

PROJET GMA :

## **Sismique Théorique**

# **Sismique théorique**

## **Présentation du sujet**

### **Généralités**

#### **1 Définitions**

##### **1.1 Les ondes**

*1.1.1 Ondes de volume*

*1.1.2 Ondes de surface*

##### **1.2 Impédance**

##### **1.3 Trajectographie**

##### **1.4 Caractéristiques du milieu**

##### **1.5 Sismique réflexion et sismique réfraction**

#### **2 Théorie**

##### **2.1 Loi de l'élasticité**

*2.1.1 Contraintes et déformations*

*2.1.2 Loi de Hooke*

##### **2.2 Equation d'onde**

*2.2.1 Obtention*

*2.2.2 Milieu Homogène, Isotrope et Elastique*

*2.2.3 Milieu Homogène, Isotrope et Inélastique*

*2.2.4 En milieu Hétérogène*

*2.2.5 Propagation et Géologie*

##### **2.3 Vitesses**

*2.3.1 Vitesses lithologiques*

*2.3.2 Vitesses utilisées en sismique*

##### **2.4 Les bruits**

## **Présentation du sujet**

Cet exposé a pour but d'expliquer le principe de base de la sismique théorique. Pour cela, nous l'avons découpé en deux parties principales "**définitions**" et "**théorie**". La première, présente des notions que nous connaissons tous plus ou moins, quelques unes ont même déjà été vues dans les sujets précédents. L'explication de la sismique étant un peu compliquée, nous avons choisis cette structure afin que vous puissiez établir un premier contact simple avec ce sujet. La théorie, et les équations qui l'accompagnent, seront donc expliquées dans la seconde partie. Des liens vous permettront de naviguer entre ces deux parties, nous espérons que ce plan vous aidera dans la compréhension de la théorie.

Bonne chance à vous !

## **Généralités**

La sismique est une méthode d'étude active, c'est à dire qu'on génère une émission acoustique qui va se propager dans le sous-sol, être modifiée en fonction des caractéristiques géologiques et analysée. L'analyse du signal reçu permettra d'aborder :

- La structure du sous-sol (unité géologique, faille, plis,...)
- La nature du sous-sol ( eau, gaz, pétrole, sédiment,...)

La sismique est largement répandue, tant dans le domaine pétrolier que dans la recherche fondamentale.

Elle occupe plus de 95% du marché.

## **Définitions**

En premier lieu, une présentation des différents types d'ondes sismiques sera faite, puis une explication sur leur trajectographie sera abordée. Ensuite nous parlerons des différents types de milieux. Enfin, de manière simple nous décrirons les deux méthodes utilisant la propagation des ondes sismiques : La sismique réflexion et la sismique Réfraction

Les ondes sismiques

L'impédance

Trajectographie

Les caractéristiques des milieux

Sismique réflexion et réfraction

### **I.1 Les ondes sismiques**

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques qui engendrent des vibrations se propageant dans toutes les directions. L'onde peut traverser un milieu sans le modifier durablement. L'impulsion de départ va "pousser" des particules élémentaires, qui vont "pousser" d'autres particules et reprendre leur place.

On distingue les ondes de **volume** qui traversent la Terre et les ondes de **surface** qui se propagent parallèlement à sa surface. Leur vitesse de propagation et leur amplitude sont



modifiées par les structures géologiques traversées.

## **I.1 Les ondes sismiques**

### I.1.1 Les ondes de volumes

Elles se propagent à l'intérieur du globe suivant des lois proches de celles de l'optique géométrique. Lorsqu'elles se réfléchissent sur des surfaces de discontinuité (et notamment sur la surface du globe), elles peuvent interférer et générer des "ondes de surfaces". Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et d'une manière générale elle augmente avec la profondeur.

On distingue deux types d'ondes: Les **ondes P** et les **ondes S**:

<b>Les ondes P</b>	<b>Les ondes S</b>
Ondes primaires elles sont les plus rapides	Ondes secondaires, moins rapides
Mouvement des particules parallèle a leur direction de propagation, Elles génèrent successivement dilatation et compression	Mouvement des particules perpendiculaire a leur direction de propagation. Elles génèrent un mouvement de cisaillement.
Propagation dans tous les milieux	Pas de propagation en milieu liquide (voir théorie).
On les nomme, ondes primaires, onde longitudinales ou ondes de compression	On les nomme, ondes secondaires, ondes transversales, ou ondes de cisaillement
	

Les ondes SV, pour lesquelles le mouvement des particules est contenu dans le plan vertical du dispositif source-géophones, et dirigé perpendiculairement au sens de propagation.

Les ondes SH, pour lesquelles le mouvement des particules est perpendiculaire au plan vertical du dispositif, le mouvement est donc contenu dans le plan horizontal et dirigé perpendiculairement au sens de propagation (Lavergne, 1986).

Les ondes de conversion

Lorsque les ondes de type P ou de type Sv rencontrent une interface, elles se transforment l'une en l'autre. Les ondes Sh ne subissent aucune transformation. On peut donc classer les ondes selon deux types : d'un côté la famille des ondes de conversion ( P et Sv ) et de l'autre les ondes sans conversion ( Sh ).

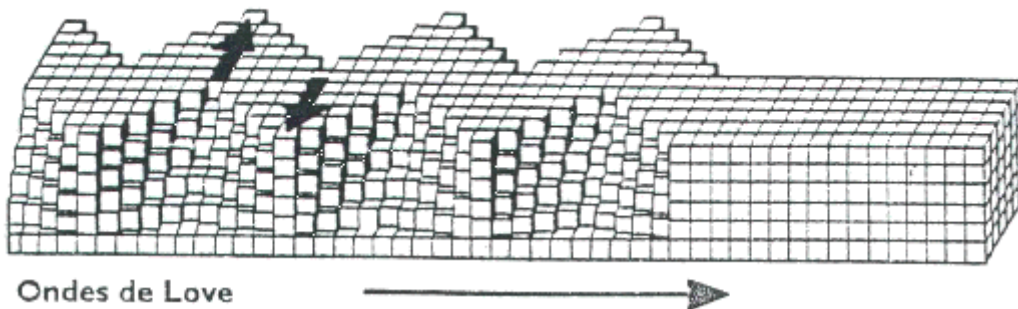
## **I.1 Les ondes sismiques**

### I.1.2 Les Ondes de surface

Ce sont des ondes qui se propagent de la surface du milieu solide aux détecteurs sans pénétrer profondément dans la subsurface.

### **Ondes de love**

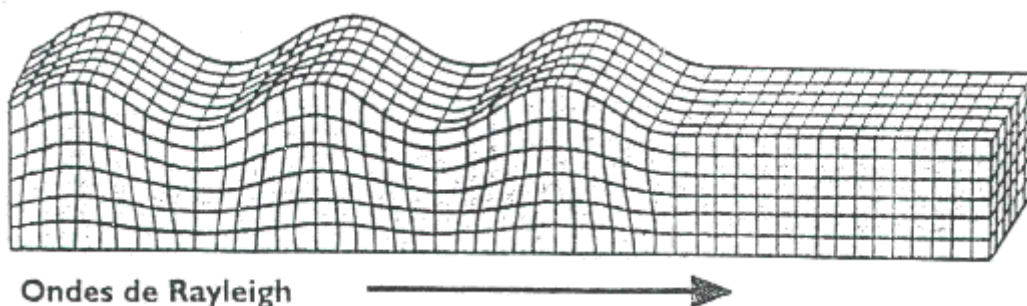
Comme les ondes S, ce sont des ondes transversales donc de cisaillement, mais elles ne se propagent que dans les solides non homogènes et ne peuvent exister qu'en présence d'une couche lente de surface. Le matériel doit être non uniforme. L'onde Love résulte des ondes S qui se propagent dans des milieux sans pouvoir causer de mouvement vertical, elle n'a donc pas de composante verticale. Cette onde se propage dans un guide d'onde à une vitesse inférieure à celle de la couche supérieure et à celle de la couche inférieure. Elle s'atténue très vite avec la distance lors d'une propagation horizontale.



*Propagation des ondes de Love (EOST Strasbourg, S.d.).*

### **Ondes de Rayleigh**

C'est une onde elliptique rétrograde polarisée dans le plan vertical de propagation. Elle a donc un mouvement comparable à celui de la houle. Elles se propagent au voisinage d'une surface libre et résulte d'interférences entre ondes P et SV. A une certaine profondeur, la composante horizontale s'inverse brusquement.



*Propagation des ondes de Rayleigh (EOST Strasbourg, S.d.).*

Cette profondeur, au-dessous de laquelle les particules ont un mouvement elliptique prograde,

est appelée plan nodal. La vitesse de ces ondes est faible par rapport aux ondes longitudinales. La vitesse des ondes de Rayleigh est à peu près 0,9 fois celle de l'onde transversale.

## **I.2 L'impédance**

L'impédance acoustique d'une roche est par définition le produit de sa masse volumique  $\rho$  par la vitesse de propagation  $V_p$  ou  $V_s$  des ondes sismiques. Il existe donc une impédance acoustique  $\rho V_p$  pour les ondes de compression et une impédance acoustique  $\rho V_s$  pour les ondes de cisaillement. On peut montrer que l'impédance acoustique ainsi définie est égale au rapport de la contrainte à la vitesse des particules, pour des ondes planes en milieu homogène.

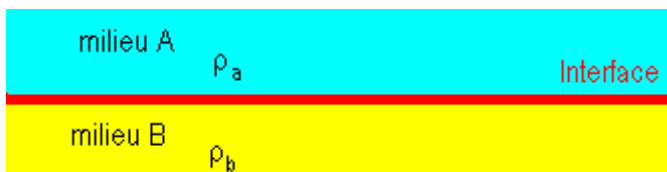
Pour les **ondes de compression**:

$$\text{Impédance acoustique des ondes P} = \frac{\text{Contrainte de dilatation}}{\text{Vitesse des particules}}$$

Pour les **ondes de cisaillement**:

$$\text{Impédance acoustique des ondes S} = \frac{\text{Contrainte de distortion}}{\text{Vitesse des particules}}$$

Lorsque l'impédance du milieu A est différente de celle du milieu B, on parle d'interface entre les milieux A et B. Les interfaces peuvent correspondre à un changement de couche sédimentaire par exemple. Les interfaces ont une influence sur la propagation des ondes (voir la partie sur la trajectographie).

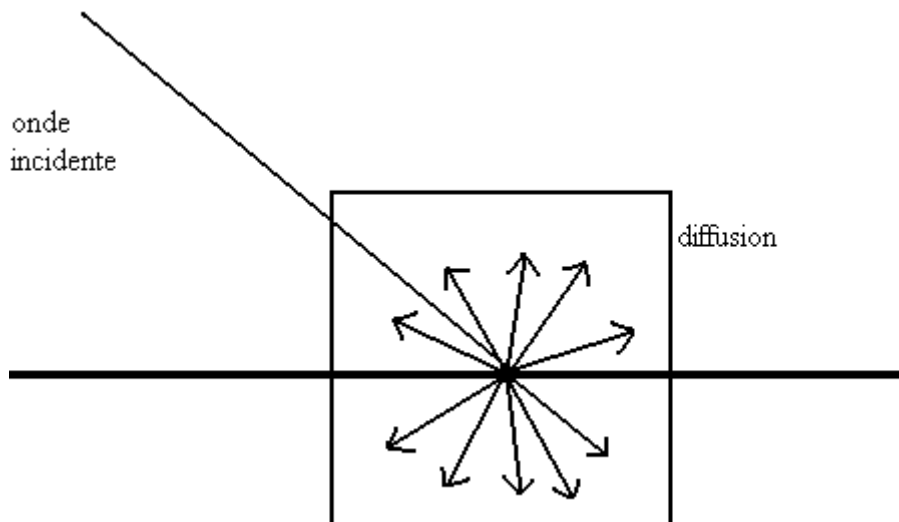


*Impédance et interface*

## **I.3 Trajectographie**

### **La diffusion**

Dans le langage courant, le terme diffusion fait référence à une notion de " distribution ", de " mise à disposition " (diffusion d'un produit, d'une information, d'une onde). En acoustique et par conséquent en sismique, la diffusion est le phénomène par lequel une onde sonore est déviée dans de multiples directions à la rencontre d'une interface ou lors de la traversée d'un milieu (on peut parler " d'éparpillement ").

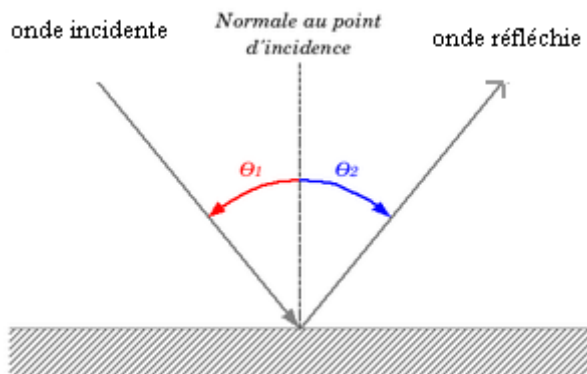


*Diffusion*

### **La réflexion**

Le phénomène de réflexion correspond à la partie de l'onde incidente qui est réfléchi, sans déformation mais avec une perte d'amplitude.

Si l'onde réfléchi est renvoyée selon une direction symétrique par rapport à la normale du point d'incidence : c'est la réflexion spéculaire (figure si dessous).



*Réflexion*

### **La réfraction**

La réfraction est la déviation d'une onde sonore lorsque celle-ci change de milieu. Plus généralement, la réfraction a lieu lors d'un changement d'impédance du milieu, lorsque la vitesse de l'onde change entre deux milieux. Chaque milieu  $i$  est caractérisé par son indice de réfraction noté  $n_i$ . On appelle dioptrie la surface séparant les deux milieux, dans notre cas la dioptrie correspond à l'interface entre deux couches sédimentaires. Les lois de la réfraction, découvertes par Snell et par Descartes permettent de rendre compte quantitativement du phénomène. Pour la réfraction, les lois de Snell-Descartes précisent que :

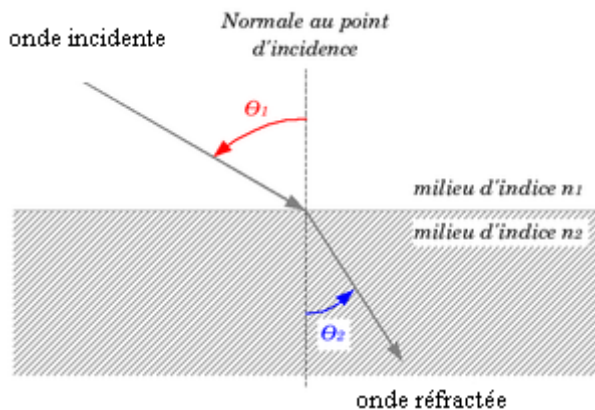
- L'onde réfractée se situe dans le plan d'incidence (défini par l'onde incidente et la normale au dioptre au mouvement d'incidence), onde incidente et onde réfractée étant de part et d'autre de la normale ;

- les angles d'incidence et de réfraction ( $\theta_1$ ) et ( $\theta_2$ ), mesurés par rapport à la normale sont tels que :

$$n_1 \sin(\theta_1) = n_2 \sin(\theta_2)$$

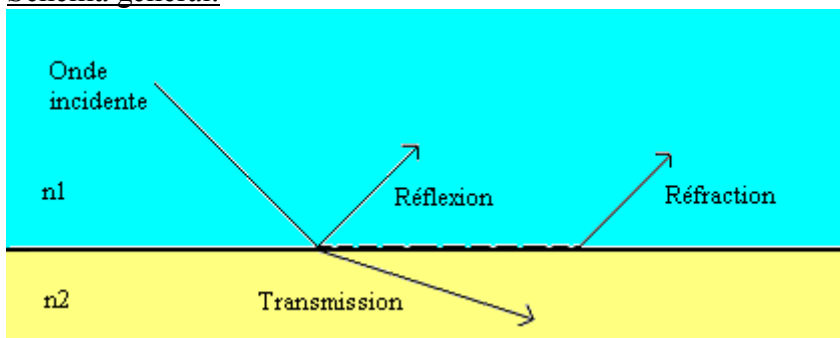
- Plus l'indice de réfraction  $n_2$  est grand, plus le rayon réfracté s'approche de la normale. Donc plus le  $n_2$  est petit, plus le rayon réfracté s'éloigne de la normale.

- Lorsque l'indice de réfraction  $n_2$  est plus petit que  $n_1$ , ceci crée un phénomène appelé l'angle critique. Tout  $\theta_1$  dépassant l'angle critique, le rayon réfracté n'existe plus et cela crée une réflexion totale interne.



### Réfraction

#### Schéma général:



### Réfraction

Au-delà d'une certaine inclinaison, les ondes ne franchissent plus l'interface : elles sont réfléchies.

Si  $n_1 > n_2$ , alors pour des valeurs de  $\sin(\theta_1)$  proches de 1, c'est-à-dire pour des incidences rasantes, on obtient par cette formule une valeur de  $\sin(\theta_2)$  supérieure à 1 ! Ceci est évidemment impossible, cela correspond à des situations où il n'y a pas de réfraction mais uniquement de la réflexion, on parle de réflexion totale interne.

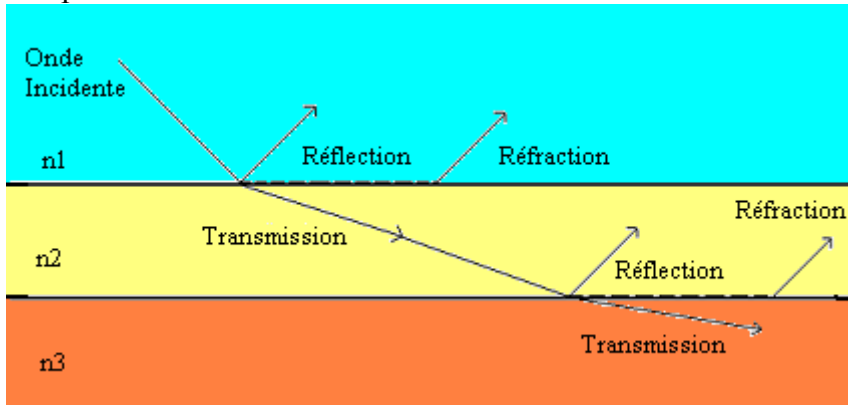
L'angle limite de réfraction est donc tel que :



$$\sin(\theta_{\text{lim}}) = n_2/n_1$$

### La transmission

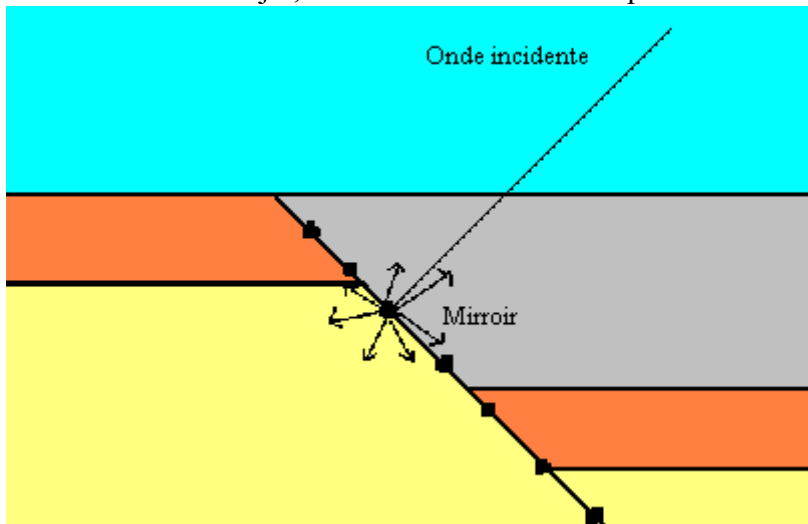
En sismique la transmission désigne la partie de l'onde sonore qui n'est ni réfléchi ni réfractée et qui continue sa propagation dans le ou les milieux jusqu'à trouver une interface où elle pourra à son tour être réfléchi et/ou réfractée.



*Transmission*

### La diffraction

La diffraction est le comportement des ondes lorsqu'elles rencontrent un obstacle qui ne leur est pas complètement transparent (notion de "miroir"); le phénomène peut être interprété par la diffusion d'une onde par les points de l'objet. La diffraction se manifeste par le fait qu'après la rencontre d'un objet, la densité de l'onde n'est pas conservée.



*Diffraction*

### I.4 Caractéristiques du milieu

Les ondes sismiques interagissent avec le milieu dans lequel elles se propagent. En effet l'onde agit comme une force sur le milieu, elle lui soumet une contrainte. En mécanique des

roches on cherche à déterminer le comportement rhéologique (réaction) des corps soumis à des contraintes (voir partie théorie). Ceci dépend donc de la contrainte ainsi que des caractéristiques mécaniques du corps. On distingue différents types de milieux dont les propriétés physiques diffèrent.

- Milieu homogène:

Un matériau homogène a les mêmes propriétés physiques en chacun de ces points.

- Milieu élastique:

Un matériau est dit élastique lorsqu'il reprend sa forme initiale après le passage de l'onde. Si, au contraire, il garde en mémoire le passage de l'onde il est défini comme étant plastique et ne reprend pas sa forme initiale.

- Milieu isotrope et anisotrope:

Un matériau est dit isotrope si ses propriétés mécaniques sont identiques dans toutes les directions. Pour n'importe quelle direction donnée la déformation sera homogène. C'est-à-dire que la force n'a pas de direction privilégiée de propagation. A l'inverse, un matériau est dit anisotrope si ses propriétés mécaniques ne sont pas les mêmes dans toutes les directions. Selon la direction d'application des contraintes le matériau ne réagira de manière différente, en fonction de ces propriétés physiques.

**Autres Paramètres caractérisant les milieux:**

-La viscosité :

La valeur de la déformation dépend de la durée d'application de la contrainte. Pour une contrainte donnée non nulle, la déformation se fait à vitesse constante. Après suppression de la contrainte, le système conserve son état final.

- Ductilité :

La ductilité désigne un matériau capable de se déformer plastiquement sans se rompre. Un matériau est ductile si : Son allongement et sa striction à la rupture sont importants, l'énergie dépensée pour le casser est importante. Inversement un matériau est fragile si : Son allongement et sa striction à la rupture sont faibles, l'énergie dépensée pour le casser est faible.

- La porosité :

La porosité est la propriété d'un milieu, d'un sol ou d'une roche de comporter des pores, c'est à dire des vides interstitiels interconnectés ou non. Quantitativement, elle est définie par le rapport du volume de ces vides au volume total du milieu

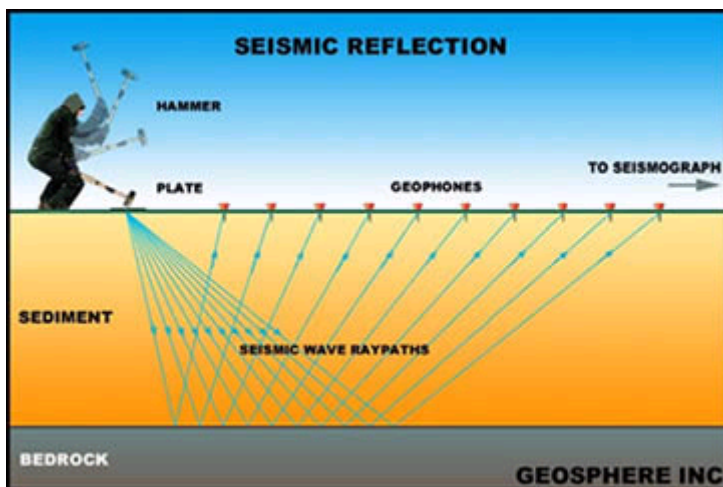
**I.5 Sismique Réflexion et Réfraction**

La sismique réflexion et la sismique réfraction sont deux méthodes permettant de repérer la disposition des structures géologiques dans le sous-sol. Dans les deux cas, on provoque un ébranlement qui donne naissance à des ondes sismiques que l'on détecte à leur retour à la surface du sol. Ces deux méthodes servent à compléter la connaissance de la structure du

sous-sol à plus ou moins grande profondeur. Ce sont des outils importants pour la recherche de gisements (structures des pièges d'hydrocarbures).

### **Sismique Réflexion**

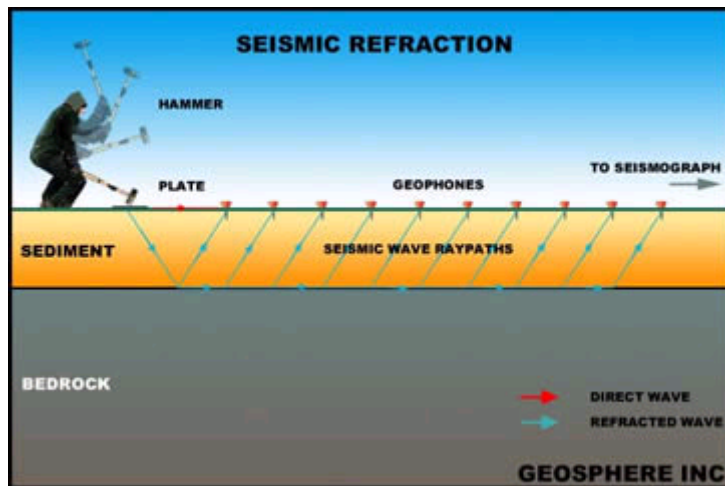
La sismique réflexion, permet de repérer des " réflecteurs " à la verticale du point d'origine des ondes. Ces " réflecteurs "(ou interfaces) sont des surfaces qui renvoient les ondes à cause d'un changement assez brutal des propriétés physiques (densité, élasticité) du sous-sol. Ces surfaces de discontinuité peuvent être des limites de couches sédimentaires, ou des zones hétérogènes au sein d'une roche. C'est pourquoi cette technique permet de définir avec précision la structure "superficielle". La sismique réflexion, elle, complète cette connaissance par des informations sur les réflecteurs plus profonds.



*Sismique réflexion (USGS,2002)*

### **Sismique Réfraction**

La sismique réfraction a pour objectif l'étude profonde du sous-sol au delà des sédiments, et donc l'analyse de la croûte océanique. Chaque ébranlement provoqué par une source permet de repérer des surfaces de discontinuité (au sens physique et non au sens géologique) séparant des roches où la célérité des ondes sismiques est différente. Ces surfaces ne sont repérées que lorsqu'elles sont assez superficielles. Ce sont assez souvent des limites de couches sédimentaires. Les ondes qui arrivent à une de ces limites sous l'angle d'incidence correspondant à la réfraction limite se propagent ensuite le long de cette interface qui leur sert de " guide d'onde " ce qui canalise leur énergie et leur permet de se propager plus loin. A cause des irrégularités de la surface limite, des ondes remontent en permanence vers la surface. Ceux-ci sont reçus soit par des récepteurs posés sur le fond, soit par des hydrophones traînés par un autre navire. Il n'est pas rare que des campagnes mettent en oeuvre 2 navires, l'un émetteur, l'autre récepteur.



*Sismique réflexion (USGS,2002)*

## II Théorie

### II.1 Loi de l'élasticité

Cette partie explique les notions de contraintes et de déformations. nous verrons que pour modéliser l'impact d'une déformation sur un point, on se sert de tenseurs. Enfin, nous verrons comment lier contraintes et déformation

Contraintes et déformations

Loi de Hooke

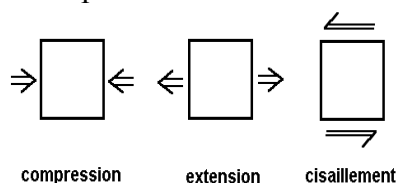
### II.1 Loi de l'élasticité

#### II.1.1 Contraintes et déformations

#### Contraintes

Une contrainte peut-être assez justement comparée à la notion de pression. En effet comme la pression, une contrainte est un rapport de force sur une surface. Ce rapport de force sur un surface s'exprime en  $N/cm^2$ , autrement dit en Pascal (Pa).

Exemples de contraintes:



*Contraintes (Beauchamp, 2003).*

#### Déformations

Prenons le cas d'un volume de roche constant auquel on applique une contrainte. On

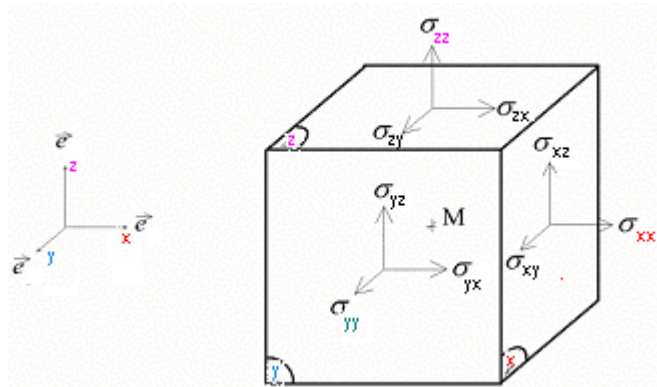
considère que ce volume de roche est contenu dans un repère orthonormé  $O x y z$ , les contraintes appliquées sur ce volume sont les suivantes :

-  $\sigma$  y de composante :

- $\sigma_{yx}$
- $\sigma_{yy}$
- $\sigma_{yz}$

et :

- $\sigma_{xx}$
- $\sigma_{zz}$



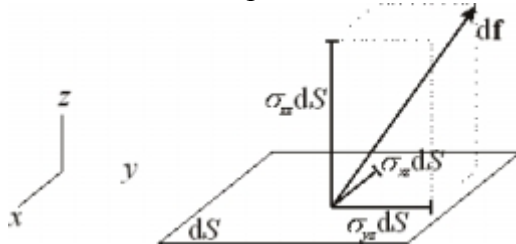
Les différentes forces qui s'exercent tentent à rester à l'équilibre c'est pour cette raison que par exemple tout raccourcissement sera compensé par un allongement.

### Tenseur des contraintes

Le tenseur des contraintes est une représentation utilisée en mécanique des milieux continus pour représenter l'état de contrainte, c'est-à-dire les forces surfaciques (parfois appelées efforts) mises en jeu au sein d'une portion déformée du milieu. Le tenseur est défini localement, c'est-à-dire en chaque point du solide. L'état de contrainte du solide est donc représenté par un champ de tenseur. On parle aussi de ce fait de champ de contrainte.

### Tenseur des déformations

Le tenseur des déformations représente les déformations subies par le cube élémentaire sous l'effet des contraintes. Le changement de forme du cube représenté par ce tenseur comporte des termes de compression et de cisaillements.



*Tenseur des contraintes*

Le champ de contrainte est relié au champ de déformation par la loi de Hooke généralisée.

## II.1 Loi de l'élasticité

### II.1.2 Loi de Hooke

#### 1) Définition

Cette loi met en évidence la proportionnalité entre contraintes et déformations dans les solides lorsque les déformations sont faibles. Dans le cas des milieux **homogènes** et **isotropes**, les relations entre contraintes et déformations dépendent seulement de **deux**

**paramètres** :  $\lambda$  et  $\mu$  appelées constantes de Lamé.

La loi de Hooke s'écrit alors :  $\sigma_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}$

Avec :

$\sigma_{ij}$  : contrainte sur un axe (avec  $i(x,y,z)$  et  $j(x,y,z)$ )

$\theta$  : Dilatation volumique.

$\delta_{ij}$  : Symbole de Kronecker ( $\delta=1$  si  $i=j$ ,  $\delta_{ij}=0$  si  $i$  différent de  $j$ ).

$\lambda$  et  $\mu$  sont les constantes de Lamé (paramètres élastiques).

## 2) Modules élastiques

Les modules élastiques sont déterminés soit par des expériences de traction-compression (déformation statique) soit par la mesure des vitesses de propagation des ondes sismiques (déformation dynamique). Ces paramètres sont des constantes caractérisant les propriétés élastiques du milieu.

Dans le cas d'un milieu homogène et isotrope, deux paramètres élastiques choisis parmi les suivants suffisent à le définir.

Le paramètre de Lamé  $\lambda$

Mesure le rapport de la contrainte tangentielle au cisaillement.

Le paramètre de Lamé  $\mu$

$$\mu = \frac{1}{2} (\sigma_{xy}/e_{xy})$$

Il mesure le rapport de la contrainte tangentielle au cisaillement correspondant.

On l'appelle aussi module de cisaillement ou de rigidité.

Le module d'Young  $Y$

$$Y = \sigma_{xx}/e_{xx}$$

C'est le rapport de la contrainte normale à la compression correspondante. Dans le cas d'une compression ou pression faible, les déformations sont proportionnelles aux tensions ou aux compressions appliquées.

On montre que:

$$Y = \mu (3\lambda + 2\mu)/(\lambda + \mu)$$

$Y$  n'est pas constant si le matériel n'est pas élastique de façon linéaire ou s'il est non élastique.

$Y$  varie entre  $10^{11}$  et  $10^{12}$  dynes/cm<sup>2</sup> dans la plupart des roches.

Le coefficient de Poisson (ou de contraction)  $\sigma$

$$\sigma = -e_{yy}/e_{xx}$$

C'est le rapport de la compression dans une direction à l'extension dans la direction perpendiculaire. En effet, lorsqu'une tension est appliquée, on a un allongement du matériel considéré, mais également un amincissement dans la direction perpendiculaire à celle de la tension. Dans le cas d'une compression, on aura, au contraire, une diminution de la longueur de l'élément considéré et un épaissement suivant une direction perpendiculaire à celle de la compression).

On montre que

$$\sigma = \lambda / (2(\lambda + \mu))$$

$\sigma$  ne dépasse jamais 0,5; il est de l'ordre de 0,25 dans la plupart des métaux.

Incompressibilité K

$$K = \Delta P / \theta$$

Il est caractérisé par le rapport de la variation de pression à la dilatation volumique.

On montre que :

$$K = \lambda + 2/3 \mu$$

## **II.2 Equation d'onde**

### **II.2.1 Obtention**

Pour mettre en équation la propagation des ondes sismiques, il faut se situer dans le cas le plus simple. Un milieu homogène, isotrope, et élastique représente ce cas idéal peut rencontré en réalité.

La différence de contraintes subies par deux faces opposées du cube donne naissance à une force qui s'exerce sur le cube. On peut alors appliquer le principe de la dynamique reliant force et accélération en introduisant le paramètre  $\rho$  (masse volumique). L'expression obtenue s'exprime pour l'instant en fonction des contraintes (le principe reliant force (=contrainte) et accélération). L'application de la loi de Hooke permet de remplacer les contraintes par les déformations.

L'expression de l'équation d'onde résultante est :

$$(\lambda + \mu) \text{grad} (\text{div}.u) + \mu \Delta u = \rho \partial^2 u / \partial t^2$$

Où  $U$  est le déplacement du point  $M$  au passage de l'onde.

Pour faire apparaître les ondes de compression et de cisaillement on peut utiliser la décomposition de Helmholtz. Ce qui consiste à décomposer le vecteur déplacement  $u$  en une composante de dilatation et une composante de distorsion.

Sous la forme:

$$U = \text{grad } \Phi + \text{rot } \Psi$$

Avec  $\Phi$  potentiel de dilatation (potentiel scalaire) et  $\psi$  potentiel de distorsion (potentiel vecteur, de coordonnées  $\psi_1 \psi_2 \psi_3$ ). Pour simplifier,  $\text{grad } \Phi$  représente une compression et  $\text{rot } \psi$  le cisaillement.

## **Propagation des ondes sismiques**

### II.2.2 Milieu Homogène, Isotrope et Elastique

La résolution de l'équation d'onde nous conduit aux vitesses de propagation des ondes P et S.

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Les Vitesses de propagation dans un milieu homogène, isotrope et élastique dépendent seulement des paramètres élastiques du milieu.

On remarque que :

- $V_S$  est toujours inférieur à  $V_P$ .
- $V_S$  est nulle lorsque le module de rigidité est égal à zéro, ce qui implique que les ondes S ne se propagent pas en milieu liquide.

## **Propagation des ondes sismiques.**

### II.2.3 Milieu Homogène, Isotrope et Inélastique

Lorsque le milieu n'est pas parfaitement élastique, ce qui est souvent le cas dans le sous-sol l'onde sismique subit une certaine dissipation. Une partie de l'énergie sismique est transformée de manière irréversible en chaleur. C'est le Phénomène d'absorption. L'absorption est liée à la fréquence des ondes sismiques et d'une manière générale, plus la fréquence est élevée, plus l'absorption est importante.

$$A = A_0 e^{j\omega \left( t - \frac{z}{v} \right)} e^{-\alpha z}$$

Avec

$A$  : mouvement des particules

$A_0$  : Déplacement maximal des particules

$\omega$ : pulsation

$z$  : profondeur

$v$  : composante sur  $oy$  du vecteur déplacement.

$\alpha$ : coefficient d'absorption (décibels par longueurs d'ondes).

Dans la gamme de fréquences qui intéressent l'exploration sismique (entre 10 et 250Hz), le



coefficient d'absorption  $\alpha$  est considéré comme approximativement proportionnel à la fréquence.

$$\alpha = \pi f/QV$$

où :

f est la fréquence

V la vitesse de propagation

Q le facteur de qualité

Le **facteur de qualité Q** caractérise les propriétés absorbantes du sous-sol. Il permet de comparer les matériaux entre eux, un facteur Q élevé témoigne d'une bonne transmission des ondes sismiques. Les valeurs de Q sont généralement comprises entre 30 et 600. (Q = 30 pour les terrains viscoélastiques, Q = 600 pour les terrains élastiques).

### **Propagation des ondes sismiques**

#### II.2.4 En milieu Hétérogène

En milieu hétérogène, les paramètres élastiques et la densité peuvent varier de façon continue ou discontinue. Dans les terrains sédimentaires, il arrive souvent que l'augmentation de la compaction en profondeur entraîne une augmentation des vitesses sismiques.

Les rayons sismiques sont alors des lignes continues, dont la courbure est d'autant plus forte que le gradient de vitesse est plus élevé.

La porosité et la composition minéralogique des grains jouent également un rôle important dans l'établissement des vitesses sismiques.

C'est ainsi que dans les grès partiellement saturés en eau, la vitesse s'obtient souvent à partir de la vitesse du fluide et de la vitesse de la matrice rocheuse par la formule:

$$\frac{1}{V} = \frac{\phi}{V_F} + \frac{1-\phi}{V_M}$$

### **Propagation des ondes sismiques**

#### II.2.5 Propagation et Géologie

Les terrains homogènes peuvent être assimilés à des terrains composés de roches ignées et métamorphiques qui sont peu ou pas poreuses. C'est pourquoi la vitesse de propagation dans ce type de milieu dépend principalement des propriétés élastiques des minéraux composant la roche. Les roches sédimentaires quant à elle, possèdent des structures beaucoup plus complexes avec des pores entre les grains qui peuvent contenir des fluides ou des minéraux plus mous comme de l'argile. Pour de telles roches, la vitesse de propagation dépend beaucoup de la saturation du matériel remplissant les pores et de la pression.

La vitesse moyenne pour les roches ignées est plus élevée que pour les autres types de roches.

La plage de vitesses est aussi moins grande et la variation avec la profondeur d'enfouissement est faible.

## **II.3 Les vitesses en sismiques**

### II.3.1 Vitesses lithologiques

Comme nous l'avons vu, la propagation des ondes sismiques dépend des caractéristiques mécaniques du milieu qu'elles traversent. Ainsi, nous pouvons voir que les valeurs de  $V_p$  et  $V_s$  varient en fonction de la lithologie.

Nature des terrains	Vitesse P en m/s	Vitesse S en m/s	Masse volumique
Eboulis, terre végétale	300-700	100-300	1,7-2,4
Sables secs	400-1200	100-500	1,5-1,7
Sables humides	1500-4000	400-1200	1,9-2,1
Argiles	1100-2500	200-800	2,0-2,4
Marnes	2000-3000	750-1500	2,1-2,6
Grès	3000-4500	1200-1800	2,1-2,4
Calcaires	3500-6000	2000-3300	2,4-2,7
Craie	2300-2600	1100-1300	1,8-2,3
Sel	4500-5500	2500-3100	2,1-2,3
Anhydrite	4000-5500	2200-3100	2,9-3
Dolomie	3500-6500	1900-3600	2,5-2,9
Granite	4500-6000	2500-3300	2,5-2,7
Basalte	5000-6000	2800-3400	2,7-3,1
Charbon	2200-2700	1000-1400	1,3-1,8
Eau	1450-1500	-	1
Glace	3400-3800	1700-1900	0,9
Huile	1200-1250	-	0,5-0,9

Tableau 1: Valeurs de  $V_p$  et  $V_s$  pour différents types de roches ( Lavergne, 1986).

### II.3.2 Vitesses utilisées en sismique

#### Vitesse de propagation

C'est la vitesse de propagation d'un front d'onde. Elle dépend de la densité et de l'impédance du milieu traversé.

#### Vitesse de groupe et de phase

Dans certains cas, il existe un phénomène de dispersion. C'est la déformation d'un train d'onde due à la variation de vitesse de propagation avec la fréquence. Cette dispersion s'accompagne d'une séparation de la vitesse de phase et de la vitesse de groupe: . La vitesse de phase est la distance parcourue par unité de temps, par un point de phase constante de la surface d'onde

(par exemple un minimum ou un maximum). Elle est utilisée pour calculer les longueurs d'ondes et les dispositifs-traces. . La vitesse de groupe est la vitesse de propagation de l'enveloppe du train d'ondes.

#### Vitesse en sismique réflexion: $V_m$ , $V_{rms}$ , $V_a$

##### Symboles utilisés :

$V_m$ : vitesse moyenne (m.s-1).

$V_{rms}$ : vitesse quadratique moyenne (root mean square) (m.s-1).

$V_a$ : vitesse apparente ou vitesse sismique ("stacking velocity") (m.s-1).

$X$ : distance émetteur-récepteur (m).

$V_n$ : vitesse de la tranche  $n$  de terrain supposée homogène en épaisseur de la tranche  $n$  de terrain (m.s-1).

$T_o$ : temps de trajet vertical aller/retour, pour  $X$  nul (temps double) (s).

$T_x$ : temps de trajet du point d'émission au point de réception, séparés par la distance  $X$  (s).

$DT = T_x - T_o$  (appelé "courbure d'indicatrice" en français, "normal move out" en anglais) (s).

#### Vitesses et tranches (vitesses d'intervalles)

Ces vitesses sont considérées pour des marqueurs horizontaux, localement parallèles.

Formule de DIX :

Si on considère que les valeurs de  $V_a$ , déduites d'analyses de vitesses, peuvent être assimilées à des  $V_{rms}$ , cette approximation permet de calculer des vitesses par tranches, selon la formule de DIX (qui dérive de la définition des  $V_{rms}$ ) :

$$V_{1-2} = \sqrt{\left( \frac{V_{rms2}^2 t_2 - V_{rms1}^2 t_1}{t_2 - t_1} \right)}$$

$V_{rms1}$ : vitesse lue au temps  $T_1$  (m.s-1)  $V_{rms2}$ : vitesse lue au temps  $T_2$  (m.s-1)  $V_{1-2}$ : vitesse de la tranche de terrain comprise entre les temps  $T_1$  et  $T_2$  (m.s-1).

Pour calculer des vitesses de tranches à partir de vitesses tirées d'analyses de vitesses, il faut employer seulement la formule de DIX.

#### Vitesse moyenne de Stack (ou vitesse moyenne de sommation)

Tous les procédés d'analyse de vitesse sont basés sur la courbure des indicatrices d'une part et sur la trace-somme de la couverture multiple (plus exactement de son amplitude) d'autre part, de sorte que la vitesse obtenue par ces procédés est une vitesse qui optimise la sommation.

C'est la vitesse moyenne de STACK

#### Vitesse complexe

Dans certains cas, en particulier lorsque  $Q$  n'est pas trop petit ( $Q > 20$ ), le terme d'absorption peut être introduit commodément dans la propagation, par l'utilisation d'une vitesse de propagation complexe.

## II.4 les bruits

Un bruit désigne tout phénomène sonore considéré comme parasite par rapport au signal qui est le phénomène utile, celui qui transporte l'information que l'on souhaite recevoir. On appelle "bruit" ce qui n'est pas intéressant, n'est pas de l'information, perturbe, altère ou masque le signal. Ils interviennent durant tout le processus d'acquisition sismique. Le signal reçu au niveau des récepteurs est formé d'ondes superposées dissociables en deux catégories :

- les bruits : provoqués et ambiants (naturels, industriels)
- le signal utile ou provoqué

Le bruit ambiant va donc être reçu par le système d'écoute en même temps que le signal utile. Le dépouillement des résultats sera donc plus ou moins aisé selon l'importance du bruit ambiant par rapport au signal.

Il est donc utile de définir le rapport signal sur bruit, R exprimé en décibels.

$$R = 10 \log \left( \frac{I_s}{I_b} \right)$$

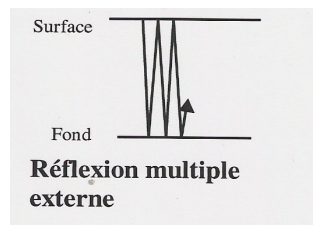
$I_s$ : l'intensité sonore du signal en  $W.m^{-2}$ .

$I_b$ : l'intensité sonore du bruit en  $W.m^{-2}$ .

### les bruits provoqués:

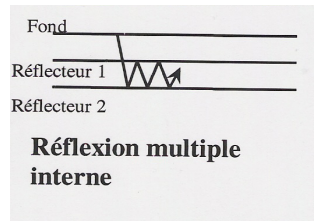
#### **Les réflexions multiples externes**

elles correspondent à une suite de réflexions entre la surface et un réflecteur. Ces réflexions sont facilement décelables sur les profils car le temps d'arrivée de l'onde est le double d'une arrivée normale.



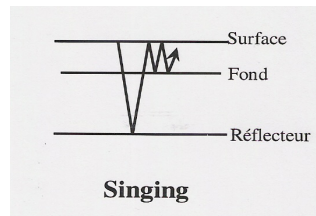
#### **Les réflexions multiples internes**

elles correspondent à des réflexions entre les deux réflecteurs du sol.



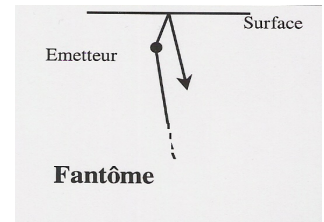
#### **Le singing (très présent en sismique marine)**

l'onde se propage jusqu'à un réflecteur dans le sol, puis elle remonte en surface et va se réfléchir entre deux réflecteurs à fort coefficient de réflexion, généralement la surface et le fond de l'eau.



### **Les fantômes**

il en existe deux types: o Fantômes de l'émetteur: l'onde se réfléchit sur la surface puis se dirige vers les récepteurs. Cela provoque un retard de l'onde à son retour aux récepteurs. o Fantômes de récepteurs: l'onde se réfléchit sur la surface avant de rejoindre le récepteur.



Ces bruits correspondent à toutes les ondes perçues par les récepteurs avant même que le signal réfléchi par le premier réflecteur n'ait atteint un récepteur (onde directe...). Quand ils ont une fréquence de 50Hz, ils correspondent souvent à des bruits dus à la proximité des installations électriques, à une mauvaise masse.

### **les bruits ambiants:**

- Le trafic maritime: son niveau sonore est dépendant de la zone. Il sera élevé s'il y a présence de port, de rails de trafic...
- Les bruits du bateau: bruit du moteur, de l'hélice... Les sources de ces bruits sont relativement proches des récepteurs acoustiques et masquent fortement le signal. Cependant, ils sont facilement filtrés: il suffit de faire fonctionner les récepteurs acoustiques sans émettre de signal; on obtient alors que le bruit du bateau.
- L'agitation de surface: l'éclatement des bulles généré par le mouvement de la surface (houle, vague...) crée des bruits. Son niveau sonore est fonction de l'état de la mer et donc de la vitesse du vent. Elle est responsable du bruit ambiant sur la grande partie des fréquences utilisées dans les systèmes d'écoute acoustique.
- La pluie peut aussi provoquer un bruit de niveau assez élevé dans la même gamme de fréquence que le bruit dû à l'agitation de la surface.
- Les cétacés, poissons, et autres organismes, peuvent être une source de bruit notable, même s'il reste local.