

**Ministère d'enseignement supérieur et de recherche scientifique**

**Université de Batna 2**  
Institut des sciences de la terre et de l'univers  
Département de géologie

Cours de Risques et Aléas géologiques  
3 années géotechniques

**Chapitre III : les séismes**

**Elaboré par Dr. Djenba Samir**

**Introduction :**

Un séisme ou un tremblement de terre se traduit en surface par des vibrations du sol. Il provient de la fracturation des roches en profondeur. Cette fracturation est due à une grande accumulation d'énergie qui se libère, en créant ou en faisant rejouer des **failles**, au moment où le seuil de ruptures mécaniques des roches sont atteintes.

La **croûte** terrestre est constituée des plusieurs grandes plaques qui évoluent les une par rapport aux autres, certaines s'écartent, d'autres convergent et d'autres coulisent.

Environ 90% des séismes sont localisés aux voisinages des limites de ces plaques.

- ❖ Comment se produit-il un séisme ?
- ❖ Quel sera le dégât suivi par ce séisme ?

**III.1 Définition de séismes**

Le mot séisme vient des grecs *seismos* qui signifie « secousse ». C'est une série de secousses du sol, plus ou moins violentes, soudaines, imprévisibles et localisées.

On parle également de **tremblement de terre**. Le plus souvent, un séisme se compose d'une ou de plusieurs **secousses** principales brèves (quelques dizaines de secondes) suivies par d'autres secousses, appelées **répliques**, qui surviennent au cours des heures et des jours suivants.

Les séismes mettent en évidence **l'activité interne de la terre**. Ils sont provoqués soit par les mouvements des plaques tectoniques le long des lignes de fracture (failles) de la croûte terrestre (séismes tectoniques), soit par des montées de laves lors d'éruptions volcaniques (séismes volcaniques).

On appelle **foyer** du séisme le point de rupture ou du déplacement des roches. A partir du foyer, des ondes sismiques se propagent dans toutes les directions.

**L'épicentre** du séisme est le point situé, en surface, à la verticale du foyer ; il en est donc le point le plus proche (fig1.).

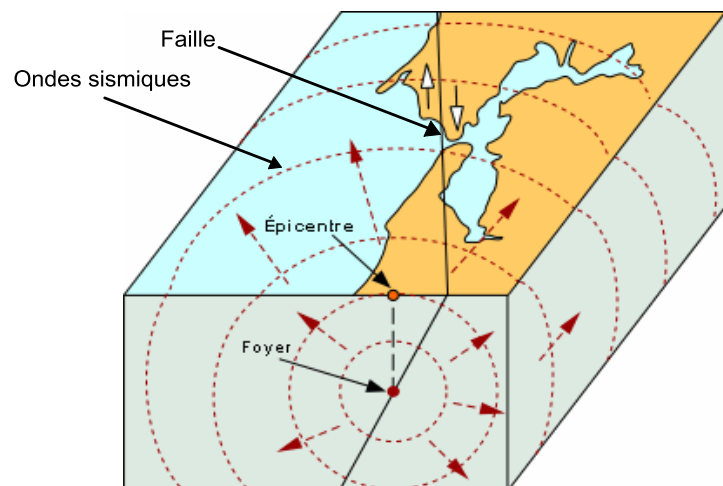


Fig .1 : composantes d'un séisme

### a- La faille :

La faille est le résultat de la rupture d'un ensemble rocheux sous l'effet des contraintes auxquelles il est soumis.

On appelle mécanisme au foyer, le mécanisme permettant de définir quel type de faille intervient dans le tremblement de terre, ainsi que l'orientation de la faille et la direction de glissement des blocs sur cette faille. On peut ainsi définir la nature convergente ou divergente des mouvements à l'origine des séismes.

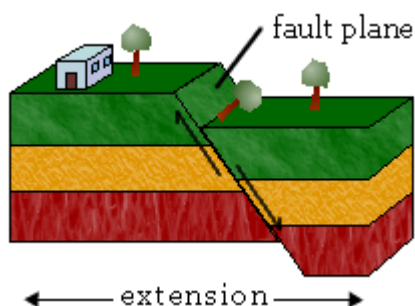
Le mécanisme au foyer d'un séisme est généralement une combinaison de mécanismes simples.

Il existe trois sortes de failles et trois sortes de mécanismes au foyer. On représente le type de mécanisme au foyer par une sphère centrée autour du foyer du séisme.

Cette sphère est découpée en quatre cadrans en lien avec le sens du mouvement des ondes P.

A chaque type de faille, correspond ainsi un diagramme de mécanisme au foyer.

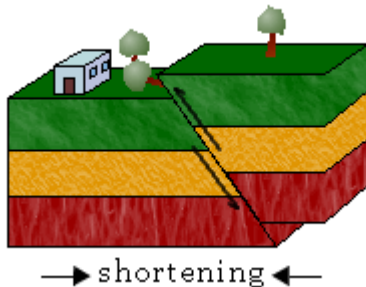
### Les failles normales



**Dans le cas d'une faille normale, le bloc au dessus de la faille bouge vers le bas par rapport au bloc en dessous. Ce mouvement est créé par des forces en extension et provoque un allongement.**

Elles sont appelées ainsi parce que la déformation entraîne un étirement des roches initiales. Elle résulte du mouvement d'écartement (divergence).

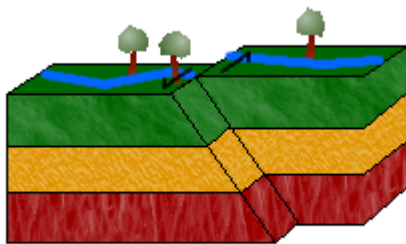
### Les failles inverses



Dans le cas d'une faille inverse, le bloc au dessus de la faille bouge vers le haut par rapport au bloc en dessous. Ce mouvement est créé par des forces en compression et provoque un raccourcissement.

Elles sont appelées ainsi parce que la déformation entraîne un raccourcissement des terrains initiaux. Elles résultent de mouvements de rapprochement (convergence).

### Les failles en décrochement



Dans le cas d'une faille décrochant, le mouvement entre les blocs de par et d'autre de la faille est horizontal. Si comme dans l'animation le bloc de droite part vers la gauche (par rapport à l'autre bloc), la faille est dite senestre (et dextre dans le cas inverse). Ce mouvement est créé par des forces de cisaillement.

### b- Les ondes sismiques

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques qui peuvent traverser un milieu sans le modifier. L'impulsion de départ va "entamer" les particules élémentaires présentes dans le milieu, qui vont "pousser" d'autres particules avant de reprendre leur place, se propageant suivant une réaction en chaîne.

Les vibrations lors d'un [séisme](#) se propagent dans toutes les directions. On distingue deux types d'ondes, les ondes de volume qui traversent la [Terre](#) et les ondes de surface qui se propagent à sa surface. Sur les enregistrements des [sismographes](#), elles se succèdent ou se superposent. Leur vitesse de propagation et leur amplitude sont modifiées par les structures géologiques qu'elles traversent, c'est pourquoi, les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés à la source, aux milieux traversés et aux instruments de mesure.

### b.1. Les ondes des volumes

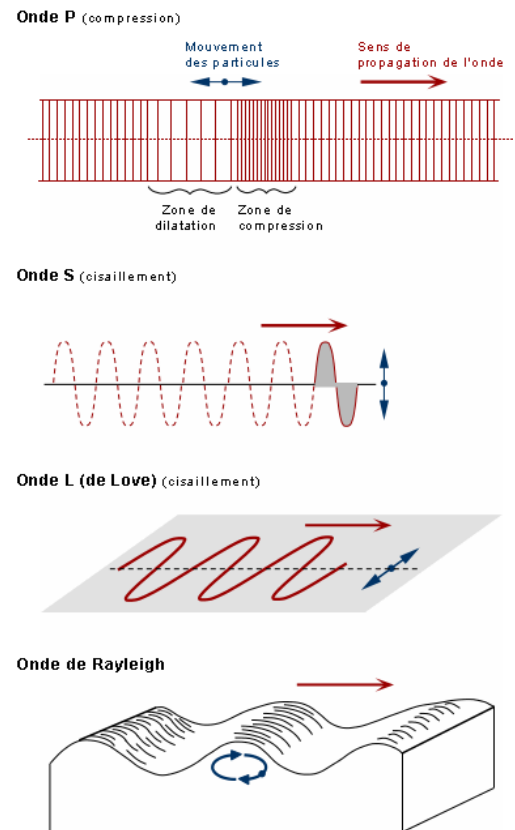
Elles se propagent à l'intérieur du globe. Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et, d'une manière générale, cette dernière augmente avec la profondeur car le matériau traversé devient plus dense.

On distingue :

Les **ondes P** ou **ondes primaires** appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par des dilatations et des compressions successives. Ces déplacements du sol sont parallèles à la direction de propagation de l'onde. Ce sont les plus rapides ( $6 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$  près de la surface) et donc les premières à être enregistrées sur les [sismogrammes](#). Elles sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un [tremblement de terre](#).

Les **ondes S** ou **ondes secondaires** appelées aussi ondes de cisaillement ou ondes transversales. À leur passage, les mouvements du sol s'effectuent perpendiculairement au sens de propagation de l'onde. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le [noyau externe](#) de la Terre. Leur vitesse est plus que celle des ondes P, Elles apparaissent en second sur les sismogramme

La différence des temps d'arrivée des ondes P et S suffit, connaissant leur vitesse, à donner une indication sur l'éloignement du séisme. On peut ainsi localiser son [épicentre](#) à l'aide de trois sismogrammes. Les ondes de volume se propagent comme toutes les ondes, et en particulier comme les rayons lumineux : elles peuvent être réfléchies ou réfractées, c'est-à-dire déviées à chaque changement de milieu, au passage manteau-noyau par exemple. Elles peuvent ainsi suivre des trajets très complexes à l'intérieur de la Terre. Leur temps de parcours dépend de ce trajet, elles n'arrivent pas toutes en même temps au même endroit.



## **b.2. Les ondes de surface**

Ce sont des ondes guidées par la surface de la Terre. Leur effet est comparable aux rides formées à la surface d'un lac.

Elles sont moins rapides que les ondes de volume mais leur amplitude est généralement plus forte.

On peut distinguer :

**L'onde de Love** : le déplacement est essentiellement le même que celui des ondes S sans mouvement vertical. Les ondes de Love provoquent un ébranlement horizontal qui est la cause de nombreux dégâts aux fondations des édifices.

**L'onde de Rayleigh** : le déplacement est complexe, assez semblable à celui d'une poussière portée par une vague, un mouvement à la fois horizontal et vertical, elliptique, en fait. Les ondes de Love se propagent à environ 4 km/s, elles sont plus rapides que les ondes de Rayleigh.

## **III.2) Les moyennes des mesures**

### **A- le type de sismogramme**

#### **A.1. Le sismographe :**

Le sismographe est un instrument qui sert à enregistrer et à mesurer les séismes. Au cours d'un tremblement de terre, la rupture de la roche engendre des vibrations qui sont détectées, amplifiées et enregistrées par le sismographe.

Le sismographe, dans sa version primitive, a été inventé en Chine en 1032. Le principe reposait sur un système de balance : lorsqu'un tremblement de terre déplaçait le balancier dans une direction, les boules correspondantes étaient libérées. Il indiquait simplement la direction de la principale impulsion engendrée par le séisme.

L'appareil doit être autant que possible isolé de l'extérieur, afin que les variations de température et de pression n'affectent pas la stabilité du système. D'un côté, cet appareil doit être muni d'un amplificateur pour enregistrer les petits séismes. D'un autre, cet amplificateur doit être suffisamment faible afin d'éviter toute saturation dans le cas d'importants séismes.

Cependant, comme l'enregistrement en continu est impossible, les enregistreurs sont munis d'un déclencheur à inertie mis en route par les premières secousses du séisme.

La plupart des sismographes sont de type pendulaire. Ils sont constitués d'une masse et d'un bâti lié au sol, qui porte également le système d'enregistrement. Un mouvement du sol va entraîner un mouvement du bâti, puis un mouvement relatif entre la masse et le bâti. C'est donc ce mouvement relatif qui est amplifié par un système mécanique puis enregistré. Un système d'amortissement

permet d'obtenir une bonne restitution du mouvement du sol. En l'absence d'amortisseur, la masse peut continuer à osciller malgré l'arrêt des vibrations du sol.

Le sismomètre mesure le déplacement total du sol, c'est-à-dire les trois formes de ce mouvement : la translation, la rotation et la déformation. Ainsi, on utilise deux capteurs de mouvements horizontaux placés perpendiculairement l'un à l'autre suivant les axes Nord-sud et Est-ouest, et un troisième suivant l'axe vertical. Actuellement, on peut enregistrer, sur un même appareil, les ondes de volume et de surface si on prend un sismographe de très large bande, couvrant ainsi un large domaine de fréquences (0.05 à 100Hz). Physique de la terre solide

Aujourd'hui, l'enregistrement numérique a remplacé l'enregistrement analogique, si bien qu'aucune information n'est perdue et qu'on peut la traiter numériquement de façon directe. Un sismologue doit avoir de bonnes connaissances en traitement numérique du signal.

### **A.2. Le sismogramme :**

Le sismogramme est l'enregistrement graphique donné par le sismographe, le temps est représenté en abscisse et la vitesse ou l'accélération du sol est représentée en ordonnée.

Les vitesses des ondes sismiques étant très rapides, de l'ordre de plusieurs kilomètres par seconde, on utilise des capteurs couplés à des horloges très précises et parfaitement synchronisées afin de restituer la position du sol dans le temps avec une précision de quelques millisecondes (utilisation d'horloges à quartz)

L'étude d'un sismogramme nous permet d'étudier la propagation (vitesse et trajectoire), la nature des différentes ondes ainsi que leur temps d'arrivée à partir du foyer.

Les mouvements de la Terre sont continuellement enregistrés. Ainsi, en l'absence de séismes, le sismographe enregistre un bruit de fond généré par les variations atmosphériques, l'activité marine, les activités humaines, et les microséismes.

Comme les ondes P sont plus rapides que les ondes S, sur le sismogramme, on peut détecter un décalage entre le début de l'enregistrement des deux types d'ondes. La différence des temps d'arrivée de ces deux phases dans une même station permet d'avoir la distance épacentrale ( $\Delta$ ). Les ondes L sont des ondes qui restent à la surface de la Terre, leur trajet est donc plus long que celui des ondes P et S qui passent à l'intérieur du globe.

Ces trois types d'ondes se retrouvent le plus souvent sur les sismogrammes :

les ondes P qui sont les premières à arriver sont caractérisées par un écart de la ligne zéro, plus ou moins brutal, une amplitude moyenne, une fréquence importante et un amortissement rapide.

les ondes S sont les plus difficiles à distinguer sur la composante verticale, elles ont une amplitude moyenne à forte, une fréquence un peu plus faible et un amortissement rapide.

Les ondes L sont caractérisées par une amplitude plus importante, une fréquence faible et un amortissement plus lent.

Les sismographes ont été développés au XIX<sup>ème</sup> siècle et sont capables de détecter à de grandes distances les ondes émises par les tremblements de terre. Leur utilisation a permis, dès 1930, de reconnaître que la source de ces derniers se trouve à l'intérieur de la Terre. Le sismogramme permet de faire de nombreux calculs afin d'évaluer la magnitude du séisme enregistré, d'évaluer son énergie et ainsi de comparer les séismes entre eux.

La taille d'un séisme est exprimée par sa magnitude. Les magnitudes sont habituellement mesurées à partir de l'amplitude et de la période des signaux sismiques enregistrés au niveau d'une station sismologique. Pour un séisme donné, l'amplitude décroît lorsque la distance au séisme augmente (atténuation des signaux). Une correction prenant en compte cet effet est appliquée lors du calcul de la magnitude du séisme : on obtient ainsi une valeur de magnitude pour toutes les stations. Contrairement aux effets ressentis (intensité) qui diminuent avec la distance au séisme, la taille d'un séisme ne dépend donc pas de l'endroit où le séisme a été enregistré.

Ils existent différentes méthodes pour mesurer la magnitude d'un séisme. En principe, toutes ces méthodes produisent à peu près la même valeur de magnitude. Néanmoins, des différences fondamentales existent dans la manière dont cette valeur est calculée, ce qui peut parfois expliquer que des valeurs de magnitude obtenues ne soient pas identiques d'une méthode à l'autre. Les différents types de magnitudes habituellement calculés lors d'un séisme sont présentés ci dessous :

La magnitude locale ML est calculée pour des séismes se produisant à proximité des stations sismologiques c'est à dire à moins de quelques centaines de kilomètres. La première échelle de magnitude développée en 1935 par Richter ('échelle de Richter') est en réalité une magnitude locale. Aujourd'hui encore, la taille d'un séisme est communément donnée en 'échelle de Richter.

## **B) Les Stations de Mesure**

### **Les instruments de mesure**

En 132 après J.-C., l'inventeur chinois Chang Heng mit au point un appareil de mesure : une jarre en porcelaine de deux mètres de diamètre comportant huit ouvertures en forme de têtes de dragons. Ces derniers sont orientés suivant les points cardinaux et tiennent des billes dans leurs gueules. À l'intérieur un mécanisme (sans doute un pendule), en oscillant lors d'une secousse sismique, ouvrait la gueule d'un dragon, libérant ainsi la bille qui tombait dans la bouche d'une grenouille. Ce système indiquait le sens de la secousse donc la direction de l'épicentre.





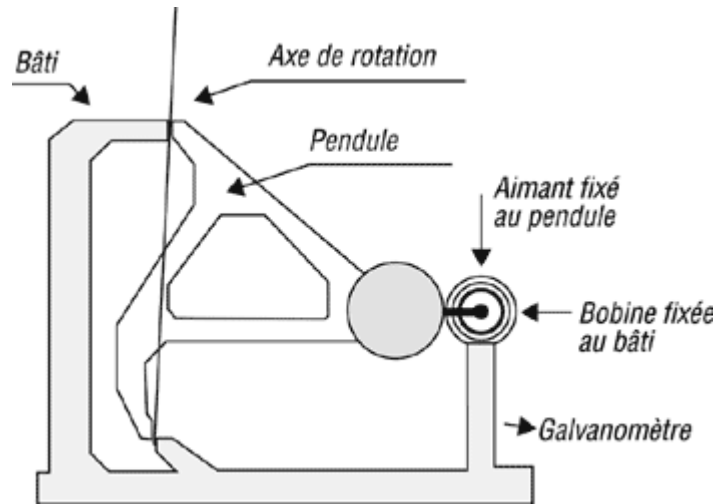
En 1703, le physicien Jean de Haute feuille remplaça les billes par un bain de mercure et adopta une esthétique différente. Il fallut cependant attendre 1875 pour que l'italien Filippo Cecchi construise le premier sismomètre capable d'enregistrer les mouvements du sol en fonction du temps.

L'ingénieur et géologue irlandais Robert Mallet (1810-1881) étudia, entre 1830 et 1850, grâce à des cuves à mercure, la propagation d'ondes issues d'explosions artificielles. Il inventa le terme *seismology*, traduit en français par le terme sismologie ou séismologie.

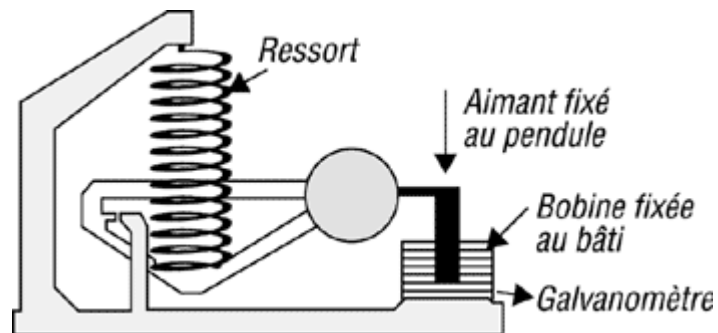
Von Reben Paschwitz, en lisant le compte rendu du tremblement de terre de Tokyo du 18 avril 1889 et après différents calculs, mit en relation ce séisme et les mouvements horizontaux observés sur les pendules de Postdam et Wilhelmshaven : c'est le premier enregistrement à grande distance.

Différentes versions de sismomètres avec des masses pouvant aller jusqu'à dix-neuf tonnes (variante du sismomètre horizontal de Wiechert à l'Institut de physique du globe de Strasbourg en 1900) ont été mises au point avant d'arriver aux (petits) sismomètres actuels.

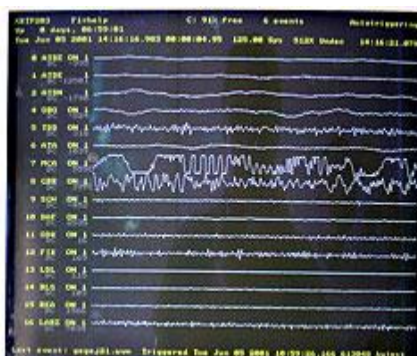
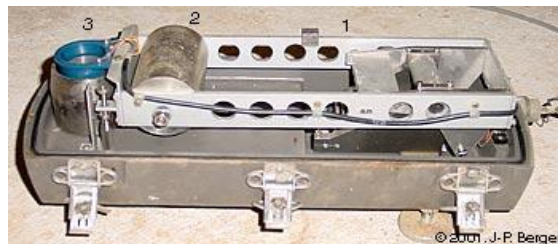
Le sismomètre (sismographe) est un pendule à forte inertie relié à un bâti ou support solidaire du sol et de ses mouvements. Le pendule est relié au support avec un seul degré de liberté (axe de rotation) qui, suivant son orientation, permet d'enregistrer soit les mouvements horizontaux, soit les mouvements verticaux du sol.

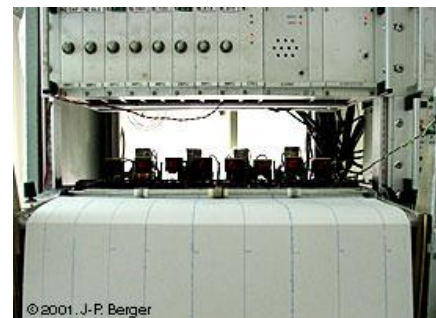
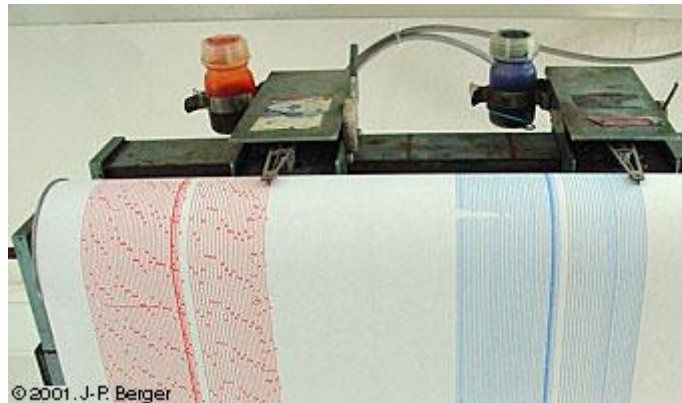


Sismomètre horizontal



**Baie d'acquisition des données sismiques du réseau local**





### III.3.) LA SOURCE DE SEISME

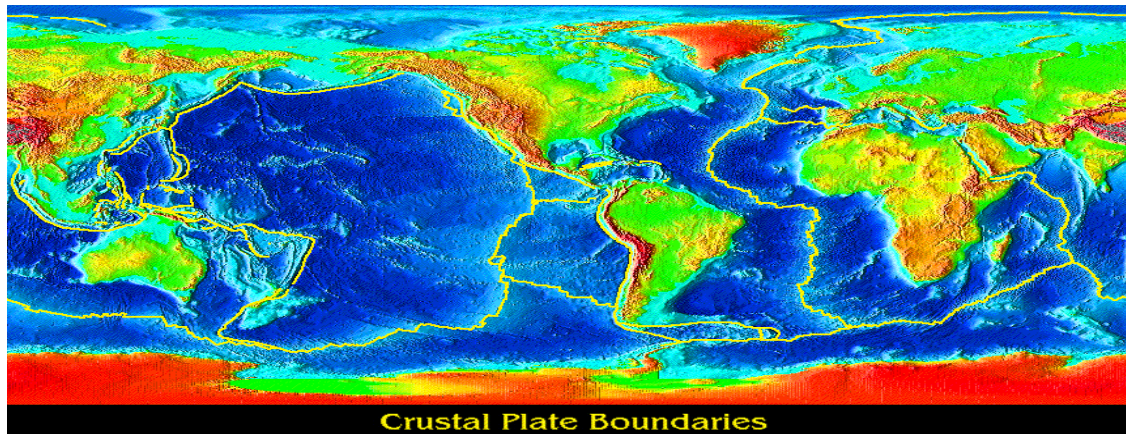
#### A- Les mouvements des plaques

Les **mouvements** des plaques peuvent être divergents (extension), convergents (compression) ou en coulissage (cisaillement).

La croûte terrestre est formée par 8 grandes plaques et d'autres plus petites. Ces plaques sont connues sous le nom de plaque tectonique. Les plaques ne sont pas immobiles, elles se déplacent à des vitesses allant de 1-2cm/an pour les plaques les plus lentes, jusqu'à 6-7cm/an pour celles les plus rapides, et elles ne se déplacent pas toutes dans le même sens, sinon qu'elles peuvent le faire en sens opposés.

Le mouvement des plaques provoque des tensions, faisant que celles-ci s'accumulent jusqu'à un point où la résistance de la croûte ne peut plus supporter la tension et elle se casse. Au moment où à lieu cette rupture, l'énergie qui s'était accumulée se libère soudainement sous forme d'ondes qui se

propagent dans toutes les directions en produisant une secousse du terrain. Le point où se produit la rupture est connu sous le nom d'hypocentre et sa projection à la surface terrestre est l'épicentre. La rupture se propage au long d'une faille dont les dimensions varient selon la magnitude du séisme



*Cf. Consultez les cours de géodynamique globale*

### Il y a actuellement 8 principales plaques tectoniques :

- **Plaque Nord Américaine:** Amérique du Nord, nord-ouest Atlantique et Groenland.
- **Plaque Sud Américaine:** Amérique du Sud et sud-ouest Atlantique.
- **Plaque Antartique:** Antartique et "l'océan du sud".
- **Plaque Eurasienne:** Nord-est Atlantique, Europe et tout l'Asie sauf l'Inde.
- **Plaque Africaine:** Afrique, sud-est Atlantique et Océan Indien occidental.
- **Plaque Austalienne/Indienne:** Inde, Australie, Nouvelle Zélande et la majeure partie de l'Océan Indien.
- **Plaque de Nazca:** Océan Pacifique oriental adjacent à l'Amérique du Sud.
- **Plaque du Pacifique:** La majeure partie de l'Océan Pacifique et la côte sud de Californie

### **B- Les volcanismes**

Les séismes superficiels exceptés quelque petit secousse d'origine volcanique, se produisent dans la partie cassante de la croûte terrestre. Les séismes d'origines volcaniques présentent surtout l'intérêt d'annoncer des éruptions volcaniques. Ces tremblements de terre se manifestent lorsque le magma



s'accumule dans la chambre magmatique d'un volcan.

Tandis que le sommet du volcan se soulève et que les flancs s'inclinent, de ruptures dans les roches comprimées sont révélées par une multitude de microséismes.

### **C-L'activité humaine**

Certaines activités humaines peuvent occasionner des séismes généralement modérés. Il s'agit notamment de la mise en eau des barrages ou de l'exploitation des gisements souterrains (gaz, minerais, etc...)

Les hommes peuvent provoquer des séismes en raison de certaines activités telles que la constitution d'énormes réserves d'eau derrière des barrages, le pompage de fluides profonds, l'extraction minière ou les explosions souterraines de bombes atomiques. Des faibles séismes se produisent de temps en temps lors de l'effondrement de galeries de mines abandonnées

### **III.4) La conséquence des séismes**

#### **A- Les pertes humaines et matérielles**

Les tremblements de terre font peser de graves menaces sur les populations qui vivent dans les régions sismiques. Ils peuvent semer la mort en détruisant des habitations, des édifices publics des ponts, des barrages ou en déclenchant de catastrophiques glissements de terrains.

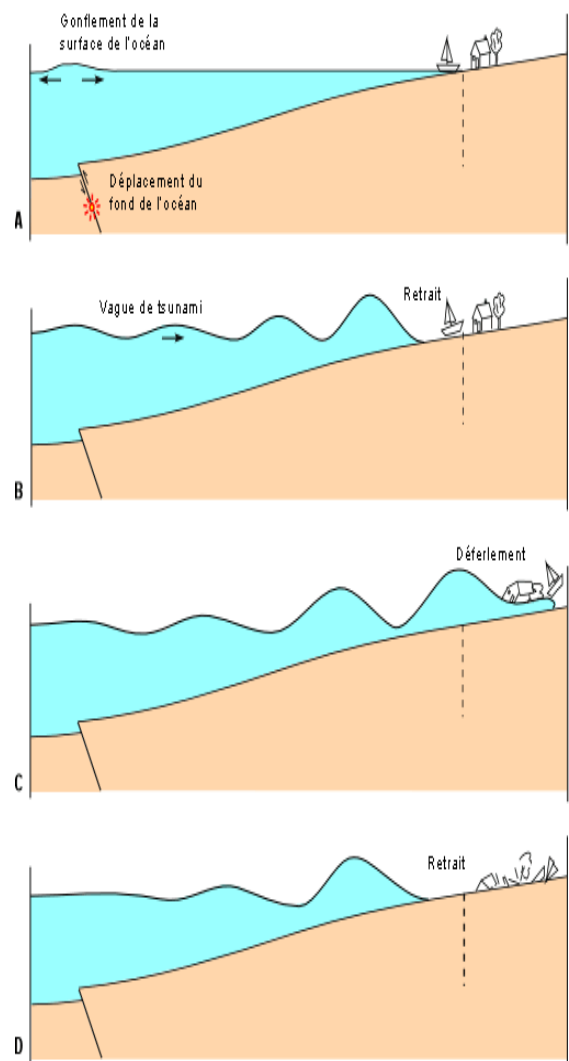
En cas de séismes sous-marins, le rivage peut être affecté par un autre risque : la formation de tsunami (ou raz-de-marée) ; ceux-ci sont provoqués par l'onde de choc qui se propage à la surface des eaux marines. Des véritables murs d'eau sont projetés le long des côtes avec une telle violence que des villes entières peuvent être détruites : cela a été le cas en 1896, à Sanraku, ville de 20 000 habitants ; au Japon, en 2004, un séisme sous-marin de magnitude 9,0 sur l'échelle de Richter a engendré le tsunami le plus meurtrier de l'histoire des catastrophes naturelles, dévastant tout le Sud de l'Asie.

**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.



### III.5. L'échelle de mesure des séismes :

Les seimes sont quantifiées par deux grandeurs (échelles) à savoir :

- L'échelle des Magnitude (M)
- L'échelle d'Intensité (I)

#### A- la Magnitude :

Introduite par Ch. Richter en 1935 pour les séismes locaux californiens afin d'estimer l'énergie libérée au foyer.

C'est une grandeur physique mesurée :

- soit à partir du logarithme de l'amplitude des ondes sismiques enregistrées par un sismomètre (ML, MS, mB, Mw),
- soit à partir du logarithme de la durée du signal (MD).

C'est une **fonction continue** qui peut être négative (fonction de la sensibilité du capteur) : et atteindre des valeurs de -2, voire -3.

Sa valeur maximale est fonction de la longueur maximum de la faille susceptible de se fracturer en une seule fois.

➤ **Magnitude de Richter** :  $ML = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta)$

**A** : est l'amplitude maximale en mm sur l'enregistrement obtenu par un sismographe du type Wood Anderson situé à une distance  $\Delta$

**ML=0** : correspond à la mesure d'une amplification de 1 micromètre, sur un sismomètre W-A, à 100 km de distance.

## **B- INTENSITE**

L'intensité d'un séisme est définie en un lieu par rapport aux effets produits par ce séisme, qu'ils soient seulement observés ou ressentis par l'homme (réveil, chute d'objets, fissures ...) ou qu'ils aient causés des dégâts plus ou moins importants aux constructions. On parle alors d'effets macrosismiques.

L'intensité d'un séisme dépend du lieu d'observation des effets causés par le séisme. Elle décroît généralement lorsqu'on s'éloigne de l'épicentre du séisme mais varie aussi selon la structure géologique. Une forte intensité est souvent associée à des zones de roches molles (sable, vase, argile et remblais), alors qu'on note une faible intensité dans des zones de roches plus solides (grès).

Pour un séisme donné, on donne souvent uniquement l'intensité à l'épicentre, la plus forte généralement : c'est l'intensité épiscopentrale.

### **On ne doit pas confondre magnitude et intensité :**

- A l'inverse de la magnitude qui se calcule, l'intensité d'un séisme ne peut donner lieu qu'à une estimation.
- La magnitude est une valeur associée uniquement au séisme. L'intensité est associée au lieu d'observation.
- IL n'existe pas de véritable relation entre magnitude et intensité. Ainsi deux séismes de même magnitude peuvent donner en surface des intensités différentes. Inversement deux séismes de même intensité en un lieu peuvent avoir des magnitudes différentes.

Elle ne se calcule pas ! Elle est estimée à partir des effets produits (observés et/ou ressentis) par le séisme.

L'échelle d'intensité comporte douze degrés :

- I : Secousse non perceptible
- II : Secousse à peine perceptible
- III : Secousse faible ressentie seulement de façon partielle
- IV : Secousse largement ressentie
- V : Réveil des dormeurs
- VI : Frayeur
- VII : Dommages aux constructions
- VIII : Destruction de bâtiments
- IX : Dommages généralisées aux constructions
- X : Destruction générale des bâtiments
- XI : Catastrophe
- XII : Changement de paysage

On appelle **isoséistes** les courbes d'égale intensité. Le centre de la courbe de plus forte intensité (I<sub>0</sub>) est l'**épicerne macrosismique**.

**Relation intensité-magnitude** : empirique, nécessairement empirique !

$$M=0,5 I_0 + 0,35 + \log (h) \text{ (Karnik) ( si } h=10 \text{ et } I_0 = \text{VIII alors } M=5,35)$$

- Séisme dit de “ Peille ” du 19/12/2000 : ML=3,4 / I<sub>0</sub>=V
- Séisme dit “ d'Annecy ” du 15/07/1996 : ML=5,2 / I<sub>0</sub>=VII/VIII

Cette relation est dépendante des caractéristiques du séisme, du site et du contexte sismotectonique donc peu fiable !

### III.6- LOCALISER UN TREMBLEMENT DE TERRE

Actuellement, grâce à plusieurs milliers de stations disposées sur l'ensemble de la planète, il est possible de déterminer l'épicentre et l'hypocentre de tous les séismes de magnitude supérieure à 4 et voire même 2 dans certaines zones bien surveillées comme la Californie.



### Détermination de l'épicentre par la méthode des cercles :

La première méthode nécessite l'utilisation d'au moins 3 stations d'enregistrement situées en des lieux différents et qui enregistrent la composante verticale des ondes P et S.

L'onde emprunte le trajet le plus court. On considère donc, mais cela reste une approximation, que le

Avec une seule station, on peut écrire :

$$\text{temps d'arrivée de l'onde P: } t_p = t_0 + (d/V_p)$$

$$\text{temps d'arrivée de l'onde S: } t_s = t_0 + (d/V_s)$$

avec:

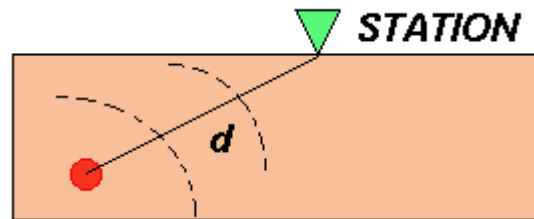
$d$  : distance épacentrale

$t_0$  : temps origine

$V_p$ : vitesse de l'onde P

$V_s$ : vitesse de l'onde S

trajet est une ligne droite.



Notre premier problème consiste à trouver  $d$ , ne connaissant pas le temps origine  $t_0$ . En faisant la différence entre les deux relations précédentes, on arrive à :  $t_s - t_p = d \cdot (1/V_s - 1/V_p)$ .

On connaît à peu près les vitesses des ondes P et S dans la croûte et on admet le plus souvent que :  $(1/V_s - 1/V_p) = 1/8$

On peut alors écrire :  $d = 8 \times (t_s - t_p)$

Quand les vitesses ne sont pas connues, on utilise pour déterminer  $d$ , des abaques, c'est-à-dire des courbes établies expérimentalement permettant graphiquement et rapidement d'obtenir une valeur. On connaît alors directement  $d$  qui est fonction de  $(t_s - t_p)$ .

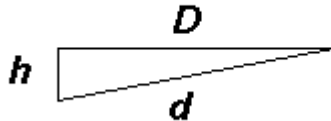
□ Le lieu des points à la distance  $d$  d'une station est un cercle ayant pour rayon la distance épacentrale  $d$  et comme centre la station. Le deuxième problème consiste à déterminer  $d$  et tracer les cercles correspondant pour plusieurs stations.

Avec une station, on ne peut pas déterminer la position du séisme. Il en faut au moins trois et on définit alors trois cercles de rayon  $d_1$ ,  $d_2$  et  $d_3$ . Si le foyer est superficiel, la méthode convient parfaitement : les trois cercles se coupent en un seul point qui est le foyer du séisme.

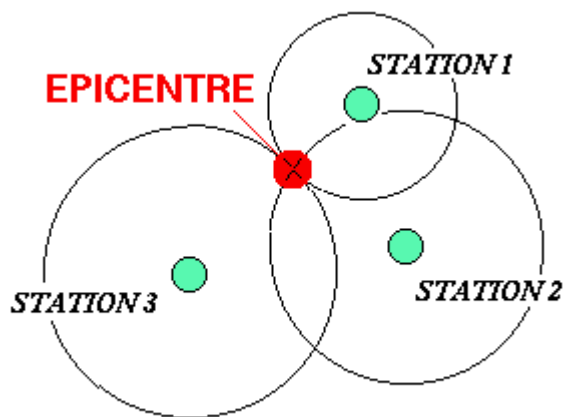
Sinon chaque distance  $d$  définit une sphère. Les trois sphères se coupent à une profondeur que l'on ignore et la projection en surface donne la zone où s'est produit le séisme.

C'est une méthode facile, rapide et suffisante pour localiser un séisme. En pratique, quand on est loin, on peut négliger la profondeur.

$D \approx d$  quand  $h$  est très petit devant  $D$



*La méthode des cercles*



Avec la station 3, on obtient trois arcs de cercle qui se coupent exactement en un seul point si le séisme est superficiel. La position de l'épicentre est déterminée par le point d'intersection.

### Détermination de l'épicentre par la méthode des hyperboles :

La deuxième méthode géométrique nécessite également l'utilisation d'au moins trois stations mais n'utilise que les enregistrements des ondes P :

Si  $t_1$  est le temps d'arrivée de l'onde P à la station 1,  $t_2$  celui à la station 2, etc.

Si  $d_1$  est la distance épacentrale à la station 1,  $d_2$  à la station 2, etc.

$$\text{On a : } t_1 = t_0 + (d_1/V_p)$$

$$t_2 = t_0 + (d_2/V_p)$$

$$\text{soit : } t_2 - t_1 = (d_2 - d_1) / V_p$$

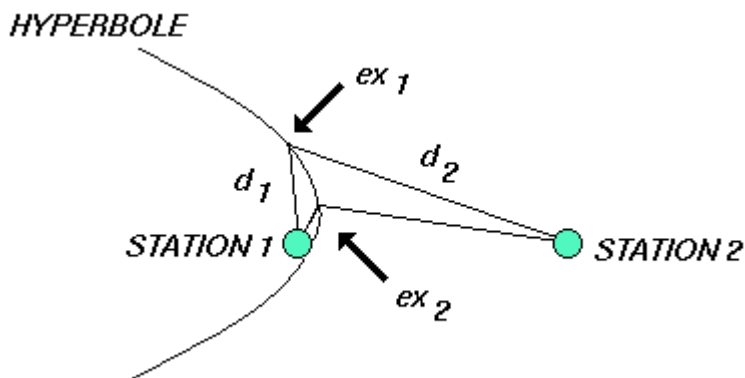
$$\text{et donc : } d_2 - d_1 = V_p \cdot (t_2 - t_1)$$

Cette fois, connaissant la vitesse  $V_p$  des ondes P et les différences des temps d'arrivée  $t_2 - t_1$  que l'on mesure, on arrive à connaître la quantité  $d_2 - d_1$ . L'ensemble des points tels que  $d_2 - d_1 = \text{constante}$ ,

définit une figure géométrique, que l'on appelle hyperbole, construite autour des deux stations.

Comme pour la méthode des cercles, il faut recommencer cette opération pour trois paires de stations. On obtient alors trois hyperboles qui se coupent en un point, le foyer du tremblement de terre.

### La méthode des hyperboles



1 - A partir des positions des stations 1 et 2, on trace l'hyperbole vérifiant la relation:

$$d_2 - d_1 = V_p \cdot (t_2 - t_1)$$

Chaque point de l'hyperbole vérifie cette relation.

Exemple avec:  $d_2 - d_1 = 3$  cm

ex<sub>1</sub>:  $d_2 = 4.5$  cm,  $d_1 = 1.5$  cm

ex<sub>2</sub>:  $d_2 = 3.5$  cm,  $d_1 = 0.5$  cm

2 - et 3 - En effectuant l'opération pour 3 stations différents, on obtiendrait ainsi trois hyperboles qui se coupent sur la position de l'épicentre.

### Détermination de l'épicentre par les méthodes actuelles :

Actuellement, on utilise des méthodes numériques sur ordinateur qui reprennent le principe des deux méthodes simples vues ci-dessus.

On dispose des temps d'arrivée à une multitude de stations (beaucoup plus que trois). Si les mesures étaient parfaitement exactes, il suffirait de choisir trois stations au hasard et on obtiendrait le bon résultat. Mais nos mesures comportent forcément une part d'erreur dont l'origine provient par exemple d'une mauvaise identification de l'onde, ou bien d'une erreur de l'horloge, ou bien encore d'une erreur de lecture de l'opérateur.

C'est un problème numérique classique qui se résout par ordinateur. La solution consiste à minimiser les erreurs entre la solution trouvée et chacune des données. Cette méthode est de loin la plus employée et la plus précise d'autant que le nombre de stations est élevé.

### III.7- PROTECTION CONTRE LES SEISMES :

□ La méthode la plus efficace pour éviter qu'un bâtiment soit détruit par un séisme est encore de construire ce bâtiment dans un endroit où il n'y a pas de tremblement de terre. Ceci semble évident mais était relativement difficile à appliquer dans la pratique car on connaissait très mal, notamment

en France, le risque sismique. En effet, comme le risque est modéré dans notre pays, les catastrophes passées sont oubliées et on n'en tient pas compte pour choisir les lieux de construction. Mais grâce aux efforts des scientifiques dans ce domaine on connaît maintenant relativement bien le risque sur tout le territoire français.

D'une façon générale il faut éviter de construire:

- sur les bords de versants escarpés
- sur les zones de changements de sol
- à proximité immédiate des failles actives
- aux abords des falaises
- sur des sols meubles en pente (ou en aval de ces sols)
- sur les berges et rivages constitués de terrains meubles

### **La construction parasismique :**

Le but de la construction parasismique consiste à trouver des techniques de génie civil permettant aux habitations de résister à toutes les secousses d'intensités inférieures ou égales à l'intensité nominale fixée par la loi.

On a fait beaucoup de progrès dans ce domaine depuis les années 60 et on a élaboré différentes techniques de conception parasismique d'ensemble:

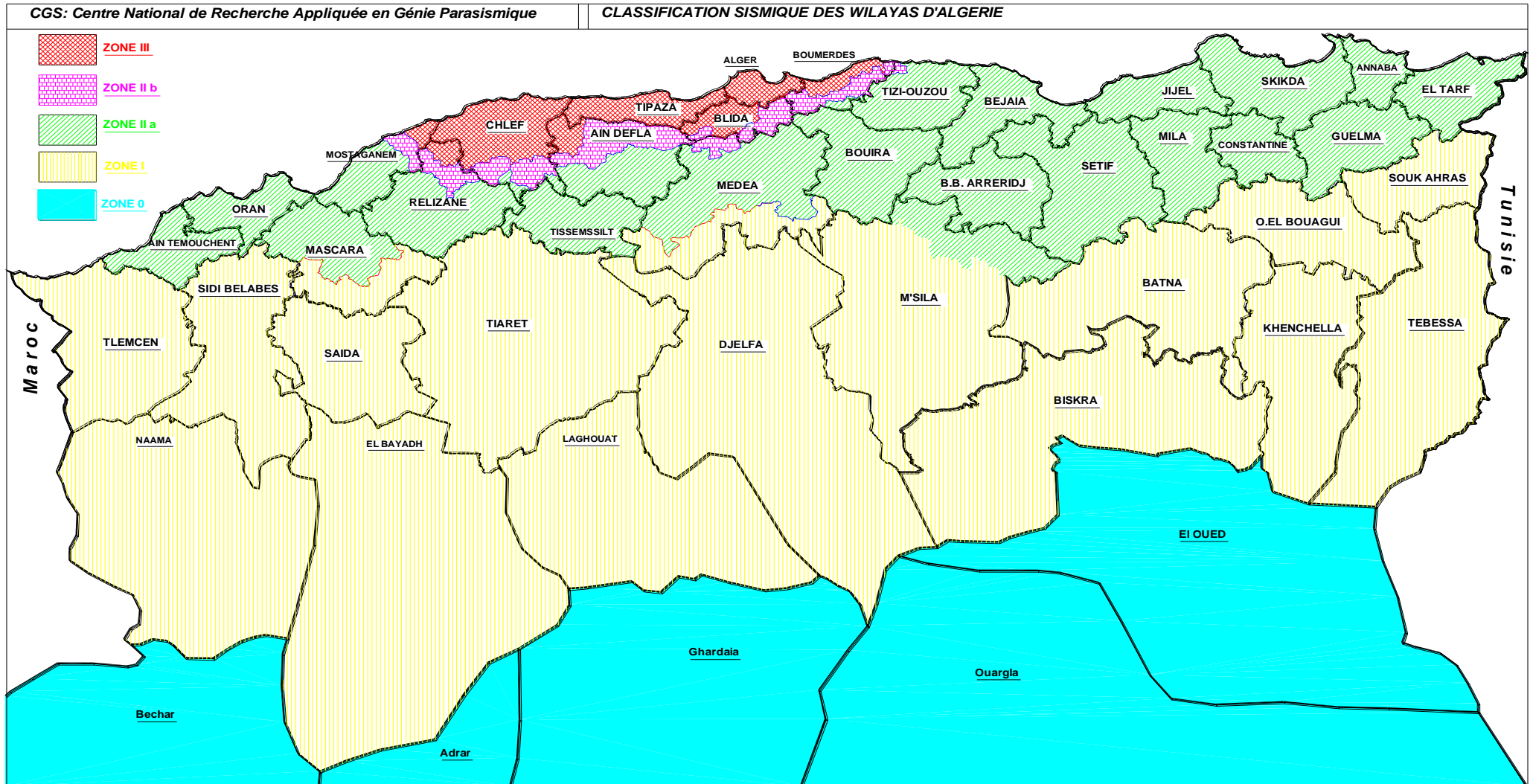
- Implantation judicieuse des constructions, hors des zones instables.
- Adaptation des fondations au type de sol.
- Utilisation de matériaux de qualité adéquate.
- Utilisation de dispositions constructives énoncées dans les guides techniques de construction parasismique (distribution des masses, chaînages horizontaux et verticaux, etc...)
- prise en compte de "l'agression sismique" sur le site considéré (ce qui signifie établir des plans de construction en *sachant* qu'il peut se produire des séismes et donc éviter toutes les architectures permettant des effondrements).

Ainsi la construction parasismique ne consiste pas uniquement en l'élaboration de techniques de construction mais d'un ensemble de méthodes permettant aux bâtiments de résister aux secousses des séismes.

Les trois grandes activités de la construction parasismique sont: l'étude des sols, la construction de bâtiments neufs parasismiques, le renforcement des bâtiments déjà construits.

Nb/ si dessous la carte de zonage de territoire algérien (RPA 2003)

**CARTE DE ZONAGE SISMIQUE DU TERRITOIRE NATIONAL  
RPA99/ APRES ADDENDA**



### III.8- Effets particuliers des séismes (effets de site):

#### a/ Liquéfaction:

Les sables fins saturés en eau peuvent être le siège d'un phénomène encore plus spécifique au contexte sismique : la liquéfaction des sols.

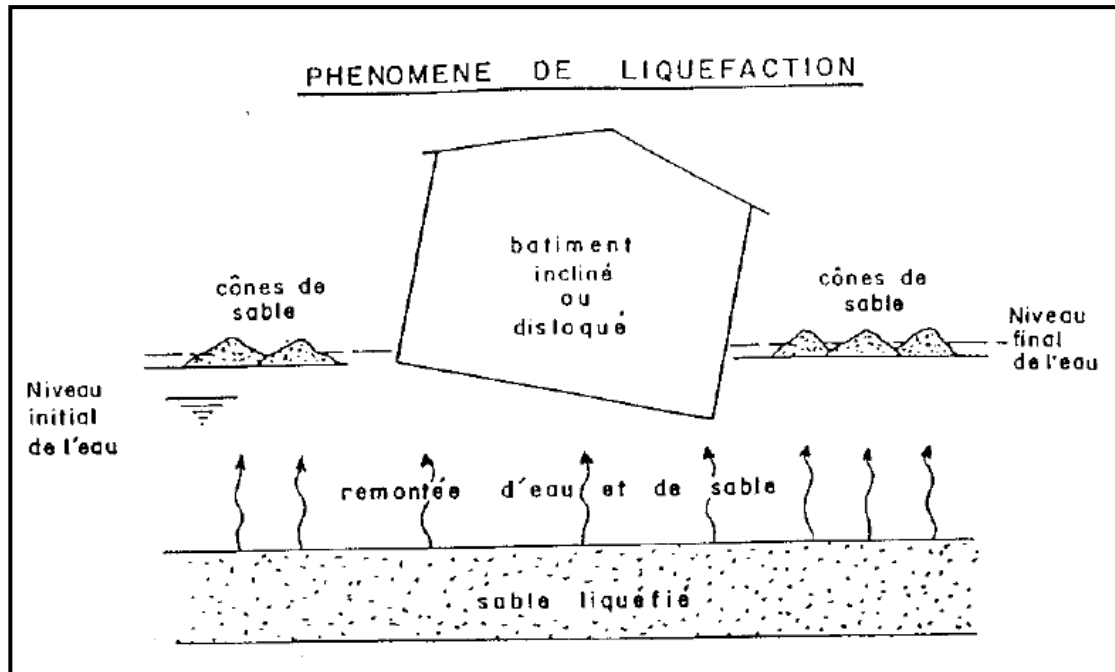


Fig III.5: Phénomène de liquéfaction des sables.

#### b/ Piégeage des ondes:

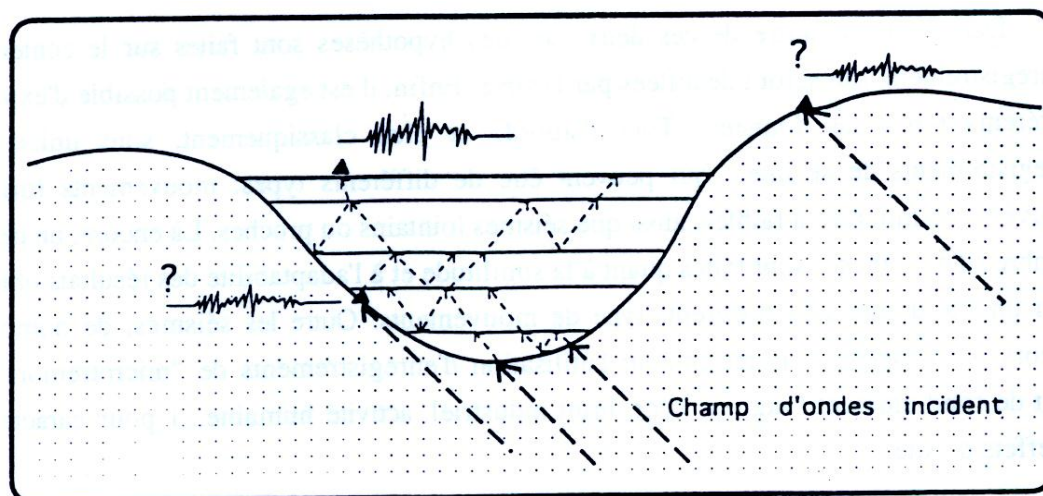


Fig III.6 : Effets de site dus au piégeage des ondes sismiques dans les dépôts "meubles"

**c/ Tassement :**

Des sables secs soumis à vibration peuvent subir des tassements importants, qui peuvent être estimés par des mesures des vides du sable. Ces tassements peuvent atteindre quelques dizaines de cm. Différentiels ou non, ils peuvent être suffisants pour rendre une construction inutilisable.

**d/ Glissement:**

Le glissement de terrain est défini comme le déplacement d'une masse de terrains meubles ou rocheux le long d'une surface de rupture par cisaillement, qui correspond souvent à une discontinuité préexistante. La morphologie du site (terrain en pente), la nature lithologique de la couverture (argileuse) et la présence d'eau (pluie exceptionnelle, source), la gravité, de forces extérieures (hydrauliques ou sismiques) ou d'une modification des conditions aux limites. Sont des facteurs déterminants qui peuvent engendrer, éventuellement, des glissements de terrain.

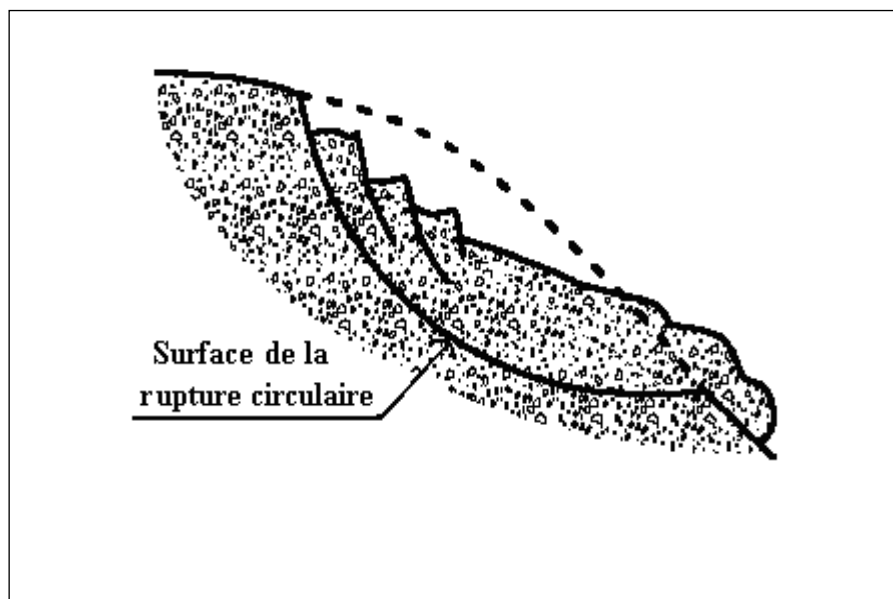


Fig III.7 glissement rotationnel