

## **Chapitre 2- Déformations non tectoniques**

## **CHAPITRE 2- DEFORMATIONS NON TECTONIQUE**

La déformation tectonique engendre souvent des structures tectoniques régulières, un certain style de plis, une certaine disposition des couches et l'échelle des structures est respecté. Dans ces conditions, les masses rocheuses s'accordent parfaitement avec l'ensemble tectonique et constitue un élément inséparable de toute l'unité sédimentaire.

Les structures non tectoniques sont réparties d'une manière irrégulière, souvent isolées au sein des unités lithologiques. Un critère important est la période de la déformation de la masse rocheuse, comparée à la date de formation de cette dernière. Si la dislocation a affecté les couches sédimentaires au cours de leur diagenèse, c'est-à-dire pendant la période de la sédimentation, les sédiments gorgés d'eau peuvent fluer à la manière d'une vase et donner une structure dérangée ou fracturée, on la rapporte à la catégorie d'accidents ou de **déformations non tectoniques**. Ces structures sont dits synsédimentaires. La seule force impliquée dans la déformation non tectonique est **la gravité**. Les structures contemporaines des couches géologiques telles que les glissements de terrain, les éboulements, les slumps, les olistolithes, les olisthostromes, les convolutes, on examinera ci-dessous, les formes typiques de ces déformations non tectoniques.

### **2.1. La reptation (creeping)**

Ce processus implique un glissement lent, sur une surface de décollement, de sédiments (généralement de la boue) conservant leur cohésion mais se déformant plastiquement et très lentement sous l'effet d'une charge constante. Lorsque le processus s'arrête, les dépôts consistent en des strates, légèrement inclinées et présentant de faibles déformations internes. Si la pente est assez forte ou si les conditions physiques évoluent (chocs dus à un séisme, infiltration de fluides, augmentation de la charge), la reptation peut évoluer et se transformer en glissement sédimentaire (Mulder et Cochonat, 1996 ; *in* Bougara, 2013).

## **2.2. Le glissement de terrain**

Ils correspondent respectivement aux glissements rotationnels et aux glissements translationnels). La traduction française “glissement” étant trop vague et pouvant prêter à confusion, nous utiliserons les termes anglais “slide” et “slump”, largement utilisés même en français, le terme “glissement” étant utilisé seulement dans son sens général. Les slides et slumps sont des mouvements de masses sédimentaires cohérentes sur une surface basale cisailante nette (généralement un plan de stratification), limités de tous les côtés par des plans de rupture distincts, en particulier en amont par un escarpement de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Trois types de glissement sont distingués en fonction de la géométrie de la surface de rupture (Sève et Pouget, 1998).

- Glissement plan, le long d’une surface plane ;
- Glissement circulaire ou rotationnel simple ;
- Glissement complexe.

## **2.3. Autres structures synsédimentaires**

### **2.3.1. Les structures convolutées**

Ce sont des stratifications particulières, soulignées par des ondulations et plissements irréguliers d’une couche finement stratifiée dans une formation à stratifications majeures planes ou obliques. Les convolutes sont souvent formées par un litage fin. Le phénomène tend à disparaître dès que l’épaisseur des feuillets de silt ou de sable fin augmente. L’abondance des micas favorisent le phénomène de déformation. Les strates à convolutes ont une grande continuité latérale, cette continuité affecte l’ensemble de la couche déformée. Des figures de courant telles des grooves marks et flutes marks marquent la limite inférieure de la couche à convolutes. La lithologie des convolutes se compose d’argiles, marnes, argiles silteuses, silts argileux et silts. La morphologie de toutes les formes de convolutes est le pli antiforme à crête aigue et étroites symétrique, incliné ou couché et séparé des suivants par des creux larges et arrondis (fig. 13). L’épaisseur des couches à convolutes varie entre 2

cm et 50 cm, latéralement, la déformation s'étend à l'échelle décimétrique ou hectométrique (Boulvain, 2010).



**Figure 13.** Des convolutes dans le flysch dévonien du socle paléozoïque de Saida (Bougara, 2013). L'amplitude de la déformation est de 10 cm.

Avec la plupart des auteurs récents, on peut considérer les convolutes comme un phénomène synsédimentaire, d'autres auteurs proposent un mécanisme post sédimentaire, mettant en jeu le comportement hydroplastique du sédiment sous l'effet d'une surcharge.

### 2.3.2. Les slumps ou le phénomène de slumping

Les structures correspondent à des **déformations syngénétiques**, c'est-à-dire des plissements qui s'effectuent en même temps que la sédimentation. Il s'agit de plissements métriques à décimétriques, voire plusieurs centaines de mètres, donc affectant un ensemble de couches sédimentaires. Elles s'observent dans des sédiments fins (sitite, argile, boue carbonatée). Elles sont limitées par des strates indemnes, non déformées, ce qui les distinguent des couches déformées tectoniquement. Le sédiment ou la strate gorgée d'eau va se déplacer et glisser le long d'une pente sédimentaire en donnant des plis contemporains du dépôt sédimentaire pouvant avoir une orientation préférentielle vers le bas de la pente fossile. Il s'agit d'un glissement rotationnel (non plan) alors que les sliding concernent des glissements plans. Les slumps s'observent à la base des pentes sédimentaires de nombreux environnements. Les slumps sont caractéristiques des dépôts de bas de talus continentale, donc les dépôts hyper-dilatés, très épais telles que les flyschs. Il est important de rappeler que le temps de dépôts des

flyschs est relativement courts, parallèlement, son épaisseur est souvent de l'ordre de quelques milliers de mètres, et par effet d'une surcharge sédimentaire d'un dépôt non lithifié, la masse sous l'effet de la gravité se déforme en donnant des slumps (Shanmugam, 1996a ).

La cause de la formation des slumps repose sur plusieurs facteurs : séisme; soulèvements ou effondrements tectoniques ; pentes accentuées ; déstabilisation liée à un dépôt rapide accompagné d'excès de charge ou d'expulsion de fluides ; alternance de sédiments de natures différentes déterminant des degrés variables de compaction); teneur élevée en eau; dégradation biochimique de la matière organique avec production de gaz au sein du dépôt, déformation du substrat par gonflement de masses évaporitiques (halocinèse). Ces divers facteurs sont à l'origine du fait que les slumps sont particulièrement fréquents dans les lacs et mers au large des grands fleuves, à l'amont des éventails détritiques sous-marins ainsi que sur les talus des marges continentales instables (Pickering et *al.* 1989). Il se peut qu'en parallèle de slumps, on trouverait des bancs dérangés, fragmentés et affectés de plis déracinés, perturbés et syngénétiques (Fig. 14).



**Figure 14.** Structure de slumps (photo prise du site <https://www.google.co.uk/search> slumps collapse structure geology.

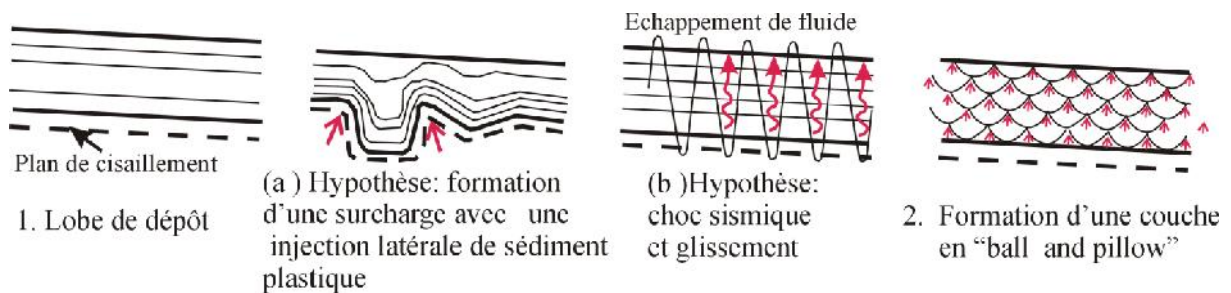
### **2.3.3. Les couches à structure en boules et coussins « ball and pillow »**

Les **structures en boules et coussins** s'observent au sein de couches argileuses et sableuses superposées et consistent en un découpage des bancs sableux en sortes de miches emballées dans une matrice fine au sein de laquelle elles se sont enfoncées. Les boules sableuses sont contiguës ou séparées, selon l'abondance de l'emballage argileux, et sont plus abondantes à la base des bancs. L'expérience montre que les bancs sableux peuvent se fragmenter par suite d'ondes verticales de chocs associées à des tremblements de terre, ainsi que de surpressions. La liquéfaction des sédiments d'une couche hydroplastique est sans doute le facteur primordial de la formation des convolutes. Divers phénomènes peuvent générer cette liquéfaction: courants de traction agissant à l'interface eau-sédiment, surcharge sédimentaire locale, chocs, compaction par émergence. Les convolutes sont caractéristiques du terme C des turbidites, mais ont été également observés dans des environnements variés, tidal flats, plaine alluviale, point bars, etc (Boulvain, 2010).

Ces niveaux peuvent former une masse métrique lenticulaire dont la limite avec le sédiment sous-jacent n'est pas facile à tracer: c'est un plan de cisaillement. La masse arkosique sus-jacente est caractérisée par une morphologie en boules et coussins (ball, pillow et pillow bed) sphériques ou ellipsoïdaux et souvent alignés le long de plans de stratification (Fig.15 & 16). Ces structures sont plus foncées et plus dures que les sédiments environnants. Elles sont parfois espacées et injectées par les arkoses plus claires sous-jacentes dont l'allure rappelle des structures de pincement de type «pinch out». Les grains sont grossiers à très grossiers (0.25 mm et 3mm) et présentent des alignements plans (Bougara, 2013).



**Figure 15.** Les couches en boules et coussins (Bougara, 2012).



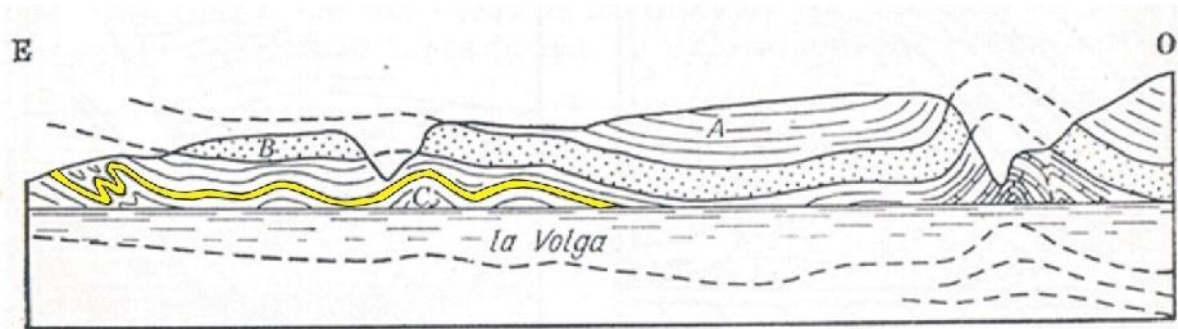
**Figure 16.** Formation des structures en "ball and pillow" par le phénomène d'échappement de fluide lors d'un dépôt rapide d'un lobe de dépôt (Bougara, 2012).

#### 2.3.4. Déformations de couches non consolidées sous l'effet de la pesanteur des couches sus-jacentes

Si une couche récemment formée (non lithifiée) et conservant encore sa fluidité est recouverte par des couches ou des dépôts plus lourds et plus denses, il se produit une instabilité mécanique, la matière de la couche supérieure tend à s'enfoncer dans la couche inférieure non consolidée. Cette dernière est refoulée vers le haut, c'est le **phénomène d'advection** (Belousov, 1978). Il se succède des ondulations larges et aiguës dont l'allure générale rappelle celui des plissements dans les coulées de vase. L'influence d'une pression inégale de couches supérieures sur les couches inférieures peut se manifester sur des distances importantes. Si une série sédimentaire compétente (grès, calcaires,..etc.) recouvrant une série sous-jacente plastique (argiles, marnes, etc), la pression différentielle sur les couches plastiques peut les refluer de certains points pour les chasser dans d'autres.

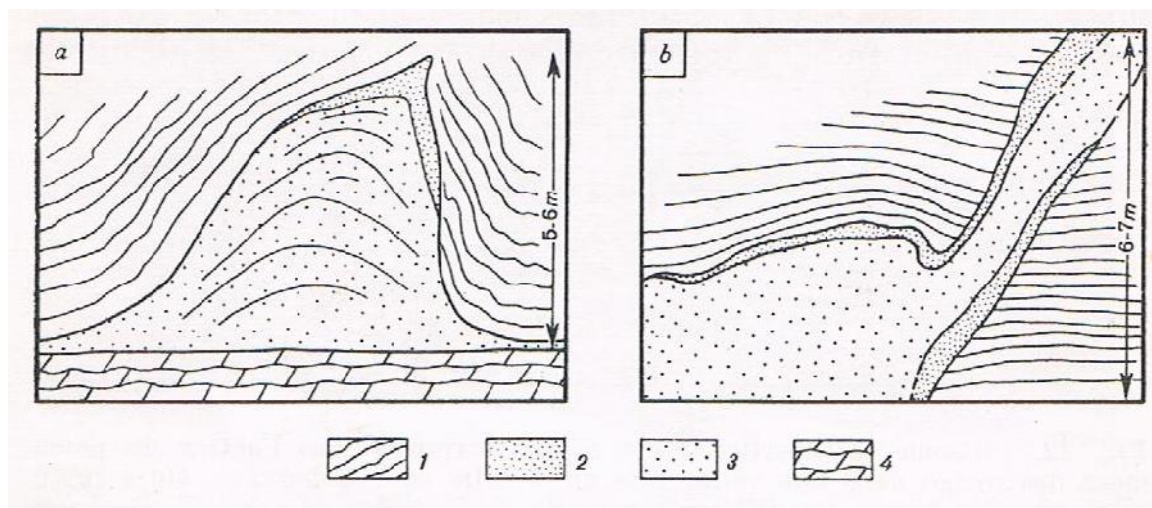
L'influence d'une charge sédimentaire inégale de couches supérieures sur les couches inférieures peut se manifester sur de longues dimensions. Si une série

sédimentaire recouvrant de couches plastiques s'est formée dans des conditions d'accumulations inégales de manière que certains portions de couches soient plus lourdes que d'autres, la pression différentielle sur les couches plastiques sous jacentes peut les faire refluer de certaines zones pour les chasser vers d'autres. Dans les lieux de refoulement, les couches peuvent se froisser et subir des plissements (Fig. 17).



**Figure 17.** Plissements superficiels sous l'action de percement de bancs dans une vallée (Belousov, 1978).

Aussi, des intrusions de roches plastiques (argiles, sables humides, marnes, gypses) peuvent se frayer un chemin le long de fissures néoformées au voisinage d'un ensemble de couches compétentes sur de couches incompetentes (plastiques). Après solidification, il se forme des corps rappelant **des dykes clastiques** dits encore **dykes neptuniens** (Belousov, 1978 ; fig. 18).



**Figure. 18** Deux dykes filoniens, d'après Belousov, 1978 (1. Gaises, 2. Grès, 3. Sables, 4. Marnes)

### 2.3.5. Couches perturbées lors d'un glissement sous marin



Parmi les glissements non tectoniques, on reconnaît des bancs entièrement déformés, froissés ou perturbés, à plis confus, parfois disloqués et délimités au sein de couches supérieures et inférieures restées indemnes de la déformation. Ils sont interprétés comme des couches meubles, nouvellement formées et déposés au fond d'un bassin sédimentaire ayant acquis une certaine pente à la faveur de mouvements tectoniques. Les sédiments sont saturés en eau, deviennent très fluents, glissent le long de pentes parfois à très faible inclinaison, c'est-à-dire ne dépassant pas 1°. Les glissements sous marins peuvent affecter des masses rocheuses de dimensions variées et aboutir à des structures différentes. Parmi les critères permettant de distinguer les glissements sous marins des déformations tectoniques :

- Délimitation de la série perturbée par une série sous jacente et sus jacente régulière et plane ;
- Absence de plans de stratifications ;
- Nature irrégulière des déformations et absence de liens avec la tectonique régionale.

Il arrive qu'après glissement sous marin de strates compétentes (grès, calcaires,..) déjà consolidés, se transforment fragments de couches ou en brèches et blocs isolés. Ces derniers peuvent glisser sur un fond vaseux en pente. De tels glissements peuvent être générés par des séismes. C'est ainsi que des blocs de calcaires ou de grès peuvent être transportés sur le fond à des dizaines de kilomètres de leur lieu d'origine et fossilisés par des sédiments plus récents (**blocs exotiques**) ; (Belousov, 1978).

**Les écroulements** de matériaux jouent un rôle important dans les processus de sédimentation et de remaniements des dépôts sous aquatiques. La présence de brèches, de blocs ou de bancs, de taille importante, au sein de séries argilo-gréseuses permet de déceler ces phénomènes d'écroulement. L'**écroulement** est caractérisé par le dépôt de masses importantes de blocs concassés, demeurés presque sur place, et par la formation de brèches chaotiques. L'**olistolithe** ou l'**olistostrome** est un glissement qui se caractérise essentiellement par un déplacement qui varie de quelques centaines de mètres à une centaine de kilomètres si bien que les blocs sont généralement exotiques par rapport à leur substratum. La taille des masses ainsi déplacée varie du simple bloc

banal (m<sup>3</sup>), l'olistolithe à la gigantesque structure bréchique, à matrice argileuse et olistholithes appelé olistostrome (Souquet, 1987).

### 2.3.6. Les déformations dues aux variations du volume des roches

Une anhydrite ayant absorbé de l'eau peut se transformer en gypse en **augmentant son volume** de 60% (Belousov, 1978). Cette réaction peut se dérouler à des profondeurs de 150 m au dessous du sol. C'est un facteur complémentaire contribuant au soulèvement des diapirs. Si l'anhydrite constitue une couche entre deux couches plastiques, par exemple des argiles, cette augmentation de volume engendre des laminations plissotées claires et sombres (Fig. 19).

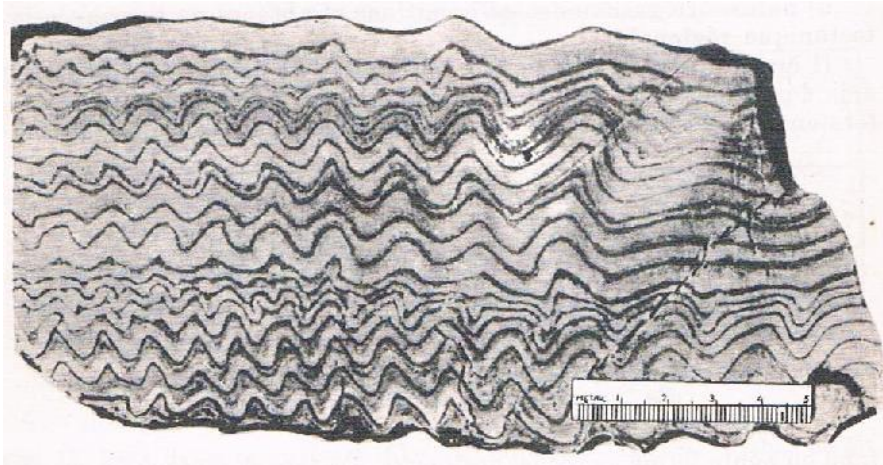


Figure 19. Plissotements formés par augmentation du volume au cours de la transformation de l'anhydrite en gypse (Belousov, 1978).

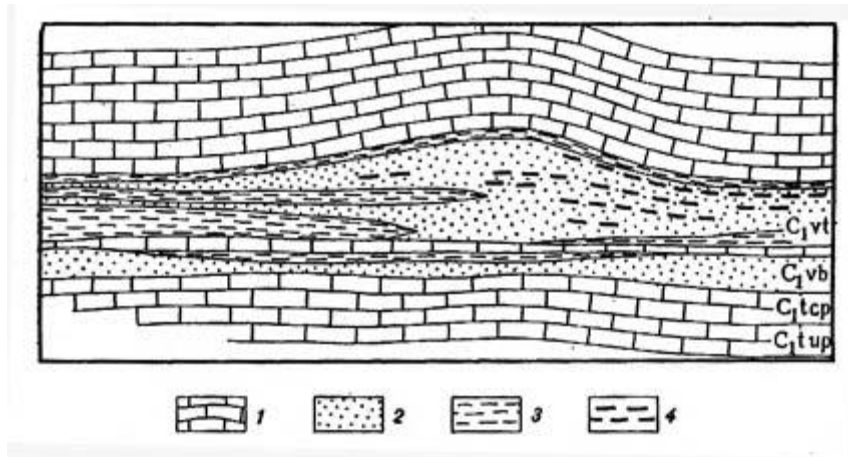
En parallèle, tout volume de roches peut **se rétrécir**. La cause principale de rétrécissement des roches sédimentaires est la dessiccation. Parmi les structures de dessiccation, on distingue les fentes de retrait : on les rencontre dans les sédiments fins soumis à la dessiccation dans les environnements côtiers et lacustres. Ces fentes peuvent être organisées en réseaux polygonaux à maille millimétrique à plurimétrique. Les fissures entre les polygones peuvent être ouvertes ou remplies tardivement par une substance minérale ou sédimentaire (Fig. 20).



**Figure 20. Fente de retrait (Planete Terre, Lyon)**

La diminution de volume de roches sédimentaires est en relation avec leur dessiccation, engendrant des **structures de tassement**. Soit une série sédimentaire se composant de plusieurs couches se déposant horizontalement. Avant la diagénèse, la teneur en eau est élevée initialement jusqu'à 70% pouvaient après tassement diminuer de leur épaisseur de quatre fois (Belousov, 1978). C'est ainsi que l'épaisseur finale d'une couche sédimentaire quelconque peut être beaucoup inférieure à leur épaisseur primitive.

Aussi des plis non tectoniques dits **plis de tassement** peuvent se créer à la faveur d'un dépôts de couches successives sur un substratum ou un socle en forme de saillie . Les couches qui étaient à l'origine horizontales vont acquérir une structure de mégapli. L'épaisseur des couches au niveau des crêtes serait inférieure à celle des creux. Le même phénomène s'observe au cas où au milieu d'une série sédimentaire s'intercale une lentille incompressible formée le plus souvent de sable, ou dont la compressibilité est inférieure à celle des couches sous et sus jacentes, il se forme sous l'effet de la gravité et donc du phénomène de tassement, une structure anticlinale de tassement (fig. 21).

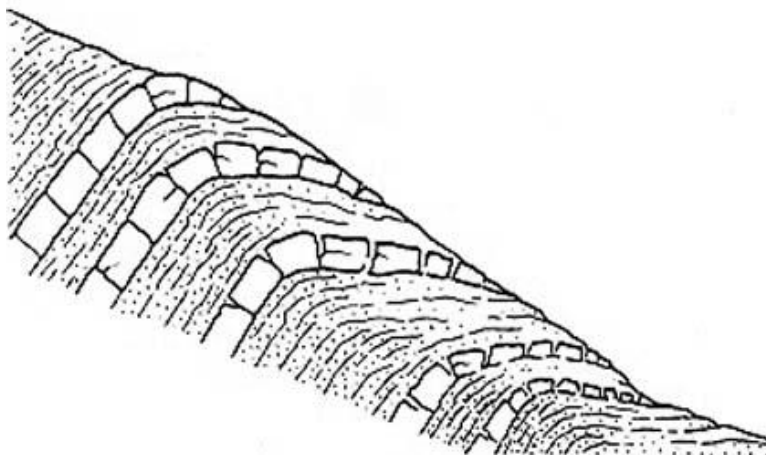


**Figure 21.** Pli de tassement dans les dépôts du carbonifère inférieur (Belousov, 1978)

### 2.3.7. Déformation par fauchage

Le déplacement se fait d'une manière progressif et superficiel des couches altérées affleurant le long d'une pente, c'est la **reptation**. Elle se manifeste surtout en période humide. Les petits mouvements verticaux que le sol subit à la suite de la succession d'humidification et de dessiccation de fragments de roches ou des minéraux d'argiles, ou encore à la suite 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 (Robertsix, 2012).

Les couches fortement redressées vont se courber dans le sens de la pente, c'est le **fauchage** (Fig. 22).



**Figure 22.** Déformation de couches le long d'une pente appelé un fauchage (Robertsix, 2012).

Dans les séries sédimentaires constituées de roches carbonatées, de gypse ou de sels, **la dissolution** de ces roches en profondeur entraîne l'effondrement du toit et l'apparition de gouffres ou de cavernes en forme d'entonnoir aussitôt colmatés par des brèches et blocs plurimétriques, pouvant se fossiliser à des périodes différentes, ce sont les **effondrements karstiques** (Fig. 23).

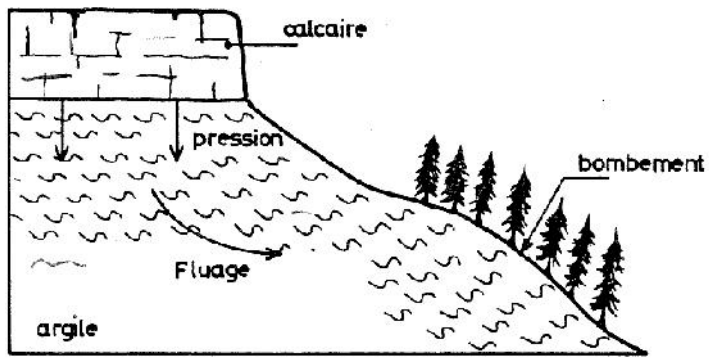


**Figure 23.** Effondrement karstique (<http://zone-7.net/articles/letrange-phenomene-des-trous-terrestres>)

### **2.3.8. Action des glaciers et du sol gelé en permanence**

Au cours de leur mouvement, les glaciers exercent une pressions sur les roches sous jacentes, les entraînant derrière l'avancée ou le recul du glacier en formant des plissements et parfois des chevauchements (Belousov, 1978). Un critère important les fait différencier des structures tectoniques est leur nature superficielle, ne dépassant guère quelques dizaines de mètres de profondeur, aussi les terrains dérangés sont d'âge quelconque. Des blocs exotiques que le glacier a déplacé sous forme d'îlots rocheux sont souvent observables.

La figure ci-dessous montre un cas particulier de la solifluxion où le sol gelé va pendant la période de dégel conduire à la saturation d'eau en surface mais restant encore gelé en profondeur. L'impossibilité de drainage amènera à la création de loupes de sol ou des surfaces d'arrachements et le fluage des sédiments vers le bas dans des conditions de faible pente (2 à 3°). Les résultats donnera un bombement avec localement des fissures béantes (Fig. 24).



MECANISME DU FLUAGE

Figure 24. Le mécanisme de fluage (Schéma tiré de INSA, géologie de l'ingénieur)