâcheuse d'un mot anglais, désigne la possibilité pour un cours d'eau d'entraîner un matériau de poids maximum compatible avec sa vitesse. On peut donc dire que la capacité d'un courant est de 10 g par mètre carré et par seconde, tandis que sa compétence est de 200 g.

L'énergie développée par un cours d'eau, c'est-à-dire sa potentialité d'érosion, est donnée par un rapport sans dimension le **nombre de Froude (Fr)** :

$$Fr = v \sqrt{gh}$$

Où v est la vitesse, g la gravité et h l'épaisseur de l'écoulement. Si $Fr = 1$, l'énergie de l'écoulement est minimum et celui-ci est dit **critique** (*fig. 28.1A*) ; pour $Fr < 1$, l'écoulement est **subcritique** (tranquille) et pour $Fr > 1$, il est **supercritique** (rapide). Ces paramètres auront une influence sur les modes de transports et sur la géométrie des dépôts (*fig. 28.13*). En fait, la vitesse n'est pas constante sur toute la section : elle est maximum un peu au-dessous de la surface, dans l'axe du fleuve, et minimum sur le fond et près des berges. Lorsque le débit reste constant et que la section mouillée diminue, la vitesse augmente tandis que la pression diminue (c'est le « paradoxe » de Venturi, principe des trompes à eau). Cette diminution de pression provoque le brusque départ de gaz qui peut déclencher par implosion l'arrachement de roches aux parois (phénomène de cavitation).

La dynamique de l'écoulement permet de distinguer (fig. 28.1B) :

- **l'écoulement laminaire**, où les lignes de courants sont parallèles et distinctes les unes des autres. Le flot s'écoule parallèlement à sa surface limite et il n'y a pas de transfert d'énergie entre les différentes couches ;
- **l'écoulement turbulent** lorsque les lignes de courants s'entrecroisent et créent des tourbillons complexes. Dans ce type d'écoulement, la masse du fluide se déplace vers le haut et vers le bas par rapport à la direction générale de l'écoulement. Ces turbulences n'ont que peu d'influence sur la vitesse de l'écoulement, en revanche, elles jouent un rôle important dans le transport des particules en maintenant de façon plus ou moins durable les particules en suspension.

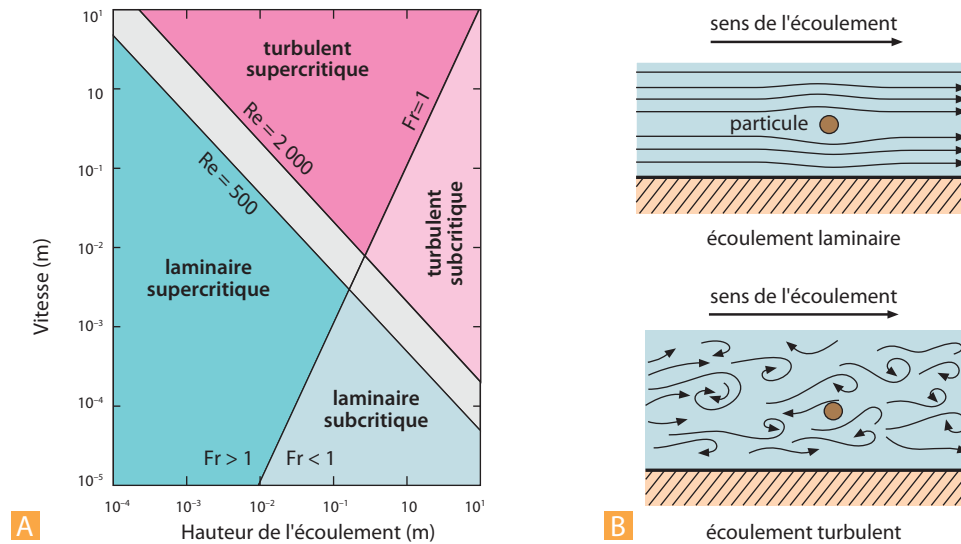


Figure 28.1 Les régimes d'écoulements.

- A.** Les régimes d'écoulements libres en fonction des valeurs critiques des nombres de Froude et de Reynolds.
- B.** Schéma d'un écoulement laminaire et d'un écoulement turbulent. Les flèches représentent les lignes de courant.

Le passage d'un type d'écoulement à l'autre est régi par une valeur critique du nombre de **Reynolds (Re)** qui traduit le rapport existant entre les forces d'inertie et la viscosité dynamique η (résistance de friction interne qui s'oppose au flot). En laboratoire, dans un tube de rayon l , un fluide de densité φ présente, pour une vitesse moyenne V_m , un nombre de Reynolds égal à :

$$Re = \varphi l V_m / \eta$$

Dans la nature, pour un écoulement de surface, l représente l'épaisseur de l'écoulement. Le passage de l'écoulement laminaire à l'écoulement turbulent se fait pour $500 \leq Re \leq 2000$. Il peut être provoqué par la présence d'obstacles

La combinaison des nombres de Froude et de Reynolds permet de définir quatre régimes pour des écoulements avec une surface libre : laminaire subcritique, laminaire supercritique, turbulent subcritique et turbulent supercritique (fig. 28.1A).

Deux fluides qui ont les mêmes nombres de Froude et de Reynolds sont équivalents du point de vue dynamique. Cette équivalence permet de modéliser à l'échelle d'un laboratoire ou d'un bassin expérimental des systèmes de tailles pluri-kilométriques.

28.1.2 Transport et sédimentation des particules : vitesse de sédimentation et loi de Stokes

Les particules sédimentaires peuvent être transportées par flottaison si leur densité est inférieure à 1, mais la plupart du temps elles se déplacent dans la masse liquide. Dans la partie haute de l'écoulement, elles sont transportées en suspension (permanente ou intermittente) tandis que dans la partie inférieure, au voisinage du fond (charge de fond), le transport se fait par roulement, saltation ou traction.

La probabilité d'entraînement d'une particule est fonction de sa taille et de l'énergie du fluide ; la force du fluide pouvant se décomposer en une force de soulèvement qui s'oppose à la gravité et une force de traction (fig. 28.2A). Le mode de transport (traction, saltation, suspension) dépend des caractéristiques de l'écoulement (exprimées sous la forme du **paramètre de Shield**, nombre sans dimension qui traduit la contrainte de cisaillement à l'intérieur du fluide) et de la dimension de la particule (fig. 28.2B).

Lorsque la force du courant diminue, les particules en suspension vont pouvoir se sédimenter dans un environnement calme. La **vitesse de sédimentation** V_s (ou **vitesse limite de chute**), d'une particule, de taille inférieure à 0,1 mm, en suspension répond à la **loi de Stokes** qui intègre les caractéristiques de la particule (densité, taille et forme) et les paramètres du fluide (densité, viscosité et type d'écoulement).

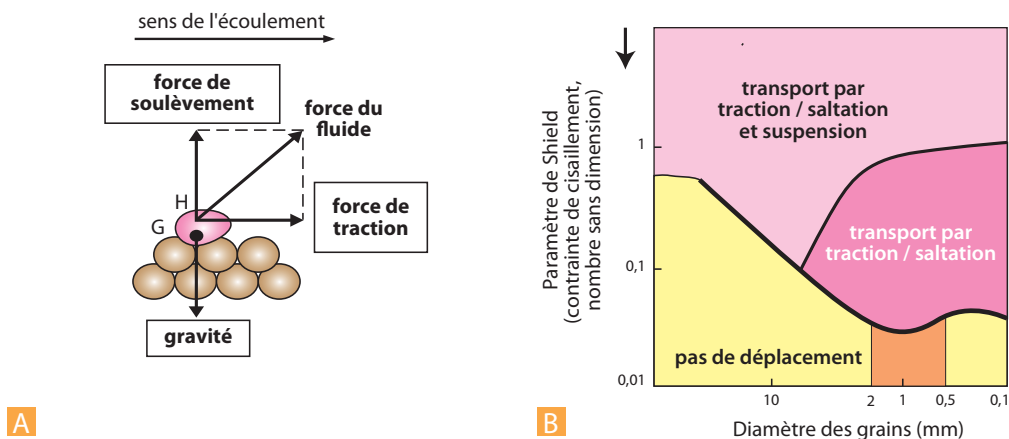


Figure 28.2 Les forces s'exerçant sur une particule (A) et les domaines des différents modes de transport dans un écoulement (B).

Les valeurs minimales des forces nécessaires au déplacement sont obtenues pour des grains de dimensions comprises entre 2 et 0,5 mm. Les grains plus gros et plus petits nécessitent des forces plus importantes. Le paradoxe des petites particules s'explique à partir de leur résistance au cisaillement, ainsi la cohésion des minéraux argileux peut être assurée de façon notable par les charges électriques de leurs feuillettes. Un tel paradoxe se retrouve sur le diagramme de Hjulström (fig. 28.3).

Encart 28.2 – Densité et forme des minéraux

Les minéraux classiques des sables ont des densités comprises entre 2,5 et 3 mais il existe des **minéraux lourds** tels le zircon (4,67), la pyrite (5) et les grenats (de 3,6 à 4,3). Pour la forme, les minéraux en paillettes (micas par exemple) n'auront pas même vitesse de sédimentation que les particules sphériques. Pour

le fluide, la viscosité (résistance d'un liquide à l'écoulement) varie avec la température. Elle est de 0,018 poises ($\text{g}/\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$) pour l'eau à 0 °C et presque de la moitié (0,010) à 20 °C, ce qui explique que les mers chaudes, où les particules se sédimentent plus rapidement, soient plus claires que les mers froides.

La formule de la **loi de Stokes** est complexe :

$$V_s = \sqrt{(4/3)((d \cdot g)/Cd)((\Delta\phi)/(\phi f))}$$

Avec V la vitesse limite de chute, d le diamètre des particules, g la gravité, Cd le coefficient d'entraînement par traction (fonction du régime du fluide (nombre Reynolds) et de la forme de la particule) et $\Delta\phi$ la différence de densité entre la particule solide (ϕ_s) et celle du fluide (ϕ_f). Une formule simplifiée peut être utilisée dans le cas de particules sphériques dans un écoulement laminaire :

$$V_s = (1/18) (d \cdot g \cdot \Delta\phi / \eta) \text{ avec } \eta = \text{viscosité dynamique (pascal.sec)}$$

Pour des particules de taille supérieure à 1 mm, la vitesse de sédimentation suit la **loi d'impact** :

$$V_s = k\sqrt{d}$$

Avec d le diamètre de la particule et k une constante où intervient la forme de la particule et $\Delta\phi$ la différence de densité entre la particule solide (ϕ_s) et celle du fluide (ϕ_f). Les particules de taille intermédiaire entre 0,1 et 1 mm suivent une loi composite intermédiaire.

Ces lois permettent de calculer des vitesses de sédimentation en laboratoire et de modéliser le comportement des particules dans l'océan. On a ainsi pu estimer la distance horizontale que devaient parcourir des particules, de tailles différentes, introduites par un fleuve dans l'océan avant d'atteindre la profondeur de 1 000 m.

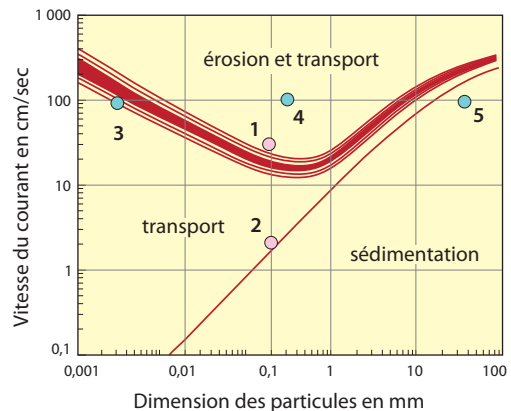
Diamètre des particules en mm	Vitesse de sédimentation (laboratoire à 27 °C)	Distance horizontale parcourue pour un courant de 1 cm/s
0,1	2 000 cm·h ⁻¹	1,8 km
0,03	180 cm·h ⁻¹	20 km
0,005	5 cm·h ⁻¹	720 km
0,001	0,2 cm·h ⁻¹	18 000 km

Compte tenu de la profondeur moyenne des fonds océaniques (– 3 800 m), on constate que les particules les plus fines ne devraient jamais se sédimenter dans les zones profondes de l'océan. En fait dans les conditions naturelles, les particules fines s'agglomèrent en agrégats de plus grosse taille qui peuvent sédimenter. Cette agglomération se fait sous l'action de processus physiques (floculation des argiles par exemple) ou biologiques (formation de coprolithes par les copépodes qui « broutent les coccolithes »).

Grâce à des dispositifs expérimentaux permettant de faire varier la vitesse du courant et/ou la dimension des particules, **Hjulström** a établi un diagramme délimitant trois domaines (fig. 28.3). Celui de la sédimentation où le courant n'a pas l'énergie suffisante pour transporter les particules,

Figure 28.3 Diagramme de Hjulström : les domaines érosion – transport – sédimentation.

Par exemple, un grain de sable de 0,1 mm est érodé et transporté par un courant de vitesse supérieure à 20 cm/s (point 1) ; il est encore transporté tant que la vitesse se maintient au-dessus de 2 cm/s puis se dépose lorsque la vitesse devient plus faible (point 2). Un courant de 100 cm/s transporte les particules inférieures à 0,005 mm déjà en suspension, érode et transporte celles comprises entre 0,005 et 10 mm et laisse déposer celles supérieures à 10 mm (points 3, 4, 5). On remarque que les très fines particules (inférieures à 0,1 mm) nécessitent des vitesses de plus en plus fortes en fonction de la diminution de taille pour être érodées, à cause de leur capacité à former des agrégats.



celui du transport où cela devient possible et enfin celui de l'érosion où le courant est non seulement capable de transporter les particules de la taille concernée mais peut, de plus, les arracher et les remettre en suspension si elles ont été déposées précédemment.

Lorsque la densité augmente avec la charge solide, le courant devient turbide puis boueux. On parle de lave froide dans les torrents et de courants *de turbidité* dans les lacs ou en mer (fig. 28.6).

28.1.3 L'hydrodynamisme des eaux marines côtières : vagues, marées, courants marins

On distingue classiquement les **mouvements oscillatoires** (houle, vagues, tsunamis et marées, suivant la période d'oscillation) et les **courants** mais il y a souvent une combinaison des phénomènes ce qui rend complexe l'analyse des dépôts sédimentaires associés.

a) La houle et les vagues

Ce sont des oscillations périodiques du niveau marin qui se manifestent de façon épisodique en fonction d'inégalité de pression agissant sur la surface de la mer. La distinction entre les deux phénomènes est assez délicate.

► La houle

C'est une oscillation sensiblement sinusoïdale régulière de la surface, lié à une dépression mobile, et qui se déplace sur de très longues distances. Certaines, originaires de l'Atlantique Nord, viennent frapper l'Antarctique après un parcours de plus de 15 000 km. La longueur d'onde de la houle est grosso modo proportionnelle au parcours accompli.

Encart 28.3 – Tsunamis et tempêtes

Les *tsunamis* ou *raz-de-marée* sont des houles d'une amplitude exceptionnelle, provoquées par des séismes. La période est de l'ordre du quart d'heure, la longueur d'onde peut atteindre 100 milles marins et la vitesse plusieurs centaines de km/h. Leur déferlement (vague parfois supérieure à 30 m), peut provoquer d'énormes destructions. La catastrophe du 26 décembre 2004 a fait au moins 200 000 victimes en Indonésie, Inde, Pakistan et dans diverses îles de l'océan Indien. De même, le tsunami du 11 mars 2011 sur les côtes du Japon a abouti, outre les victimes directes, à un accident nucléaire majeur (niveau 7) à la centrale de Fukushima. La France a développé depuis 2007 un plan tsunami, pour modéliser et évaluer les risques sur les côtes métropolitaines et les territoires d'outre-mer (voir www.planseisme.fr et fig. 28.4 C).

Lors de séismes de magnitude moyenne, le tsunami est en général provoqué par les glissements sédimentaires sous-marins associés à la secousse. Dans le cas de séismes de très forte magnitude, tel celui du 26 décembre 2004, le mouvement sismique peut directement provoquer la vague déferlante.

Les *ondes de tempêtes* sont liées à des dépressions barométriques importantes se déplaçant sur une zone océanique en provoquant une élévation du niveau de la mer (1 cm par baisse de 1 millibar de la pression atmosphérique). Lorsque différents processus (courants, vents violents, marées et/ou dépression barométrique exceptionnelle) entrent en conjonction et/ou que la vitesse de propagation entre en résonance avec l'onde d'oscillation propre du bassin, il peut en résulter des catastrophes importantes telles celles, assez fréquentes, sur les côtes sud de la mer du Nord. Ainsi, en 1953, une vague énorme, poussée par un vent de 160 km·h⁻¹, déferla sur les côtes de la Hollande et de l'Angleterre, remonta les estuaires et éventra les digues et les dunes, noyant champs et villages. Le raz-de-marée recouvrit 250 000 hectares et fit 2 000 morts et un million de sinistrés. C'est en partie pour prévenir de telles catastrophes, que le « **Plan Delta** », qui vise à la fermeture de la plupart des embouchures du delta Rhin-Meuse, a été mis en œuvre.


Voir chap. 6
et fig. 6.1

► Les vagues

Ce sont des oscillations, **formées sur place**, sous l'influence d'un vent local, elles se superposent le plus souvent à la houle. Les vagues se forment quand le vent atteint une vitesse de $1,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. L'**échelle de Beaufort** (12 degrés) relie la vitesse du vent, l'état de la mer et la hauteur des vagues. Cette échelle donne la hauteur moyenne des vagues significatives en utilisant le paramètre $H_{1/3}$ (hauteur moyenne du 1/3 supérieur des vagues observées). Les vagues dépassent rarement 7,5 m d'amplitude (force 8 de l'échelle soit **coup de vent**) mais par force 12 (**ouragan**) on observe exceptionnellement des « creux » de 25 m.

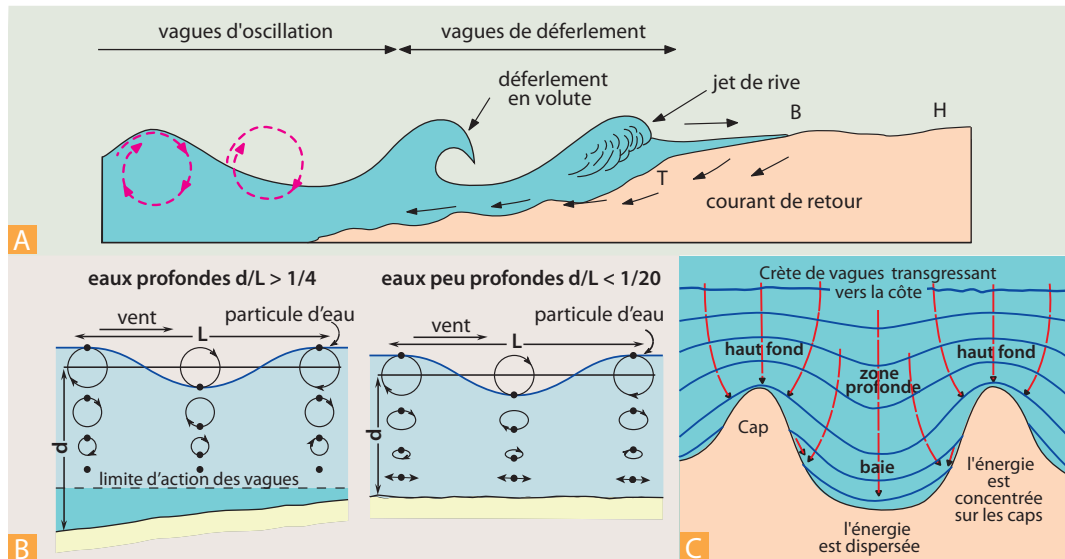


Figure 28.4 Les vagues.

- A.** Schéma de déferlement des vagues : lors du déferlement, le jet de rive est formé d'eau écumante et tourbillonnante (H : haute plage, B : bourrelet de plage, T : talus de déferlement.) Les flèches rouges pointillées indiquent les trajectoires circulaires des particules d'eau qui se déplacent dans le sens de la vague sur la crête et en sens inverse dans les creux.
- B.** Trajectoires des particules d'eau dans les vagues. En eaux profondes, la diminution exponentielle des orbites aboutit à la limite d'action des vagues. En eaux peu profondes, les orbites s'aplatissent en se rapprochant du fond, ce qui finit par engendrer un mouvement de va-et-vient qui va provoquer un vannage des sédiments.
- C.** Influence de la morphologie côtière sur l'action des vagues : les caps et les hauts-fonds provoquent un phénomène de convergence qui concentre l'intensité tandis que les baies et les zones profondes provoquent une divergence. Dans le cadre du plan de prévention des tsunamis en Méditerranée (www.planseisme.fr), les modélisations réalisées, à partir de l'accident survenu à Nice en 1979 (micro-tsunami provoqué par un effondrement sous-marin lors des travaux d'extension de l'aéroport), montrent une telle concentration induisant des hauteurs de vagues plus importantes autour des caps, notamment le Cap d'Antibes.

Le mouvement vertical des vagues au large s'accompagne de translation lorsqu'elles déferlent près de la côte. Le mouvement des particules d'eau, sous l'action du vent est complexe. Elles décrivent des trajectoires circulaires, qui se déplacent dans le même sens que la vague sur la crête et en sens inverse dans les creux (fig. 28.4A).

Au large, la taille des vagues dépend non seulement de l'intensité du vent mais également de la durée pendant laquelle il a soufflé et du **fetch** (étendue de mer sans obstacle sur laquelle le vent souffle). À proximité des côtes, au niveau de baies assez fermées, la houle par réflexion peut engendrer des ondes stationnaires (les **seiches**) capables, même par temps calme, de provoquer la rupture

d'amarres de bateaux ancrés dans un port. Au voisinage même de la côte, la houle et les vagues peuvent changer de direction en se réfléchissant sur un obstacle ou en se réfractant sur le fond. Ces phénomènes peuvent jouer un rôle important dans la répartition des sédiments : **croissants de plage** par exemple. Les reliefs sous-marins et la morphologie de la côte, agissant à la manière de lentilles convergentes ou divergentes, peuvent concentrer (au niveau des caps) ou au contraire disperser (au niveau des baies) l'énergie de la houle (fig. 28.4C). Cette influence de la topographie est intégrée dans les plans d'évaluation des risques liés aux tsunamis.

b) Les marées

Ce sont les mouvements oscillatoires de montée (le **flux**) et de baisse du niveau marin (**reflux**) en réponse aux forces gravitationnelles qui s'exercent sur la Terre : principalement l'attraction lunaire et dans une moindre mesure celle du Soleil (l'influence de Lune est 2,25 fois plus forte que celle du Soleil car la force d'attraction est proportionnelle à la masse et à l'inverse du carré de la distance).

Ce phénomène de marée se produit deux fois par jour sur les côtes de l'Atlantique avec un décalage de 45 minutes, car le « jour lunaire » (temps nécessaire pour que la Lune se retrouve dans une position identique à celle de la veille) est de 24 h 45.

Les cycles des marées ou **cycles tidaux** ont des intensités qui résultent de la conjonction entre les marées lunaires commandées par les paramètres orbitaux de la Lune (déclinaison et excentricité) et les marées solaires. Ces cycles sont complexes puisque les différentes positions relatives des astres s'observent sur 29,5 jours. Il existe ainsi un **cycle semi-lunaire** au cours duquel on observe une plus forte amplitude (**marées de vive-eau**) lorsque la Lune et le Soleil sont en conjonction (nouvelle lune) ou en opposition (pleine lune) et des **marées de morte-eau** lorsqu'ils sont en quadrature (premier et dernier quartier).

On définit aussi un **cycle semi-annuel** (ou cycle solstice/équinoxe) au cours duquel survient une succession de marées de fortes amplitudes (**équinoxes**) et une succession de faibles amplitudes (**solstices**).



Voir fig. 22.1

Encart 28.4 – Le marnage

La différence de niveau entre la haute et la basse mer ou *marnage* dépend beaucoup de l'orientation de la côte : dans la Méditerranée, mer fermée qui passe pour être sans marée, celle-ci atteint 2 m dans le golfe de Gabès. Dans l'Atlantique, il existe des côtes à marée très faible, mais l'amplitude est de 14 m dans la baie du Mont Saint-Michel et le maximum (18,5 m) est atteint dans la baie de Fundy (Canada).

c) Les courants

La courantologie océanique générale, superficielle et profonde a été traitée au chapitre 23, nous n'évoquerons ici que les phénomènes côtiers. Le flux et le reflux déterminent des **courants de marée** appelés respectivement **flot** et **jusant**, capables d'éroder le fond et les berges dans les chenaux étroits des estuaires. La vitesse du flot est d'autant plus grande que la côte est plus basse ; au Mont Saint-Michel, elle atteint 10 à 20 km à l'heure. Ces courants de marée peuvent, au reflux, favoriser l'écoulement des fleuves ; à marée montante, au contraire, ils le contrarient. C'est alors que peut se produire une vague puissante, le **mascaret**, qui remonte les estuaires et balaie leurs rives.

Le flot est un grand pourvoyeur de sédiments : 3 000 tonnes à chaque marée dans la baie du Mont Saint-Michel. Dans la Manche occidentale (fig. 28.20), les vitesses des flots et jusants sont dissymétriques : Elles sont faibles (1 nœud) vers les côtes anglaises, fortes au niveau de la Bretagne (3 à 4 nœuds) et atteignent un maximum de 6 à 8 nœuds au large du Cotentin. Cela commande la répartition des sédiments : cailloutis et graviers vers les côtes françaises, sables et vases vers les côtes anglaises (fig. 28.20).

Lorsque la direction des vagues est oblique par rapport au rivage, il naît des courants parallèles à la côte : la **dérive littorale**. L'interaction des vents dominants, de la direction de la houle et de la dérive littorale donne naissance à des sillons ou des crêtes de plage. Très fréquemment ces structures arrivent à s'engraisser avec des galets ou du sable. Au niveau des côtes plates, cela peut aboutir, en avant du rivage, à un **cordons littoral** émergé (ennoyé seulement par les hautes mers) qui sépare une **lagune** de la pleine mer. Si la lagune ne reçoit pas de rivière à débit suffisant, elle reste isolée, sinon il s'établit une communication avec la mer. C'est le cas du bassin d'Arcachon dans lequel se jette la Leyre, rivière à fort débit et des graus (passes) des lagunes du Languedoc.

Encart 28.5 – Les cordons littoraux

Les cordons littoraux (**offshore-bar**, haffen en Baltique, pouliers en Picardie) peuvent voir leur volume et leur altitude s'accroître par l'édification de dunes comme c'est le cas dans les Landes. Ils contribuent à rendre les côtes rectilignes, d'où l'idée que l'action de la mer pouvait « régulariser » les côtes, alors que, le plus souvent, son action contribue à mettre les caps en évidence et à approfondir les baies. La destruction du cordon des îles Frisonnes a créé la mer des Wadden et le Zuyderzee, aujourd'hui

transformé en lac (Ijsselmeer), par la construction d'une digue de 30 km. Les **flèches** sont des cordons obliques par rapport à la direction générale du rivage. Lorsque la flèche raccorde une île au rivage on parle de **tombolo**. Ils peuvent être simples (Quiberon), doubles (presqu'île de Giens, Bourg-de-Batz-Le Croisic) et même triples (Monte Argentino en Italie, Carthage en Tunisie). Dans ces deux derniers cas, il s'établit entre les tombolos, un système de lagunes.

28.1.4 La zonation bathymétrique (hydrodynamique) de la plate-forme continentale

Les phénomènes de houles, vagues et marées jouent un rôle capital en sédimentologie et en écologie côtières, elles commandent les processus de production, transport et accumulation des sédiments. Les géologues ont donc établi une zonation de la bathymétrie des plates-formes (**domaine néritique**) basée sur la limite d'influence des différents processus hydrodynamiques (fig. 28.5). Les profondeurs sont indicatives et variables en fonction des conditions locales (climat, régime des vents, type de marées, courants, morphologie de la côte...) mais cela permet d'établir un schéma morphologique (qu'on doit adapter à chaque région et à chaque époque) qui, une fois complété par la répartition des différents types de sédiments, constituera un **modèle ou profil de dépôt**.

Sur un profil perpendiculaire à la côte, les marées permettent de définir le domaine de **l'arrière-plage** (*backshore*, au-dessus du niveau moyen des marées hautes), de la **plage ou estran** (*foreshore*, entre les niveaux des marées hautes et basses), de **l'avant-plage** (*shoreface*, en dessous du niveau des basses mers). Les sédimentologues utilisent souvent les termes de **supratidal**, **intertidal** et **infratidal** pour désigner les milieux et faciès respectivement au-dessus, au niveau et en dessous de la zone de balancement des marées. Pour les biologistes, l'arrière-plage représente l'étage **supra-littoral**, l'estran l'étage **médio-littoral**, l'avant plage l'étage **infra-littoral** et au-delà, jusqu'à la limite inférieure des algues, l'étage **circa-littoral**.

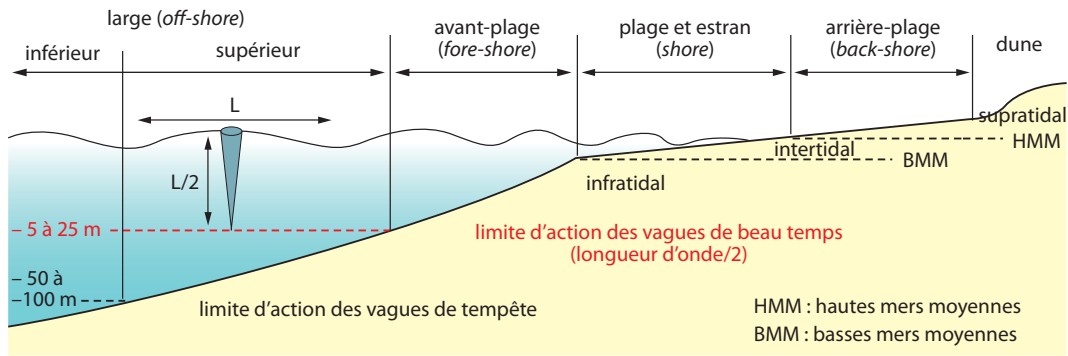


Figure 28.5 Zonation hydrodynamique et environnements de dépôts du domaine marin côtier.

La frontière entre l'avant-plage et le **large (offshore)** est définie par la **limite d'action des vagues de beau temps** (fig. 28.4). Ce domaine se divise en un offshore supérieur et un offshore inférieur au niveau de la **limite d'action des vagues de tempêtes**. Les profondeurs de ces différentes limites dépendent de la longueur d'onde des vagues (la profondeur est égale à la moitié de la longueur d'onde, fig. 28.5) ; on peut les estimer dans la nature actuelle entre - 5 et - 15 m pour les vagues de beau temps et entre - 50 à - 100 m pour les vagues de tempêtes. Pour les reconstitutions des paléoenvironnements, il sera donc particulièrement important de disposer de marqueurs caractéristiques de chacune des zones (minéraux, organismes, granulométrie des sédiments, structures sédimentaires). Les structures sédimentaires et les faciès sont la traduction des conditions hydrodynamiques tandis que l'écologie des organismes traduit l'adaptation de ceux-ci aux conditions du milieu.

Voir fig. 30.21 et fig. 30.22

28.1.5 L'hydrodynamisme sur le talus : les courants de turbidités

Le talus continental est le siège d'un hydrodynamisme particulier, lié aux processus gravitaires qui provoquent des glissements en masse dont la dilution par les fluides aboutit aux **courants de turbidité ou de densité** (fig. 28.6A) : courants, d'une densité supérieure à celle du fluide ambiant, constitués d'un mélange de particules de dimensions variables en suspension dans un liquide turbulent.

Dans un courant de turbidité, on ne peut pas parler de transport de particules par un fluide, **particules et fluides se déplacent ensemble**. On distingue les **courants de turbidité de haute densité**, très chargés en particules (50-250 g/L) et circulant à vitesse élevée et **courants de turbidité de faible densité** moins chargés (0,025-2,5 g/L), à particules plus fines et vitesse moindre.

Un courant de turbidité (fig. 28.6A) comporte trois parties qui se déplacent avec des vitesses différentes : la tête qui se déplace à une vitesse V_T et présente un système de volutes (du fait de la viscosité du fluide ambiant qui freine l'avancement), le corps qui a une vitesse supérieure (V_C) et un sillage (V_S plus faible), écoulement turbulent généré en arrière des volutes de la tête. Les volutes induisent une dilution du fluide dense par le milieu ambiant. La dynamique de la tête et l'épaisseur du sillage sont fonctions de la profondeur du milieu ambiant. L'ensemble est très sensible aux variations de la topographie, chaque ressaut ou rupture de pente aboutit une modification de l'écoulement (écoulement laminaire vs écoulement turbulent, expansion du panache) qui se marque dans la sédimentation.

Voir chap. 31, fig. 31.8

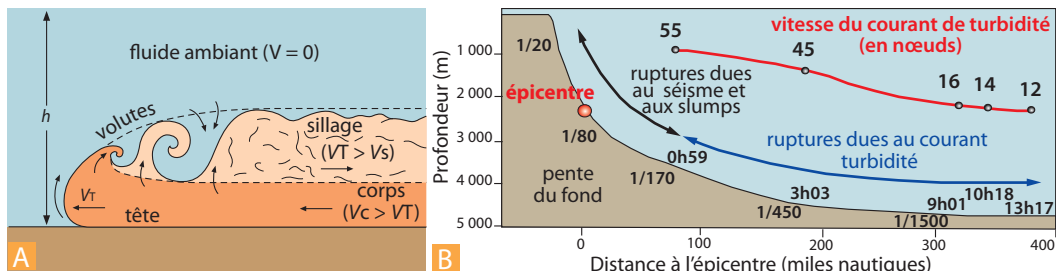


Figure 28.6 Les courants de turbidité.

- A.** Les différentes parties d'un courant de turbidité ou de densité.
B. Le glissement sous-marin du grand banc de Terre-Neuve (1929) : horaires des ruptures des câbles téléphoniques et vitesses du courant déduites de ces ruptures (1 nœud = 1,852 km/h).

La durée d'efficacité d'un courant gravitaire est fonction de l'évolution de la pente et du contraste de densité avec le fluide ambiant. Les expériences en bassins montrent que pour les pentes faibles (inférieures à $0,5^\circ$) la vitesse de la tête diminue rapidement avec la distance parcourue alors que pour les pentes plus fortes la tête garde assez longtemps une vitesse constante tandis que son volume augmente avec le déplacement par réinjection d'eau. Le contraste de densité avec le fluide ambiant peut se réduire soit par perte de particules qui se déposent au cours du transit soit par dilution (réinjection d'eau dans les volutes de la tête ou mélanges à l'interface entre le corps et le sillage). Suivant la vitesse du courant et la nature du substrat, son passage sera accompagné ou non d'érosion.

Ces courants résultent d'instabilité sédimentaire. La mise en mouvement des courants peut être déclenchée par différents processus : séismes, mouvements tectoniques mais aussi simple accumulation sédimentaire ou une surcharge, foisonnement ou encore remaniement interne du sédiment par suite de compaction. Les séismes sont sans aucun doute un processus majeur (certains utilisent la fréquence des dépôts turbiditiques comme indice de paléosismicité) mais ils ne sauraient être les seuls déclencheurs, nous reviendrons sur ce problème dans le chapitre 31.

Encart 28.6 – Le glissement du grand banc de Terre Neuve

La conjonction séisme-glisement a permis de montrer que la vitesse de ces courants de turbidité était très importante (fig. 28.6B). En 1929, un séisme dans l'Atlantique Nord au niveau du grand banc de Terre-Neuve, déclencha un glissement gravitaire dont les coulées coupèrent les câbles téléphoniques assurant la liaison Europe-Amérique ; l'heure du séisme et l'heure des coupures des transmissions conduit à des vitesses initiales d'écoulement de l'ordre

de $100 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, vitesses qui restent encore de l'ordre de $20 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ au bout de 450 km.

La masse sédimentaire mobilisée dans un glissement sous-marin lors d'un séisme peut être considérable. Dans le cas des magnitudes moyennes à fortes, c'est en général son déplacement et non la rupture sismique qui est à l'origine des raz de marée ou tsunamis qui suivent les séismes.

28.2 IMPACT DE L'HYDRODYNAMISME SUR LES SÉDIMENTS ET FIGURES SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉES AUX MODES DE TRANSPORT ET DE DÉPÔT

L'hydrodynamisme du milieu de transport et de dépôt (ou l'aérodynamisme dans le cas de la sédimentation éolienne) va produire trois types d'effets sur les sédiments : un tri granulométrique, un façonnage particulier des particules (**morphoscopie** et **exoscopie**) et l'édification de figures et de structures sédimentaires plus ou moins caractéristiques de l'environnement. L'analyse de l'enregistrement sédimentaire de ces processus dans les séries fossiles sera une démarche importante pour la reconstitution des environnements de dépôts.

28.2.1 La granulométrie : mode de transport et origine des sables

Les sédiments sont le plus souvent constitués de particules de tailles très diverses. L'**analyse granulométrique** consiste à grouper les constituants d'un sédiment ou d'une roche meuble en classes comprises entre des dimensions données (fig. 28.7). Elle s'effectue le plus souvent par tamisage (pour les roches indurées, l'analyse peut se faire au microscope avec un oculaire gradué, on parle alors de **granulométrie virtuelle**). Pour pouvoir intégrer des tailles allant de quelques microns à plusieurs mètres, les échelles granulométriques s'ordonnent selon une progression géométrique. Ces échelles sont souvent converties en échelle arithmétique (unités α AFNOR, pour la norme française) plus facile à utiliser mais sans signification physique (tableau 28.1, § 28.3). Les résultats sont exprimés sur un graphique par histogramme, courbe cumulative (fig. 28.7A) ou courbe de fréquence.

Le calcul d'un certain nombre d'indices permet de quantifier le classement du sédiment, il s'agit de :

La **médiane (Md) ou grain moyen**. C'est la dimension des grains telle que 50 % du poids de l'échantillon soit fait de grains plus petits et 50 % de plus gros (fig. 28.7A). La valeur de la médiane dépend de l'agent de transport, mais elle a surtout une valeur régionale ou locale. On étudie ses variations en comparant diverses courbes granulométriques établies selon des normes semblables.

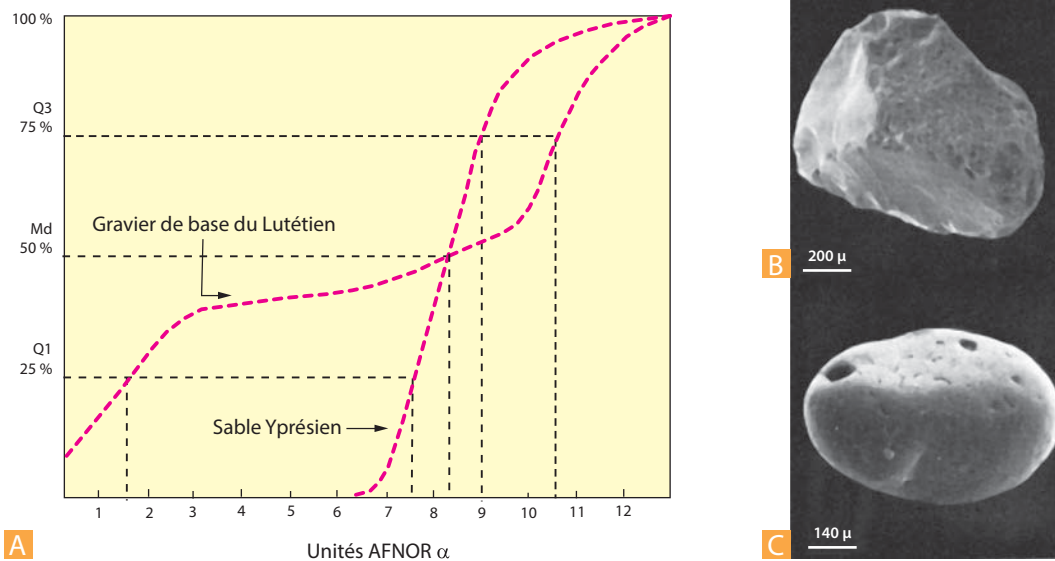


Figure 28.7 L'origine des sables.

A. Analyse granulométrique : courbes cumulatives, valeur de la médiane, de l'hétérométrie et de l'asymétrie pour deux sables de l'Éocène, prélevés à Kwaremont (Belgique). Les tailles des grains sont représentées par les cologarithmes des dimensions des mailles des tamis (unités α , AFNOR).

Pour le sable grossier de la base du Lutétien : Md = 8,3 unités α soit 0,15 mm ; Hq = $(10,6 - 1,6)/2 = 4,5$ soit un sable mal classé ; Asq = $[(1,6 + 10,6) - (2 \times 8,3)] / 2 = -2,2$: la fraction fine est la mieux classée.

Pour le sable yprésien : Md = 8,3 (unités α) = 0,15 mm ; Hq = $(9 - 7,6)/2 = 0,70$; Asq = $[(7,6 + 9) - (2 \times 8,3)]/2 = 0$. Ce sable, bien qu'ayant la même médiane que le précédent, est beaucoup mieux classé. Sa distribution est parfaitement symétrique, entre les deux quartiles Q1 et Q3. Ces caractères signifient une grande constance dans l'apport et les conditions de dépôt.

B. Exoscopie : quartz émousé luisant à traces de chocs, nombreuses et accentuées, indiquant un transport dans un milieu torrentiel.

C. Exoscopie : quartz rond mat avec de nombreuses traces en coups d'ongle (éolisation) qui ont été reprises dans une phase de polissage en milieu aquatique.

L'**hétérométrie** ou **indice de classement** qui se calcule à partir des valeurs du premier quartile Q1 (abscisse correspondant à $y = 25\%$) et du troisième quartile Q3 (abscisse correspondant à $y = 75\%$). Cet indice d'**hétérométrie interquartile** ou Hq est égal à $(Q3 - Q1)/2$. Le sédiment est d'autant mieux trié que l'hétérométrie est plus petite. Un sable bien trié est dit **homométrique**.

L'**asymétrie**. Le classement des grains peut être très régulier, donnant ainsi des courbes symétriques, mais il arrive souvent que l'hétérométrie soit inégale de part et d'autre de la médiane (fig. 28.7). Les courbes sont alors asymétriques. On peut évaluer cette asymétrie entre le premier et le troisième quartile en calculant un indice d'**asymétrie interquartile** (Asq) qui est égal à $[(Q1 + Q3) - 2Md]/2$. Lorsque la répartition est parfaitement symétrique de part et d'autre de la médiane, $Asq = 0$. Si Asq est positif, c'est la fraction grossière qui est la mieux classée, si Asq est négatif, c'est la fraction fine (fig. 28.7).

À travers ces différents indices, on peut retrouver la marque des conditions de transport. Cependant, il convient d'être prudent car une part des éléments entrant dans le calcul des différents indices peut être héritée d'une histoire antérieure du sédiment ou au contraire ne traduire que le dernier mode de transport qui a précédé le dépôt.

28.2.2 Tri granulométrique et vannage des sédiments par les vagues

Du point de vue sédimentaire, l'effet des vagues se traduit par un tri sédimentaire, le sédiment fin est vanné vers le large alors que le sédiment grossier s'accumule à proximité des côtes. L'effet des vagues renforce aussi celui des courants ; en mettant en suspension les particules, elles facilitent leur transport par les courants. Cependant l'agitation de l'eau diminue assez rapidement avec la profondeur. On définit ainsi la **limite d'action des vagues** (fig. 28.4B) : profondeur en dessous de laquelle les sédiments ne sont plus soumis à l'agitation. Elle dépend du régime des vents et de la morphologie de la côte, elle est en moyenne égale à la moitié de la longueur d'onde des vagues soit -5 à -25 m pour les **vagues de beau temps** et -50 à -100 m pour les **vagues de tempête** (fig. 28.5). En fait, l'action des vagues sur le sédiment dépend à la fois de l'épaisseur de la tranche d'eau et de la hauteur des vagues (fig. 28.8).

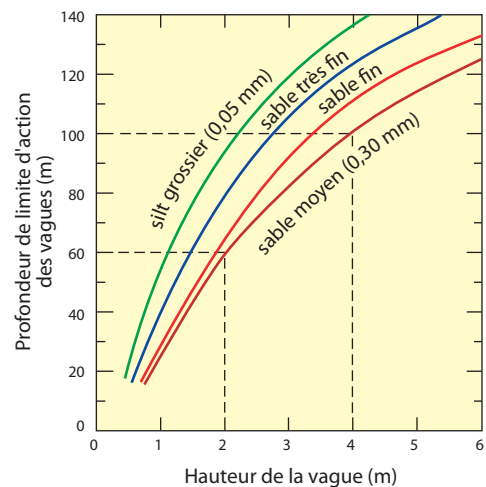


Figure 28.8 Influences de l'épaisseur de la tranche d'eau, de la hauteur des vagues et de la granulométrie sur la mise en mouvement des sédiments par les vagues.

Il faut des vagues de 4 m pour déplacer des sables moyens (grains de 0,30 mm de diamètre) à une profondeur de 100 m alors que pour une profondeur de 60 m des vagues de 2 m seront efficaces.

Le vannage des sédiments résulte aussi de la modification de la hauteur d'eau au cours du cycle de la vague. Lors du passage de la crête, la hauteur d'eau s'élève et la friction sur le fond est plus faible ; la traction s'exerçant vers la côte, les sédiments fins et grossiers sont entraînés dans cette direction. Lors du creux de vague, la hauteur d'eau diminue augmentant la friction sur le fond. La traction s'exerce alors vers le large mais du fait de l'augmentation de la friction sur le fond, seuls les sédiments

fins sont entraînés. **Au total, les sédiments grossiers s'accumulent dans la zone côtière tandis que les sédiments fins sont exportés au large.**

28.2.3 Les aspects de surfaces des grains : morphoscopie et exoscopie

La surface des grains, notamment des quartz, enregistre les conditions de transport et de dépôt des sables.

L'analyse morphoscopique consiste à examiner à la loupe binoculaire l'état de surface des grains. Ainsi, dans les sables quartzeux, on distinguait classiquement les grains *non-usés* (NU) anguleux, peu transportés ; les *ronds mats* (RM) éoliens et les *émoussés luisants* (EL) fluviatiles et marins. Les études plus récentes ont montré la nécessité de prendre en compte les transformations chimiques : l'aspect mat peut provenir aussi d'un début d'accroissement secondaire, d'une action prolongée de certains fluides (acides, eau de mer), de variations de température brusques et répétées ou même de l'état originel du grain (quartz rhyolitiques).

L'analyse exoscopique (fig. 28.7B et C) consiste en l'examen de la surface des grains (quartz en particulier) au microscope électronique à balayage (MEB). Elle permet non seulement de déterminer le mode de transport et le milieu de dépôt (éolien, fluviatile, intertidal...) mais aussi de retrouver les différents milieux dans lesquels le minéral a pu séjourner et évoluer (« **mémoire** » **des grains de sable**). En effet, chaque milieu dans lequel le grain a séjourné a laissé une empreinte qu'il s'agit d'identifier pour en déduire la chronologie des événements subis par le grain. En adjoignant à cette méthode l'étude des inclusions fluides ou solides (**endoscopie**), on dispose ainsi d'outils qui permettent de décoder l'histoire de chaque grain de quartz.

Enfin, par séparation à l'aide d'une liqueur dense (polytungstates), on peut isoler les **minéraux lourds** des sables. Il s'agit de minéraux, correspondant le plus souvent aux minéraux accessoires des roches endogènes, présents en très faible quantité dans les sables. La détermination des associations de minéraux lourds permet parfois de connaître la patrie d'origine des sables (roche-mère, province distributrice).

28.2.4 Les figures et structures sédimentaires marqueurs de l'hydrodynamisme

Les conditions hydrodynamiques au cours du transport et/ou du dépôt génèrent des figures sédimentaires ou provoquent des constructions sédimentaires (**structures sédimentaires**) particulières qui permettent, lorsqu'elles ont été fossilisées, de caractériser les **paléo-environnements**.

a) Les figures de courants

On distingue les figures d'érosion et les empreintes d'objets transportés. Si elles se présentent en creux à la surface de sédiments présentant une certaine cohésion (boues, argiles), on emploie alors le terme de **mark** dans la terminologie anglo-saxonne (fig. 28.9). Dans les séries fossiles, elles sont dans la majorité des cas, fossilisées en moulage (contre-empreintes en relief) à la base du banc suivant (on utilise alors le terme de **cast**). Ces figures sont bien fossilisées à la base des bancs de grès fins et moyens, beaucoup plus rarement dans les séries calcaires.

Les **figures d'érosion** (fig. 28.10A) : les **flutes** (*flute mark*) sont des figures d'affouillement très répandues ; il s'agit de figures lingoïdes, centimétriques à décimétriques, dont l'axe principal est parallèle au courant et la pointe face au courant. Elles résultent de l'action des tourbillons au niveau du fond. Les figures en croissant (**crescent mark**) correspondent à un affouillement autour d'un objet (galet, coquille). On peut aussi trouver des marques de ruissellement (qui divergent vers l'aval) et des chenaux d'érosion (décimétriques à décamétriques).

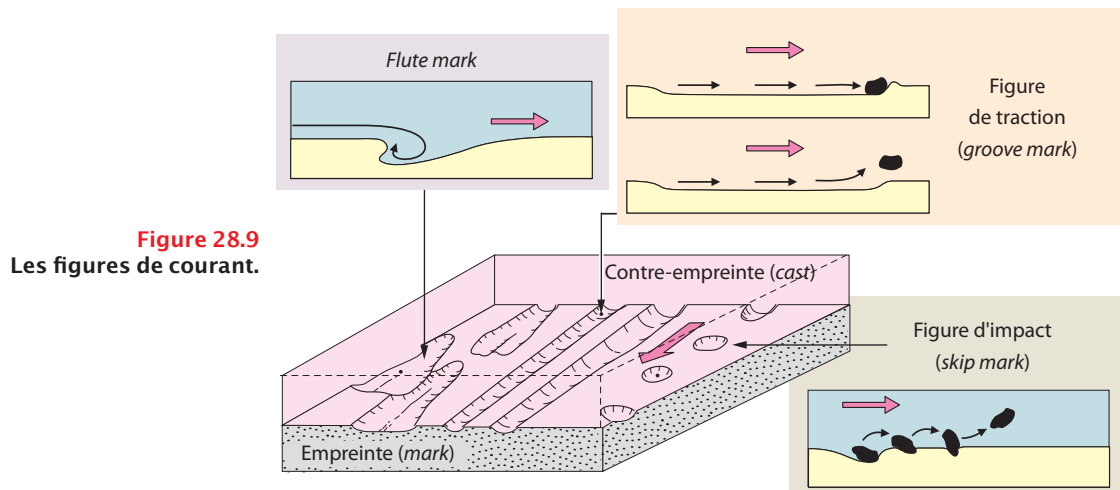


Figure 28.9
Les figures de courant.

Les **empreintes d'objets transportés** (fig. 28.9 et 28.10B) : Elles ne donnent en général que la direction du courant, rarement le sens. Il s'agit des cannelures ou figures de traction (**groove mark**), des figures d'impacts répétés (**skip mark**) traduisant un transport par saltation et des figures de roulement sur le fond (**roll mark**).



Figure 28.10 Figures d'érosion et de transport d'objets.

- A.** *Flute casts* : la flèche donne le sens du courant (flysch Éocène inférieur, plage d'Itzurun, Zumaïa, Espagne).
- B.** *Groove casts* (figures de traction) : noter la présence de 2 directions de courants. Ce type de figure ne donne pas le sens du courant (flysch Éocène inférieur, route de Zumaïa à Gétaria, Espagne). (Photos M. Renard)

Encart 28.7 – Figures sédimentaires, non liées aux courants



Elles apportent aussi des renseignements utiles sur les milieux de dépôts. On peut citer les indices d'émersion tels les impacts de gouttes de pluies, les fentes de gels et les fentes de retraits en polygones (dessiccation et compaction de sédiments fins lors d'une exondation). Certaines correspondent à une déformation postérieure au dépôt telles les figures de glissement (**slump**, fig. 31.2), les figures de charge et les injections clastiques (liées à une charge

inégalement répartie d'un sédiment grossier reposant sur une couche boueuse), les figures d'échappement d'eau et de gaz (**convolute**, fig. 28.11) et de sédiments (**volcans de boue**). Ces dernières structures supposent une liquéfaction du sédiment (**thixotropie**) qui dans certains cas a pu être favorisée par une secousse sismique. Le dépôt est alors une **séismite** ou **sismite** (fig. 28.11C).



Figure 28.11 Figures d'échappements d'eau.

- A.** Échappement d'eau dans une turbidite fine (flysch Éocène inférieur, plage d'Izurun, Zumaia, Espagne).
- B.** Échappement d'eau dans un sable grossier (cône sous-marin, Éocène inférieur, Cabo Higer, Hondarrabia, Espagne).
- C.** Échappement d'eau dans des marnes et calcaires gréseux de plate-forme. Compte-tenu de l'environnement et de la rareté de ce type de figures dans la série, il s'agit vraisemblablement de séismites (Ilerdien, Coustouge, Corbières). (Photos M. Renard)

b) Les structures sédimentaires : rides et dunes, stratifications entrecroisées

Les courants et les vagues contribuent à construire des édifices sédimentaires assez voisins, dissymétriques pour les premiers, symétriques pour les seconds. La distinction n'est pas toujours aisée d'autant plus que les actions des deux phénomènes peuvent se combiner dans les conditions naturelles.

► Les structures sédimentaires liées aux courants unidirectionnels

Les courants unidirectionnels provoquent la formation de **rides asymétriques** (longueur d'onde < à 0,6 m) et de **mégarides (ou dunes hydrauliques)**, structures perpendiculaires au courant et qui se déplacent dans les sens de celui-ci (fig. 28.12). Ces structures présentent une pente faible du côté amont (face au courant) et une pente forte en aval. La sédimentation s'effectue sous forme de micro-avalanches qui induisent une structure interne en laminations obliques. Elles ressemblent aux dunes éoliennes mais les dimensions, les angles des laminations sont différents et les formes éoliennes sont beaucoup plus diversifiées du fait de la variabilité plus grande des vents (fig. 28.23 et 28.24).

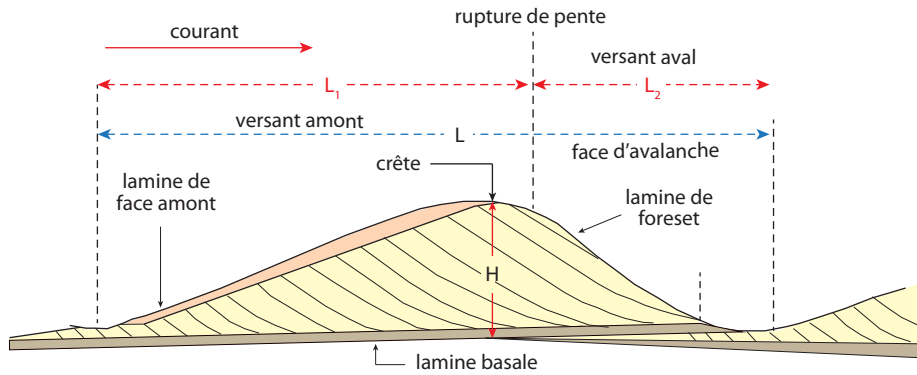


Figure 28.12 Profil, paramètres et structure interne d'une ride.

On caractérise ces structures par leur longueur d'onde (L), leur hauteur (H) et leur asymétrie (L_1/L_2). Les rides ont une longueur d'onde $L < 0,6$ m. Les mégarides ($0,6 \text{ m} < L < 100$ m) se développent pour des granulométries et des puissances de courant plus élevées.

Le domaine d'existence des différentes formes est fonction de la granulométrie du sédiment et de l'énergie de l'écoulement, qui peut être défini par le **nombre de Froude** (Fr , fig. 28.1) et par la vitesse de l'écoulement (fig. 28.13). Expérimentalement, on a pu définir ainsi un **domaine inférieur** où l'énergie de l'écoulement est trop faible pour permettre un mouvement des particules, la sédimentation se fait par **décantation** des particules en suspension. C'est le domaine des **lits plats inférieurs**. Le domaine suivant est celui des **rides de courants**. Ces petites structures (longueur d'onde < 60 cm et $0,3 \leq H \leq 6$ cm) se développent dans des sables de granulométrie inférieure à $0,6$ mm et s'observent dans tous les environnements continentaux et marins (jusque dans les grands fonds) pour des courants compris entre 25 et $60 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$.

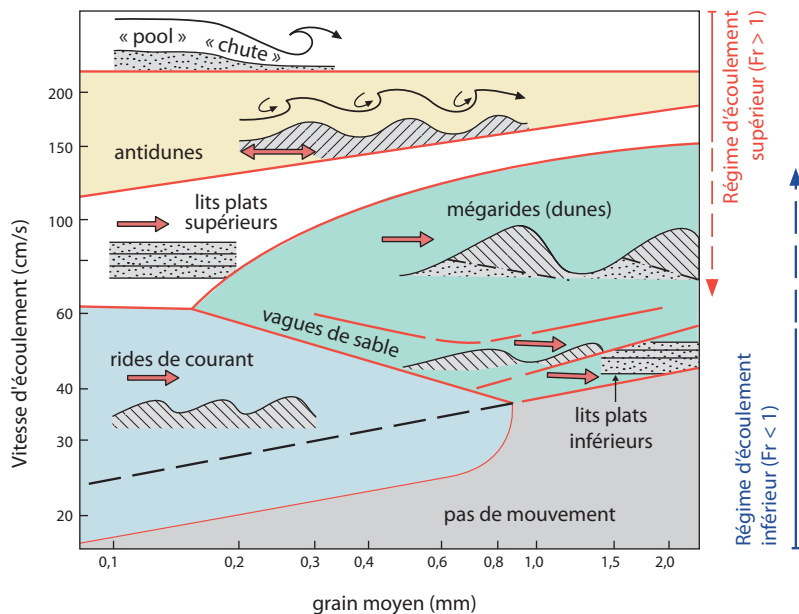


Figure 28.13 Détermination expérimentale du domaine des différentes structures sédimentaires construites par un courant unidirectionnel en fonction de la vitesse de l'écoulement et de la granulométrie du sédiment.

Les différents édifices ne sont pas à l'échelle, les flèches rouges indiquent le déplacement des particules, les noires la direction du courant.

Les **mégarides (ou dunes)** se forment soit à partir des rides de courants soit à partir des lits plats inférieurs (en fonction de la granulométrie) quand l'énergie augmente. Leur longueur est comprise entre 0,5 et 10 m et leur hauteur entre 0,6 et 1,5 m. Elles se développent dans des granulométries plus importantes (0,2 à 2 mm), sous des courants de vitesses comprises entre 30 et 150 cm/s. **Lits plats inférieurs, rides de courants et mégarides sont des structures caractéristiques du régime d'écoulement inférieur** (fig. 28.1, écoulement subcritique ou tranquille, $Fr < 1$).

Pour les **rides et les mégarides**, la géométrie des lamines et des crêtes de rides est fonction de l'énergie de l'écoulement. On distingue dans un ordre d'énergie croissante les stratifications obliques tabulaires où les crêtes des rides sont rectilignes et les bases parallèles ou sécantes. **Ces rides, souvent nommées rides 2D, présentent des stratifications entrecroisées planes** (fig. 24.14A et B). Avec l'accroissement de l'énergie, les crêtes deviennent d'abord ondulées puis lingoïdes ; la section dans le plan frontal donne alors des structures en auges et festons (**rides 3D**, fig. 24.14C et D).

Les **lits plats supérieurs** (avec mouvement du sédiment) sont des structures horizontales, sans élévation, caractérisant un déplacement des particules par **roulement, saltation et traction**. Les figures d'érosion peuvent être assez fréquentes. Cette structure marque le **passage au régime d'écoulement supérieur** (écoulement supercritique ou rapide, $Fr > 1$, fig. 28.1). Les **antidunes** sont des systèmes d'ondulations stationnaires des dépôts en phase avec celles du courant ondulatoire qui les génère (fig. 28.13). Elles doivent leur nom au fait qu'elles peuvent progresser dans le sens inverse du courant mais la plupart du temps, elles sont stationnaires ou peuvent même migrer dans le sens du courant. D'une longueur variant du décimètre à plusieurs mètres, leur élévation est faible (< 50 cm) ; elles s'édifient dans des petits fonds soumis à des courants intenses comme les chenaux de vidange des courants de marées). Les structures en **chutes et pools** se développent fréquemment dans les chenaux, elles correspondent à des écoulements de fortes énergies qui provoquent des zones de transport, d'érosion et de dépôt qui se succèdent de façon irrégulière et discontinue.

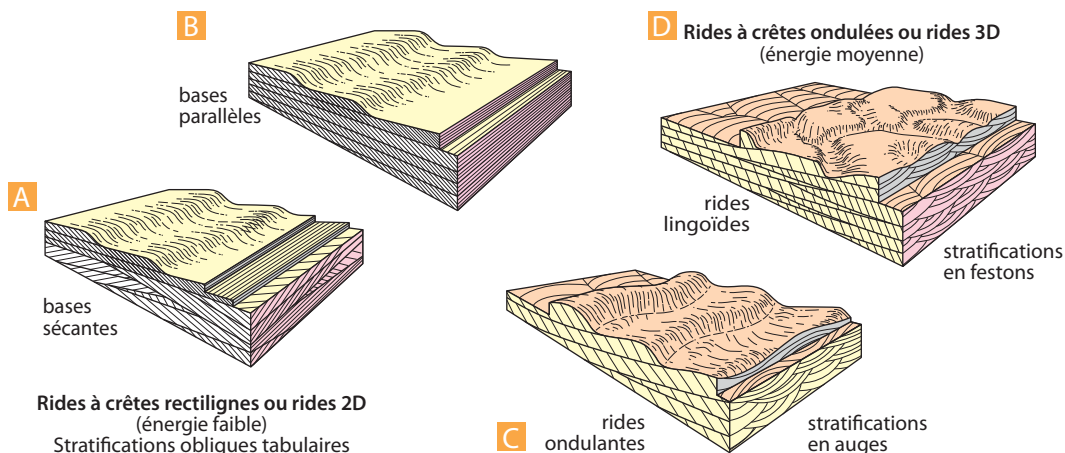


Figure 28.14 Les différents types de rides et mégarides de courants.

En fonction de l'énergie croissante de l'écoulement, il y a une variation de l'allure des crêtes et des types de stratifications associées : planes (rides 2D) et en auges et festons (rides 3D).

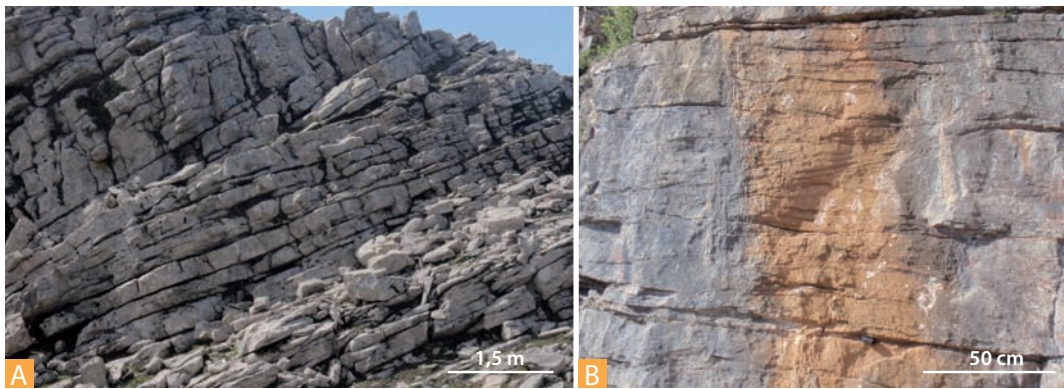


Figure 28.15 Rides et mégarides de courants.

- A.** Mégarides dans des calcaires bioclastiques du Lutétien (Lizarraga, Espagne).
B. Rides dans les calcaires bioclastiques du Jurassique moyen (Vergisson, Bourgogne).
 (Photos M. Renard.)

► Les structures sédimentaires liées aux vagues

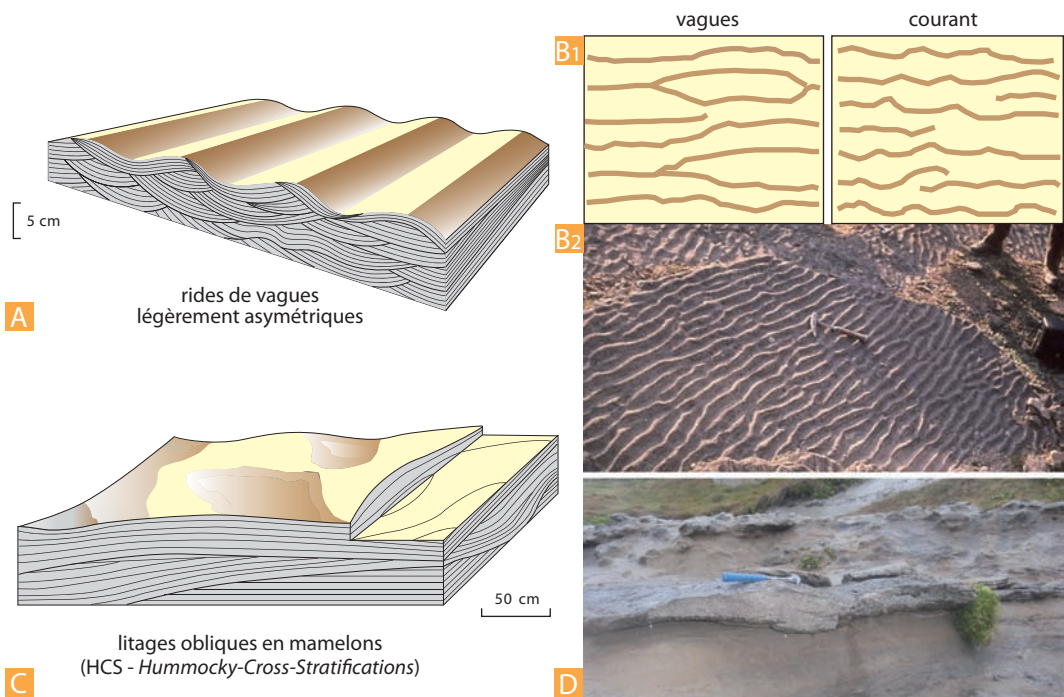


Figure 28.16 Structures sédimentaires résultant de l'action des vagues.

- A.** Structure interne d'une ride de vague asymétrique.
B1. Aspect en plan des crêtes des rides de vagues asymétriques et des rides de courants.
B2. Rides de vagues fossiles (ripple-marks, faciès flysch, Espagne).
C. Litages obliques en mamelons (HCS : Hummocky Cross Stratification). Lors des tempêtes, la profondeur d'action des vagues est plus grande, la vitesse orbitale augmente et il y a construction de litages obliques en mamelons (HCS) dont l'inclinaison des lamines n'excède pas 15°.
D. Litages obliques en mammelons HCS : dépôts de tempêtes dans des marnes et calcaires bioclastiques à bryozoaires (Oligocène, phare de Biarritz, France). (Photo M. Renard.)

L'action des vagues provoque des ondulations (**rides de vagues**) qui peuvent être symétriques (**rides d'oscillation pure**) ou asymétriques (distorsion de l'onde) mais qui gardent leur régularité. Il n'est pas toujours évident de distinguer rides de courant et rides de vague ; on peut utiliser les paramètres définis sur la figure 28.12 pour caractériser les deux types :

	Indice de ride L/H	Asymétrie L_1/L_2
Ride de vague	< 15	< 3
Ride de courant	> 4	> 2,5

En fonction de la vitesse orbitale croissante des vagues, il se développe d'abord des rides bidimensionnelles (fig. 28.16A) puis tridimensionnelle à litages obliques en mamelons (HCS : **hummocky cross stratification**, fig. 28.16C et D), caractérisés par la superposition de dômes et de dépressions distants de quelques décimètres à quelques mètres et par les terminaisons tangentielles des lamines internes. Les HCS sont typiques de processus oscillatoires atteignant des vitesses importantes ; on les considère actuellement comme caractéristiques des **dépôts de tempête**. Les mamelons tendent à s'aplatir lorsque la vitesse orbitale augmente, on passe alors aux **rides tridimensionnelles plates ou SCS** (**swalley cross stratification**) aux lamines planes horizontales.

► *Les structures sédimentaires liées aux marées (tidalites)*

Les **stratifications entrecroisées en arêtes de poisson** (**herringbone crosshedding**), qui présentent, dans des couches adjacentes, des lamines de directions opposées, sont généralement typiques des milieux soumis à l'influence des **marées** (fig. 28.17A).

Dans les cas favorables, les sédiments tidaux peuvent enregistrer les cycles des marées, sous formes de faisceaux constitués de couches sigmoïdes, à base et sommet très tangentiels, qui sont très renflées pendant les marées de vive-eau et peu développées pendant les périodes de morte-eau (fig. 28.17B).

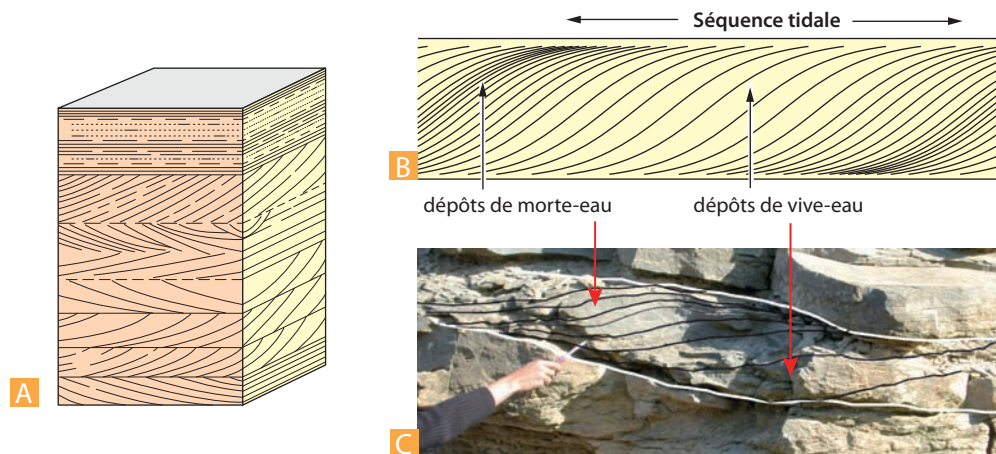


Figure 28.17 Structures sédimentaires associées aux marées (tidalites).

- A. Stratifications entrecroisées en arêtes de poisson.
- B. Représentation schématique des dépôts au cours d'un cycle de marées.
- C. Dépôts correspondant à un cycle de marées (Ilerdien de Coustouge, Corbières, France).
(Photo M. Renard.)

28.2.5 Les structures d'origine biologique

L'activité des organismes laisse aussi des empreintes à la surface des sédiments (traces de locomotion, de broutage ou de pacage) et provoque des perturbations à l'intérieur des dépôts (terriers et bioturbation).

Encart 28.8 – Impact de la bioturbation



Ce remaniement des sédiments par les organismes fouisseurs est un processus important qui intervient dans les échanges eau-sédiment et dans la diagenèse précoce. La bioturbation limite la qualité de l'enregistrement sédimentaire et interdit une étude à très haute résolu-

tion des séries anciennes. Ainsi lorsqu'un dépôt sédimentaire, présentant un taux de sédimentation de 2 cm par 1 000 ans, est bioturbé sur une épaisseur de 10 cm, il est illusoire d'espérer une précision temporelle inférieure à 5 000 ans pour toute étude.

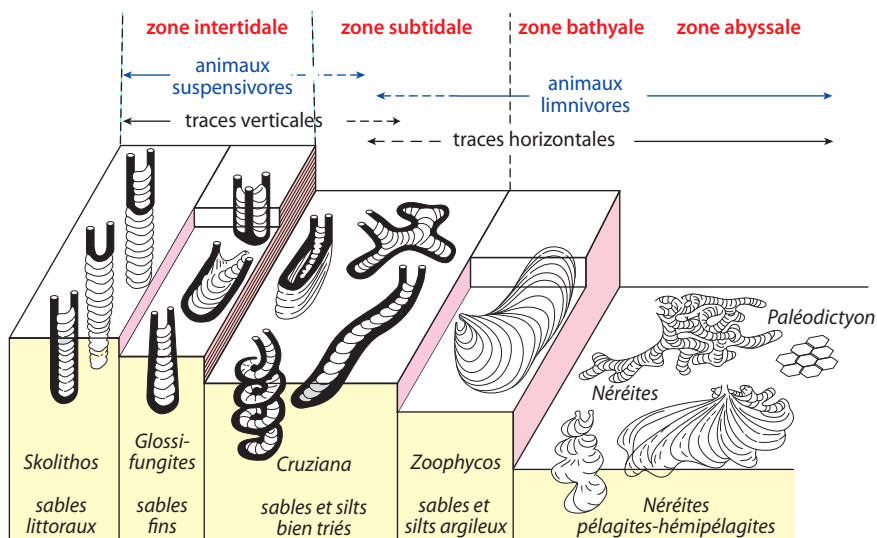


Figure 28.18 Répartition bathymétrique des principaux types de traces fossiles (ichnofaciès).

L'étude des traces d'activité d'organismes ou **ichnofossiles** est complexe car des traces identiques peuvent être provoquées par des organismes différents, néanmoins une **zonation bathymétrique** approximative peut être établie : les terriers verticaux caractérisent les environnements peu profonds (zone intertidale) tandis que les traces horizontales se développent dans les environnements profonds (fig. 28.18). Il faut noter que cette zonation est très dépendante du type de côte (falaise, plage) et de l'induration du substratum (rochers, sables, vases).

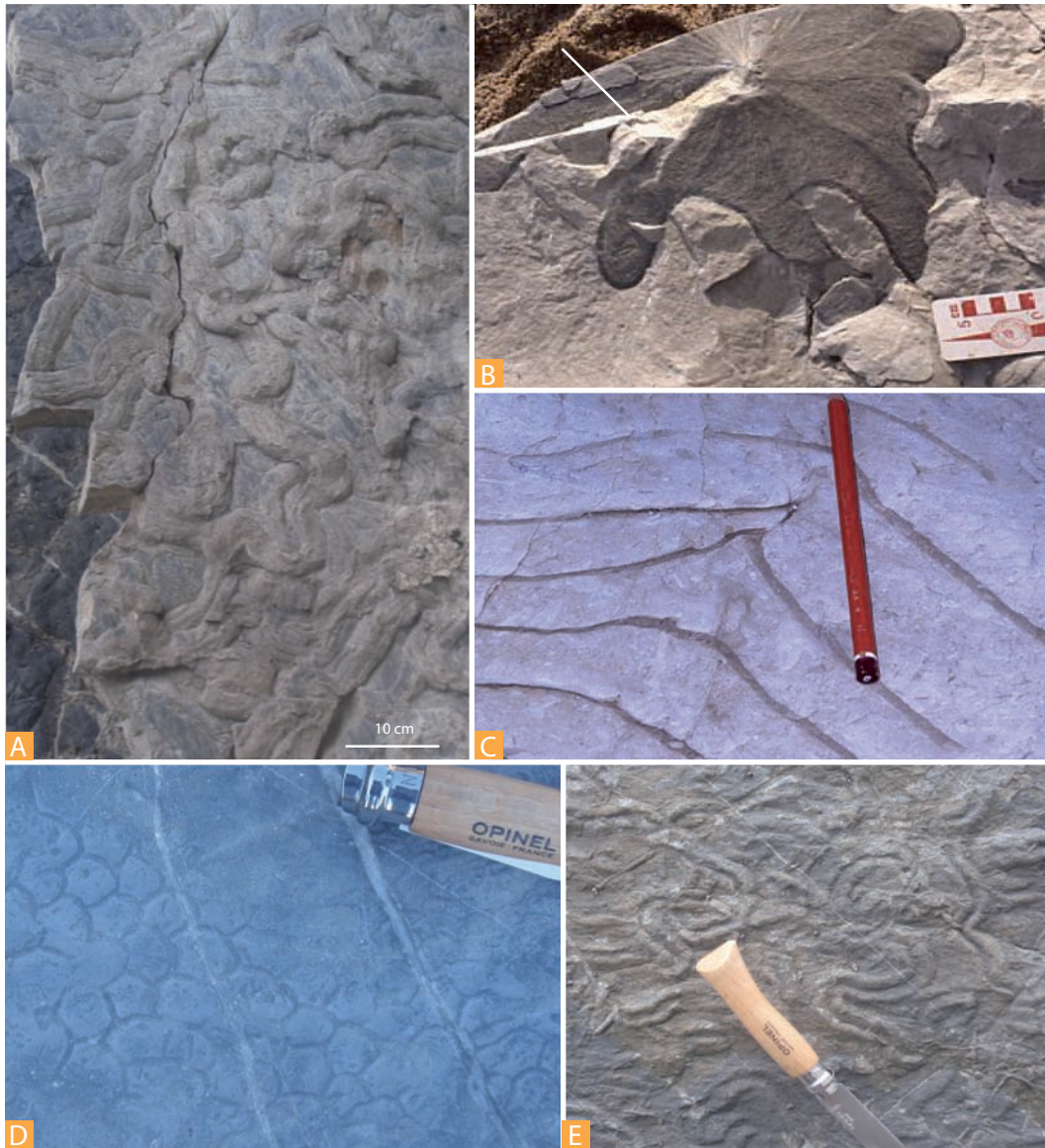


Figure 28.19 Exemples d'Ichnofaciès.

- A.** Traces de type Néréites (zone abyssale) dans le flysch Éocène inférieur de Zumaïa (Espagne).
- B.** Aspect en surface de banc de *Zoophycus* (zone bathyale et abyssale) dans les marno-calcaires du Campanien supérieur (falaises de Bidart, Pays basque, France).
- C.** Aspect en coupe de *Zoophycus* (allure typique en chapeaux chinois, même localisation que la précédente).
- D.** Paléodictyon (zone abyssale) dans les marno-calcaires du Campanien supérieur (baie de Loya, Hendaye, France).
- E.** Trace de type *Cruziana* (zone subtidale à bathyale) dans le flysch Éocène inférieur de Zumaïa (Espagne). (Photos M. Renard.)

28.3 LA CLASSIFICATION GRANULOMÉTRIQUE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

Les milieux de dépôts naturels sont par essence des milieux de mélange et aucune classification ne peut rendre compte de la complexité des roches sédimentaires. Trois critères essentiels permettent de les classer : la composition chimique, les mécanismes de genèse et les milieux de dépôt.

D'après la composition chimique, on distingue les **roches siliceuses** (20 % de l'ensemble), les **roches carbonatées** (8 %), les **roches argileuses** (70 %), les roches salines, les roches phosphatées, les roches ferrifères et les roches carbonées. Les mécanismes de genèse permettent de définir trois lignées principales : la **lignée détritique** (conglomérats, sables, grès, certaines argiles) ; la **lignée biogène** (bioconstructions ou accumulations de parties minérales ou organiques d'organismes et précipitations bioinduites) ; la **lignée chimique** (précipitation d'éléments dans des conditions évaporatoires). Du point de vue des **milieux de sédimentation**, il en existe une grande variété que l'on peut regrouper en trois grands types : le **domaine continental**, le **domaine marin littoral** et le **domaine marin hauturier** que l'on peut subdiviser en **talus** et **plaine abyssale**.

Le premier type de classification présente l'inconvénient de regrouper dans une nature donnée des roches ayant des conditions de genèse et de milieux très différents. Les deux autres, de regrouper des roches de composition différente dans un même ensemble d'environnement ou de genèse. Dans la suite, nous ferons une présentation par milieu de dépôts en intégrant les processus de genèse. Néanmoins, en relation avec les **processus de transport**, les roches sédimentaires peuvent être classées en fonction de leur granulométrie, cette approche est particulièrement efficace pour les roches **détritiques** ou **terrigenes** (meubles ou consolidées) provenant de l'érosion des continents. Suivant les dimensions croissantes des grains (*tab. 28.1*), on distingue trois grandes familles : les **lutites** (argiles et silts), les **arénites** (sablon et sables) et les **rudites** (graviers, galets). L'exemple de la sédimentation actuelle dans la Manche (*fig. 28.20*) montre l'importance du transport et des tris granulométriques dans la répartition des sédiments.

Par cimentation, il se forme des roches cohérentes correspondant à chacune des classes dimensionnelles de roches meubles (*tab. 28.1*). Pour caractériser ces diverses roches, on utilise les granulométries virtuelles (sur échantillons et lames minces) ; la nature des grains ou fragments (grès quartzeux, micacés, glauconieux, coquilliers), la nature du ciment (grès siliceux, calcaires, ferrugineux) et le degré de cohésion.

Encart 28.9 – L'intérêt industriel des roches détritiques

Les grès sont utilisés pour le pavage et la construction : cathédrales de Strasbourg et de Bâle en grès rouge des Vosges, du Mans en grès roussard cénomanien, de Rodez en grès bigarré de Saint-Félix (Aveyron).

L'usage essentiel du sable siliceux (le sable stampien de Fontainebleau contient jusqu'à 99,9 % de silice) est la **fabrication du verre**. Le verre ordinaire est obtenu en fondant du sable en présence de carbonate de sodium et de carbonate de calcium : c'est un silicate sodi-calcique. Le **pyrex** contient de l'alumine et du bore. Émaux et glaçures sont des verres très fusibles. Les sables siliceux servent aussi à la **confection des moules de fonderie** destinés

à recevoir le métal en fusion. Aujourd'hui un énorme tonnage de sables siliceux (broyé en poudre fine) est utilisé par l'**industrie des silicones** (peintures, revêtements, matières plastiques) et pour l'extraction du **silicium** (industrie métallurgique et production des « puces » électroniques). La silice, matière première de l'outillage préhistorique, joue donc de nouveau un rôle capital dans le développement technologique de l'humanité. Les sables plus grossiers entrent dans la constitution des **mortiers**. Quant aux graviers et galets, ils constituent une ressource fondamentale dans l'économie moderne en tant que constituants (**granulats**) du **béton**.

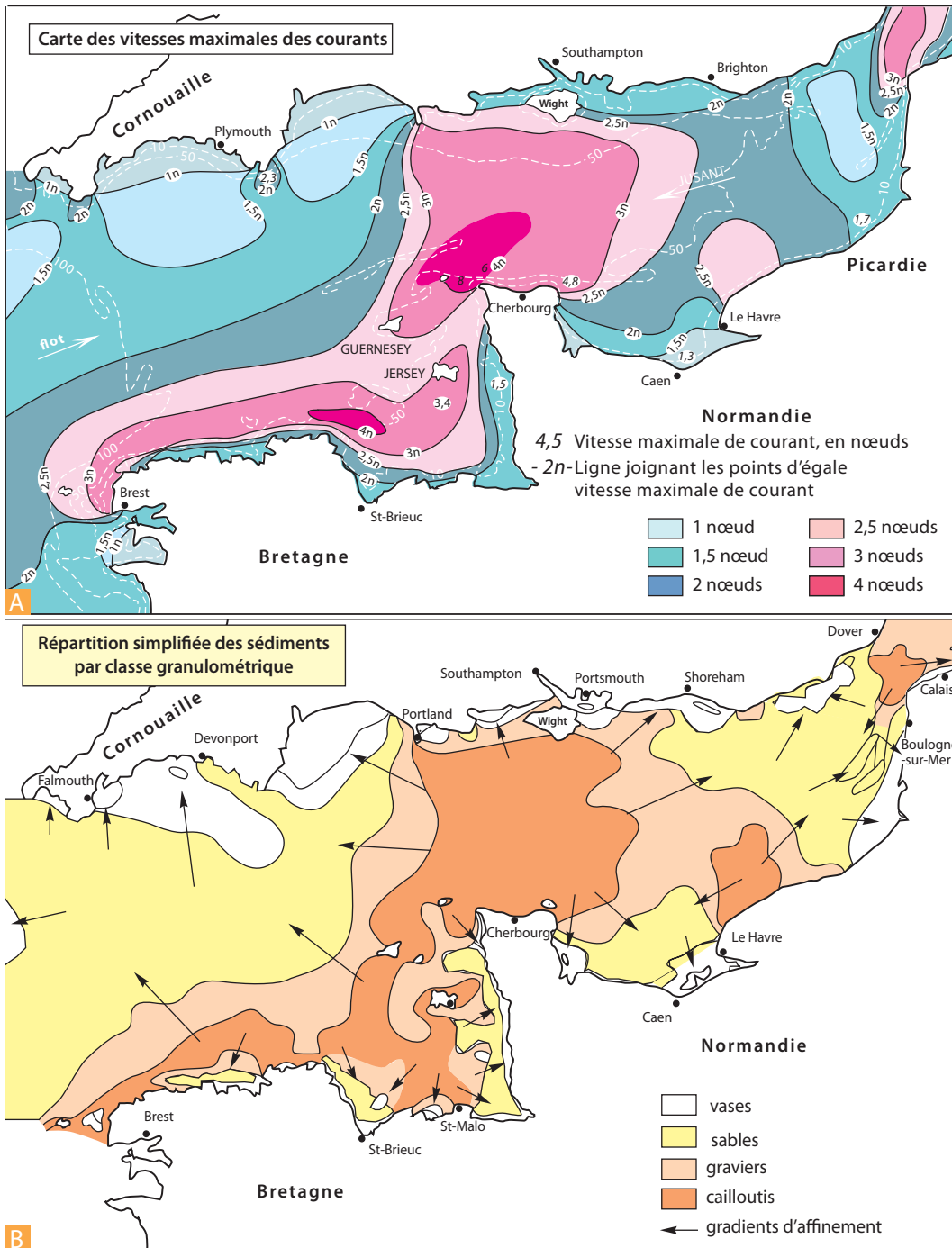


Figure 28.20 Répartition de la granulométrie des sédiments dans la Manche.

On notera la similitude des cartes de vitesses des courants de marées (A) et de répartition des granulométries des sédiments (B). Les sables et les vases se déposent principalement sur le littoral anglais qui est balayé par les courants les plus faibles tandis que les cailloutis et les graviers s'accumulent sur les côtes françaises où les courants sont les plus forts.

TABLEAU
28.1

La classification granulométrique des roches sédimentaires

α Norme AFNOR	Dimension en mm de la limite inférieure de la classe	Sédiments ou roches meubles	Classe	Roches Consolidées
-24	256	Bloc	RUDITES	Conglomérats
	32	Grave		
-6	4	Cailloux – galets		
-3	2	Granule (gravillons)		
0	1	Sable très grossier	ARÉNITES	Grès
3	0,5	Sable grossier		
	0,25	Sable moyen		
9	0,125	Sable fin		
12	0,0625	Sable très fin	PÉLITES ou LUTITES	Siltites
	0,0312	Silt grossier		
	0,0156	Silt moyen		
	0,0078	Silt fin		
24	0,0039	Silt très fin		Argilites
	0,00006	Argile		
		Pré colloïdes		

28.3.1 Les sables et les grès

Les argiles ont été traitées au chapitre 27 avec les altérations. Pour les sables, le lecteur se reportera au § 28.2.1. Nous ne parlerons ici que des roches consolidées : grès et conglomérats.

Par rapport au ciment, on distingue les **grès quartzeux** (où il persiste un ciment microcristallin entre les grains de quartz, la cassure n'est donc pas coupante car le ciment représente une moindre résistance et les fractures passent entre les grains), les **grès quartzites** et les **quartzites** où les grains sont engrenés les uns dans les autres à la suite d'un nourrissage secondaire au dépend du ciment. La cassure est donc esquilleuse et coupante car elle suppose la fracture des grains. Dans les grès quartzites, on observe encore les fantômes des grains initiaux, ceux-ci ne sont plus visibles dans le cas des quartzites. Du point de vue pétrographique, il est très difficile de distinguer les **quartzites sédimentaires** (certains grès de Fontainebleau par exemple) des **quartzites métamorphiques** (Massif armoricain). Le ciment des grès quartzeux peut être siliceux (grès de Fontainebleau, *fig. 27.11*), calcaire (molasse suisse), ou ferrugineux (grès rouge des Vosges).

Encart 28.10 – Pouf, paf, pif : la classification des carriers pour les grès

Les carriers ont l'habitude de distinguer différents types de grès en fonction du bruit que rendent les roches au choc du marteau (qui traduit leur degré de cohésion). On parle ainsi des **grès « pouf »** (grès « tendres » qui s'effritent facilement) des **grès « paf »** (grès moyens) et **grès « pif »** (grès durs, sonores sous le choc).

Les **arkoses** résultent de la cimentation d'arènes riches en feldspaths (25 % ou plus). Les **psammites** sont des grès micacés, clivables, à ciment argileux. Les **grauwackes** (ou **graywacks**) sont constituées de matériaux détritiques remaniés, en général de couleur gris foncé à noirâtre (d'où leur nom), à matrice pélitique et chloriteuse. Les plus typiques contiennent des projections volcaniques fines.

Il existe une classification raisonnée des sables et des grès (fig. 28.21 A). Elle est basée sur la nature des grains (quartz, feldspaths et débris lithiques, fig. 28.21 B) et sur l'importance de la matrice. Son emploi n'est pas toujours aisé. Les grès se rencontrent dans des environnements très variés depuis le domaine fluviatile (fig. 28.21 C), marin côtier (grésification des sables de plages, fig. 28.21 D) jusqu'au domaine marin profond (turbidites, flysch, chap. 31).

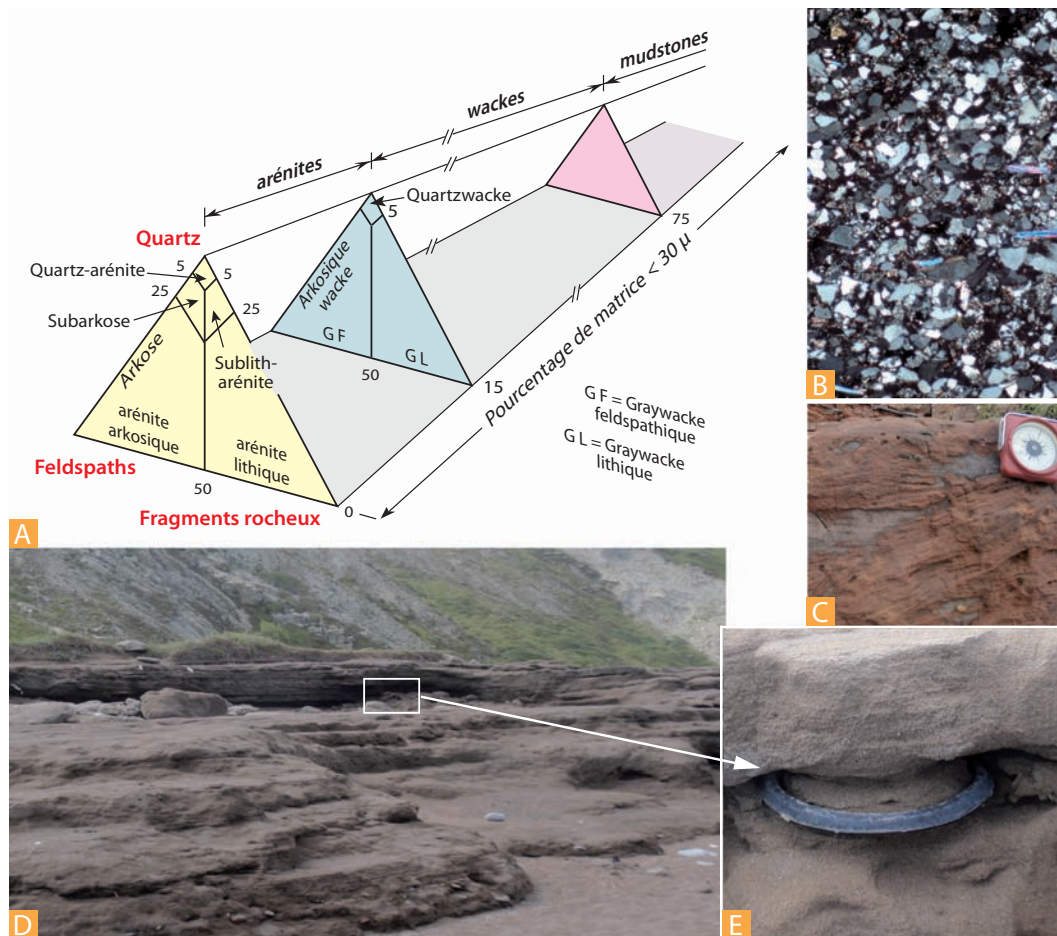


Figure 28.21 Sables et grès.

- A.** Classification des sables et des grès : elle est basée sur la nature des grains (quartz, feldspaths et débris de roche mère) et sur le pourcentage de matrice (taille <math>< 30</math> microns).
- B.** Quartz-arénite fine à matrice argileuse et ferrugineuse (lumière polarisée).
- C.** Grès grossier à stratifications obliques dans un chenal fluviatile (Maastrichtien supérieur, Albas, Corbières).
- D.** Grès de plage en cours de cimentation. La présence d'un pneu de vélo (**E**) pris dans la cimentation donne une idée de la vitesse du processus. L'affleurement herbacé de l'arrière-plan est la localité type de la limite Yprésien/Lutétien (plage de Gorrondatxe, Bilbao, Espagne). (Photos M. Renard.)

28.3.2 Les conglomérats

Comme pour les grès, on classe les conglomérats (rudites) en fonction de la nature des éléments et du pourcentage de matrice (fig. 28.22 A). On distingue les conglomérats monogéniques (M) avec un seul type d'éléments (> 95 %), oligogéniques (O) avec quelques types d'éléments et polygéniques (P) à éléments très variés. Parmi les conglomérats, les **poudingues** sont constitués d'éléments arrondis, les **brèches** d'éléments anguleux (fig. 28.22 B et C).

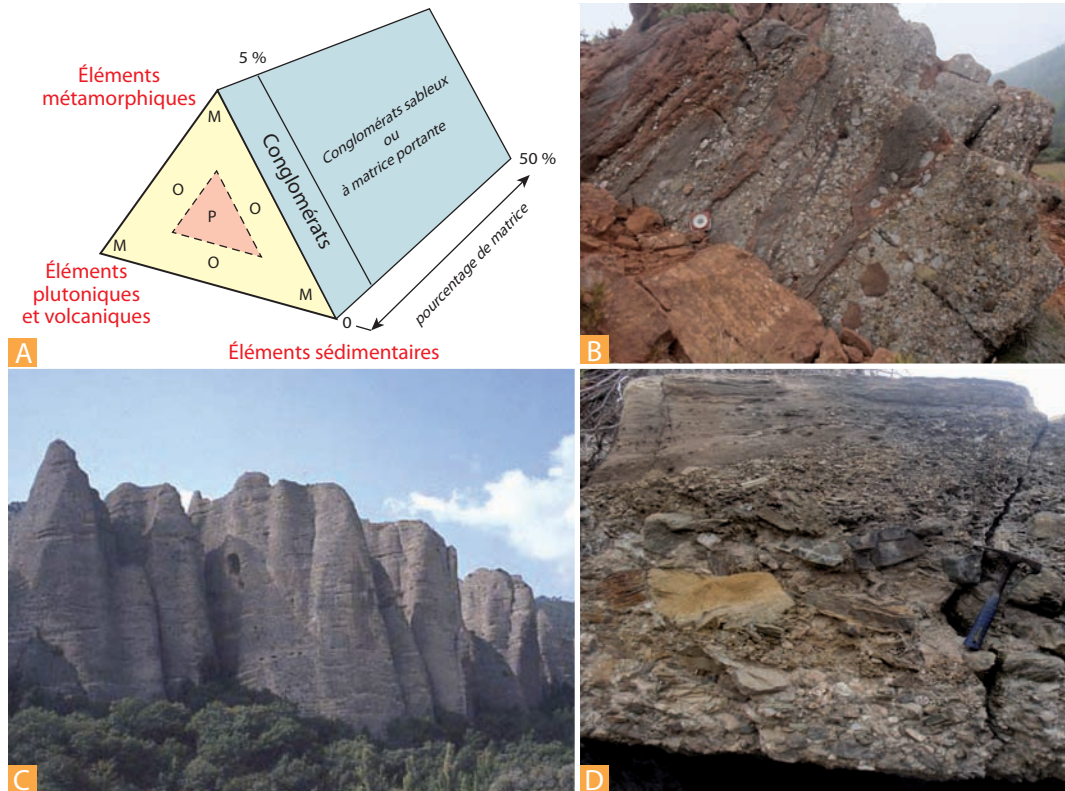


Figure 28.22 Les conglomérats.

- A.** Classification des conglomérats basée sur la nature des éléments et sur le pourcentage de matrice. En fonction de l'hétérogénéité croissante des éléments, on distingue les conglomérats monogéniques (M) présentant un seul type d'éléments (> 95 %), oligogéniques (O) et polygéniques (P).
- B.** Poudingue polygénique fluviale (Maastrichtien supérieur, Albas, Corbières).
- C.** Les pénitents des Mées (Alpes de Haute-Provence) : figures d'érosion dans le poudingue pliocène de Valensole.
- D.** Brèches polygénique d'environnement marin profond. La « fraîcheur » des éléments et leur angulosité supposent un transport des éléments emballés dans une matrice portante vannée par la suite (Campanien supérieur, Baie de Loya, Hendaye). (Photos M. Renard.)

La formation conglomératique la plus développée en France est probablement celle de **Riez-Valensole** (fig. 28.22C), d'âge pliocène, répartie sur près de 2 000 km² et dont l'épaisseur peut atteindre 2 000 m. Les poudingues montrent de curieuses figures d'érosion telles les pénitents des Mées, (rive gauche de la Durance, à l'aval de Sisteron, fig. 28.22B). Le **verrucano** (Permo-Trias des Alpes.) est un conglomérat aux colorations vives à galets de quartz, de rhyolite et de roches vertes.

28.4 LE TRANSPORT PAR LE VENT

Le vent est à la fois agent **d'érosion et vecteur de transport et de sédimentation**. Son action se manifeste surtout dans les régions dénudées désertiques (zone d'influence des alizés, entre 10 et 30 ° de latitude) où l'absence d'eau liquide (précipitations inférieures à 25 cm·an⁻¹) rend les dépôts meubles et facilement mobilisables.

28.4.1 Le vent agent d'érosion : l'abrasion éolienne

Le vent agit par son énergie cinétique propre (action de balayage ou **déflation**) aux effets dramatiques lorsque sa vitesse dépasse 100 km·h⁻¹ et par l'impact des particules qu'il transporte (**corrasion**).

a) Les déflations

En fonction de leurs dimensions et de la vitesse du vent, les particules (poussières, sables...) sont transportées en **suspension**, par **saltation** ou par **reptation** (si elles restent en contact avec leur support). En balayant la surface des plateaux, le vent décape la pellicule meuble et laisse apparaître la dalle rocheuse dure (**hamadas** sahariennes). Lorsque le sol comporte des matériaux hétérométriques, la déflation élimine les éléments les plus fins, laissant sur place un désert de cailloux ou **reg** (trois quarts de la surface du Sahara). Sur des terrains meubles, le vent creuse des couloirs linéaires (couloirs de déflation), encadrés de crêtes sableuses.

Si le sol est argileux, on observe la formation de longues rigoles d'échelle métrique tels les **yardangs** (ou jardangs) des déserts asiatiques.

Encart 28.11 – Chotts et sebkhras

La déflation est la cause principale de la formation de beaucoup de grandes dépressions fermées désertiques : **chotts** et **sebkhras** du Sahara, **playas** des déserts américains. Le terme de chott désigne en arabe la bordure, en général herbue (plantes halophiles) de la sebkhra (ou sebkha) qui est la zone proprement saline. La déflation joue jusqu'à ce que soit atteint le niveau hydrostatique. Ce qui conduit à des surfaces souvent indurées par une croûte de sels et remarquablement planes

sur des dizaines de kilomètres (Chott El-Djérid en Tunisie, dépression de Quattara en Égypte). Elles sont parfois excavées au-dessous du niveau de la mer : chott Merouane-Mebhir en Algérie (- 35 m), Vallée de la Mort (*Death Valley*) en Californie (- 85 m, site le plus bas du continent américain, *fig. 26.3*). Le **fech-fech**, redouté des automobilistes, est un dépôt de bas-fond alluvial, farineux et sans cohésion sous une croûte mince qui donne une fausse impression de sécurité.

b) La corrasion

Les particules transportées par le vent, en particulier les grains de quartz, agissent comme des micro-burins façonnant une surface luisante, d'aspect gras (le **poli désertique**) qui présente au microscope un aspect dépoli. C'est ainsi que les grains de sable transportés par le vent sont généralement piquetés et mats, subsphériques (*fig. 28.7C*). Ils sont appelés « ronds-mats » en morphoscopie, et présentent, en exoscopie, des croissants et des V de choc. Sur des cailloux de taille appréciable, les projections de grains réduisent les aspérités et arrivent à façonner des facettes planes réunies par des angles émoussés (**ventifacts** des auteurs anglais). Les **cailloux tétraédriques** à trois faces exposées au vent, reposant sur une quatrième, sont plus courants que les **dreikanter** (une base et deux faces oblongues séparées par une arête médiane).

28.4.2 Le vent agent de sédimentation : les structures sédimentaires éoliennes

Lorsque l'énergie du vent faiblit, les particules qu'il transporte se déposent, formant des édifices ou des placages susceptibles d'être remis en mouvement s'ils ne sont pas fixés par la végétation ou un début de cimentation. Les principaux dépôts éoliens sont les sables, les poussières, les loess et les cendres volcaniques.

a) Les édifices sableux ou dunes

Les dunes continentales sont des édifices hauts de quelques mètres à plus de 100 m, constituées généralement de sable siliceux (grains de quartz). Le sable dunaire peut cependant avoir une composition calcaire avec abondance de restes de foraminifères ou d'oolithes (éolianites des Bahamas ou de la côte de Pirates, golfe Persique, kurkar des côtes d'Israël). Les dunes calcaires se consolident plus rapidement par cimentation que les dunes de sable siliceux. Plus rarement on connaît des dunes de gypse (White Sand Monument au Nouveau-Mexique).

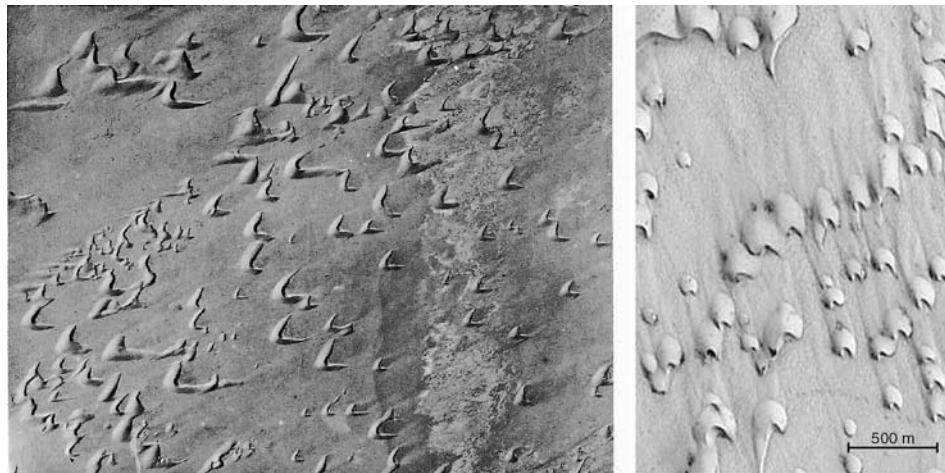


Figure 28.23

À gauche : Barkhanes vues d'avion (Ouest africain). Les formes tréflées ne sont pas exceptionnelles mais ne se voient que sur des édifices les plus gros (photos IGN).

À droite : Exemples de dunes en barkhanes à la surface de Mars (Photo Maline Space Sciences Systems/ Nasa).

À l'origine d'une dune se trouve un obstacle (relief, végétation) qui ralentit la vitesse du vent, provoquant à l'aval (sous le vent) le dépôt des grains de sable. La forme élémentaire qui en résulte est une **barkhane** (fig. 28.23 et 28.24) dont la convexité est tournée vers le vent (au vent). Le profil transversal des cornes est symétrique mais au centre de la concavité la pente sous le vent, qui correspond à la pente d'équilibre des grains de sable, est plus élevée (de l'ordre de 30 %) que la pente au vent (une dizaine de degrés). Les barkhanes, très fréquentes dans les déserts chauds, progressent de plusieurs mètres par an, à condition que la direction du vent demeure constante.

L'association de plusieurs barkhanes finit par donner naissance à des **dunes transversales** dont la surface présente souvent des rides (**ripple-marks**) qui ont la même dissymétrie que les dunes. Dunes et rides constituent, lorsqu'elles sont fossilisées dans les formations sédimentaires, un bon critère de polarité des paléovents.

Lorsque les cornes d'une dune retenue par un obstacle ou par la végétation avancent moins vite que la partie centrale où le vent s'engouffre et tourbillonne, la dune prend une forme inverse de la barkhane et devient convexe sous le vent (**dune parabolique**). Si la parabole s'ouvre complètement on accède à un système de **dunes longitudinales** qui peuvent être directement alimentées par le mouvement hélicoïdal du vent provoqué par la convection atmosphérique. Lorsque la direction du vent est variable s'édifient des **dunes en étoile** avec un sommet central et des bras rayonnants (fig. 28.24).

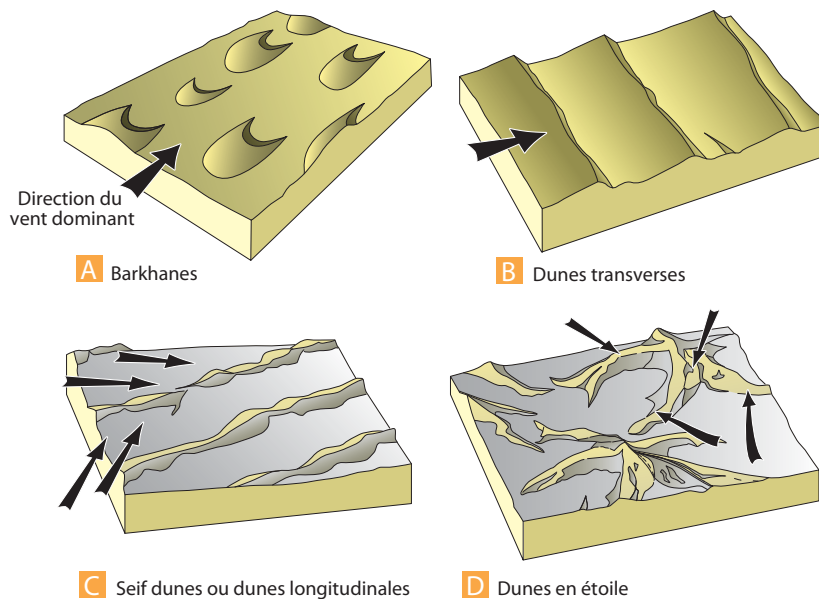


Figure 28.24 Divers types de dunes (la hauteur des dunes représentées est de l'ordre de 5 à 10 mètres).

A. Barkhanes ; **B.** Dunes transversales ; **C.** Dunes longitudinales ; **D.** Dunes en étoile. Les flèches indiquent le sens du vent. Les sections de dunes perpendiculaires au vent sont dissymétriques (pente douce au vent, pente abrupte sous le vent). Les sections de dunes parallèles au vent (cornes des barkhanes, dunes longitudinales) sont sensiblement symétriques.

Les grands ensembles dunaires sahariens dont la structure demeure complexe et qui se révèlent peu mobiles sont appelés **ergs** (environ 25 % des déserts). Ils résultent de la reprise par le vent d'alluvions sableuses déposées par les fleuves sahariens lors des épisodes froids du Quaternaire, correspondant à des périodes humides (pluviaux) au Sahara (dont le nom vient l'adjectif *ashar*, fauve ou ocre, féminin sahar, qui désigne cette terre de couleur fauve). Sous l'action combinée de la déflation et de la corrasion le vent ménage à l'intérieur des ergs des couloirs appelés **feidj** lorsqu'ils sont ensablés, **gassis** lorsqu'ils atteignent le substratum rocheux. Ils sont utilisés par la circulation comme le Gassi Touil de l'Erg Oriental, long de près de 400 km. En bordure de plateaux ou de buttes, on observe des dunes ascendantes comme les énormes masses dunaires de plus de 400 m au sud du Grand Erg Oriental, qui sont parmi les plus grandes dunes de la planète.

Encart 28.12 – Les dunes littorales

Des dunes se forment aussi à partir d'une frange sableuse littorale perpendiculairement à l'action du vent dominant. Ce sont alors des **dunes littorales** comme celles des Landes où la dune du Pilat, au sud d'Arcachon, qui atteint 105 m, point culminant des dunes européennes. Les dunes littorales des Landes, très mobiles ont progressé vers l'intérieur des terres menaçant cultures et villages (ensevelissement de Vieux-Soulac) jusqu'à leur fixation au ^{XIX}^e siècle par les oyats et les pins maritimes. Aujourd'hui, en certains points, la progression a repris (Lacanaud) et la dune du Pilat menace toujours la forêt landaise.

Bien que mobiles, ces structures évolutives peuvent parfois se fossiliser, notamment lorsqu'elles ont été grésifiées, on leur donne alors le nom d'**éolianites**. Ainsi, dans le désert du Namib (Namibie), la formation de *Tsondab* présente des dunes fossiles qui affleurent en fenêtre au milieu de l'erg actuel. Les plus anciennes ont été datées, à partir d'œufs de ratites, du Miocène inférieur (– 16 Ma), ce qui fait du **Namib le plus ancien désert de la planète**. Sa mise en place est liée au développement de la calotte antarctique et à l'installation résultante du courant froid de Benguela et d'un upwelling côtier au niveau de la Namibie. Les figures sédimentaires des éolianites montrent une étonnante permanence du régime des vents dans le Namib depuis sa mise en place il y a 16 Ma (Segalen *et al.*, 2004).



Voir
Encart 23.9

Encart 28.13 – Les dunes du Bassin de Paris

Dans la série tertiaire du bassin de Paris, des dunes fossiles ont coiffé les sables de Beauchamp (Auversien) et ceux de Fontainebleau (Stampien). D'ailleurs, lorsqu'ils sont restés meubles et dénudés ces sables sont repris dans des dunes actuelles, telle la Mer de Sable, dans les sables de Beauchamp, à Ermenonville.

Un mécanisme analogue aux dunes ascendantes est à l'origine des **sables soufflés** : le sable de Fontainebleau, entraîné par le vent, remonte les versants dénudés des vallées pour se déposer sur le plateau de calcaire de Beauce (déterminant paradoxalement une végétation silicicole sur une formation calcaire alors que le calcaire éboulé favorise une végétation calcicole sur versant sableux).

28.4.3 Les poussières éoliennes

a) Importance pour la sédimentation océanique

On a longtemps réduit les poussières éoliennes au phénomène anecdotique des « pluies rouges » ou des « neiges colorées » d'Europe ou d'Amérique. On sait maintenant qu'il s'agit d'une contribution importante à la sédimentation océanique profonde du type **argiles rouges des grands fonds** (fig. 28.25). Alors que le vent ne mobilise chaque année au Sahara que 10 à 20 millions de tonnes de sable, c'est 60 à 200 millions de tonnes de poussières qu'il est susceptible d'exporter. Ces poussières sont aspirées lors de tempêtes désertiques par un mouvement cyclonique très violent. Elles demeurent pendant plusieurs semaines, voire plusieurs mois, en suspension dans l'air sous forme de nuages de poussières ou **lithométéores**. Certaines se déposent très loin de leur patrie, dans l'Atlantique, en Europe et en Amérique.



Voir chap. 32.2

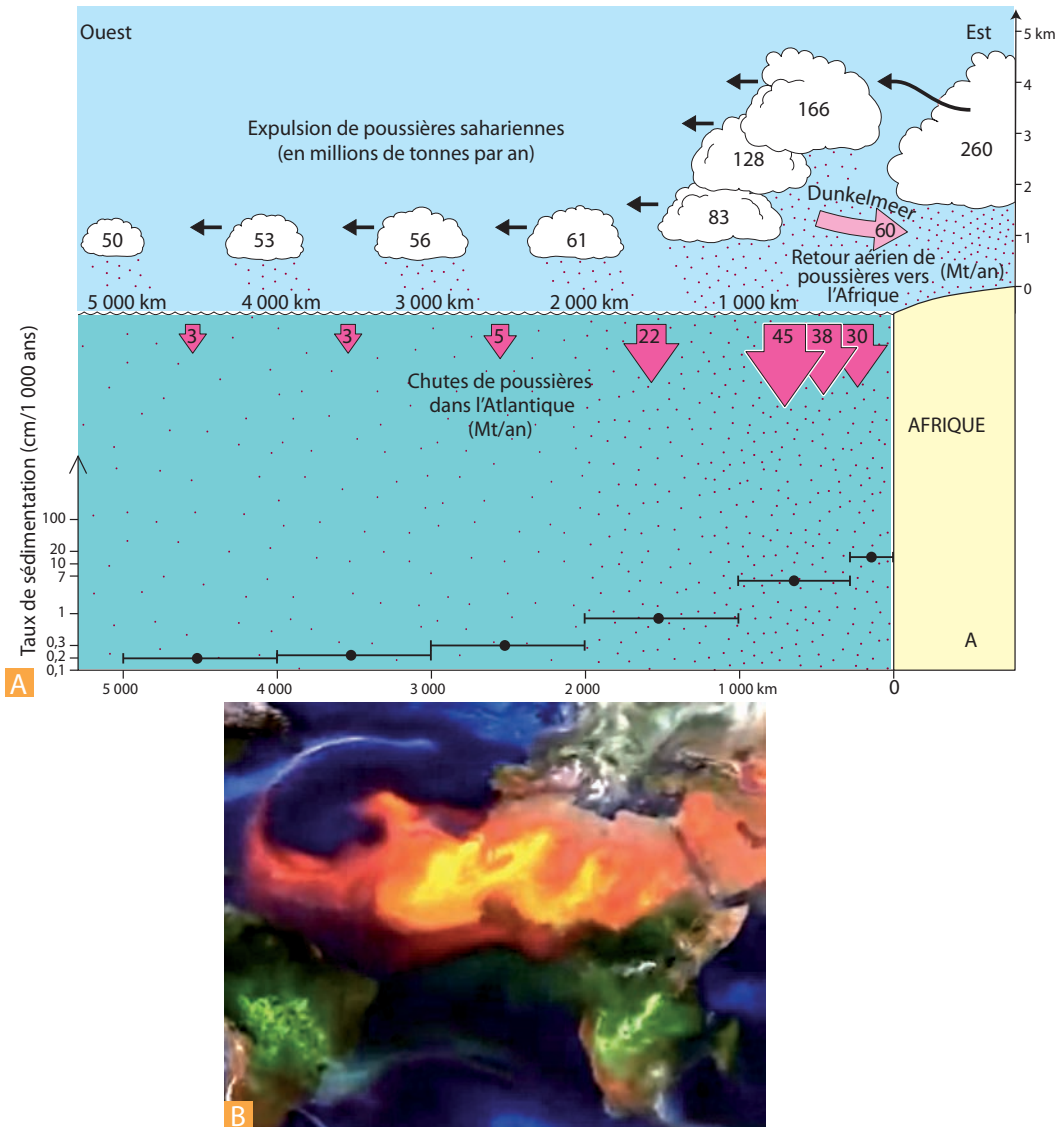


Figure 28.25 Le transport éolien.

A. Bilan annuel du transport éolien et de la sédimentation des poussières sahariennes au large de l'Afrique (15° 24'N). L'exportation annuelle de poussières sahariennes est d'environ 260 millions de tonnes mais les vents d'ouest en rapportent 60 millions sur le continent. Au cours du trajet, la quantité de poussières en suspension dans l'atmosphère diminue par chute des particules les plus lourdes sur l'océan et sédimentation sous-marine. Le taux de sédimentation de poussières au fond de l'océan décroît en allant vers l'ouest d'environ 8 cm/1 000 ans à seulement 0,2 cm/1 000 ans à 5 000 km des côtes africaines.

B. Photographie satellitaire du nuage de poussières sahariennes (couleurs jaune et orange) se répandant dans l'océan Atlantique. La moitié du tonnage exporté vers l'ouest tombe dans l'océan dans les 1 000 premiers kilomètres. Dans cette zone, la très forte densité de poussières dans l'atmosphère obscurcit le ciel : c'est la *Dunkelmeer* (mer sombre) des anciens navigateurs allemands. (Photo GMAO NASA GEOS-5, mars de 2007.)

b) Importance pour la sédimentation continentale : le loess

Sur les continents, les chutes de poussières participent à la formation des croûtes et des sols. Ces dépôts de poussières, cumulés sur plusieurs dizaines de millénaires, constituent une formation de plusieurs mètres d'une poudre jaunâtre, le **loess**, dépôt périglaciaire quaternaire, que l'on observe dans le bassin Parisien (**limon des plateaux**), l'Alsace, l'Europe centrale et les grandes plaines de l'Asie. Le loess constitue un manteau continu, plus ou moins épais (plusieurs mètres au nord de Paris, jusqu'à 600 m en Chine). Renfermant à la fois de l'argile, du sable et du calcaire, on lui doit la fertilité des régions qu'il recouvre. En surface, le calcaire contenu dans le loess a été dissous par les eaux d'infiltration ; il concrétionne dans un horizon illuvial (appelé parfois **ergeron**) sous la forme de « poupées ». Le loess superficiel décalcifié plus sombre est appelé **lehm**.

L'accumulation s'est faite progressivement, couche par couche, au cours de plusieurs stades glaciaires successifs. Le rôle des graminées est essentiel dans la fixation de la poussière éolienne. Les paléosols des loess et leur faune associée (gastéropodes terrestres) sont très utilisés dans les études paléoclimatiques quaternaires.

Encart 28.14 – Les dépôts nivéoéoliens

Dans la nature actuelle, à la limite des grands glaciers arctiques (Islande, Groënland, Alaska) ainsi que sur les zones déglacées du continent antarctique, les dépôts boueux se dessèchent en une poussière impalpable. Entraînée par les vents violents, elle retombe, mélangée à de la neige, à une certaine distance des glaciers (dépôts nivéoéoliens). Après fusion de la neige, ce dépôt éolien est tout à fait semblable au loess, dépôt périglaciaire quaternaire qui, lui, a été transporté « à sec ».

c) Cendres volcaniques et produits radioactifs



Voir fig. 24.14

Le vent transporte aussi des cendres (poussières) volcaniques dont nous avons déjà vu l'impact sur le climat. Ainsi, lors de son explosion de 1883, les cendres du Krakatoa restèrent dans l'atmosphère durant plusieurs années et retombèrent dans le monde entier. Il en fut de même pour le Katmaï (Alaska, 1912). En 1982, le volcan mexicain El Chichon rejeta 500 millions de tonnes de poussières ce qui rendit l'hiver suivant plus rigoureux sur le continent américain.



Voir
chap. 35.5

Au cours des temps géologiques, des phénomènes semblables eurent lieu très souvent. Dans le Massif central, par exemple, sur les rives du lac Chambon, se sont déposées au Quaternaire d'épaisses couches de cendres volcaniques ou **cinérites** (à empreintes de végétaux). La datation par les cendres, ou **téphrochronologie**, est fondée sur ce phénomène.

Le transport éolien est aussi responsable de l'augmentation de la radioactivité des glaces et des sédiments que l'on observe depuis 1945. Le vent permet en effet la dispersion des éléments radioactifs libérés par les diverses expérimentations atomiques. De même, après l'explosion de la centrale nucléaire de Tchernobyl (Ukraine, 1986), un nuage radioactif recouvrit une bonne partie de l'Europe.

Le rôle géologique du vent, longtemps envisagé comme un simple époussetage de la lithosphère, doit être reconsidéré. Ce sont en effet des centaines de millions de tonnes de poussières qui sont transportées chaque année par le vent, mobilisation qui joue un rôle climatique, sédimentologique et pédologique non négligeable.

À retenir

- Les processus de transport et de sédimentation des particules par les eaux et le vent sont commandés par les types d'écoulement (laminaire vs turbulent) eux-mêmes dépendant des paramètres des fluides (nombres de Froude et de Reynolds, loi de Stoke).
- Le transport a deux effets vis-à-vis des sédiments, il provoque d'une part un tri granulométrique des particules et d'autre part, il induit l'édification de figures de courants et structures sédimentaires (rides, mégarides 2D, 3D) caractéristiques des conditions hydrodynamiques de l'environnement du dépôt.
- La granulométrie permet une classification des roches sédimentaires basée sur la taille des éléments constitutifs (rudites, arénites, pélites).
- Les processus gravitaires aboutissent par injection de fluides dans le système à des courants de densité (courants de turbidité) où il n'y a plus à proprement parler de transport de particules par un fluide, les deux se déplaçant de concert.
- Le vent est à la fois un agent d'érosion (déflation, corrasion) et un agent de transport et dépôt (dunes, barkhanes). Les poussières éoliennes représentent une composante importante de la sédimentation océanique profonde (argiles rouges des grands fonds).