

---

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Ecole Nationale Polytechnique  
Département de Génie Civil



Laboratoire de Génie Sismique et de Dynamique des  
Structures  
(LGSDS)

# Mémoire de Master

*Présenté Par :*

DJEFAL FATIMA

*Ingénieur d'Etat en Génie Civil de l'ENP*

## Thème

Implémentation Numérique de la Variabilité Spatiale des  
Conditions de site sur la Propagation Verticale des ondes  
Sismiques de Compression dans un Sol Multicouche.

*Soutenue publiquement le 15 Octobre 2014 devant le jury composé de :*

**M. B. TILIOUINE**

*Professeur, ENP*

*Président*

**Mme D. CHERID**

*Maitre Assistante A*

*Directrice de thèse*

**Mme H. MOHABEDDINE**

*Maitre Assistante A*

*Directrice de thèse*

**M. M. HAMMOUTENE**

*Professeur, ENP*

*Examineur*

**ENP 2014**

# Remerciements

**J**e remercie tout d'abord Allah le tout puissant, de m'avoir donné le courage, la volonté, et la patience afin de mener à bien mon Mémoire de Master.

**J**e tiens à remercier en tout premier mes promotrices Mme *D. CHERID* et Mme *H.MOHABEDDINE* pour m'avoir encadré, orienté, et surtout pour leur confiance, et sa gentillesse aussi pour ses aides, ses critiques, ses conseils et ses suggestions sur le plan scientifique. Qu'il trouve ici l'expression de mon profond respect.

**J**e voudrais particulièrement remercier les membres du jury dont le professeur **B.TILIOUINE** pour avoir accepté la présidence du jury ainsi que Mon examinateur professeur **HAMMOUTENE** pour m'avoir honoré d'être membre de mon jury de soutenance.

**C**e travail a été réalisé principalement au sein du laboratoire de *L.G.S.D.S* l'Ecole Nationale Polytechnique d'Alger. Je tiens donc à remercier tous les membres du laboratoire pour m'avoir permis d'effectuer mes expériences.

**J**e remercie vivement les membres de la scolarité de l'Ecole Nationale Polytechnique, pour leurs aides et leurs soutiens dans les moments difficiles. .

**M**es remerciements et ma gratitude s'adressent enfin à tous ceux qui d'une manière ou d'une autre ont contribué à l'élaboration de ce travail.

## Dédicaces

*Je dédie ce travail*

*Mon père,  
Ma mère,*

*A Mes frères (djilali, Attaa Allah,  
Belkaceme, Abde el rahman, Abde el Kader)  
et sœurs (Rahmania, Hadhoum)*

*A mes amis (Nedjla , Soumaya , Mounia,  
Hassiba, Fatima, Sarra, Assia, Amal )*

*A mes proches et à toute personne*



*Fatima*

## الملخص

ان تغيرات (الوسط الجيولوجية والطبوغرافية) تلعب دورا هاما في تحديد الاجابة الزلزالية للتربة وللأبنية. لهذا فانه من المهم اخذها بعين الاعتبار في حساب الاجابات الزلزالية. يهدف هذا المشروع الى دراسة انتشار الامواج الزلزالية الانضغاطية باستعمال طريقة **تومسون هاسكل** و التغيرات التي تحدث بسبب تغيرات الوسط .

**كلمات مفاتيح** آثار الموقع. انتشار الامواج . الاجابة الزلزالية. طيف الاستجابة. التغيرات الفضائية

### Résumé :

Les Effets de Site exercent une influence déterminante sur la réponse sismique des sols et des structures, et il est donc important d'en tenir compte dans les calculs de réponses sismiques des systèmes.

Le but de ce travail est l'étude de la variabilité spatiale des conditions de site sur la propagation verticale des ondes sismiques de compression P dans un sol multicouche.

**Mots clés :** Effets de site, Amplification, Propagations d'ondes, Réponse sismique, Spectre de réponse, Variabilité Spatiale.

### Abstract :

Site effects exert a determining influence on the seismic response of soils and structures. It is thus important to account for such effect in system responses computations.

The aim of this work is the study of the spatial variability of site conditions on the vertical propagation of seismic compression waves P in a multilayer ground.

**Key words:** Site effects, Amplification, wave propagation, seismic response, Response spectrum, Spatial Variability.

---

## TABLE DE MATIERE

CHAPITRE 1 : GENERALITES SUR LES SEISMES .....	2
1.1. INTRODUCTION .....	2
1.2. ONDES DE VOLUME .....	2
1.2.1. ONDE P OU ONDE PRIMAIRE (ONDE DE COMPRESSION). .....	2
1.2.2. ONDE S (ONDE SECONDAIRE ) .....	3
1.2.2. ONDES DE SURFACE .....	3
1.2.2.1. ONDE DE RAYLEIGH .....	4
1.2.2.2. ONDE DE LOVE .....	5
1.3. LOCALISATION DES TREMBLEMENTS DE TERRE.....	5
1.4. CARACTERISATION DU MOUVEMENT SISMIQUE .....	5
1.5. PARAMETRES AFFECTANT LE MOUVEMENT SISMIQUE .....	6
1.5.2. MAGNITUDE.....	6
1.5.3. L'INTENSITE .....	6
1.5.4. FACTEURS LIES AU TRAJET PARCOURU .....	6
1.5.5. FACTEURS LIES AUX CONDITIONS LOCALES.....	8
1.5.6. ATTENUATION .....	7
1.6. CONCLUSION .....	7
CHAPITRE 2 : REPONSE D'UN PROFIL DE SOL.....	8
2.1. INTRODUCTION .....	8
2.2. L'EQUATION D'ONDE.....	8
2.3 REFLEXION ET REFRACTION DES ONDES A UNE INTERFACE.....	10
2.4 PROPAGATION DES ONDES PLANES EN MILIEU ELASTIQUE.....	12
2-5 PROFIL DE SOL MULTICOUCHES.....	13
2-5-1 PRESENTATION DE LA METHODE DE THOMSON HASKELL.....	13
2-5-2 EXPRESSION DE LA FONCTION DE TRANSFERT ENTRE LA SURFACE LIBRE ET UN POINT DU PROFIL DE SOL.....	16
2.6 CALCUL DE LA FONCTION DE TRANSFERT DANS UN MILIEU VISCOELASTIQUE.....	18
2.6.1 MILIEU VISCOELASTIQUE.....	18
2.6.2 FONCTION DE TRANSFERT DANS UN MILIEU VISCOELASTIQUE.....	19

---

2.6.2.1 APPLICATION.....	20
2.7 CONCLUSION.....	24
CHAPITRE 3 : ETUDE PARAMETRIQUE .....	25
3.1 INTRODUCTION .....	25
3-2 INFLUENCE DE L'ÉPAISSEUR 'H' DE LA COUCHE DU SOL.....	25
3-3 INFLUENCE DE LA VITESSE DE LA COUCHE DU SOL.....	26
3.4 CONCLUSION.....	26
CONCLUSION GENERALE.....	27
REFERENCE.....	29

## LISTE DES FIGURES

### Chapitre 1

<b>Figure 1-1</b> : L'effet des ondes P sur les milieux traversés.....	2
<b>Figure 2-1</b> : L'effet des ondes S sur les milieux traversés.....	3
<b>Figure 3-1</b> : Propagation des ondes.....	3
<b>Figure 4-1</b> : onde de Rayleigh.....	4
<b>Figure 5-1</b> : onde de love.....	5

### Chapitre 2

<b>Figure 2.1</b> : réflexion et réfraction à une interface.....	11
<b>Figure 2-2</b> : réflexion et réfraction à une interface des P.....	12
<b>Figure 2- 3</b> : Milieu Stratifié .....	13
<b>Figure 2-4</b> : Fonction de transfert avec la méthode de HASKELL.....	17
<b>Figure 2-5</b> Fonction de transfert avec la méthode de HASKELL avec pulsation prolonge...	17
<b>Figure 2.6</b> : Atténuation Spatiale .....	18
<b>Figure 2-7</b> Fonction de transfert milieu viscoélastique .....	20
<b>Figure 2-8</b> réponses sismiques d'un profil de sol .....	22
<b>Figure 2-9</b> comparaisons entre milieu élastique et viscoélastique.....	23

### Chapitre 3

<b>Figure 3-1</b> Variation de la fonction de transfert en fonction de la hauteur .....	25
<b>Figure 3-2</b> Variation de la fonction de transfert en fonction de la vitesse.....	26

### INTRODUCTION

L'analyse et le dimensionnement des structures requièrent des informations aussi précises que possible sur la nature et l'intensité des charges auxquelles elles sont soumises. Le chargement sismique représente l'une des sollicitations dynamiques les plus importantes auxquelles une structure est soumise pendant sa durée de vie.

L'énergie libérée par les séismes est transportée du foyer à la surface par des ondes sismiques et le mouvement induit en surface est alors gouverné non seulement par la source mais également par le trajet parcouru par ces ondes. Ainsi, les conditions géotechniques et topographiques locales d'un site peuvent modifier le mouvement de celui-ci. Cette modification correspond souvent à une amplification importante et à une prolongation notable de la durée du séisme. Cela signifie que les effets de site sont souvent défavorables et peuvent accroître considérablement l'impact d'un séisme.

Pour une structure étendue (par exemple un pont de longueur importante), les conditions locales de sol peuvent être différentes à différentes parties de la structure. Pour une structure à supports multiples, de telles variations significatives en états locaux de sol peuvent contribuer sensiblement aux effets sismiques spatiaux, produisant de différentes excitations sous différents appuis. Ce qui a été le cas lors du tremblement de terre de Loma Prieta en 1989 par exemple [1].

Par conséquent, l'analyse sismique des structures étendues ou à supports multiples doit prendre en charge cette variation car son effet se traduit par des forces différentielles potentiellement destructrices agissant en plus des forces inertielles.

Ce mémoire est composé de trois chapitres :

- Le premier chapitre porte sur les généralités sur les séismes.
- Le deuxième chapitre est consacré à la réponse d'un profil de sol et au traitement de propagation d'ondes sismiques de compression verticale dans un milieu élastique et viscoélastique ainsi que de la méthode de THOMSON HASKELL
- Le troisième chapitre décrit d'étude paramétrique.
- Enfin on termine par une conclusion générale.

**CHAPITRE 1-GENERALITES SUR LES SEISMES****1-Introduction**

Les tremblements de terre sont des catastrophes naturelles qui causent des dégâts désastreuses. Ces derniers sont produits par la libération brutale de l'énergie élastique emmagasinée, une partie de cette énergie se transforme en chaleur et l'autre se propage dans toutes les directions sous forme d'ondes élastiques de divers types [2], [3].

Compte tenu de l'hétérogénéité du milieu de propagation, elles engendrent à la surface du sol un mouvement complexe.

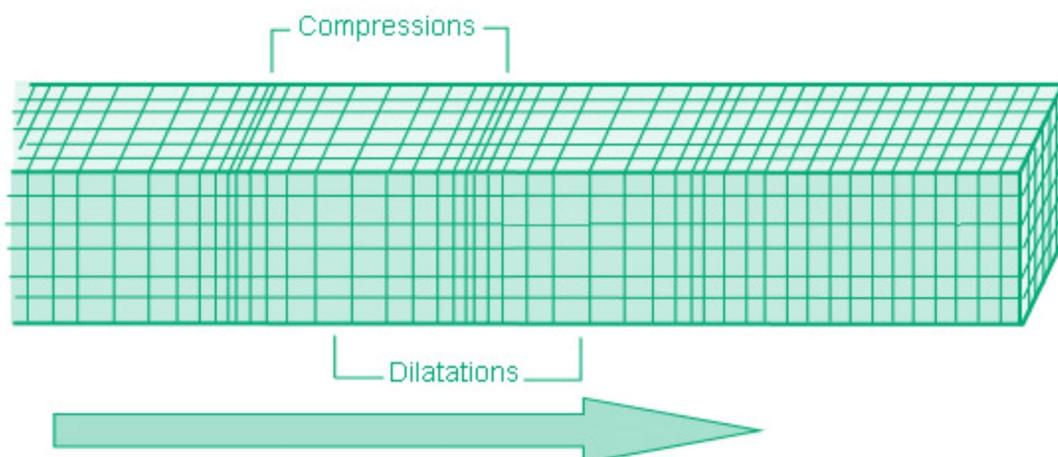
Mathématiquement, une onde est une solution des équations de l'élasto-dynamique en fonction du temps  $t$  et de l'espace. Et on distingue deux types d'ondes (ondes de volume et ondes de surface) [2].

**1-2-1 : Ondes de volume :**

Elles se propagent à l'intérieur de la terre sous deux formes

**1-2-1-1 Onde P ou onde Primaire (onde de compression) :**

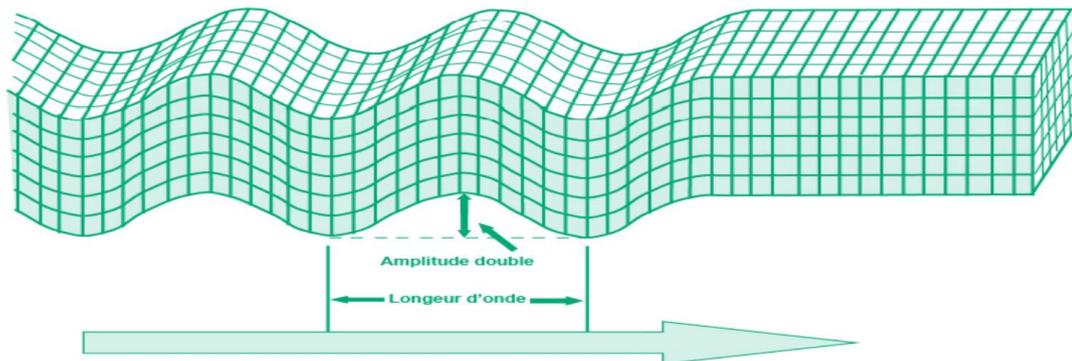
Les ondes P sont des ondes longitudinales, sont plus rapides. Elles se propagent avec une vitesse de 7 à 8 km/s , s'accompagnent d'un changement de volume et traversent tous les milieux. Le déplacement des particules du sol est parallèle à la direction de propagation des ondes. Il se fait par dilatation et compressions successives comme les mouvements des spires d'un ressort [2],[4].



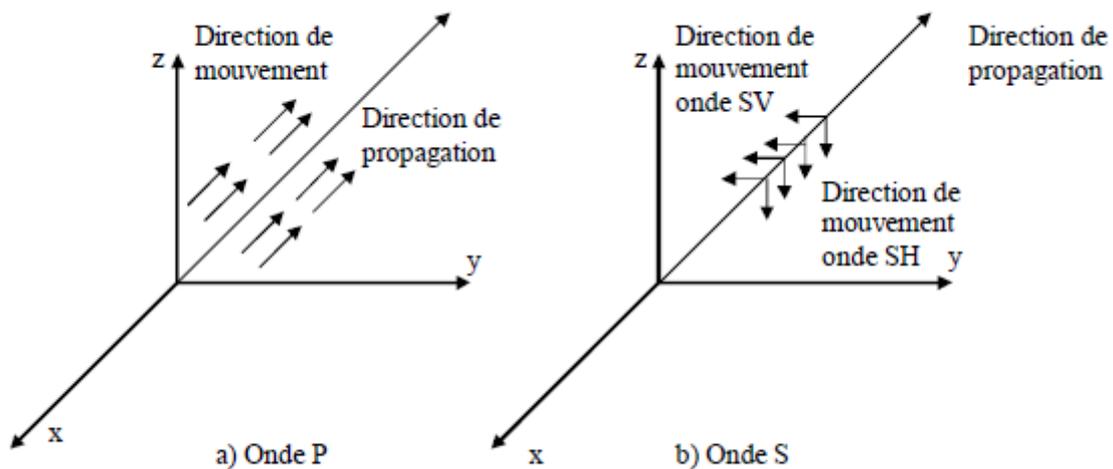
**Figure 1-1:** L'effet des ondes P sur les milieux traversés.

**1-2-1-2 Ondes S (Ondes Secondaires) :**

Ces ondes se déplacent avec une vitesse de 4 à 5 km/s se progressent en cisillant le sol sans changement de volume, perpendiculairement à leur sens de cheminement . Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides car il est impossible de déformer un liquide par cisaillement [2], [4].



**Figure 2-1:** L'effet des ondes S sur les milieux traversés



**Figure 3-1 :** Propagation des ondes

**1-2-2 : Ondes de surface**

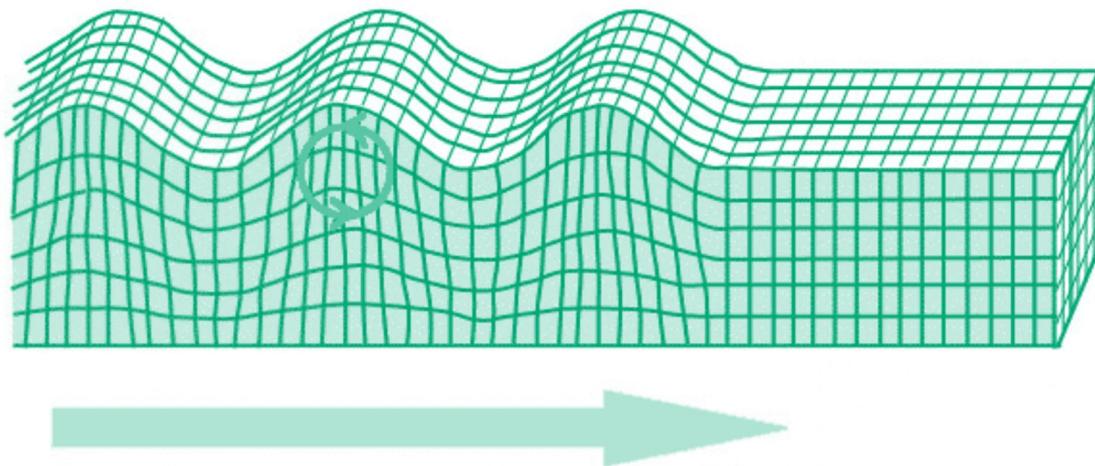
Elles sont générées par l'arrivée des ondes de volume à la surface du globe. Plus le séisme est profond, moins elles sont puissantes. Elles concernent les couches superficielles des sols. Les ondes de surface sont les ondes de Rayleigh et de Love.

**1-2-2-1 ONDE DE RAYLEIGH:**

L'onde de Rayleigh est une sorte de houle, dans laquelle les particules ont deux composantes de mouvement, l'une verticale et l'autre horizontale, dont la combinaison produit une trajectoire elliptique.

L'onde de Rayleigh se propage dans un milieu homogène et non homogène, où sa vitesse de propagation est inférieure à la vitesse des ondes P et à peu près 0,9 fois celle de l'onde transversale.

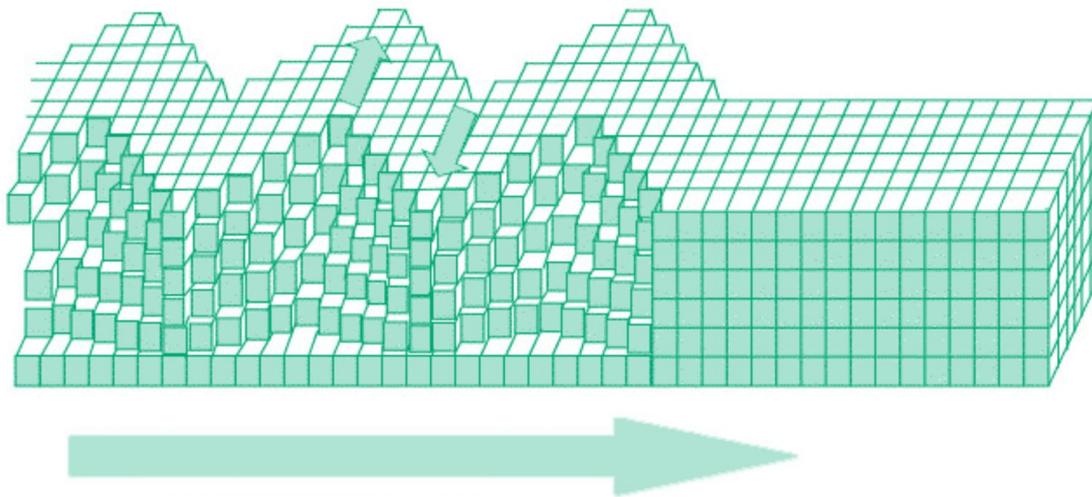
Dans les calculs, les ondes sismiques de volume ou de surface sont représentées par des expressions sinusoïdales (ce qui permet par superposition, de produire une onde de forme quelconque) [2],[4].



**Figure 4-1:** onde de Rayleigh

**1-2-2-2 ONDE DE LOVE:**

Il s'agit d'une onde transversale (mouvement des particules perpendiculaires à la direction de propagation), comme l'onde de volume S mais à la différence de celle-ci, son amplitude n'est perceptible que près de la surface et s'atténue vite en profondeur. Elle ne peut exister que dans des milieux non homogènes et à un caractère dispersif, c'est-à-dire que sa vitesse de propagation dépend de sa fréquence [2],[4].



**Figure 5-1:** onde de love

**1-3 Localisation des tremblements de terre :**

- **Épicentre géométrique:** représente la projection verticale du foyer sismique sur la surface libre.
- **La distance focale :** C'est la distance qui sépare la station au foyer sismique.
- **L'épicentre d'observation:** représente le site où se produit le maximum de dégâts durant le tremblement de terre. Il n'est pas obligatoirement confondu avec l'épicentre géométrique.
- **Distance épacentrale :** c'est la distance qui sépare une structure de l'épicentre géométrique [2].
- **1-4- Caractérisation du mouvement sismique :**

Le spectre de réponse des structures est un outil pour estimer la réponse d'une structure au séisme, vise à estimer les sollicitations maximales, les déplacements et les

accélérations maximales d'un oscillateur à un degré de liberté. Il est en fonction de la fréquence propre et de l'amortissement [3].

### 1-5- Paramètres affectant le mouvement sismique

Le mouvement sismique est affecté par plusieurs paramètres dont :

#### 1-5-1 - Facteurs liés à la source :

Principalement nous disposons de deux paramètres : le moment sismique  $M_0$  et la chute de contrainte  $\Delta\tau$  (en Ingénierie, il est préférable de caractériser un séisme par son amplitude ou par son intensité à l'épicentre) [3].

##### 1-5-1-1 Moment sismique :

Pour les séismes profonds, le mécanisme à la source est représenté par l'ensemble des forces constituant un couple dont le paramètre caractéristique est  $M_0$ , qui est dû aux contraintes de cisaillement représentées par  $M_0 = \iint_S \tau h dA = G \bar{u} A$  avec  $\bar{u}$  déplacement relatif des bords de faille, A surface de rupture et G module de cisaillement.

##### 1-5-2 Magnitude :

Elle est calculée à partir de l'amplitude maximale des ondes sismiques enregistrées sur un sismographe qui lie directement l'amplitude et la période d'onde en fonction de la distance épicentre, de la profondeur focale h et du facteur de site [2], [3].

**1-5-3 L'intensité :** C'est une détermination non instrumentale, attribuée à un séisme en fonction des dégâts subis par les constructions et les effets produits sur la population et l'environnement

##### 1-5-4 Facteurs liés au trajet parcouru

Une partie d'énergie libérée se propage par radiation d'ondes sismique, à partir du foyer jusqu'à la surface libre. Les hétérogénéités, changent les caractéristiques physiques des couches de sol, causant des réflexions et des réfractions des ondes. Une partie de cette énergie est absorbée par les milieux traversés, cela est dû à l'amortissement radiatif, et l'amortissement matériel [3].

**1-5-5 Facteurs liés aux conditions locales :**

La nature du mouvement sismique est modifiée par les effets d'interaction sol-structure, des conditions géologique et topographique. C'est pour cette raison, qu'on s'est attaché à prendre en considération la nature et les caractéristiques des terrains, en utilisant des méthodes analytiques. Le passage d'un type de sol à un autre, peut être examiné à l'aide des paramètres caractéristiques de ce mouvement tels que l'accélération ou la vitesse maximale, spectre de réponse [3].

**1-5-6 Atténuation**

L'atténuation est définie comme la diminution de l'amplitude et une perte préférentielle des hautes fréquences du signal sismique, en fonction de la distance de propagation ou du temps. Due à la perte d'énergie sismique en chaleur ou granulaire dans un milieu inélastique fourni au moment de passage des ondes sismiques par les sols (différentes couches) traversées, ou entre un fluide et la matrice poreuse le contenant.

L'atténuation temporelle de l'amplitude de l'onde stationnaire pour un nombre d'onde donné revient à la viscosité du milieu matériel considéré comme étant un facteur dominant.

Et l'atténuation spatiale à une fréquence donnée est très importante de la prendre en considération dans le calcul des éléments étendus dans l'espace [3].

**1-6 Conclusion :**

Quelques notions de sismologie et d'élasto-dynamique ont été présentées dans ce chapitre. Ces notions sont les outils de base qui vont nous permettre de mener à bien notre étude. L'essentiel de notre travail s'appuie sur l'effet de site induit par la propagation verticale des ondes P.

## CHAPITRE 2 REPONSE D'UN PROFIL DE SOL

### 2.1 Introduction

Il est nécessaire d'avoir une certaine connaissance de la propagation des ondes sismiques dans le milieu du sol pour deux raisons principales. Premièrement, les caractéristiques dynamiques de l'input du mouvement du sol d'entrée dépendent de la modification du mouvement du substratum rocheux au fur et à mesure qu'il se propage à travers le sol. Deuxièmement, la connaissance de la propagation des ondes dans le milieu du sol est essentielle pour comprendre les modifications des mouvements du sol dues aux propriétés du sol [3].

### 2.2 L'équation D'onde

Dans le cadre de l'hypothèse des petits déplacements d'un solide élastique, homogène et isotrope, occupant un domaine  $\Omega$ , limité par sa surface  $\Gamma$  et repéré par un système de coordonnées défini par la base vectorielle  $(x,y,z)$ . Le couple  $[\underline{u}, \underline{\sigma}]$  caractérisé par le champ de déplacement  $\underline{u}(\underline{x}, t)$  et le tenseur de contraintes  $\underline{\sigma}(\underline{x}, t)$  correspondant à une densité volumique de force  $\underline{f}(\underline{x}, t)$  et une masse volumique  $\rho$ . Ce système est en état Erato-dynamique lorsqu'il vérifie le système d'équation gouvernant le mouvement [3].

Suivant la deuxième loi de Newton, les équations d'équilibre dynamique s'écrivent :

$$\text{div} \underline{\sigma} + \underline{f} = \rho \left( \frac{\partial^2 \underline{u}}{\partial t^2} \right) \quad (2.1)$$

La loi de comportement élastique s'écrit :

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{ij} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (2.2)$$

En remplaçant (4.2) dans (4.1) on aboutit à l'équation suivante :

$$(\lambda + 2\mu)(\underline{\nabla} \cdot \underline{\nabla} \cdot \underline{u}) - \mu \underline{\nabla} \wedge \underline{\nabla} \wedge \underline{u} + \underline{f} = \rho \left( \frac{\partial^2 \underline{u}}{\partial t^2} \right) \quad (2.3)$$

Pour résoudre l'équation (2.3), on utilise une approche qui consiste à appliquer le concept de la décomposition d'HELMOLTZ au champ inconnu et exprimer le champ  $\underline{u}$  en termes de dérivées de potentiels scalaire  $\phi$  et vectoriel  $\underline{\psi}$  tel que [3]:

$$\underline{u} = \underline{u}_1 + \underline{u}_2$$

Avec :  $\underline{u}_1$  qui dérive d'un potentiel scalaire  $\phi$  le mouvement est rotationnel.

$\underline{u}_2$  : Qui dérive d'un potentiel vectoriel  $\underline{\psi}(\psi_x, \psi_y, \psi_z)$  le mouvement est rotationnel.

$$\underline{u} = \underline{u}_1 + \underline{u}_2 = \underline{\nabla} \cdot \phi + \underline{\nabla} \times \underline{\psi} \tag{2.4}$$

$$\text{Avec : } \begin{cases} \underline{\nabla} \Delta \underline{u}_1 = 0 \\ \underline{\nabla} \Delta \underline{u}_2 = 0 \end{cases} \tag{2.5}$$

En remplaçant le vecteur déplacement  $\underline{u}$  par sa valeur dans l'équation (3.3)

On aura :

$$((\lambda + 2\mu)[\underline{\nabla} \Delta \nabla^2 \phi] - \mu [\underline{\nabla} \Delta \Delta \underline{\psi}] + \underline{f} = \rho \left( \partial^2 \frac{(\underline{\nabla} \cdot \phi + \underline{\nabla} \times \underline{\psi})}{\partial t^2} \right) \tag{2.6}$$

En négligeant les forces volumiques, vue qu'elles produisent un effet relativement insignifiant sur la propagation des ondes sismiques, on aboutit aux deux équations aux dérivées partielles satisfaites par  $\phi$  et  $\underline{\psi}$  suivantes :

$$\begin{cases} \Delta \phi - \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = 0 \\ \Delta \underline{\psi} - \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \underline{\psi}}{\partial t^2} = 0 \end{cases} \tag{2.7}$$

$$\begin{cases} V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \\ V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \end{cases} \tag{2.8}$$

On définit la constante du matériau par :  $R = \frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}}$  Les équations (2.8)

représentent une classe d'équations linéaires aux dérivées partielles du second ordre, ce

Sont deux équations d'onde de volume, longitudinale ou transversale dont les vitesses de propagation sont respectivement  $V_p$  et  $V_s$ .

Les deux équations aux dérivées partielles ont pour solutions générales données par :

$$\varnothing = A \exp \left( i \frac{\omega}{V_P} (V_P t - l_x x - l_y y - l_z z) \right) = A \cdot f_P \quad (2.9)$$

$$\underline{\psi} = \underline{B} \exp \left( i \frac{\omega}{V_S} (V_S t - l_x x - l_y y - l_z z) \right) = \underline{B} \cdot f_S \quad (2.10)$$

Les composantes  $l_x, l_y, l_z$  du vecteur  $\underline{l}$  représentent les cosinus directeurs de la direction de propagation des ondes.

On appelle le rapport  $\omega/V$  le nombre d'onde et  $\omega$  la fréquence circulaire.

Les fonctions (6), (7) vérifient les équations d'ondes (2.7) si :

$$l_x^2 + l_y^2 + l_z^2 = 1$$

Et

$$\underline{l} \cdot \underline{B} = 0$$

Cette dernière expression implique donc que les vecteurs  $\underline{B}$  et  $\underline{\psi}$  sont perpendiculaires à  $\underline{l}$ .

Le modèle de propagation des ondes élastiques a prouvé de façon mathématique, qu'un tremblement de terre produit deux types d'onde de volume [3].

### 2.3 Réflexion et Réfraction des ondes à une interface

Le profil de sol est schématisé par une superposition de couche sédimentaire de propriétés différentes. On matérialise la séparation de deux milieux successifs par une surface fictive appelée interface, au niveau de laquelle on considère qu'il y a continuité des déplacements et des contraintes. La surface dont la position est variable avec le temps, qui est le lieu géométrique des points affectés à l'instant  $t$ , est appelée front d'onde. Les deux fronts d'ondes les plus importants pour l'étude sismique sont :

- celui qui marque l'arrivée de l'ébranlement longitudinal. L'onde longitudinale étant la plus rapide, ce front d'onde est celui qui sépare la partie de solide encore au repos et la partie du solide en mouvement [3].
- celui qui marque l'arrivée de l'ébranlement transversal. Il correspond à un regain d'énergie.

Les trajectoires perpendiculaires aux fronts d'ondes sont appelées rais sismiques.

Lorsqu'un front d'onde heurte une surface de discontinuité des caractéristiques mécaniques séparant le milieu 1 du milieu 2, dans lequel les propriétés physiques changent brusquement, il se produit des phénomènes de réflexion ou de réfraction semblables à ceux observés en optique ; une partie de l'énergie revient en arrière dans le premier milieu, on dit qu'il y a réflexion à l'interface des deux milieux. Une autre partie passe dans le deuxième milieu, on dit qu'il y a réfraction. De plus, il se produit des changements de mode, une onde incidente donnant en générale naissance à la fois à une onde longitudinale et à une onde de cisaillement appelée onde convertible. Les ondes P et SV sont classées dans cette catégorie.

Les lois de SNELL-DESCARTES de réflexion donnent les relations angulaires entre rais incidents, réfléchis et transmis (réfractés) pour différents types d'ondes.

La loi de SNELL s'écrit :

$$\frac{V_{P1}}{\sin \alpha} = \frac{V_{S1}}{\sin \beta} = \frac{V_{P2}}{\sin \alpha'} = \frac{V_{S2}}{\sin \beta'} = c \tag{2.11}$$

$c$  : étant la vitesse apparente de propagation suivant la direction de la surface de séparation.

$V_{P1}, V_{S1}, V_{P2}, V_{S2}$  Sont les vitesses de propagation des ondes longitudinales et transversales dans le milieu 1 et dans le milieu 2 respectivement.

$\theta_1, \theta_2$  Sont les angles des directions avec la surface de séparation des milieux.

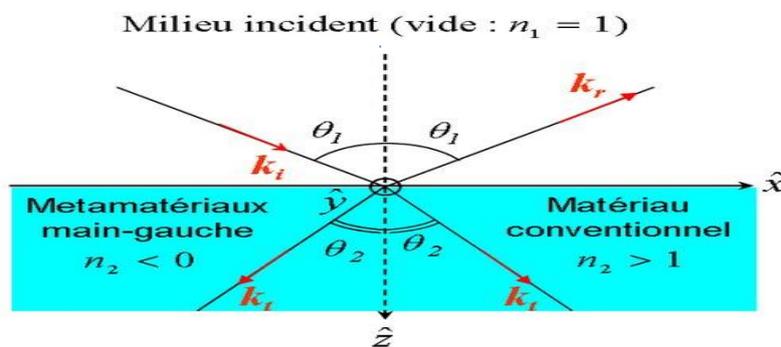


Figure 2.1 : réflexion et réfraction à une interface d'onde P

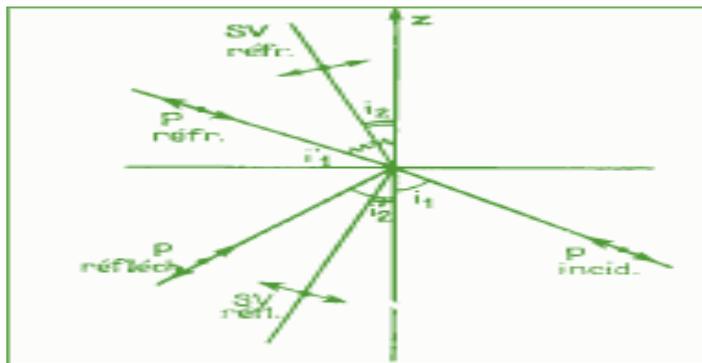


Figure 2.2 : réflexion et réfraction à une interface d'onde P

### 2.4 Propagation des ondes planes en milieu élastique

Le problème de propagation d'ondes sismiques depuis une source est un problème essentiellement tridimensionnel. En considérant la source comme constituée d'une ligne (faille) et en se plaçant à une certaine distance de celle-ci, le problème devient bidimensionnel, toutes les ondes se propagent parallèlement à un plan (xoz) et le mouvement est indépendant de la coordonnée y.

La solution générale pour une onde stationnaire plane s'écrit alors ( $l_y = 0$ ) :

$$\begin{aligned}
 u_x &= A_P f_P l_x + A_{SV} f_S l_z \\
 u_y &= A_P (2.12) \\
 u_z &= A_P f_P l_z - A_{SV} f_S l_x
 \end{aligned}$$

Si  $l_x$  et  $l_y$  sont réels, inférieurs à 1, ils représentent les cosinus directeurs

( $l_x = \sin \alpha, l_z = \cos \alpha$ ) De la direction de propagation. Les expressions de  $f_P$  et  $f_S$  sont obtenues à partir de l'équation (2.12) avec  $l_y = 0$ .

Alors que les déplacements des ondes P et SV sont suivant  $ox$  et  $oz$ .

Si la direction de propagation est verticale, parallèle à l'axe  $oz$  ( $l_x = 1$ ), le problème devient unidimensionnel, chacune des composantes du mouvement est découplée des autres :

$$\begin{aligned}
 u_x &= A_{SV} f_S \\
 u_y &= A_{SH} f_S \\
 u_z &= A_P f_P
 \end{aligned}$$

Les expressions de  $f_p$  et  $f_s$  sont obtenues à partir de l'équation (12)

Avec :  $l_x = 0, l_y = 0, l_z = 1$ .

### 2-5 Profil de Sol Multicouches

#### 2-5-1 Présentation de la méthode de THOMSON HASKELL

Cette méthode consiste à introduire un vecteur  $\underline{S}_n$  ayant pour composantes toutes les quantités scalaires qui figurent dans les conditions de continuité (composantes de  $\underline{u}$  et  $\underline{\sigma}$ ) qui s'exercent sur la frontière d'une couche [6].

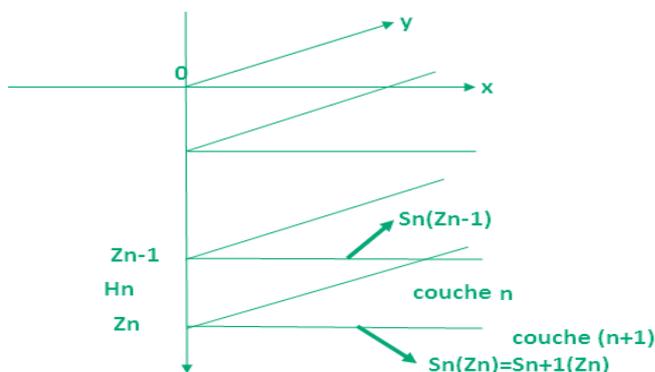


Figure 2-3 Milieu Stratifié

Soit  $\underline{S}_n$  le vecteur correspondant à la couche de rang n

En passant du sommet de la couche  $n(z = z_{n-1})$  au sommet de la couche  $n + 1 (z = z_n)$ , on obtient pour le vecteur  $\underline{S}_n$  et  $\underline{S}_{n+1}$  une relation linéaire défini par la matrice de transfert  $G_n$  tel que :

$$\underline{S}_{n+1}(z_n) = G_n \underline{S}_n(z_{n-1}) \tag{2.21}$$

Posant  $H_n = z_n - z_{n-1}$

Propagation des ondes P

En prenant l'axe OY sur l'intersection du plan de stratification et de front d'onde, on peut mettre le déplacement sous la forme :

$$U \begin{cases} u = \frac{\partial \varphi}{\partial x} - \frac{\partial \Psi}{\partial z} \\ w = \frac{\partial \varphi}{\partial z} + \frac{\partial \Psi}{\partial x} \end{cases} \quad (2.22)$$

Les différents potentiels étant de la forme :

$$\text{Pour les ondes P} \begin{cases} \varphi' = A \exp[i(fx - pt) + irz] \\ \varphi'' = B \exp[i(fx - pt) - irz] \end{cases} \quad (2.23)$$

Avec :

$$ir = \sqrt{f^2 - n_p^2 p^2} \quad \text{et} \quad n_p^2 = 1/\alpha$$

$$\text{Pour les ondes SV} \begin{cases} \Psi' = C \exp[i(fx - pt) + isz] \\ \Psi'' = D \exp[i(fx - pt) - isz] \end{cases} \quad (2.24)$$

$$is = \sqrt{f^2 - n_s^2 p^2} \quad \text{et} \quad n_s^2 = 1/\beta$$

Dans la couche de rang  $n$ , introduisons le vecteur  $\Phi_n$  de composantes  $(\varphi'_n, \Psi'_n, \varphi''_n, \Psi''_n)$

Le vecteur  $S_n = T_n \cdot \Phi_n$

$T_n$  Étant la matrice :

$$\begin{pmatrix} if & -s_n & if & is_n \\ ir_n & if & -ir_n & if \\ \mu_n q_n & -2\mu_n f s_n & \mu_n q_n & 2\mu_n f s_n \\ -2\mu_n f r_n & -\mu_n q_n & 2\mu_n f r_n & -\mu_n q_n \end{pmatrix} \quad (2.25)$$

Avec

$$q_n = f^2 - s_n^2 \quad (2.26)$$

Posons

$$k_n^2 = f^2 + s_n^2 = \frac{p^2}{\beta_n^2} \quad (2.27)$$

On obtient en inversant  $T_n$  :

$$\Phi_n = T_n^{-1} S_n \quad (2.28)$$

Avec

$$2\mu_n r_n s_n k_n^2 T_n^{-1} = \begin{pmatrix} if2\mu_n r_n s_n & -i\mu_n q_n s_n & r_n s_n & f s_n \\ i\mu_n r_n q_n & if2\mu_n r_n s_n & f r_n & -r_n s_n \\ if2\mu_n r_n s_n & i\mu_n q_n s_n & r_n s_n & f s_n \\ -i\mu_n r_n q_n & if2\mu_n r_n s_n & -f r_n & -r_n s_n \end{pmatrix} \quad (2.29)$$

Lorsque, dans la couche de rang n, on passe de la profondeur  $z_{n-1}$  à la profondeur  $z_n$  on a :

$$\Phi_n(z_n) = E_n \Phi_n(z_{n-1}) \quad (2.30)$$

$E_n$  Étant la matrice diagonale d'éléments  $(\exp(ir_n H_n), \exp(is_n H_n), \exp(-ir_n H_n), \exp(-is_n H_n))$ .

On déduit la transformation permettant de passer d'une couche à la suivante :

$$s_{n+1}(z_n) = s_n(z_n) = T_n \Phi_n(z_n) = T_n E_n \Phi_n(z_{n-1}) = T_n \Phi_n T_n^{-1}(z_{n-1}) \quad (2.31)$$

$$G_n = T_n E_n T_n^{-1} \quad (2.32)$$

Nous ne ferons le calcul que pour une onde incident P arrivant sur la base d'un empilement de couches analogue à celui étudié plus haut. A la surface libre le vecteur  $S_1$  a pour composantes :

$$(u_1, w_1, 0, 0)$$

On a donc au sommet de la couche infinie de rang n :

$$z = z_{n-1} S_n(z_{n-1}) = A \begin{vmatrix} u_1 \\ w_1 \\ 0 \\ 0 \end{vmatrix} \quad (2.33)$$

Et soit A est le produit matriciel  $G_i$

$$A = G_{n-1} \times G_{n-2} \times \dots \times G_1$$

De (19) on déduit:

$$\Phi_n = T_n^{-1} A \begin{vmatrix} u_1 \\ w_1 \\ 0 \\ 0 \end{vmatrix} = R \begin{vmatrix} u_1 \\ w_1 \\ 0 \\ 0 \end{vmatrix}$$

Avec

$$R = T_n^{-1} A = \begin{pmatrix} R_{11} & R_{12} & R_{13} & R_{14} \\ R_{21} & R_{22} & R_{23} & R_{24} \\ R_{31} & R_{32} & R_{33} & R_{34} \\ R_{41} & R_{42} & R_{43} & R_{44} \end{pmatrix} \quad (2.34)$$

Or par l'hypothèse, l'onde incidente est une onde P pur, donc  $\Psi'' = 0$ .

On obtient les relations :

$$\varphi'_n = R_{11}u_1 + R_{12}w_1$$

$$\Psi'_n = R_{21}u_1 + R_{22}w_1$$

$$\varphi''_n = R_{31}u_1 + R_{32}w_1$$

$$0 = R_{41}u_1 + R_{42}w_1$$

Posons :

$$\Delta = R_{31}R_{42} - R_{41}R_{32} \quad (2.35)$$

Pour le déplacement superficiel :

$$u_1 = R_{42}\varphi''_n/\Delta \quad w_1 = -R_{41}\varphi''_n/\Delta$$

Pour l'onde P réfléchi :

$$\frac{\varphi'_n(R_{11}R_{42} - R_{22}R_{41})\varphi''_n}{\Delta} \quad (2.36)$$

### 2-5-2 Expression de la fonction de transfert entre la surface libre et un point du profil de sol

Ce qui nous donne

$$H_{(1,n)}(\omega) = u_1/u_n \quad (2.37)$$

Tel que :

$u_1$  : Déplacement superficiel des ondes P.

$u$  : Déplacement au rocher des ondes P ou  $u = \frac{\partial \varphi_n''}{\partial x}$

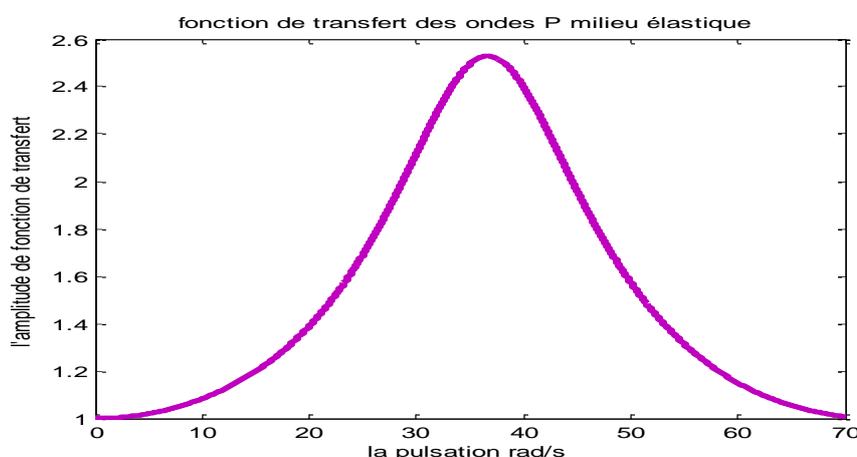
Alors la fonction de transfert :

$$H(1, n) = \frac{R_{42}}{\Delta} r_n \tag{2.39}$$

Exemple de calcul de fonction de transfert avec la méthode de THOMSON HASKELL

Considérons une couche de sol élastique d'épaisseur  $h = 150$ ,  $V_{P1} = 3500 \text{ m/s}$ ,  $\rho = 2000 \text{ kg/m}^3$ , et ( $V_{P2} = 5900 \text{ m/s}$ ,  $\rho = 3000 \text{ kg/m}^3$ ), l'angle d'incidence est pris nul pour les ondes P.

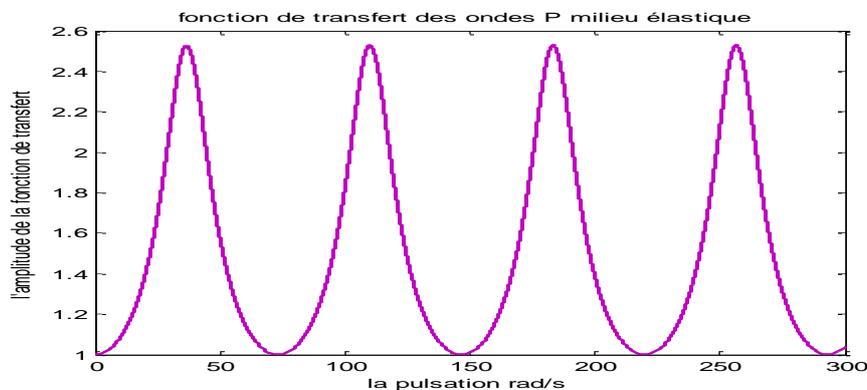
La fonction de transfert est donnée par :



**Figure 2-4** Fonction de transfert avec la méthode de HASKELL

La figure (2-4) montre que l'amplitude de la fonction de transfert prend un seul pic pour un domaine fréquentielle [0-70] qui prend une valeur maximale 2.6. et on remarque les pics des ondes P sont invisible pour les hautes fréquences.

-Avec la prolongation du domaine de pulsation jusqu'à 300 rad/s.



**Figure 2-5** Fonction de transfert avec la méthode de HASKELL avec pulsation prolongé

Si on prolonge le domaine de pulsation on remarque que l'amplitude de la fonction de transfert prend des pics successifs qui caractérisent les modes de vibration de la couche de sol. Les maximas ont tous la même valeur, atteignent l'ordre de 2.5.

**2.6 Calcul de la fonction de transfert dans un milieu viscoélastique**

**2.6.1 Milieu viscoélastique**

Dans les milieux viscoélastiques, les courbes contraintes-déformations sont liées linéairement, la vitesse de déformation jouant un rôle important. Elle agit sur les relations de déformation viscoélastique et s'exprime par des modules complexes, les parties réelles représentent le comportement purement élastique et les parties imaginaires correspondent au comportement inélastique.

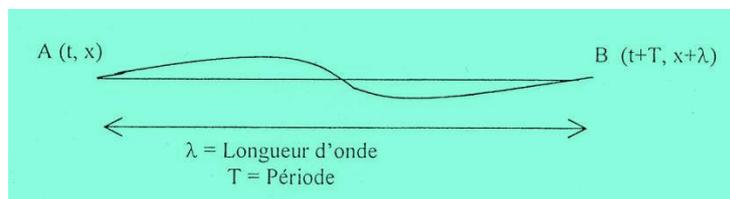
Une partie d'énergie se transforme en chaleur par l'effet de frottement interne, et la fonction interne de solide s'exprime par la relation suivant :

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{2\pi}{Q} \tag{2.39}$$

E : énergie totale emmagasinée dans le solide.

Q : est le facteur de qualité.

Dans le cas où on ne considère que l'atténuation spatiale



**Figure 2-6 Atténuation Spatiale**

L'expression de déplacement est donnée par :

$$u = u_0 e^{-\xi x} e^{i(kx - \omega t)} \tag{2.40}$$

ξ : Taux d'amortissement et λ : La longueur d'onde

La variation relative de l'énergie entre le point A et le point B s'écrit :

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{E - E'}{E} = 1 - e^{-2\xi\lambda} \quad (2.41)$$

Par le développement limité on obtient :

$$\xi = \frac{\omega}{2QV} \quad (2.42)$$

D'où le déplacement s'écrit sous la forme

$$u = u_0 e^{i(\bar{k}x - \omega t)} \quad (2.43)$$

Par analogie au cas non amorti,  $\bar{k}$ , vecteur d'onde complexe,  $\bar{V}$ : la vitesse complexe et  $Q$  le facteur de qualité :

$$\bar{k} = k + i\xi \quad (2.44)$$

$$\bar{V} = \frac{\omega}{\bar{k}} = \frac{\omega}{k + i\xi} \quad (2.45)$$

$$Q = \frac{\omega}{2V\xi} \quad (2.46)$$

### 2.6.2 Fonction de transfert dans un milieu viscoélastique

L'amortissement est une grandeur fondamentale dans l'étude des phénomènes vibratoires en particulier au voisinage de la résonance. Il permet à un système physique, mis en vibration à une fréquence égale à sa fréquence de résonance, de maintenir une amplitude de déplacement limitée.

En complétant la fonction d'amplification par l'effet d'amortissement, on introduit un module de cisaillement complexe de la forme :

$$G^* = G(1 + 2iD) \quad (2.47)$$

Où :  $D$  désigne le coefficient d'amortissement de la couche du sol considérée, il est exprimé en fonction du facteur de qualité  $Q_s$  :

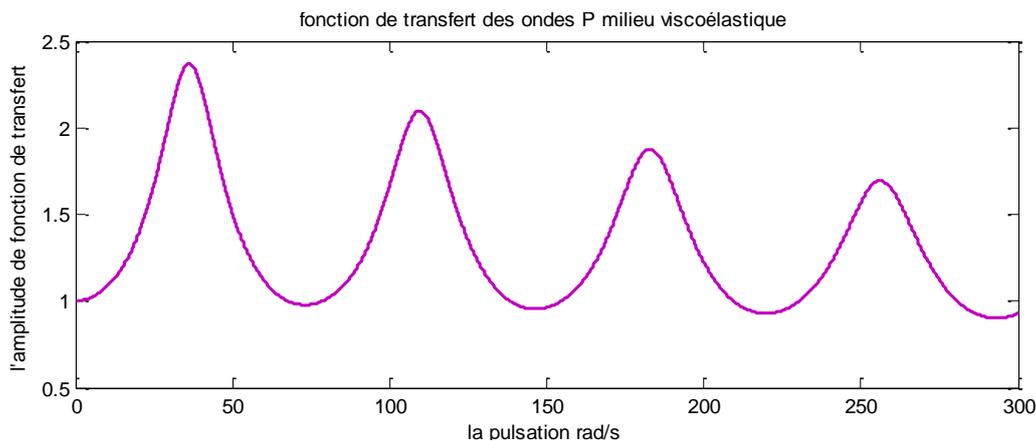
$$D = \frac{1}{2Q_s} \quad (2.48)$$

### 2.6.2.1 Application

On prend un profil de sol monocouche dont les caractéristiques sont :

$$V_{P1} = 3500 \text{ m/s}, V_{P2} = 5900 \text{ m/s}, h = 150 \text{ m} \text{ et } Q = 30.$$

La fonction de transfert à la même écriture formelle que celle de l'élasticité linéaire mais en remplaçant  $V_P$  par  $V_P^*$  On obtient :



**Figure 2-7** Fonction de transfert milieu viscoélastique

La figure (2-6) montre que les amplitudes de la fonction de transfert  $|H|$  diminuent lorsque les fréquences augmentent. Les amplitudes maximales sont inférieures à celles de la même fonction pour un amortissement nul. L'amplitude maximale se situe à la fréquence de 35.91. Cette fréquence correspond à la fréquence fondamentale de vibration du sol.

$\tau_P = \frac{h}{V_P}$  Est le temps de propagation dans le sol.

➤ Propagation d'ondes avec atténuation temporelle :

Une méthode approximative a été proposée [13] pour intégrer l'atténuation temporelle des ondes dans la fonction de transfert du sol au moyen du facteur de qualité  $Q$ .

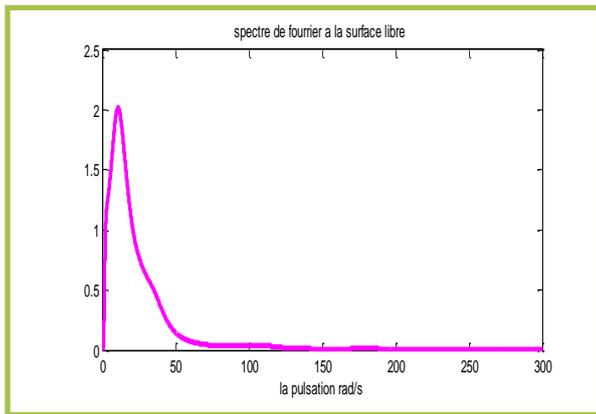
En utilisant la vitesse complexe dans le sol  $V_P^* = V_P(1 - i\xi)$ , avec  $\xi = \frac{1}{2Q}$ .

- temps de propagation complexe dans le sol est défini :

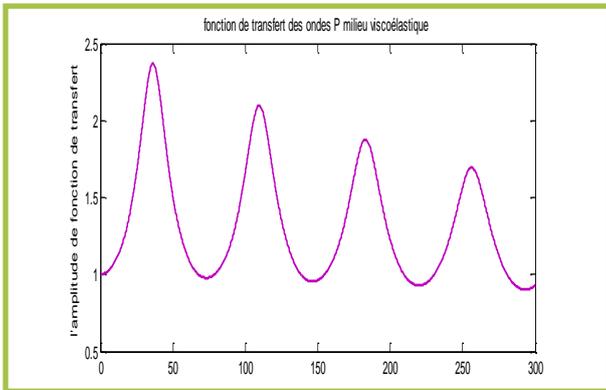
$$\tau^* = \frac{h}{V_P^*} = h / V_P(1 - i\xi) \quad (2.49)$$

La fonction de transfert prene la forme suivante

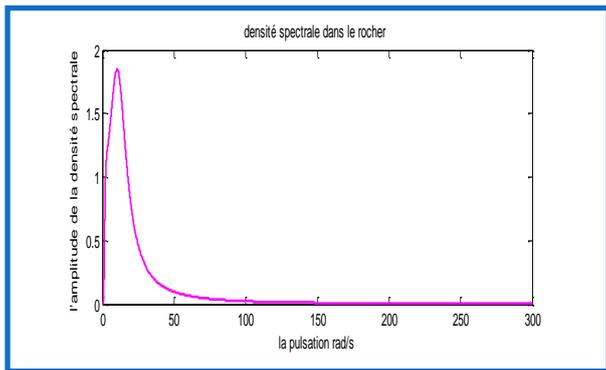
$$H_{(1,n)}(\omega) = \frac{\exp(i\omega h_n r_n^*) (R_{42})}{\Delta u_n} \quad (2.49)$$



Spectre de fourier a la surface libre

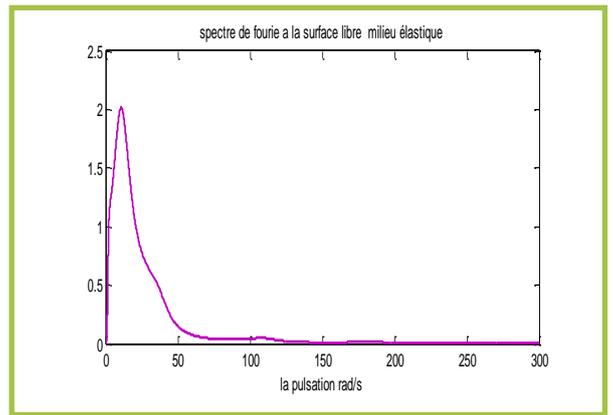


Fonction de transfert au sol

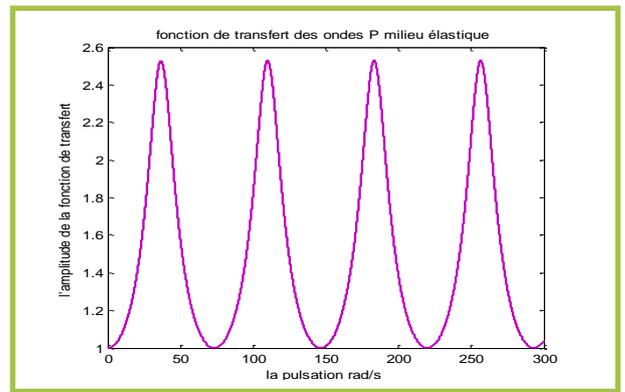


Spectre de fourier au rocher

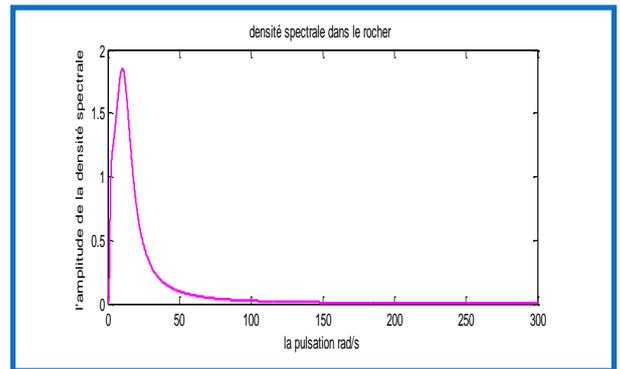
Illustration milieu visco- élastique



Spectre de fourier a la surface libre



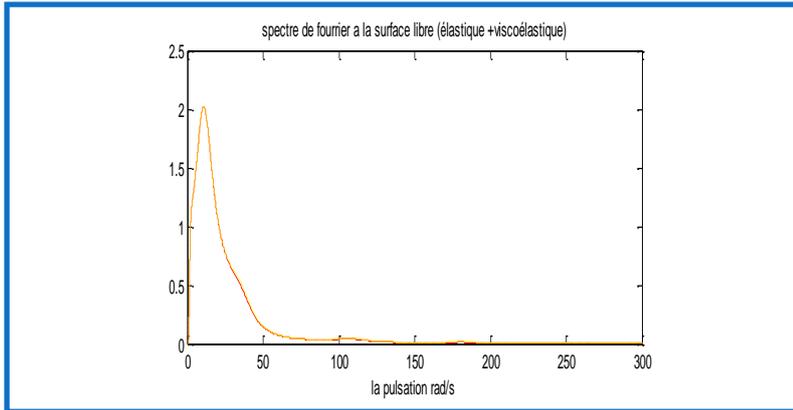
Fonction de transfert au sol



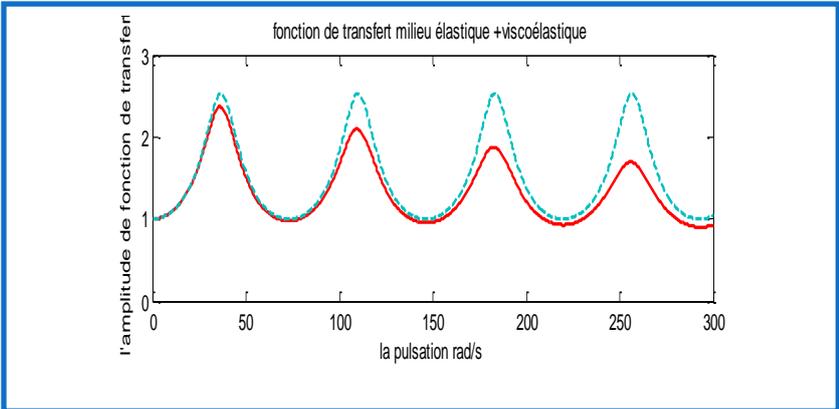
Spectre de fourier au rocher

Illustration milieu élastique

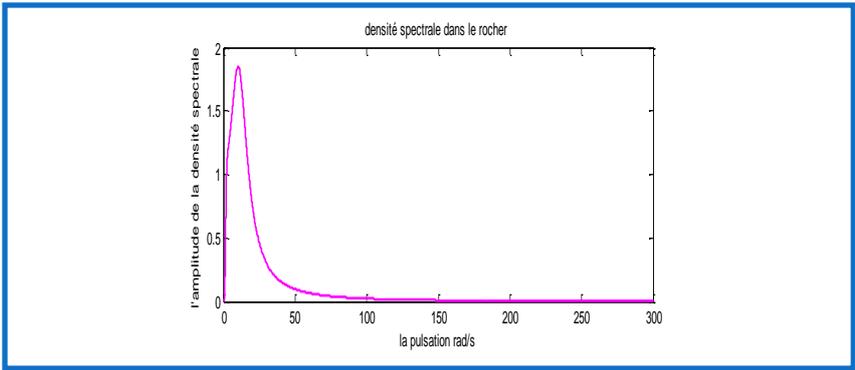
Figure 2-8 réponses sismiques d'un profil de sol



Spectre de fourrier a la surface libre (élastique +viscoélastique)



Fonction de transfert au sol (milieu élastique +viscoélastique)



Spectre de fourrier au rocher

Figure 2-9 comparaisons entre milieu élastique et viscoélastique

On remarque que le signal au rocher filtré par la fonction de transfert (signal à la surface libre) sont les mêmes pour les milieux élastique et viscoélastique parce que pour les fréquences de 0 HZ à 50 HZ les fonctions de transfert sont presque identiques. Pour la fréquence de 50hz à 300hz, les signaux à sorti pour les milieux élastiques et viscoélastique prennent des valeurs nulles (signal à l'entrée est nul: CLOUGH et PENZIEN).

### **2.7Conclusion**

La réponse temporelle spécifique au mouvement du substratum rocheux peut être facilement obtenue en utilisant l'analyse de Fourier.

### 3.1 Introduction :

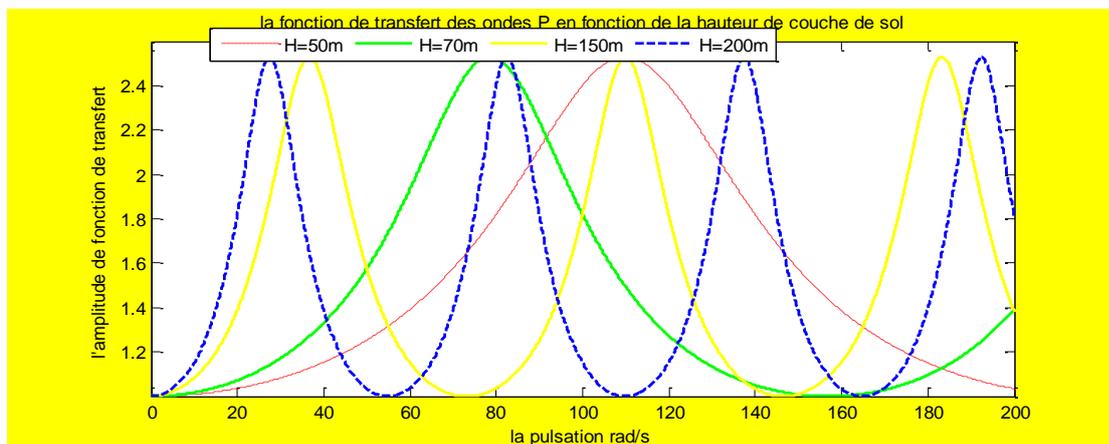
Les fonctions de transfert caractérisent le filtrage du signal par un milieu

Les paramètres considérés sont les vitesses de l'onde de compression du sol  $V_S$ , de la roche  $V_R$ , et  $h$ , épaisseur de la couche de sol.

Il est nécessaire dans cette partie d'étudier la variation des paramètres de sol pour étudier la réponse maximale de la structure.

### 3-2 Influence de l'épaisseur 'h' de la couche du sol :

Pour commencer cette étude paramétrique, on va étudier l'effet de la hauteur de la couche de sol sur la fonction de transfert des ondes sismique P. On prendra les valeurs de l'exemple donné, pour  $h = 50\text{m}$ ,  $70\text{m}$ ,  $150\text{m}$  et  $200\text{m}$ .



**Figure 3-1** Variation de la fonction de transfert en fonction de la hauteur

La figure (3-1) représente la fonction de transfert pour  $h = 50\text{m}$  et  $70\text{m}$  et  $150\text{m}$  et  $200\text{m}$ .

-On remarque que pour une valeur de  $h$  grand la fonction de transfert prend plusieurs pics.

-On remarque que les amplitudes maximales sont les même quel que soit la hauteur.

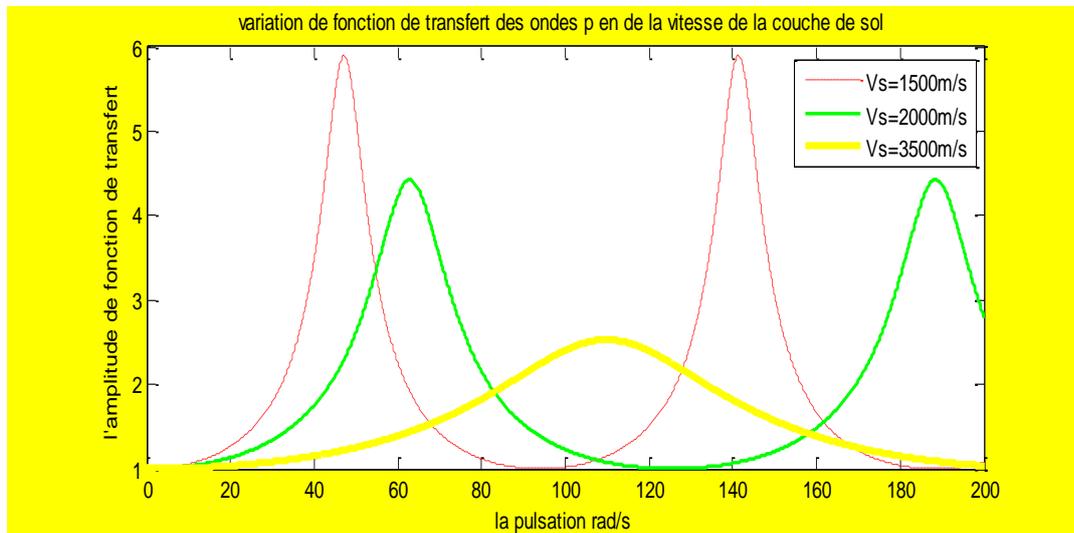
Fonction de transfert prend plusieurs pics.

-On remarque que la pulsation fondamentale ne varie pas proportionnellement avec la hauteur tel que on a  $\omega_0 = V_p/4h$  alors :

Pour  $h=50 \rightarrow \omega_0 = 110.1\text{rad/s}$  , et  $h=70 \rightarrow \omega_0 = 78.54\text{rad/s}$  ,

Et pour  $h=150 \rightarrow \omega_0 = 36.59\text{rad/s}$  , et pour  $h=200\text{m} \rightarrow \omega_0 = 27.28\text{rad/s}$

### 3-3 Influence de la vitesse de la couche du sol :



**Figure 3-2** Variation de la fonction de transfert en fonction de la vitesse

La figure (3-2) représente la variation de fonction de transfert en fonction de la vitesse dans la couche.

-On remarque que la pulsation fondamentale varie proportionnellement avec la vitesse tel que on a  $\omega_0 = V_p/4h$  alors :

Pour  $V_p = 1500\text{m/s} \Rightarrow \omega_0 = 47.24\text{rad/s}$  , et  $V_p = 2000\text{m/s} \Rightarrow \omega_0 = 62.78\text{rad/s}$

Pour  $V_p = 3500\text{m/s} \Rightarrow \omega_0 = 109.6\text{rad/s}$ .

-On remarque Lorsque la vitesse de la couche de sol augmente, le nombre de pics de la fonction de transfert diminue.

### 3.4 Conclusion

-Lorsque la hauteur de la couche de sol augmente, le nombre de pics de la fonction de transfert augmente.

-Lorsque la vitesse de la couche de sol augmente, le nombre de pics de la fonction de transfert diminue.

-Lorsque que la fonction de transfert est déterminée, par conséquent la connaissance de réponse du sol en champ libre en découle.

### **Conclusion**

L'événement sismique est l'un des chargements les plus importants auquel une structure est soumise durant sa durée de vie. La définition et la quantification du mouvement sismique représentent une des tâches les plus ardues auxquelles l'ingénieur est confronté lors d'une conception d'une structure. En effet, un certain nombre de paramètres ont une influence certaine sur la variation du signal sismique et induisent une grande variabilité spatiale de l'excitation et ce même sur des points d'observation peu séparés.

Tous les séismes récents ont, souvent dramatiquement, rappelé l'existence et l'importance de la variabilité spatiale liée à la géologie de surface, Celle-ci est classiquement appelée "effets de site", qui contrôlent partiellement (comme à Kobé en 1995) ou totalement (Mexico en 1985) la répartition spatiale des dommages.

Cette étude a montré que la présence d'une couche de sol au-dessous d'un appui de la structure et une roche sous les autres entraîne deux effets principaux :

- Lorsque la hauteur de la couche de sol augmente, le nombre de pics de la fonction de transfert augmente.
- Lorsque la vitesse de la couche de sol augmente, le nombre de pics de la fonction de transfert diminue.
- Lorsque que la fonction de transfert est déterminée, par conséquent la connaissance de réponse du sol en champ libre en découle.

La réponse temporelle spécifique au mouvement du substratum rocheux peut être facilement obtenue en utilisant l'analyse de Fourier.

Les résultats obtenus montrent que les différents états de site peuvent induire des amplifications importantes dans le spectre de réponse. Une structure peut subir des endommagements si sa période naturelle est proche des périodes de résonance du sol.

## Conclusion Générale

---

Par conséquent, les conditions locales de site deviennent importantes dans l'analyse de mouvement du sol et dans les conceptions parasismiques des structures.

### REFERENCES

- [1] **ABBISS. C.P**, 1989 : « Seismic Amplification. Mexico City ». Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 17.
- [2] **RAHAB. D**, JUIN 2005 « Effet des paramètres de source sur le mouvement sismique cas du séisme de BOUMERDES du 21 mai 2003 ». Ecole Nationale Polytechnique d'Alger.
- [3] **PECKER. A**, 1984 : « Dynamique des sols ». Presse de l'Ecole Nationale des ponts et Chaussées.
- [4] **BELHADJ-Mostefa**, « analyse expérimentale de la distribution des contraintes dynamiques à l'interface sol fondation », université MENTOURI CONSTANTINE.
- [5] **MOHAMADI. Saddika**, 2010 : « influence de l'effet de site local sur les paramètres de mouvement de sol », mémoire de magister, université de BOUMERDES.
- [6] **COULOMB et GEORGES JOBERT**, 1953 : « Traité de géophysique interne ».
- [7] **LOUADJE. Samia**, 2001. Mémoire de Magister université de MOULOUD MAMRI TIZI OUZO.
- [8] **DIF.DJAMEL** 2012 « influence des conditions de sol sur l'analyse sismique des structures », mémoire de magister, Université HADJ LAKHDAR –BATNA.
- [9] **SAFAK, E.**, 1995 : «Discrete-time analysis of seismic site amplification ». J. Eng. Mech., ASCE, Vol.121 (7), pp. 801–9.