

# GEOLOGIE STRUCTURALE (2)

## I. FORMES SECONDAIRES DE GISEMENT D'ORIGINE NON TECTONIQUE

Il n'est pas toujours aisé de distinguer les formes de gisement et les dislocations non tectoniques des tectoniques.

Les critères importants, bien que relatifs, qui interviennent pour permettre cette différence, sont :

- l'**action de la pesanteur** : glissements et éboulements de terrains. Les formes tectoniques sont expliquées par des forces tectoniques de compression ou d'extension se déroulant dans les zones profondes de l'écorce terrestre ;
- l'**époque du dérangement de la masse rocheuse**, par rapport à sa date de formation ;
- le **volume des masses rocheuses** entraînées dans la dislocation et leur position par rapport à la surface.

Mais le **critère le plus général** servant à la discrimination des deux formes de dislocations, non tectoniques et tectoniques, est l'**allure désordonnée** des premières comparée à l'**ordre régissant l'agencement** des secondes.

Les **formes tectoniques de gisement** se groupent habituellement en **systèmes réguliers**, caractérisés par une disposition caractéristique des couches, une certaine alternance des plis et failles d'ordre et de types différents, etc. (anticlinal, synclinal, renversement, etc.)

Les **structures non tectoniques** sont réparties de manière irrégulière et sont déterminées uniquement par les conditions de nature locale d'un relief ancien ou récent ou par des détails secondaires de répartition des roches ou du gisement primitif. Généralement, elles sont la conséquence d'un **phénomène d'érosion** qui fait intervenir l'**abrasion** et le **transport du matériel** rocheux vers un autre endroit.

### A. Action de la pesanteur et processus de pente, en milieu continental

L'un des agents d'érosion est l'**influence de la pesanteur** (conjuguée à l'action des rivières, du vent et des glaciers). La conséquence en est la tendance au **mouvement vers l'aval**, pouvant entraîner une influence désastreuse sur les activités humaines et les constructions. Ce mouvement peut se faire rapidement ou lentement. Lorsque le **mouvement est lent**, on parle de **reptation** (« *creep* »), de **glissement lent** ou d'**éboulis**. Dans le **cas contraire**, il s'agit de **glissement de terrain** ou d'**éboulement**. Ces différents phénomènes appartiennent aux **processus de pente**. Ils peuvent se produire en zones continentales ou en zones océaniques.

## 1. Reptation

Il s'agit d'un **déplacement progressif superficiel** du sol et des roches altérées, suivant la pente. La **reptation** se fait surtout sentir en **période humide**. Les petits mouvements verticaux que le sol subit à la suite de la succession d'humidification et de dessiccation des minéraux d'argiles, ou du gel et dégel de l'eau présente, en sont la cause principale. Après gonflement sous l'action de l'humidification, le fragment d'argile, lorsqu'il sèche retombe à la verticale (fig. 1).

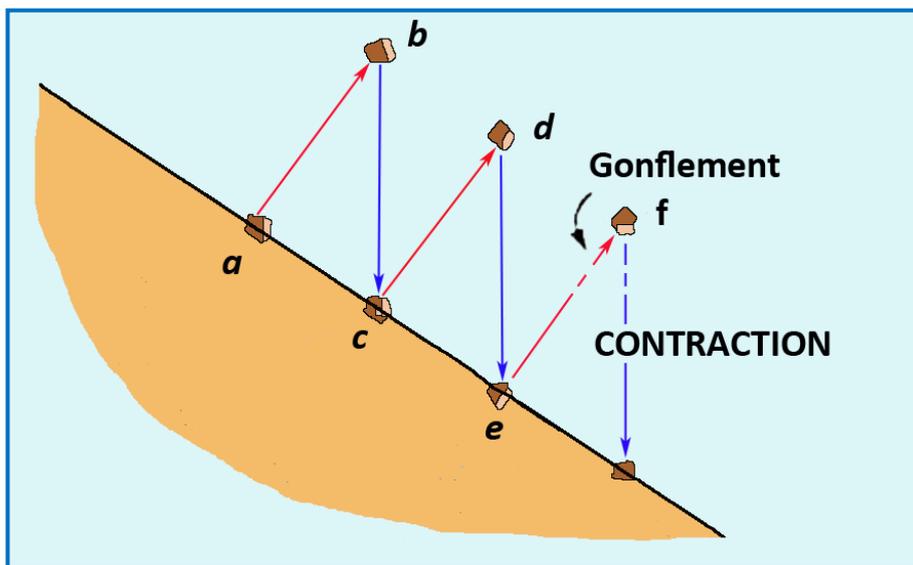


Fig. 1 – Mécanisme de la reptation. Les flèches indiquent la migration progressive suivant la pente d'une particule suite aux gonflements et aux contractions successifs

Ce mouvement est parfois si lent qu'il faut plusieurs années pour s'en apercevoir (poteaux téléphoniques et arbres penchés, fig. 2)

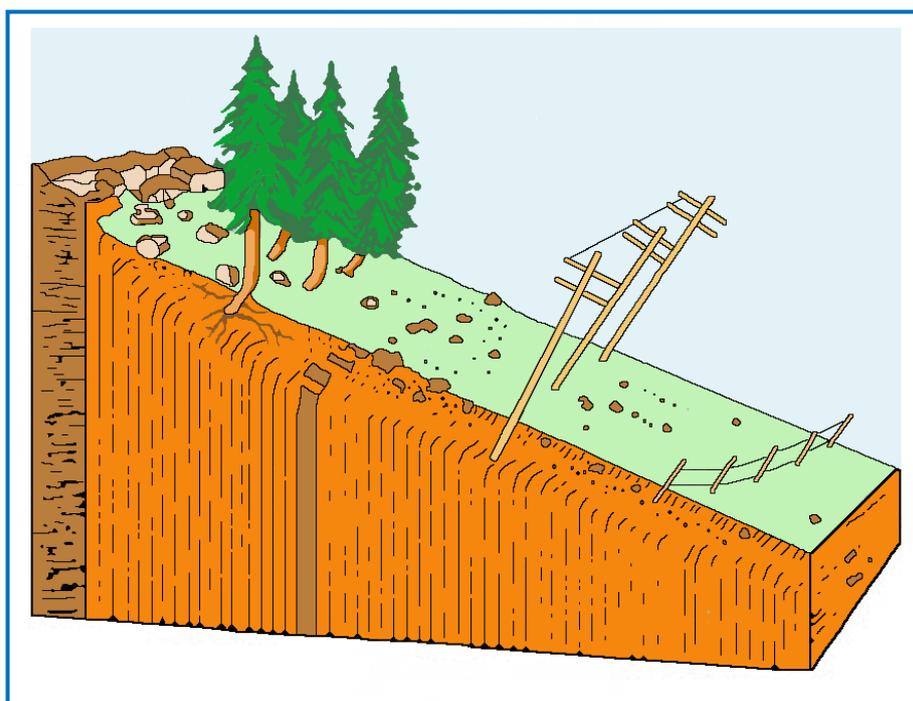


Fig. 2 – Conséquences de la reptation

Les couches fortement redressées vont se courber dans le sens de la pente (**fauchage**) lorsqu'elles sont recouvertes d'un sol en reptation (fig. 3).

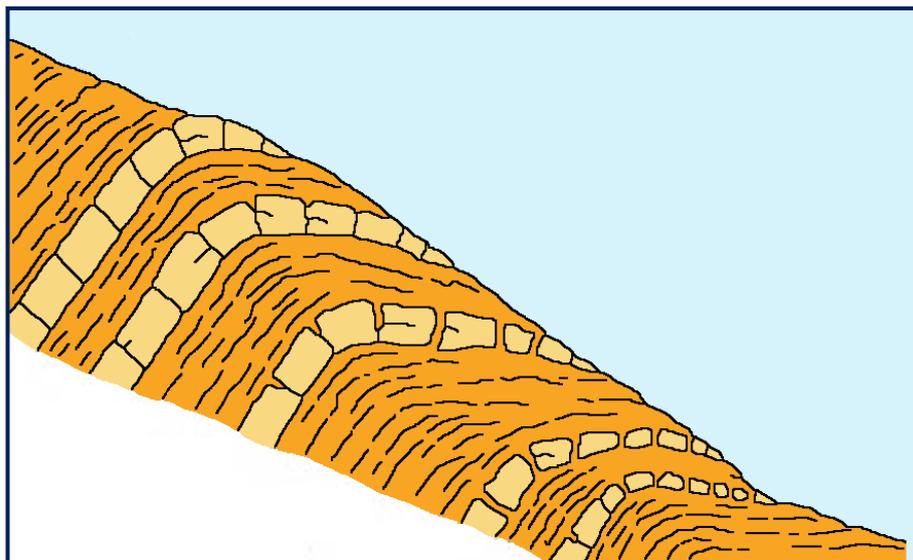


Fig. 3 – Fauchage – coupe schématique

## 2. Glissement de terrain

Le **glissement de terrain** est un phénomène géologique dans lequel une **masse de sédiments** glisse le long d'un **plan de glissement** plus ou moins continu, plus ou moins incurvé. Généralement, après la mise en mouvement, la masse conserve globalement sa consistance et sa physionomie. Ce n'est pas toujours le cas, comme lors des coulées de boue qui n'ont pas de forme propre.

Les **facteurs** pouvant entraîner un glissement de terrain sont :

- une **diminution de la résistance du sol** ;
- une **augmentation des charges en amont** ;
- une **diminution des appuis au pied de pente**, par exemple, le retrait d'un glacier ;
- un **facteur déclenchant** comme une explosion de mine ou un séisme.

On peut distinguer **deux** grandes **catégories** :

### a. Glissement lent et éboulis

A un moment donné, la **force de la pesanteur** peut dépasser la **force de cohésion** d'une masse rampante. Une **fracture superficielle** se forme à la partie supérieure de la masse et le glissement commence. En sous-sol ou sous les masses rocheuses, il peut exister des **surfaces de glissement**. L'eau d'infiltration contribue à diminuer la cohésion du sol ou des roches et travaille comme un lubrifiant sur les surfaces de glissement. Celles-ci sont généralement concaves vers le haut. Au sommet, la paroi est abrupte, et subhorizontale au pied (fig. 4). A cause de la rotation, les surfaces supérieures se penchent vers l'arrière, formant de petites collines typiques (bosses).

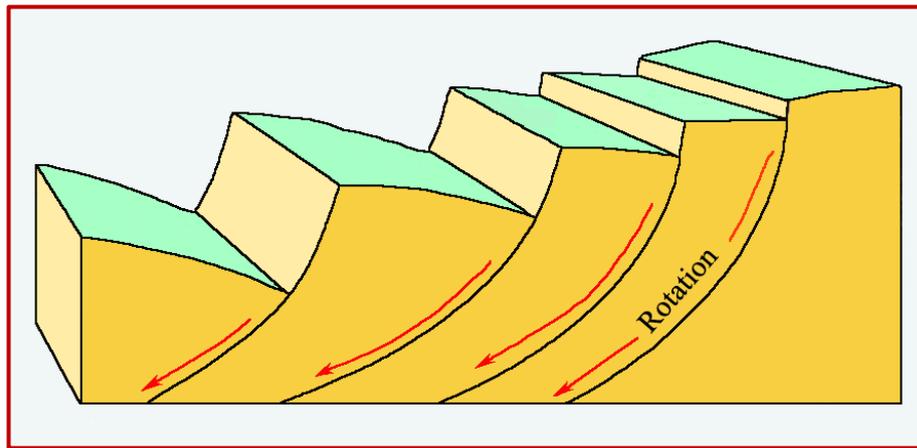


Fig. 4 – Rotation de blocs lors du glissement

### b. Solifluxion

Dans ce processus, le glissement est dû au fait que les terrains sont gorgés d'eau, et s'écoulent comme une masse boueuse à partir d'une niche de décollement ou niche de solifluxion. Quand l'eau liquide provient du dégel on parle de gélifluxion. Pendant la saison chaude la couche en surface (ou couche active) se met à fondre et glisse littéralement sur la couche inférieure, solidifiée par le gel, à une vitesse de 0,5 à 1,5 cm par an.

Contrairement à d'autres types de glissements de terrain tels que les coulées de boue après des pluies torrentielles ou les coulées de débris, le processus de solifluxion est graduel, voire imperceptible.

On parle de coulée, de chenal et de loupe de solifluxion, de lobes, de terrasses, ou de glissements en pieds de vache (fig. 5).



Fig. 5 - Coulées de solifluxion et "pieds de vaches", en Pays d'Auge  
Les "pieds de vaches" sont des petites terrasses, d'environ 30 cm de large, générées par une reptation très superficielle du manteau marneux (tiré de « Lithothèque Normandie-Oxfordien »)

### c. Ruissellement

Lors de fortes précipitations, les gouttes de pluies transforment le terrain en boue et libèrent des particules d'humus. Une fine couche d'eau boueuse s'écoule le long des pentes, entraînant des sédiments qui peuvent rejoindre, plus bas de véritables cours d'eau.

### d. Coulée de boue (fig. 7)

Elles se produisent là où existent de grandes quantités de matériaux non consolidés comme du sable, de la boue ou des cendres volcaniques gorgées d'eau.

Elles peuvent se déplacer à grande vitesse et parcourir de grandes distances. Elles sont responsables de graves dévastations sur leur passage. Un séisme peut en être la cause. Lors d'une secousse sismique, les grains peuvent se classer en maille plus dense. La grande quantité d'eau présente est expulsée hors de la maille et travaille comme un lubrifiant (fig. 6).

Les **courants de turbidité** sont en fait des **coulées de boue sous-marines**.

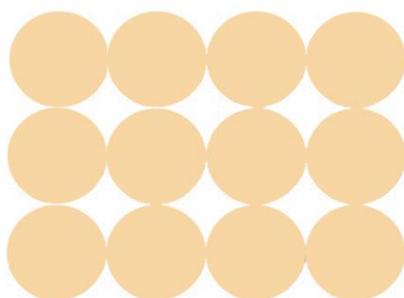


Fig. 6a – Maille ouverte de grains sphériques identiques

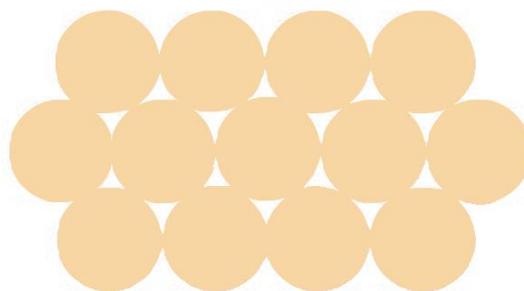


Fig. 6b – Maille fermée de grains sphériques identiques



Fig. 7 - Les coulées de boue présentent une morphologie typique de terrain glissé, avec des gradins, et des panneaux basculés. Le front des coulées apparaît festonné ou tronqué, au rebord plus ou moins abrupt selon le degré d'érosion. Le travail de sape de la mer libère sur la plage les matériaux véhiculés par les coulées. (photo R. Six)

### 3. Eboulements

Ceux-ci sont très fréquents en montagnes et dans les très fortes pentes. Ils forment de grands **cônes de déjection** au pied de la pente (fig. 8). L'angle de ces cônes avec le plan horizontal est d'environ  $30^\circ$  (angle de friction = plus grand angle qui ne permet pas au cône de s'affaisser). Ils peuvent parfois développer une quantité de mouvement telle qu'ils peuvent parcourir plusieurs kilomètres, même en terrain plat : on parle alors de **coulée de débris**.

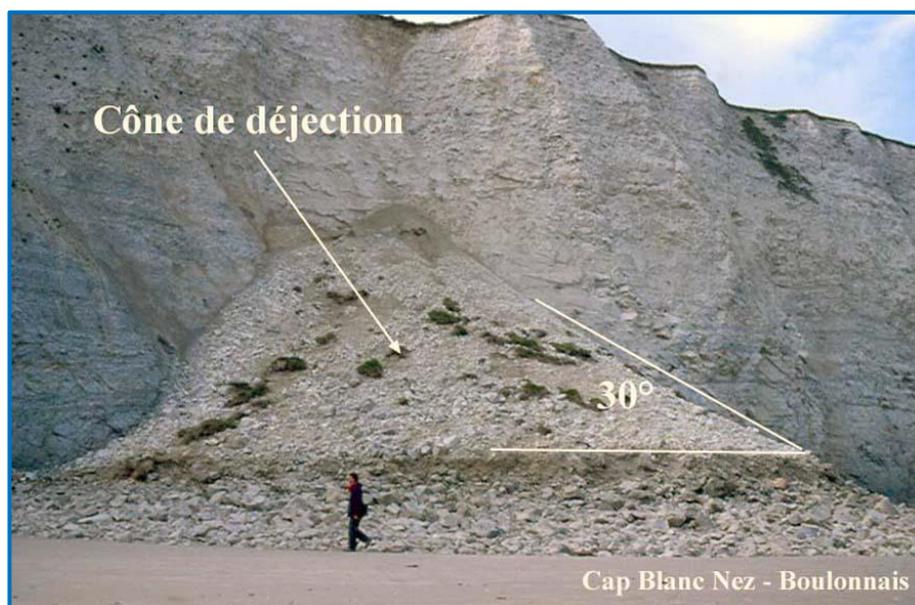


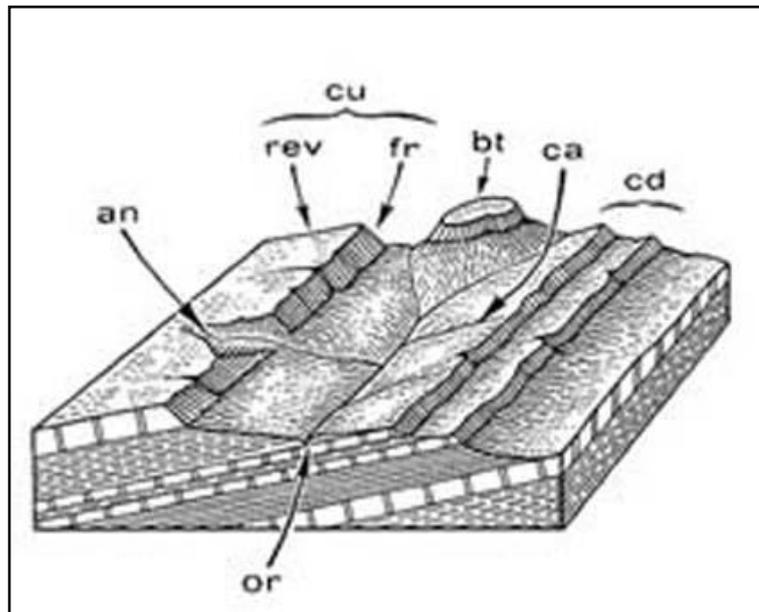
Fig. 8 – Cône de déjection au pied de la falaise du cap Blanc Nez dans le Boulonnais (photo R. Six)

### 4. Importance des processus de pente pour l'érosion

Les **processus de pente** se conjuguent au **travail des cours d'eau**. Ceux-ci provoquent principalement les **incisions verticales** et forment les pentes raides. Les processus de pente transforment ces pentes et élargissent les vallées ; ils apportent les sédiments jusqu'au cours d'eau. La végétation freine ce phénomène.

Dans les **régions arides**, la **végétation** et la **couche de sol** sont **rare**s, et les roches, principalement les roches meubles et tendres, sont plus exposées au mouvement de dévalement des pentes.

Dans les **régions avec des couches différentes**, les roches tendres sont rapidement érodées par les processus de pente, tandis que les roches plus dures restent en place sous formes de falaises ou de crêtes. C'est ce que l'on appelle l'**érosion différentielle**. Ce phénomène est particulièrement visible dans la formation des cuestas (fig.9)



**Fig. 9 – Relief monoclinale**  
 an : rivière anaclinale (ou obséquente) – bt : butte témoin – ca : rivière cataclinale (ou conséquente) – cd : cuesta double – cu : cuesta – fr : front (de cuesta) – or : rivière orthoclinale (ou subséquente) – rev : revers (de cuesta) (d'après A. FOUCAULT & J.-F. RAOULT)

## B. Action de la pesanteur et des courants en milieu océanique

### 1. Rapport entre domaine océanique et domaine continental

Avant d'aborder les glissements de terrain pouvant se produire en zone maritime, établissons le rapport entre le domaine océanique et le domaine continental.

Lorsque l'on observe la planète, on peut y définir deux **domaines distincts**, séparés par le trait de côte : les **continents** et les **océans**. La réalité géologique est différente du regard géographique. La **limite océan/continent** se trouve sous le niveau de la mer à la hauteur du **talus continental**. N'oublions pas que le niveau océanique fluctue au cours des ères géologiques et qu'il se trouvait **120 m plus bas, il y a 10.000 ans** lors de la dernière glaciation.

Le continent se prolonge sous la mer où il constitue le **plateau continental** ou une **mer épicontinentale**, dont la **profondeur varie de 0 à 200 m**. Le **domaine océanique** est d'une nature différente avec des profondeurs très importantes, **3.800 m d'eau** en moyenne.

Ainsi, la **mer du Nord et la Manche** n'appartiennent pas au domaine océanique mais font partie du **continent européen**, tandis que la **mer Rouge** et la **mer Méditerranée** sont des **océans**.

Ces deux domaines sont des réalités structurales bien distinguées : le **fond des océans** correspond à la **croûte océanique** constituée de **basalte** et de **gabbros** ; le **domaine continental** correspond à la **croûte continentale** composée de **granites** et de roches associées (fig. 10)

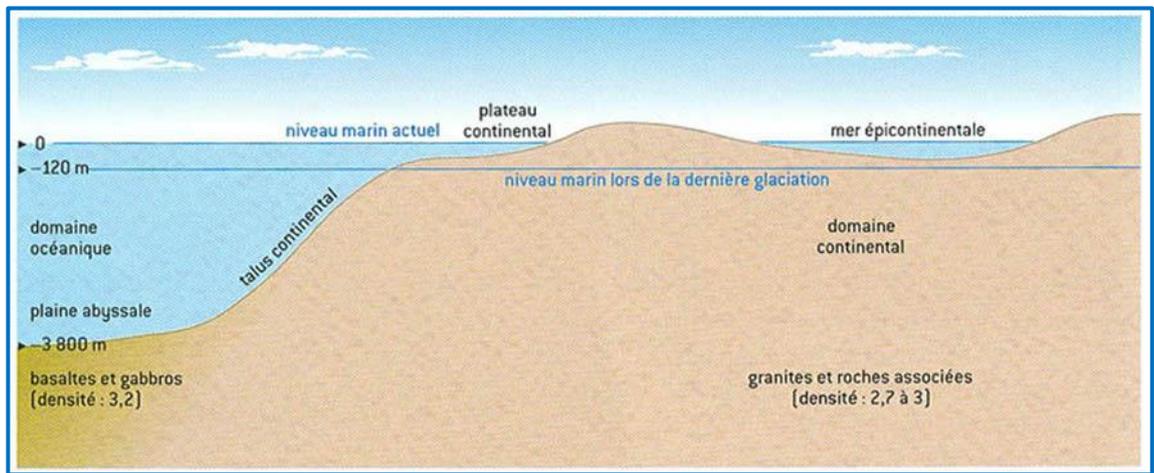


Fig. 10 – Les deux domaines géologiques : coupe simplifiée établissant le rapport entre le domaine océanique et le domaine continental. Les plateaux continentaux et les mers épicontinentales correspondent au domaine continental immergé. Lors de la dernière glaciation, le trait de côte correspondait plus précisément qu'aujourd'hui à la véritable limite océan/continent (tiré de « Roches et paysages », BRGMéditations)

## 2. Sédimentation marine

Les sédiments fraîchement déposés en milieu liquide peuvent être déplacés par les courants ou par gravités, en provoquant des **glissements subaquatiques (slumping)**. La figure 11 donne en résumé les différents types de dépôts que l'on rencontre sous le niveau aquatique depuis la plate-forme continentale jusqu'à dans les grands fonds.

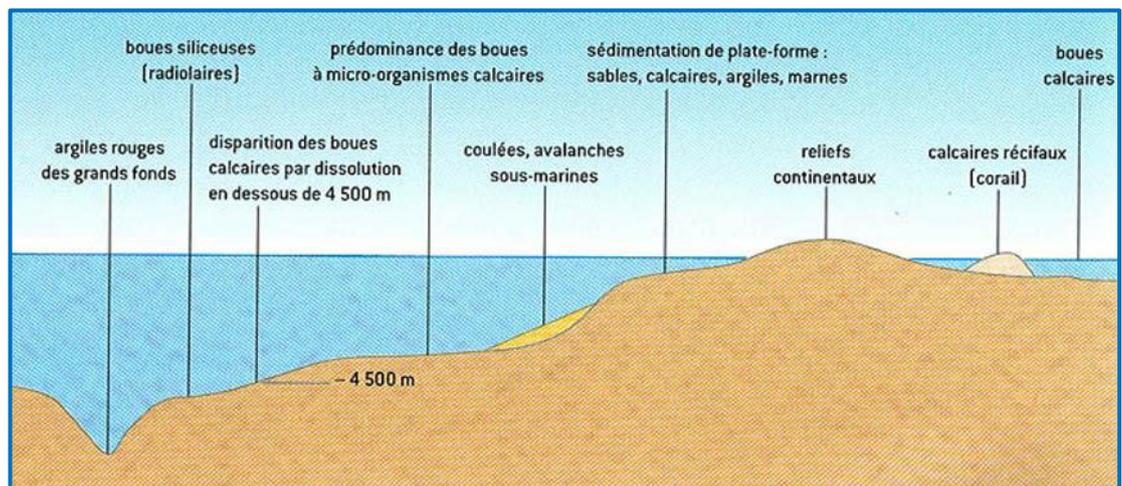


Fig. 11 - La sédimentation marine varie en fonction des contextes et de nombreux facteurs : distance du continent, profondeur, température de l'eau, relief sous-marin (tiré de « Roches et paysages », BRGMéditations)

### a. Plateau continental

C'est dans cette zone que se dépose la majorité des **apports détritiques** provenant des continents et charriés par les cours d'eau. Les galets ne dépassent pas les zones littorales ; les sables se répartissent à proximité des côtes. Les sables fins et les boues s'accumulent plus loin. Ces sédiments se déposent en couches plus ou moins régulières structurées par l'activité des courants. C'est également sur le plateau que s'érigent les massifs coralliens.

## b. Talus continental

Etant donné sa nature, le talus continental est un **domaine instable**. C'est là que les **courants de turbidité** ou **de gravité** provoquent des avalanches entraînant les sédiments gorgés d'eau vers la base du talus où ils forment des **turbidites**.

## c. Plaines abyssales

Les **dépôts** qui s'y accumulent sont d'**origines diverses** : dispersion et atterrissage de particules fines de type argileux, activité biochimique du plancton microscopique, phénomènes de précipitation chimique ou d'origine éolienne, poussières désertiques ou cendres volcaniques.

## 3. Dislocations résultant des glissements des sédiments à peine déposés

Nous avons vu que les courants de turbidité entraînent les sédiments détritiques qui se déposent en une seule fois, formant des couches d'une épaisseur de l'ordre de quelques décimètres à un ou deux mètres.

### a. Turbidite (fig. 13)

Les **turbidites** forment un ensemble de **siltstones\***, microgrès et grès aux caractéristiques sédimentaires particulières, dont la principale est le **granoclassement**. Chaque banc a une **granulométrie** de plus en plus fine, du bas vers le haut. Sous sa forme la plus complète, une **turbidite** peut être décrite par une **séquence du type de A. Bouma** qui comprend cinq intervalles, de bas en haut (fig. 12) :

A : grossier et granulo-classé ;  
B : gréseux, fin et laminaire ;  
C : fin, convoluto ou ondulé ;  
D : silteux, fin et laminé ;  
E : argileux

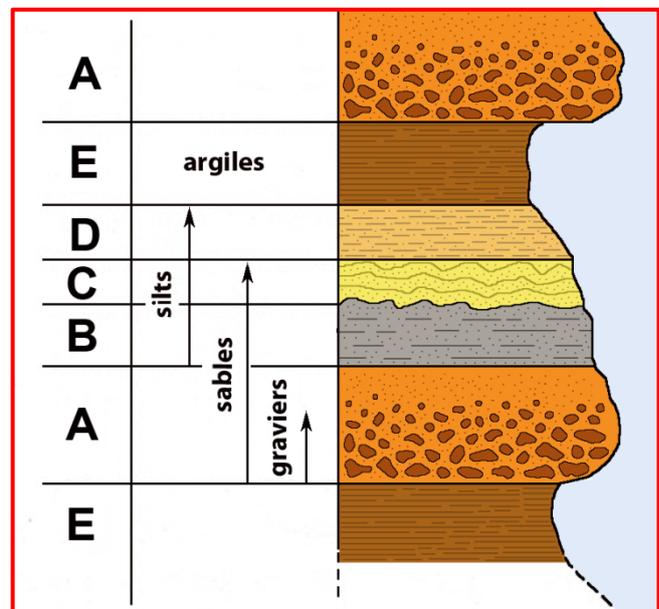


Fig. 12 – Turbidite – Séquence type de A. Bouma (d'après A. FOUCAULT & J.-F. RAOULT)

**\*Siltstone** : roche sédimentaire consolidée, dérivant d'un **silt**. Celui-ci est constitué de sédiments détritiques meubles dont le grain est compris entre 1/256 mm (3,9 $\mu$ ) et 1/16 mm (62,5 $\mu$ ) (classe des lutites).

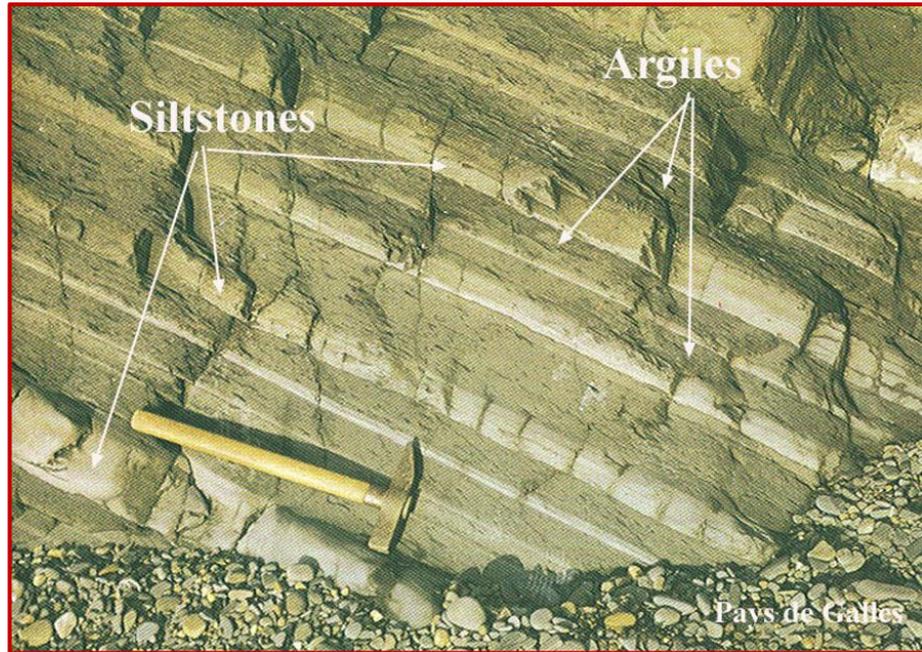


Fig. 13 – Séquence de turbidites (d'après « La Géologie de terrain », F. Nathan)

### b. Flysch

On parle de faciès « **flysch** », lorsqu'une formation sédimentaire détritique, souvent épaisse, est composée essentiellement d'un empilement de turbidites, typiquement en concordance avec les couches sous-jacentes et déposée dans une zone orogénique aujourd'hui tectonisée.

En d'autres mots, un **flysch** correspond à une alternance de bancs d'argiles qui se sont déposés horizontalement en eau calme dans une mer profonde, avec une sédimentation lente (de l'ordre de 1 mm par 1.000 ans) et des bancs de grès quartzeux qui eux se sont déposés très rapidement, apportés par des courants de turbidité et qui après coup ont subis des contraintes tectoniques. La figure 14 montre un faciès « flysch » dans l'ancienne carrière de Hun, le long de la Meuse.

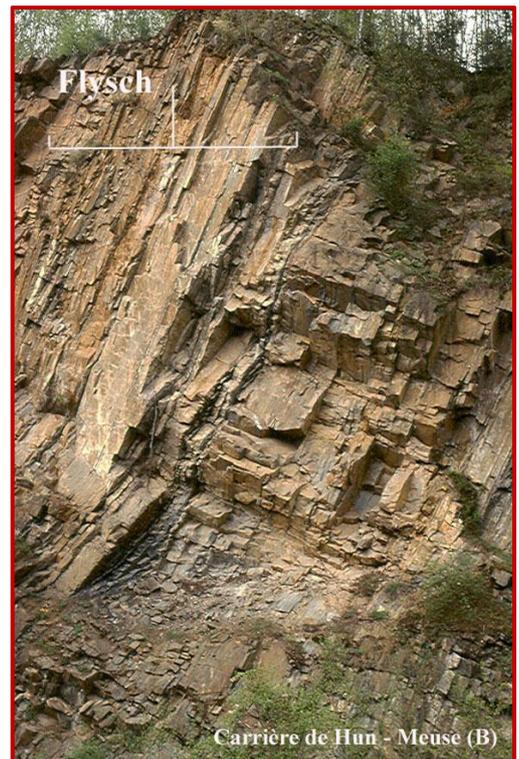


Fig. 14 - Exemple de faciès « flysch » (photo R. Six)

### c. Slumping

On parle également de « **slumping** ». Ce terme anglais signifiant affaissement, glissement, désigne un **phénomène sous-aquatique de glissement en masse** de sédiments encore gorgés d'eau (**glissement synsédimentaire**). Il donne naissance à des plis ou à des brèches qui se produisent pendant le dépôt (**intraformationnels**).

Ce genre de phénomènes se retrouve également dans des terrains anciens et sont particulièrement fréquents dans les formations de flysch. C'est ainsi que la faune de Burgess a été préservée dans les schistes en Colombie britannique. Ces animaux vivaient sur ou dans un fond vaseux, à la base d'un récif. Ce dernier s'était constitué par l'accumulation de matériaux secrétés par des algues. Il se présentait comme un front de plusieurs **dizaines de mètres**, au-dessus d'une cuvette d'eau profonde, comblée progressivement par des sédiments. Les sédiments au pied du récif, situés **à environ 175 m sous le niveau de la mer**, étaient peu stables et sujet à des glissements de terrain qui provoquaient des coulées de boue dans la cuvette. Ces phénomènes entraînaient les animaux et les enfouissaient rapidement sous des dépôts anaérobies composés de limon fin. Ce sont ces conditions d'ensevelissement favorables qui permirent une bonne conservation des parties molles des animaux.

### d. Slump structures

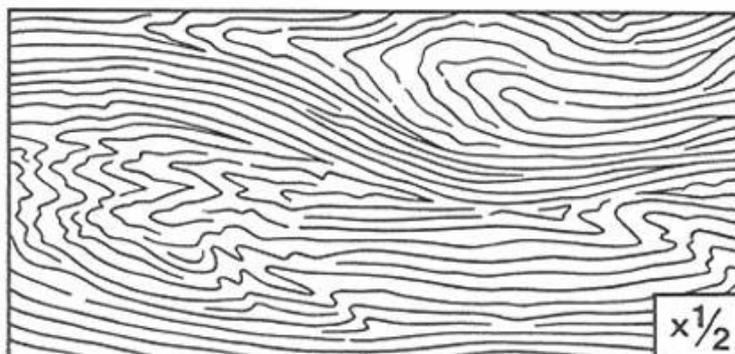
Le réajustement du sédiment par **glissement gravifique** le long du talus continental donne naissance à des **structures sédimentaires de glissement (slump structures)**, à des **convolutions** plus ou moins complexes.

#### 1) Structure convolute

Ce type de coulées se produit généralement au fond des mers en bordure du talus continental. L'accumulation des sédiments apportés par le charriage des fleuves peut, lorsque les conditions sont atteintes, se détacher et se précipiter vers les abîmes océaniques entraînés par des **courants de turbidité**, où ils forment des structures dites **convolutes** ou de **contournements**.

#### **Convolution (fig. 15) :**

contournement interne d'un banc généralement microgréseux ou pélitique dû à son glissement, sur le fond, à l'état de sédiment meuble gorgé d'eau. On y voit dans le détail des petits anticlinaux aigus séparés par des synclinaux arrondis. On les rencontre fréquemment dans les séries turbiditiques.



**Fig. 15 – Convolution (d'après A. Foucault & J.-F. Raoult)**

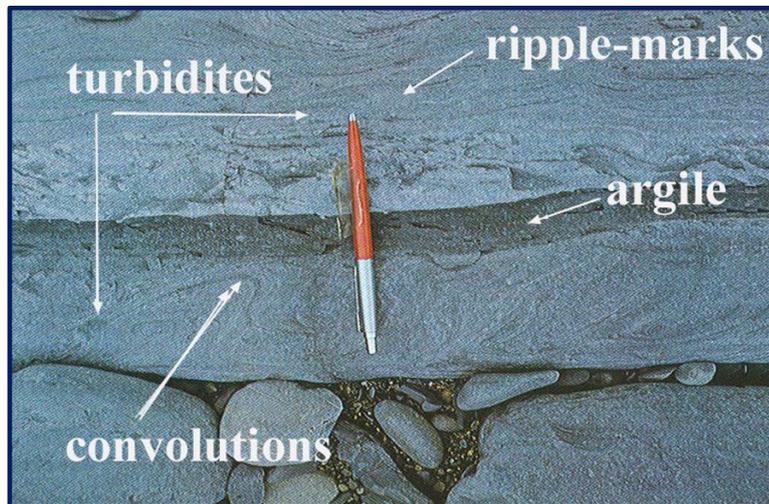


Fig. 16 – Convolutions et ripple marks dans une turbidite (d'après photo H.J.E. Convery)

Sur la figure 16, on voit deux **turbidites** aux caractéristiques contraires. La **turbidite inférieure** montre des **convolutions** fortes, avec des plis penchés vers la droite. La turbidite passe rapidement vers le haut à une argile sombre qui n'a pas été affectée par les convolutions et qui, par conséquent, leur est postérieure. La **seconde turbidite** repose sur l'argile par un contact franc typique. Le litage de cette turbidite supérieure n'est pas interrompu par le **slumping** ; deux zones s'y distinguent. La première jusqu'au bout du stylo présente des laminaisons entrecroisées inclinées vers la droite, dans le sens de l'écoulement de l'eau. Au-dessus de cette première zone on observe des ripple-marks en section qui indiquent le même sens de courant.

### e. Hyporelief

On parle d'**hyporelief**, lorsque la **face inférieure d'un banc** présente des **figures en relief**. On distingue, d'une part, les figures dues à l'**activité animale** (pistes, perforation, etc.), d'autre part celles qui sont dues à des **actions mécaniques**, le plus souvent à la base d'un banc détritique, généralement de nature turbiditique.

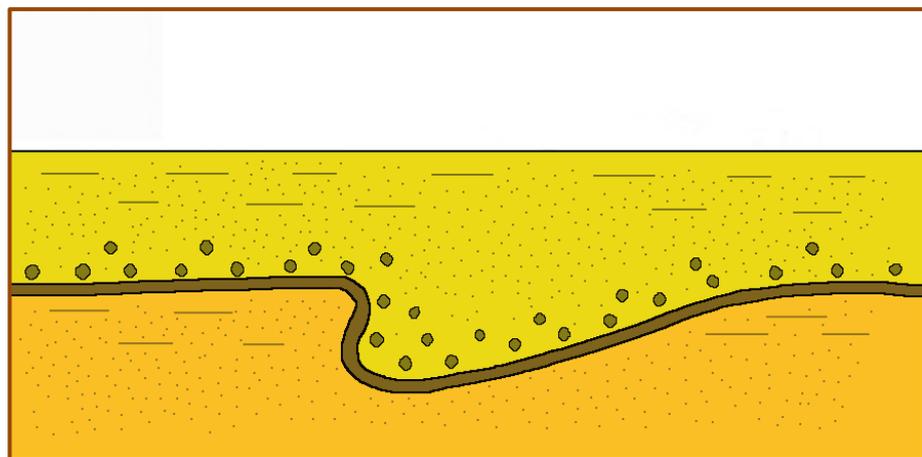


Fig. 17 – Constitution d'un hyporelief par moulage d'un creux (d'après A. FOUCAULT & J.-F. RAOULT)



Fig. 18 – Exemple d'hyporelief - Cap Blanc-Nez (photo R. SIX)

Ces dernières se répartissent en **deux groupes** :

**1) figures de courant** : le relief (**cast**) que l'on observe est le moulage d'un creux (**mark**) du fond sous-marin produit, directement ou indirectement, par l'action d'un courant (fig. 17 et 18). On distingue :

- les « **scour casts** » (moulages d'affouillement) dus à l'érosion des courants chargés de sédiments en suspension, surtout représenté par les **flute casts** (moulages en flûte – fig. 20-1) produits par le creusement d'un courant autour d'un objet posé sur le fond et qui se présentent comme des cônes allongés avec la pointe tournée vers l'arrivée du courant.
- les « **tools casts** » (moulage d'outil) produits par un objet en mouvement et représentés surtout par :
  - les « **drag casts** » (moulages de traînage), avec en particulier les « **groove casts** » (moulages de cannelure – fig. 20-2)
  - les « **impact casts** » (moulages d'impact) dus à l'action d'un objet qui a été ensuite repris par le courant avec notamment des « **prod casts** » (moulages de choc – fig. 20-4), reliefs cunéiformes dus à un choc localisé ;
  - les « **bounce casts** » (moulages de rebond – fig. 20-3), reliefs allongés dus au traînage de l'objet sur une certaine longueur.

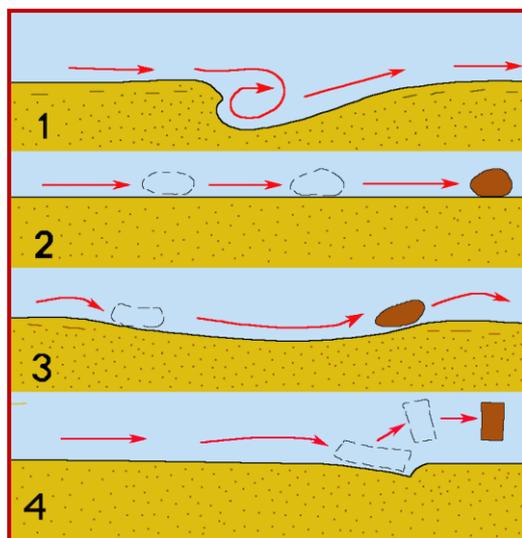


Fig. 19 – Causes de production de différents types de creux (marks) sur le fond marin. – 1 : « flutemark » – 2 : « groove mark » – 3 : « bounce mark » – 4 : « prod mark » (d'après A. FOUCAULT & J.-F. RAOULT)

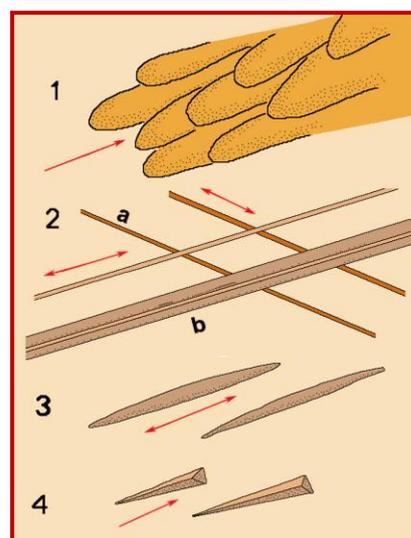


Fig. 20 – Exemples de figures de courant. Le sens (ou la direction non orientée) du courant est marqué par une flèche simple (ou double) – 1 : « flute cast » - 2 : « groove cast » (les reliefs a sont antérieurs aux reliefs b) – 3 : « bounce cast » - 4 : « prod cast ». (id que fig. 19)

2) **figures d'interfaces** ou « **interfacial casts** » (moulages d'interfaces) : dont les causes diverses sont liées aux différences de comportement mécanique entre le sédiment déjà déposé et celui qui vient reposer sur lui. C'est le cas des **figures de charge**, où la couche supérieure s'enfonce en certains endroits dans la couche inférieure sous l'effet de la gravité (« **load cast** », ou moulages de boue). Ces figures d'interface sont décrites dans le paragraphe suivant.

#### 4. **Dislocations de couches non consolidées sous l'effet de la pesanteur des couches sus-jacentes inégalement réparties**

##### a. **Phénomènes d'advection entre les couches**

Si une couche récemment déposée et n'étant pas encore consolidée, est recouvertes par des dépôts plus lourds, il se produit à la frontière des deux couches une **inversion de densité**, entraînant une **instabilité mécanique**. Le seul poids des matériaux de la couche supérieure peut provoquer, par enfoncement et refoulement vers le haut des sédiments de la couche inférieure, des **figures de charge**. C'est le **phénomène d'advection** entre les couches qui provoque des ondulations à la limite des couches.

##### b. **Charge inégale**

Si une série recouvrant des couches plastiques s'est formée dans des conditions d'accumulation inégale de matériaux de densité différentes, de façon que dans certains compartiments elle est plus lourde que dans

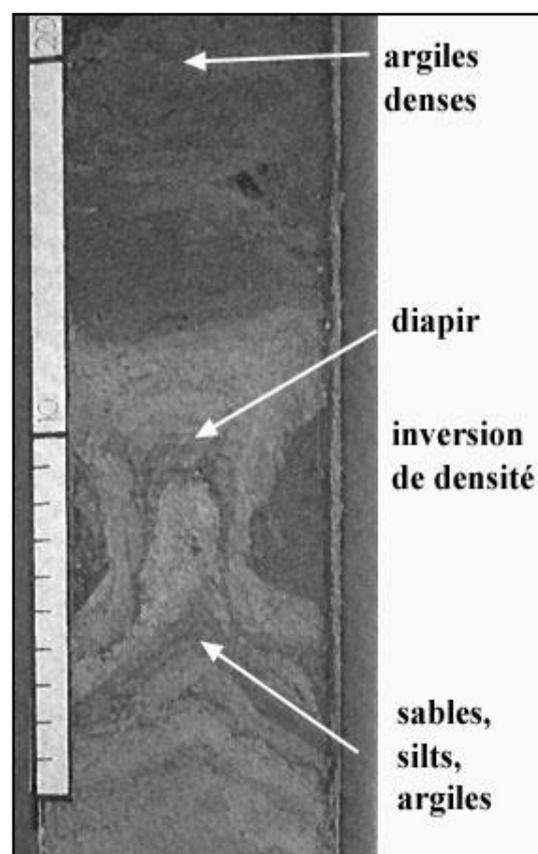
d'autres, alors la pression différentielle sur les couches plastiques sous-jacentes peut les faire refluer de certains points pour les chasser dans d'autres. Dans les lieux de refoulement, les couches peuvent se plisser.

### c. Structures diaoiriques ou filons bréchiformes

Le genre de superposition décrit en **a.** est très instable, toute secousse provoquée, par exemple, par une tempête ou un tremblement de terre, engendre la formation de **structures diapiriques** (fig.21). Le niveau inférieur moins dense s'injecte dans le niveau supérieur plus dense, formant des sortes de « champignons ». L'injection du matériel peut traverser la totalité de la couche supérieure. Ces structures non directionnelles par opposition aux glissements directionnels, sont appelées **diapirs**.

**Fig. 21 – Section d'une carotte forée dans la baie de Tremadoc (Pays de Galles) montrant une structure diapirique. Le membre supérieur est constitué d'argiles sombres denses. Les roches sous-jacentes sont composées d'une suite de sables, silts et argiles minces. Le poids des argiles denses agissant sur les sédiments inférieurs gorgés d'eau a provoqué la remontée de ces derniers sous forme d'un dôme à sommet plat.**

**Une telle inversion de densité, ou structure diapirique peut se former à toutes les échelles, depuis les petites structures comme ici, jusqu'à des structures géologiques majeures de milliers de mètres de diamètre. Les grandes structures diapiriques se sont formées essentiellement là où des dômes de sel ont percé à travers des épaisseurs considérables de roches en provoquant le bombement des autres roches environnantes par la formation de dômes de sel.**



### d. Filons bréchiformes ou dykes d'injection (fig. 22).

Dans un sédiment, se déposant sur une couche encore plastique, .des petites failles peuvent se produire lors de sa déformation. Le sédiment inférieur gorgé d'eau va se comprimer sous l'action du poids de la nouvelle couche. Le sédiment mobilisé par l'eau sous pression sera injecté dans les fissures supérieures formant des **dykes sédimentaires** ou **filons bréchiformes** ou encore **dykes neptuniques** par opposition aux dykes plutoniques.

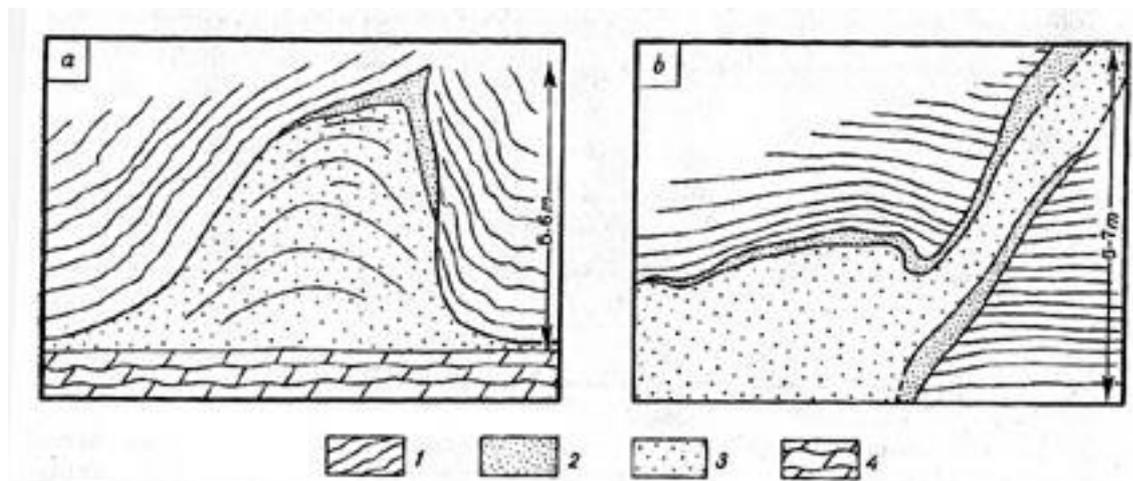
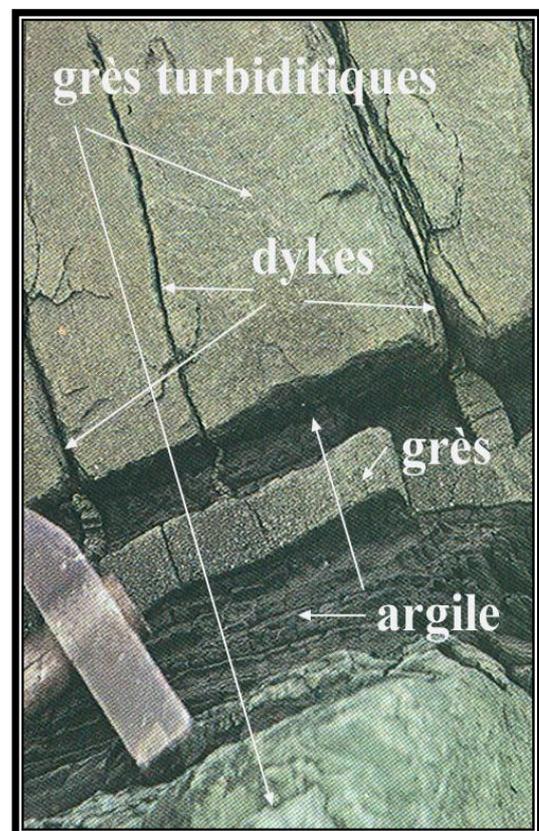


Fig. 22 – Deux dykes neptuniques de la région moyenne de la Volga (d'après V. BRONGOULEEV)  
 1 – gaizes du Syzranien inférieur ; 2 – grès daniens à quartzites ; 3 – sables daniens ; 4 – marnes du Crétacé supérieur

Fig. 23 – Dykes sédimentaires d'injection (Pays de Galles). Deux grès turbiditiques épais sont séparés par quelques centimètres d'argile, dans laquelle on observe un mince niveau de grès d'environ 3 cm d'épaisseur. Trois dykes d'injections sont visibles, partant du niveau mince à travers l'argile sur-jacente, vers la turbidite supérieure. Le matériel détritifique a été introduit sous pression dans les fractures verticales par l'effet du poids de la turbidite supérieure. (d'après « La Géologie sur le terrain », F. Nathan)

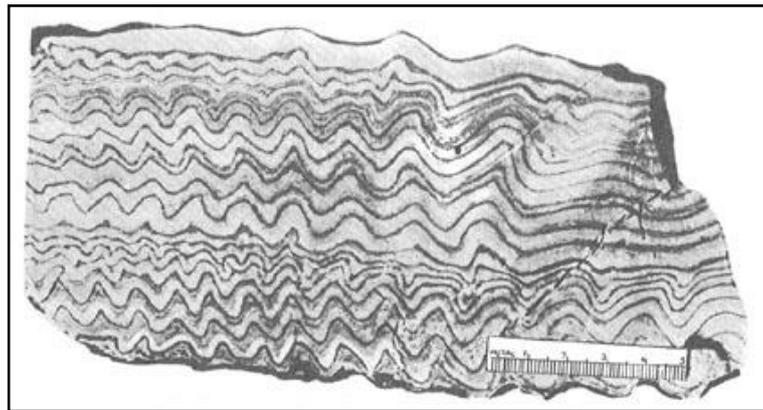


## 5. Dislocations dues aux variations de volumes des roches

### a. Augmentation de volume

Un anhydrite (sulfate  $\text{CaSO}_4$ ) en absorbant de l'eau peut se transformer en gypse (sulfate hydraté  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), en augmentant son volume de 60% : c'est la **gypsification**. Cette réaction peut se produire en profondeur, **jusqu'à 150 m**. Le gonflement de la masse d'anhydrite participe au soulèvement des noyaux de plis diapirs. Lorsque l'anhydrite constitue une formation emprisonnée entre deux couches d'argile par exemple, l'augmentation de

volume qui accompagne la gypsification engendre le plissement et la division de la couche en fragments empilés les uns sur les autres (fig.24). Ce phénomène peut se rencontrer dans des bancs d'argile qui s'hydratent.

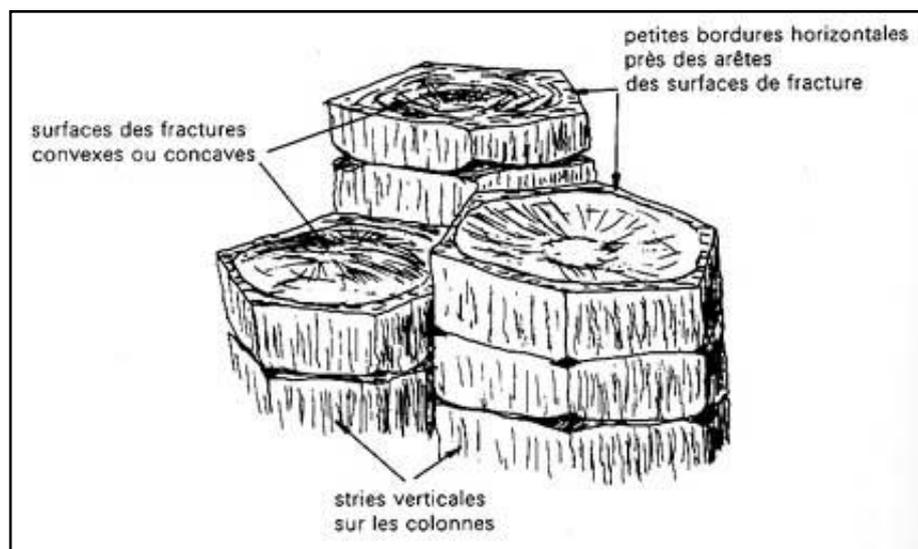


**Fig. 24 – Plissements formés par augmentation du volume en cours de gypsification. Dépôts permien. Nouveau-Mexique (USA) (d'après PETITJOHN)**

### **b. Diminution de volume**

Tout volume de roche peut se contracter sous l'action du refroidissement (roches magmatiques) ou de la dessiccation (roches sédimentaires). Ce phénomène s'accompagne de la formation dans la roche de fissures dont l'ouverture correspond à l'ampleur de la rétraction.

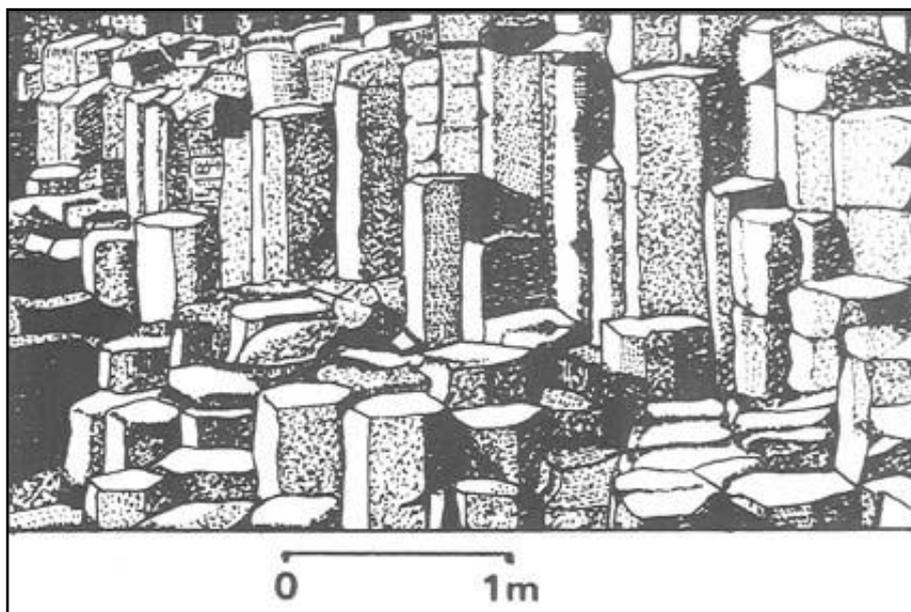
- 1) Prismation des roches magmatiques** : certaines laves, particulièrement les basaltes, en se refroidissant lentement et de façon homogène, forment des prismes caractéristiques dus à un rétrécissement de la masse et à l'apparition de fissures de retrait. La **colonne-type** présente une **section hexagonale**, bien que l'on rencontre diverses variétés **de 4 à 10 facettes**. Ces prismes sont souvent divisés en articles par des cassures transversales, légèrement convexes ou concaves (Fig. 25).



**Fig. 25 – Quelques caractéristiques des colonnes de basalte**

Si les **prismes** sont de **grandes tailles**, on parle d'**orgues** ou de **colonnades**. Ces prismes sont en général perpendiculaires à la surface de coulée, parfois en gerbes radiales au niveau des ruptures de pente, des bouches d'émission, dans certaines extrusions, et dans des lacs de lave.

L'un des exemples les plus célèbres est la chaussée des géants en Irlande (fig. 26).



**Fig. 26 – Prismes de basalte – Chaussée des Géants, Irlande (d'après A. FOUCAULT & J.-F. RAOULT)**

## **2) « Mud cracks »**

Ce sont des **craquelures** (**fentes de dessiccation**) dessinant grossièrement un **réseau polygonal**, visible sur la couche superficielle d'un sédiment argileux qui s'est desséché. On peut retrouver ces figures dans des dépôts anciens dans lesquelles les fentes de dessiccation ont été comblées par un sédiment ultérieur.

### **c. Structures de tassement**

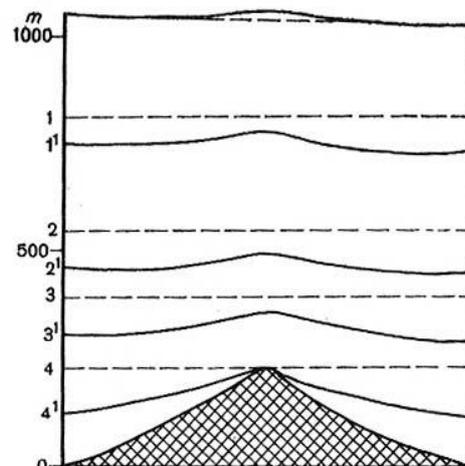
Une série sédimentaire se disposant horizontalement en plusieurs couches et soumise à une pression peut dégager une grande quantité d'eau et se tasser. Ainsi, des couches de vase récemment déposées et dont la teneur en eau s'élève à près de **70%**, peuvent, après tassement, diminuer leur épaisseur d'un **facteur 4**. Ce phénomène se rencontre également dans les couches de tourbe qui diminuent leur volume de façon importante. Les veines de charbon produites par ces dernières ont une épaisseur qui ne constitue que les **15 à 20%** de l'épaisseur originelle.

La **pression nécessaire** à un tel tassement est due à la **charge propre des couches sus-jacentes** qui s'accumulent au fil du temps. Dans ce cas, le processus est lent et peut durer des **millions d'années**. Les vases qui perdent leur eau, se tassent de plus en plus et se transforment en argiles denses et déshydratées.

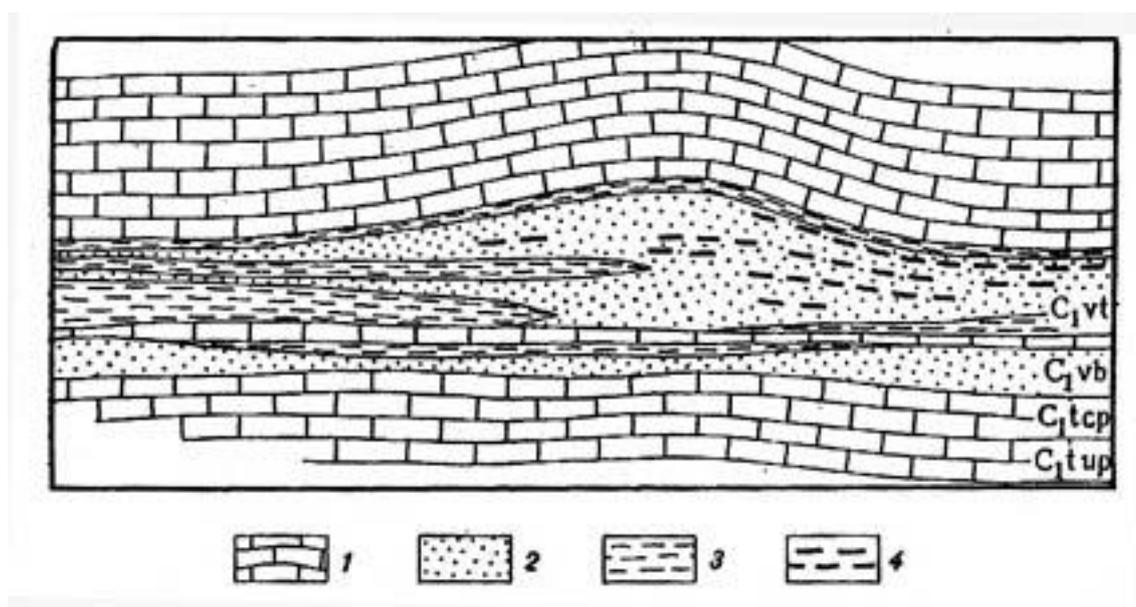
Si la série des vases s'est déposée sur un socle irrégulier (socle cristallin) on retrouve ces irrégularités mais de plus en plus atténuées au fur et à mesure des dépôts (fig. 27).

**Fig. 27 – Plis de tassement au-dessus d'une saillie du soubassement rigide (schéma). D'après C. Nevin (avec des modifications)**

Le soubassement est hachuré. Les lignes 1 et 1', 2 et 2', 3 et 3', 4 et 4' correspondent à la position initiale (en pointillé) et à la position après tassement de quelques couches



Le même phénomène s'observe lorsqu'au milieu des roches soumises au tassement (argiles et marnes) s'intercale des lentilles incompressibles ou dont la compressibilité est inférieure à celle de l'argile (fig. 28).



**Fig. 28 – Pli de tassement autour d'une lentille dans les dépôts du Carbonifère inférieur de la région de Saratov attenante à la Volga (d'après Y. BOBROVY)**

1 : calcaires - 2 : grès - 3 : argiles - 4 : grès argileux

## 6. Dislocations provoquées par la pesanteur dans les conditions d'un relief actuel

### a. Balancement des couches sur une pente ou fauchage

Ce phénomène d'inflexion du sommet des couches verticales a été traité en début de ce cours lorsque nous avons abordé le processus de reptation. Ces balancements sont particulièrement fréquents pour les roches

argileuses ou les schistes argileux, bien qu'on puisse le rencontrer dans des roches plus résistantes.

## **b. Modelé karstique** (fig. 29)

Ce type de relief affecte particulièrement les formations de calcaires, de dolomies, de gypse ou de sels et est dû à la **dissolution** de leurs roches par les **eaux météoriques chargées de gaz carbonique**. On y distingue des formes de surface et des formes souterraines.

### **1) Formes de surface :**

- 1.1. le **lapiez** (ou lapiés, lapiès, lapiaz) est une surface creusée de cannelures ou de rigoles, **larges de 1 cm à 1 m** séparées par des lames transversales ;
- 1.2. le **relief ruiniforme** est constitué de blocs bizarrement sculptés par la dissolution, séparés par des couloirs qui forment parfois d'inextricables labyrinthes ;
- 1.3. la **doline** est une dépression circulaire dont le fond plat est occupé par de la terra rosa, résidu argileux rouge de la dissolution des calcaires.
- 1.4. le **poljé** est une dépression de très grande taille à terra rosa et dont le fond plat est parfois accidenté par des **reliefs résiduels** ou **hums** ;
- 1.5. les **vallées sèches** sont fréquentes et dues à l'effondrement d'une grande partie du réseau hydrographique, les rivières aériennes ayant creusé de profonds **canyons** ;
- 1.6. les **avens** sont des gouffres qui s'ouvrent sur les profondeurs ;
- 1.7. les **embuts**, ou **puits absorbants**, sont de petits avens souvent situés dans des dolines et par où l'eau peut d'engouffrer ; on les appelle **ponors** dans les poljés.

### **2) Formes souterraines :**

Les cavités sont dues principalement au travail des **eaux souterraines** qui empruntent les **joints de stratification** ou les **diaclasses**. Ces eaux peuvent provenir de l'**absorption d'une rivière** par une **perte** et ressortir sous forme d'une **résurgence**. Elles peuvent également provenir de la seule **infiltration des eaux météoriques**, la source correspondante est alors une **exurgence**. Les rivières souterraines se raccordent à un cours d'eau aérien constituant, localement, leur niveau de base. Elles ont tendance à s'enfoncer avec lui, créant des réseaux de galeries étagés. Qui se vident en fonction de la descente du système hydrologique. Lorsqu'une **galerie est complètement inondée**, on parle de **voûte mouillante**. Si un **coude vertical** se forme dans celle-ci, on a alors un **siphon**. Les galeries s'élargissent parfois en **salles**, dues souvent à des effondrements de voûte. Des **concrétions diverses** de calcite peuvent se former : **stalactites** et **stalagmites**, en forme de colonnes de draperies, d'aiguilles, etc.

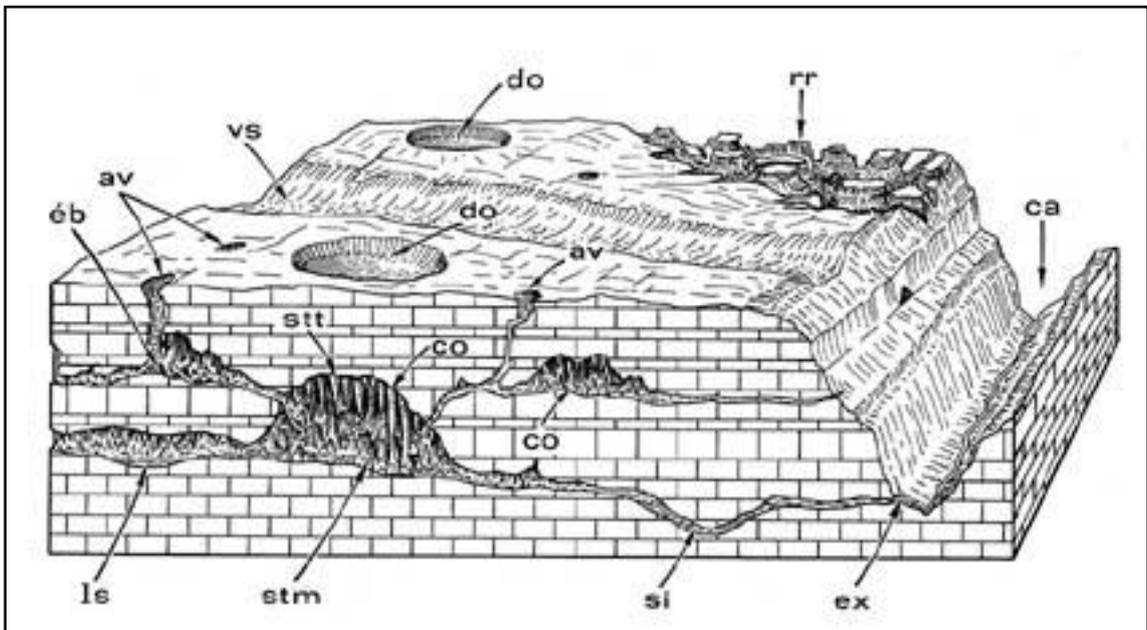


Fig. 29 – Modelé karstique

av : aven – ca : canyon – co : colonne – do : doline – éb : éboulis – ex : exurgence  
 – ls : lac souterrain alimenté par une rivière souterraine – rr : relief ruiniforme – si :  
 siphon – stm : stalagmite – stt : stalactite- vs : vallée sèche (d'après A. FOUCAULT  
 & J.-F. RAOULT)

## 7. Action des glaciers et du sol gelé en permanence

### a. Modelé glaciaire (fig. 30)

Ce type de relief est façonné par le **creusement des glaciers** ou édiés par les dépôts qui leur sont liés.

#### 1) formes de creusement :

La forme la plus simple est le **cirque glaciaire**, simple dépression ayant contenu un glacier suspendu.

Le long de son parcours, le glacier rabote et use le fond de son lit, creusant une **vallée glaciaire** ou **auge glaciaire**, en forme de U, contrairement aux vallées fluviales en forme de V. Cette forme est accentuée par des **épaulements**, **replats** situés au niveau supérieur du glacier et auxquels se raccordent des **vallées suspendues**, correspondant à un réseau glaciaire ou hydrographique dont le niveau de base local était la surface du glacier. Le creusement des ces différentes vallées varient selon la dureté des roches, ce qui provoque des **bourrelets rocheux**, barrant les vallées, appelés **verrous glaciaires** (fig. 29). Ils pourront jouer le rôle de barrage de retenue lors du recul du glacier.

En rabotant le fond, les **blocs de la moraine de fond** polissent les surfaces rocheuses en y laissant des traces sous forme de **stries glaciaires**.

#### 2) les dépôts glaciaires :

Dans son parcours, le glacier entraîne avec lui des **débris rocheux** qui constituent les **moraines**. Les blocs tombés des parois forment les **moraines latérales**. Par **confluence**, deux moraines latérales peuvent donner une **moraine médiane**. Les blocs entraînés sur le fond du glacier

constituent la **moraine de fond**. Les blocs arrachés par la poussée du glacier forment la **moraine frontale**.

Lors de la fonte et du recul du glacier, celui-ci abandonne ses moraines. Les moraines latérales se retrouvent sur les bords de la vallée, et les **moraines de fond** peuvent donner des collines allongées suivant l'écoulement de la glace, ou **drumlins**.

La **moraine frontale** forme une colline en croissant concave vers l'amont (**amphithéâtre**, ou **vallum morainique**) qui marque la **limite maximale d'extension du glacier** et peut également constituer un barrage naturel (verrou morainique) de retenue des eaux.

Les glaciers, dans leur course vers les vallées, ont transporté d'énormes blocs rocheux qu'ils abandonnent lors de leur retrait à des distances parfois très grandes, loin de leur lieu d'origine, ce sont les **blocs erratiques** (fig. 31 et 32).

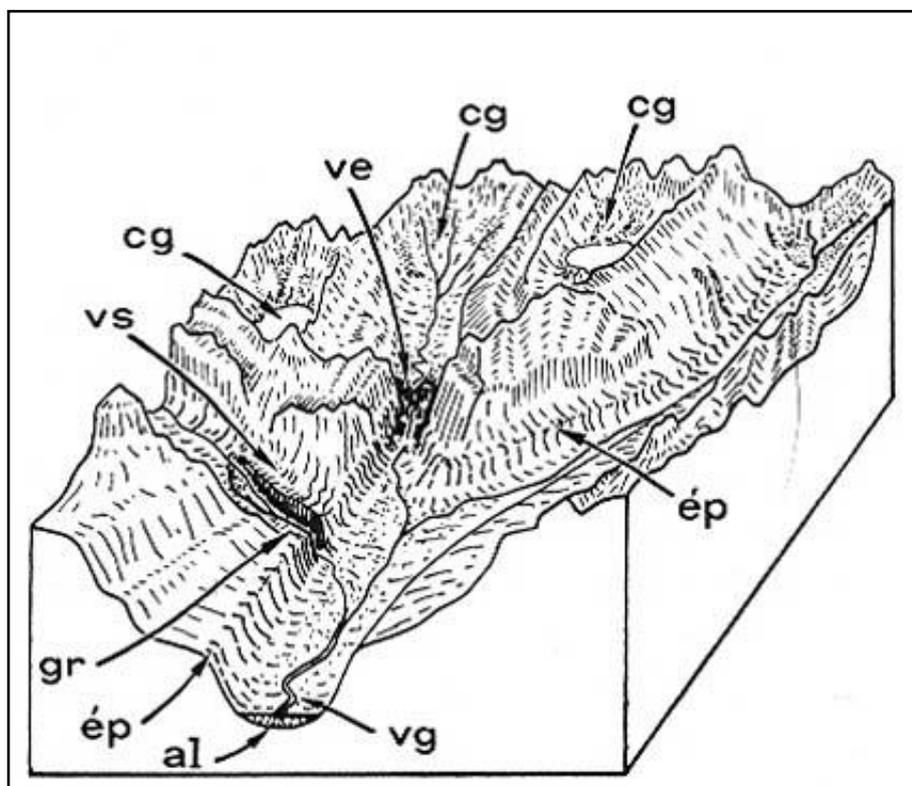


Fig. 30 – Modelé glaciaire

Al : alluvions actuelles – cg : cirque glaciaire (avec parfois lac glaciaire) – ép : épaulement – gr : gorge de raccordement – ve : verrou glaciaire – vg : vallée glaciaire en auge – vs : vallée suspendue (d'après A. FOUCAULT & J.-F. RAOULT)

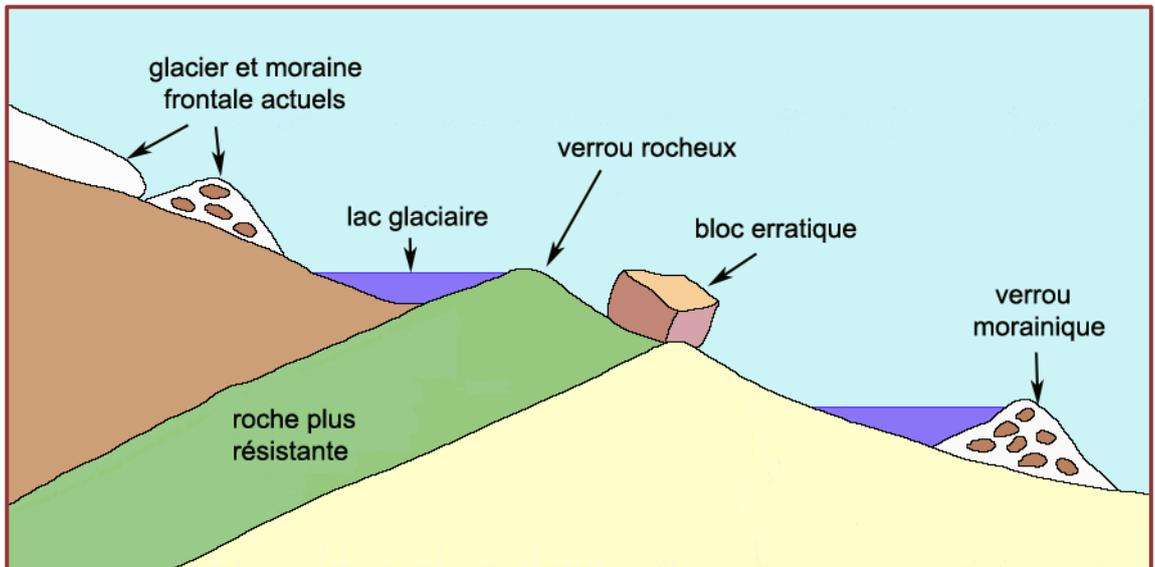


Fig. 31 – Verrous glaciaires et verrous morainiques (d'après F. Michel)



Fig. 32 – Exemple de blocs erratiques (photo R. Six)

### b. Hydrolaccolites

Dans les zones périglaciaires, on peut rencontrer des dislocations particulières. Ce sont de grosses loupe de glace formées en sous-sol grâce à l'infiltration de l'eau par des fissures, ou provenant de sources souterraines, et qui augmentent de volume en gelant. Cela provoque des bombements de la surface conditionnant l'apparition de buttes ou de collines. Ces lentilles ont la forme de laccolites (hydrolaccolites).

A suivre