

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE  
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA- BOUMERDES  
FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE



Département : Génie parasismique, Géophysique et phénomènes aléatoires

LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE LA TERRE

**MEMOIRE**

*Présenté par :*

**Mr. OUBAICHE EL-HADI.**

EN VUE DE L'OBTENTION DU TITRE DE

**MAGISTER EN GEOPHYSIQUE.**

Option : Traitement de signal et méthodes géophysiques.

**THEME**

**LES METHODES DE PROSPECTION SISMIQUE DANS  
LA CARACTERISATION DYNAMIQUE DES SOLS EN  
GENIE PARASISMIQUE**

*le jury :*

Dr BADDARI Kamel	Professeur (FHC-UMBB)	Président
Dr BOUGUERN Abderrahmane	Maître de Conférences A (FHC-UMBB)	Rapporteur
Dr SERIDI Ahcene	Professeur (FHC-UMBB)	Examineur
Dr BOUNIF Mohand ou Abdellah	Professeur (FSTGAT-USTHB)	Examineur
Dr. BOUDELA Amar	Professeur (FSTGAT-USTHB)	Examineur

**Boumerdès 2011**

## DEDICACES

*Je dédie ce travail*

*A mes parents,  
Qu'ils trouvent ici l'expression de mon affection la plus dévouée  
et de ma profonde reconnaissance.  
A ma femme,  
A mes enfants.  
Et à la mémoire de ma sœur Lila.*

## REMERCIEMENTS

Je remercie Dieu pour m'avoir donné la force d'accomplir ce travail.

Mes sincères et chaleureux remerciements s'adressent à mon directeur de thèse, Mr Bouguern Abderrahmane Maître de conférence A (FHC-UMBB), qui a accepté ce thème comme sujet de magister et de m'avoir encouragé et supervisé pour sa concrétisation. Qu'il trouve ici l'expression de ma sincère gratitude.

Il m'est particulièrement agréable d'adresser mes vifs remerciements à Dr. Badari Kamel, Professeur à la faculté (FHC UMBB), pour l'honneur qu'il me fait de présider le jury.

Ma profonde reconnaissance va aussi au Dr Bounif Mohand Ouabdellah Professeur (FSTGAT USTHB), Dr Boudela Amar Professeur (FSTGAT USTHB) et au Dr. Seridi Ahcene Professeur à la faculté (FHC UMBB), d'avoir accepté de consacrer de leur temps précieux à examiner mon travail. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma sincère reconnaissance.

Je tiens aussi à remercier vivement, Dr. Jean Luc CHATELAIN Directeur de recherche IRD/LGIT Grenoble, pour sa disponibilité, ses précieux conseils, sa participation dans l'analyse des résultats et de m'avoir initié au traitement de données du bruit ambiant.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à mes collègues du CGS Mr Djamel MACHANE, Mr Bensalem Rabah, Mr Rezkallah Hamid, Mme Khadidja ABBES et Mlle Kouici wafa, Chercheurs au CGS, pour leur aides et soutien moral, et aussi pour leur encouragements incessants qu'ils m'ont témoignés tout au long de ce travail, soucieux de le voir achevé.

Mes vifs remerciements s'adressent à l'ensemble des enseignants qui ont contribué à ma formation, et en particulier à la mémoire de Mme F. IDJERRAOUI.

Je remercie les collègues du CGS et tous ce qui ont contribuées de près ou de loin dans l'élaboration de ce mémoire.

## **Résumé**

Parmi les nombreuses méthodes d'évaluation des effets de site, la plus précise est basée sur l'enregistrement de séismes, ce qui nécessite des réseaux accélérographiques denses et l'attente d'un séisme. Mais, la prévention ne permet pas d'attendre, et nous sommes contraints d'évaluer les effets de sites à partir de simulations numériques, en utilisant des modèles de vitesses obtenus par prospection sismique.

Les modèles de vitesses auxquels nous nous intéressons dans l'évaluation des effets de sites sont définis par les vitesses de l'onde de cisaillement et l'épaisseur des sédiments entre le rocher sismique et la surface du sol. Le programme SHAKE (Schnabel *et al.*, 1972) version modifiée SHAKE91 (Idriss and Sun, 1992) utilisé dans ce travail permet de montrer que l'amplification du mouvement sismique est étroitement liée à ces deux paramètres, d'où l'intérêt d'étudier l'apport des différentes méthodes de prospection sismique dans ce domaine, ainsi que les avantages et les inconvénients de chacune d'elles. C'est à travers une étude bibliographique que ces méthodes sont présentées et analysées.

La sismique de puits est considérée comme la technique la plus fiable, à condition de respecter les normes de la mise en œuvre jusqu'à l'interprétation des données. C'est cet aspect qui a été étudié. Généralement, les puits du crosshole sont considérés comme étant verticaux, alors qu'en réalité dans le cas le plus parfait les sondages sont déviés de 1° (Pecker, 1986). Afin de montrer l'erreur commise sur les vitesses si la déviation des puits n'est pas prise en considération, une simulation a été faite sur des données d'un crosshole réalisé à El Achour (Alger), qui montre que l'erreur n'est pas négligeable.

À ces méthodes de prospection sismique est venu s'ajouter, durant les deux dernières décennies, la méthode utilisant l'enregistrement du bruit ambiant appelée la méthode des rapports spectraux H/V. Cette méthode a fait ses preuves dans l'évaluation des effets de site. Toute la communauté scientifique reconnaît ses capacités dans la détermination des fréquences de résonance, et elle est actuellement très utilisée dans les études de microzonage sismique.

Dans le cadre du microzonage sismique d'Alger, une campagne de tests *in situ* a été réalisée pour la caractérisation dynamique du sol par le LNHC (Laboratoire National de l'Habitat et de la Construction), en collaboration avec le CGS. Pour ce travail, quelques sondages ont été sélectionnés où des downholes ont été réalisés. Pour une bonne appréciation des résultats, les données brutes des essais downhole réalisés dans la partie Est d'Alger faisant partie du bassin de la Mitidja ont été retraitées. Enfin, à proximité des essais downhole réalisés dans le cadre du microzonage sismique d'Alger et de l'essai crosshole réalisé sur le site d'El Achour des enregistrements du bruit ambiant ont été réalisés. La combinaison de la fonction de transfert des ondes S du modèle de vitesse de la sismique de puits avec la méthode H/V est d'un grand apport dans l'évaluation des effets de site. En effet, la convergence ou la divergence des résultats obtenue permet de contrôler la qualité des résultats obtenus par la sismique de puits en particulier et de la prospection sismique en général.

## *Abstract*

Among the numerous site effect evaluation methods, the most precise is based on earthquake recordings, for which both accelerometer networks and waiting for earthquakes are needed

Nevertheless, too long a waiting is not compatible with earthquake mitigation, and forced site effects have to be evaluated with numerical simulations, using velocity models obtained from seismic prospecting.

Such velocity models are defined by the shearing wave velocities and sediment thickness overlaying the bedrock. The SHAKE program (Schnable et al., 1972) in its modified SHAKE91 version (Idriss and Sun, 1992) has been used in this work. It allows showing that the seismic motion is tightened to these two parameters. Hence the interest to study the various seismic prospecting methods, together with their advantages and disadvantages. These methods are presented and analyzed through a bibliographical study.

Borehole seismic is considered as the surest technique, if the norms are scrupulously respected from the undertaking up to data processing. Usually, the walls of crosshole wells are considered vertical, while in reality in the best cases there is a deviation of at least  $1^\circ$  (Pecker, 1986). So as to evidence the error on the seismic velocities on data from a crosshole in El Achour, Algiers. The results show that the error is far from negligible.

A new seismic prospecting method showed up during the last two decades, using the ratio of the horizontal to vertical components (H/V) of ambient vibration. This method has proven itself right for site studies, and the scientific community know agrees that it is useful for soil resonance frequency, and it is commonly used for seismic microzonation.

In the framework of Algiers microzonation, a series of in situ tests has been undertaken for the soil dynamic characterization by the LNC (Laboratoire National de l'Habitat et de la Construction), in collaboration with the CGS. In this work, several drillings were selected at places where boreholes have been performed. For a good evaluation of the results, raw borehole data from the eastern part of Algiers, in the Mitidja basin, have been reprocessed. Finally, ambient vibration recordings have been carried out next to the boreholes performed in the framework of Algiers microzonation, and the crosshole performed at El Achour. H/V results together with S-wave velocity model transfer function is a good combination for site effect evaluation. Indeed, the results convergence or divergence allows controlling the quality of the results obtained with seismic borehole in particular, and seismic prospecting in general.

## ملخص

هناك عديد من أساليب لتقييم الآثار الموقع الزلزالي، و الأدق يستند تسجيلات زلازل في شبكة مكثف ( Réseaux accélérographiques ) . و لكن الوقاية لا تسمح لنا بالانتظار، و لهذا نحن مضطرون لتقييم الآثار المواقع الزلزالي باستعمال المحاكاة الرقمية، و هذا باستخدام نماذج سرعة الأمواج في الأرض. نموذج السرعة التي تهتم في تقييم آثار المواقع، تحتوي على سرعة موجة القص وسمك الرواسب بين الصخور والزلازل و سطح الأرض. برنامج ( SHAKE Schnabel et al., 1972 ) المعدلة ( Idriss and Sun, 1992 ) المستخدمة في هذا العمل، يساعد على إظهار ارتباطا وثيقا بين تضخيم الحركة الزلزالية و سرعة موجة القص وسمك الرواسب، وبالتالي تدرس مختلف الطرق اكتشاف الأرض ( Prospection sismique ) لتقييم مميزات و عيوب كل واحد منها، وهذا من خلال المراجع التي تقدم هذه الأساليب وتحليلها. و من بين الطرق المستعملة لاكتشاف سرعة الأمواج القص للأرض، تعتبر طرق الآبار أكثر دقة بشرط احترام معايير من التنفيذ إلى تفسير النتائج. و هذه هي الجوانب التي تمت دراستها. في جميع الأحيان، تعتبر الآبار ( Sismique de puits ) عمودية، و إنما في الواقع و في أحسن حالة الآبار منحرف عن خط العمودي بدرجة واحدة (°1) ( Alain Pecker, 1986 ) . و لإظهار الخطأ الذي يرتكب على سرعت الأمواج إذا لم يأخذ بعين الاعتبار انحراف الآبار، تم إجراء محاكاة البيانات على نتائج ( Crosshole ) في العشور ( الجزائر )، و نستنتج بأن الخطأ ليس صغيرا.

و لهذه الطرق المستعملة، جاءت إضافتها خلال العقدين الماضيين، طريقة تستعمل تسجيل الضوضاء المحيطة، تسما طريقة نكمورا ( Nakamura, 1989 )، أو طريقة الطيفية تقارير ( Rappports spectraux H/V ) . كامل المجتمع العلمي يدرك قدراتها في تحديد الترددات الرنانة، و مستعملة حاليا في دراسات الزلزالية الدقيقة ( Microzonage sismique ) .

في إطار تقسيم المناطق الزلزالية ( Microzonage sismique ) في الجزائر العاصمة، تمت حملة في دراسات جيولوجية و جيوفيزيائية لتحديد خصائص الديناميكية للأرض من طرف ( LNHC )، و هذا بتعاون ( CGS ) المركز الوطني في بحث المطبق في مقاومة الزلازل.

في هذا العمل، تم اختيار بعض الآبار التي أنجزت فيها دونهول ( Downhole ) . لتقييم سليم للنتائج أعيدت التحليل التي أجريت في الجزء الشرقي من حوض الجزائر متيجة. و أخير، سجلت الضوضاء المحيطة قرب الآبار دونهول المذكورة أعلاه و قرب كروسهول ( Crosshole ) الذي أنجز في العشور غرب العاصمة.

مقارنة بين تضخيم الحركة الزلزالية المحسوب من نموذج سرعة القص للأمواج بطريقة نكمورا ( H/V ) تساهم كثيرا في تقييم الآثار الموقع لزلازل. تقارب أو الاختلاف في النتائج التي حصل عليها تسمح لنا بسيطرة على نوعية كشف في الآبار ( Sismique de puits ) بصفة خاصة و اكتشاف الزلزالي ( Prospection sismique ) بصفة عامة.

## **Sommaire**

<i>INTRODUCTION</i> .....	1
---------------------------	---

### *CHAPITRE I*

<i>LES EFFETS DE SITES</i> .....	4
----------------------------------	---

1-1 Les différentes approches d'évaluation des effets de site.....	5
--	---

1-2 Analyse de l'amplification du mouvement sismique.....	6
---	---

1-2-1 Sol non Amorti sur rocher rigide.....	8
---	---

1-2-2 Sol amorti sur rocher rigide.....	10
---	----

1-2-3 Sol homogène sur rocher élastique.....	12
--	----

1-3 Étude paramétrique de la fonction d'amplification.....	15
--	----

1-3-1 Procédure SHAKE.....	15
----------------------------	----

1-3-2 Amplification en fonction de l'amortissement du sol.....	16
--	----

1-3-3 Amplification en fonction de l'épaisseur.....	17
---	----

1-3-4 Amplification en fonction de la vitesse de cisaillement du sol.....	18
---	----

1-3-5 Amplification en fonction du contraste de vitesse.....	18
--	----

### *CHAPITRE II*

<i>COMPORTEMENT DYNAMIQUE DU SOL</i> .....	19
--	----

2-2 Comportement élastique linéaire.....	20
--	----

2-2 Comportement non linéaire.....	21
------------------------------------	----

3-3 Réponse d'un sol dans le domaine non linéaire.....	24
--	----

### *CHAPITRE III*

<i>MÉTHODES DE PROSPECTION SISMIQUE</i> .....	26
---	----

3-1 Méthodes actives.....	27
---------------------------	----

3-1-1 Sismique réfraction.....	27
--------------------------------	----

3-1-2 Sismique réflexion haute résolution.....	32
--	----

3-1-3 Méthode des ondes de surface.....	32
---	----

3-1-4 Sismique de puits.....	38
3-2 Méthodes passives .....	48
3-2-1 La méthode H/V .....	48
3-2-2 Analyse en réseau .....	55
<i>CHAPITRE IV</i>	
<i>APPLICATIONS</i> .....	58
4-1 Étude de l'Algérois .....	58
4-1-1 Essais downhole .....	59
4-1-2 Bruit ambiant .....	63
4-1-3 Calcul de la fonction d'amplification .....	66
4-1-4 Calcul de l'ellipticité de l'onde de Rayleigh.....	67
4-1-5 Comparaison fonction de transfert des ondes SH et ellipticité de l'onde de Rayleigh .....	68
4-1-6 Comparaison entre la fonction d'amplification, le rapport H/V et l'ellipticité de l'onde de Rayleigh .....	69
4-1-7 Contribution du mode supérieur dans la courbe H/V.....	73
4.2 Impact de la déviation d'un puits d'essai crosshole sur la vitesse des ondes sismiques .	75
4.3 Impact de la négligence de la déviation des puits sur la fonction d'amplification : .....	80
<i>CONCLUSION</i> .....	81
<i>BIBLIOGRAPHIE</i> .....	83
<i>ANNEXE I</i> .....	90

## ***INTRODUCTION***

***Avertissement.*** Dans les études parasismiques, les formations rigides dans lesquelles la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) est supérieure à des vitesses de l'ordre de 600 - 800 m/s n'amplifient pas le mouvement sismique, et sont désignées suivant les études par les vocables divers tel que rocher ou substratum sismique, de l'ingénieur...

*Afin de simplifier la lecture de ce document, le mot rocher, sans plus de précisions, est utilisé pour de telles formations géologiques.*

Lors d'un séisme, la rupture de la faille génère des ondes sismiques qui vont se propager dans la terre depuis le foyer du séisme jusqu'à la surface (Figure 1). Au cours de ce trajet, elles traversent des milieux géologiques aux propriétés mécaniques variées (densité, vitesse de propagation des ondes sismiques ...), ce qui va perturber leur propagation et accroître la complexité du signal sismique. En particulier, les couches les plus superficielles sont, en général, plus meubles (la vitesse des ondes y est plus faible), ce qui modifie notablement leurs caractéristiques et leur comportement mécanique. Les modifications du comportement des ondes sismique induites par la géologie locale sont communément appelées effets de site.

Le signal enregistré en surface sur les sismogrammes est le résultat de la convolution de trois fonctions ( $Signal = source * trajet * effet\ de\ site$ ; Figure 1) :

- la fonction source, définie par des paramètres physiques (taille, direction et pendage de la faille) et sismologiques (énergie, direction du glissement, vitesse de rupture) ;
- la fonction de propagation, déliée à la diffusion et l'atténuation des ondes dans les milieux traversés ;
- la fonction de site, habituellement appelée "effet de site", correspond à la modification du champ d'ondes incident par les conditions locales géologiques, topographiques et/ou géotechniques.

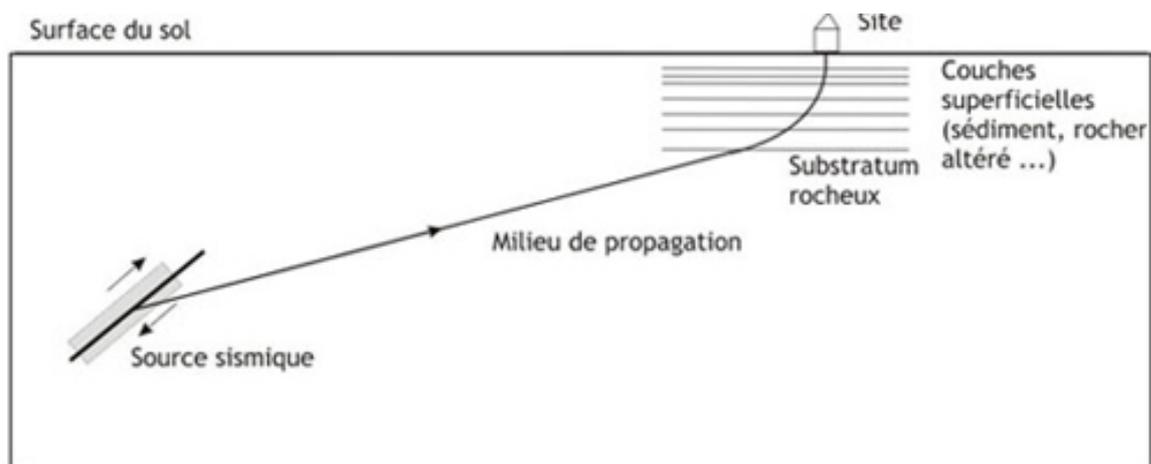


Figure 1. Schéma montrant le trajet des ondes sismiques depuis la source jusqu'à la surface du sol (Kramer 1996).

Pratiquement tous les séismes destructeurs confirment l'importance des effets de site. Les conditions géologiques locales contrôlent le dommage partiel ou total des agglomérations et la vulnérabilité croissante aux séismes lointains pour les zones urbaines construites sur de grandes épaisseurs de sédiments meubles.

En effet, les contrastes de vitesses et de densités font que l'énergie passe dans un seul sens, du rigide vers le mou (du rocher vers les formations sédimentaires). Le piégeage des ondes dans les formations sédimentaires est à l'origine de l'amplification des ondes et du prolongement des vibrations sismiques. Ces amplifications sont maximales à certaines fréquences, qui dépendent de la vitesse de propagation des ondes sismiques dans les formations sédimentaires et de leur épaisseur.

Il est donc important de mettre en œuvre des méthodes d'évaluation des effets de sites. Différentes méthodes existent, chacune d'elle conditionnée par différents paramètres. La plus fiable est l'enregistrement de séismes par des réseaux accélérométriques denses. Mais la prévention ne permet d'attendre l'occurrence d'un nombre suffisant de séismes. Il est donc nécessaire d'utiliser d'autres méthodes, basées sur des simulations numériques du mouvement sismique avec des modèles de vitesses obtenus par des investigations géophysiques et géotechniques.

La prospection sismique et les investigations géotechniques sont souvent d'un coût excessif et difficile à mettre en œuvre en milieu urbain. Ces considérations ont amené durant les deux dernières décennies le développement de méthodes simples basées sur l'enregistrement des vibrations ambiantes (bruit de fond) et le calcul du rapport spectral entre leurs composantes horizontales et leur composante verticale (H/V), dont le pic correspond à la fréquence propre du site.

Les modèles de vitesses obtenus par la prospection sismique sont utilisés pour déterminer la fonction d'amplification des ondes SH à incidence verticale. Mais la fréquence de résonance ainsi obtenue coïncide-t-elle toujours avec le pic de H/V des mesures du bruit ambiant enregistré sur le même site ?

Le but de ce travail est d'étudier les différentes méthodes d'évaluation des effets de sites, les avantages et inconvénients des différentes méthodes de prospection sismique et la comparaison des approches numérique et expérimentale dans des cas réels. La confrontation des différentes méthodes sera d'un grand apport dans l'appréciation des résultats obtenus.

Ce mémoire est divisé en quatre chapitres.

**Le premier chapitre** traite les différentes approches de l'évaluation des effets de sites obtenue à partir de techniques basées sur l'enregistrement de séismes et l'enregistrement du bruit ambiant, ou calculée à partir de modèles de vitesses. Une étude paramétrique est faite afin de mettre en évidence la variation de la fonction d'amplification des ondes SH à incidence verticale en fonction des différents paramètres du modèle de vitesse.

**Le chapitre 2** est consacré aux propriétés dynamiques du sol. L'effet non linéaire du comportement du sol soumis à une sollicitation sismique décale la fréquence de résonance du sol vers les basses fréquences, ce qui peut poser un problème pour les constructions. Le phénomène de non linéarité a été observé dans la comparaison des enregistrements de séismes en surface et en profondeur : des données de forages ont montré une amplification moindre que celle attendue pour une propagation linéaire de l'onde et une migration du contenu fréquentiel vers les basses fréquences (Wen *et al.*, 1994). Cet effet est aussi observé sur les courbes H/V des enregistrements de séismes (Wen *et al.*, 2006). L'impact de la non linéarité sur le mouvement sismique est étudié dans ce travail à partir d'une simulation avec le programme SHAKE.

Dans **le chapitre 3** sont exposées les différentes méthodes de prospection sismique utilisées pour la détermination du modèle de vitesse dans l'évaluation de l'effet de site. Des méthodes utilisent des sources actives (sources sismiques), alors que d'autres utilisent des sources passives (bruit ambiant). Les modèles de vitesses ainsi obtenus sont-ils fiables pour l'évaluation des effets de sites ? Quel est l'impact de leur précision ? Une étude bibliographique présente les avantages et les inconvénients des différentes techniques utilisées actuellement.

**Le chapitre 4** concerne les applications des études présentées dans les chapitres précédents, basées sur des sondages sur lesquels des downholes ont été réalisés, à l'Est

d'Alger, dans le bassin de la Mitidja. Pour une bonne appréciation des résultats, les données brutes des essais downholes ont été retraitées. Des enregistrements du bruit ambiant ont été réalisés à proximité des essais downholes suscités et d'un essai crosshole situé sur le site d'El Achour (Alger). La comparaison de la fonction de transfert des ondes S du modèle de vitesse de la sismique de puits avec la méthode H/V est réalisée afin d'étudier l'apport de la combinaison de ces méthodes dans l'évaluation des effets de site.

---

## **CHAPITRE I**

### **LES EFFETS DE SITES**

Lorsque les ondes émises lors d'un tremblement de terre rencontrent une interface, soit elles le traversent soit elles sont réfléchies. Et lorsque des formations sédimentaires surmontent un rocher rigide, les ondes sismiques sont alors piégées dans les niveaux sédimentaires supérieurs. En effet, les contrastes de vitesses et de densités font que l'énergie passe dans un seul sens, du rigide vers le mou (du rocher vers les formations sédimentaires). Le piégeage des ondes dans les couches superficielles est à l'origine de leur amplification et du prolongement de la durée des vibrations dans les bassins sédimentaires.

Ainsi, le mouvement du sol est amplifié à certaines fréquences (fréquence de résonance du sol) et dure plus longtemps. C'est ce qu'on appelle l'effet de site. La fréquence d'amplification maximale du mouvement sismique, dépend de la vitesse de cisaillement et de l'épaisseur des couches sédimentaires.

Avec plus de précision on parle des effets de site, car plusieurs phénomènes entrent en jeu dans l'amplification des ondes. On distingue l'effet 1D à une dimension, l'effet 2D à deux dimensions et l'effet 3D à trois dimensions :

- l'effet 1D est lié à la superposition des formations sédimentaires qui piègent horizontalement les ondes ;
- l'effet 2D est lié aux réverbérations des ondes sur les bords de vallée (piégeage latéral) ;
- l'effet 3D intervient lorsque la vallée a une géométrie particulière, présentant, par exemple, des limites latérales dessinant un V ou un Y.

La combinaison de ces effets est très complexe, et aboutit à une variation de l'amplification au sein du même bassin. Bard et al. (1985) ont montré que l'amplification est plus importante au centre, où l'épaisseur est plus importante, que sur les bords des vallées.

Sous ces effets de site se cachent aussi les effets dus à la topographie, traduisant le fait que les ondes se focalisent au niveau des sommets, rendant ainsi le mouvement plus énergétique.

Sans oublier les effets dus au comportement non linéaire des sols soumis aux mouvements forts qui se traduisent par le fait que les ondes se propagent à des vitesses

moindres, perdant ainsi de leur énergie à cause de l'augmentation de l'amortissement matériel. L'effet non linéaire fait décaler la fréquence de résonance vers les basses fréquences, ce qui peut poser un problème pour les constructions. Le phénomène de non linéarité a été observé dans la comparaison des enregistrements en surfaces et en profondeur : des données de forages ont montré une amplification moindre que celle attendue pour une propagation linéaire de l'onde et une migration du contenu fréquentiel vers les basses fréquences (Wen *et al.*, 1994).

### ***1-1 Les différentes approches d'évaluation des effets de site***

Il existe différentes méthodes pour l'évaluation des effets de site :

#### ***a) méthodes expérimentales basées sur l'analyse de séismes enregistrés sur le site étudié, en utilisant les méthodes des rapports spectraux avec ou sans station de référence***

La méthode des rapports spectraux avec station de référence (CSR ou Classical Spectral Ratio) a été initiée par Brocherd and Gibs (1970 ; *in* Duval et al. 2001). Cette méthode permet de s'affranchir des effets de source et de propagation des ondes. En effet, quand la distance entre les deux stations est très inférieure à la distance les séparant de la source, les effets de source et de trajet peuvent être considérés comme identiques pour chacune des stations. En revanche, le choix du site de la station de référence reste très délicat.

L'idée de base provient d'une méthode sismologique appelée « Receiver Function » technique utilisée par Langston (1979 ; *in* Duval et al., 2001) pour la détermination de la vitesse des ondes P de la croûte terrestre en utilisant des séismes lointains. Cette technique consiste à enregistrer plusieurs séismes, puis de calculer les rapports spectraux des ondes S sans station de référence des mouvements sismiques. Cette technique est basée sur l'hypothèse que la composante verticale des ondes S est peu influencée par les sédiments comparativement à leur composante horizontale. L'avantage de cette méthode par rapport à celle des rapports spectraux est qu'elle ne nécessite pas de station de référence. Elle nécessite cependant d'avoir des enregistrements de séismes avec un bon rapport signal sur bruit. Bien que la détermination de l'amplification par cette méthode soit considérée comme correcte pour les basses fréquences, elle l'est moins pour les hautes fréquences (Lermo and Chavez-Garcia, 1993 ; Lebrun 1997 ; Sabourault, 1999).

***b) méthodes utilisant l'enregistrement de bruit ambiant***

Les méthodes utilisant l'enregistrement des vibrations ambiantes (bruit de fond) soit en un point isolé (rapport spectraux H/V) donnant des informations sur la fréquence de résonance, soit en des points multiples (analyses en réseau), qui permet d'obtenir des informations sur les modèles de vitesses des ondes sismiques.

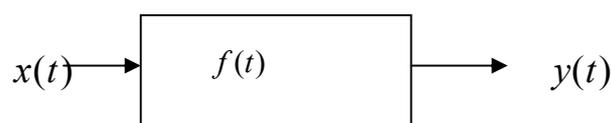
***c) méthodes utilisant la modélisation numérique de l'amplification des ondes SH à incidence verticale***

Les méthodes utilisant une modélisation numérique de l'amplification du mouvement sismique à partir d'un modèle de vitesse obtenu à l'aide de méthodes de prospection géophysique (sismique réfraction et réflexion, downhole, crosshole, SASW...).

***1-2 Analyse de l'amplification du mouvement sismique***

Plusieurs méthodes d'évaluation de l'effet des conditions locales sur la réponse du sol au cours de tremblements de terre sont disponibles. Ces méthodes sont basées sur l'hypothèse principale que la réponse d'un dépôt sédimentaire est causée par la propagation des ondes de cisaillement provenant de la formation rocheuse sous-jacente. Des méthodes d'analyse basées sur ce concept, intégrant le comportement non linéaire des sédiments, ont donné des résultats en bon accord avec les observations de terrain. C'est pourquoi, ils sont de plus en plus utilisés en génie parasismique pour prédire la réponse de dépôts sédimentaires, ainsi que pour caractériser les déplacements à la surface du sol.

Soit  $x(t)$  un signal émanant de la base d'un rocher. Au cours de son trajet il subit un filtrage  $f(t)$  par la colonne de sol pour donner naissance à la surface à un signal  $y(t)$ , exprimé par le produit de convolution de  $x(t)$  par  $f(t)$  :



$$y(t) = x(t) * f(t) \quad (1.1)$$

Et, dans le domaine fréquentiel :

$$Y(\omega) = X(\omega) \times F(\omega) \quad (1.2)$$

$F(\omega)$  Représente la fonction de transfert de la colonne de sol (sédiments) entre le rocher et la surface du sol, dont le module est la fonction d'amplification. En multipliant  $F(\omega)$  par le spectre de Fourier de  $X(\omega)$  nous obtenons la transformée de Fourier de  $Y(\omega)$  (relation 1.2).

Et par la transformée inverse nous déterminons l'accélération à la surface du sol  $y(t)$  (voir représentation schématique figure 1.1).

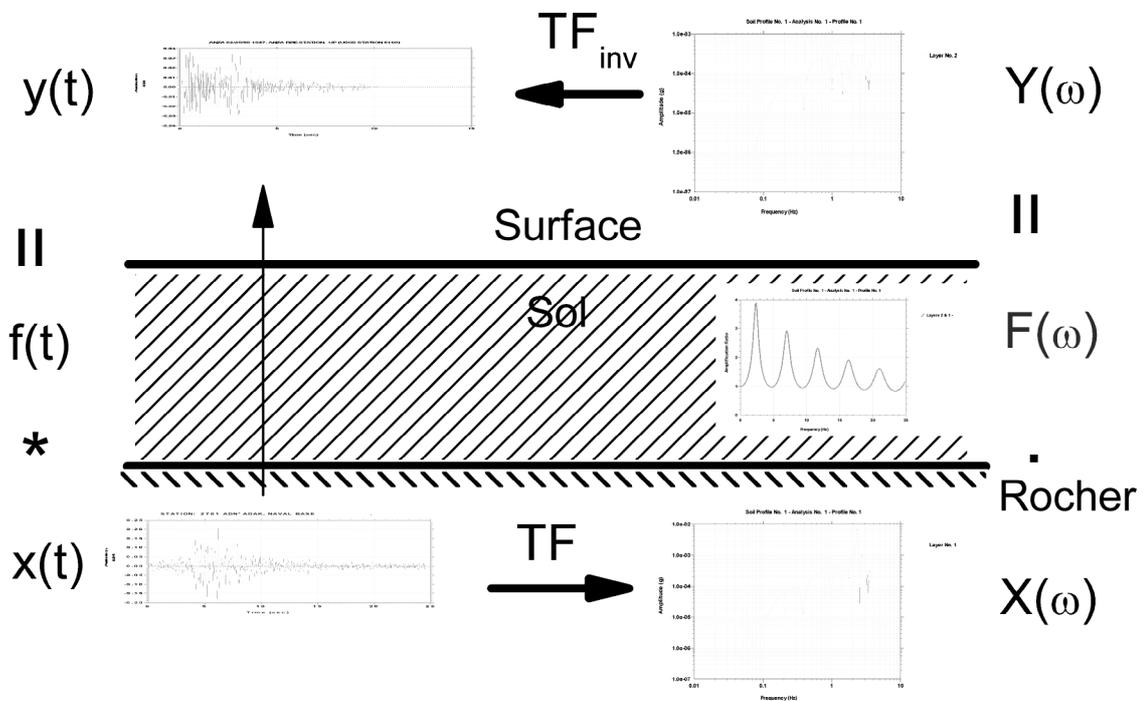


Figure (1.1) Détermination de l'accélération à la surface du sol.

**Analyse unidimensionnelle**

L'analyse unidimensionnelle de la réponse du sol est basée sur l'hypothèse que les couches sédimentaires sont horizontales, s'étendent latéralement à l'infini et que leur réponse est principalement liée à la propagation verticale ondes SH. Les procédures basées sur ces hypothèses ont été utilisées pour prédire la réponse du sol, et ont donné des résultats

satisfaisant comparativement à la réponse obtenue lors d'un séisme (Seed *et al.*, 1985 ; Kramer, 1996).

Avant de décrire un modèle de réponse du sol, il est nécessaire de définir plusieurs termes couramment utilisés pour décrire les mouvements du sol (cf. figure 1.2). Le mouvement à la surface du sédiment est appelé mouvement à la surface libre (« Free surface motion »). Le mouvement à la base du sédiment (au sommet du rocher) est appelée mouvement au substratum rocheux (« bedrock motion »). Le mouvement où le rocher est exposé à la surface du sol, c'est à dire en l'absence de sédiments, est appelé mouvement au rocher affleurant (« rock outcropping motion »).

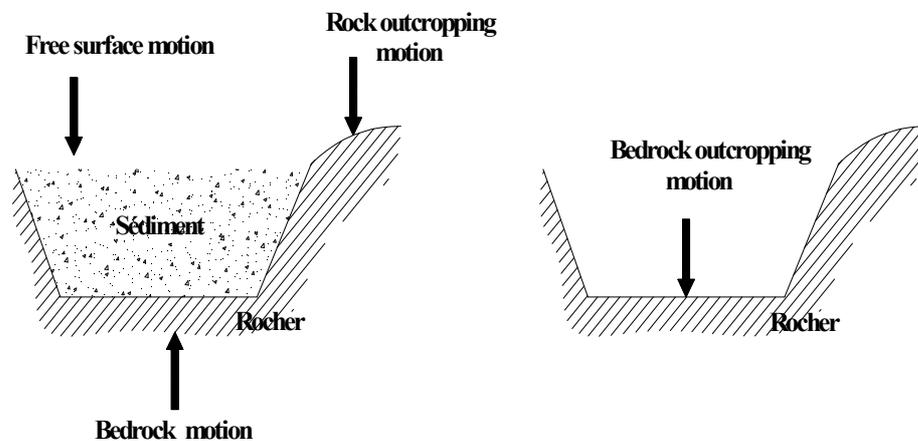


Figure 1.2 Termes couramment utilisés pour décrire les mouvements du sol en génie parasismique.

### 1-2-1 Sol non Amorti sur rocher rigide

Soit une couche sédimentaire isotrope recouvrant un substratum rigide (Figure 1.3).

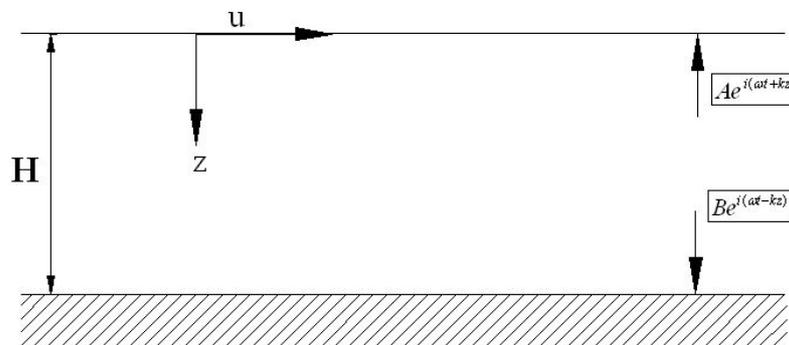


Figure 1.3. Sol non amorti sur un rocher rigide.

Le mouvement harmonique horizontal du substratum rocheux produira une propagation verticale des ondes de cisaillement dans la couche sédimentaire. Le résultat du déplacement horizontal est exprimé par :

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + kz)} + Be^{i(\omega t - kz)} \quad (1.3)$$

$\omega$  : Pulsation circulaire ;

$k$  : Nombre d'onde =  $\omega / V_s$  ;

$A$  et  $B$  : Amplitude des ondes montantes et descendantes, respectivement.

Cependant, par l'introduction des conditions aux limites de contraintes de cisaillement  $\tau$  nulles à la surface libre, par conséquent la déformation  $\gamma$  en cisaillement est nulle, on a :

$$\tau(0, t) = G\gamma(0, t) = G \frac{\partial u(0, t)}{\partial z} = 0 \quad (1.4)$$

$G$  : module de cisaillement.

En substituant (1.3) dans (1.4) et en effectuant la différentiation on obtient :

$$Gik(Ae^{ik(0)} - Be^{-ik(0)})e^{i\omega t} = Gik(A - B)e^{i\omega t} = 0 \quad (1.5)$$

Ceci est satisfait quand  $A = B$ , le déplacement est alors exprimé par :

$$u(z, t) = 2A \frac{e^{ikz} + e^{-ikz}}{2} e^{i\omega t} = 2A \cos kz e^{i\omega t} \quad (1.6)$$

On décrit ainsi une onde stationnaire d'amplitude  $2A \cos kz$ , qui est le produit de l'interférence constructive des ondes montantes et descendantes. L'équation (1.6) peut être utilisée pour définir la fonction de transfert, qui décrit le rapport des amplitudes de déplacement à n'importe quel point de la couche des sédiments. En plaçant le premier point à la base (au rocher) et le second à la surface du sol, nous obtenons la fonction de transfert de la colonne de sol (équation (1.7)), dont le module représente la fonction d'amplification (équation 1.8).

$$F_1(\omega) = \frac{u_{\max}(0, t)}{u_{\max}(H, t)} = \frac{2Ae^{i\omega t}}{2A \cos kHe^{i\omega t}} = \frac{1}{\cos kH} = \frac{1}{\cos(\omega H / V_s)} \quad (1.7)$$

$$|F_1(\omega)| = \sqrt{\{R_e[F_1(\omega)]\}^2 + \{\text{Im}[F_1(\omega)]\}^2} = \frac{1}{|\cos(\omega H / V_s)|} \quad (1.8)$$

L'amplification est infinie lorsque  $\cos(\omega H / V_s) = 0$ , qui correspond à  $\omega_n = \frac{V_s}{H} (\frac{\pi}{2} + n\pi)$ .

Ou bien  $f_n = (2n + 1) \frac{V_s}{4H}$   $n = 0, 1, 2, \dots$  voir la figure 1-4.

:

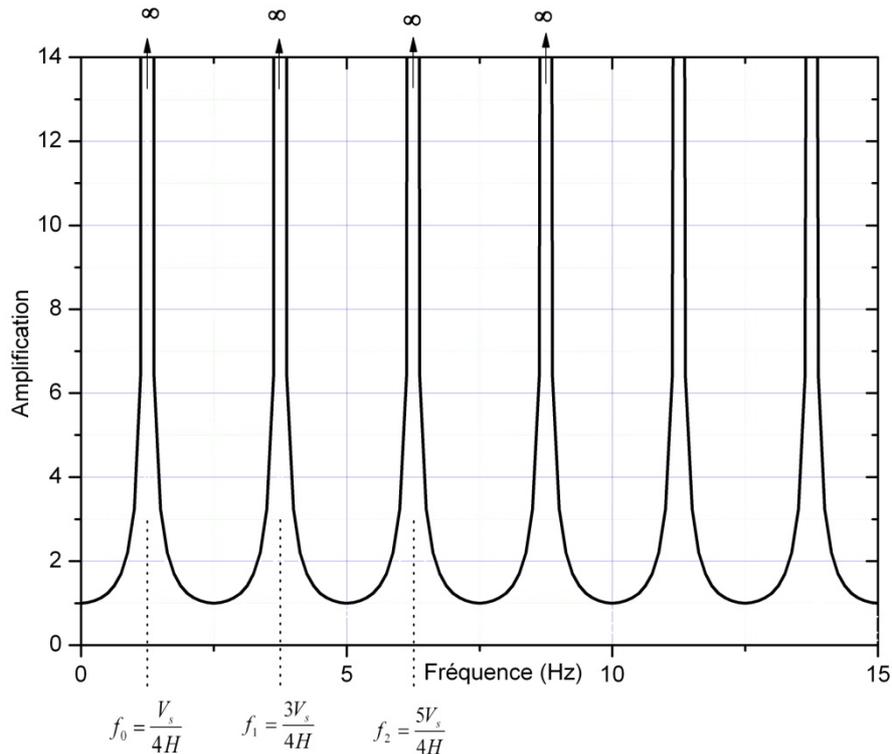


Figure 1-4 fonction d'amplification d'un sol non amorti de 60 m d'épaisseur avec une vitesse de cisaillement de 300m/s reposant sur un rocher rigide, l'amplification est infinie pour les différentes fréquences d'amplification, correspondant aux différents modes de vibration.

### 1-2-2 Sol amorti sur rocher rigide

L'analyse précédente montre une amplification sans limite, chose qui ne peut pas se produire physiquement. Aucune dissipation d'énergie n'est prise en considération dans l'analyse précédente. Lors de la propagation de l'onde de cisaillement dans le sol, une partie de l'énergie est convertie en chaleur. Cette conversion fait diminuer l'amplitude de l'onde. L'amortissement visqueux, est généralement utilisé pour représenter la dissipation d'énergie élastique. Des résultats plus réalistes sont obtenus en prenant en compte l'amortissement dans l'analyse. En supposant que le sol ait la même caractéristique de cisaillement du modèle de

Kelvin Voigt (dont la résistance au cisaillement de déformation est la somme d'une partie élastique et une partie visqueuse), la relation contrainte déformation est donnée par :

$$\tau = G\gamma + \eta \frac{\partial \gamma}{\partial t}$$

L'équation d'onde du mouvement pour une propagation verticale des ondes SH peut être écrite de la manière suivante (Kramer 1996):

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} \quad (1.9)$$

$\eta$  : Facteur de viscosité

La solution de l'équation d'onde est de la forme:

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + k^* z)} + Be^{i(\omega t - k^* z)} \quad (1.10)$$

$k^*$  est un nombre d'onde complexe avec une partie réelle  $k_1$  et une partie imaginaire  $k_2$

En répétant la même manipulation algébrique que la précédente, la fonction de transfert dans cas d'un sol amorti sur un rocher rigide s'exprime par :

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\cos k^* H} = \frac{1}{\cos(\omega H / V_s^*)} \quad (1.11)$$

Le module de cisaillement est complexe, elle est donnée par  $G^* = (1 + i2\xi)$ . La vitesse de cisaillement complexe est exprimée pour un petit facteur d'amortissement  $\xi$ .

$\xi = \frac{1}{4\pi} \frac{\Delta A}{A} = \frac{\eta \omega}{2G}$ ,  $\Delta A$  énergie dissipé dans un cycle,  $A$  pic d'énergie durant le cycle par :

$$V_s^* = \sqrt{\frac{G^*}{\rho}} = \sqrt{\frac{G(1 + i2\xi)}{\rho}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}}(1 + i\xi) = V_s(1 + i\xi) \quad (1.12)$$

Le nombre d'onde complexe peut être aussi exprimé pour un petit amortissement  $\xi$  par :

$$k^* = \frac{\omega}{V_s^*} = \frac{\omega}{V_s(1 + i\xi)} \approx \frac{\omega}{V_s}(1 - i\xi) \quad (1.13)$$

Et finalement la fonction de transfert est donnée par :

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\cos k(1-i\zeta)} = \frac{1}{\cos[\omega H/V_s(1+i\zeta)]} \quad (1.14)$$

Sachant que  $|\cos(x+iy)| = \sqrt{\cos^2 x + \sinh^2 y}$ , on a finalement la fonction d'amplification :

$$|F_2(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 kh + \sinh^2 \zeta kH}} \quad (1.15)$$

Et, comme  $\sinh^2 y \approx y^2$  pour  $y$  très petit, et sachant que  $\zeta$  est très petit, la fonction d'amplification est simplifiée :

$$|F_2(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 kH + (\zeta kH)^2}} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\omega H/V_s) + [\zeta(\omega H/V_s)]^2}} \quad (1.16)$$

L'amplification est maximale pour  $\cos(\omega H/V_s) = 0 \Rightarrow \omega H/V_s = \frac{\pi}{2} + n\pi$  ainsi nous obtenons la nième fréquence propre du sol exprimé par :

$$\omega_n = \frac{V_s}{H} \left( \frac{\pi}{2} + n\pi \right) \quad (1.17)$$

$$\omega_0 = \frac{\pi V_s}{2H} \quad (1.18) : \text{ pulsion du mode fondamental}$$

Il en résulte, respectivement, la période fondamentale et la fréquence fondamentale :

$$T_0 = \frac{2\pi}{\omega_0} = \frac{4H}{V_s} \quad (1.19)$$

$$f_0 = \frac{V_s}{4H} \quad (1.19a). \quad f_1 = \frac{3V_s}{4H} \quad f_2 = \frac{5V_s}{4H}$$

La fréquence fondamentale d'un site ne dépend donc que de deux paramètres : l'épaisseur de la couche sédimentaire et la vitesse de cisaillement des ondes sismiques dans cette couche. On obtient ainsi une indication afin de prévoir la fréquence pour laquelle l'amplification du mouvement de vibration peut être significative en cas de séisme.

### ***1-2-3 Sol homogène sur rocher élastique***

Les deux sections précédentes ont été développées pour l'amplification d'un sol reposant sur un rocher rigide. Si le substratum rocheux est rigide, il agit comme une extrémité fixe n'est pas ainsi affectée par le mouvement. Toute onde descendante dans le sous-sol est

complètement réfléchi vers la surface par des tensioactifs de la couche rigide, piégeant ainsi toute l'énergie des ondes élastiques dans la couche.

Dans le cas où le rocher est élastique, l'onde descendante arrivant à l'interface rocher-sédiment est partiellement réfléchi, une partie de son énergie étant transmise dans le rocher. Si le rocher s'étend sur une grande profondeur, assez grande pour que toutes les ondes réfléchies sur une autre interface profonde ne reviennent plus assez vite à la limite rocher-sédiment, alors les amplitudes sont insuffisantes pour influencer la réponse de la couche de sédiments. C'est une forme d'amortissement radiatif, provoquant des mouvements à la surface libre avec des amplitudes plus faibles que celles provoquées par un rocher rigide.

Considérant le cas d'une couche de sédiments recouvrant un demi-espace de rocher élastique (Figure 1.5), avec des indices  $s$  et  $r$  par référence aux sédiments et au rocher, respectivement. Le déplacement de la propagation des ondes SH à incidence verticale pour chaque formation peut s'écrire :

$$u_s(z_s, t) = A_s e^{i(\omega t + k_s^* z_s)} + B_s e^{i(\omega t - k_s^* z_s)} \quad (1.20)$$

$$u_r(z_r, t) = A_r e^{i(\omega t + k_r^* z_r)} + B_r e^{i(\omega t - k_r^* z_r)} \quad (1.21)$$

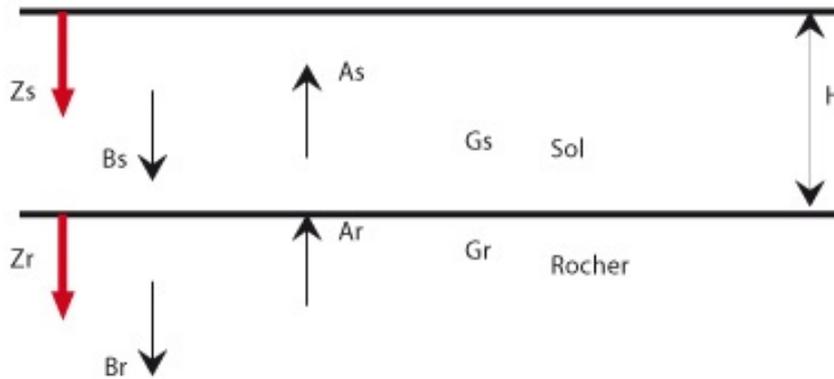


Figure 1.5 représentation d'un sol reposant sur un rocher élastique.

La surface libre, comme vu précédemment, exige que  $A_s = B_s$ , et les conditions limites des déplacements et contraintes imposent aussi que :

$$u_s(z_s = H) = u_r(z_r = 0) \quad (1.22)$$

$$\tau_s(z_s = H) = \tau_r(z_r = 0) \quad (1.23)$$

En substituant l'équation (1.20) dans (1.22) on obtient

$$A_s (e^{ik_s^* H} + e^{-ik_s^* H}) = A_r + B_r \quad (1.24)$$

Et en utilisant l'équation (1.23) et sachant que la contrainte de cisaillement est définie par ( $\tau = G\partial u/\partial z$ ), on obtient :

$$\frac{G_s k_s^*}{G_r k_r^*} A_s (e^{ik_s^* H} - e^{-ik_s^* H}) = A_r - B_r \quad (1.25)$$

$$\frac{G_s k_s^*}{G_r k_r^*} = \frac{\rho_s V_{Ss}^*}{\rho_r V_{Sr}^*} = \alpha_z^* \quad (1.26)$$

Le rapport (1.26) donne le rapport d'impédance complexe ou  $V_{Ss}^*$  et  $V_{Sr}^*$  représentent, respectivement, les vitesses de cisaillements complexes du sol et du rocher.

La résolution des équations (1.22) et (1.23) donne :

$$A_r = \frac{1}{2} A_s \left[ (1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 - \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H} \right] \quad (1.27)$$

$$B_r = \frac{1}{2} A_s \left[ (1 - \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 + \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H} \right] \quad (1.28)$$

En supposant une propagation verticale de l'onde de cisaillement avec une amplitude  $A$ , traversant le rocher de façon ascendante. Si le sol au-dessus du rocher n'est pas présent, la surface libre du rocher affleurant produira l'effet du substratum affleurant (bedrock outcropping motion) avec une amplitude  $2A$ . Si le sol est présent, le mouvement à la surface libre sera :

$$2A_s = \frac{4A}{(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 - \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H}} \quad (1.29)$$

La définition de la fonction de transfert  $F_3(\omega)$  est le rapport de l'amplitude à la surface du sol sur l'amplitude du rocher affleurant (rock outcropping) :

$$F_3(\omega) = \frac{2}{(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 - \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H}} \quad (1.30)$$

En utilisant la loi d'Euler, on peut écrire (Kramer, 1996) :

$$F_3(\omega) = \frac{1}{\cos k_s^* H + i \alpha_z^* \sin k_s^* H} = \frac{1}{\cos(\omega H / V_{Ss}^*) + \sin(\omega H / V_{Ss}^*)}$$

Kramer (1996), indique que « le module de cette expression ne peut être exprimé sous une forme très compacte quand l'amortissement existe ; et quand l'amortissement  $\zeta = 0$  la fonction de transfert est donné par l'expression suivante :

$$|F_3(\omega, \xi = 0)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 k_s H + \alpha_z^2 \sin^2 k_s H}} \quad (1.31)$$

L'effet de l'élasticité du substratum rocheux est important. On remarque que le dénominateur de  $F_3(\omega)$  est toujours supérieur à zéro, même si l'amortissement du sol est nul : l'amplification ne peut être infinie, à cause de l'amortissement radiatif.

### ***1-3 Étude paramétrique de la fonction d'amplification***

Pour déterminer la réponse d'une colonne sédimentaire soumise aux vibrations sismiques, le programme SHAKE (Schnabel *et al.* 1972) version modifiée SHAKE91 (Idriss and Sun 1992), offre la possibilité de calculer la fonction d'amplification d'un mouvement vibratoire d'une excitation sismique, soit entre deux niveaux de formations géologiques, soit d'une profondeur  $z$  (rocher) à la surface du sol. Ce programme offre aussi la possibilité d'étudier l'amplification d'un comportement linéaire ou non linéaire des sols, en utilisant pour ce dernier des modèles linéaires équivalents, à condition bien sûr de disposer des lois de comportement non linéaire des formations géologiques de la colonne stratigraphique.

#### ***1-3-1 Procédure SHAKE***

Le programme SHAKE calcule la réponse d'un système homogène, pour une extension infini des couches horizontales viscoélastiques, et une propagation des ondes SH à incidence verticale.

Le programme est basé sur la solution continue des équations d'ondes (Kanai, 1951). La non linéarité du module de cisaillement et de l'amortissement est prise en considération en utilisant des modèles linéaires équivalents des sols (Idriss and Seed, 1968 ; Seed and Idriss 1970) et en utilisant une procédure itérative pour obtenir des valeurs d'amortissement compatibles à une déformation effective pour chaque couche.

Les hypothèses de SHAKE sont :

- les couches du sous-sol s'étendent horizontalement à l'infini ;
- chaque couche est définie par le module de cisaillement, la vitesse de cisaillement, l'amortissement critique, la densité et l'épaisseur ;

- la réponse du système est due à la propagation verticale des ondes SH à incidence verticale provenant de la formation rocheuse sous-jacente.

Le programme SHAKE comprend 10 options (Tableau 1.1), divisées en deux groupes concernant respectivement les options :

- de saisie des données d'entrée (options 1, 2, 3, 4 et 5) ;
- de traitement des données (options 6, 7, 9, 10 et 11).

Option	Description
1	Propriétés dynamiques du sol (nécessite la connaissance des lois de comportement du sol dans le domaine non linéaire.
2	Profil du sol. épaisseur, vitesse de cisaillement, amortissement, densité.
3	Input objet motion. Accélération au rocher réel ou synthétique.
4	Nombre de couche, mouvement affleurant ou à la base.
5	Nombre d'itérations utilisées pour le modèle linéaire équivalent.
6	Sommet de la couche dans laquelle l'accélération est calculée et sauvegardée.
7	Sommet de la couche dans laquelle la contrainte ou déformation de cisaillement est calculée et sauvegardée.
9	Spectre de réponse.
10	Amplification.
11	Spectre de Fourier.

*Tableau 1.1 : Description des options du programme SHAKE, extraite de la notice Shake2000.*

### ***1-3-2 Amplification en fonction de l'amortissement du sol***

Considérons un profil de sol de caractéristiques mécaniques homogènes, avec, par exemple, une épaisseur  $H = 60$  m, une vitesse de cisaillement  $V_s = 300$  m/s et une densité volumique  $\rho = 2$  t/m<sup>3</sup>, reposant sur un rocher rigide. La figure 1.6 montre l'amplification du profil de sol en fonction de l'amortissement. Il apparaît bien que pour un amortissement nul l'amplification tend vers l'infini, à chaque passage d'une fréquence propre du profil de sol. De plus, il apparaît clairement que l'amplification est considérablement atténuée en fonction de l'importance de l'amortissement.

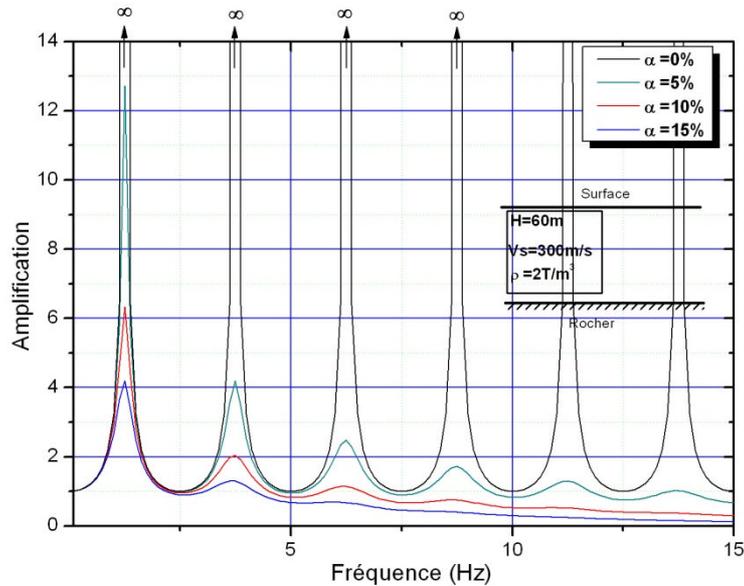


Figure 1.6 Amplification en fonction de l'amortissement du sol.

### 1-3-3 Amplification en fonction de l'épaisseur

Plus l'épaisseur de la couche de sol est importante, plus sa fréquence fondamentale est décalée vers la gauche, c'est-à-dire vers les basses fréquences (Figure 1.7). Ce résultat indique que l'estimation de la profondeur du "bedrock" (rocher) est déterminante dans la désignation de la fréquence propre d'un profil.

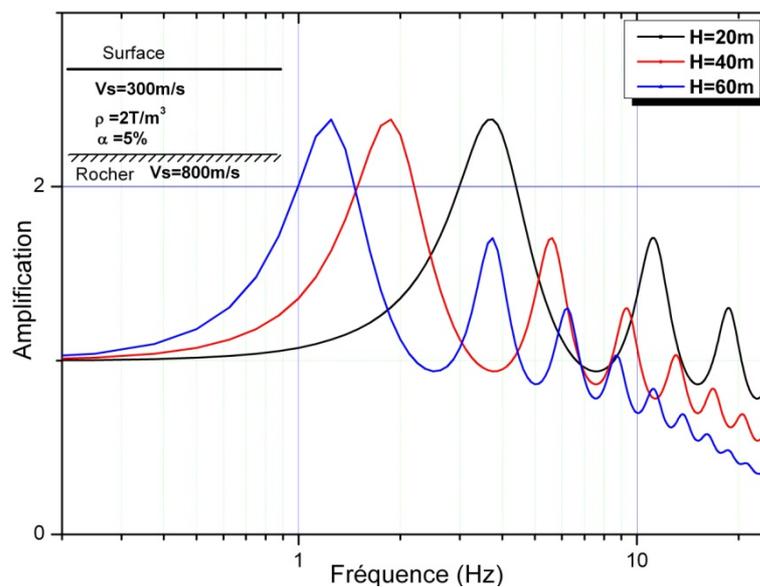


Figure 1.7 Amplification en fonction de l'épaisseur de la couche de sol.

### 1-3-4 Amplification en fonction de la vitesse de cisaillement du sol

Plus le sol devient ferme, plus sa fréquence est décalée vers la droite c'est-à-dire vers les hautes fréquences (Figure 1.8), d'autant plus que le taux d'amplification est proportionnel au contraste de la vitesse.

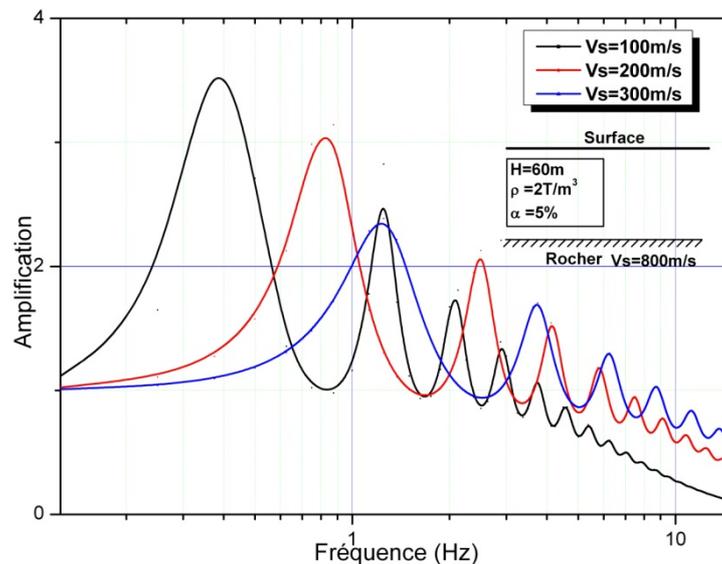


Figure 1.8 Amplification en fonction de la vitesse de cisaillement.

### 1-3-5 Amplification en fonction du contraste de vitesse

On a vu dans le paragraphe (1-2-2) que, pour un rocher élastique, l'amortissement radiatif joue un rôle important. Pour un rocher rigide, l'amplification est très importante et ne dépend pas du contraste d'impédance entre le sol et le rocher (Figure 1.8). En revanche, pour un rocher élastique le taux d'amplification est proportionnel au contraste de vitesse (Figure 1.9).

On note une similitude entre les effets d'amortissement du sol et de l'élasticité du substratum rocheux, en comparant les formes des courbes d'amplification de la figure 1.9 et celles de la figure 1.6. L'amplification est affectée de façon similaire par l'élasticité du rocher et par l'amortissement du sol. Cet effet d'amortissement radiatif a une importance pratique, que se soit dans la prévision des mouvements sismique ou dans les études de comparaisons avec d'autres méthodes expérimentales.

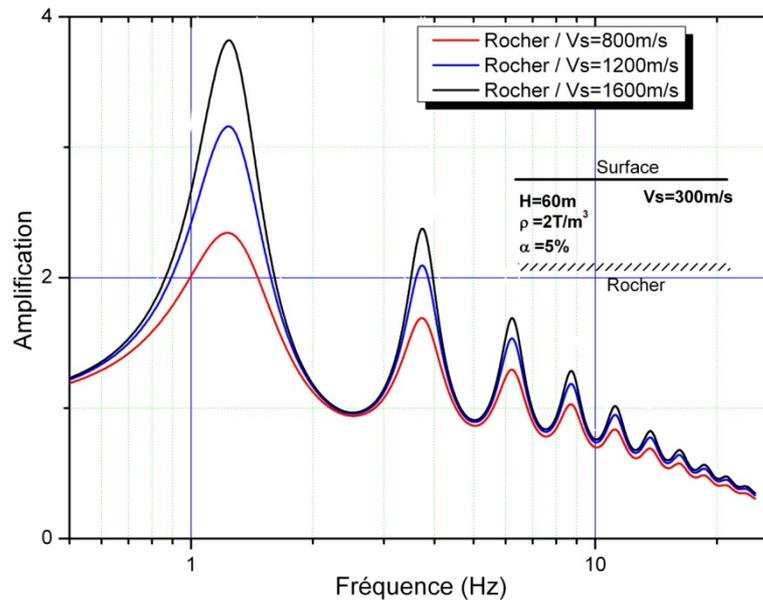


Figure 1.9 Variation de l'amplification en fonction du contraste de vitesse : le taux d'amplification est proportionnel au contraste de vitesse.

## CHAPITRE II

### COMPORTEMENT DYNAMIQUE DU SOL

Le comportement dynamique du sol est un paramètre très important pour étudier les problèmes liés aux vibrations et aux séismes. La caractérisation dynamique du sol est obtenue à l'aide d'outils, avec différentes procédures, utilisés en laboratoire et *in situ*. L'étape la plus importante dans la modélisation d'un phénomène physique est l'évaluation du comportement expérimental et la recherche d'un modèle approprié, qui soit à la fois précis et maniable.

L'étude des propriétés dynamiques du sol exige une source active d'énergie d'excitation du sol produisant une onde mesurable. Dans les essais géophysiques, les ondes sismiques induisent des déformations très basses (moins de  $10^{-3}$  %). Ce niveau de déformation (Figure 2.1) permet d'utiliser la théorie de l'élasticité et d'associer les mesures aux propriétés mécaniques. La réponse est généralement linéaire.

À un niveau de déformation intermédiaire ( $10^{-2}$  %) la réponse commence à devenir non linéaire. Pour les déformations importantes ( $10^{-1}$  à 5%) le comportement dynamique du sol est non linéaire et subit des déformations permanentes (plastique), jusqu'à atteindre un état instable (rupture). Pour les déformations intermédiaires et fortes, les propriétés géophysiques ne sont pas applicables, d'où la nécessité d'utiliser d'autres tests de laboratoire, tel que le triaxial dynamique.

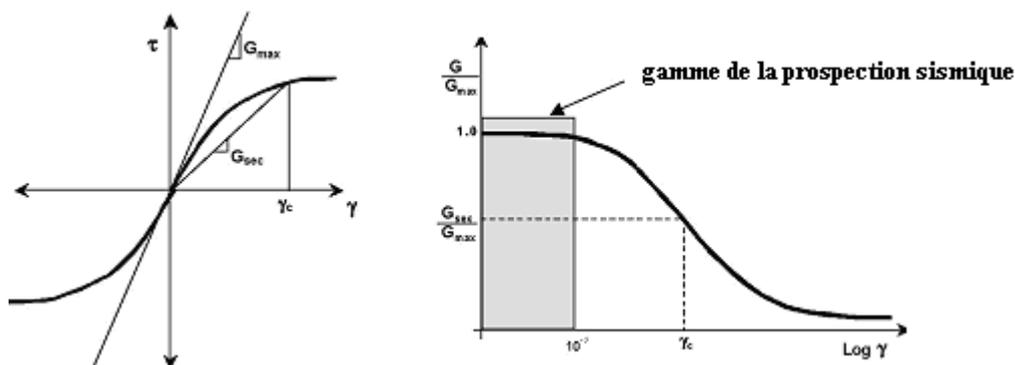


Figure 2.1 : À gauche, courbe de la contrainte ( $\tau$ ) en fonction de la déformation ( $\gamma$ ) : le module de cisaillement  $G_{max}$  est maximal pour une faible déformation  $\gamma$  domaine de la prospection sismique,  $G_{sec}$  module de cisaillement sécant pour une contrainte importante  $\gamma_c$ .

À droite, représentation d'une loi de comportement du sol  $\frac{G_{sec}}{G_{max}}$  en fonction de la déformation. (Kramer, 1996.)

L'élaboration de la loi de comportement se base sur l'analyse des résultats expérimentaux et sur la mise en évidence des mécanismes physiques. A partir de là, on détermine la courbe contraintes déformations  $(\tau, \gamma)$  qui représente la loi de comportement dans le cas de l'expérience réalisée.

Les rhéologues distinguent différents types de lois de comportement (réversibles et irréversibles) telles que l'élasticité (linéaire et non linéaire), la viscosité, la plasticité ainsi que leurs combinaisons viscoélasticité, élastoplasticité et viscoplasticité. Pour ne pas trop s'étaler sur les lois de comportement dynamique du sol, on se limite à définir les comportements linéaire et non linéaire qui sont utilisés dans le programme SHAKE91 pour la modélisation de la réponse sismique d'une couche sédimentaire.

### 2-1 comportement élastique linéaire

Il existe un domaine de faibles déformations pour lequel la relation entre contrainte et déformation est linéaire. Le trajet de la charge dans le plan  $(\tau, \gamma)$  est identique à celui de la décharge. Quand l'effort revient à l'état initial (nul), la déformation résiduelle est nulle. Le sol a ainsi un comportement élastique linéaire. Dans ce cas le tenseur des déformations est proportionnel au tenseur de contraintes. Ce comportement a été découvert par Robert Hooke qui publia sa loi qui porte son nom en 1678.

La relation contrainte déformation est linéaire. Elle est caractérisée par deux paramètres linéaires : le module d'élasticité axial dans le cas d'essai à la compression appelé module de Young  $E$ , ou le module de cisaillement  $G$  pour un essai de cisaillement simple (figure 2.2) et le coefficient de poisson  $\nu$ .

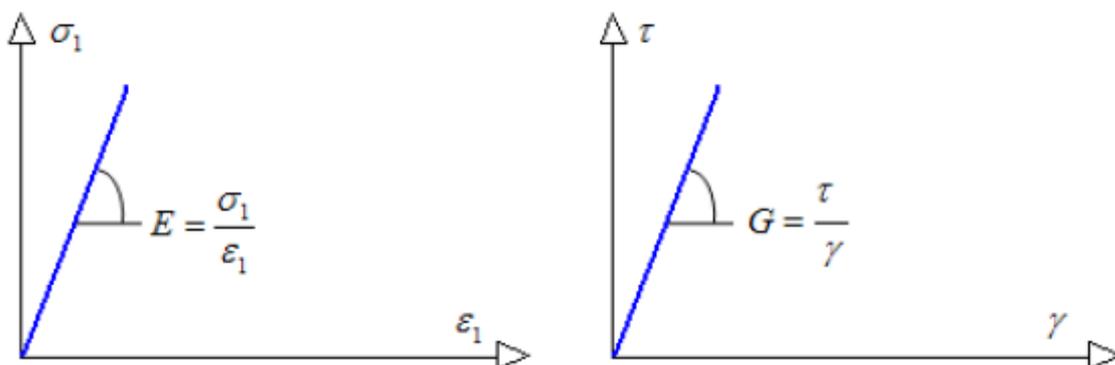


Figure 2.2 loi de comportement élastique linéaire.

Les paramètres dynamiques sont exprimés en fonction des vitesses de compression ( $V_P$ ) et de cisaillement ( $V_S$ ) par les relations suivantes :

- coefficient de poisson 
$$\nu = \frac{V_P^2 - 2V_S^2}{2(V_P^2 - V_S^2)}$$

- module de cisaillement 
$$G = \rho V_S^2$$

- module de Young 
$$E = \rho V_S^2 \frac{3V_P^2 - 4V_S^2}{V_P^2 - V_S^2}$$

- module d'incompressibilité 
$$K = \rho \left( V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2 \right)$$

Avec :  $V_P = \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$  et  $V_S = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$ , où  $\lambda$  et  $\mu$  sont les constantes de Lamé. Et  $\rho$  la densité volumique.

## 2-2 comportement non linéaire

De nombreux facteurs ont une forte influence sur le comportement du sol, qui a été étudié en utilisant différents types d'essais en laboratoire et *in situ*, mettant en relation le comportement du sol en fonction des facteurs externes et des propriétés spécifiques du sol.

Le facteur externe le plus important est la grandeur de la contrainte appliquée. De nombreux essais expérimentaux en laboratoire ont été réalisés afin d'étudier le comportement du sol en fonction du niveau de contrainte appliqué. À partir de ces résultats, des seuils de valeurs ont été déterminés, mettant en évidence le comportement du sol en fonction des contraintes appliquées.

Pour les calculs de réponse dynamique de sol on considère que le mouvement sismique a pour origine une onde de cisaillement à propagation verticale. Dans ce cas, un élément de sol pris à une profondeur  $H$  est soumis à un cycle de chargement représenté dans la figure (2.3).

Le passage de l'onde de cisaillement se traduit par l'application d'une contrainte de cisaillement  $\tau(t)$  sur les faces verticales. Sous l'effet de cette contrainte, l'échantillon subit une déformation de cisaillement simple. Pour un matériau à comportement élastique, il n'y a pas de variation de volume. Cette déformation de cisaillement est appelée distorsion définie

par : 
$$\gamma = \frac{\Delta u}{\Delta h}$$

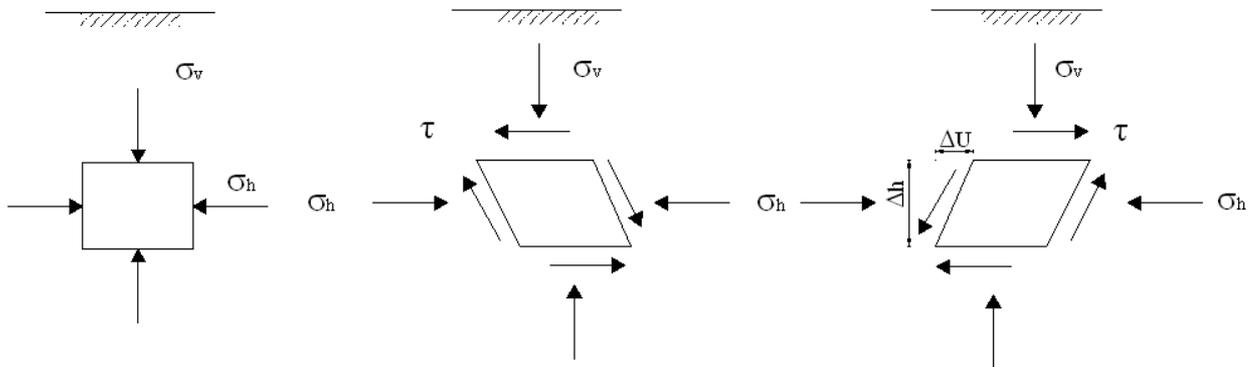


Figure (2.3) Séquence de Chargement cyclique (Alain Pecker 1984).

En reproduisant au laboratoire ce mode de sollicitation uniaxial de façon la plus fiable, on obtient une courbe effort-déformation  $\tau = f(\gamma)$  pour un cycle de contrainte fermé. La figure (2.4) montre que le comportement n'est plus linéaire. Il est caractérisé par une boucle d'hystérésis.

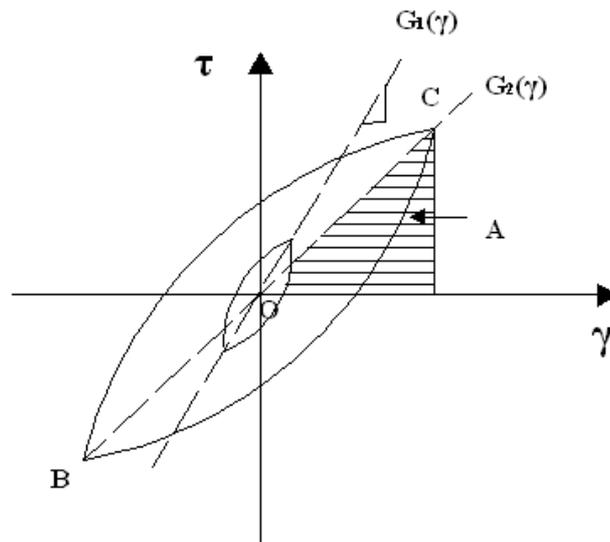


Figure (2.4) Boucle d'hystérésis de cisaillement

La boucle d'hystérésis produite par un chargement cyclique (Figure 2.5) peut être décrite par le chemin de la boucle ou par deux paramètres, l'inclinaison et la surface de la boucle d'hystérésis, qui décrivent sa forme générale. L'inclinaison de la boucle dépend de la rigidité du sol et peut être décrite durant tout le cycle par la tangente du module de cisaillement  $G_{\tan}$ , qui varie durant tout le cycle. Mais la valeur moyenne est représentée par le

module de cisaillement sécant  $G_{\text{sec}} = \frac{\tau_c}{\gamma_c}$ .

Le facteur d'amortissement  $\xi$ , exprimé en %, vaut :  $\xi = \frac{1}{4\pi} \frac{\Delta A}{A}$

$\Delta A$  : Aire de la boucle d'hystérésis.

$A$  : aire du triangle en rouge sur la figure, délimitée par la pente du module de cisaillement sécant.

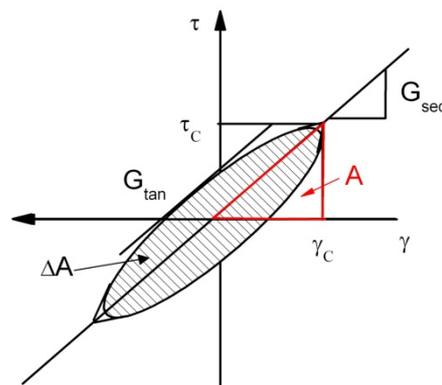


Figure 2.5. Courbe d'hystérésis montrant les modules de cisaillement sécant et tangent.

Il existe une dépendance entre l'amortissement et le module de cisaillement avec la déformation. La distorsion augmente lorsque le sol perd de sa rigidité, il y a dégradation du module de cisaillement. Et inversement, l'amortissement est plus important lorsque la distorsion augmente.

Ainsi pour chaque type de sol, avec des essais adéquats, on détermine la loi du comportement du sol soumis à différentes contraintes. Ces lois de comportement sont caractérisées par la variation du module de cisaillement et de l'amortissement en fonction de la déformation de cisaillement (Figure 2.6). Ceci permet d'évaluer le comportement du sol soumis à des chemins de contraintes quelconques, comme ceux suivis in situ lors d'un séisme.

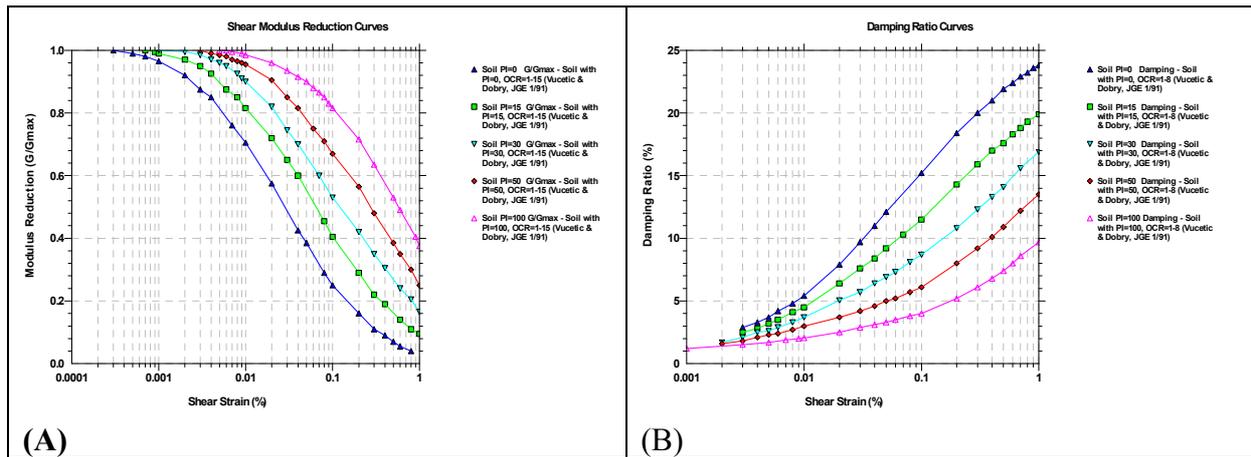


Figure 2.6. Loi du comportement des sols dans le domaine non linéaire pour différents types de sols présentant des indices de plasticité différents. (A) variation du rapport  $G / G_{max}$  du module de cisaillement en fonction de la déformation de cisaillement, (B) variation de facteur d'amortissement en pourcentage en fonction de la déformation de cisaillement. (Tiré de Shake2000).

### 3-3 Réponse d'un sol dans le domaine non linéaire

Dans le domaine du génie parasismique, pour le calcul de la réponse sismique d'une couche de sol, on a recours à l'utilisation des lois de comportement du sol (viscoélastique linéaire équivalent et non linéaire).

Pour représenter le comportement non linéaire, le programme SHAKE2000 offre la possibilité d'utiliser des modèles linéaires équivalents. La figure 2.7 représente les lois de comportements dynamiques des sédiments et du rocher utilisées pour le calcul de l'amplification dans le domaine linéaire équivalent.

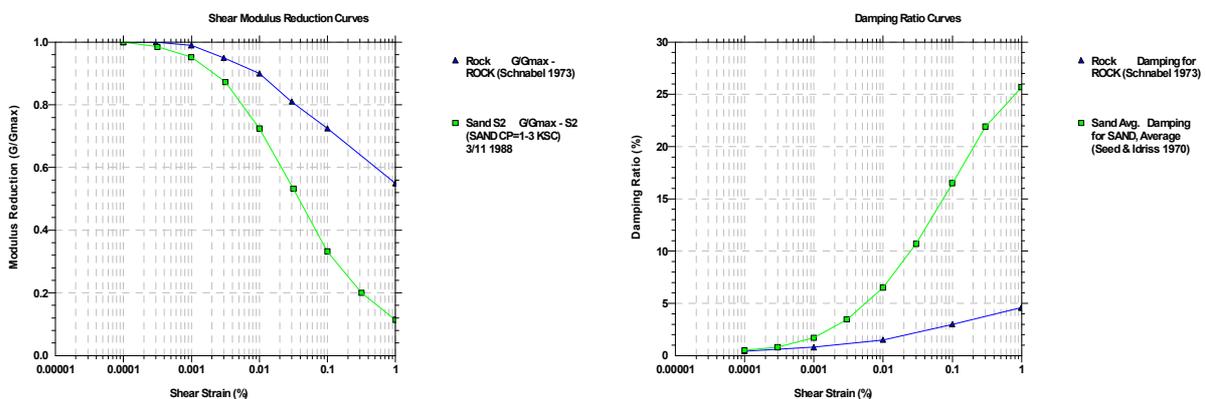


Figure 2.7 Courbe de réduction du module de cisaillement (à gauche) et courbe du facteur d'amortissement correspondante (à droite) en fonction de la déformation de cisaillement, pour le sable et le rocher. (Tiré de Shake2000).

La comparaison de la fonction d'amplification dans les domaines linéaire et linéaire équivalent est représentée dans la figure 2.8. Pour une épaisseur de sédiments sableux  $H = 30$  m, avec une vitesse de cisaillement de 300 m/s reposant sur un rocher avec  $V_s = 1200$  m/s, on constate que la non linéarité a pour effet de décaler la fréquence de résonance vers les basses fréquences et que l'amplification est moindre que celle du mouvement linéaire.

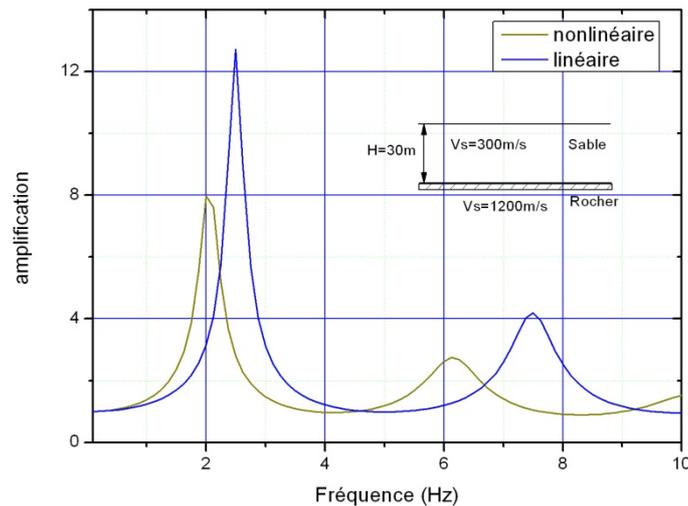


Figure 2.8 Amplification du mouvement sismique, dans les domaines linéaire (en bleu), et non linéaire (en rouge).

Le comportement du sol doit être pris en considération dans la prévision d'un mouvement sismique. L'exemple donné ci dessus montre qu'il y a une migration de 0.65 Hz de la fréquence fondamentale vers les basses fréquences. Bien que ce décalage semble minime, il doit être pris en considération, car ce décalage dépend du taux de contrainte appliquée au sol (accélération) et de la loi du comportement de celui-ci. Dans d'autres cas, la migration peut être importante. Finalement, notons que le taux d'amplification est surestimé dans un modèle quasi linéaire.

### Conclusion :

Il existe plusieurs outils en sismologie pour évaluer et analyser le mouvement sismique. La plupart de ces outils considère que le sol présente un comportement linéaire avec une dissipation visqueuse. Très souvent ces outils sont rapides et performants. Les analyses non linéaires sont difficiles à mettre en œuvre, et les calculs sont beaucoup plus importants. Il est intéressant de quantifier l'influence de la non linéarité pour savoir s'il est indispensable de les prendre en compte dans l'analyse.

### *Chapitre III*

## ***MÉTHODES DE PROSPECTION SISMIQUE***

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que le taux et la variation de la fréquence d'amplification dépendent de plusieurs paramètres, tels que l'épaisseur des sédiments, la vitesse de cisaillement et l'amortissement matériel. Ces paramètres peuvent être déterminés par différentes méthodes de prospection sismique, où chacune présente des avantages et des inconvénients. Cet aspect est traité dans ce chapitre.

Les méthodes de prospection sismique induisent des déformations de cisaillement et de compression très faibles, inférieure à  $10^{-3}\%$ . Ces déformations sont à l'origine de la propagation des ondes S et P. La détermination des vitesses de propagation de ces deux types d'ondes permet de calculer les modules dynamiques des sols : coefficient de poisson, module de Young et le module de cisaillement.

Différentes sources peuvent être utilisées pour la génération des ondes sismiques, telles que la dynamite, un marteau ou un vibreur. Ces sources peuvent générer des ondes de compression ou de cisaillement et des ondes de surface avec différentes amplitudes. L'énergie des ondes dominantes dépend de la technique utilisée.

Le dispositif utilisé en surface pour la réfraction en onde S est le même que celui utilisé pour la réfraction en onde P, la seule différence étant l'utilisation de capteurs horizontaux.

L'angle d'attaque de l'ébranlement doit être orienté parallèlement aux géophones horizontaux, et ce afin qu'ils puissent réagir à l'effort de cisaillement. (Figure 3.1)

La source la plus utilisée, et la plus efficace, consiste à placer un madrier horizontal sous les roues d'un véhicule pour avoir un bon couplage avec le sol. Un cisaillement horizontal est alors obtenu en frappant latéralement à une extrémité du madrier. Le signal est inverse quand on inverse le sens de la frappe, selon le principe de polarisation de l'onde S. L'onde de compression n'étant pas soumise à l'inversion, la superposition des signaux permet de pointer

le temps de départ de l'onde S au moment où commence le phénomène d'inversion (opposition de phase).

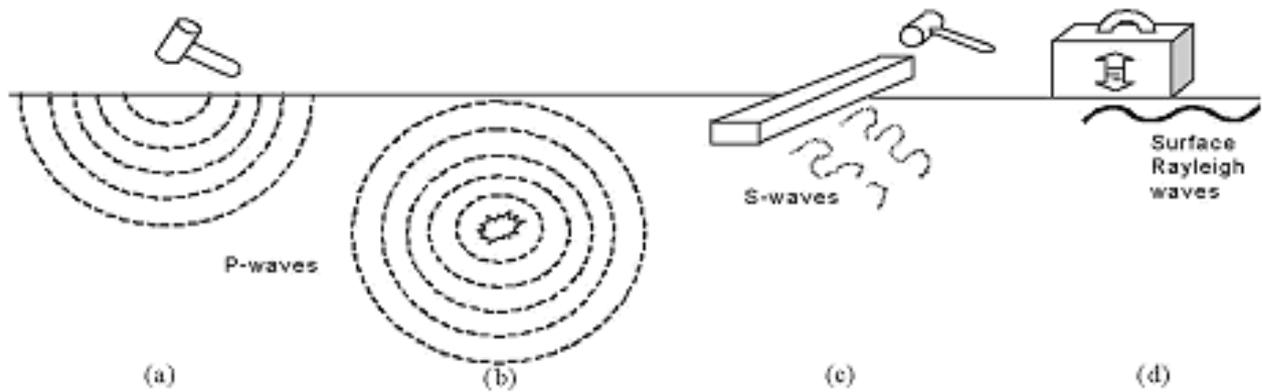


Figure 3.1. Méthodes de génération d'Ondes. (a) Impact Vertical, (b) explosif, (c) impact horizontal, (d) ondes de surface avec contrôle de fréquence. (Kramer, 1996).

Il existe plusieurs techniques de prospection sismique. Elles sont utilisées pour l'exploration du sous sol afin de déterminer les caractéristiques de celui-ci. Ces techniques diffèrent en fonction des ondes extraites de l'enregistrement (réflexion, réfraction, ondes de surface), et par rapport à la source utilisée :

- méthode active : utilise des sources sismiques pour générer des ondes, telles que la dynamite, le vibroseis, une massette...
- méthode passive : utilise les vibrations ambiantes pour l'extraction de l'information sur les vitesses et le comportement du sol en cas de séisme. On utilise soit une station pour la méthode H/V, soit un réseau de capteurs, suivant une géométrie bien déterminée, un traitement adéquat permettant d'extraire les courbes de dispersion de l'onde de Rayleigh ou l'onde de Love.

### 3-1 Méthodes actives

#### 3-1-1 Sismique réfraction

La sismique réfraction est actuellement très utilisée en génie civil, alors que dans le domaine pétrolier elle est limitée à la détermination des caractéristiques de la zone altérée (Weathered Zone).

Cette technique basée sur le principe de Huygens qui stipule qu'un point touché par le front d'onde devient source, et sur les lois de Descartes qui donnent les relations angulaires entre les différentes ondes et la direction de la propagation tel que :

$$\frac{\sin \alpha_1}{V_1} = \frac{\sin \alpha_2}{V_2} \quad (3.1)$$

Dans le même milieu l'angle de l'onde réfléchi est égal à l'angle incident, et l'onde est transmise dans le milieu 2 à un angle  $\alpha_2$ .

Pour un angle d'incidence critique  $i_c$ ,  $\alpha_2 = 90^\circ$ , l'onde transmise suit le marqueur à la vitesse  $V_2$ , elle se réfracte dans le milieu 1 avec un angle  $i_c$ , pour arriver à la surface du sol (figure. 3.2). La relation entre vitesses des deux milieux et l'angle d'incidence critique est donnée par :

$$\sin i_c = \frac{V_1}{V_2}$$

$$\text{Pour } n \text{ couches la relation devient : } \sin i_c = \frac{V_{n-1}}{V_n} \quad (3.2)$$

Ce phénomène se produit si  $V_2 > V_1$  ( $V_n > V_{n-1}$ ). L'enregistrement de cette onde est réalisé à partir d'une distance critique, qui dépend de la profondeur (H) de l'interface et du rapport de vitesse des deux milieux. Dans le cas d'un bicouche cette distance est de :

$$x_c = 2H \operatorname{tg} i_c \quad (3.3)$$

Étant donné que l'onde réfléchi arrive en retard, l'interprétation de la sismique réfraction est basée sur la mesure des temps  $t$  des premières arrivées, ondes directes et réfractées. La représentation des temps  $t$  en fonction de la distance,  $t = f(x)$ , présente les dromochroniques du modèle bicouche ( $V_2, V_1$ ) avec une épaisseur H (Figure 3.2).

$$\text{L'onde directe a pour hodochrone la droite d'équation } t(x) = \frac{x}{V_1} \quad (3.4)$$

$$\text{L'onde réfractée sur le toit du milieu 2 a pour équation } t(x) = \frac{x}{V_2} + T_1 \quad (3.5)$$

En absence de pendage, les pentes des deux droites donnent la vitesse des deux milieux. L'intersection de la droite de pente  $\frac{1}{V_2}$  avec l'axe des temps donne la quantité  $T_1$  appelé temps d'intercepte, qui permet de calculer l'épaisseur H de la première couche par la relation :

$$T_1 = \frac{2H}{V_1} \cos i_c \quad (3.6) \quad \text{Avec} \quad \sin i_c = \frac{V_1}{V_2} \quad (3.7)$$

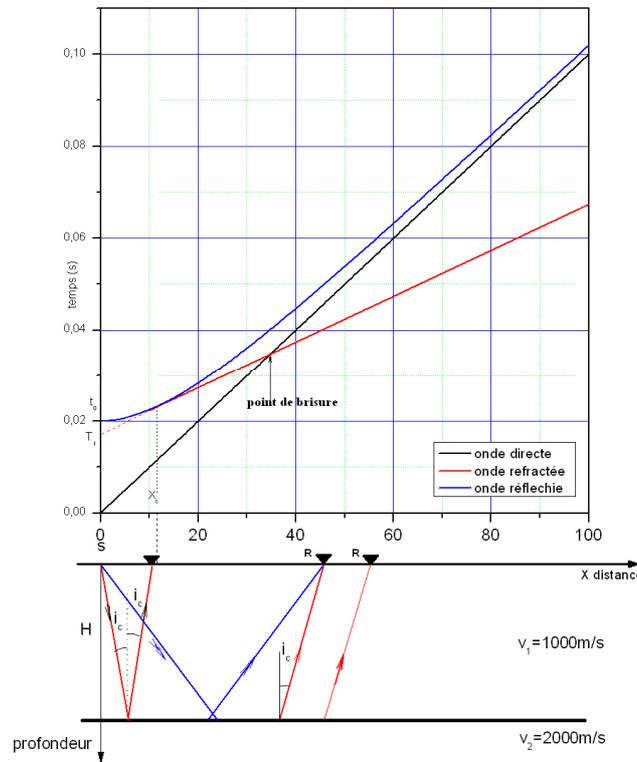


Figure 3.2 Hodochrones des ondes sismiques.

Ceci implique que :

$$t(x) = \frac{x}{V_2} + \frac{2H}{V_1} \cos i_c \quad (3.8)$$

Et l'intersection de la droite de pente  $1/V_1$  avec la demi-droite correspondant à l'onde réfractée est appelée point de brisure  $x_B$ . C'est à partir de ce point que les ondes réfractées arrivent avant les ondes directes. Il est défini par :

$$x_B = 2H \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}} \quad (3.9)$$

Le point  $x_c$  est appelé point brillant ou point critique. À cette distance, les ondes réfléchies et réfractées sont enregistrées synchroniquement. Ce point est défini par :

$$x_c = 2H \tan i_c \quad (3.10)$$

**L'interprétation de la sismique réfraction**

L'interprétation de la sismique réfraction est basée sur l'analyse des dromochroniques des ondes directe et réfractée enregistrées le long d'un profil sismique composé de géophones, à l'aide de plusieurs tirs alignés avec ces derniers.

Dans le cas d'une réfraction sur le toit d'un marqueur  $n$ , associée à  $n$  couches non horizontales avec une surface plane du sol (figure 3.3), la dromochronique de la réfraction est une succession de droites de pente  $1/V_{i,n,E}$  et d'intercepte  $T_{i-1,E}$ .

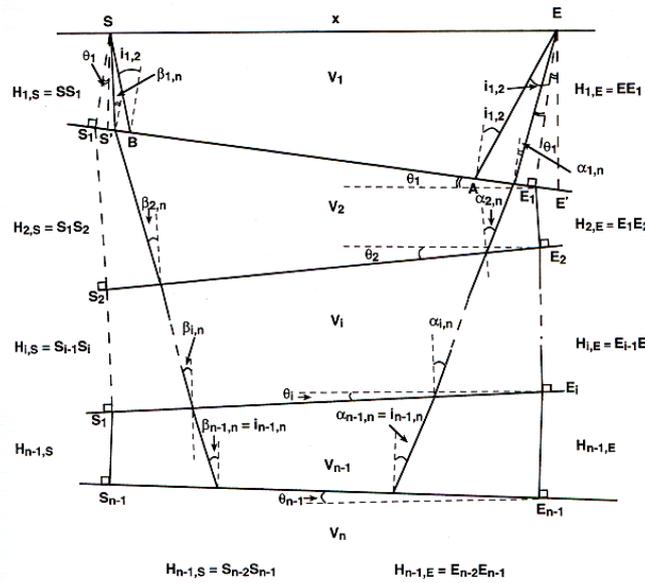


Figure 3.3. Réfraction sur une multicouche. Toit du marqueur  $n$ .

D'après J. L Mari, et al. (1997)

Le temps d'arrivée correspondant au marqueur  $n$  est donné par la relation suivante :

$$t_{n,E} = \frac{ES}{V_n} \cos \theta_1 \prod_{j=1}^{n-1} \cos(\theta_j - \theta_{j-1}) + \sum_{j=1}^{n-1} \frac{H_{j,E} \cos \alpha_{j,n} + H_{j,S} \cos \beta_{j,n}}{V_j} \quad (3.11)$$

Avec 
$$\sin i_{j,n} = \frac{V_j}{V_n} \quad (3.12)$$

$ES$  : distance source-récepteur.

$\theta_j$  : pendages des couches  $j$ .

$\alpha_{j,n}$  : angles d'incidences sur le marqueur  $j$ .

$\beta_{j,n}$  : angles d'émergences du marqueur  $j$ .

$H_{j,E}$  : hauteurs des couches  $j$  à l'aplomb de la source  $E$ .

$H_{j,S}$  : hauteurs des couches à l'aplomb du capteur  $S$ .

Dans le cas de pendages des couches nuls ( $\theta_1 = 0$ , et  $\theta_j = 0$ ) on a :

$$t_{n,E} = t_{n,S} = t_n$$

$$\alpha_{j,n} = \beta_{j,n} = i_{j,n}$$

$$H_{j,E} = H_{j,S} = H_j$$

$$\text{donc : } t_n = \frac{x}{V_n} + \sum_{j=1}^{n-1} \frac{2H_j \cos i_{j,n}}{V_j} \quad (3.13)$$

Dans le cas d'une onde réfractée sur un marqueur n associé à n couches horizontales, enregistrée par un capteur S distant de x par rapport à la source E., la dromochronique de la réfraction est une succession de droites de pente  $1/V_i$  et d'intercepte  $T_i$  (figure 3.4).

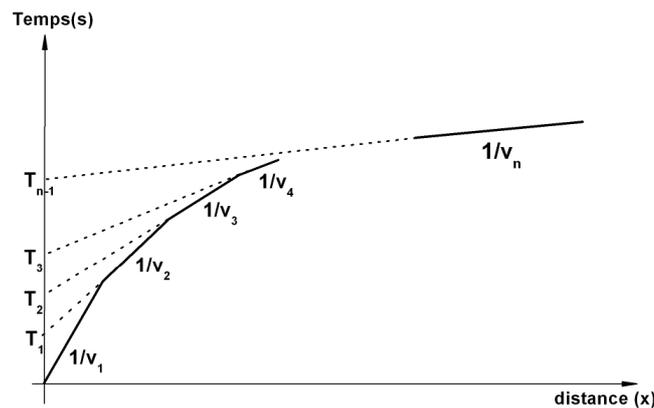


Figure 3.4 Dromochronique de la réfraction associée à n couches horizontales avec une surface plane.

La sismique réfraction permet d'obtenir les modèles de vitesses en fonction de la profondeur. Cette méthode présente des avantages et des inconvénients, comme toutes les méthodes de prospections en géophysique. Il revient à l'utilisateur de bien connaître le terrain d'étude et de combiner les différentes méthodes pour arriver à une bonne interprétation.

Pour les études de faible profondeur, la sismique réfraction est largement utilisée. Elle présente les avantages suivants :

- équipement simple ;

- bonne estimation de la vitesse ;
- interprétation rapide, et détermination de la profondeur du réflecteur.

Elle présente aussi des inconvénients :

- elle est aveugle aux inversions de vitesses ;
- elle ne permet pas de mettre en évidence les formations de faibles épaisseurs.

Dans ces deux cas, les profondeurs du réflecteur et les vitesses mises en évidence seront erronées.

### ***3-1-2 Sismique réflexion haute résolution***

Cette technique nécessite un traitement du champ d'ondes et permet d'obtenir des images 2D et 3D dans le domaine pétrolier, mais elle est assez coûteuse pour le domaine du génie civil.

Elle dérive de la sismique réflexion traditionnelle, avec toutefois les différences suivantes :

- l'espacement entre les géophones est de l'ordre du mètre ;
- les géophones ont une fréquence propre de 50 Hz et plus ;
- la source doit produire un signal riche en hautes fréquences.

Avec des capteurs d'une fréquence propre de 300 Hz, on arrive à une résolution verticale de l'ordre de 5 mètres pour des matériaux non consolidés saturés en eau (Marie *et al.* 1997). Avec des capteurs de 100 Hz la résolution est de 15 mètres, ce qui est insuffisant pour l'exploration des faibles profondeurs (10-30 m) dans des études de génie civil. L'inconvénient de cette méthode est la difficulté de transformer les coupes temps en coupes profondeur. Le faible déport rend difficile le processus d'analyse des vitesses, d'autant plus que les premières couches sont fortement variables. Pour des profondeurs de quelques dizaines de mètres il est rarement possible d'obtenir des résultats interprétables.

### ***3-1-3 Méthode des ondes de surface***

Cette méthode utilise le caractère dispersif des ondes de surface. Les vitesses de phase des ondes de Rayleigh varient en fonction de la longueur d'onde ; donc de la fréquence. L'inversion de la courbe de dispersion permet d'obtenir les vitesses des ondes de cisaillement et de compression. L'avantage de la méthode des ondes de surfaces est la détermination des vitesses de cisaillements sans avoir recours à la réalisation des sondages.

Pour un milieu homogène cette vitesse est indépendante de la fréquence, ce qui n'est pas le cas en réalité, puisque les formations superficielles du sol sont hétérogènes. Dans un milieu stratifié la vitesse de propagation de l'onde de Rayleigh varie en fonction de la fréquence. Cette variation de la vitesse en fonction de la fréquence est appelée dispersion. Les hautes fréquences (courtes longueurs d'onde) se propagent en surface, alors que les basses fréquences (grandes longueurs d'onde) traversent une tranche importante du sous sol constituée par les couches superficielles et celles profondes.

#### a) *SSRM*

La première méthode utilisée pour l'étude des ondes de surface est le **SSRM** (**Steady State Rayleigh Method**), dont le principe est la mise en vibration harmonique d'un massif posé sur le sol (Jones, 1958). Avec un géophone vertical on détermine  $\lambda_R$  (longueur d'onde de l'onde de Rayleigh créée par un massif mis en vibration harmonique à la fréquence  $f$ ). La vitesse de l'onde de Rayleigh est donnée par l'expression :

$$V_R = \lambda_R f \quad (3.14)$$

La répétition de cette opération permet de construire les courbes  $(V_R, \lambda_R)$ . Les courbes obtenues peuvent être comparées aux courbes théoriques à l'aide d'un abaque, permettant ainsi de trouver la vitesse de cisaillement en fonction de la profondeur.

La profondeur d'investigation est définie empiriquement comme étant égale à la demie longueur d'onde de Rayleigh ( $\lambda_R / 2$ ). Cette technique exige une source sismique produisant une grande gamme de fréquence : des hautes fréquences pour les formations superficielles et des basses fréquences pour atteindre les formations profondes.

Cette méthode a eu néanmoins quelques succès (*e.g.*, Ballard, 1964 ; Guilleman et Gramsammer, 1971), puis fut abandonnée car elle était coûteuse et présente certaines limites dans l'interprétation (Abiss, 1981 ; Tokimatsu *et al.*, 1991).

### b) SASW

Le **SASW** (Spectral Analysis of Surface Waves) est une amélioration de la méthode **SSRM**. La méthode **SASW** fut développée grâce à l'amélioration de l'outil informatique et à l'apparition des enregistreurs numériques. Elle a été proposée par Heisey *et al.* (1982) et Nazarian and Sotokoe (1984). La vitesse de phase est calculée en fonction de la fréquence d'émission en mesurant le temps réel ( $t$ ) de déphasage ( $\phi$ ) entre deux capteurs espacés d'une distance ( $d$ ), pour une fréquence ( $f$ ).

$$V_R = \frac{d}{t} \quad (3.15)$$

$$t = \frac{\phi T}{2\pi} = \frac{\phi}{2\pi f} \quad (3.16)$$

On obtient la vitesse de phase de l'onde de Rayleigh :

$$V_R = \frac{2\pi f d}{\phi} \quad (3.17)$$

Il est recommandé d'utiliser différentes géométries et différentes sources. La gamme de fréquence est limitée par plusieurs facteurs comme l'atténuation, le repliement spectral spatial... Cela donne lieu à plusieurs variantes de la méthode SASW.

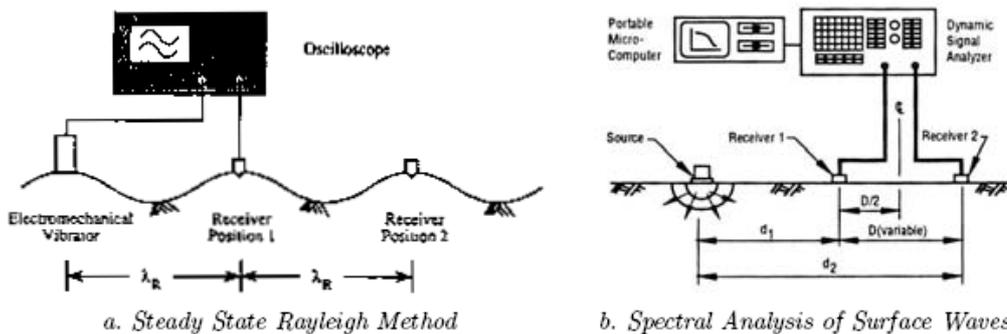


Figure 3.5 Dispositif d'acquisition (d'après Rix, 1988)

La méthode « Controlled Source SASW » est une combinaison des méthodes SSRM et SASW (Foti, 2000). Cette méthode utilise une source vibratoire contrôlée et une paire de

capteurs connectés à un analyseur de signaux. La méthode **CSW** (« Continuous Surface Waves ») utilise plus de deux capteurs (Matthews et al. 1996).

### ***c) MASW***

Le **MASW** (**M**ultistation **A**nalysis of **S**urface **W**aves) est utilisé pour l'exploration en géophysique appliquée (McMechan et Yedlin, 1981 ; Gabriel *et al.*, 1987). On utilise actuellement le dispositif de prospection de sismique classique, qui présente l'avantage d'une mise en œuvre rapide, et, de plus, les données récupérées sont utilisées pour l'évaluation des vitesses sismiques par interprétation des ondes réfractées.

Pour l'extraction des courbes de dispersion des ondes de Rayleigh, les sections peuvent être traitées par des techniques de transformation du champ d'ondes (Mokhtar *et al.*, 1988 ; Park *et al.*, 1999).

L'acquisition multi-capteurs permet d'enregistrer, pour un intervalle de temps donné, la propagation des ondes à l'aplomb du dispositif. La section sismique enregistrée est une représentation du champ d'onde. La dispersion des ondes de surfaces n'est pas caractérisable dans le domaine  $(x, t)$ , même si elles sont parfois visibles.

Les techniques classiques de traitement de l'information sont utilisées pour représenter le signal mesuré dans le domaine fréquence-vitesse  $(f, V)$ .

### ***Systèmes d'acquisition***

Les systèmes d'acquisitions sont fonction de la méthode utilisée, SASW ou MASW. On utilise des profils linéaires, comme en sismique réfraction. Le SASW et le MASW utilisent soit une source impulsive (Nazarian and Stokoe, 1984 ; Gabriels *et al.*, 1987 ; Stokoe *et al.*, 1988 ; Barker et Stevens, 1991), soit un vibreur générant un mouvement sinusoïdal harmonique (*e.g.*, Jones, 1958 ; Tokimatsu *et al.*, 1991).

Les capteurs sont généralement des géophones verticaux, enregistrant ainsi la composante du mouvement particulière perpendiculaire. La dispersion ainsi mesurée ne concerne que la dispersion de l'onde de Rayleigh. La fréquence de coupure des géophones utilisés est basse, en général de l'ordre de 4.5 Hz.

**Extraction de la dispersion**

Les données sont acquises sous forme de section sismique, donnant ainsi une description du milieu traversé par les ondes dans le plan  $(x, t)$ . La dispersion est clairement identifiée dans le plan  $(k, \omega)$ . Pour cela on transpose les données du domaine  $(x, t)$  vers le domaine fréquence spatiale – fréquence temporelle  $(k, \omega)$  en utilisant des techniques de traitement de signal appelées « transformation du champ d'ondes ».

La transformée f-k (fréquence - nombre d'onde) : cette méthode, appelée également « transformée de Fourier à deux dimensions », permet de transposer un sismogramme  $s(x, t)$  du domaine  $(x, t)$  vers le domaine  $(k, \omega)$ , par une transformée de Fourier selon  $t$ , puis une transformée selon  $x$  ( $\omega$  et  $k$  sont respectivement les pulsations temporelles et nombre d'ondes).

$$s(k, \omega) = \iint s(x, t) e^{(ikx - i\omega t)} dx dt \quad (3.18)$$

Les maximas de l'image de l'amplitude spectrale du champ d'ondes sont significatifs. Les ondes de surface, du point de vue énergétique, dominant le champ d'ondes (Miller et Pursy, 1955). L'extraction de ces maximas dans le plan  $(f, V)$  permet de mesurer la dispersion de l'onde de surface. Les maximas identifiés constituent la courbe de dispersion. Il faut bien sûr prendre en compte le théorème de Shannon pour connaître la fréquence maximale observable :

- la fréquence observable maximale autorisée est la fréquence de Nyquist :

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \quad (3.19)$$

- le nombre d'onde observable maximal autorisé par le dispositif est la fréquence spatiale de Nyquist :

$$k_N = \frac{1}{2\Delta x} \quad (3.20)$$

$\Delta t$  et  $\Delta x$  sont respectivement le pas d'échantillonnage en temps et le pas d'échantillonnage spatiale (distance entre les géophones).

La distance inter géophones est un paramètre important puisque il peut être la cause, tout comme l'échantillonnage en temps, de repliement spectral, et qu'elle contrôle la longueur d'onde minimale d'observation de la dispersion.

La résolution en fréquence est meilleure quand l'observation est grande, en temps comme en distance. En effet :

- l'échantillonnage en fréquence est :

$$\Delta f = \frac{1}{D_t} = \frac{1}{N_t \Delta_t} \quad (3.21)$$

- l'échantillonnage en nombre d'onde est :

$$\Delta k = \frac{1}{D_x} = \frac{1}{N_x \Delta_x} \quad (3.22)$$

Ainsi plus la longueur d'enregistrement est grande meilleure est la résolution de l'image de dispersion.

L'étude bibliographique a montré qu'il existe différentes techniques de mesure de la dispersion des ondes de Rayleigh. Nous ne nous étalerons pas sur cette méthode, dont le développement théorique très long sort du cadre de ce mémoire. Néanmoins cette méthode présente certains avantages :

- en utilisant des méthodes d'inversion de la dispersion des ondes de surface à partir d'une source artificielle et d'un dispositif de sismique classique, il est possible d'obtenir des modules de cisaillement des sols (Rix *et al.*, 2001 ; O'Neill *et al.*, 2003) ;
- il n'est pas nécessaire d'utiliser des sondages, réduisant ainsi le coût ;
- rapidité de la mise en œuvre ;
- simplicité de l'interprétation.

Toutefois, cette méthode est limitée par la profondeur d'investigation, généralement de l'ordre d'une vingtaine de mètres, du fait de la difficulté (1) de générer des ondes basses fréquences (Tokimatsu, 1997), (2) liée à la possibilité de confusion des modes et (3) de l'identification des modes supérieurs (Tokimatsu *et al.*, 1992 ; Socco et Strobbia, 2004). De plus, la détermination de la profondeur d'investigation ( $Z$ ) varie suivant les auteurs :  $Z = \lambda/4$  (O'Neill, 2003),  $Z = \lambda$  (Wathelet *et al.*, 2004) et  $Z = \lambda/2$  (Socco et Strobbia, 2004),  $\lambda$  étant la longueur d'onde de l'onde de Rayleigh.

La méthode des ondes de surface semble prometteuse et attractive par sa facilité de mise en œuvre et, de plus, elle est économique puisqu'elle n'exige pas la réalisation de forages.

### ***3-1-4 Sismique de puits***

#### ***a) Crosshole***

La méthode du crosshole est utilisée pour déterminer les vitesses de compression (P) et de cisaillement (S) de la propagation horizontale des ondes sismiques entre deux puits. Ces données peuvent être utilisées pour calculer le module de cisaillement, le module de Young, et le rapport de Poisson dans les analyses statiques/dynamiques, ou simplement pour la détermination des anomalies qui pourraient exister entre les forages. C'est la méthode préférée dans les projets importants, pour lesquels la plus grande précision est exigée dans les résultats.

La réalisation de ce test nécessite la mise en place sur le terrain d'un système et d'une procédure d'acquisition spécifiques. Les forages réalisés doivent répondre à des normes spécifiques, telles que la distance entre les puits, le tubage et la cimentation. Les puits doivent être verticaux et toute déviation doit être prise en considération. La fiabilité des résultats est liée à l'identification des divers types d'ondes, de la relation entre la vitesse apparente et la vitesse réellement recherchée (vitesse vraie) (ASTM D 4428 / D 4428 M- 1985).

Le crosshole nécessite généralement la réalisation de trois sondages, même si, au détriment de la précision, il peut être réalisé avec deux sondages.

Des géophones triaxiaux sont descendus dans deux des trois sondages, et un marteau dans le troisième, fixé à la paroi du puits à l'aide d'un système d'ancrage hydraulique. Les géophones et le marteau sont reliés à l'enregistreur enregistrant au moins six canaux et disposant d'une facilité de sommation des signaux. L'énergie nécessaire pour créer les fronts d'ondes est obtenue soit en tirant (up) ou en lâchant (down) le câble relié à la partie coulissante du marteau qui percute la partie fixe (Figure 3.6).

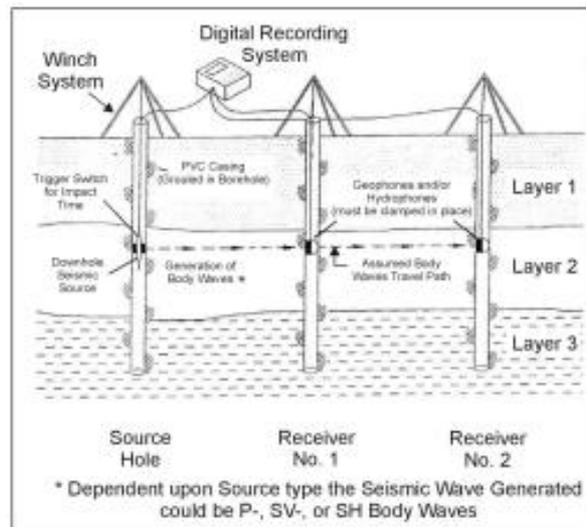


Figure 3.6. Exemple de configuration d'un crosshole.

d'après [www.microgeo.com](http://www.microgeo.com)

### Géométrie des puits

La première considération à prendre en compte sur le terrain est la géométrie des puits. La figure 3.7 illustre deux arrangements qui sont les plus utilisés.

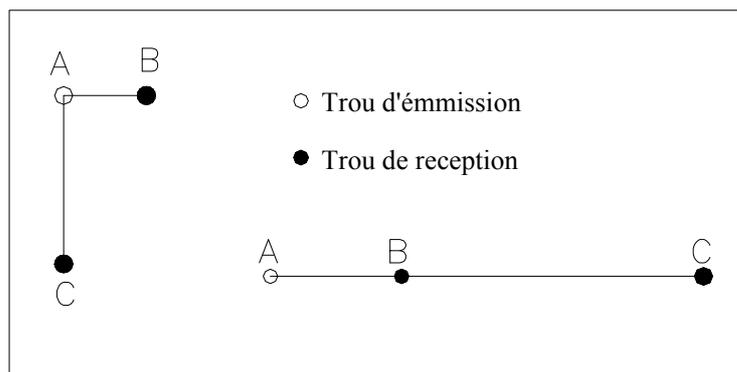


Figure 3.7 Géométrie des puits.

L'arrangement perpendiculaire est utilisé pour détecter toute anisotropie spatiale, suivant les deux directions. En l'absence d'anisotropie une moyenne des vitesses obtenues dans les deux directions peut être retenue.

L'arrangement en ligne est utilisé pour des investigations spécifiques comme l'axe d'un tunnel. Cet arrangement présente l'intérêt de vérifier les mesures (les paires AC et BC de la figure 3.7 serviront à vérifier les mesures de la paire AB) ainsi que toute homogénéité du sol.

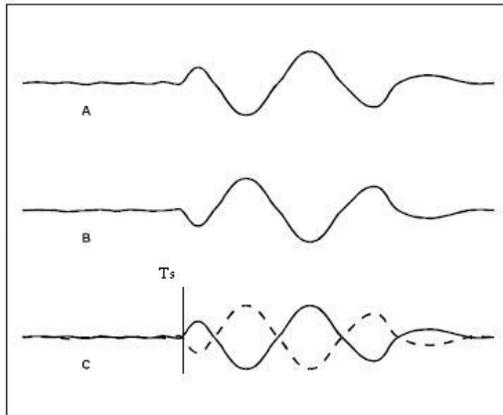
**Les puits** doivent être tubés en PVC et cimentés de façon à combler tout le vide existant entre les parois et le tubage. Une mauvaise cimentation, laissant des vides, entraîne l'enregistrement de vitesses infinies (Hardage, 1983).

**La source** d'énergie est un marteau de puits, composé d'une partie qui se fixe aux parois avec un système d'ancrage hydraulique et d'une partie coulissante qui permet de faire des tirs avec une polarité différente, soit en tirant sur le câble vers le haut soit en le relâchant vers le bas.

**Le géophone de puits** est un triaxial, en général avec une fréquence propre de 30 Hz, qui se fixe aux parois du puits avec un système d'ancrage. Lors de l'acquisition le géophone vertical parallèle au marteau enregistrera les signaux riches en ondes de cisaillements.

### **Mode Opératoire**

La source et le géophone sont descendus à la cote la plus profonde du sondage. Tout en mesurant à intervalle régulier on remonte le système vers la surface, en gardant les géophones et la source à la même profondeur. On obtiendra ainsi le temps de parcours de l'onde directe à différentes profondeurs, selon le pas choisi pour l'acquisition. Puisque l'onde de cisaillement est polarisable on réalise à chaque profondeur deux tirs. Le premier vers le haut et le second vers le bas, ceci nous permettra de superposer les signaux enregistrés par le géophone vertical et de mettre en évidence l'onde de cisaillement (Figure 3.8). Le pointage de l'arrivée de l'onde P est réalisé sur les deux autres géophones horizontaux.



A : représente le tir vers le haut.  
 B : représente le tir vers le bas.  
 C : la superposition des deux signaux.  
 Ts : temps de parcours de l'onde de cisaillement de la source au géophone.

Figure 3.8 superposition de deux signaux avec polarité opposée.

### Les sources d'erreurs

1) La distance importante entre points de mesures rend difficile la détermination des vitesses vraies et ne permet pas la détection des couches minces. Au lieu d'enregistrer des ondes directes la distance favorise l'arrivée des ondes réfractées.

2) L'utilisation des temps de parcours incrémentés entre deux sondages récepteurs (voir figure 3.9 (1), sondages alignés) pour déterminer le profil de vitesse. Ce dispositif est généralement utilisé pour se passer du temps zéro, les temps relatifs entre les deux sondages récepteurs étant utilisés pour avoir les vitesses vraies. Dans ce cas, les distances sont plus importantes, et les premières arrivées pour les deux géophones ne représentent pas forcément l'onde directe.

La figure 3.9 (2) représente le rapport  $X/H$  en fonction de  $V_1/V_2$  qui permet, connaissant la lithologie à partir d'un sondage géotechnique et des mesures de downhole, de prévoir l'enregistrement des ondes réfractées.

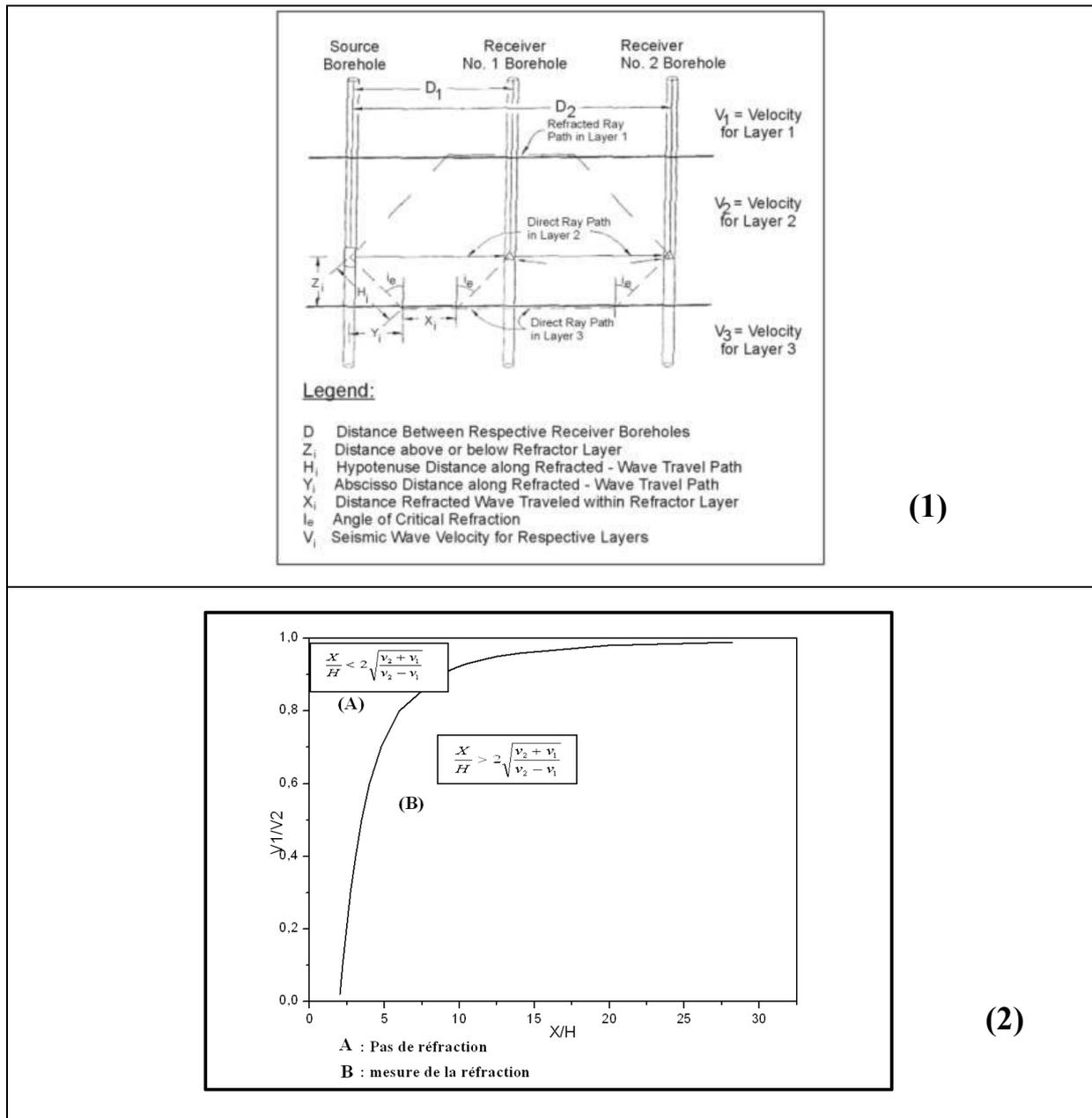


Figure 3.9 (1) Illustration de la réfraction dans un crosshole avec  $V_1 > V_2 < V_3$  et  $V_1 < V_3$ . D'après [www.microgeo.com](http://www.microgeo.com). (2) Conditions d'enregistrements de la réfraction, (A) pas de réfraction condition nécessaire pour la mesure de vitesse de l'onde directe dans un crosshole, (B) zone favorisant l'enregistrement de la réfraction et obtention de vitesses apparentes dans un crosshole.

3) L'hypothèse que les sondages sont verticaux et donc parallèles entre eux, alors que dans le meilleur des cas la déviation est de  $1^\circ$  (Pecker, 1986). La négligence de la déviation entraîne une mauvaise estimation de la distance source-récepteur. L'impact de

déviations des puits sur les résultats obtenus par un crosshole sera traité dans la partie expérimentale.

### Distance entre la source et le récepteur dans le plan XYZ

La distance source-récepteur pour deux puits verticaux est définie par la distance entre le puits source et le puits récepteur à la surface du sol. Or la verticalité des puits n'est pas vérifiée dans tous les cas, d'où la nécessité de représenter la distance source-récepteur en 3 D (Figure 3.10) définie par :

$$\ell = \sqrt{\left[ (E_s - D_s) - (E_G - D_G) \right]^2 + (L \cos \phi + x_G - x_s)^2 + (L \sin \phi + y_G - y_s)^2} \quad (3.25)$$

$E_s$  : élévation de la gueule du puits émetteur

$E_G$  : élévation de la gueule du puits récepteur

$\phi$  : Angle entre la droite reliant les deux puits avec le NORD sur le plan XY

$\theta$  : Angle entre la droite reliant les deux puits avec l'EST sur le plan XY

$L$  : distance entre les deux puits sur le plan XY

$D_s$  : élévation du géophone

$D_g$  : élévation de la source

$X_G$  : déviation du géophone dans le plan XZ

$X_s$  : déviation du géophone dans le plan XZ

$Y_s$  : déviation du géophone dans le plan YZ

$Y_G$  : déviation du géophone dans le plan YZ

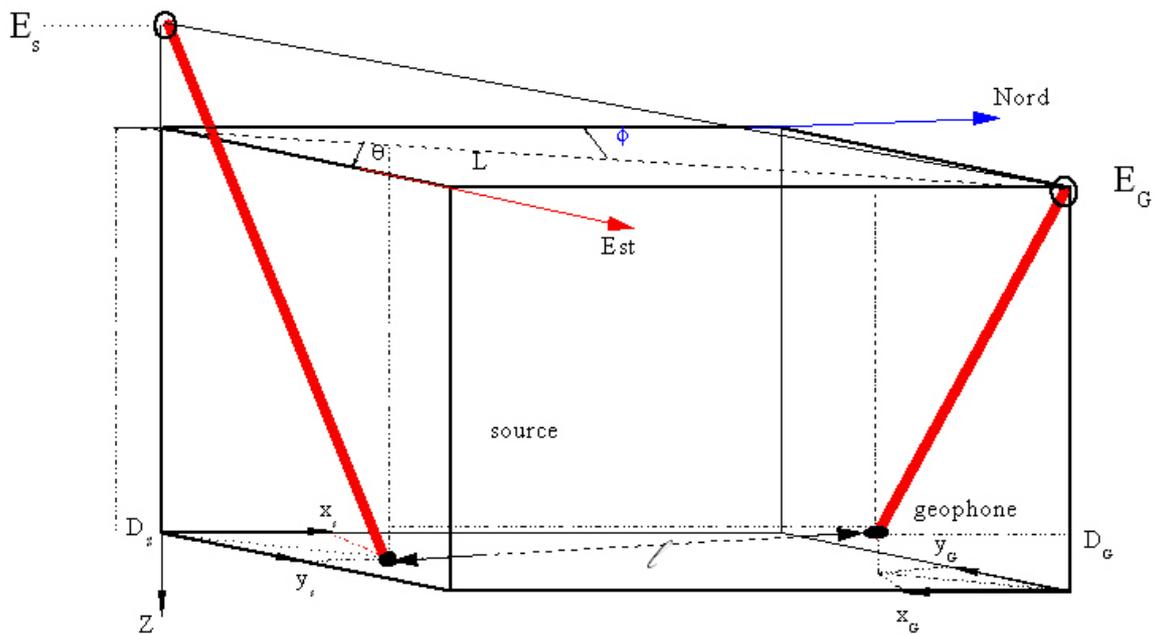


Figure 3.10 Représentation de la distance  $\ell$  entre le point de tir et le géophone de deux puits déviés dans le plan XYZ.

Le crosshole est certes considéré comme étant la méthode la plus précise, mais il est nécessaire de prendre des précautions dans la réalisation de la méthode et l'interprétation des résultats.

### b) Downhole

Le downhole, appelé aussi sondage sismique ou bien profil sismique vertical (VSP), mesure la vitesse de propagation des ondes le long d'un forage. L'émission du signal se produit à la surface du sol et la réception se fait à l'aide de capteurs (géophones triaxiaux) dans le forage (Figure 3.11).

Il est possible, avec des sources d'énergie adaptées (frappe horizontale d'un massif posé en surface, par exemple), de donner naissance à une forte proportion d'ondes de cisaillement. En portant en fonction de la profondeur les temps d'arrivée des ondes primaires ( $V_P$ ) et des ondes secondaires ( $V_S$ ), on obtient des segments de droite dont les pentes sont égales aux vitesses de propagation. Pour déterminer la vitesse de propagation, on peut également procéder par différence des temps de parcours entre deux capteurs adjacents.

Les valeurs obtenues dans un essai downhole correspondent aux caractéristiques du terrain au voisinage du forage, pour une direction verticale de propagation des ondes. Cette direction de propagation correspond à celle couramment retenue en génie parasismique. Les variations en plan des caractéristiques ne peuvent être obtenues. Théoriquement, avec un espacement suffisamment resserré des récepteurs, il est possible de détecter des couches de plus faibles caractéristiques, même si celles-ci sont incluses entre deux couches résistantes. C'est un des avantages majeurs de la méthode.

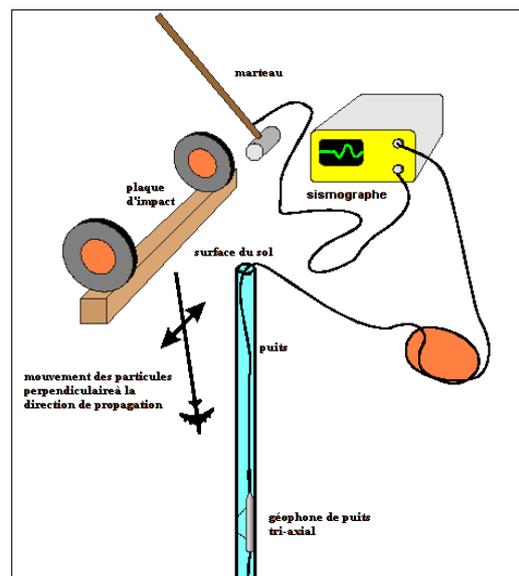


Figure 3.11 Schéma d'un essai downhole (<http://www.georadar.com/geostuff>)

### Mode Opératoire

La source est placée à la surface à une distance  $X$  du puits et le géophone triaxial est descendu dans le forage. A chaque profondeur  $Z$  (intervalle régulier) le géophone est fixé aux parois avec un système d'ancrage pour recevoir le signal provenant de la source. Trois tirs sont réalisés à chaque profondeur  $Z$  :

- un tir (A) à droite et un tir (B) à gauche sur le madrier ancré dans le sol pour générer des ondes riches en cisaillement;
- un tir vertical (C) pour générer des ondes riches en compression.

Les signaux enregistrés sur les géophones horizontaux des tirs de cisaillement inverse (A) et (B) sont superposés pour détecter le temps  $T_s$  de cisaillement.

Le signal enregistré sur le géophone vertical provenant du tir vertical est utilisé pour le pointage du temps d'arrivée de l'onde P.

Les temps observés représentent le temps de parcours du trajet oblique de l'onde émise de la source au récepteur, ces temps doivent être corrigés et ramenés à un trajet vertical pour obtenir des temps de parcours en fonction de la profondeur  $z$ .

### Correction de l'obliquité et détermination de la vitesse verticale :

La distance entre le point de tir et le puits en surface (offset) fait que le trajet de parcours de l'onde est oblique et non vertical. Afin de représenter la vitesse de propagation en fonction de la profondeur  $Z$ , le temps mesuré doit être corrigé pour obtenir un temps vertical (figure 3.12), pour représenter ainsi  $Z$  en fonction du temps.

$$t_v = \frac{z}{v}$$

$$t_{obs} = \frac{R}{v}$$

$$\frac{t_v}{t_{obs}} = \frac{z}{R} \Rightarrow t_v = t_{obs} \frac{z}{\sqrt{S^2 + z^2}} \quad (3.26)$$

$t_v$  : temps vertical.

$t_{obs}$  : temps oblique = temps observé.

$z$  : Profondeur du géophone.

$R$  : distance source géophone.

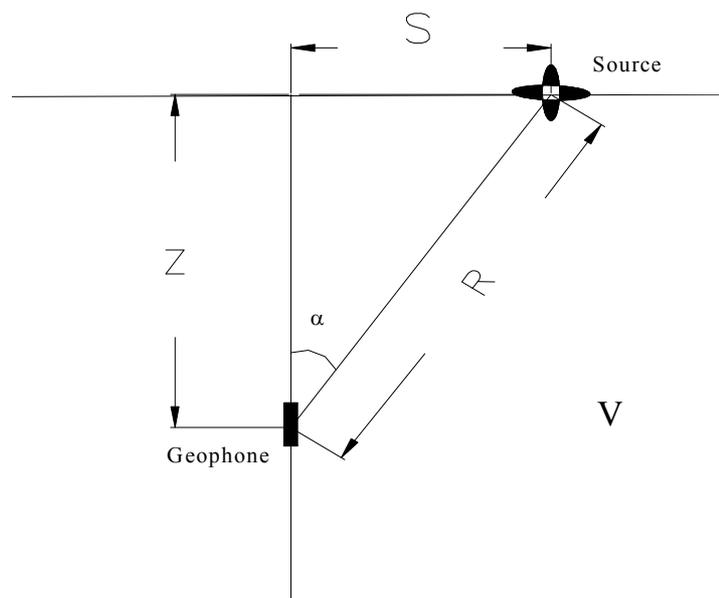


Figure 3.12 Trajets du temps observé et du temps vertical.

### Interprétation des données :

La vitesse d'intervalle est donnée théoriquement par

$$v = \frac{z_{i+1} - z_i}{t_{i+1} - t_i} \quad (3.27)$$

Nous obtenons ainsi les vitesses d'intervalle pour chaque  $\Delta z$  tout au long du puits. Généralement les résultats obtenus sont entachés d'erreurs (signaux non lisibles, vitesses infinies dues aux mauvaises conditions d'acquisitions...). Pour palier à ces problèmes la représentation graphique temps-profondeur est utilisée, qui permet, en reportant les temps corrigé sur un graphe en fonction de la profondeur, d'obtenir des segments de droite dont la pente est égale à vitesse de propagation de l'onde P ou S. (Figure 3.13)

Il est toujours conseiller d'utiliser la lithologie obtenue à partir du sondage carotté pour une bonne interprétation de la vitesse.

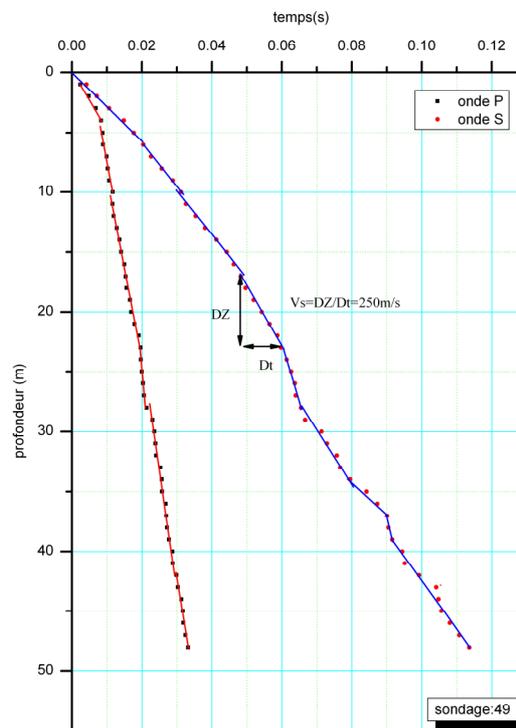


Figure 3.13 Représentation coupe profondeur des résultats d'un downhole

### Sources d'erreurs

Comme pour toutes les techniques de prospection sismique il existe toujours des sources d'erreurs, telles que la mauvaise cimentation des puits, le mauvais couplage du récepteur ou la difficulté d'identification du début des ondes P ou S.

La mauvaise identification du début de l'onde S est principalement due à la rotation de la sonde dans le puits, ce qui fait que les géophones horizontaux ne sont pas parallèle au madrier posé en surface. Théoriquement, l'impact du tir horizontal doit être parallèle et riche en onde de cisaillement à l'un des géophones horizontaux. Pour palier à ce problème, il est conseillé

de réorienter la sonde lors de l'acquisition jusqu'à avoir un bon signal avec un changement de polarité pour l'onde S lors de la superposition des signaux des tirs gauche (A) et droite (B).

### 3-2 Méthodes passives

Les méthodes passives utilisent l'enregistrement de la composante verticale ou bien les composantes Est-Ouest, Nord-Sud et Verticale des vibrations ambiantes (ou bruit de fond). On utilise soit un seul enregistrement par site pour la méthode H/V, soit un réseau de capteurs bidimensionnels suivant une géométrie bien déterminée. Dans tous les cas, le mouvement enregistré est la résultante de différents types d'ondes à différents modes de vibrations, provenant de toutes les directions.

D'après les travaux de Gutenberg (1958) et Asten (1978 ; 1984), le bruit de fond est d'origine naturelle pour les fréquences inférieures à 1 Hz (vagues océaniques, perturbations météorologiques à grandes échelles...), pour les fréquences de 1 à 5 Hz il est lié aux conditions météorologique locales et à l'activité humaine, et au-delà de 5 Hz l'origine du bruit est liée à l'activité humaine les résultats sont mentionnés dans le tableau 3-1

	Gutenberg (1958)	Asten (1978-1984)
Vague océanique sur les côtes	0.05-.1 Hz	0.5-1.2 Hz
Mousson/perturbation météorologiques à grande échelle	0.1-0.25 Hz	.16-0.5 Hz
Cyclones au dessus des océans	0.3-1 Hz	0.5- 3 Hz
Conditions météorologiques locales	1.4-5 Hz	
Trémor volcanique	2-10 Hz	
Activité humaine	1-100 Hz	1.4-30 Hz

Tableau 3-1 : sources du bruit de fond sismique en fonction de la gamme de fréquence.

Synthèse établie d'après les travaux de Gutenberg (1958) et Asten (1978-1984).

D'après Bonnefoy-Claudet (2004).

#### 3-2-1 La méthode H/V

La méthode des rapports spectraux H/V, dite aussi de Nakamura, basée sur l'enregistrement du bruit de fond, est utilisée notamment pour la caractérisation des effets de site dans les études de microzonage sismique.

Cette technique a été proposée par Nogoshi et Igarashi en 1971, et utilisée par la communauté japonaise jusqu'en 1989 lorsque Nakamura a fait propager cette technique dans le monde.

La méthode H/V consiste à effectuer le rapport de l'amplitude spectrale de la composante horizontale sur celle de la composante verticale du bruit de fond. Pour estimer la fréquence propre du site étudié. Cette technique est très séduisante à cause du faible coût et de son apparente facilité d'exécution. La communauté scientifique du génie parasismique reconnaît les potentialités de la méthode à donner une estimation correcte de la fréquence propre du site (*e.g.*, Theodulidis et Bard 1995 ; Guéguen *et al.*, 1998 ; Parolai *et al.*, 2002)

### **Nakamura (1989)**

Se basant sur des explications plus qualitatives que quantitatives, Nakamura (1989) conclut que le rapport H/V serait dû aux ondes S. Son hypothèse de départ est que le bruit de fond est constitué à la fois d'ondes de volume et d'ondes de Rayleigh. Selon lui, l'effet des ondes de Rayleigh est visible sur la composante verticale en surface et est quantifiable par le rapport H/V.

Pour justifier cette méthode, Nakamura (1989) se base sur les hypothèses suivantes (avec  $S_{VS}$ ,  $S_{VB}$ ,  $S_{HS}$  et  $S_{HB}$  les spectres verticaux (V) et horizontaux (H) en surface (S) et à la base de la couche sédimentaire (B)) :

1. le bruit de fond est perturbé par les sources proches de la station d'enregistrement et cette perturbation est majoritairement constituée d'ondes de Rayleigh, qu'il va falloir chercher à éliminer ;
2. l'effet de ces ondes de Rayleigh est visible sur la composante verticale en surface et est quantifiable par le rapport  $S_{VS} / S_{VB}$  car il n'apparaît pas à la base de la couche. Ce rapport est égal à 1 s'il n'y a pas d'ondes de surface et augmente avec la proportion d'ondes de surface dans le bruit ;
3. l'effet des ondes de Rayleigh en surface est le même sur les composantes verticale et horizontale ;
4. le rapport H/V est égal à 1 à la base des sédiments, et donc  $S_{VB} / S_{HB} = 1$ .

D'après ces hypothèses, et plus particulièrement la troisième, à partir de la fonction de transfert classique :

$$S_T = S_{HS} / S_{HB} \quad (3.28)$$

il définit une fonction de transfert corrigée de l'effet des ondes de Rayleigh en appliquant la deuxième hypothèse :

$$S_{TC} = \frac{S_{HS} / S_{HB}}{S_{VS} / S_{VB}} \quad (3.29)$$

En utilisant l'hypothèse 4, qui n'a été vérifiée qu'expérimentalement, la fonction d'effet de site corrigée prend la forme suivante :

$$S_{TM} = S_{HS} / S_{VS} \quad (3.30)$$

Cette fonction de transfert corrigée ne peut donc être déduite qu'à partir des enregistrements du mouvement en surface.

Certains auteurs (Lachet et Bard, 1994 ; Kudo, 1995 ; Bard, 1998 ; Konno *et al.*, 1998) ont établi une relation entre le rapport H/V et l'ellipticité des ondes de Rayleigh (hypothèse déjà émise par Nogoshi et Igarashi dès 1971). Ceci a remis en cause l'explication proposée par Nakamura (1989). Des simulations numériques montrent que la fréquence du pic de l'ellipticité du mode fondamental coïncide à peu près avec la fréquence de résonance de la fonction de transfert d'une structure (ondes S à incidence verticale). Toutefois, ceci n'est pas vérifié pour des contraste d'impédance limité (Malischewski et Sherbaum, 2004 ; Bonnefoy Claudet, 2004).

### **Ellipticité de l'onde de Rayleigh :**

L'ellipticité de l'onde de Rayleigh est définie par le rapport des déplacements horizontaux sur les verticaux à la surface du sol. Dans un demi-espace infini, l'ellipticité  $\chi$  à la surface ( $z = 0$ ) est donnée par l'équation suivante, extraite de Ben-Menahem et Singh (1981) :

$$\chi(z = 0) = \frac{U(0)}{W(0)} = -2i \cdot \frac{1 - c^2 / 2\beta^2}{\sqrt{1 - c^2 / \alpha^2}} \quad (3.31)$$

$c$  : Vitesse de phase des ondes de Rayleigh

$\beta$  : Vitesse des ondes S

$\alpha$  : Vitesse des ondes P

$U(0)$  : Déplacement en surface suivant l'axe de X

$W(0)$  : Déplacement en surface suivant l'axe de Z

L'équation (3.31) montre qu'à la surface du sol d'un demi-espace infini l'ellipticité est indépendante de la fréquence, et dépend uniquement des vitesses des ondes P et S se propageant dans ce milieu.

La vitesse de phase des ondes de Rayleigh est toujours inférieure à la vitesse des ondes P et S. Ainsi la valeur de l'ellipticité est toujours imaginaire négative, ce qui implique que le mouvement des particules suivant les axes horizontal et vertical est déphasé de  $\pi/2$ . Le mouvement particulaire des ondes de Rayleigh, à la surface d'un demi espace infini, a donc la propriété d'être elliptique rétrograde, quelle que soit la fréquence (d'où le terme « ellipticité des ondes de Rayleigh »).

Dans le cas d'un milieu stratifié, l'expression n'est pas simple (Tokimatsu, 1997 ; Konno et Ohmachi, 1998 ; Malischewsky et Scherbaum, 2004) : le mouvement particulaire des ondes de Rayleigh dépend, comme la vitesse de phase, de la fréquence, et, suivant les caractéristiques physiques du milieu, elle peut être prograde ou rétrograde.

Bonnefoy Claudet (2004) a étudié le comportement de l'ellipticité du mode fondamental de Rayleigh en fonction du contraste d'impédance en considérant un modèle de sol constitué d'une couche sur un demi espace infini (Figure 3.14).

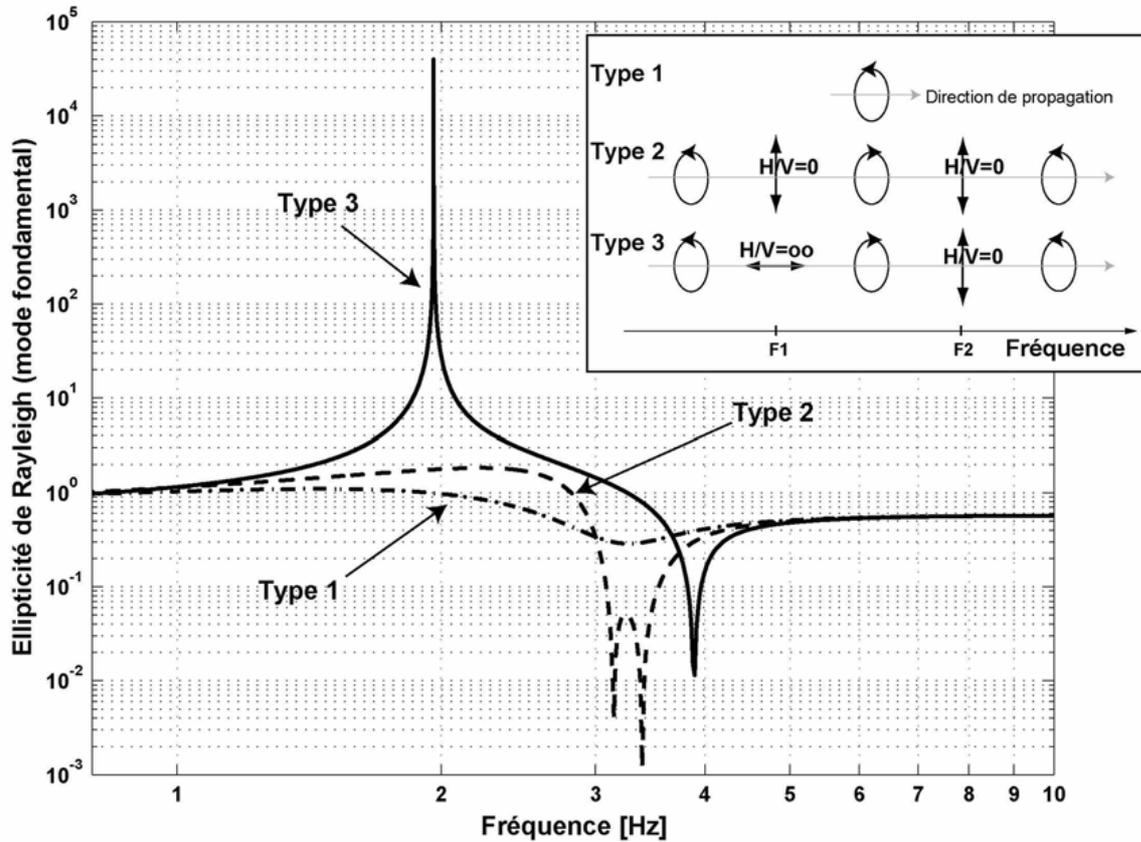


Figure 3-14 Ellipticité du mode fondamental des ondes de Rayleigh calculé dans le cas de structures bicouches pour différents contrastes en onde S : 1) faibles contrastes (type 1 et 2) ; 2) fort contraste (type 3). Les paramètres des modèles sont mentionnés dans le Tableau 3-2. L'épaisseur de la couche est choisie afin que la fréquence de résonance soit constante et égale à 2 Hertz (D'après Bonnefoy Claudet, 2004).

(a) Type 1 – contraste 2	(b) Type 2 – contraste 2.5	(c) Type 3 - contraste 5
$\beta 1= 500 \text{ m/s}$	$\beta 1= 400 \text{ m/s}$	$\beta 1= 200 \text{ m/s}$
$H= \beta 1/8 \text{ m}$	$H= \beta 1/8 \text{ m}$	$H= \beta 1/8 \text{ m}$
$\nu 1= 0.49$	$\nu 1= 0.49$	$\nu 1= 0.49$
$\rho= 2.0 \text{ g/cm}^3$	$\rho= 2.0 \text{ g/cm}^3$	$\rho= 2.0 \text{ g/cm}^3$
$\beta 2= 1000 \text{ m/s}$	$\beta 2= 1000 \text{ m/s}$	$\beta 2= 1000 \text{ m/s}$
$\nu 2= 0.33$	$\nu 2= 0.33$	$\nu 2= 0.33$
$\rho= 2.0 \text{ kg/m}^3$	$\rho= 2.0 \text{ g/cm}^3$	$\rho= 2.0 \text{ g/cm}^3$

Tableau 3-2 : Modèles d'une couche sédimentaire sur un demi-espace infini, (a) contraste de 2 (type 1), (b) contraste de 2.5 (type 2), (c) contraste de 5 (type 3).

Dans le cas de fort contraste entre deux couches (type 3), le mouvement particulier des ondes de Rayleigh est purement horizontal à la fréquence de 2Hz Le rapport du déplacement

horizontal sur vertical devient donc très grand, montrant ainsi un pic sur l'ellipticité. Bonnefoy Claudet (2004) mentionne que « *Cette singularité n'apparaît qu'à une fréquence particulière : celle où l'épaisseur de la couche est égale au quart de la longueur d'onde des ondes S (i.e., à la fréquence de résonance de la couche). Jusqu'à présent ce résultat n'a jamais été démontré analytiquement* ».

### **Mode opératoire de la méthode H/V**

Pour obtenir la courbe H/V, il suffit d'enregistrer le bruit de fond pendant quinze minutes avec un capteur 3 composantes, de calculer le spectre des signaux, et de faire le rapport des amplitudes spectrales des composantes horizontales (moyenne des deux directions) sur la composante verticale.

Toutefois, pour obtenir des résultats fiables, un certain nombre de précautions doivent être prise sur les conditions d'enregistrement, de traitement et pour l'interprétation des courbes H/V.

Les bases et les capacités à estimer la réponse du sol de la méthode H/V ont fait et font encore l'objet de beaucoup de controverses. Afin de répondre à toutes ces interrogations, le programme de recherche européen SESAME (Site EffectS assesment using Ambient Excitations) lancé en 2001 et achevé en 2004, dans le but d'étudier la méthode H/V et l'analyse en réseau du bruit ambiant.

Des guides, des recommandations et des logiciels ont été établies pour assurer une utilisation correcte de la méthode H/V. Les résultats sont rassemblés dans le site web (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>).

Trois guides pour la méthode H/V existent actuellement, concernant :

- l'influence sur les résultats H/V de l'instrumentation utilisée et des conditions d'enregistrement du bruit de fond : Duval *et al.* (2004), Atakan *et al.* (2004a), Guillier *et al.* (2007), Chatelain *et al.* (2007) et le livrable SESAME D01.02 (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>) ;
- le logiciel de calcul du rapport H/V : **geopsy** (geophysical signal database for array processing) développé par Marc Wathelet ([www.geopsy.org](http://www.geopsy.org)).

- le guide d'interprétation de la méthode H/V bruit de fond : Koller *et al.* (2004), SESAME project (2004) délivrable D 23.12, qui propose, entre autres, un certain nombre de critères pour s'assurer qu'un pic observé sur les courbes H/V puisse être considéré comme un pic naturel et fiable lié à l'effet de site.

Le but de ce travail n'est pas de faire une description détaillée du mode opératoire expérimental pour l'enregistrement du bruit de fond, ni de traiter en détail des paramètres de calcul pour l'obtention du rapport H/V. Pour plus d'informations sur les conditions d'enregistrement et les paramètres de traitement, le lecteur peut se référer aux travaux mentionnés ci-dessus.

Les courbes H/V présentées dans ce travail ont été calculées à l'aide du programme **geopsy**, qui procède schématiquement de la manière suivante (Figure 3-15) :

- 1- sélection des composantes verticale (V), est-ouest (E) et nord-sud (N) d'un signal de bruit de fond ;
- 2- recherche de  $N_i$  fenêtres stationnaires simultanément sur les trois composantes à l'aide d'un anti trigger LTA/STA ;
- 3- calcul des spectres d'amplitudes de chaque composante sur chaque fenêtre  $N_i$  :  $S_v(N_i)$ ,  $S_e(N_i)$ ,  $S_n(N_i)$  ;
- 4- lissage des spectres pour chaque  $N_i$  fenêtre, le plus couramment utilisé étant celui de Konno et Ohmachi (1998) ;
- 5- calcul de la moyenne quadratique  $S_h(N_i)$  pour chaque fenêtre des spectres horizontaux lissés tel que :

$$S_h(N_i) = \sqrt{\frac{S_n(N_i)^2 + S_e(N_i)^2}{2}} \quad (3.32)$$

- 6- calcul des rapports spectraux H/V ( $N_i$ ) pour chaque fenêtre :

$$H/V(N_i) = \left( \frac{S_h(N_i)}{S_v(N_i)} \right) \quad (3.33)$$

- 7- calcul de la moyenne géométrique H/V sur toutes les fenêtres :

$$H/V = 10^{\sum \frac{\text{Log}_{10}(H/V(N_i))}{N_i}} \quad (3.34)$$

- 8- détermination des fréquences  $F_{H/V}$  des pics de la courbe H/V.

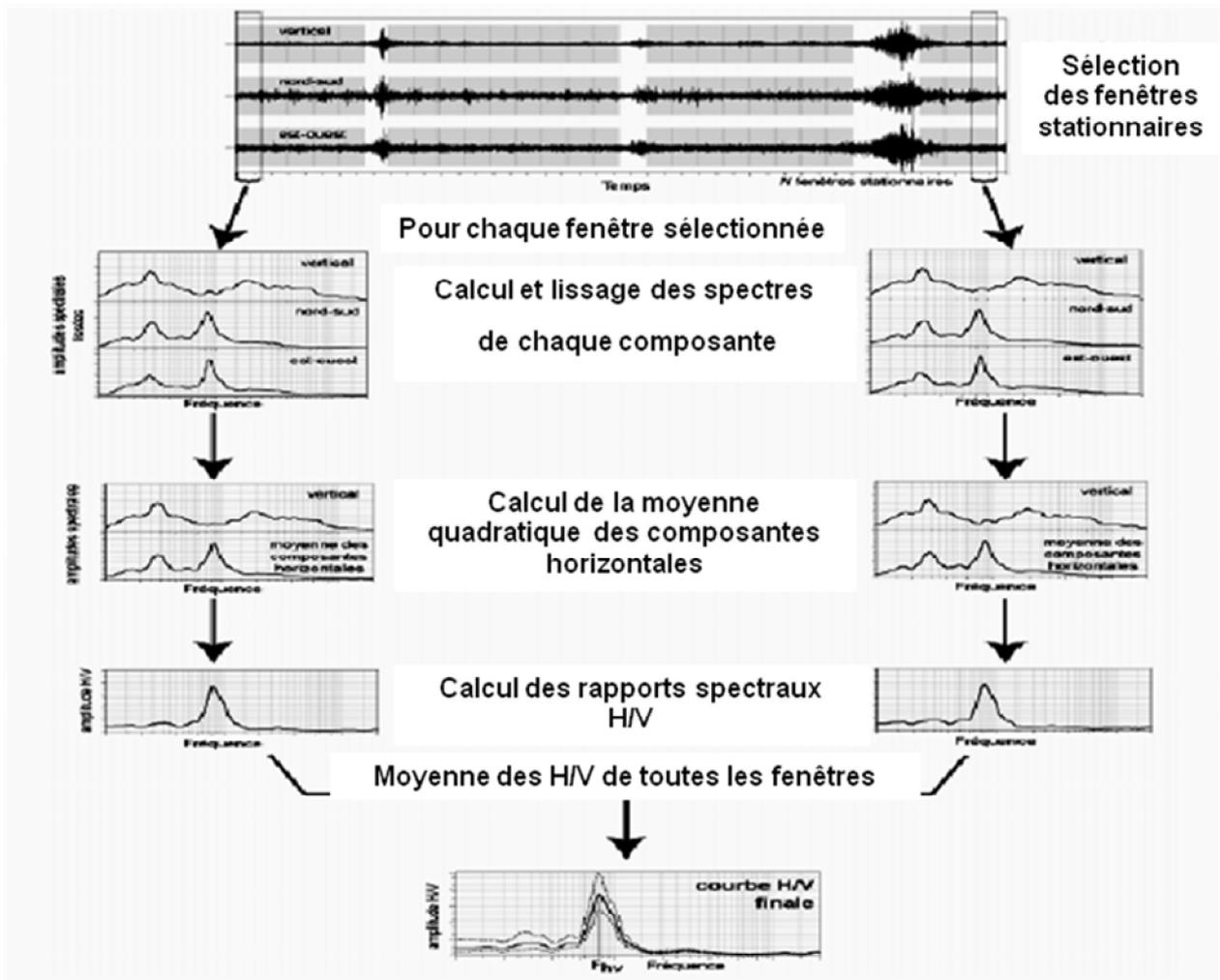


Figure 3-15 Représentation du traitement et l'obtention de la courbe H/V (D'après le cours sesarray).

### 3-2-2 Analyse en réseau

Aki (1957) a été le premier à avoir formulé l'idée originale de l'analyse en réseau, en proposant d'analyser la corrélation spatiale du bruit de fond et d'en tirer des informations sur la stratification du sol à partir des ondes de surface.

Le traitement des réseaux utilise deux techniques de transformation du champ d'ondes :

- la méthode F-K (fréquence - nombre d'onde) haute résolution basée sur l'analyse spectrale du mouvement vertical (e.g., Capon, 1969) ;
- l'analyse de l'autocorrélation spatiale (SPAC ; Aki., 1957), avec une amélioration, intitulée Modified Spatial Autocorrelation (MSPAC), proposée par Bettig *et al.* (2001).

Des courbes de dispersion ont ainsi été obtenues avec succès (*e.g.*, Lacoss *et al.* 1969 ; Asten et Henstridge, 1984 ; Whatelet. 2004).

Le bruit sismique ambiant mesuré par un réseau de stations est apparu comme une méthode prometteuse pour la détermination du profil de vitesse  $V_s(z)$  (Sherbaum, 2003 ; Wathelet, 2005). Néanmoins, des hypothèses sont émises en considérant que le bruit de fond est principalement composé d'ondes de surface et que le mode fondamental des ondes de Rayleigh domine la composante verticale.

L'analyse du bruit de fond en réseau comporte les étapes suivantes :

1. enregistrement synchronisé du bruit de fond avec plusieurs capteurs disposés selon une géométrie particulière ;
2. analyse des enregistrements, pour laquelle deux techniques peuvent être utilisés :
  - l'autocorrélation spatiale (Aki, 1957) modifiée par Bettig *et al.* (2001) ;
  - l'analyse dans le plan fréquence-nombre d'onde, qui permet d'obtenir une courbe de dispersion, F-K Haute résolution (Capon 1969) ;
3. inversion de la courbe de dispersion ou les courbes d'autocorrélation obtenue lors du traitement pour l'obtention du profil de vitesse des ondes de compression et des ondes de cisaillement du site étudié.

Chacune des étapes a une influence sur les résultats obtenus :

- le choix de la géométrie du réseau, la précision de l'emplacement des capteurs, l'ouverture du réseau et la durée d'enregistrement influenceront le domaine fréquentiel et définissent les limites de la bande dans lequel la dispersion est observable ;

- le choix de la méthode FK ou SPAC, puis le choix des paramètres à chaque pas du traitement ont une influence sur les résultats

- l'inversion peut donner plusieurs modèles très étendus selon l'espace des paramètres choisis en entrée, qui nécessite donc une connaissance préalable du site d'étude.

Pour une description complète de l'analyse du bruit de fond en réseau, de l'acquisition des données à l'inversion, se référer au livrable SESAME D24.13 (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>).

## Chapitre IV

### APPLICATIONS

#### 4-1 Étude de l'Algérois

Dans le cadre de l'étude de microzonage sismique d'Alger, une campagne de tests *in situ* a été réalisée pour la caractérisation dynamique du sol par le LNHC (Laboratoire National de l'Habitat et de la Construction) en collaboration avec le CGS. Pour ce travail, nous avons sélectionné quelques sondages dans le bassin de la Mitidja, sur la partie Est d'Alger (Figure 4.1), pour lesquels des downholes ont été réalisés. Pour une bonne appréciation des résultats, nous avons retraité les données brutes des essais downhole.

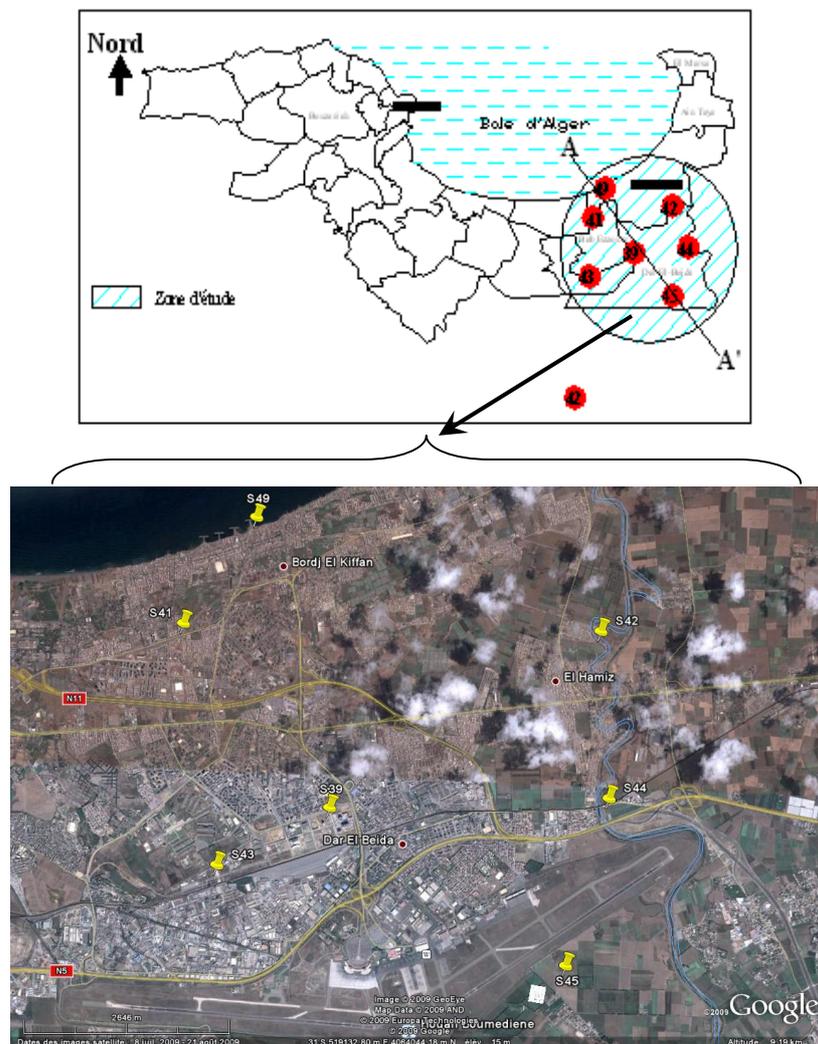


Figure 4.1 Carte montrant la répartition des sondages utilisés dans ce travail (Figure du haut : ronds rouges ; Figure du bas : ronds jaunes). La zone d'étude est située du côté Est d'Alger, dans la daïra de Dar El-Beida, située dans le bassin de la Mitidja. Cette zone est caractérisée par des formations géologiques très récentes (remplissage quaternaire).

Les sondages réalisés le long du profil AA' (Figure 4.1), dont les profondeurs varient de 30 à 99 mètres, montrent que les formations géologiques sont constituées d'argile, d'argile sableuses, de sables et des alternances de grés. Ces formations surmontent des formations marneuses plus ou moins altérées.

Le sondage 49, réalisé sur la côte de la baie d'Alger, sur la plage de Bordj El Kiffan, montre une géologie constituée par des alternances de sables et de grés qui surmontent des formations marneuses.

#### ***4-1-1 Essais downhole***

Les sondages cités ci-dessus ont été tubés et cimentés pour la réalisation des essais downhole. La cimentation permet de combler tous les vides entre les parois et le tubage en PVC, afin d'obtenir un bon couplage entre les géophones et les formations géologiques à prospector. La source utilisée est une massette de 5 kg, placée à 5 mètres de la gueule du puits, et les points de mesures sont distants de 1 mètre.

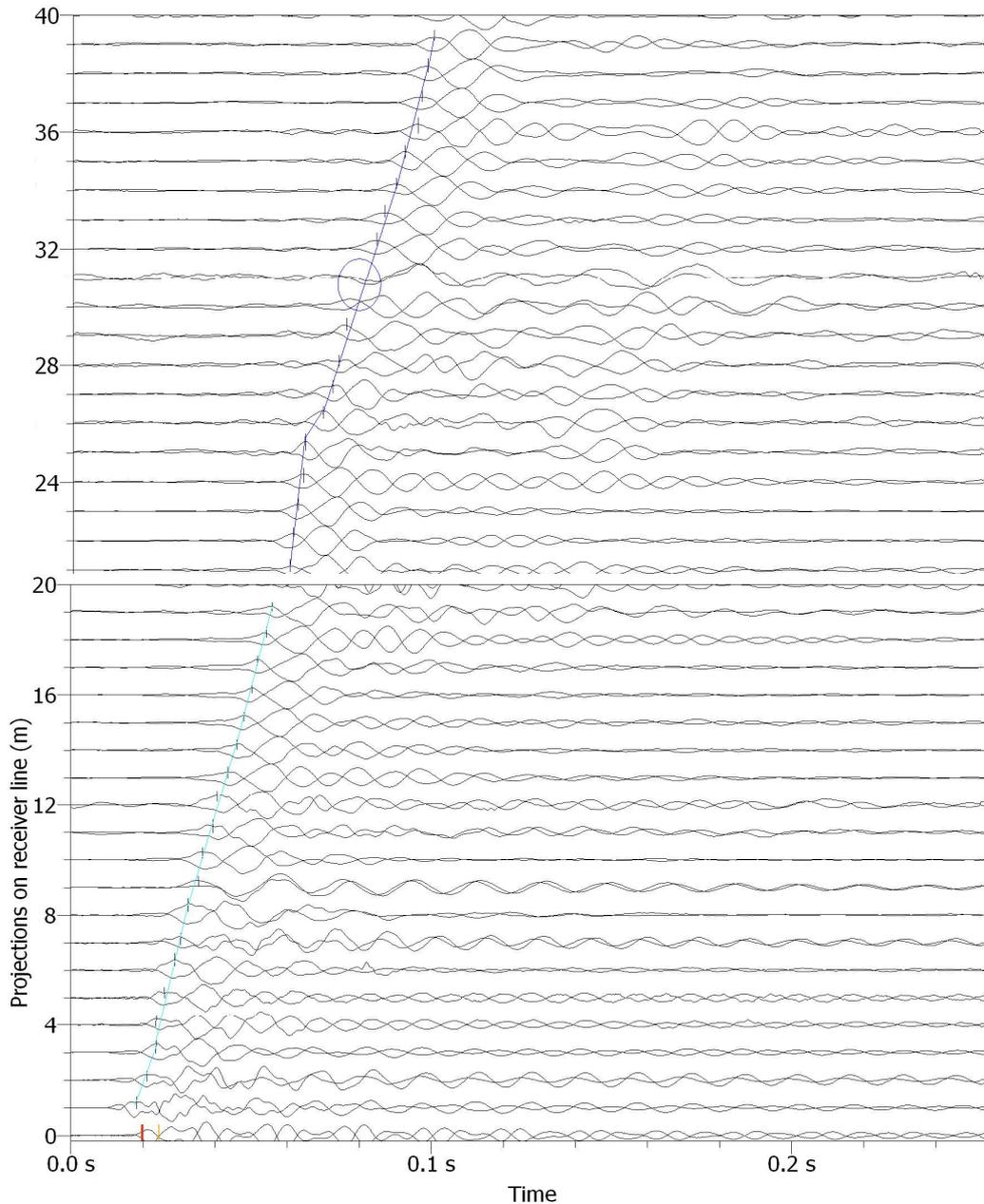
Trois enregistrements sont effectués pour chaque position  $z$  :

- un enregistrement pour un tir vertical (onde P) ;
- deux enregistrements pour deux tirs horizontaux, dans deux sens différents (onde S), les tirs étant réalisés sur un madrier ancré dans le sol.

Les capteurs sont des géophones triaxiaux avec une fréquence propre de 28 Hz, composés d'un capteur vertical pour la réception de l'onde P, et de deux capteurs horizontaux pour la réception de l'onde S.

Ainsi, à chaque profondeur  $z$ , trois enregistrements sont réalisés, le géophone vertical, riche en onde P, permet d'obtenir le temps de parcours de l'onde de compression de la source au géophone, par pointage de la première arrivée.

L'onde S est plus difficile à détecter. En se basant sur le principe que l'onde S est polarisable, les deux tirs horizontaux réalisés en surface permettent d'obtenir deux signaux avec des polarités opposées. La superposition de ces deux signaux montre un changement de polarité à l'arrivée de l'onde S (Figure 4.2) permettant ainsi de déterminer le temps de parcours de l'onde S de la source au géophone.



*Figure 4.2 La superposition des enregistrements horizontaux des 40 premiers mètres du sondage S45 montre un changement de polarité à l'arrivée de l'onde de cisaillement. Le pointage des temps d'arrivée est réalisé sur les premiers maxima des lobes en opposition de phase.*

Les temps de parcours des ondes de compression (P) et de cisaillement (S) ainsi obtenus sont corrigés de l'effet d'obliquité du trajet de parcours de ces ondes pour obtenir le temps vertical. Les temps sont reportés sur un graphe  $t = f(z)$  (Figure 4.3). Les temps d'arrivées des ondes P et S en fonction de la profondeur forment des segments de droite dont la pente  $\frac{\Delta z}{\Delta t}$  est la vitesse du milieu.

Sachant que la rotation du géophone est incontrôlable dans le puits lors de l'acquisition, faisant apparaître des signaux de mauvaise qualité rendant difficile la détection de l'arrivée de l'onde S, la lithologie obtenue à partir du sondage carotté a été utilisée pour une bonne interprétation de la vitesse.

L'interprétation des courbes temps profondeur montre que les vitesses du sondage 45 varient entre 120 et 270m/s pour les 15 premiers mètres reposant sur des grès dont les vitesses sont de 700m/s (Figure 4.4). Au-delà de 25 mètres, les vitesses varient entre 360m/s et 750m/s dans des formations constituées d'alternances alluvions et marnes.

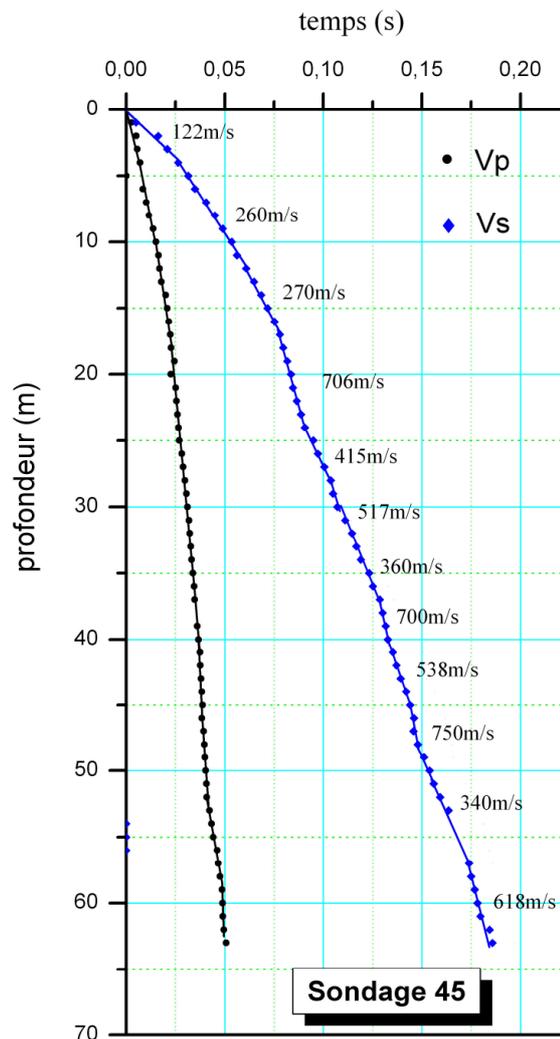


Figure 4.3 Temps de parcours vertical de l'onde P et S en fonction de la profondeur du sondage 45.

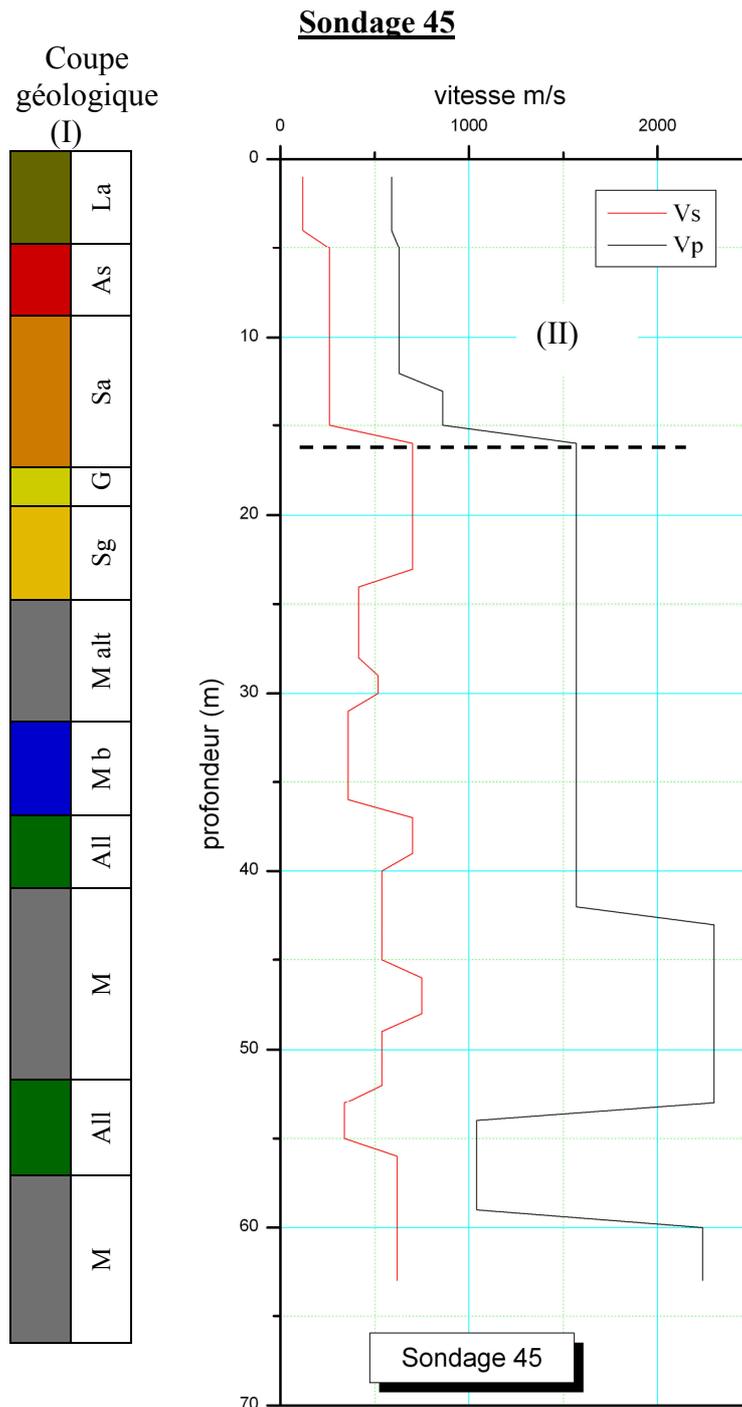


Figure 4.4 (I) lithologie du sondage géotechnique. (II) vitesse de compression (P) et de cisaillement (S) du sondage 45. la vitesse de cisaillement des formations gréseuses sont de 700m/s constituant un contraste important avec les formations des 15 premiers mètres pouvant être à l'origine du piégeage d'onde d'un mouvement sismique.

La : Limon argileux. As : Argile sableuse. Sa : Sable argileux. G : grés. Sg : Sable gréseux. Malt : Marne altéré. Mb : Marne bleu. M : Marne. All : Alluvions .

Le résultat des traitements des downholes S39, S41, S42, S43, S44 et S45 et la lithologie des formations géologiques de la zone d'étude sont présentés en Annexe I.

Une première interprétation montre que :

- les vitesses de cisaillement ( $V_s$ ) varient de 240 m/s (S45) à 500 m/s (S41) pour les formations superficielles ne dépassant pas 25 mètres de profondeur et sont comprises entre 700 m/s et 1300 m/s dans les formations gréseuses, entre 15 et 25 mètres de profondeur. Un contraste de vitesse important avec les alternances marnes alluvions dont les vitesses de cisaillement fluctuent entre 360 m/s et 700 m/s ;

- des grès consolidés sont présents dans tous les sondages, à l'exception du sondage S43, qui présente des alternances d'argiles, argile sableuses et alluvions reposant sur des marnes, avec des vitesses ne dépassant guère 550 m/s à 99 mètres de profondeur.

#### **4-1-2 Bruit ambiant**

Les enregistrements du bruit ambiant ont été réalisés à proximité des sondages, à l'aide d'une station CityShark (Chatelain et al., 2000) reliée à un sismomètre 3 composantes (Nord, Est et Verticale) Lennartz 5-secondes. La durée d'enregistrement, choisie en fonction des recommandations de SESAME (2005), a été fixée à 15 minutes.

Les enregistrements du bruit ambiant ont été traités avec le programme geopsy ([www.geopsy.org](http://www.geopsy.org)). Les paramètres de traitement ont été choisis selon les recommandations de SESAME (2005) : sélection de fenêtres stables de 30 à 40 secondes, à l'aide d'un anti-trigger STA/LTA avec  $STA = 2$  secondes,  $LTA = 30$  secondes et des seuils minimal et maximal de 0.2 et 3, respectivement. Le rapport H/V de chaque fenêtre est lissé par la méthode de Konno Ohamchi (1998), avec une constante de 40. L'ensemble des courbes présentes deux pics (Figure 4.6).

Le premier pic, compris entre 0.8 et 1.2 Hz, n'est pas clair et n'est pas présent sur toutes les courbes H/V. Il doit être considéré avec précaution, car son écart type est généralement important.

Le second pic, entre 3 et 5 Hz, est présent sur toutes les courbes H/V. Le contraste observé sur les logs de vitesses entre les dépôts quaternaire et les grès peut être à l'origine de ce pic. Une vitesse moyenne de cisaillement  $V_{sed}$  et la fréquence propre  $F_0$  des dépôts

sédimentaires au-dessus des grès (Tableau 4.1) ont été calculées à l'aide des formules suivantes :

$$V_{Sed} = \frac{\sum_i^n h_i}{\sum_i^n \left( \frac{h_i}{V_{Si}} \right)} \quad (\text{RPA99, version 2003})$$

$$F_0 = \frac{V_{Ssed}}{4H} \quad \text{Avec} \quad H = \sum_i^n h_i .$$

N° du sondage	H <sub>sed</sub> (m)	V <sub>Ssed</sub> (m/s)	V <sub>Psed</sub> (m/s)	V <sub>S-Grés</sub> (m/s)	V <sub>P-Grés</sub> (m/s)	V <sub>S-Grés</sub> / V <sub>Ssed</sub>	F <sub>0</sub> = $\frac{V_{Ssed}}{4H_{sed}}$ (Hz)	Fréquence H/V (Hz)	Amplitude H/V
S39/1	29	363	1330	929	2500	2.55	3.1	4.1 ± 0.4	3.6
S41	5	550	1200	690	1200	1.25	27.5	25 ± 0.4	3.6
S42/2	22	300	1384	651	2500	2.17	3.4	3.3 ± 0.4	5.9
S43/3	23	314	1470	727	1732	2.31	3.4	3.0 ± 0.2	2.8
S44/4	27	343	1477	1366	2700	3.98	3.2	3.4 ± 0.2	6
S45/5	15	240	700	701	1570	2.92	4	4.2 ± 0.5	4.2
S49/6	22	360	1365	600	3300	1.66	4.1	4.5 ± 0.3	1.4

Tableau 4.1 synthèse des résultats de mesures géophysiques des sondages réalisés dans la zone d'étude.

H<sub>sed</sub> : Épaisseur des sédiments. V<sub>Psed</sub> : vitesse moyenne de compression des sédiments.

V<sub>Ssed</sub> : vitesse moyenne de cisaillement des sédiments. V<sub>P-Grés</sub> : vitesse moyenne de compression des grés. V<sub>S-Grés</sub> : vitesse moyenne de compression des grés.

La représentation du rapport de vitesse de cisaillement entre les grés et les sédiments en fonction de l'amplitude de la courbe H/V (Figure 4.4.1), montre une proportionnalité éloquente, à l'exception du sondage 42. Ceci peut être du à l'amortissement matériel très faible à S42 par rapport à S44 (Tableau 4.1), ou à la contribution d'un mode supérieur qui sera traité plus loin dans ce chapitre.

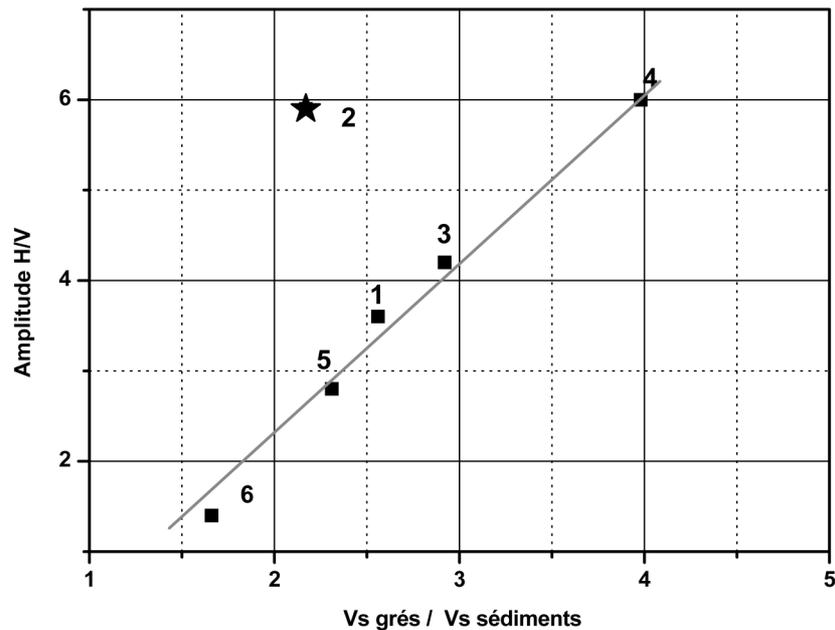


Figure 4.4.1 Représentation de l'amplitude du second pic H/V (3 – 5 Hz) en fonction du rapport de vitesse de cisaillement entre les grés et la couche sédimentaire.

La méthode H/V sous-estime-t-elle ou surestime-t-elle l'amplification ? Bonnefoy Claudet (2004) a montré à partir de simulation de bruit que le rapport H/V est plus important que la fonction de transfert des ondes S, alors que Lebrun (1997) et Semblat et al. (2000 *in* Haghshenas, 2005) ont montré que le rapport H/V sous-estime l'amplification des ondes sismiques. Une comparaison est faite dans cette étude sur des données réelles pour essayer de trouver une explication.

La coupe A'A (voir localisation Figure 4.1), réalisée à partir des sondages S45, S39, S41 et S49 (Figure 4.3), montre qu'au sondage S41 les grés apparaissent à 5 mètres de profondeur, avec une vitesse de cisaillement de 700 m/s, sous des sédiments dont la vitesse est de 550 m/s. Du fait que ces grés constituent un rocher sismologique proche de la surface, il serait intéressant d'installer un accélérographe sur ce rocher et de le comparer en cas d'un séisme aux données accélérographiques installé à Dar El Beida pour évaluer l'amplification du mouvement sismique dans la gamme 3 - 5 Hz.

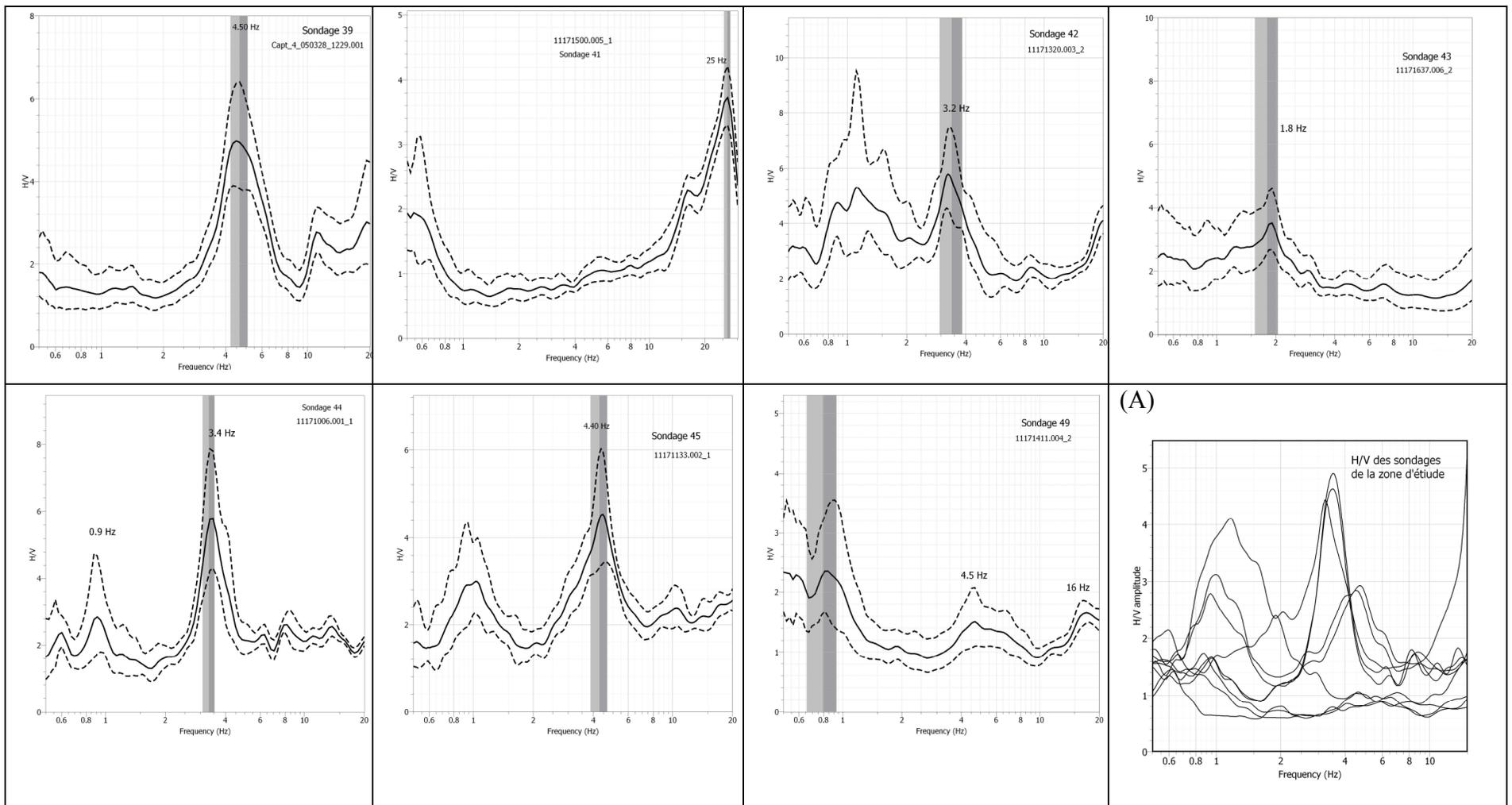


Figure 4.6 Courbes H/V obtenues à proximité des sondages de la zone d'étude. (A) : superposition de l'ensemble des courbes H/V.

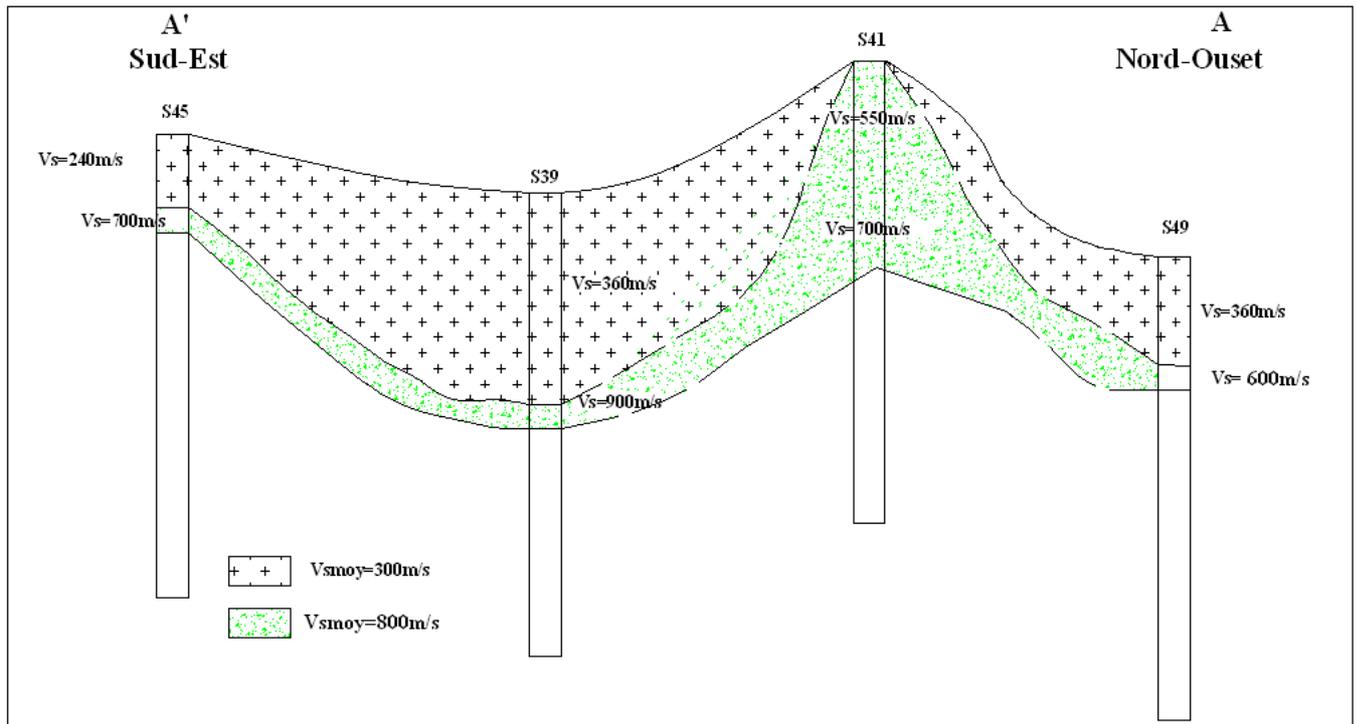


Figure 4.3 Coupe A'A réalisée à partir des sondages géotechniques. Les vitesses mentionnées aux niveaux des sondages sont obtenues à partir des downholes.

#### 4-1-3 Calcul de la fonction d'amplification

L'amplification des ondes SH à incidence verticale entre le rocher et la surface du sol a été calculée avec le programme SHAKE2000, version améliorée de SHAKE91. La définition du rocher sismique est subjective : on appellera rocher les formations dont les vitesses de cisaillement dépassent 800m/s, selon le RPA 2003 (Règlement Parasismique Algérien).

Or, dans le bassin de la Mitidja les vitesses de cisaillement sont variables et il existe des inversions de vitesses. D'après les sondages, et d'après l'interprétation des essais de downhole, les formations gréseuses dont la profondeur varie entre 25 et 35 mètres présentent des vitesses entre 700 et 1200 m/s. Elles ne constituent toutefois pas un rocher sismique. En effet, le rocher sismique tel que défini en génie parasismique sont les formations dépassant les 800m/s et dont les vitesses augmentent en fonction de la profondeur. Or, les formations au-delà de ces grès sont constitués généralement d'alternance de marne plus ou moins altérées et d'alluvions avec des vitesses allant de 300 à 700 m/s, représentant des alternances rocher sédiment.

Pour que les résultats soit comparables avec la courbe H/V, la fonction de transfert a été calculée entre les formations gréseuses et la surface du sol, c'est-à-dire que l'excitation a été produite à partir du toit des grés, avec un amortissement de 5% et en choisissant l'option de SHAKE rocher affleurant (outcrop rock) qui prend en considération l'amortissement radiatif.

En effet, dans l'option "within outcrop", l'excitation est produite à la base du rocher, et ne prend pas en considération l'amortissement radiatif. Les ondes sont piégées entre les grés et la surface, ce qui fait augmenter considérablement l'amplification. Dans ce travail, la fonction de transfert est calculée dans le but de déterminer la fréquence propre du sol et non le taux d'amplification, car ceci nécessite au préalable la connaissance de l'amortissement matériel (ou bien le facteur de qualité  $Q_s$ ) des ondes de cisaillement.

La comparaison entre les résultats du H/V et la fonction de transfert des ondes S montre une assez bonne coïncidence des fréquences d'amplification avec la fonction de transfert.

#### *4-1-4 Calcul de l'ellipticité de l'onde de Rayleigh*

Dans le cas d'un milieu stratifié, l'expression de l'onde de Rayleigh n'est pas simple. Tokimatsu (1997), Konno et Ohmachi (1998), Malischewsky et Scherbaum (2004) ont montré que le mouvement particulaire des ondes de Rayleigh dépend, comme la vitesse de phase, de la fréquence, et, suivant les caractéristiques physiques du milieu, elle peut être prograde ou rétrograde.

Pour le calcul de l'ellipticité des ondes de Rayleigh le programme **gpell** de la librairie **geopsy** a été utilisé. L'algorithme de ce programme est basé sur la théorie de Tokimatsu (1992). Il utilise comme input le format suivant pour les modèles en couches :

Ligne 1:

<Nombre de couches, y compris le demi espace infini>.

Ligne 2 :

<Épaisseur (m)> < $V_p$  (m/s)> < $V_s$  (m/s)> <densité ( $\text{kg/m}^3$ )> [< $Q_p$ >< $Q_s$ >]

.....

Ligne n

0 < $V_p$  (m/s)> < $V_s$  (m/s)> <densité ( $\text{kg/m}^3$ )> [< $Q_p$ > < $Q_s$ >]

Les facteurs de qualité  $Q_p$  et  $Q_s$  sont facultatifs. S'ils ne sont pas spécifiés, le calcul est effectué dans un domaine élastique.

#### 4-1-5 Comparaison fonction de transfert des ondes SH et ellipticité de l'onde de Rayleigh

Comme indiqué dans le chapitre 3-2-1, l'ellipticité est proportionnelle au contraste de vitesse des ondes de cisaillement, en faisant varier l'épaisseur de la couche sédimentaire afin de maintenir la fréquence propre constante. Afin d'étudier l'ellipticité en fonction du contraste de vitesse, mais cette fois en faisant varier la vitesse de cisaillement du rocher (Tableau 4.2).

	Contraste 2	Contraste 3	Contraste 4
Sédiments	$H = 20$ $V_p = 1000 \text{ m/s.}$ $V_s = 400 \text{ m/s.}$ $\rho = 2000 \text{ g / cm}^3$	$H = 20$ $V_p = 1000 \text{ m/s.}$ $V_s = 400 \text{ m/s.}$ $\rho = 2000 \text{ g / cm}^3$	$H = 20$ $V_p = 1000 \text{ m/s.}$ $V_s = 400 \text{ m/s.}$ $\rho = 2000 \text{ g / cm}^3$
Rocher	$V_p = 2400 \text{ m/s.}$ $V_s = 800 \text{ m/s.}$ $\rho = 2200 \text{ g / cm}^3$	$V_p = 2400 \text{ m/s.}$ $V_s = 1200 \text{ m/s.}$ $\rho = 2200 \text{ g / cm}^3$	$V_p = 2400 \text{ m/s.}$ $V_s = 1600 \text{ m/s.}$ $\rho = 2200 \text{ g / cm}^3$

Tableau 4.2 Modèle d'une couche sédimentaire sur un demi-espace infini. La vitesse de cisaillement de la couche sédimentaire est de 400m/s reposant sur un demi espace infini avec  $V_s = 800 \text{ m/s}$  pour un contraste = 2,  $V_s = 1200 \text{ m/s}$  contraste = 3 et  $V_s = 1600 \text{ m/s}$  pour un contraste = 4.

L'ellipticité en fonction du contraste des vitesses de cisaillement entre les sédiments et le rocher a été calculée comme indiqué précédemment. La fréquence propre des sédiments a été fixée à 5 Hz. Pour un contraste de 2, la courbe d'ellipticité est presque plate, pour un contraste de 3 un pic apparaît à 6.5 Hz, tandis que pour un contraste de 4 un pic apparaît à 5.5 Hz (Figure 3.11). Ainsi, l'ellipticité de l'onde de Rayleigh présente un pic autour de la fréquence propre des sédiments, avec un décalage qui est fonction du contraste.

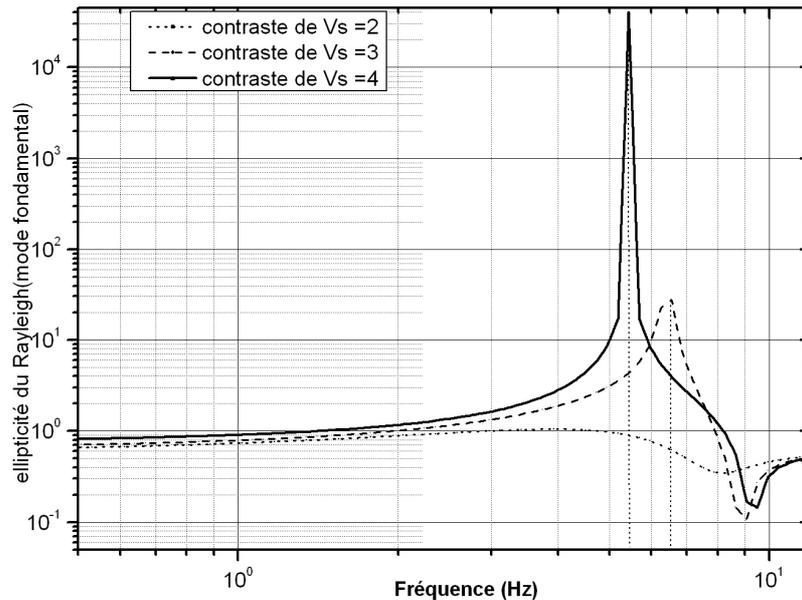


Figure 3.11 Ellipticité du mode fondamental de l'onde de Rayleigh en fonction du contraste de vitesse des ondes de cisaillement. Le contraste est déterminé en faisant varier la vitesse de cisaillement du rocher. L'ellipticité est proportionnelle au contraste : pour un contraste de 4 l'ellipticité est maximale pour la fréquence de 5.5 Hz, et elle passe à 6.5 Hz pour un contraste de 3, pour le modèle du tableau 4.2.

#### 4-1-6 Comparaison entre la fonction d'amplification, le rapport H/V et l'ellipticité de l'onde de Rayleigh

Les courbes des rapports spectraux H/V sont présentées dans la bande de fréquence 0.5 - 15 Hz, explorant une tranche de sol assez importante par rapport aux essais downhole, dont la profondeur d'investigation varie de 30 à 99 mètres.

Sur les courbes H/V (Figure 4.6), le premier pic, apparaissant à la fréquence de 1 Hz, est sûrement dû à un contraste de vitesse assez profond, qui n'est pas atteint par les essais downholes. Le seul contraste présent dans les modèles de vitesse est celui correspondant au passage des grès à une profondeur variant entre 25 et 30 mètres. C'est sur cette base que le calcul de la fonction d'amplification a été fait, en supposant les formations gréseuses comme étant le rocher sur lequel repose les sédiments argileux.

La fonction d'amplification, avec un amortissement de 5%, calculée entre les grès et la surface du sol au niveau des sondages montre des fréquences de résonance entre 3 et 5 Hz, qui coïncident bien avec les pics observés sur les courbes H/V, montrant ainsi une bonne corrélation entre ces dernières et la fonction d'amplification des ondes SH à incidence

verticale. Ceci nous permet de contrôler la fiabilité du modèle de vitesse obtenu à partir du downhole et d'appuyer l'hypothèse de Nakamura (1989), qui stipule que le pic de H/V est dû à l'amplification des ondes SH.

La relation entre le pic H/V et l'ellipticité des ondes de Rayleigh a été mise en avant à plusieurs reprises (Nogoshi and Igarashi, 1971 ; Field and Jacob, 1993 ; Lachet and Bard, 1994 ; Tikimatsu, 1992, Arai and Asaka, 1996 ; Kind and Giardini, 2001 ; Bonnefoy Claudet et al., 2006). Afin de comparer les résultats obtenus, un calcul de l'ellipticité de l'onde de Rayleigh a été réalisé pour chacun des sondages étudiés.

Une bonne corrélation est obtenue sur les sondages 41, 45 et 49, tandis qu'un décalage apparaît entre la courbe H/V et les deux autres courbes sur les sondages 42 et 44 (Figure 4.4). Une divergence très importante apparaît sur le sondage 39, parce que lors de l'acquisition des données de bruit ambiant ce sondage n'a pas pu être localisé avec précision.

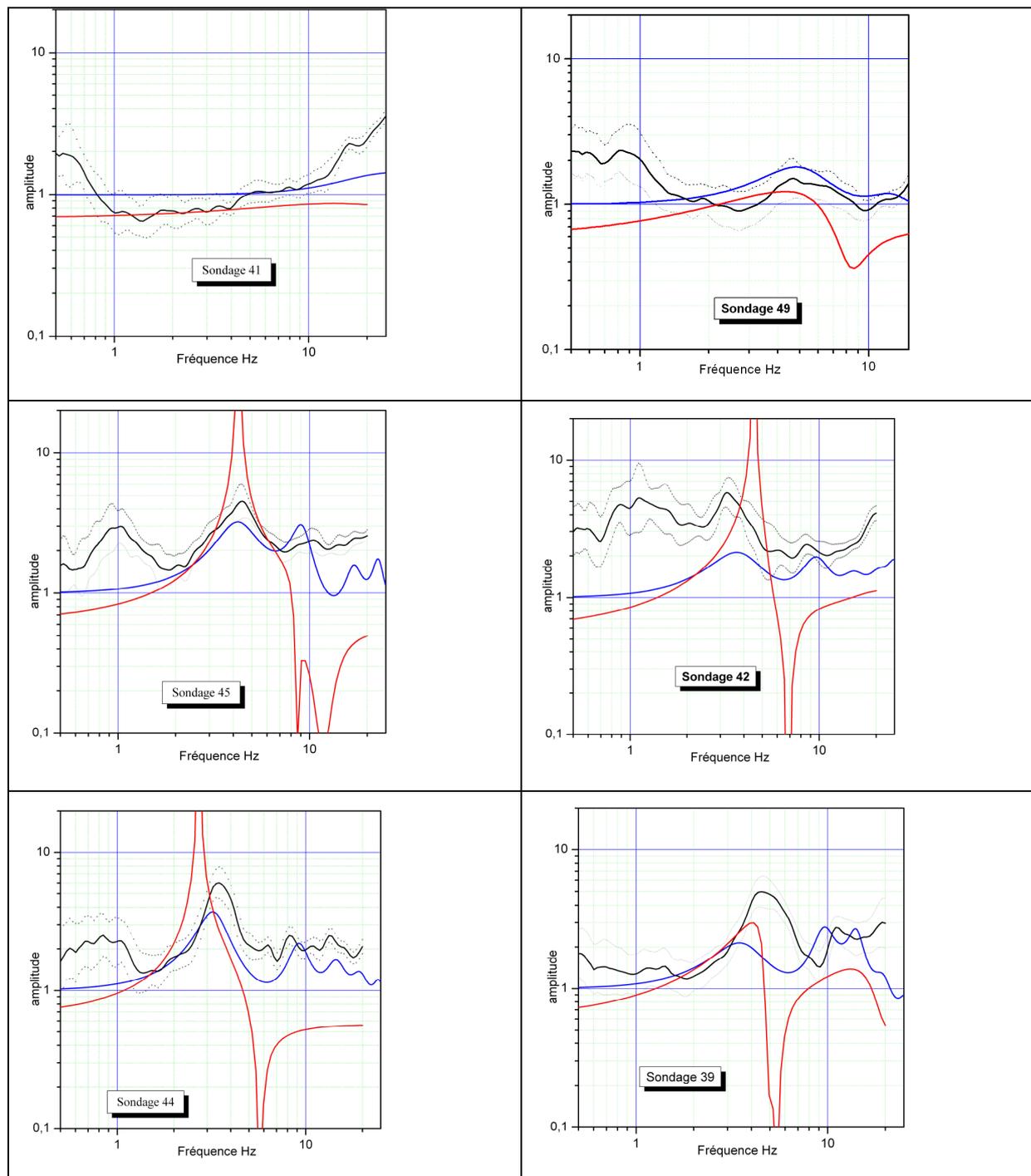


Figure 4.4 Courbe H/V (en noir) et écart type (en pointillé), ellipticité de l'onde de Rayleigh (en rouge) et fonction d'amplification (en bleu) calculée avec un amortissement de 5%, pour les six sondages de l'étude.

La méthode H/V surestime l'amplitude par rapport à la fonction de transfert de l'onde S calculée avec un amortissement de 5%, ce qui est élevé pour des essais géophysiques. En

faisant varier l'amortissement pour chaque modèle de vitesse des sondages S44, S42, S45, on observe que la fonction de transfert et la courbe H/V se superposent pour un amortissement donné, pouvant être considéré comme le véritable amortissement (Figure 4.5).

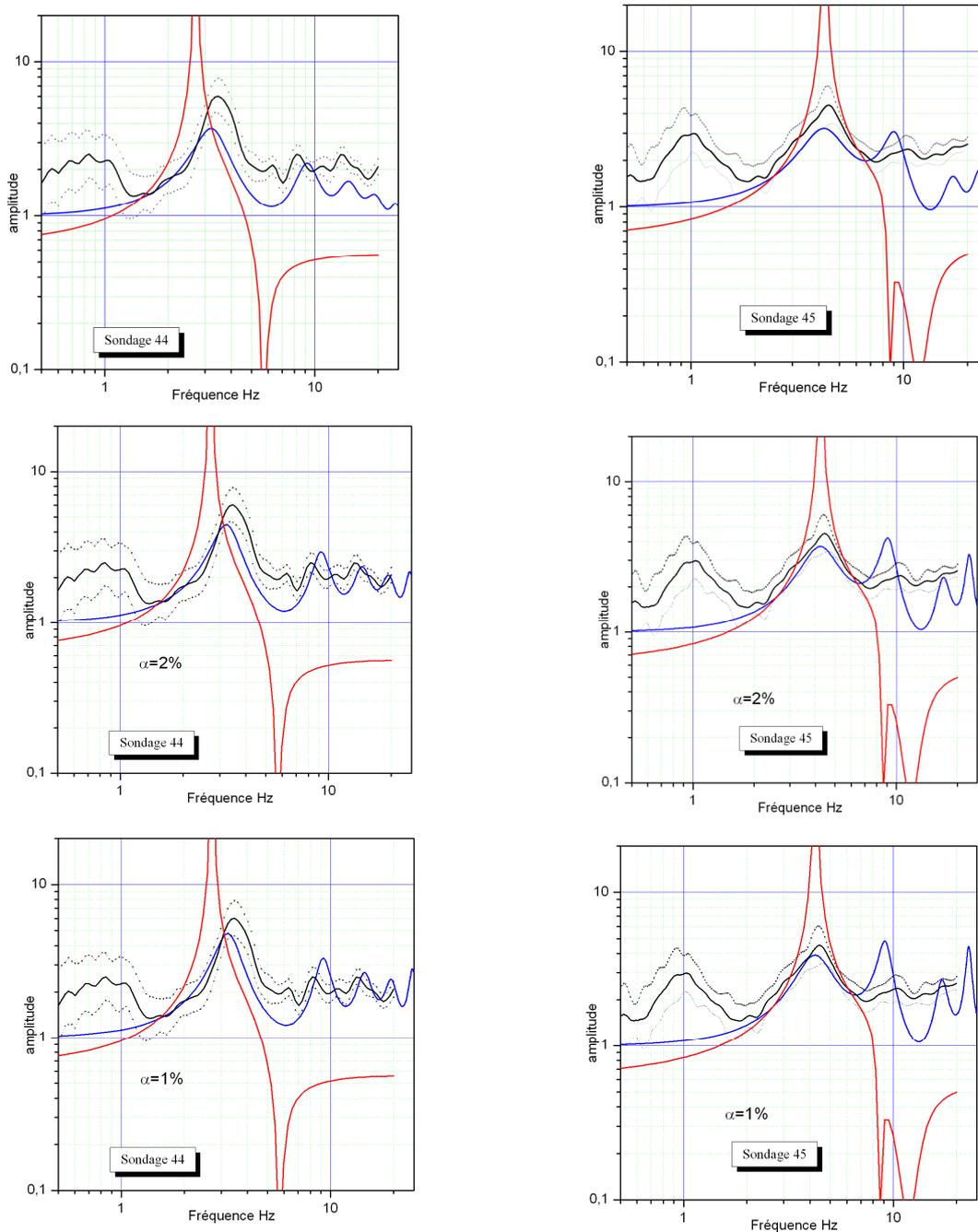


Figure 4.5 Comparaison, sur les sondages S44 (colonne de gauche) et S45 (colonne de droite), des amplitudes H/V (en noir) et des fonctions d'amplification des ondes S (en bleu) pour trois taux d'amortissement (en haut  $\alpha = 5\%$ , au milieu  $\alpha = 2\%$  et en bas  $\alpha = 1\%$ ), avec l'ellipticité de l'onde de Rayleigh (en rouge).

Une vérification par une troisième technique permettrait de valider cette approche pour la détermination de l'amortissement par la combinaison de ces deux techniques.

#### ***4-1-7 Contribution du mode supérieur dans le rapport H/V :***

Dans ce qui précède la fonction d'amplification a été calculée entre les grés et la surface du sol, les résultats montrent que la fréquence d'amplification qui varie de 3.2 à 4.5Hz coïncide bien avec les pics de la courbe H/V des différents sondages. Nous avons vu qu'en faisant varier l'amortissement l'amplitude de la courbe H/V coïncide bien à l'amplitude de la fonction d'amplification.

Sur les courbes H/V on observe aussi un autre pic vers les basses fréquences (0.8 – 1Hz). Ce pic est probablement dû à un autre contraste de vitesse non atteint par les sondages réalisés. Il serait intéressant d'utiliser d'autres techniques de prospection pour le mettre en évidence.

Le problème qui se pose est : quelle est la contribution du premier pic de 1Hz dans l'amplification à la fréquence de 3 Hz ? Pour essayer de répondre à cette question une modélisation a été faite.

Le modèle (1) et (2) utilisé est un sol reposant sur un rocher de 1200m/s voir figure 4.5.1

- Le modèle (1) utilisé est une couche de sol de 100m d'épaisseur avec une vitesse de cisaillement de 400 m/s, qui correspond à une fréquence propre du sol de 1Hz.
- Dans le modèle (2) le sol est constitué de deux couches, la première couche de 15m d'épaisseur avec une vitesse de cisaillement de 180m/s correspondant à une fréquence propre de 3Hz. La deuxième couche de 85 m d'épaisseur avec une vitesse de cisaillement de 439m/s. la vitesse moyenne pondérée par l'épaisseur est de 400m/s pour une épaisseur de 100m de sol correspondant aussi comme le modèle (1) à une fréquence de 1 Hz.

Le modèle (3) est représenté par une couche de sol de 15m d'épaisseur reposant sur une formation de ferme de 439m/s.

Les fonctions d'amplifications des trois modèles sont représentées dans la (figure 4.5.1), pour le modèle (1) et (2) l'amplification est calculée entre le rocher et la surface du sol. Pour le modèle (3) l'amplification est calculée entre la deuxième couche de 439m/s et la surface du sol.

L'interprétation des fonctions d'amplifications montre que le modèle (1) est amplifié de 1 Hz pour le mode fondamental et à 3 Hz correspondant au premier mode. Le modèle 3 est amplifié à 3Hz.

Le modèle (2) montre une amplification à 1 Hz et une autre à 3Hz. L'amplification du à 3Hz du modèle (2) est plus importante que les autres modèles, ceci est dû à la superposition du mode fondamental de la première couche et du premier mode de la couche total de 100m. Il y a donc contribution du premier mode dans l'amplitude de résonance de la couche de 15m.

Ceci nous permet aussi d'expliquer la surestimation de l'amplitude de la courbe H/V pour un faible contraste de vitesse et par rapport à l'amplitude de la fonction d'amplification calculé à partir des modèles de vitesses obtenus par le downhole.

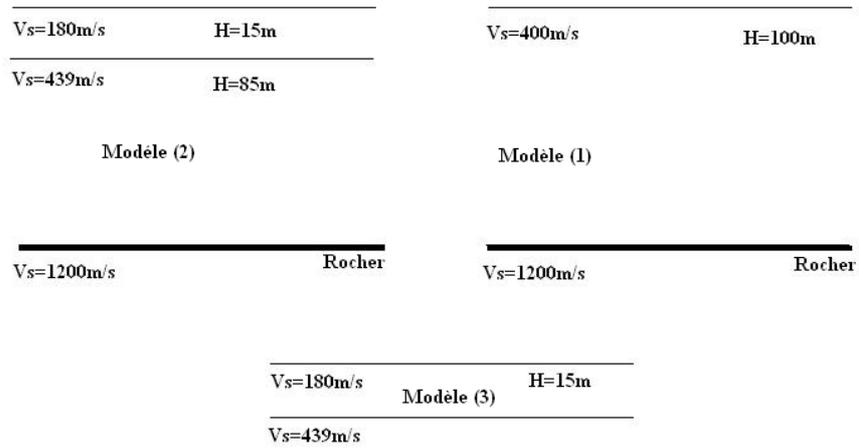
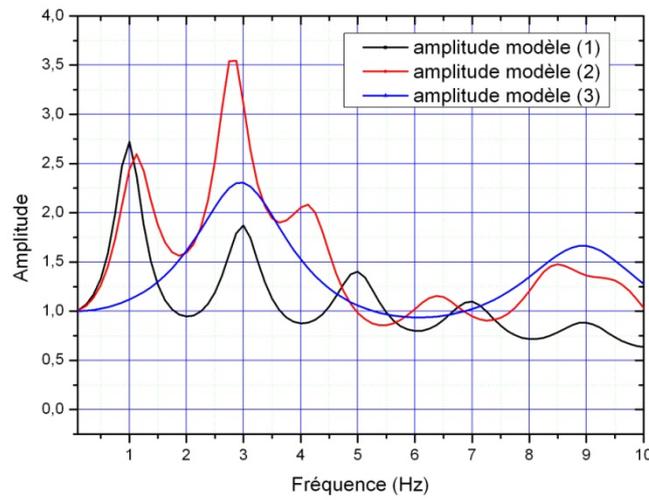


Figure (4.5.1) : fonction d'amplification des différents modèles de vitesses : modèle(1) représenté avec une couche de sédiment avec une fréquence propre  $f_0=1\text{Hz}$  ; modèle (2) deux couches dont la première avec une fréquence propre de 3 Hz, et la fréquence des deux couches est de 1Hz. Le modèle (3) représenté par la première couche du modèle (2).

#### ***4.2 Impact de la déviation d'un puits d'essai crosshole sur la vitesse des ondes sismiques***

Dans le domaine du génie civil, le crosshole est considéré comme étant l'essai le plus fiable, mais aussi le plus coûteux, pour la détermination des vitesses des ondes de compression et de cisaillement.

Néanmoins, des précautions doivent être prises dans l'interprétation. Cette technique semble très simple car elle revient à calculer le rapport de la distance source récepteur divisée par les temps de parcours des ondes directes de compression (P) et de cisaillement (S).

Les sources d'erreurs les plus communes sont :

- trop grande distance entre sondages, ce qui ne permet pas de déterminer les vitesses vraies des formations : au lieu d'enregistrer des ondes directes, la distance importante favorise l'arrivée des ondes réfractées ;
- l'utilisation des temps de parcours incrémentés entre deux sondages récepteurs (cf. figure 5.11, sondages alignés) pour déterminer le profil de vitesse; ce dispositif est généralement utilisé pour se passer du temps zéro, les temps relatifs entre les deux sondages récepteurs sont utilisés pour avoir les vitesses vraies, et alors, si les couches sont relativement minces, les premières arrivées pour les deux géophones ne représentent pas forcément l'onde directe ;
- finalement, *l'hypothèse que les sondages sont **verticaux, et donc parallèles**, n'est pas toujours vérifiée à l'aide d'un inclinomètre pour déterminer avec exactitude l'inclinaison des puits afin de calculer la distance exacte parcourue par l'onde directe.*

Dans le cadre de l'étude du projet de réalisation du nouveau laboratoire du Centre national de recherche en Génie parasismique (CGS) à El Achour, trois sondages (S4, S4a et S4b) ont été réalisés avec des essais crosshole sur l'emplacement de la future table vibrante.

Dans ce travail on utilisera les résultats du crosshole entre les puits S4a et S4b (Figure 4.6), séparés de 8 mètres. Aucune déviation des puits n'a été prise en considération lors de l'acquisition des données.

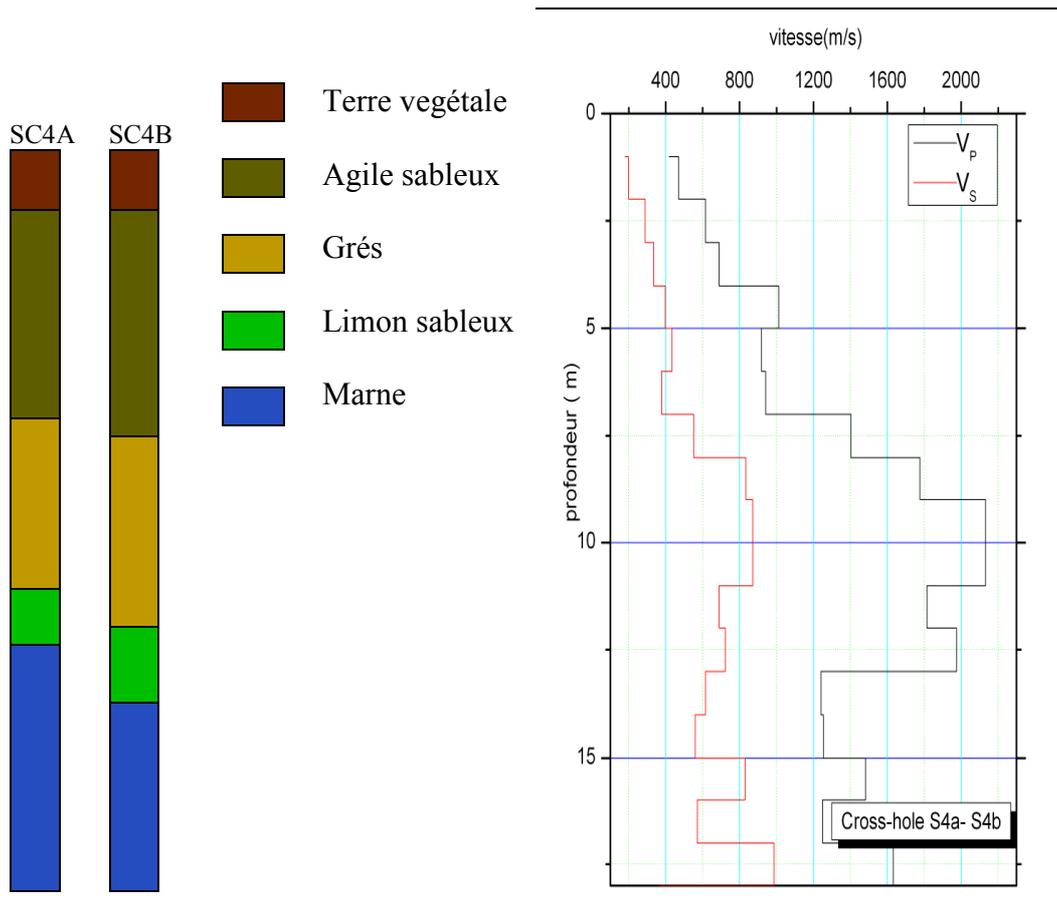


Figure 4.6 Vitesses de compression et de cisaillement en fonction de la profondeur (Sondages S4a - S4b).

Lors des expertises, la représentation de la déviation des puits doit être faite en 3D (se référer à ASTM D 4428 / D 4428 M). Toutefois, dans notre cas, une représentation en 2D (dans le plan XZ) est suffisante, puisque le but est avant tout de démontrer l'impact crucial de la déviation des puits sur les vitesses obtenues. Le crosshole d'El Achour a ainsi été recalculé en introduisant un angle de déviation pour un seul puits dans le plan XZ (Figure 4.7).

En considérant généralement que les puits sont parallèles, le calcul de la vitesse de propagation des ondes dans les formations géologiques entre le point de tir et le géophone est obtenu par le rapport de la distance sur le temps de parcours de l'onde directe :

$$V = \frac{X}{\Delta t}$$

$V$  : Vitesse (en m/s).

$X$  : Distance (en mètres).

$\Delta t$  : Temps de parcours de l'onde (en secondes).

Mais dans la plupart des cas, les puits ne sont pas parallèles, l'un et/ou l'autre étant dévié. Cette déviation entraîne une correction de la distance de parcours de l'onde directe. Par

exemple (Figure 4.7), le puits B est dévié vers l'extérieur d'un angle  $\alpha$ . Le temps enregistré  $\Delta t$  représente le temps de parcours de l'onde directe correspondant à la distance  $X + \Delta X$  et non la distance  $X$ . La vitesse  $V_{cor}$  est alors :

$$V_{cor} = (X + \Delta X) / \Delta t \text{ Avec } \Delta X = z \tan \alpha$$

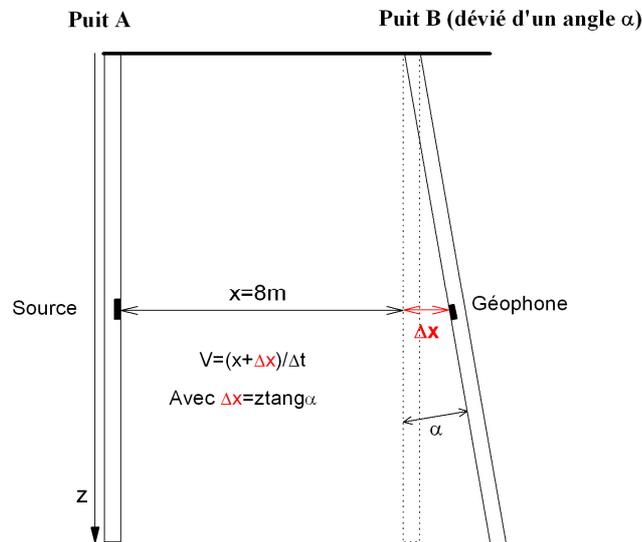


Figure 4.7 Représentation d'un crosshole avec un sondage (B) dévié d'un angle  $\alpha$ .

### Formulation de l'erreur sur la vitesse

On détermine pour chaque angle  $\alpha$  la vitesse en fonction de la distance  $X + \Delta X$ , tout en gardant le même temps de parcours, afin d'estimer l'erreur commise sur les vitesses de compressions et de cisaillement (Figure 4.8). L'erreur commise sur la vitesse est liée à la profondeur de mesure, l'angle de déviation, la distance inter puits et la vitesse du milieu.

On démontre que :

$$\Delta V = \frac{Z \tan \alpha}{(X + Z \tan \alpha)} V_R$$

$X$  : distance inter puits.

$V_R$  : vitesse vraie du milieu.

$Z$  : profondeur de mesure.

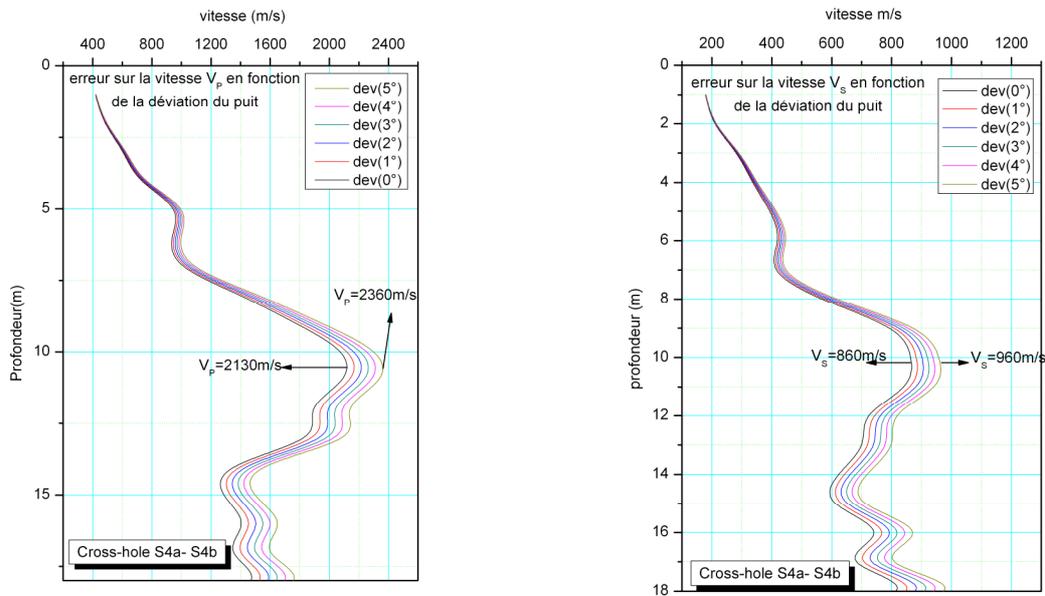


Figure 4.8 Vitesse de compression (à gauche) et de cisaillement (à droite) recalculées en fonction de l'angle de déviation du puits  $\alpha$ . L'erreur commise sur la vitesse est loin d'être négligeable : à 10 mètres de profondeur elle est de 230 m/s sur la vitesse de compression et de 100 m/s sur la vitesse de cisaillement, soit une erreur relative de 10%.

La figure 4.9 montre l'impact des différents paramètres ( $X$ ,  $Z$ , et  $\alpha$ ) sur l'erreur commise sur la vitesse calculée dans un crosshole. L'erreur relative sur la vitesse à une profondeur  $z = 25$  mètres est de 20% pour une distance inter puits de 8 mètres, et de 42% pour une distance inter puits de 3 mètres. L'erreur relative  $\Delta V/V$  augmente avec la profondeur  $z$ , et devient plus importante lorsqu'on réduit la distance entre les puits. Or, l'augmentation de la distance entre puits favorise l'apparition d'une vitesse apparente due aux ondes réfractées, d'où la nécessité d'utiliser un inclinomètre dans la mise en œuvre d'un crosshole.

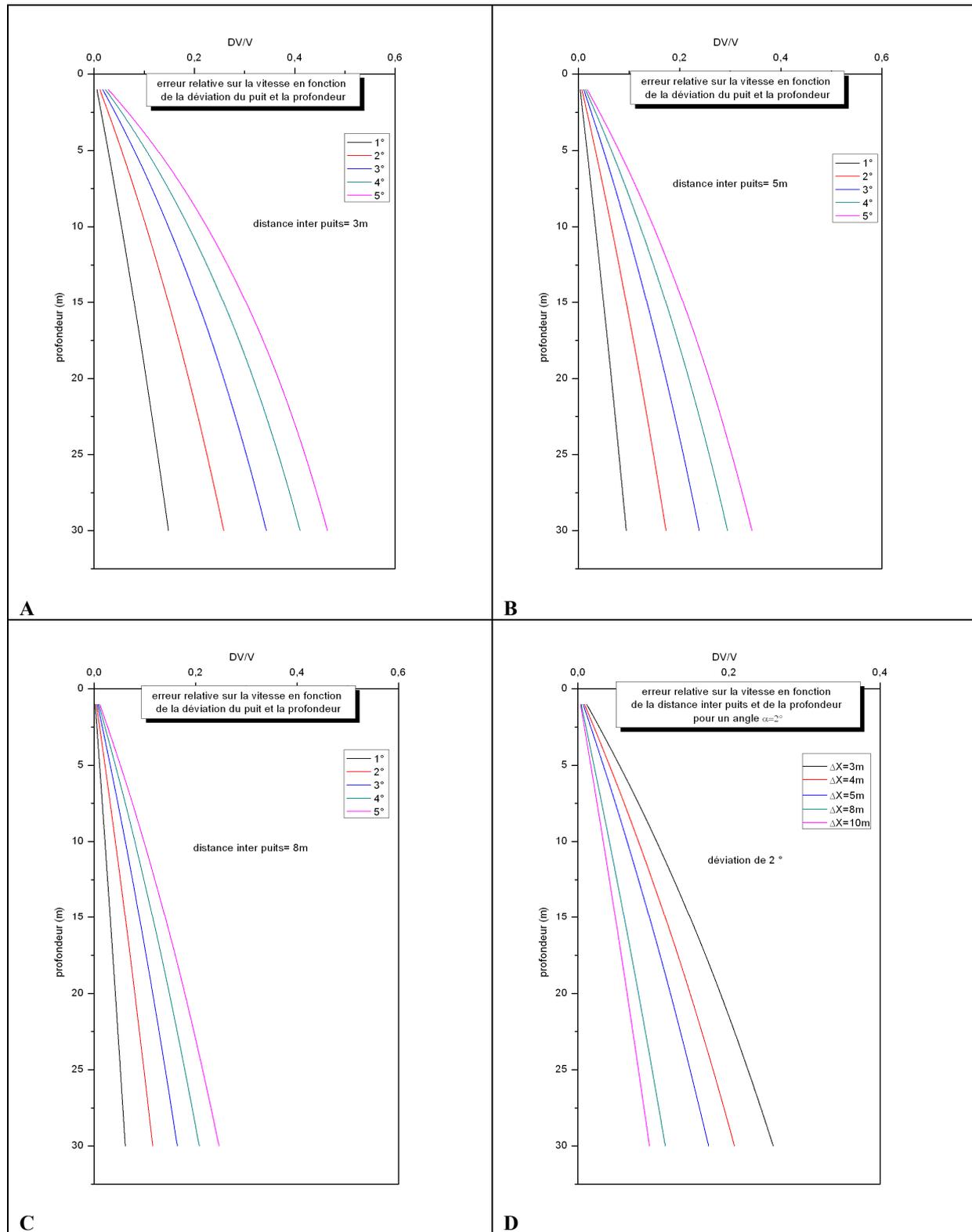


Figure 4.9 Erreur relative sur la vitesse en fonction de la déviation du puits, pour une distance inter puits  $\Delta X = 3$  mètres (A),  $\Delta X = 5$  mètres (B) et  $\Delta X = 8$  mètres (C). Erreur relative en fonction de la distance inter puits  $\Delta X$  pour un angle de déviation de 2° (D).

### 4.3 Impact de la négligence de la déviation des puits sur la fonction d'amplification :

Nous avons vu que l'erreur commise sur la vitesse en négligeant la déviation du puits est considérable. Afin d'étudier son impact dans l'évaluation des effets de site, des fonctions d'amplification ont été calculées pour les modèles de vitesse obtenus avec des angles de déviation variant de  $1^\circ$  à  $5^\circ$  entre les grés et la surface du sol (Figure 4.10).

Pour un angle de déviation externe, la vitesse calculée en négligeant la déviation est surestimée, ce qui entraîne une migration de la fréquence d'amplification vers les basses fréquences. Pour une distance inter puits de 8 mètres et une déviation de  $5^\circ$ , la fréquence propre du système passe de 9.3 à 10.3 Hz, soit une erreur de 10%.

Pour une distance inter puits de 3 mètres et une déviation de  $5^\circ$ , la fréquence propre du système passe de 9.4 Hz à 12 Hz, soit une erreur de plus de 20%.

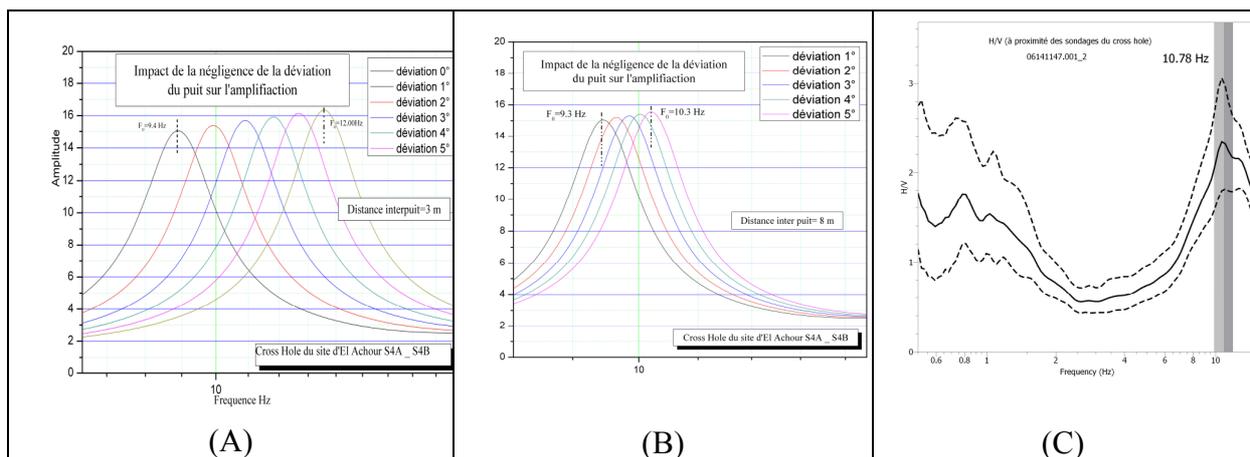


Figure 4.10 Déviation de la fréquence propre des formations géologiques entre le rocher et la surface libre en fonction de l'erreur commise sur la vitesse pour une déviation du puits de  $1^\circ$  à  $5^\circ$ . (A) pour une distance inter puits de 3 mètres, (B) pour une distance inter puits de 8 mètres. Courbe H/V des enregistrements du bruit ambiant à proximité des puits du crosshole (C).

La courbe H/V obtenue à partir d'un enregistrement de bruit de fond en surface, à proximité des puits, montre un pic à 10.8 Hz (Figure 4.10 C), très proche de celui obtenu avec la fonction d'amplification avec une déviation de  $5^\circ$  (10.3 Hz; Figure 4.10 B). En considérant que la fréquence propre obtenue à partir du rapport H/V est précise, et en négligeant les autres erreurs de traitements du crosshole (erreur de lecture, réfraction,..), on peut conclure que le puits présente une déviation non négligeable, correspondant à un angle total supérieur à  $5^\circ$  pour les deux puits dans le plan XZ.

## **CONCLUSIONS**

Une très bonne corrélation est mise en évidence entre les pics des courbes H/V et les fréquences d'amplification obtenues à partir de downholes, montrant que les vitesses de cisaillement obtenues à partir des downholes sont de très bonne qualité. Cette comparaison permet aussi de montrer que les grès constituent un rocher, expliquant les fréquences de 3 à 5 Hz à Dar El Beida, liées à la vitesse moyenne des ondes de cisaillement, de l'ordre 300 m/s, dans les sédiments surmontant les grès. Ce résultat est important puisque ces fréquences correspondent à celles de nombreux bâtiments de la zone. Une densification des points de mesures H/V permettrait de cartographier le toit des grès en utilisant la formule  $f_0 = V_s/4H$ , et ainsi de mieux évaluer la distribution des amplifications. De plus, il serait intéressant d'installer un accéléromètre près du sondage au niveau duquel ces grès affleurent.

Un pic à la fréquence de 1 Hz, visible sur presque toutes les courbes H/V, est certainement lié à un contraste de vitesse à des profondeurs non atteintes par les sondages. L'utilisation d'un réseau de bruit ambiant, combiné aux résultats de downhole, cette combinaison permettant d'identifier les différents modes des ondes de Rayleigh et d'éviter ainsi la confusion, permettra de déterminer l'origine de ce pic.

En ce qui concerne l'interprétation de l'origine du pic H/V, basée jusqu'à présent uniquement sur des modélisations numériques, les résultats expérimentaux obtenus dans cette étude, montrent que le pic H/V est lié à la fonction de transfert des ondes S, favorisant ainsi l'interprétation proposée par Nakamura, plutôt que celle, maintenant malheureusement généralisée, basée sur l'ellipticité des ondes de Rayleigh.

L'étude expérimentale confirme les résultats, jusque là basés uniquement sur des études numériques, que l'amplitude des pics H/V est proportionnelle au rapport des  $V_s$  rocher/sédiments. L'augmentation des points d'échantillonnage permettra d'établir une loi, dans un premier temps locale, entre l'amplitude H/V et le rapport des vitesses de cisaillement.

La méthode H/V met en évidence la superposition des modes de la fonction de transfert des ondes SH à incidence verticale, provoquant une amplification plus importante que celle attendue à partir des  $V_{s30}$ .

## Conclusion

---

Pour un faible amortissement, d'une valeur donnée, les amplitudes des pics des courbes H/V et des fonctions de transfert se superposent. Il reste maintenant à déterminer l'amortissement matériel par une technique géophysique indépendante, afin de confirmer que la coïncidence des deux courbes se produit pour un coefficient d'amortissement réel. Cette méthode pourra alors être généralisée.

Enfin, la modélisation numérique de la réponse sismique d'un sol nécessite la connaissance de trois paramètres:

- vitesses de cisaillements dans les sédiments et le rocher ;
- épaisseur des sédiments (H).

Malheureusement, l'obtention de ces paramètres par les méthodes de prospection sismique est entachée d'erreurs (rotation de la sonde, inclinaison des puits...) pouvant avoir des conséquences sur la classification des sols étudiés.

Cette étude montre que la combinaison H/V - prospection sismique permet de réduire de façon significative ces erreurs et d'améliorer la fiabilité des résultats.

---

## **Bibliographie**

Abbiss, C. P. (1981). Deformation of landfill from measurements of shear wave velocity and damping. *Géotechnique* 31 (1), 91-104.

Aki K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earth. Res. Inst.*, vol. 35, p 415-456.

Aki, K. (1967). Scaling law of seismic spectrum. *J. geophys. Res.*, Vol. 72, 1217-1231

Alain Pecker, 1986. *Dynamique des sols*, Presses de l'Ecole Nationale des ponts et chaussées, 260 Pages, 1984.

Asten M. W. et J. D. Henstridge, 1984. Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49-11, 1828-1837.

Atakan K., A-M. Duval, N. Theodulidis, P-Y. Bard and the SESAME-Team. 2004, On the reliability of the H/V Spectral Ratio Technique, ICSDEE & ICEGE, Berkeley, CA, USA.

Ballard, R. F. (1964). Determination of soil shears moduli at depth by in situ vibratory techniques. Waterways experiment station, Miscellaneous paper, December 4, 691.

Bard, P.-Y. and Bouchon, M. (1985), The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 75, 519–541.

Bard, P.-Y., 1998. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan, pp. 1251–1279.

Ben-Menahem, A., and S. J. Singh (1981). *Seismic Waves and Sources*, Springer-Verlag, New York.

Bettig B., Bard P-Y., Scherbaum F., Riepl J., Cotton F., Cornou C., and Hatzfeld D, 2001. Analysis of dense array noise measurement using the modified spatial auto-correlation method (SPAC). Application to the Grenoble area, *Bolletino di geofisica teorica ed applicata*, , 42-3-4, 281- 304.

Bonnefoy-Claudet, S., 2004. Nature du bruit de fond sismique: Implications pour les études des effets de site. Ph.D. thesis, University Joseph Fourier, Grenoble, France.

Capon J. 1969, High-resolution frequency-wave number spectrum analysis, *PRC. IEEE* 57,1408-1418.

Chatelain J.-L., B. Guillier, F. Cara, A.-M. Duval, K. Atakan, P.-Y. Bard and the WP02 SESAME team, (2007), Evaluation of the influence of experimental conditions on H/V results from ambient noise recordings, *Bulletin of Earthquake Engineering*, on line 3 July 2007, doi: 10.1007/s10518-007-9040-7, 6, 1, 33-74.

Dunkin, J. W. 1965. Computation of modal solutions in layered elastic media at high frequencies. *Bulletin of the Seismological Society of America* 55, 427-444.

Duval A.-M., J.-L. Chatelain, B. Guillier and the SESAME WP02 Team. 2004, Influence of experimental conditions on H/V determination using ambient vibrations (noise), ICSDEE & ICEGE, Berkeley, CA, USA.

Ebrahim Haghshenas, 2005. Condition Géotechniques et Aléa Sismique Local à Téhéran. Thèse de Doctorat, Observatoire de Grenoble et Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Université Joseph Fourier-Grenoble, France , 288 p.

Fäh, D., F. Kind and D. Giardini (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios, *Geophys. J. Int.*, 145, 535–549.

Field E. et K. Jacob, 1993. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 20-24, 2925-2928.

Foti, S. (2000). Multistation Methodes for Geotechnical Characterisation using Surface Waves. Ph. D. thesis, Politecnico di Torino.

Gabriels, P. R. Snieder, et G. Nolet (1987). In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher mode Rayleigh waves. *Geophys. Prosp.* 35, 187-196.

Guéguen P., J.-L. Chatelain, B. Guillier, H. Yepes et J. Egred, 1998. Site effect and damage distribution in Pujili (Ecuador) after the 28 march 1996 earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17-5, 329-334.

Guillemin, R. et J.C Gramsammer (1971). Auscultation dynamique des chaussées à l'aide d'un vibreur léger. Note d'information technique, Laboratoire des Ponts et haussées.

Guillier B., K. Atakan, J.-L. Chatelain, J. Havskov, M. Ohrnberger, F. Cara, A.-M. Duval, S. Zacharopoulos, P. Teves-Costa and the SESAME Team, (2007), Influence of instruments on the H/V spectral ratios of ambient vibrations, *Bulletin of Earthquake Engineering*, on line 3 July 2007, doi: 10.1007/s10518-007-9039-0, 6, 1, 3-32.

Gutenberg B., 1958. Microseisms. *Advan. Geophys.*, 5, 53-92.

H. Bolton Seed, Miguel P.Romo, Joseph Sun, A. Jaime, J. Lysmer, (1987) Relationships between soil conditions and earthquake ground motions in Mexico City in the earthquake of Sept. 19, 1985. Report N° UCB/EERC 87/15. Earthquake Engineering Research Center, University of California – Berkeley, -10, 123 pages. California.

Hardage, B., 1983. Vertical seismic profiling: Part A: Principles: Geophysical Press, Pergamon Press, London, UK.

Haskell, N. A. 1953. The dispersion of surface waves on multilayered media. Bulletin of the Seismological Society of America 43, 17-346.

Heisey, J.S., K. H. S. II, et A. H. Meyer (1982). Moduli pavements systems from spectral analysis of surface waves. Transp. Res. Rec. 852, 22-31.

Idriss, I.M. and Sun, J.I. (1992). User's Manual for SHAKE91, A Computer Program for Conducting Equivalent Linear Seismic Response Analyses of Horizontally Layered Soil Deposits. Center for Geotechnical Modeling, Department of Civil & Environmental Engineering, University of California, Davis, California. November 1992.

Jones, R. B. (1958). In-situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods. Geotechnique 8, 1-21.

K. Kudo, Practical estimates of site response, in: Proceedings of the Fifth International Conference on Seismic Zonation, Nice, 1995.

Knopoff, L. (1964). A matrix method for elastic wave problems. Bulletin of the Seismological Society of America 54, 431-438.

Konno K. et T. Ohmachi, 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Bulletin of the Seismological Society of America, 88-1, 228-241.

Kramer, Steven L., Geotechnical Earthquake Engineering, Publ. Prentice Hall, 1996.

Ludovic Bodet, 2005. Limites théoriques et expérimentales de l'interprétation de la dispersion des ondes de Rayleigh : Apport de la modélisation numérique et physique. Thèse de Doctorat, Ecole centrale de Nantes et université de Nantes, 186 p.

Lachet C. et P.-Y. Bard, 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitations of Nakamura's technique. Journal of Physics of the Earth, 42-4, 377-397.

Lacoss R.T., Kelly E.J. and Toksöz M.N. 1969, Estimation of seismic noise structure using array, Geophysical Journal International, , vol. 163, p 169-182.

LeBrun, B., 1997. Les effets de site : étude expérimentale et simulation de trois configurations. Thèse de Doctorat, Observatoire de Grenoble et Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Université Joseph Fourier-Grenoble, France, 208 p.

Malischewsky P. et F. Scherbaum, 2004. Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves. Wave Motion, 40-1, 57-67.

Mari J.L., Arens G., Chapellier D., Gaudiani P., 1997, Géophysique de gisement et de génie civil, Éditions Technique.

Matthews, M. C., V. S. Hope, et C. R. I. Clayton (1996). The use of surface waves in the determination of ground stiffness profiles. *Geotechnical Eng.* 119, 84-95.

McMechan, G. A. et M. J. Yedlin (1981). Analysis of dispersive waves by field transformation wave. *Geophysics* 46, 869-874.

Miller, G. F. et H. Pursy (1955). On the partition of energy between elastic waves in a semi-infinite solid. *Proceedings of the Royal Society of London* 233, 55-69.

Mokhtar, T. A., R. B. Herrman et D. R. Russel (1988). Seismic velocity and Q model for the shallow structure of the Arabian shield from short-period Rayleigh waves. *Geophysics* 53, 1379-1387.

Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst.*, vol. 30 (1), pp. 25-30.

Nazarian, S. et K. H. Stokoe II (1984). In situ shear waves velocity from spectral analysis of surface waves. *Proc. 8th Conf. Pn Earthquake Eng, S. Francisco* 3, 31-38.

Nogoshi, M. and Igarashi, T. (1971), "On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2) (in Japanese with English abstract)", *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24, 26-40.

O'Neill, A. M. Dentith, et R. List 2003. Full-waveform P-SV reflectivity inversion of surface waves for shallow engineering applications. *Expl. Geophys.* 34 (3), 158-173.

Park, C., R. Miller, et J. Xia (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64(3), 800-808.

Parolai, S., P. Bormann, and C. Milkereit (2002). New relationships between  $V_s$ , Thickness of sediment, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for The Cologne area (Germany). *Bulletin of the seismological Society of America* 92 (6), 2,521 -2,527.

Rix, G. J. C. G. Lai, et S. Foti (2001). Simultaneous measurement of surface wave dispersion and attenuation curves. *Geotechnical Testing Journal* 24(4), 350-358.

Schnabel, P.B., Lysmer, J and Seed, H.B. 1972, Shake: A computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites. Report N°. UCB/EERC-72-12, University of California. Berkeley, December, 102p.

Seed, H.B. and Idriss, I.M. (1970). Soil Moduli and Damping Factors for Dynamic Response Analysis. Report No. EERC 70-10, University of California, Berkeley, December.

SESAME European Research project 2004. Guidelines for the implementation of the h/v spectral ratio technique on ambient vibrations, measurements, processing and interpretation, deliverable D23.12. <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>

SESAME European project, 2003. Multi-platform H/V processing software J-SESAME. Deliverable D09.03. <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>

SESAME European project, 2002. Controlled instrumentation specification, Deliverable D01.02 <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>

Socco, L.V et C. Strobbia 2004. Surface-wave method for near surface characterization : a tutorial. *Near Surface Geophysics* 2 (4), 165-185.

“Standard Test Methods for Crosshole Seismic Testing”, Designation: D 4428 / D 4428 M- 1985 Annual Book of ASTM Standards, Volume 04.08, pp. 885-898.

Sylvette Bonnefoy-claudet et al. 2006, H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophys. J. Int.* (2006) 167, 827–837.

Sylvette Bonnefoy-Claudet, S., 2004. Nature du bruit de fond sismique: Implications pour les études des effets de site. Ph.D. thesis, University Joseph Fourier, Grenoble, France.

Théodulidis, N. P., and P.–Y. Bard (1995). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: An analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1). *Soil Dynamics and earthquake Engineering* 14 (3), 177-197.

Thomson, W. T. 1950. Transmission of elastic waves through a stratified solid medium. *J. Appl. Phys.* 21(2), 89-93.

Tokimatsu K., 1997. Geotechnical site characterization using surface waves. *Proceedings of the First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering.* 3 1333-1368.

Tokimatsu K., A. Associate Member, K. Shinzawa et S. Kuwayama, 1992. Use of short-period microtremors for Vs profiling. *Journal of Geotechnical Engineering*, 118-10.

Tokimatsu, K., S. Kuwayama, S. Tamura, et Y. Miyadera (1991).  $V_S$  determination steady state Rayleigh wave method. *Soils and Foundations* 31(2), 1529-1543.

Toksöz M. N., 1964. Microseisms and attempted application to exploration. *Geophysics*, 29-2, 154-177.

Wathelet M., D. Jongmans et M. Ohrnberger, 2004. Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. Accepted to *Near Surface Geophysics*.

Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M., Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, EGU, first general assembly, Nice, France, Avril 2004.

Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M., Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, EGU, first general assembly, Nice, France, Avril 2004.

Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M., Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements, EGU, first general assembly, Nice, France, Avril 2004.

Wen, K. L., I. A. Beresnev, and Y. T. Yeh, 1994, Non-linear soil amplification inferred from downhole strong seismic motion data. Geophy. Res. Lett., 21, 2625-2628.

**Reference internet:**

<http://www.georadar.com/geostuff/>.

[www.geopsy.org](http://www.geopsy.org)

<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>

# ANNEXE 1

## Sondage 44

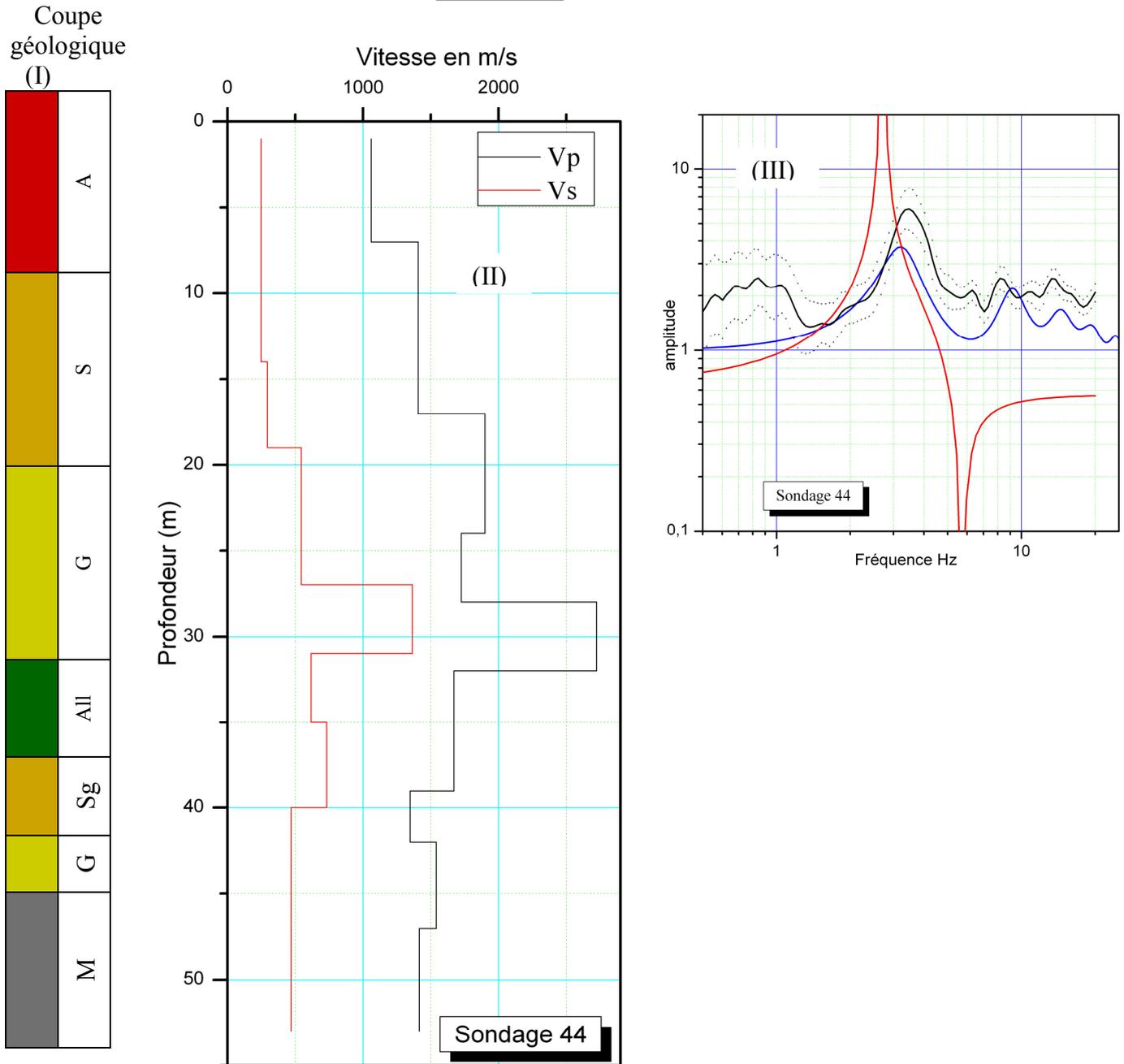


Figure. A1 représentation des résultats obtenus au niveau du sondage 44.

- I- coupe géologique.
- II- Vitesse des ondes P et S obtenue à partir du Downhole.
- III- Fonction de transfert de l'onde S (bleu), ellipticité de l'onde de Rayleigh (rouge), La courbe H/V (noir) plus ou moins l'écart-type (pointillé).

A : Argile. S : Sable. G : grés. Sg : Sable gréseux. M : Marne. All : Alluvions .

## Sondage 45

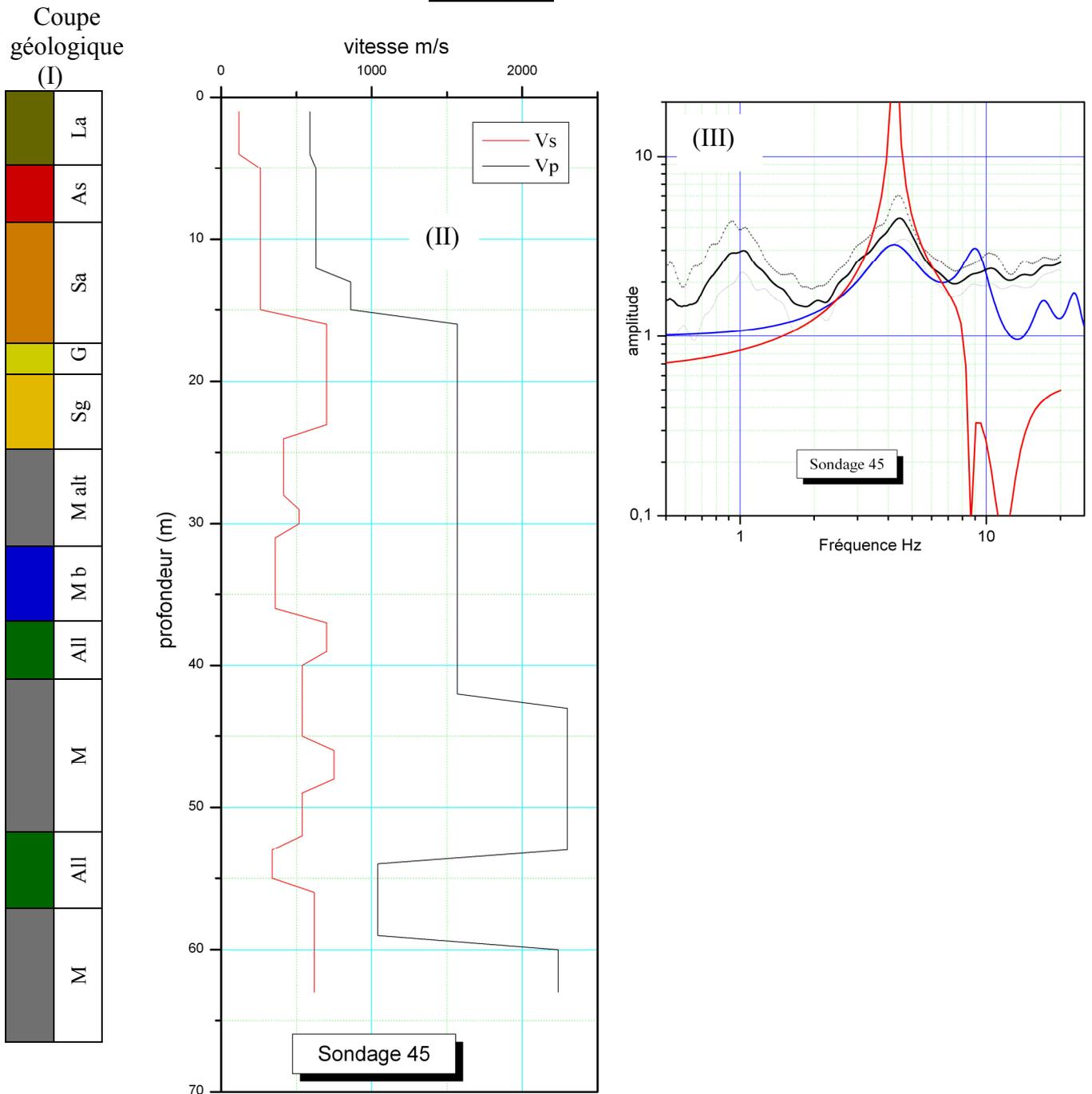


Figure A2 représentation des résultats obtenus au niveau du sondage 45.

- I- coupe géologique.
- II- Vitesse des ondes P et S obtenue à partir du Downhole.
- III- Fonction de transfert de l'onde S (bleu), ellipticité de l'onde de Rayleigh (rouge), La courbe H/V (noir) plus ou moins l'écart-type (pointillé).

**La** : Limon argileux. **As** : Argile sableuse. **Sa** : Sable argileux. **G** : grés. **Sg** : Sable gréseux. **Malt** :  
 Marne altéré. **Mb** : Marne bleu. **M** : Marne. **All** : Alluvions.

## Sondage 39

Coupe géologique  
(I)

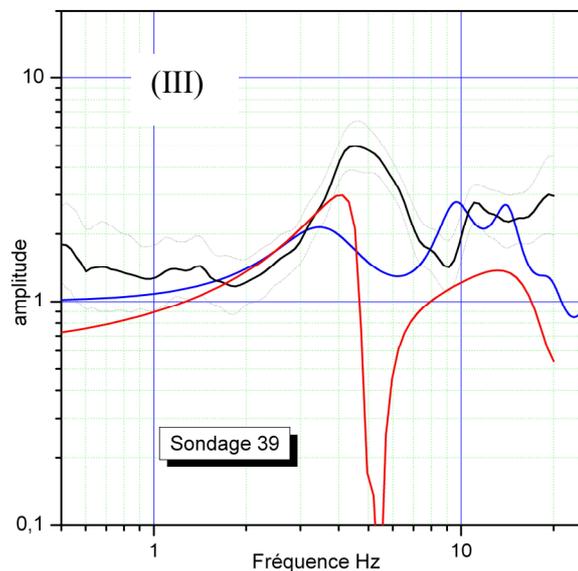
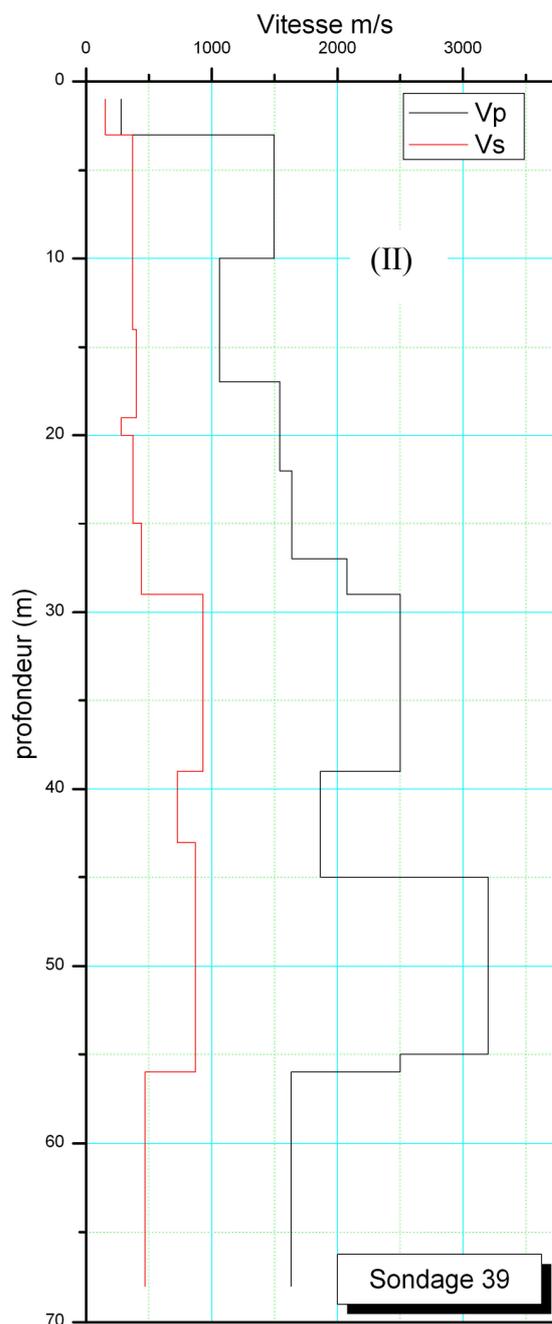
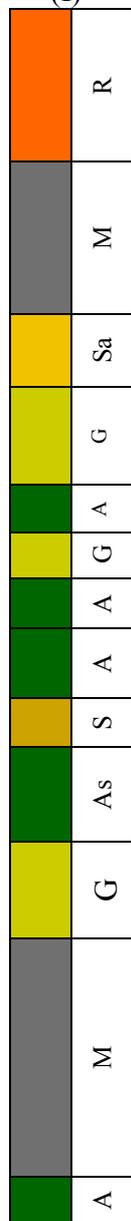


Figure A3 représentation des résultats obtenus au niveau du sondage 39.

- I- coupe géologique.
- II- Vitesse des ondes P et S obtenue à partir du Downhole.
- III- Fonction de transfert de l'onde S (bleu), ellipticité de l'onde de Rayleigh (rouge), La courbe H/V (noir) plus ou moins l'écart-type (pointillé).

**R** : remblai. **A** : Argile sableuse. **Sa** : Sable argileux. **G** : grés. **A** : Argile. **M** : Marne.

## Sondage 43

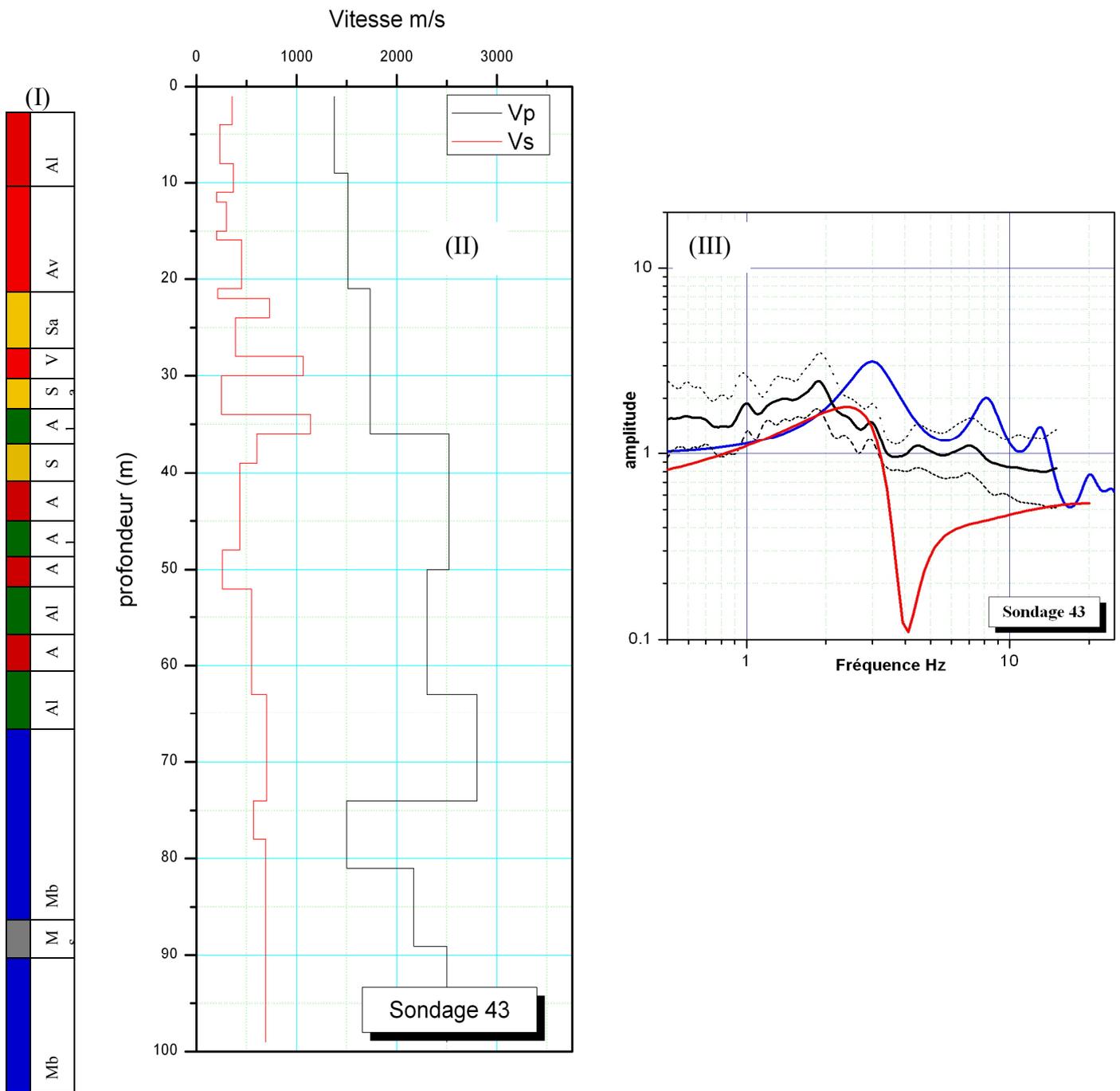


Figure A4 représentation des résultats obtenus au niveau du sondage 43.

- I- coupe géologique.
- II- Vitesse des ondes P et S obtenue à partir du Downhole.
- III- Fonction de transfert de l'onde S (bleu), ellipticité de l'onde de Rayleigh (rouge), La courbe H/V (noir) plus ou moins l'écart-type (pointillé).

La : Limon argileux. As : Argile sableuse. Al : argile limoneuse. Sa : Sable argileux. G : grès.  
Sg : Sable gréseux. Mb : Marne bleue. M : Marne.

## Sondage 41

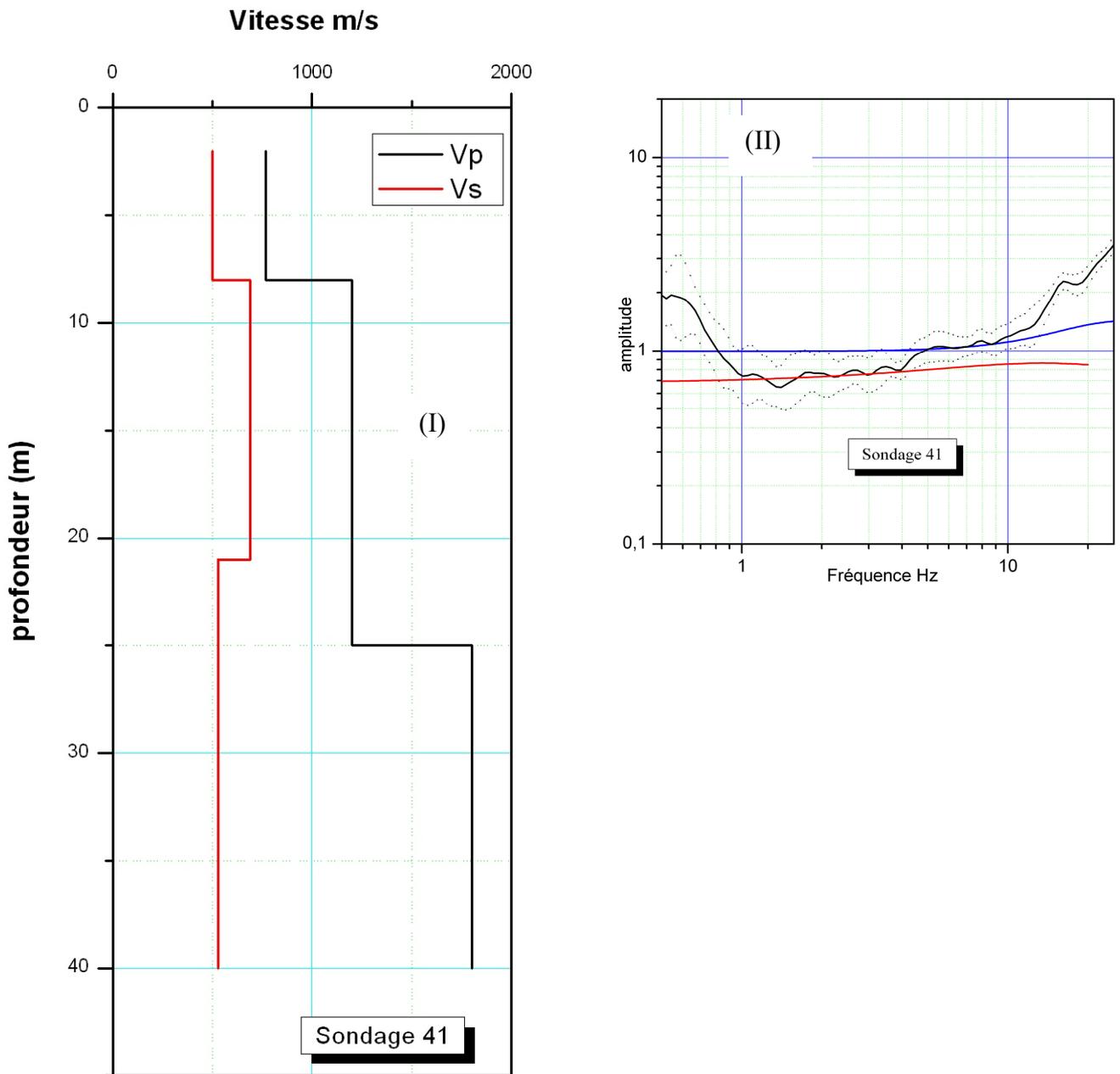


Fig. A5 représentation des résultats obtenus au niveau du sondage 43.

- I- Vitesse des ondes P et S obtenue à partir du Downhole.
- II- Fonction de transfert de l'onde S (bleu), ellipticité de l'onde de Rayleigh (rouge), La courbe H/V (noir) plus ou moins l'écart-type (pointillé).

## Sondage 42

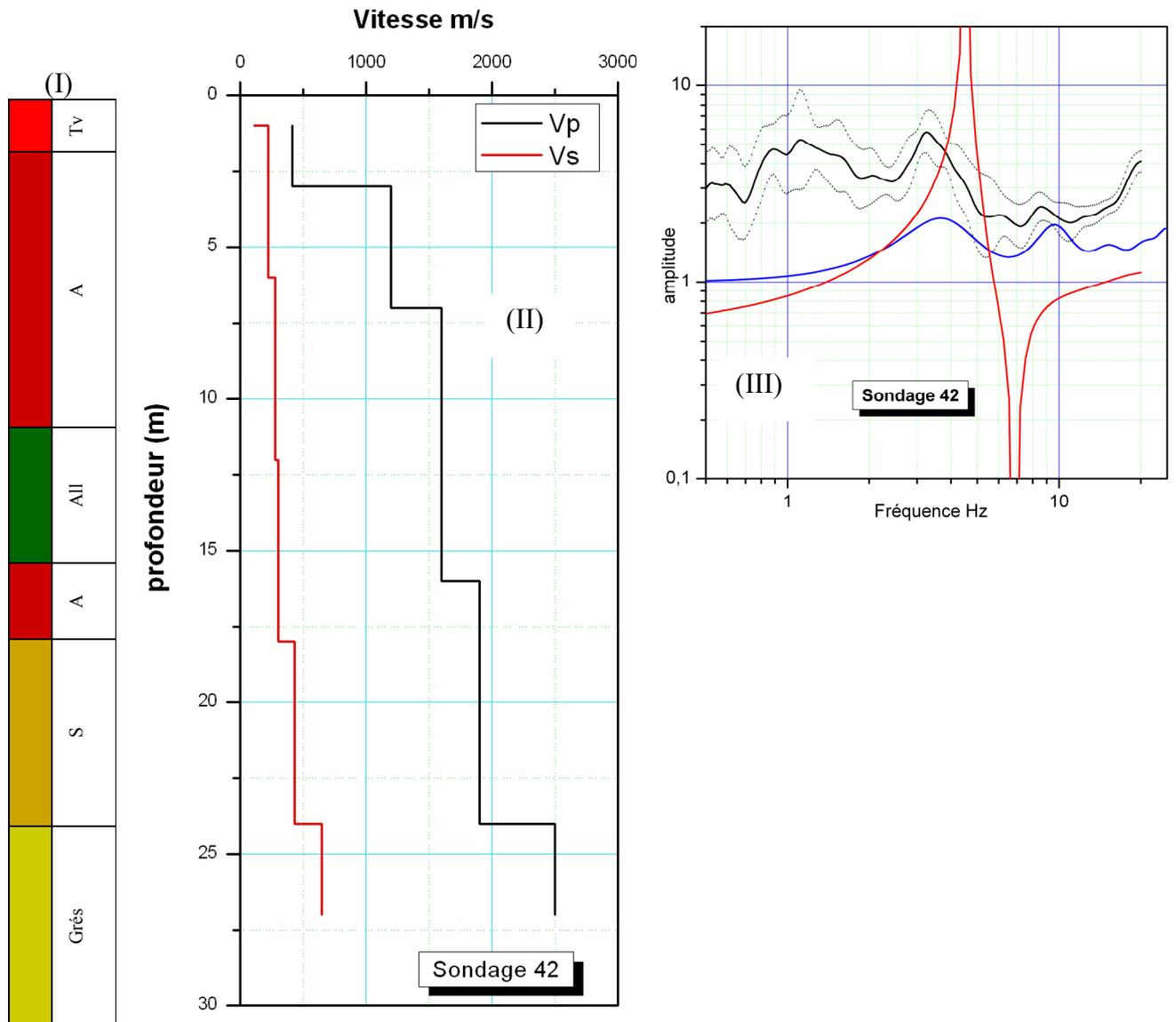


Figure A6 représentation des résultats obtenus au niveau du sondage 42.

- I- coupe géologique.
- II- Vitesse des ondes P et S obtenue à partir du Downhole.
- III- Fonction de transfert de l'onde S (bleu), ellipticité de l'onde de Rayleigh (rouge), La courbe H/V (noir) plus ou moins l'écart-type (pointillé).

A : Argile. All : Alluvions. Sa : Sable argileux. G : grés. S : Sable

## Sondage 49

**Coupe géologique**  
**(I)**

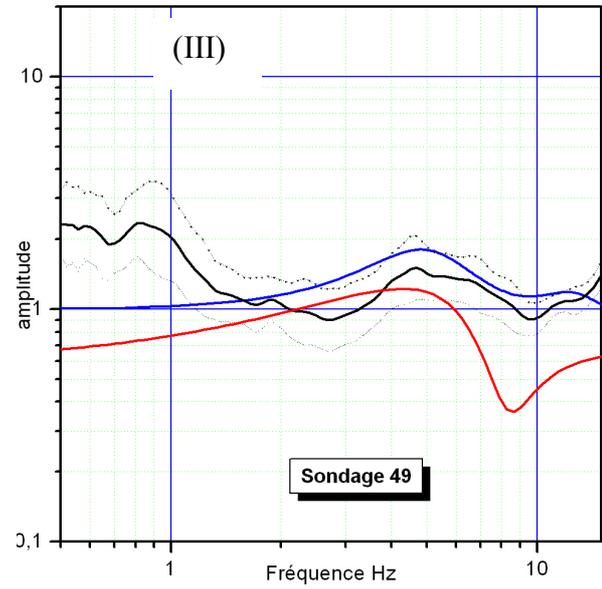
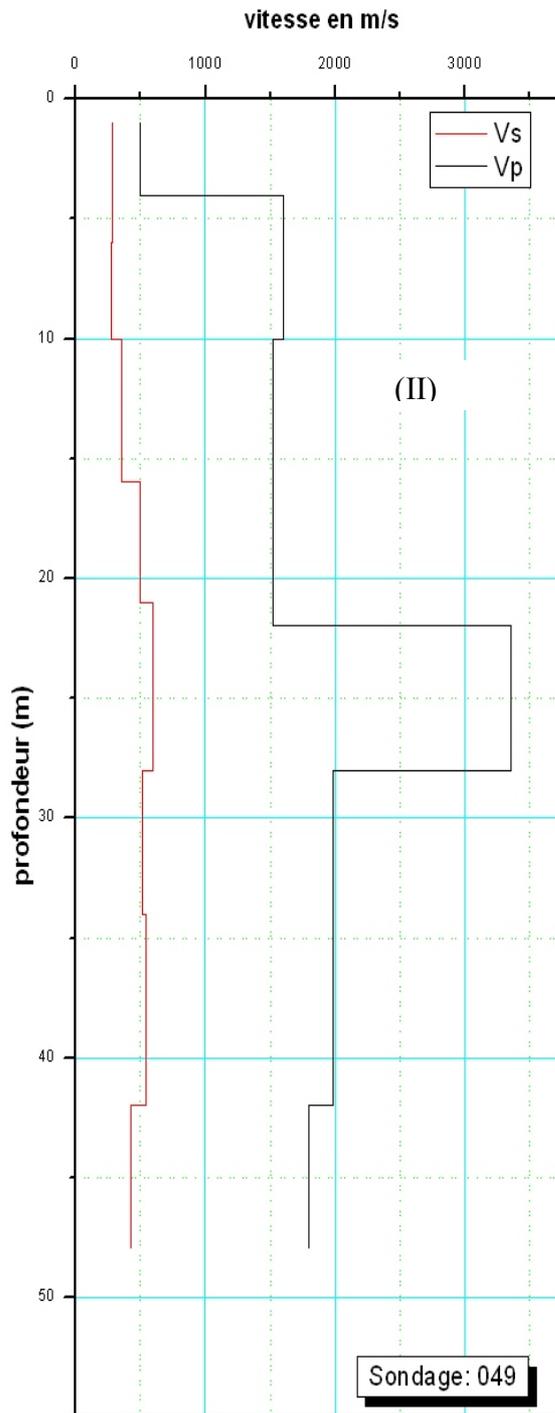
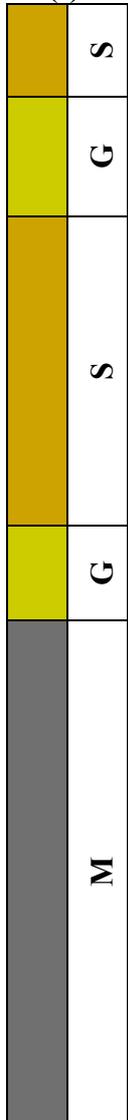


Figure A7 représentation des résultats obtenus au niveau du sondage 49.

- I- coupe géologique.
- II- Vitesse des ondes P et S obtenue à partir du Downhole.
- III- Fonction de transfert de l'onde S (bleu), ellipticité de l'onde de Rayleigh (rouge), La courbe H/V (noir) plus ou moins l'écart-type (pointillé).

S : Sable. G : grés. M : Marne.