

Chapitre 3

NOTION SUR LA GEODYNAMIQUE

1) GEODYNAMIQUE INTERNE

1.1) Séisme (tremblement de terre)

1.1.1) Introduction

Un tremblement de terre, ou séisme, résulte de la libération brusque d'énergie accumulée par les déplacements et les frictions des différentes plaques de la croûte terrestre (tectonique des plaques) qui provoque des vibrations qui se transmettent à travers le globe. La plupart des tremblements de terre sont localisés sur des failles. Plus rares sont les séismes dus à l'activité volcanique ou d'origine artificielle (explosions par exemple).

La science qui étudie ces phénomènes est la sismologie et l'instrument d'étude principal est le sismographe (permettent d'enregistrer, à plusieurs milliers de kilomètres du point d'origine, les caractéristiques de ces vibrations).

a) Causes du séisme

Un tremblement de terre est une secousse plus ou moins violente du sol qui peut avoir trois origines : rupture d'une faille ou d'un segment de faille (séismes tectoniques) ; intrusion et dégazage d'un magma (séismes volcaniques) ; explosion, effondrement d'une cavité (séismes d'origine naturelle ou dus à l'activité humaine). En pratique on classe les séismes en trois catégories selon les phénomènes qui les ont engendrés :

Les séismes tectoniques : sont de loin les plus fréquents et dévastateurs. Une grande partie des séismes tectoniques se produisent aux limites des plaques, où il existe un glissement entre deux milieux rocheux. Ce glissement, localisé sur une ou plusieurs failles, est bloqué durant les périodes inter-sismiques (entre les séismes), et l'énergie s'accumule par la déformation élastique des roches. Cette énergie et le glissement sont brusquement relâchés lors des séismes.

Le relâchement de l'énergie accumulée ne se fait généralement pas en une seule secousse, et il peut se produire plusieurs réajustements avant de retrouver une configuration stable. Ainsi, on constate des répliques suite à la secousse principale d'un séisme, d'amplitude décroissante, et sur une durée allant de quelques minutes à plus d'un an. Ces secousses secondaires sont parfois plus dévastatrices que la secousse principale, car elles peuvent faire s'écrouler des bâtiments qui n'avaient été qu'endommagés, alors que les secours sont à l'œuvre.

Les séismes d'origine volcanique : résultent de l'accumulation de magma dans la chambre magmatique d'un volcan. Les sismographes enregistrent alors une multitude de microséismes (trémor) dus à des ruptures dans les roches comprimées ou au dégazage du magma. La remontée progressive des hypocentres (liée à la remontée du magma) est un indice prouvant que le volcan est en phase de réveil et qu'une éruption est imminente.

Les séismes d'origine artificielle (ou « séismes induits ») : sont dus à certaines activités humaines telles que barrages, pompes profonds, extraction minière, explosions souterraines ou essais nucléaires peuvent entraîner des séismes de faible à moyenne magnitude.

b) Les grands tremblements de terre de l'histoire

- Lisbonne (1755)
- Alaska (1899)
- Équateur, 8,8 en 1906.
- San Francisco, magnitude 8,5 le 18 avril 1906
- Le 17 août 1906, un séisme de magnitude de 8,2 avait causé la mort de 20 000 personnes et fait 20 000 blessés à Valparaiso au Chili.
- Indonésie, magnitude 8,5 en 1938.
- Le 24 janvier 1939, le séisme de Chillán au Chili (magnitude 8,3) avait tué 28 000 personnes.

- Tibet, magnitude 8,6 en 1950.
- Kamtchatka, magnitude 9,0 en 1952.
- Alaska, magnitude 9,1 en 1957.
- Chili, magnitude de moment 9,5, le 22 mai 1960.
- îles Kouriles, magnitude 8,5 en 1963.
- Vendredi Saint (Alaska), magnitude 9,2 le 27 mars 1964.
- Alaska, magnitude 8,7 en 1965.
- Le séisme du 31 mai 1970 au Pérou, magnitude 7,5.
- Le 19 septembre 1985 à Mexico.
- Le 11 novembre 1980 à Chlef Algérie (magnitude 8,1) a fait 3500 morts
- Le 17 janvier 1995, le tremblement de terre de Kōbe, Japon (magnitude 7,3) avait tué 6432.
- Tremblement de terre de Sumatra-Andaman, magnitude 9,3 le 26 décembre 2004.
- Sumatra et l'Île de Nias, magnitude 8,7 le 28 mars 2005.
- Le 4 mai 2006, le séisme dans les Tonga, de magnitude 8,3 est ressenti à plus de 2300 km de l'épicentre.
- Le 15 novembre 2006, un séisme de magnitude 8,3 secoue les Kouriles, entraînant un raz de marée d'1,80 m. Il fut ressenti à plus de 1600 km de l'épicentre.
- Le Séisme du 15 août 2007 au Pérou, magnitude 8.
- Le 12 mai 2008, séisme de la province du Sichuan, en Chine : 7,9.

1.1.2) Effets et intensité des séismes

a) Foyer et Epicentre

Lorsqu'un séisme est déclenché, un front d'ondes sismiques se propage dans la croûte terrestre. On nomme **foyer** le lieu dans le plan de faille où se produit réellement le séisme, alors que l'**épicentre** désigne le point à la surface terrestre à la verticale du foyer (voir figure 3.1).

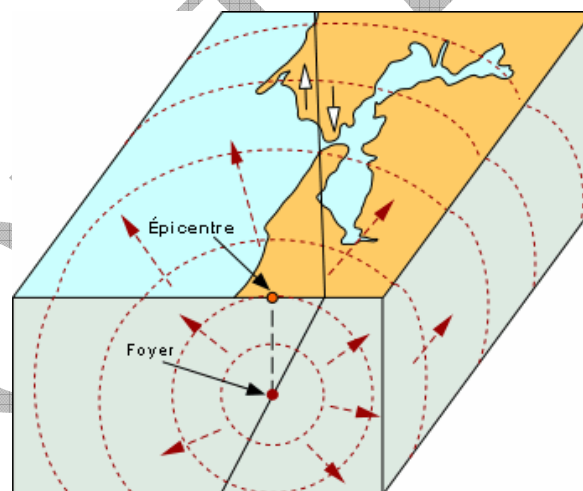


Figure 3.1 : Foyer et épicentre d'un séisme

b) Mesure d'un tremblement de terre

Nous disposons de deux échelles pour évaluer les tremblements de terre: l'échelle de Mercalli et l'échelle de Richter. Aujourd'hui, nous n'utilisons que celle de Richter, mais les séismes du passé ne peuvent être évalués que selon celle de Mercalli.

i) Echelles de Mercalli

L'échelle de Mercalli a été développée en 1902 et modifiée en 1931. Elle indique l'intensité d'un séisme sur une échelle de I à XII. Cette intensité est déterminée par deux choses: l'ampleur des dégâts causés par un séisme et la perception qu'a eu la population du séisme. Il s'agit d'une évaluation qui fait appel à une bonne dose de subjectivité. De plus, la perception de la population et l'ampleur des dégâts vont varier en fonction de la distance à l'épicentre. On a donc avec cette échelle, une échelle variable géographiquement. Mais, à l'époque, on ne possédait pas les moyens d'établir une échelle objective.

Basée essentiellement sur les dégâts causés :

Degrés 1 : Seulement enregistré par les instruments sensibles.

Degrés 2 : très faible ; Peu d'observateur au repos le remarquent

Degrés 3 : Faible ; Ressenti par un petit nombre d'habitants.

Degrés 4 : Médiocre ; Ressenti en général à l'intérieur des maisons, mais par un petit nombre de personnes. Légères oscillations d'objets, quelques dormeurs se réveillent.

Degrés 5 : Assez fort ; Il est parfaitement ressenti en plein air. Oscillation comme à bord d'un bateau. Les objets suspendus entrent en oscillation. Quelques balanciers de pendules s'arrêtent. Réveil général des dormeurs.

Degrés 6 : Fort ; Provoque la panique. Objet et meubles lourds sont déplacés, les plafonds tombent.

Degrés 7 : Très fort ; De sérieux dégâts peuvent se produire, les eaux sont troublées. Dans les puits, le niveau de l'eau change.

Degrés 8 : Ruineux ; Des objets sont transportés à une distance importante, les statues sont renversés. Ecrroulement partiel de cheminées d'usines ou de cloches.

Degrés 9 : Désastreux ; Des maisons peuvent s'écrouler. Destruction partielle ou totale d'édifices bien construits.

Degrés 10 : Très désastreux ; Des barrages s'écroulent, les tuyaux d'alimentation (eau, gaz) sont coupés. Les rails de chemin de fer sont tordus. Des mamelons se produisent sur les routes, ainsi que des fissures dans les terrains meubles.

Degrés 11 : Catastrophique ; De même les ponts les plus solides sont détruits, les rails complètement tordus. De grand éboulement se produisent.

Degrés 12 : Cataclysme ; Rien ne subsiste des œuvres humaines. La géologie est modifiée. Ce degré n'a pas été observé.

ii) Echelle de Richter

L'échelle de Richter a été instaurée en 1935. Elle nous fournit ce qu'on appelle la magnitude d'un séisme, calculée à partir de la quantité d'énergie dégagée au foyer. Elle se mesure sur une échelle logarithmique ouverte; à ce jour, le plus fort séisme a atteint 9,5 sur l'échelle de Richter (Chili). Cette fois, il s'agit d'une valeur qu'on peut qualifier d'objective: il n'y a qu'une seule valeur pour un séisme donné. Aujourd'hui, on utilise un calcul modifié du calcul originel de Richter, en faisant intervenir la dimension du segment de faille le long duquel s'est produit le séisme.

Le graphique (figure 3.2) qui suit met en relation, la magnitude des séismes, sur échelle arithmétique, et l'énergie dégagée au foyer, sur échelle logarithmique; il présente aussi une comparaison entre quelques séismes les plus connus.

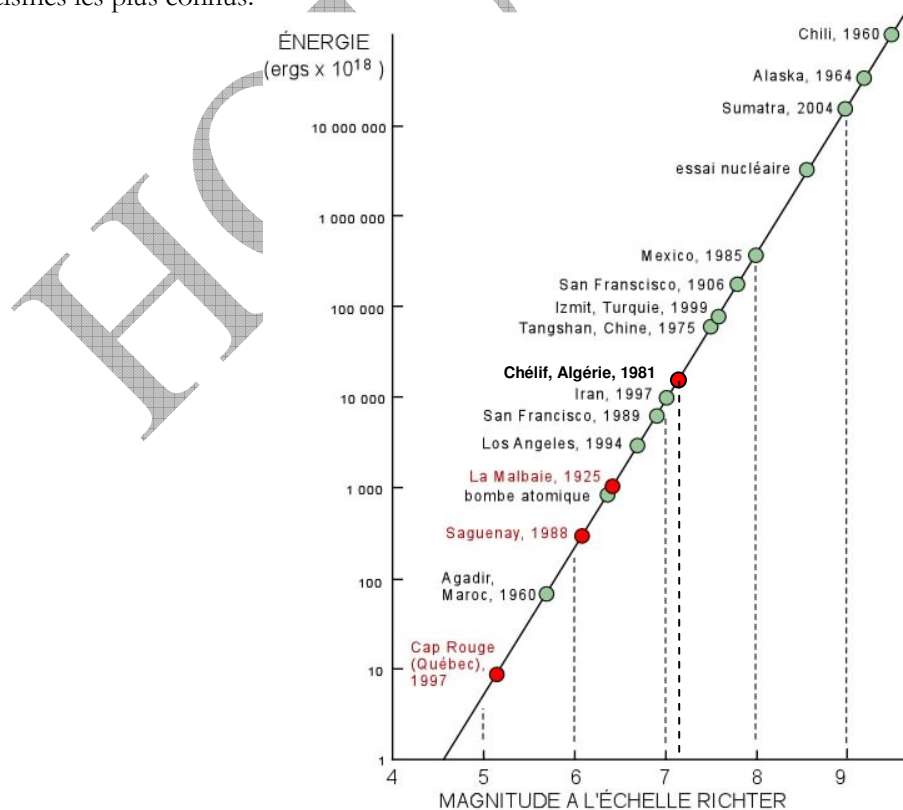


Figure 3.2 : Comparaison entre les séismes

RICHTER proposa une échelle de Magnitude simple, le logarithme décimale de l'amplitude maximale mesuré en microns, d'un sismographe. La magnitude M est liée à l'énergie développée.

$$a M = \log E/E_0$$

Avec :

$$a = 1,5$$

$$E_0 = 2,5 \cdot 10^{11} \text{ ergs}$$

$$1 \text{ Kilotonne} = 5 \cdot 10^{17} \text{ ergs}$$

Echelle de RICHTER donne $M = 9,5$ pour les plus grands tremblements de terre connue (11 de l'échelle de MERCALLI)

La formule ci-dessus montre qu'un séisme de magnitude 8,5 est 100 millions de fois plus fort qu'un petit séisme de magnitude 3.

Exemple :

Le tremblement de terre qui avait secoué le CHILI en 1960 avec une Magnitude $M = 9,5$.

$$E = 10^{a M} \times E_0 = 10^{(1,5 \cdot 9,5)} \cdot 2,5 \cdot 10^{11} = \dots \text{ ergs}$$

100 fois supérieures des plus grosses bombes atomique expérimentées (HIROSHIMA)

1.1.3) Enregistrement des tremblements de terre

a) le Premier sismographe

C'est un Chinois, l'inventeur Zhang Heng, qui créa le premier pseudo-"sismographe" en 132. Utilisant le principe du pendule, ce sismographe se présentait sous la forme d'un récipient en bronze (d'environ deux mètres de diamètre), contenant un poids suspendu. Huit dragons étaient disposés tout autour du récipient, avec dans la bouche de chacun une boule. Lorsqu'une onde sismique assez importante arrivait, le pendule oscillait dans un sens, ouvrait la bouche d'un dragon et se bloquait pour ne pas déclencher le mécanisme pour un autre dragon. La boule était réceptionnée dans la bouche d'une grenouille, ainsi, il était possible de déterminer la direction dans laquelle avait eu lieu le tremblement de terre, mais non sa distance ou son intensité.



Figure 3.3 : Réplique du sismographe de Zhang Heng

b) Sismographe

Le **déplacement** lors d'un séisme peut être mesuré par un appareil simple : le **sismographe** qui enregistre dans les trois dimensions de l'espace (vertical et les deux directions du plan horizontal) le déplacement du sol par rapport à une masse très lourde qui reste presque immobile du fait de son inertie (il s'agit d'un appareil capable de "sentir" les vibrations du roc; ces vibrations sont transmises à une aiguille qui les inscrit sur un cylindre qui tourne à une vitesse constante). Les déplacements observés sont périodiques et sont qualifiés d'**ondes sismiques**.

Sur les enregistrements (sismogrammes voire figure 3.4) on distingue plusieurs types d'ondes (tableau 3.1):

ordre d'arrivée à la station	types d'ondes		propagation et interprétation	
ondes P (premières)	ondes de compression <i>responsables du grondement sourd entendu au début du tremblement de terre</i>			<p>ondes se propageant en profondeur: selon les discontinuités et les différents milieux rencontrés, leur vitesse varie (elle diminue lorsque la distance parcourue augmente)</p> <p>ondes de surface: leur vitesse est constante car elles ne se propagent que dans un seul type de milieu, la couche superficielle de la croûte qui est homogène vis-à-vis de la déformation sismique</p>
ondes S (secondes)	ondes de cisaillement (polarisées dans un plan perpendiculaire au déplacement de l'onde)	ondes S_V polarisées verticalement		
		ondes S_H polarisées horizontalement = ondes LOVE (L)		
ondes de Rayleigh	ondes rotationnelles			

les ondes L ont une vitesse constante et sont donc caractéristiques d'un milieu "homogène" (vis-à-vis de leur propagation); alors que les ondes P et S ont des vitesses qui augmentent avec les distances parcourues, elles ne circulent donc pas dans le même milieu "homogène" que les ondes L

Tableau 3.1 : Les trois trains d'ondes

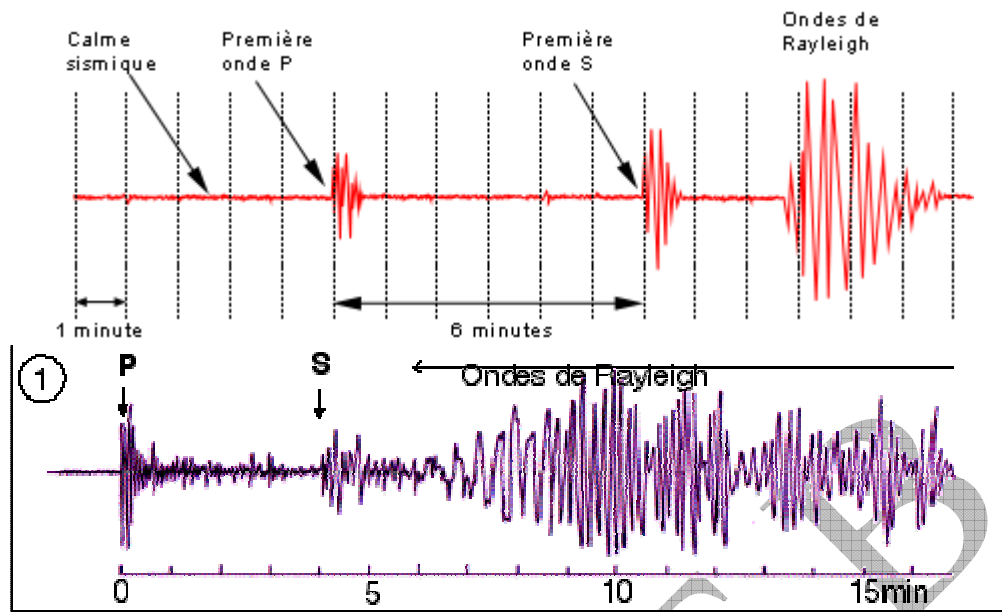


Figure 3.4 : Sismogramme d'un séisme

On distingue deux grands types d'ondes émises par un séisme: les ondes de fond, celles qui se propagent à l'intérieur de la terre et qui comprennent les ondes S et les ondes P, et les ondes de surface, celles qui ne se propagent qu'en surface et qui comprennent les ondes de Love et de Rayleigh (voir figure 3.4).

Les **ondes P** sont des ondes de compression assimilables aux ondes sonores et qui se propagent dans tous les états de la matière. Les particules se déplacent selon un mouvement avant arrière dans la direction de la propagation de l'onde. Les **ondes S** sont des ondes de cisaillement qui ne se propagent que dans les solides. Les particules oscillent dans un plan vertical, à angle droit par rapport à la direction de propagation de l'onde. Les ondes de Love ou **ondes L** sont des ondes de cisaillement, comme les ondes S, mais qui oscillent dans un plan horizontal. Elles impriment au sol un mouvement de vibration latéral. Les **ondes de Rayleigh** sont assimilables à une vague; les particules du sol se déplacent selon une ellipse, créant une véritable vague qui affecte le sol lors des grands tremblements de terre.

1.1.4) Profondeur du foyer

On distingue trois classes de séismes, en fonction de la profondeur où ils se produisent:

a) Les séismes superficiels

Qui se produisent en faible profondeur, soit dans les premières dizaines de kilomètres, et qui se retrouvent autant aux frontières divergentes, c'est à dire le long des dorsales médio-océaniques qu'aux frontières convergentes au voisinage des fosses océaniques.

b) Les séismes intermédiaires

Qui se produisent entre quelques dizaines et quelques centaines de kilomètres de profondeur et se concentrent uniquement au voisinage des limites convergentes.

c) Les séismes profonds

Qui se produisent à des profondeurs pouvant atteindre les 700 km.

1.1.5) Localisation d'un tremblement de terre à la surface de la planète?

En moins d'une heure après un tremblement de terre, on nous annonce son épicerne. Comment arrive-t-on à localiser aussi rapidement et avec autant de précision un séisme?

Les ondes sismiques sont enregistrées en plusieurs endroits du globe par des appareils qu'on nomme sismographes. Pour connaître ce point, il nous faut au moins trois enregistrements.



Figure 3.5 : Localisation des séismes

Dans cet exemple, considérons les enregistrements d'un séisme en trois points: Halifax, Vancouver et Miami. Les enregistrements indiquent que le séisme se situe dans un rayon de 560 km d'Halifax, un rayon de 3900 km de Vancouver et un rayon de 2500 km de Miami. On situe donc le séisme au point d'intersection des trois cercles, soit à La Malbaie. En pratique, on utilise évidemment plus que trois points.

3.1.6) Séisme en Algérie

L'Algérie (boumerdes) a connu, le 21 mai 2003 (voir figure 3.6), un terrible séisme qui a fait plus de 2000 morts et des milliers de blessés et de sans-abri.



Figure 3.6 : Séisme de Boumerdes (Mai 2003)

Toute la côte nord de l'Algérie se situe dans une zone tectonique des plus propices aux tremblements de terre. On se souviendra du grand séisme dévastateur d'Al Asnam en 1980 qui a fait 3500 morts. La côte nord de l'Algérie est traversée par une limite de plaques lithosphériques continentales convergentes: la plaque eurasienne, au nord, chevauche la plaque africaine au sud. C'est dans cette faille de chevauchement que se déclenchent les séismes de la région.

La carte ci-dessous (voire figure 3.6) présente l'histoire sismique de la région depuis 1990. La plus part des séismes sont superficiels, dans la zone entre 0 et 33 km de profondeur.

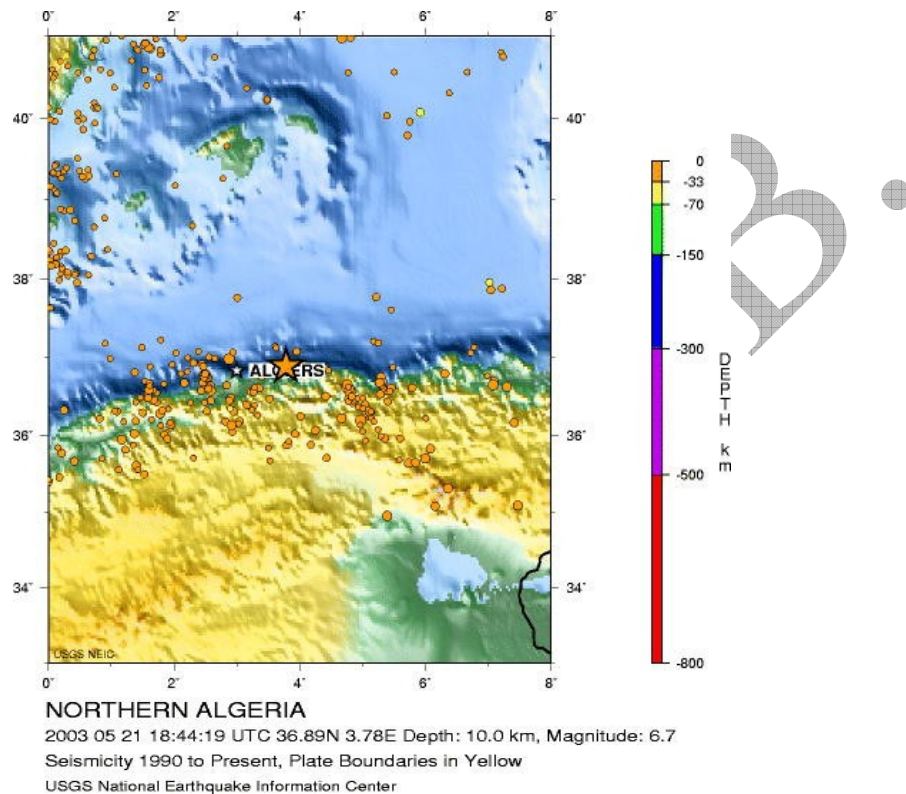


Figure 3.7 : Localisation des séismes en Algérie depuis 1990

3.1.7) La prévention contre les effets du séisme

- ✓ Construire des maisons « anti-sismiques » (la solution japonaise consiste en des habitations basses et légères (bois, papiers) qui peuvent s'effondrer sans tuer les occupants).
- ✓ Des habitations moyennement hautes avec des fondations solides (voir figure 3.9) et avec la toiture légère.
- ✓ Eviter les terrains en pente (voir figure 3.8) et les terrains meubles (notamment les alluvions)
- ✓ En Algérie il y'a un règlement en vigueur qui est le RPA 99 version 2003 (Règlement Parasismique Algérien) qui prévoit des mesures à suivre.

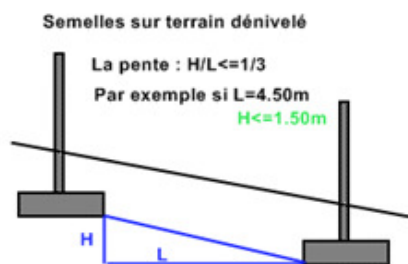


Figure 3.8 : Semelle sur terrain en pente

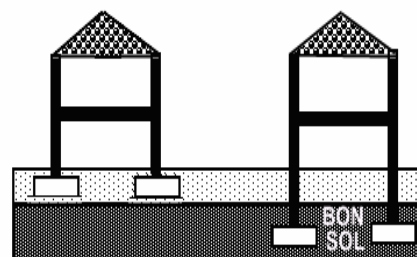


Figure 3.9 : Fondation sur le bon sol

3.1.8) Carte de zonage sismique de l'Algérie selon le RPA 99 V2003

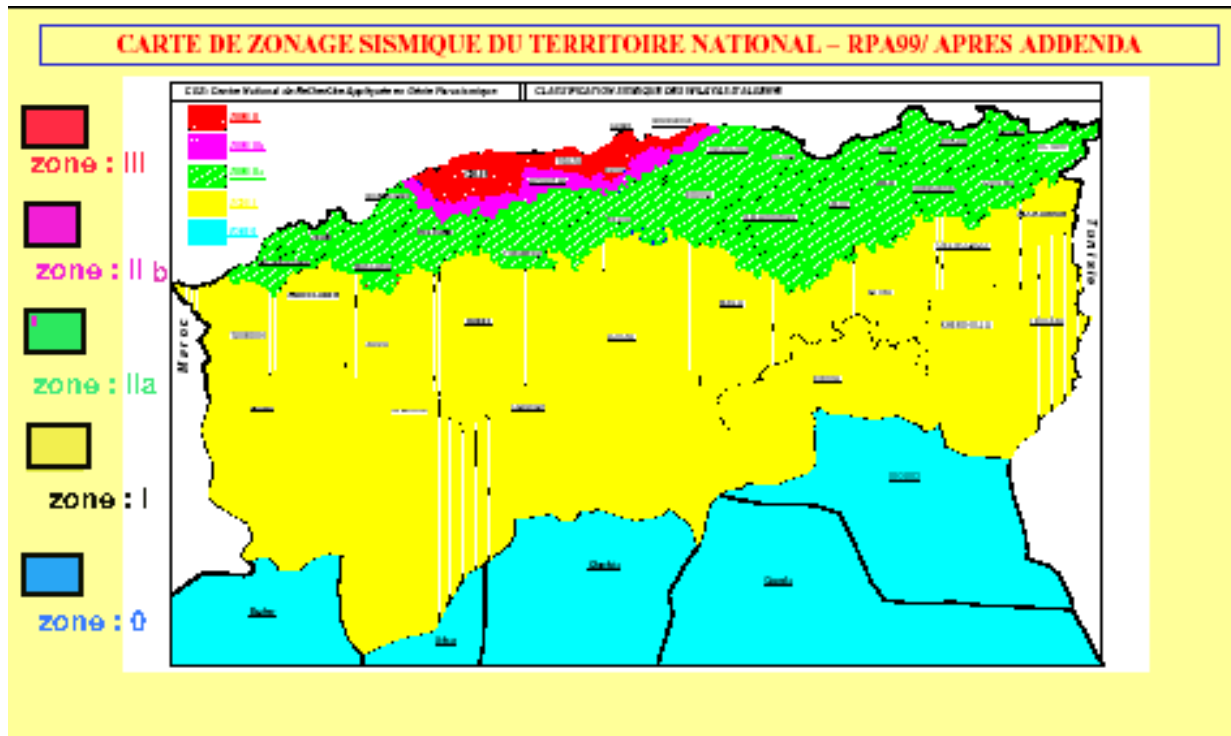


Figure 3.10 : Carte de zonage sismique de l'Algérie selon le RPA 99 V2003

La force sismique totale V, appliquée à la base de la structure

$$V = \frac{A D Q}{R} W$$

- A : Coefficient d'accélération de zone,
- D : facteur d'amplification dynamique moyen
- R : coefficient de comportement global de la structure
- Q : facteur de qualité
- W : poids total de la structure

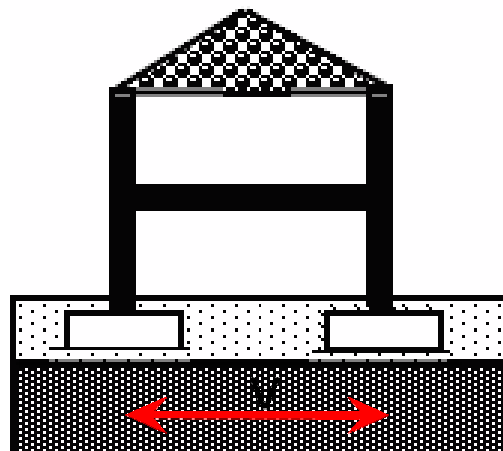


Figure 3.11 : application de la force sismique V à la base de la structure

3.2) TSUNAMI ET RAZ DE MAREE: CATASTROPHE CONSECUTIVE A UN SEISME.

Le tsunami (nom tiré du japonais) engendre un phénomène particulièrement destructeur consécutif à un mouvement du fond sous-marin généré par un séisme, une éruption volcanique ou un glissement de terrain. Il est en quelque sorte sournois parce qu'il peut survenir plusieurs heures après l'événement. Ce schéma illustre la nature d'un tsunami engendré par un soulèvement du fond marin causé par un séisme (voire figure 3.12).

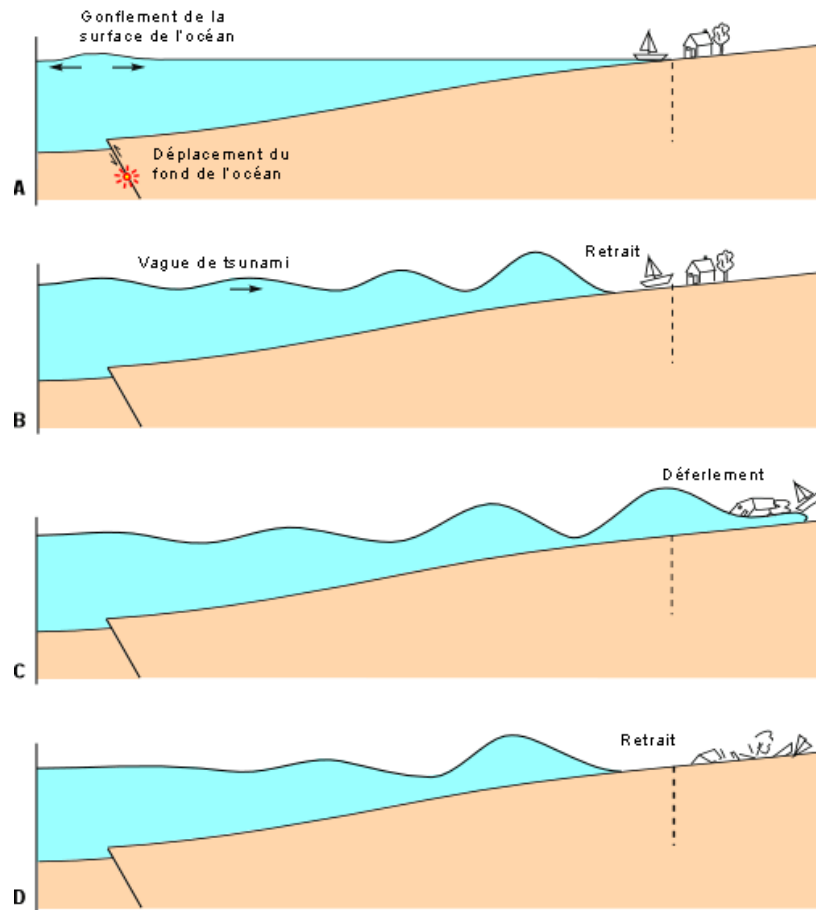


Figure 3.12 : Tsunami et raz de marée

(A) Le soulèvement du fond marin engendre un gonflement de la masse d'eau. Ce gonflement donne lieu à une vague qui en surface de l'océan est à peine perceptible (de quelques centimètres à moins d'un mètre d'amplitude en général), mais qui s'enfle en eau peu profonde pour atteindre des amplitudes pouvant aller jusqu'à 30 m. La vitesse de propagation de ces vagues est de 500 à 800 km/heure en eau profonde (milliers de mètres), diminuant à quelques dizaines de km/heure en eau peu profonde (moins de 100 m). La périodicité des vagues est de l'ordre de 15 à 60 minutes. Ainsi, un tsunami initié par un mouvement du fond marin à la suite d'un séisme qui se sera produit à 1000 km des côtes viendra frapper ces dernières environ 2 heures plus tard. On peut aisément imaginer l'effet destructeur de telles vagues déferlantes sur les côtes habitées et les populations. Le phénomène de la vague déferlante qui balaie tout sur son passage est appelée raz de marée.

(B) À l'approche de la première vague de tsunami, il se produit d'abord un retrait de la mer (ce qui est de nature à attirer les curieux!).

(C) Vient ensuite la première vague.

(D) Celle-ci peut être suivie d'un second retrait, puis d'une autre vague, et ainsi de suite. On compte normalement quelques vagues seulement qui en général diminuent progressivement en amplitude.

1.2) Volcans

1.2.1) Définition du volcan (Dictionnaire LAROUSSE)

Relief de forme conique, édifié par les laves et les projections issues de l'intérieur du globe, et qui a émis ou peut émettre des matières en fusion, par une cheminée et un cratère.

1.2.2) Introduction

Un volcan est un relief terrestre ou sous-marin formé par l'éjection et l'empilement de matériaux issus de la montée d'un magma sous forme de lave (type effusif) et de tephras (type explosif). Ce magma provient de la fusion partielle du manteau et exceptionnellement de la croûte terrestre. L'accumulation peut atteindre des milliers de mètres d'épaisseur formant ainsi des montagnes ou des îles. Selon la nature des matériaux, le type d'éruption et leur fréquence, les volcans prennent des formes variées mais en général ayant l'aspect d'une montagne conique, surmontée par un cratère ou une caldeira.

Le lieu principal de sortie des matériaux lors d'une éruption se situe dans la plupart des cas au sommet du volcan, là où débouche la cheminée volcanique, mais il arrive que des ouvertures latérales apparaissent sur les flancs ou aux pieds du volcan.



Figure 3.13 : Le cratère fumant du Bromo (second plan) et le Semeru en éruption (dernier plan), Île de Java, Indonésie, juillet 2004.

1.2.3) Structures et reliefs

Un volcan (figure 3.14) est formé de différentes structures que l'on retrouve en général chez chacun d'eux :

- ✓ une chambre magmatique alimentée par du magma venant du manteau et jouant le rôle de réservoir et de lieu de différenciation du magma. Lorsque celle-ci se vide à la suite d'une éruption, le volcan peut s'affaisser et donner naissance à une caldeira. Les chambres magmatiques se trouvent entre dix et cinquante kilomètres de profondeur dans la lithosphère ;
- ✓ une cheminée principale qui est le lieu de transit privilégié du magma de la chambre magmatique vers la surface.
- ✓ un cratère sommital où débouche la cheminée principale ;
- ✓ une ou plusieurs cheminées secondaires partant de la chambre magmatique ou de la cheminée principale et débouchant en général sur les flancs du volcan, parfois à sa base ;
- ✓ des fissures latérales qui sont des fractures longitudinales dans le flanc du volcan provoquées par son gonflement ou son dégonflement.

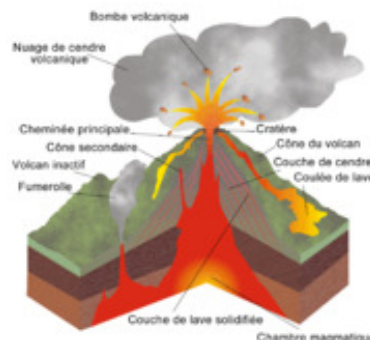


Figure 3.14 : Schéma structural d'un volcan type.

1.2.4) Les formes des émissions volcaniques

α) Les laves

Le matériau le plus connu émis par les volcans est la lave sous forme de coulées (plus longues que larges), elles sont formées de laves fluides qui s'écoulent le long des flancs du volcan. La température de la lave est comprise entre 700 et 1200° C et les coulées peuvent atteindre des dizaines de kilomètres de long, une vitesse de cinquante kilomètres par heure. Elles peuvent avoir un aspect lisse et satiné ou un aspect rugueux et coupant.



Figure 3.15 : Exemples de lave

β) Les fumerolles (Gaz volcaniques)

les appareils volcaniques émettent aussi des produits gazeux, les fumerolles, de température comprise entre 50° à 600° C. Le dégazage fait monter le magma, ce qui donne le caractère explosif et violent d'une éruption

Les gaz sont principalement la vapeur d'eau, H₂O (50 à 90 %) ; le CO₂ (5 à 25 %) ; le SO₂ (3 à 25 %). Puis viennent d'autres éléments volatils : CO, HCl, H₂, H₂S. Le dégazage du magma en profondeur, peut se traduire à la surface par des fumerolles, autour desquelles des cristaux de soufre peuvent se former.



Figure 3.16 : Des fumerolles (présence de soufre dans les gaz)

γ) Les projections

Le plus souvent, les matériaux volcaniques sont composés de tephras (ou ejectas) : cendres, bombes volcaniques, blocs rocheux ou basaltiques, etc. Il s'agit de magma et de morceaux de tout calibre arrachés du volcan qui sont pulvérisés et projetés parfois jusqu'à des dizaines de kilomètres de hauteur dans l'atmosphère. Les plus petits étant les cendres, il leur arrive de faire le tour de la Terre, portées par les vents dominants. Les bombes volcaniques, les plus gros, peuvent avoir la taille d'une maison et retombent en général à proximité du volcan.



Figure 3.17 : Bombe volcanique sur un lit de tephras



Figure 3.18 : Champ recouverts de cendres

δ) Les nuées ardentes

Appelées aussi coulées pyroclastiques, ce sont ces nuages gris qui dévalent les pentes des volcans à plusieurs centaines de kilomètres par heure, atteignent les 600 °C et parcourent des kilomètres avant de s'arrêter. Ces nuages composés de gaz et de tephras glissent sur le sol, franchissent des crêtes et consomment tout sur leur passage. Les empilements des matériaux transportés par les nuées ardentes peuvent s'accumuler sur des dizaines de mètres d'épaisseur. Une de ces coulées pyroclastiques née de la Montagne Pelée de Martinique a rasé la ville de Saint-Pierre en 1902 et tué ses 28000 habitants à part 2 prisonniers protégés par les murs épais de leurs cachots.

1.2.5) Déroulement classique d'une éruption

Une éruption volcanique survient lorsque la chambre magmatique sous le volcan est mise sous pression avec l'arrivée de magma venant du manteau. Elle peut alors éjecter plus ou moins de gaz qu'elle contenait selon son remplissage en magma. La mise sous pression est accompagnée d'un gonflement du volcan et de séismes très superficiels localisés sous le volcan, signe que la chambre magmatique se déforme. Le magma remonte généralement par la cheminée principale, et subit en même temps un dégazage, ce qui provoque un trémor, c'est-à-dire une vibration constante et très légère du sol.

L'éruption débute au moment où la lave atteint l'air libre. Selon le type de magma, elle s'écoule sur les flancs du volcan ou s'accumule au lieu d'émission, formant un bouchon de lave qui peut donner des nuées ardentes et/ou des panaches volcaniques lorsque celui-ci explose. Selon la puissance de l'éruption, la morphologie du terrain, la proximité de la mer, il peut survenir d'autres phénomènes accompagnant l'éruption : séismes importants, glissements de terrain, tsunamis, ...

L'éruption se termine lorsque la lave n'est plus émise. Les coulées de lave, cessant d'être alimentées, s'immobilisent et commencent à se refroidir et les cendres, refroidies dans l'atmosphère, retombent à la surface du sol.

Une éruption volcanique peut durer de quelques heures à plusieurs années et éjecter des volumes de magma de plusieurs centaines de kilomètres cubes. La durée moyenne d'une éruption est d'un mois et demi mais de nombreuses ne durent qu'une journée. Le record absolu est celui du Stromboli qui est quasiment en éruption depuis environ 2 400 ans.



Figure 3.19 : Début de l'éruption de l'Edfell (Islande), 1973

1.2.6) Les divers types d'éruptions

Type Hawaïen
 Type Vulcanien
 Type Vésuvien
 Type Péléen
 Type Strombolien
 Type Katmaïen (du Katmaï en Alaska)
 Type explosif

1.2.7) La prévention contre le volcan

La seule chose qui peut être envisagée et la plus part du temps d'organiser un système de prévention et d'avertissement qui permet d'évacuer en temps utile les populations menacées.

- Enregistrer les petites secousses de séismes locales, dont le nombre augmente énormément dans les jours qui précèdent une éruption
- Eviter de construire dans les zones les plus menacées.
 L'expérience montre que les populations voisines s'habituent au péril et meurent difficilement les risques. Depuis 2000 ans, ces petites villes ont été reconstruites bien des fois, mais toujours au même emplacement.

Contre une nuée ardente, comme celle qui détruit la ville de saint pierre à la Martinique, on ne peut envisager de défense.

En Alaska en 1912 (Katmaï, le volcan a rempli en quelques heures une vallée sur 20 km de long, 4 km de large et plus de 100 m d'épaisseur de projection incandescente.

- Utiliser un barrage pour dévier la lave
- Arroser la lave avec de l'eau (utiliser en 1973 en Islande).

2) GEODYNAMIQUE EXTERNE

2.1) L'altération superficielle

2.1.1) Introduction

Les processus physique (mécaniques) et chimique qui conduisent la roche saine à ses produit de décomposition sont appelés altération.

En mobilisant sur place les éléments de la roche mère, l'altération est à l'origine des sols, en permettant leur redistribution par des agents dynamiques (gravité, vent, glace et surtout eaux courantes et océans).

2.1.2) Les processus de l'altération

a) Désagrégation physique (mécanique)

Un massif rocheux n'est jamais absolument compact et homogène. Il présente des surfaces de discontinuité qui peuvent être dues à une modification des conditions de sédimentation (joints sédimentaires) ou à des contraintes qui tendent à déformer les roches.

Ces contraintes se traduisent par des cassures (diaclasses) parfois accompagnées d'un déplacement (failles) ou même peuvent passer inaperçues bien qu'elles fragilisent la roche.

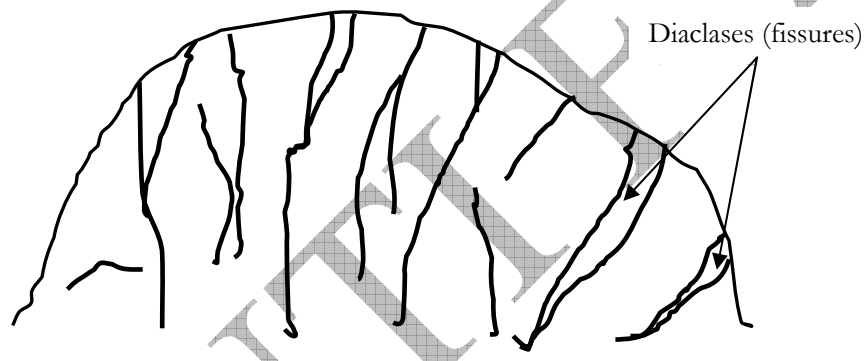


Figure 3.20 : Altération mécanique

L'origine des diaclases :

- Pendant la consolidation du sédiment
- Pendant le refroidissement des roches volcaniques
- Relâchement après l'effort tectonique.

} Tout ceci contribue à l'agrandissement des diaclases avec le gel et dégel et la présence de l'eau

i- Variation de la température

Le principal agent de désagrégation physique représenté par les variations de température dont l'amplitude journalière peut atteindre 50° C dans les régions désertiques.

Les variations de températures agissent indirectement en provoquant en région humide le gel de l'eau contenue dans les fissures. Il en résulte des ruptures de la désolidarisation des fragments lors du gel.

ii- Existence des plantes

Ont à la fois une action destructrice par leurs racines et leurs sécrétions, et protectrice de sols par le couvert végétal.

b) Résultat de la désagrégation des roches

i- Desquamation

Elle correspond à la transformation de la roche en petite particule et ceci surtout dans des roches homogènes et compactes

ii- L'émiettement

Transformation de la roche en miette, c'est le résultat de la désagrégation mécanique qui est favorisé par la transformation chimique

2.1.3) Action de la pesanteur

Les processus physique (mécaniques) et chimique qui conduisent la roche saine à ses produit de décomposition sont appelés altération.

a) Versant rocheux

Les particules qui résultent de la désagrégation des roches seront prise sur les pentes assez fortes par un transport sous l'effet de la pesanteur jusqu'au pied du versant.

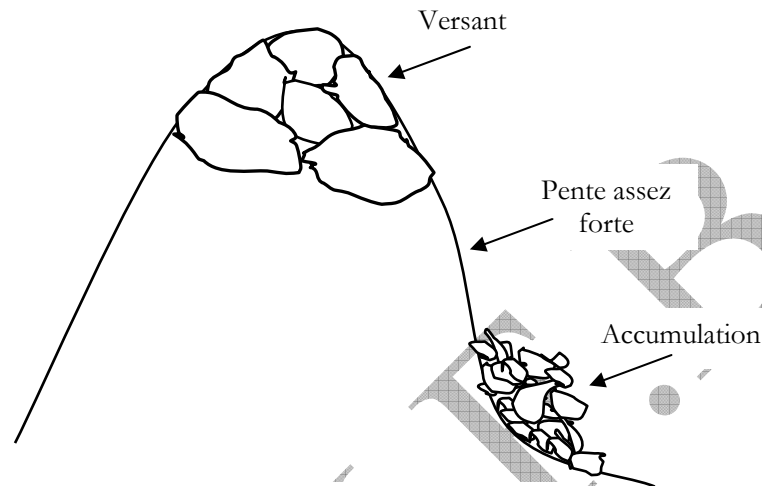


Figure 3.21 : Altération des versants

i- Eboulement

Il correspond à la chute brutale de toute une proportion d'un terrain de volume important. Les éboulements sont fréquents dans les régions où on trouve une falaise et ceci est très important lorsque les massifs rocheux sont fissurés. L'éboulement est brutal.

Il y'a 2 types d'éboulement

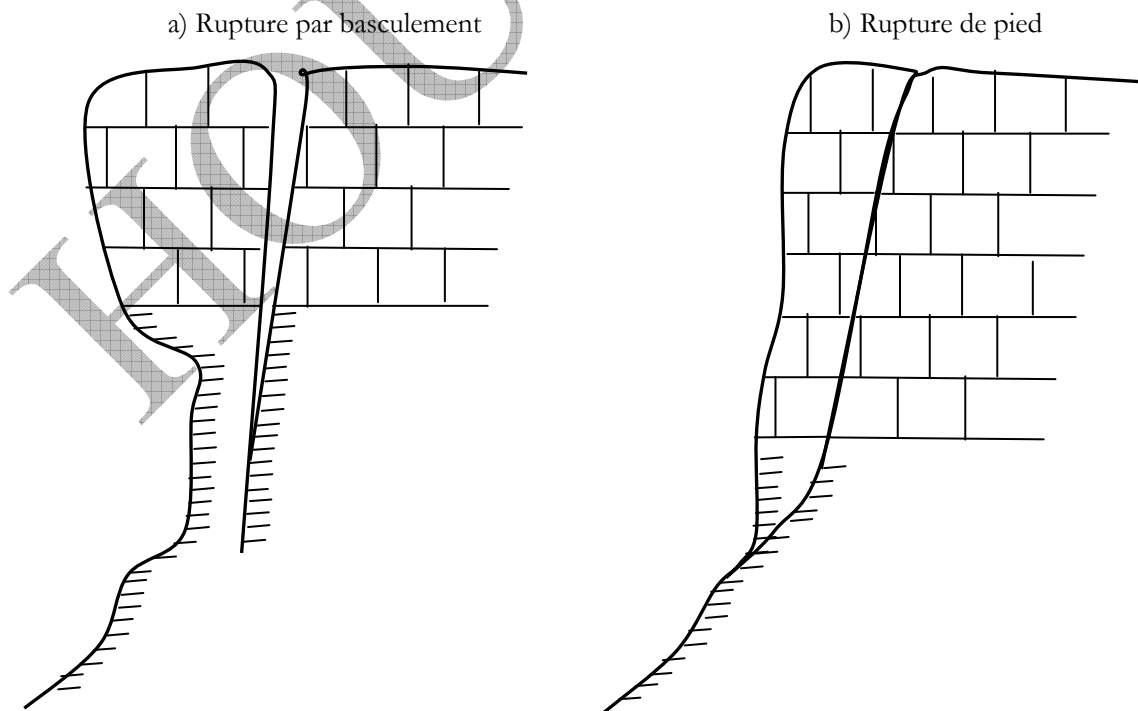


Figure 3.22 : Eboulement

ii- Eboulis

Ils sont les résultats d'un processus long du à un détachement successif de blocs rocheux un à un et ces blocs rocheux s'accumulent progressivement en bas de pente. L'éboulis est lent.

iii- Méthodes de protection

- Stabilité de la masse rocheuse
 - Il existe toute une gamme de procédés, selon la taille du problème.
 - ✓ Procédés légers pour des petits blocs : grillage, filets, béton projeté
 - ✓ Soutènement et ancrage
 - Ces solutions sont souvent onéreuses ou même impraticables.
- Dispositifs de protection passive
 - Leur but est de neutraliser l'effet du mouvement rocheux, sur les zones à protéger :
 - ✓ Fosses de protection
 - ✓ Barrages de protection
- Défense active
 - Consiste à anticiper l'éboulement en le déclenchant par les explosifs. Ce procédé n'est pas toujours d'un succès à long terme mais, il serait bon de prévoir des protections passives, car ce procédé nécessite de gros travaux.

b) Versant meubles

On distingue 2 types de processus

**i- Ruissellement**

Son rôle sur les versants peut être très important lorsque les versants sont constitués d'une couche imperméable (tel que argile), le ruissellement sera fort et concentré et va donner naissance à des petits ravins (badlands)

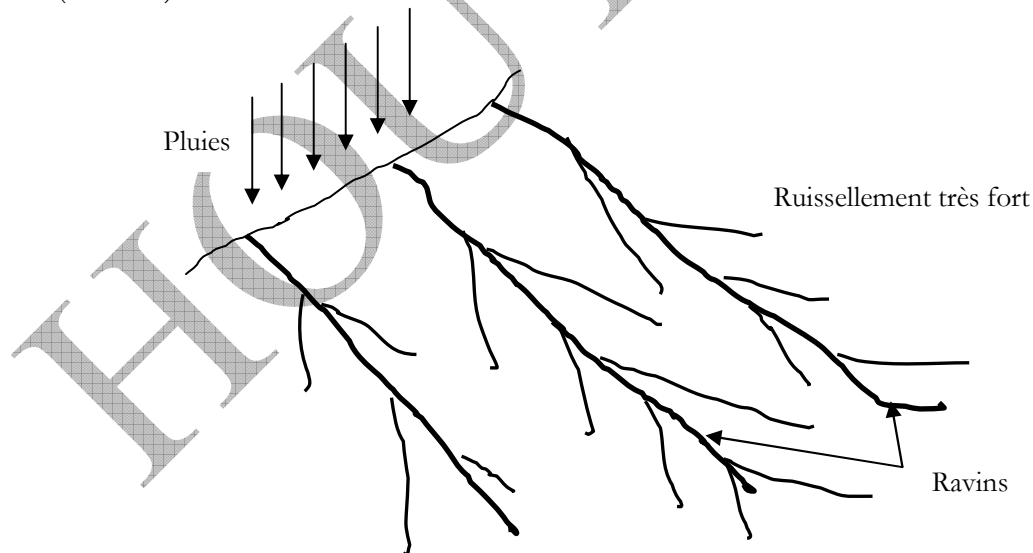


Figure 3.23 : Ruissellement

Le ruissellement en présence du tapis végétal sera très faible voir nulle. Il sera conditionner par :

- Intensité de la pluie
- Perméabilité du sol
- Végétations
- Pentés des versants

ii- Solifluxion

La solifluxion des versants meubles correspond à la descente sous forme boueuse sur une pente plus ou moins forte et d'une façon plus ou moins rapide.

Défini sur le nom de glissement de terrain, ce processus fait appelle à l'effet de la gravité et surtout à la présence d'eau.

Résultats de la solifluxion :

- Les loupes de glissement
Les loupes de glissement correspondent à un détachement d'un versant assez grand et qui se déplace pour s'arrêter un peu plus loin.

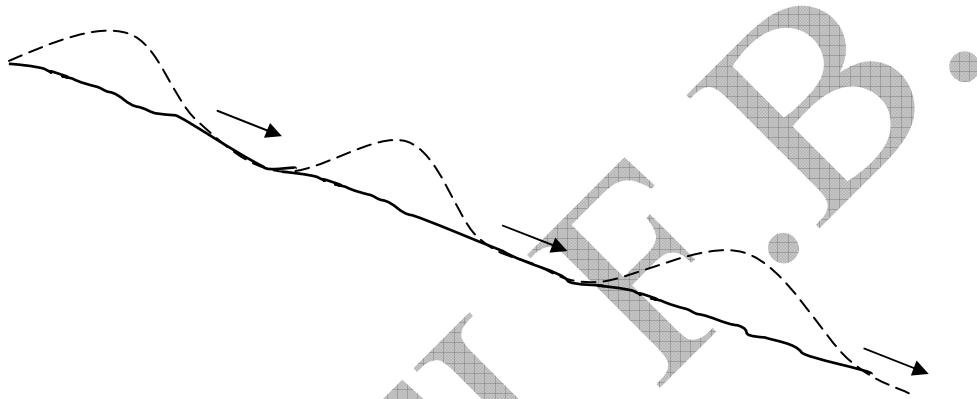


Figure 3.24 : Loupes de glissement

- Coulées boueuses
Déplacement des formations argileuse sur un versant et formation de bourrelets sans qu'il y'ait arrachement.

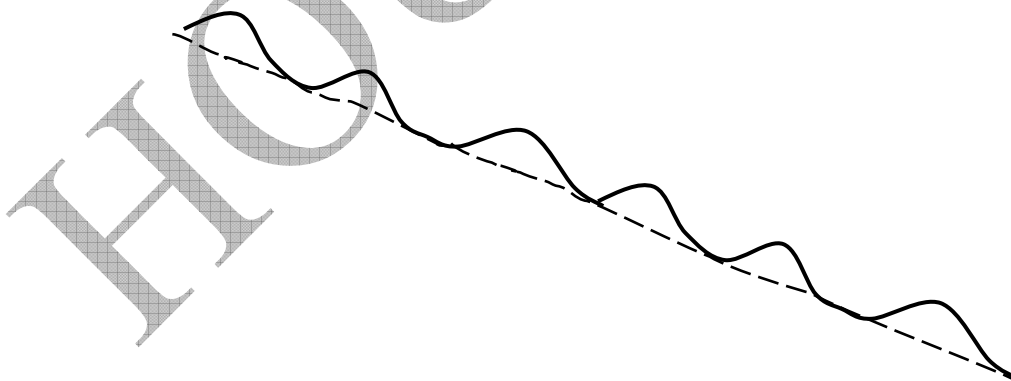


Figure 3.25 : Coulées boueuses

- Glissement à sec
C'est le déplacement par l'effet de la pesanteur d'une petite partie d'une formation meuble constituée de grains (sable).