#### **SOMMAIRE**

#### I - INTRODUCTION

#### II - RAPPELS THEORIQUES

#### II.1- Notion de base en sismologie

- II.1.1- La sismologie
- II.1.2- Un séisme
- II.1.3- Le sismomètre
- II.1.4- Le sismogramme
- II.1.5- Les ondes sismiques
  - a- Ondes de volume
  - b- Les ondes de surface
  - c- Les vitesses sismiques

#### II.2- Structure interne de la Terre

- II.2.1 La croûte terrestre
  - a- La croûte continentale
  - b- La croûte océanique
- II.2.2- le manteau
  - a- le manteau supérieur
  - b le manteau inférieur
- II.2.3 le noyau

#### II.3- Théorie du « Receiver function »

- II.3.1- Historique de la méthode
- II.3.2- Introduction à la méthode
- II.3.3- Modélisation des receiver function
  - a- La méthode « Water-level »
  - b- La méthode itérative de déconvolution dans le domaine temporel (iterative time-domaine deconvolution):
- II.3.4- Inversion des receiver function
  - a- Modèle recherché
  - b- Modèle exact ou modèle de référence
  - c- Modèle initial à utiliser pour faire l'inversion

#### II.4- Théorie sur la déconvolution

- II.4.1- Importance de la transformée de Fourier
- II.4.2- Problème de l'existence de solutions à l'équation (2)

#### II.5- La théorie du filtre gaussien

#### III - ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES

#### III.1- Acquisition des données et matériels utilisés

- III.1.1- Acquisition des données
  - a Historique des stations sismiques à Madagascar
  - b Le cas particulier de la station sismique SBV
- III.1.2- Matériels utilisés
  - a- Le logiciel SEISAN
    - a.1- ORGANISATION DU LOGICIEL SEISAN

- a.2- MANIPULATION DES DONNEES DANS SEISAN
- b- Le logiciel SAC (Seismic Analysis Code)
- c- Le logiciel GSAC (Generic Seismic Application Coding)
- d- Le logiciel CPS (Computer Programs in Seismology):
- e- Le logiciel GMT (Generic Mapping Tool)

#### III.2 -Traitement des données

- III.2.1- Travail préliminaire
- III.2.2- Préparation des données
  - a- Changement du format des formes d'onde, application de la correction instrumentale et préparation des données avec SEISAN
  - b- Conversion des formes d'ondes vers le format SAC et suite du traitement avec SAC
- **III.2.3- CALCUL DES RECEIVER FUNCTION** 
  - a Rotation des traces obtenues après la correction instrumentale
    - a.1- Ligne de commande permettant de transporter les données au format SAC d'une machine à une autre sans pertes ni changements d'informations dans les headers des fichiers SAC
    - a.2- Synchronisation et rotation des fichiers vers le système de coordonnées RTZ
  - b- Déconvolution des fichiers et filtrage des « receiver function » obtenus
- III.2.4- Inversion des « receiver function »

#### IV- RESULTATS ET INTERPRETATIONS

- IV.1- Interprétation des « receiver function »
- IV.2- Interprétation du modèle moyen de vitesse des ondes de cisaillement
- **V-CONCLUSION**
- ANNEXE 1: FONCTIONNEMENT DE LA COMMANDE DIRF DE SEISAN
- ANNEXE 2 : FONCTIONNEMENT DE LA COMMANDE WAVETOOL DE SEISAN
- ANNEXE 3: FONCTIONNEMENT DE LA COMMANDE RESP DE SEISAN
- ANNEXE 4: FONCTIONNEMENT DE LA COMMANDE MULPLT DE SEISAN
- ANNEXE 5 : LA DÉCONVOLUTION SISMIQUE, UN PROBLEME MAL POSÉ
- ANNEXE 6 : LES SYSTEMES LINÉAIRES
- ANNEXE 7 : DECONVOLUTION DE WIENER
- **ANNEXE 8: PROPRIETES DES ONDES TELESISMIQUES**
- **ANNEXE 9: HEADERS DES FICHIERS SAC**
- ANNEXE 10: MODELE DE VITESSE DE LA STATION SBV DANS LE FORMAT « .MOD »

#### **LISTE DES FIGURES**

IGURE 1: SISMOGRAMME A TROIS COMPOSANTES ENREGISTREE SUR UNE STATION ISMIQUE LARGE BANDE[1]	
	5
ISMOGRAMME DU TREMBLEMENT DE TERRE DE SAMOA DU 29 SEPTEMBRE, ENREGISTRÉE PAR UNE STATION AU NORD DU QUÉBEC	5
'IGURE 2 : SCHÉMATISATION D'UN SÉISME [2]	
GIGURE 3 : LES PRINCIPALES PLAQUES TECTONIQUES ET LEUR LIAISON AVEC LES DÉISMES RÉCENTS AINSI QUE LES VOLCANS[3]	7
GIGURE 4 : ILLUSTRATION DE LA PROPAGATION DES ONDES DE VOLUME ET DES ONI DE SURFACE [4]	
GIGURE 5 : RÉFLEXION ET RÉFRACTION D'UNE ONDE SISMIQUE P À L'INTERFACE DE DEUX COUCHES GÉOLOGIQUES DIFFÉRENTES [3]	
GIGURE 6 : SUCCESSION DES TYPES D'ONDES OBSERVÉES SUR UN SISMOGRAMME [2].	12
GIGURE 7 : CARACTÉRISTIQUES DE LA PROPAGATION DES ONDES DE VOLUME [5]	13
GIGURE 8 : VARIATION DE LA VITESSE DES ONDES DE CISAILLEMENT AVEC LA PROFONDEUR [3]	. 14
GIGURE 9 : CARACTÉRISTIQUES DU MOUVEMENT DES ONDES DE SURFACE [5]	15
GIGURE 10 : EQUIVALENCE ENTRE LA VITESSE DES ONDES SISMIQUES ET LA NATURE GÉOLOGIQUE DU MILIEU TRAVERSÉ [6]	
GIGURE 11: STRUCTURE INTERNE DE LA TERRE[7]	. 19
IGURE 12 : DESCRIPTION DÉTAILLÉE DES GRANDES COUCHES DE LA STRUCTURE NTERNE DE LA TERRE[7]	. 20
GIGURE 13 : COMPOSITIONS INTERNES DE LA TERRE (DISCONTINUITÉS) [7]	21
IGURE 14 : STRUCTURE GÉODYNAMIQUE DE LA CROUTE ET DU MANTEAU SUPERIEURE [7]	. 22

FIGURE 15 : VARIATION DE LA VITESSE DES ONDES S SUIVANT LA NATURE DE LA
SUBSTANCE CHIMIQUE TRAVERSÉE [8] 2
FIGURE 16: REPRÉSENTATION DE SISMOMÈTRES VERTICAL ET HORIZONTAL [9]2
FIGURE 17 : CORRESPONDANCE ENTRE LES MULTIPLES RÉVERBERATIONS DES ONDES SISMIQUES ET LES RECEIVER FUNCTION [19]
FIGURE 18 : SCHÉMATISATION DU FONCTIONNEMENT D'UN SYSTÈME LINÉAIRE [10]3
3
FIGURE 19 : MODÈLE INITIAL UTILISÉ POUR L'INVERSION 3
FIGURE 20 : MODÈLE EXACT DE RÉFÉRENCE 3
FIGURE 22 : LOCALISATION DE LA STATION SBV VIA GOOGLE MAP4
FIGURE 23: VISUALISATION DE LA LOCALISATION DES SÉISMES ÉTUDIÉS PAR RAPPORT À SBV4
FIGURE 24 : STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE SITUÉE DANS LA RÉGION SAVA4
FIGURE 25 : REPRÉSENTATION DES 7 MODÈLES DE STRUCTURE SUR LA MÊME FIGURE
FIGURE 26 : REPRÉSENTATION DU MODÈLE DE VITESSE MOYEN POUR LA STATION SBV
FIGURE 27 : FORME GÉNÉRALE DES « RECEIVER FUNCTION » OBTENUS 6

# LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1 : CLASSEMENT DE SÉISMES SELON LEUR MODE DE GÉNÉRATION 4
TABLEAU 2: CARACTÉRISTIQUES DES ONDES SISMIQUES 17
TABLEAU 3 : CARACTÉRISTIQUES DE LA STATION SBV 42
TABLEAU 4 : CARACTÉRISTIQUES DES SÉISMES ÉTUDIÉS43
TABLEAU 5 : LES NOMS DES TROIS COMPOSANTES DES 7 SÉISMES ÉTUDIÉS43
TABLEAU 6 : LISTE DES STATIONS SISMIQUES EXISTANT À MADAGASCAR 44
TABLEAU 7 : LISTE DES RECEIVER FUNCTION OBTENUS POUR LES 7 SÉISMES ÉTUDIÉS
58

### **LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS**

FFT: Finite Fourier Transform

ENZ: Est Nord Z (vertical)

R T Z: Radial Transversal Z (vertical)

I.O.G.A: Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo

ITDD: Iterative Time Domain Deconvolution

SBV: nom de la station sismique d'étude, elle est située dans la région SAVA.

RF: receiver function

MMSE: Minimum Mean-square Error

SAC: Seismic Analysis Code

GSAC: Generic Standard Analysis Code

**GMT**: Generic Mapping Tool

CPS: Computer Programs in Seismology

# **I-INTRODUCTION**

Le fait de rechercher à connaître en détail l'intérieur de la planète sur laquelle nous vivons représente un problème de longue date en sismologie. En effet, parmi toutes les méthodes scientifiques permettant de mieux connaître en détail l'intérieur de la Terre, la sismologie se trouve être la meilleure des méthodes sinon elle fait partie des meilleures méthodes. La sismologie contribue de plusieurs façons à améliorer les connaissances sur les secrets que renferme la Terre ainsi que sur la façon dont se font les transformations et sur la façon dont agissent les forces provoquant ces transformations. En effet, la Terre est une planète vivante : elle est le siège de plusieurs dynamiques et forces pouvant donner lieu à plusieurs phénomènes observables en surface tels que les séismes, les tsunamis, les éruptions volcaniques, etc. La sismologie permet ainsi d'étudier ces phénomènes et elle nous permet de ce fait de nous renseigner sur les secrets que renferme cette bonne vieille Terre. Elle permet ainsi d'explorer le fond de la Terre sans pour autant avoir besoin d'aller dans les profondeurs de la Terre. A partir d'un tremblement de terre enregistré en surface sur une station sismique, nous pouvons retrouver tous les renseignements concernant le lieu et la géométrie du séisme en question.

D'anciens sismologues ont été les précurseurs dans le domaine et leurs travaux ont abouti par la mise en place d'une multitude de méthodes aussi efficaces les unes que les autres mais présentant chacune d'elles ses avantages et ses inconvénients. Par rapport à un objectif fixé, il sera plus judicieux d'utiliser une certaine méthode par rapport à une autre. En effet, il existe des méthodes d'exploitation des données pour une étude globale de la planète et il existe aussi des méthodes d'exploitation des données pour des études plus régionales, locales et zonales. C'est dans le cadre d'étude des structures locales et régionales que s'insère la méthode d'analyse par « receiver function ». L'objectif de cette méthode est de retrouver la structure du modèle de vitesses en dessous d'une station sismique donnée. Cette structure de vitesses est à une dimension, suivant la profondeur. Elle exprime la variation de la vitesse des ondes S suivant la profondeur. En effet, une des façons de caractériser le sous-sol est de distinguer les différentes couches suivant la vitesse des ondes sismiques dans ces couches. On aboutit ainsi à un modèle plus ou moins tabulaire des couches du sous-sol.

Le but de ce mémoire est d'utiliser la méthode d'analyse par « receiver function » afin d'étudier la structure du modèle de vitesses en dessous de la station sismique SBV se trouvant dans le nord-est de Madagascar. De ce fait, le sujet de ce mémoire s'intitule « ANALYSE DE LA STRUCTURE DE LA CROUTE PAR INVERSION DES RECEIVER FUNCTION: CAS DE LA STATION SISMIQUE SBV A MADAGASCAR ».

Dans un premier temps notre étude sera basée sur le calcul des « receiver function », ensuite on appliquera l'inversion des « receiver function » afin de trouver le modèle de vitesses.

Afin de mieux approximer le modèle en question, nous avons essayé de sélectionner le plus d'évènements possibles, toutefois nous avons juste pu sélectionner sept événements dans l'intervalle de date allant du mois de janvier 2010 au mois d'avril 2010. Après cette première étape, nous avons procédé à l'inversion des receiver function dans le domaine temporel afin de trouver les modèles de vitesse. Il est à noter que l'inversion peut se faire aussi bien dans le domaine temporel que dans le domaine fréquentiel. Toutefois, notre choix se porte sur le domaine temporel car dans ce domaine là, nous pourrons être en mesure de faire des calculs beaucoup plus exacts que dans le domaine fréquentiel. Cependant il se trouve que même si on travaille dans le domaine temporel, nous serons amenés à utiliser des théories qui se rapportent aux spectres de fréquences ainsi qu'au filtrage en domaine fréquentiel. En effet, les « receiver function » sont calculés à partir d'une division spectrale des composantes horizontales par rapport à la composante verticale des formes d'ondes enregistrées sur une station sismique à trois composantes. Cette division fera entrer des bruits de haute fréquence, d'où l'usage d'un filtre gaussien afin d'enlever les bruits en question. La méthode d'analyse par receiver function dans le domaine temporel se distingue de la méthode d'analyse dans le domaine fréquentiel par le fait que celui-ci n'induit pas beaucoup d'erreurs lors du calcul des « receiver function ». En effet, la méthode d'analyse en domaine fréquentiel utilise la notion de water-level. Le choix de ce water-level se base sur des critères très ambigus et peut mener à des erreurs d'estimation lors des calculs des receiver function. Ce qui va finalement induire des erreurs aussi lors de l'inversion des « receiver function ». C'est pour éviter de tels désagréments que nous choisissons de travailler en domaine temporel.

Le choix de la station sismique SBV se justifie par le fait que cette station fait partie d'un groupe de nouvelles stations installées vers la fin de l'année 2009, appartenant au réseau GEOFON. Elle n'a pas encore été sujette à une étude. Le choix se justifie aussi par la localisation de cette station sismique, située dans le nord-est de Madagascar. L'objectif de notre travail est de trouver la structure du modèle de vitesses en dessous de la station sismique SBV.

Le sujet de la partie suivante est de faire une introduction de base dans les notions en usage en sismologie et surtout dans les notions qui sont nécessaires à l'étude et à la compréhension de notre thème. Après cela nous aborderons la partie relative à l'acquisition et au traitement des données. Par la suite, nous analyserons les résultats obtenus. Ce qui nous mènera à la partie consacrée à la discussion des résultats. Après toutes les analyses, nous présenterons notre conclusion et nous essaierons de montrer les points forts et les points faibles de la méthode.

# PARTIE 2: RAPPELS THEORIQUES

Dans cette partie, nous allons voir certaines notions théoriques en sismologie qui seront d'une grande utilité dans la compréhension du sujet et par rapport à l'interprétation des résultats que nous aurons par la suite obtenus après le traitement des données.

Nous commençons par présenter les notions de base en sismologie, ensuite nous mettrons un peu plus en exergue la méthode d'analyse par receiver function avec toutes les notions qui s'y rapportent.

# II.1- Notion de base en sismologie

# II.1.1- La sismologie

La sismologie peut se définir grossièrement comme étant l'étude des séismes ou des tremblements de terre. En fait, il s'agit surtout de l'étude des caractéristiques d'un séisme et de toutes les caractéristiques qui s'y rapportent. Dans ce cadre là, nous pouvons citer l'étude des caractéristiques de la source du séisme (profondeur, type de faille, etc.), les caractéristiques du séisme lui-même (magnitude, type de séisme, etc.). La sismologie peut aussi bien servir à l'étude des sources naturelles telles que les tremblements de terre aussi bien qu'à l'étude des séismes artificiels dans le but d'étudier une zone bien définie pour des objectifs d'exploitation ou de connaissances générales du contexte tectonique et géologique en présence.

# II.1.2- Un séisme

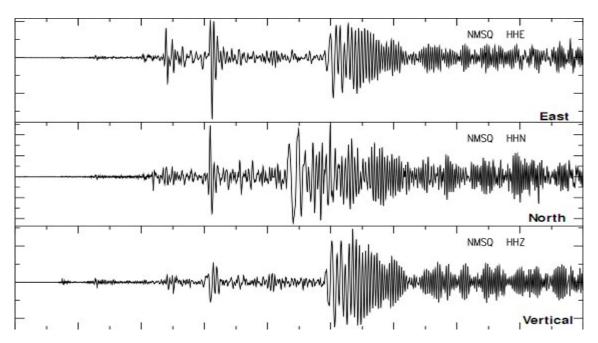
Le mot séisme sert à désigner un tremblement de terre en général. Toutefois, un séisme peut bien designer un tremblement de terre naturel aussi bien qu'un tremblement de terre artificiel. Dans le cas des tremblements de terre naturels, il s'agit d'ébranlements mécaniques brusques et soudains dans la terre dûs à des contraintes et des accumulations d'énergie trop importantes dans la croûte terrestre. En effet, la croûte terrestre a une structure plus ou moins rigide et sous la contrainte de forces trop importantes, cette croûte cède et craque en donnant lieu à ce qu'on appelle des tremblements de terre ou séisme. En ce qui concerne les séismes provoqués ou artificiels, ils sont crées par le lâchement de masse de poids très importants en surface ou à l'aide des camions vibro. Ces genres de séismes sont provoqués pour des études locales, à des fins d'investigation minière ou pétrolière. Une façon commode de classer les séismes est de les classer selon leur mode de génération. Le tableau 1 permet de voir ce classement des séismes suivant le mode de génération.

#### Tableau 1 : Classement de séismes selon leur mode de génération

Mécanisme au foyer	Séismes naturels	Séismes artificiels	
Iou de feille	Séismes tectoniques: rupture	Séismes induits par l'activité	
Jeu de faille	soudaine des roches	humaine: exploitation de gaz	
	Séismes volcaniques:	Tirs d'exploration sismique,	
Explosion	fracturation des roches due à	tirs de mines et carrières,	
	l'intrusion de magma	essais nucléaires souterrains	
	Séismes d'effondrement:		
	effondrement de cavités ou	Effondrements d'anciennes	
T 1 .	effondrement lié à un grand	mines	
Implosion	glissement de terrain		

Les séismes tectoniques sont de loin les plus courants. Ces genres de séismes trouvent leur explication dans la théorie de la tectonique des plaques. Quant aux séismes volcaniques, ce sont des séismes qui accompagnent les éruptions volcaniques. Les observatoires volcaniques s'en servent pour la prévision des éruptions. En ce qui concerne les séismes artificiels, ce sont des petits séismes à l'exception des tirs nucléaires.

Figure 1: Sismogramme à trois composantes enregistrée sur une station sismique large bande[1]



Sismogramme du tremblement de terre de Samoa du 29 Septembre, enregistrée par une station au nord du Québec.

#### Un séisme est caractérisé :

• par le lieu où s'est déroulé l'ébranlement géologique appelé le « foyer » ou encore « hypocentre ».

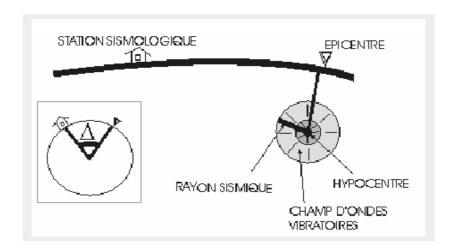
• par l'épicentre qui est la projection de l'hypocentre à la surface terrestre, c'est le lieu où l'intensité du séisme est la plus importante.

La figure 2 résume et illustre ces notions là. En ce qui concerne les séismes naturels, il existe plusieurs types de séismes suivant le contexte géologique et tectonique dans lequel s'est produit le séisme.

Nous pouvons aussi classer les séismes suivant la distance épicentrale. La distance épicentrale représente la distance entre la station sismique et l'épicentre du séisme. Suivant la valeur de cette distance, on peut distinguer entre :

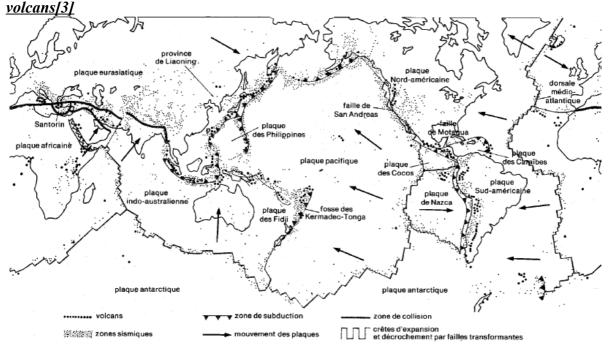
- un séisme local : distance épicentrale inférieure à 1000 km (environ 10°).
- un téléséisme ou séisme lointain: distance épicentrale supérieure à 30°. Dans ce mémoire, nous allons utiliser ces genres de séismes pour faire l'étude par les receiver function.
- un séisme régional : distance épicentrale comprise entre celle du séisme local et celle du téléséisme.

Figure 2 : Schématisation d'un séisme [2]



Un séisme est assimilable à la propagation d'un champ d'onde vibratoire. Il s'agit d'un phénomène vibratoire et en tant que tel, il peut être caractérisé à partir des critères définissant les phénomènes vibratoires (période, longueur d'onde, etc)

Figure 3 : Les principales plaques tectoniques et leur liaison avec les séismes récents ainsi que les



C'est au niveau des frontières des plaques tectoniques que se produisent souvent les séismes, ainsi qu'aux alentours des volcans. Les séismes récents sont représentés par les petits points et les volcans par les gros points.

Parmi les caractéristiques les plus importants d'un séisme, nous pouvons citer la quantification du séisme. Il existe deux échelles pour cela :

- échelle de magnitude plus communément connue par le nom d'échelle de Richter, elle est liée à l'énergie libérée au foyer. Elle fut définie par Richter en 1935 à partir du logarithme décimal de l'amplitude maximale de l'onde 'en microns) d'un sismographe normalisé situé à 100 km de l'épicentre. Différents magnitudes correspondent aux différentes ondes sismiques :

■ M<sub>L</sub>: magnitude locale

■ MS : magnitude s'onde de surface

Mb : magnitude d'onde de volume

Relation avec l'énergie : 
$$M = \frac{2}{3} \log E[erg] - 11.8 = \frac{2}{3} \log E[Joule] - 4.8$$

échelle d'intensité liée quant à elle aux effets ressentis et aux dégâts constatés.
 Nous pouvons citer les échelles EMS, MSK, Mercalli, Rossi-Forel, etc

# II.1.3- Le sismomètre

C'est l'appareil permettant d'enregistrer les observations sismiques. Nous verrons plus loin que le sismomètre peut être considéré comme étant un système linéaire sous certaines conditions. Il s'agit d'un système de masse mécanique à un seul degré de liberté. Il permet de faire l'enregistrement des ondes sismiques afin qu'on puisse les étudier plus-tard. Ces enregistrements se font sous des formes d'ondes au niveau des stations sismiques. Il existe plusieurs sortes de sismomètres avec différentes applications :

- Sismomètre courte période (short-period) : réponse optimal pour les mouvements de la terre pour des fréquences de quelques Hertz; faible sensibilité par rapport aux signaux de fréquence faible. Utile pour l'enregistrement des séismes proches ou pour les profiles de réfraction réflexion, ainsi que pour les mesures des temps d'arrivée précis.
- Sismomètre longue période (long-period) : réponse optimale pour les tremblements de terre de faibles fréquences (périodes de plusieurs secondes et plus). Utile pour l'enregistrement des signaux en provenance des séismes distant, spécialement les signaux d'ondes de surface, ainsi que pour l'étude des modes normaux.
- Sismomètre broadband (large bande): sensible à une large bande de fréquence allant de 10
   -¹Hz à 10¹Hz. Presque utilisé pour tous les types d'études sismiques

La figure 16 permet de voir la schématisation d'un sismomètre vertical et d'un sismomètre horizontal. Dans notre étude des receiver function nous avons utilisé les données sismiques enregistrées sur un sismomètre large bande à trois composantes. Chacune des composantes enregistre les observations

sismiques suivant une direction bien définie : l'une suivant la direction nord-sud, l'une suivant la direction est-ouest et l'une suivant la verticale. Pour la station SBV le modèle du sismomètre utilisé est STS-2.

Le fonctionnement d'un sismomètre est caractérisé par une fonction de transfert. La forme de cette fonction de transfert est la suivante :

$$T(s) = \frac{-s^{2}}{\omega_{0}^{2} + s^{2} + 2s\omega_{0}h}$$

Où s = i $\omega$ ,  $\omega$  est la fréquence angulaire et est égale à  $2\pi f$  en Hz,  $\omega_o$  est la fréquence de résonance du sismomètre, i est le nombre complexe tel que  $i^2$  = -1 et h est dit « damping parameter » en anglais (environ égal à 0.7). Lorsqu'un sismomètre enregistre des données, ces données seront contaminées par des bruits en provenance du fonctionnement du sismomètre. Heureusement nous savons éliminer ces bruits à l'aide de la fonction de transfert caractérisant chaque sismomètre. Ainsi la correction instrumentale d'un sismomètre peut être effectuée si nous connaissons toutes ses caractéristiques de fonctionnement. Dans le cas de la station sismique SBV, voici les caractéristiques du sismomètre utilisé :

Modèle: Sismomètre large bande triaxial STS-2

Sensitivity: 1500 Volts / meter / second

Constante de calibration : 1 µA seuil ~ pic de 0.25 Volts

Gain: 1

Fréquence naturelle : 0.0083 Hz (120 seconds) «Damping» paramètre : 0.707 (valeur critique)

Dans le traitement des données, nous avons eu recours à ces caractéristiques là afin de faire la correction instrumentale. Ceci à l'aide d'un logiciel de traitement des données sismiques. Il y a plusieurs façons de caractériser la fonction de transfert d'un sismomètre. Elle peut être définie en fonction de ses pôles et de ses zéros (PAZ), ou bien en fonction de ses fréquences, amplitudes et phases (FAP). C'est après avoir calculé ces fichiers FAP ou PAZ que les logiciels font les corrections instrumentales en éliminant ainsi la réponse instrumentale des sismomètres.

# II.1.4- Le sismogramme

9

Il s'agit des observables sismiques enregistrés à l'aide d'un sismomètre. C'est l'enregistrement graphique donné par le sismographe, le temps est représenté en abscisses et la vitesse ou l'accélération du sol est représentée en ordonnées. Ces observables sont sous le format de formes d'ondes en séries temporelles. Ils contiennent souvent toutes les informations nécessaires pour caractériser l'événement. Et dans le cas échéant, il faut remplir les informations manquantes à l'aide des logiciels de traitement sismique. Dans son format numérique, le sismogramme peut se présenter sous plusieurs formats. Le format de base en sismologie est le format SEED. En général c'est le format standard du fait que dans ce format là les informations sont complètes dans les formes d'onde. C'est le format le plus utilisé pour l'échange de données sismiques. A part ce format là, il existe le format SAC, SEISAN, MiniSEED et GSE. En particulier le format SAC est le format utilisé avec le logiciel SAC (Seismic Analysis Code) et le format SEISAN est le format compatible pour le traitement des données à l'aide du logiciel SEISAN. Dans le cas de la station SBV, les données téléchargées sont dans le format MiniSEED. Nous avons dû convertir ensuite respectivement vers les formats SEISAN puis SAC pour pouvoir préparer et traiter les données afin d'appliquer l'analyse par « receiver function ».

Les formes d'ondes obtenues à partir des enregistrements des sismomètres ne donnent pas des sismogrammes montrant uniquement les mouvements de la terre. Elles contiennent, en plus des bruits en provenance surtout du fonctionnement du sismomètre, des perturbations dus à leurs trajets dans le sol pour partir de la source sismique jusqu'au sismomètre. En plus de ces bruits là, les sismogrammes contiennent aussi des renseignements sur la structure du sol dans la zone où se trouve le sismomètre. Ainsi pour pouvoir faire l'étude par analyse du « receiver function » nous devons enlever les effets dûs au sismomètre ainsi que ceux dûs à la propagation des ondes dans le sous sol en partant de la source jusqu'au sismomètre. La figure 1 permet de voir un sismogramme à trois composantes.

# **II.1.5-** Les ondes sismiques

Les ondes sismiques sont des ondes mécaniques élastiques représentant le déplacement des particules du sol lors des tremblements de terre. Les ondes sismiques se propagent pareillement à toutes les ondes et en particulier comme les rayons lumineux, elles peuvent être réfléchies ou réfractées et peuvent ainsi suivre des trajets très complexes à l'intérieur de la Terre. Leur temps de parcours dépend de ce trajet. La figure 5 illustre la réflexion et la réfraction des ondes P. Pour résumer les caractéristiques des ondes sismiques, nous avons regroupé tout ce qu'il faut savoir dans le tableau 2.

Quand les ondes sismiques se propagent dans le sol, nous pouvons généralement distinguer deux groupes ou types d'ondes : les ondes de volume qui se propagent à l'intérieur de la Terre et les ondes de surface qui se propagent parallèlement à la surface de la Terre. Leur vitesse de propagation et leur

amplitude sont modifiées par les structures géologiques traversées, ce qui démontre encore une fois que les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés à la source, aux milieux traversés et aux instruments de mesure. La figure 4 permet d'illustrer la propagation des ondes sismiques dans le sol.

#### a- Ondes de volume

Il s'agit des ondes sismiques se propageant à l'intérieur de la Terre. Ils ont des vitesses plus grandes par rapport aux ondes de surface qui elles par contre sont plus violentes et sont donc très destructrices. Les ondes de volume sont de ce fait les premiers à arriver sur l'appareil d'enregistrement des stations. Il existe deux types d'ondes de volume :

- les ondes primaires P: ce sont des ondes de changement de volume. Le déplacement des ondes se fait par dilatation et compression successives, parallèlement à la direction de propagation de l'onde. Ce sont les plus rapides (6 km/s prés de la surface) et sont enregistrés en premier sur un sismogramme. Leur vitesse est donnée par l'expression suivante :

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

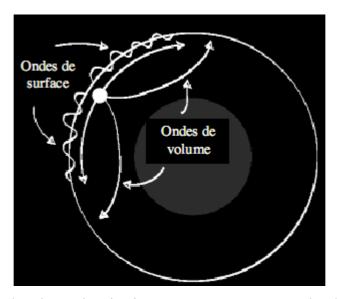
les ondes secondaires S aussi appelées ondes de cisaillement ou ondes transversales.
 Ces types d'ondes provoquent des mouvements du sol perpendiculaires à leurs sens de déplacement. Ce mouvement se fait sans variation de volume. Ces ondes là ne peuvent pas se propager dans un liquide. La vitesse de ces ondes est donnée par :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\lambda}}$$

 $\lambda$  et  $\mu$  sont des paramètres élastiques du milieu traversé, appelés coefficients de Lamé et  $\rho$  est la masse volumique du milieu traversé.

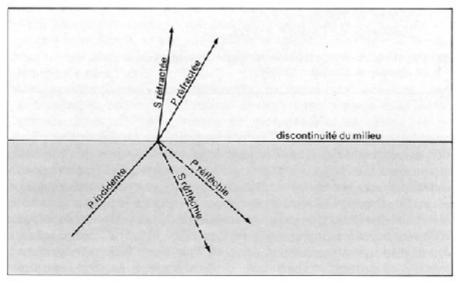
La figure 7 permet de voir les mouvements de ces deux types d'ondes de volume.

#### Figure 4: Illustration de la propagation des ondes de volume et des ondes de surface [4]



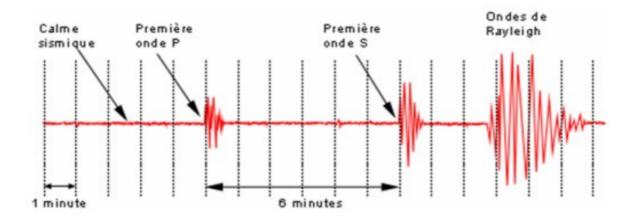
La figure illustre la façon dont les ondes sismiques se propagent. Les ondes de surface sont contraintes de se propager le long de la surface et les ondes de volume se propagent à l'intérieur de la Terre.

Figure 5 : Réflexion et réfraction d'une onde sismique P à l'interface de deux couches géologiques différentes [3]



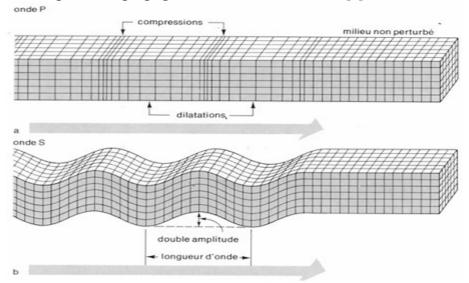
Comme dans le cas des ondes lumineuses, les ondes sismiques peuvent être réfractées, réfléchies et cela se fait avec une perte d'énergie et des changements de vitesse des ondes sismiques.

Figure 6 : Succession des types d'ondes observées sur un sismogramme [2]



En premier arrivent les ondes de type P, puis viennent les ondes de type S et enfin le groupe d'onde de surface : ondes de Rayleigh en premier puis ondes de Love ensuite.

Figure 7 : Caractéristiques de la propagation des ondes de volume [5]



Les ondes P ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales sont responsables du grondement sourd que l'on peut entendre au début d'un tremblement de Terre . Les ondes S ou ondes secondaires appelées aussi ondes de cisaillement ou ondes transversales, elles arrivent quelques secondes après l'onde primaire P, elles apparaissent en second sur les sismogrammes. Ces ondes ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau externe de la Terre. Leur vitesse varie approximativement entre 3.5 km/s et 6.5 km/s.

La vitesse de propagation des ondes de volume dépend du milieu traversé et d'une manière générale, la vitesse augmente cumulativement avec la profondeur car le milieu traversé devient plus dense. Pour l'onde transversale S surtout, sa vitesse de propagation varie fortement avec la profondeur, révélant la constitution des enveloppes terrestres. C'est ainsi qu'elle permet la mise en évidence de la discontinuité de Mohorovicic à la base de la croûte terrestre (environ 10 km sous les océans, 41 km sous les continents et 70 km sous les Alpes). Les figure 8 et figure 15 illustrent cette variation de la vitesse des ondes S suivant la profondeur.

Lors de leur propagation les ondes de volume P et S sont réfléchies et réfractées (comme la lumière) à l'interface des différentes couches géologiques formant la croûte terrestre. De plus les deux types d'ondes se mélangent car les ondes P, par exemple, engendrent également des ondes réfractées et réfléchies de type S. La figure 5 illustre parfaitement ce phénomène.

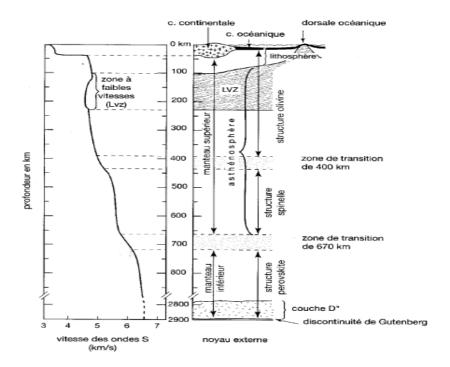
#### b- Les ondes de surface

Ce sont les ondes sismiques qui sont contraintes de se propager sur la surface de la terre. Elles ont des vitesses faibles mais leurs amplitudes sont très grandes, d'où leurs grandes forces destructrices. Nous distinguons parmi elles :

- les ondes de Love qui résultent de l'interférence entre des ondes S. Elles déplacent le sol d'un côté à l'autre dans un plan horizontal perpendiculairement à sa direction de propagation.
- et les ondes de Rayleigh qui résultent de l'interférence entre des ondes P et S. Ce sont des ondes elliptiques rétrogrades polarisées dans le plan vertical.

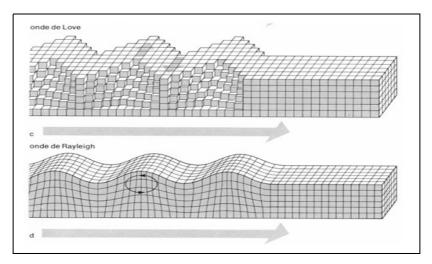
La figure 9 permet de visualiser la façon dont les ondes de surface se déplacent à travers la matière.

Figure 8 : Variation de la vitesse des ondes de cisaillement avec la profondeur [3]



La vitesse des ondes sismiques augmente avec la profondeur. Nous pouvons observer le passage d'une structure olivine moins dense vers une structure spinelle et ensuite on passe à une structure perovskite. A chaque passage d'une structure à une autre, il existe une zone de transition et la vitesse des ondes S croît davantage.

Figure 9 : Caractéristiques du mouvement des ondes de surface [5]



Les ondes de Love : leur déplacement est comparable à celui des ondes S sans mouvement vertical. Elles provoquent des ébranlements horizontaux qui causent de nombreux dégâts, elles se propagent aux environs de 4km/s.

Les ondes de Rayleigh : Elles se propagent au voisinage de la surface de milieux homogène et non homogène. A leurs passages, les particules du sol se déplacent selon une ellipse.

# c- Les vitesses sismiques

La vitesse des ondes sismiques varie en fonction des paramètres élastiques et de la densité du sous-sol. Ainsi à un type de terrain équivaut une vitesse donnée et vice versa. La connaissance de la vitesse des ondes S permettra ainsi de déterminer le genre de terrain équivalent à la zone d'étude. Ceci ferra l'objet d'une étude comparée avec la géologie de la zone d'étude d'abord. Seulement cela ne pourra être fait qu'après l'inversion des « receiver function ». La figure 10 donne une petite idée de l'équivalence entre la nature géologique du milieu traversé et la vitesse des ondes de cisaillement S.

Figure 10 : Equivalence entre la vitesse des ondes sismiques et la nature géologique du milieu traversé [6]

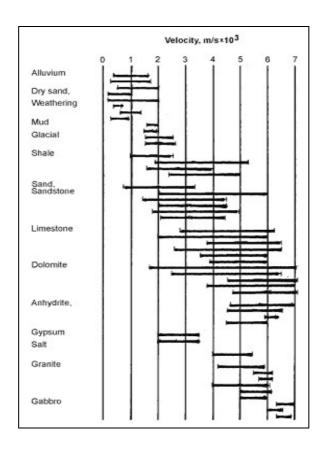


Tableau 2: Caractéristiques des ondes sismiques

Caractéristiques	aractéristiques Ondes de volume		Ondes L
Caracteristiques			(ondes longues)
	Ondes P	Ondes S	
	(ondes premières)	(ondes premières)	
Période	Courte, de 1 seconde à 10 secondes	Courte, de 1 seconde à 10 secondes	Longue, de trente secondes à quarante secondes
Type d'ondes	Ondes de compression, dilatation Ondes longitudinales	Ondes de cisaillement Ondes transversales	Ondes de surface
Zones traversées	Ces ondes traversent la planète. Transmises dans tous les milieux (y compris dans l'air : responsables du grondement sourd	Ces ondes traversent la planète. Elles ne sont pas transmises par les fluides.	Ces ondes circulent parallèlement à la surface de la planète.

	lors d'un séisme)		
	Célérité (V) en	Célérité (V) en	
	fonction de la nature	fonction de la nature	Célérité « constante »
	du milieu. V	du milieu. V	(plus rapide sous les
	augmente avec la	augmente avec la	océans que sous les
Célérité	distance parcourue.	distance parcourue.	continents). V =4,4 km/s
	V augmente avec la	V augmente avec la	pour les ondes de Love
	densité du milieu	densité du milieu	et $V = 4 \text{ km/s pour les}$
	traversé. V : 5,5 km/s	traversé. V : 3,5 km/s	ondes de Rayleigh.
	à 12 km/s.	à 6,5 km/s.	
			Ondes de Love : les
		Les particules se	particules oscillent dans
	Lagranticular	_	un plan horizontal
	Les particules se	déplacent	perpendiculaire à la
	déplacent suivant la	perpendiculairement	direction de
Mouvement des	direction de	à la direction de	propagation. Ondes de
particules	propagation. Les	propagation. Les	grande amplitude.
	matériaux subissent	matériaux ne	Ondes de Rayleigh : les
	un changement de	subissent pas de	particules oscillent dans
	volume.	changement de volume.	un plan vertical et
			réalisent un mouvement
			elliptique
Comportement de	L'énergie transportée	L'énergie transportée	
l'onde sur une	par l'onde incidente	par l'onde incidente	Ces ondes transportent
surface séparant deux	P est distribuée en	S est distribuée en	la plus grande partie de
milieux physiques	ondes P réfléchies et	ondes S réfléchies et	l'énergie.
différents	réfractées.	réfractées.	

# II.2- Structure interne de la Terre

Les ondes sismiques portent des informations sur la structure interne de la Terre. En étudiant les informations contenues dans les ondes sismiques, nous pouvons modéliser l'intérieur de la Terre à des profondeurs insondables à l'aide d'autres méthodes d'investigation. La structure interne de la Terre peut être modélisée à l'aide de la figure 11.

Plusieurs grandes enveloppes constituent l'intérieur de la Terre, nous distinguons de la surface vers le centre de la Terre :

- la croûte ou écorce, qui est solide, représente environ 2% du volume terrestre et constituée par la croûte continentale et la croûte océanique.
- le manteau, environ 82% du volume terrestre, est subdivisé en manteau supérieur et inférieur
- et au centre se trouve le noyau, environ 17% du volume terrestre, qui comprend lui aussi une partie interne et externe.

La figure 12 donne une description un peu plus détaillée des grandes enveloppes terrestres.

# II.2.1 – La croûte terrestre

La croûte terrestre a un comportement rigide, ce qui cause la rupture à l'origine des séismes. Il faut distinguer deux types de croûtes :

## a- La croûte continentale

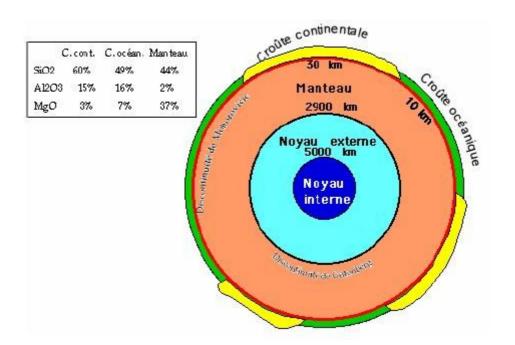
Elle a une épaisseur moyenne de 30 à 70 km et elle est riche en silice, de composition granitique (Si, Al, K, Na) et de densité moyenne = 3.

## b- La croûte océanique

Elle est de composition basaltique (Si, Mg, Fe, Ca) avec une densité égale à 3,2. Elle a une épaisseur de l'ordre de 5 à 15km. Elle est moins riche en silice comparée à la croûte continentale.

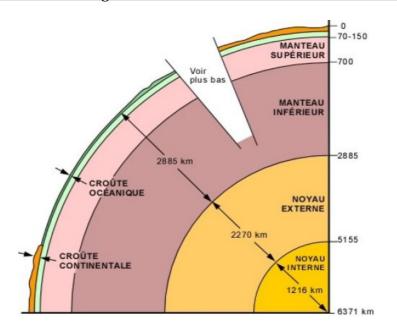
Les deux croûtes sont riches en alumine (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) ce qui, du point de vue chimique, permet de les rassembler sous le vocable de SIAL (terme peu utilisé aujourd'hui).

#### Figure 11: Structure interne de la Terre[7]



En partant du centre de la Terre vers la surface, nous avons le noyau interne, suivi du noyau externe puis vient le manteau où se localise le phénomène de convexion mantellique et enfin nous observons la croûte.

Figure 12 : Description détaillée des grandes couches de la structure interne de la Terre[7]



# II.2.2- le manteau

Le manteau est séparé de la croûte par la discontinuité majeure de Mohorovicic (sismologue croate, 1857 – 1936); communément appelée MOHO, son épaisseur est de 2900 km. Il se divise en deux entités.

#### a- le manteau supérieur

Il est principalement plastique mais la partie tout à fait supérieure est solide (jusqu'à 700km). Il est délimité par l'isotherme 1300°C, température au delà de laquelle les propriétés mécaniques du manteau passent de rigide à ductile. Avec l'écorce terrestre il constitue la lithosphère.

#### **b** - le manteau inférieur

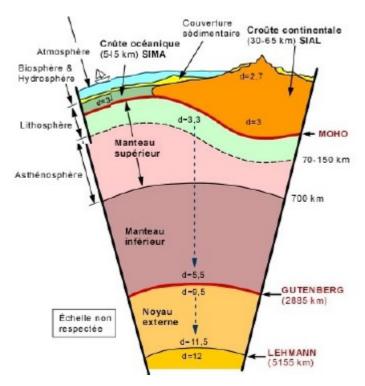
Il est solide et s'étend à partir de 700 à 2900km de profondeur. C'est une masse dont les propriétés sont aux premiers ordres homogènes. Sa base est marquée par la discontinuité la plus importante de la Terre qui oppose le noyau au manteau. Il s'agit de la discontinuité de Gutenberg (sismologue allemand). Elle est caractérisée par un très fort accroissement de densité. La couche D'' représente une zone de diminution de vitesse des ondes P et S à la base du manteau. Son origine est débattue Le manteau est peu riche en silice mais très riche en magnésium (MgO). Par opposition au SIAL, le manteau, du point de vue chimique peut être dénommé SIMA (pour Silice et MAgnésium). La discontinuité de Mohorovicic (le MOHO) marque une transition chimique majeure entre la croûte et le manteau supérieure qui a une composition péridotitique (Si et Mg).

# II.2.3 - le noyau

Le noyau externe est constitué de fer liquide associé à quelques éléments mineurs (Ni, Si, S, O, C). Le noyau interne, constitué d'un alliage de Fer-Nickel est solide. Il porte le nom abrégé de NIFE. L'accès à sa structure est rendu difficile par l'atténuation des ondes dans le noyau externe et par la couche D".

L'étude de la structure interne de la Terre a permis de mettre en évidence ses enveloppes constitutives et leurs propriétés «statiques», enveloppes représentées beaucoup plus en détail sur la figure 13 avec les majeures discontinuités. A l'échelle des temps géologiques, ces propriétés donnent naissance à des relations dynamiques entre enveloppes qui ont pour objet une discipline: **la géodynamique**. La figure 14 illustre ce phénomène.

#### Figure 13 : Compositions internes de la terre (discontinuités) [7]



Cette figure illustre les différentes discontinuités ainsi que la différence entre les épaisseurs de la croûte continentale et la croûte océanique. La discontinuité en pointillé sur la figure entre le manteau supérieur et le manteau inférieur représente l'isotherme 1300°.

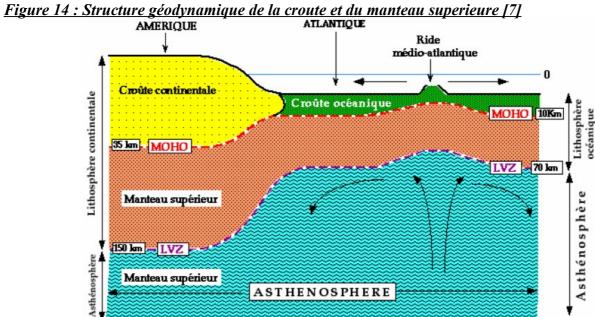
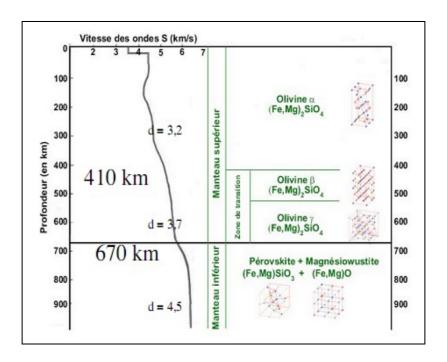
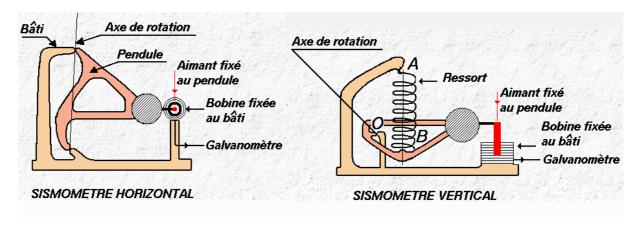


Figure 15 : Variation de la vitesse des ondes S suivant la nature de la substance chimique traversée [8]



Plus on va en profondeur et plus la densité augmente d'où l'augmentation de la vitesse des ondes S en même temps ; le manteau inférieur étant plus dense que le manteau supérieur.

Figure 16 : Représentation de sismomètres vertical et horizontal [9]



Cette figure permet de voir les éléments constitutifs d'un sismomètre, que ce soit un sismomètre horizontal ou vertical le principe de fonctionnement est le même dans les deux cas.

# II.3-Théorie du « Receiver function »

L'isolement du « receiver function » à partir d'une onde P issue d'un téléséisme enregistré sur une station sismique large bande à trois composantes est l'étape fondamentale pour la modélisation détaillée de la structure sous le récepteur.

# II.3.1- Historique de la méthode

PHINNEY (1964) est le précurseur dans la méthode de modélisation des ratios des amplitudes spectrales des formes d'ondes P télésismiques. Depuis qu'il a réalisé ces études-là, les « receiver function » ont été largement développés pour étudier la vitesse des ondes S à travers la croûte et le manteau supérieur.

BURDICK et Langston (1977) ont étendu la modélisation spectrale au domaine temporel. LANGSTON (1979) a proposé une procédure d'égalisation de la source. Ces nouvelles améliorations dans les méthodes ont élargi la quantité de données disponibles pouvant être utilisées pour étudier les « receiver function ».

Owens et al. (1984) ont élaboré une procédure d'inversion des formes d'ondes pour le domaine temporel afin de récupérer les informations détaillées de la structure de la croûte et du manteau supérieur, contenues dans les formes d'onde P large bande.

RANDALL (1989) a mis en œuvre un système efficace de calcul de sismogrammes différentiels pour les « receiver function » lithosphériques. AMMON et al. (1990) ont fait un examen approfondi sur la non unicité de l'inversion des « receiver function ».

Last et al. (1997) et JULIA et al. (2000) ont proposé une inversion conjointe du « receiver function » et de la dispersion des ondes de surface pour mieux contraindre la structure de vitesse.

Dueker et Sheehan (1997) ont présenté la mise en groupe et la sélection des « receiver function » pour imager les discontinuités du manteau supérieur. LEVIN et Park (1997) et Savage (1998) ont appliqué les « receiver function » pour étudier l'anisotropie de la croûte.

# II.3.2- Introduction à la méthode

La méthode utilisée dans ce mémoire analyse les conversions et les changements de phase des ondes P en S. Cette méthode permet l'évaluation de la structure de la croûte et du manteau en dessous d'une station sismique à des échelles régionales. La théorie des « receiver function » est basée sur le fait qu'un sismogramme enregistré sur une station sismique contient plusieurs informations en provenance des différents effets ayant agi sur les ondes sismiques.

En effet, durant leur trajet les ondes sismiques se mélangent et donnent lieu à des transformations de phases et de polarisation. La méthode employée dans ce mémoire est basée sur l'analyse des ondes P contenues dans les sismogrammes correspondant à un événement télésismique enregistrés sur une

station sismique large bande à trois composantes. Pour une telle station, les composantes des sismogrammes sont dirigées suivant le nord (composante N), l'est (composante E) et suivant la verticale (composante Z). La méthode consiste à enlever de ces composantes tous les effets autres que ceux dus à la structure du sol en dessous et au voisinage de la station sismique ayant fait l'enregistrement. En effet, l'objectif de la méthode est de trouver la structure de vitesse de la lithosphère en dessous de la station sismique.

Les différentes étapes de cette méthode sont donc :

#### - La correction instrumentale

La correction instrumentale permettra d'enlever les effets du sismomètre. Il est souvent utile d'appliquer un filtre avant ou après cette correction pour enlever les bruits présents dans le sismogramme.

# - <u>La rotation des composantes E N Z vers le système de coordonnées R T Z et la déconvolution des composantes R T Z:</u>

L'étape correspondant à la rotation permet de préparer les données afin d'appliquer la déconvolution. En effet, la déconvolution permet d'enlever les effets dus à la source et à la propagation et aux réverbérations des ondes sismiques durant leur trajet dans la Terre jusqu'au sismomètre.

Pour les téléséismes, nous assumons que la composante verticale contient surtout des mouvements de compression des ondes P, et ainsi le fait de faire la déconvolution de cette composante par rapport aux composantes horizontales enlève les effets de la source sismique, en plus des effets des réverbérations de compression ayant eu lieu lors de la propagation de l'onde, et laisse intouchées les mouvements provenant de la polarisation des ondes de compression P. Cette déconvolution se fait à l'aide d'une division spectrale dans le domaine fréquentiel, tandis qu'elle se fait en résolvant l'équation de Toeplitz dans le domaine temporel.

Quelle que soit la méthode employée, la déconvolution fait entrer des bruits de haute fréquence. C'est pour cette raison que la déconvolution est souvent suivie de l'application d'un filtre gaussien permettant d'enlever les bruits. L'application du filtre gaussien permet d'obtenir des impulsions gaussiennes.

La forme d'onde obtenue après toutes ces étapes est appelée « receiver function ». C'est pour cela que le « receiver function » est une série temporelle de réponses impulsionnelles des compressions des ondes P jusqu'à la limite de la coda des ondes P par rapport à la structure géologique de la zone où est

localisée le sismomètre. La figure 17 permet de visualiser un exemple de « receiver function » obtenu dans le cas d'un modèle de terrain à une seule couche.

# II.3.3- Modélisation des receiver function

Plusieurs approches pour le calcul des receiver function ont été entreprises. Toutefois il existe principalement deux approches :

#### a- La méthode « Water-level »

Le receiver function est généralement formulé par la méthode de la division spectrale.

Un « Water-level » (Clayton et Wiggins, 1976) est une quantité généralement introduite dans la division spectrale pour rendre les receiver function stables. Afin d'augmenter la résolution des receiver function, la méthode de déconvolution dans le domaine temporel (GURROLA et al. 1995; Bostock et Sacchi, 1997; LIGORRIA et Ammon, 1999) et plusieurs méthodes d'estimation spectrale (PARK et Levin, 2000) ont également été développées.

L'approche dans le domaine fréquentiel (exemple Owens 1988; Ammon, 1991; Cassidy 1992; Gurrola et al. 1995) utilise le ratio spectral de la composante verticale qui est établi en utilisant une analogie en « water level » pour remplir les vides dans la composante verticale du sismogramme avant la déconvolution par rapport aux composantes horizontales du sismogramme.

Ceci est réalisé par une méthode remplissant les creux où les amplitudes spectrales plus faibles par rapport à une certaine valeur seuil. Les valeurs en question sont remplacées par le « water-level » (Owens, 1988). Une suite de déconvolution est effectuée pour diverses valeurs du paramètre « water-level », afin de trouver le plus petit paramètre qui produit une déconvolution stable.

Cette méthode est efficace pour des stations avec des données valables sur des années d'exploitation, où les signaux provenant de séismes lointains peuvent être exploités. Cependant, pour des choix d'azimuts à des stations permanents, et pour des déploiements temporaires, il se pourrait qu'il y ait des observations limitées dues aux azimuts, et les signaux venant d'événements plus faibles pourraient avoir à être incorporés, ce qui peut mener à une déconvolution difficile et à des « receiver function » plein de bruits (Ligorria et Ammon, 1999). Ceci représente l'inconvénient principal de cette méthode. A part cela, il y a deux autres inconvénients pour la division spectrale, l'un des deux est le choix d'une juste valeur pour le « water-level » : une valeur trop grande ou trop petite peut induire à des erreurs d'estimation pour les structures du manteau supérieur et de la croûte, aussi le FFT (finite fourier

transform) implique que les données en dehors de la fenêtre de sélection sont supposées comme étant nulles ou périodiques, ce qui peut induire à des erreurs lors de l'inversion. De tels inconvénients ont poussé les spécialistes à créer une nouvelle façon de faire la déconvolution et cela a été performé dans le domaine temporel. D'où l'usage du filtre de Wiener.

# <u>b- La méthode itérative de déconvolution dans le domaine temporel (iterative time-domaine deconvolution):</u>

Dans le domaine temporel, la déconvolution peut être effectuée par le filtre de Wiener<sup>1</sup> pour les sismogrammes individuels, et l'équation matricielle obtenue est une forme de matrice de Toeplitz qui peut être résolu par l'algorithme de Levinson (Claerbout, 1976). La matrice de Toeplitz<sup>2</sup> peut être estimée par un modèle autorégressif.

L'approche « iterative time-domain deconvolution » (ITDD) de Kikuchi et Kanamori (1982) est communément utilisée pour estimer les fonctions temporelles dues à la source de séismes lointains. Cette approche du domaine temporel a plusieurs qualités désirables, telles que la contrainte sur la forme spectrale aux longues périodes. Ceci peut être avantageux dans l'analyse des « receiver function », du fait que cela résulte d'un dépouillement intuitif de l'information venant du signal original, groupant ainsi avant tout les plus importants caractéristiques, et ensuite en faisant l'extraction des détails (Ligorria et Ammon, 1999). Cette méthode mène aussi à la formation d'impulsions, éliminant ainsi le problème qui se posent dans la technique « water-level » du domaine temporel.

Dans le travail présenté dans ce mémoire, nous avons utilisé l'approche ITDD. D'une façon générale, les trois composantes de la réponse sismique à une station réceptrice quelconque causée par l'incidence d'une onde plane P, D(t), peuvent être théoriquement représentée dans le domaine temporelle par :

$$D_{V}(t) = I(t) * S(t) * E_{V}(t)$$

$$D_{R}(t) = I(t) * S(t) * E_{R}(t)$$

$$D_{T}(t) = I(t) * S(t) * E_{T}(t)$$

Où les indices V, R et T représentent respectivement les composantes verticales, radiales et tangentielles ; I(t) est la réponse impulsionnelle de l'instrument d'enregistrement qui est le sismogramme ; S(t) est la fonction sismique de la source ; E(t) est la réponse impulsionnelle de la

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Voir Annexe numéro 7

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Voir annexe numéro 7

structure locale de la terre; les astérisques représentent l'opérateur de convolution. S(t) peut être compliqué du fait qu'il est relié à l'historique de la dislocation et des réverbérations aux environs de la source.

La réponse instrumentale est la même pour les trois composantes. La composante radiale ( $E_R$ ) de la réponse impulsionnelle de la structure locale de la terre contiendra en conséquence toute l'énergie des conversions des ondes P en S. La composante transversale ( $E_T$ ) est d'habitude une indication utile des déviations de la disposition horizontale de la croûte.

Les temps d'arrivées relatives de chaque polarité sont dus principalement à l'épaisseur de la croûte et aux vitesses relatives par rapport à la croûte, tandis que les amplitudes relatives sont affectées par les contrastes de vitesse au niveau du Moho et des paramètres des parcours des rais sismiques.

Nous pouvons ainsi dire que E(t) représente le receiver function et nous voyons alors que pour l'obtenir complètement nous devons enlever I(t) et S(t). Voici donc les étapes à suivre pour obtenir nos résultats :

- Enlever la réponse instrumentale dans les sismogrammes
- Ensuite enlever les effets de la source et des trajets des rais dans le sol. Ceci peut se faire en faisant la déconvolution de la composante verticale par rapport aux composantes horizontales.
- Après avoir obtenu le « receiver function », nous procéderons à l'inversion pour avoir le modèle de structure sous la station sismique.

La déconvolution permet de simplifier le « receiver function » afin d'obtenir la réponse impulsionnelle de la structure de la zone où se trouve le récepteur. Cette réponse impulsionnelle est produite par l'incidence directe d'une onde plane P, mais ayant été dominée par la suite par les conversions d'ondes P en S ainsi que des répercussions allant jusqu'à se terminer en phase S (Ammon, 1991).

La phase S est la plus sensible à la variation verticale de la vitesse des ondes sismiques, et elle est de ce fait largement utilisée pour étudier la structure de vitesse. D'après Owens et al., 1984, et AMMON et al., 1990, la sensibilité à la variation verticale de la vitesse des ondes est un paramètre difficile à contrôler pour les autres méthodes. Cette affirmation fait ainsi partie des arguments nous ayant poussé à choisir d'appliquer cette méthode pour notre étude.

Dans notre travail, nous utilisons la méthode de déconvolution iterative dans le domaine temporel pour isoler les receiver function pour des formes d'onde P télésismiques à trois composantes.

Dans une première étape, nous avons calculées les receiver function. Nous avons par la suite appliqué un filtre gaussien. Le paramètre le plus important de ce filtre est la largeur de bande. Cette valeur

dépend de la largeur de la bande de fréquence des sismogrammes et il influence beaucoup sur la qualité des résultats obtenus après inversion.

Comme nous le savons bien, la fonction temporelle de la source et de l'effet de propagation dans le manteau supérieur sont généralement les mêmes pour les trois composantes des formes d'ondes P télésismiques. Comme notre méthode est basée sur l'étude des séismes lointains, alors les fonctions temporelles de la source et de l'effet de propagation dans le manteau peuvent être approchées comme étant contenues dans la composante verticale<sup>3</sup>. Ainsi, la composante verticale contient principalement tous les facteurs qui doivent être isolés des formes d'ondes P télésismiques (Langston, 1979) afin d'obtenir les receiver function.

En se basant sur le système d'égalisation de la source présenté par Langston (1979), les receiver function sont généralement estimés par la division spectrale (Langston, 1979; Owens et al, 1984) :

$$R_{H}(t) = \int \frac{D_{H}(\omega)D_{V}^{*}(\omega)}{D_{V}(\omega)D_{V}^{*}(\omega) + \varepsilon} \exp(i\omega t) \ d\omega \quad (1)$$

où R(t) est le receiver function, D(x) est le spectre des formes d'onde P télésismiques à trois composantes, les indices H, V représentent respectivement les composantes horizontales (radiale et transversale) et la composante verticale, \* indique la conjugaison complexe, et  $\epsilon$  est une valeur permettant de maintenir stable la division spectrale. La valeur  $\ell$  est ajouté afin d'éviter les cas où la composante verticale serait nulle et donnerait une forme d'équation non résolvable. Elle sert ainsi à stabiliser la division spectrale. L'équation (1) est en fait la solution des moindres carrés pour le problème de déconvolution telle qu'exprimée dans le domaine des fréquences.

Grâce à la procédure de déconvolution par l'équation de Toeplitz utilisé dans le domaine temporel, les effets de la source et ceux dus à la prorogation sont enlevés des formes d'ondes P télésismiques, et le receiver function qui en résulte est simplifiée pour être la réponse télésismique de la structure sous le récepteur, c'est-à-dire la structure de terrains sous la station sismique.

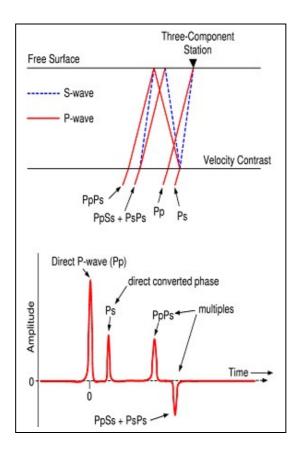
Comme la déconvolution introduit un bruit de haute fréquence, il est nécessaire d'appliquer un filtre gaussien aux receiver function ainsi obtenus. Dans l'équation (1), le filtre gaussien est représenté par la fonction  $\exp(i\omega t)$ .

Pour augmenter le rapport signal-bruit, les informations contenues dans les receiver function sont regroupées à la fois suivant la distance back azimut et suivant la distance épicentrale à partir de la connaissance du paramètre de rai et sont ensuite performées numériquement pour faire l'inversion vers le modèle de vitesse.

-

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Voir annexe 8

Figure 17: Correspondance entifunction [19]	re les multiples réverbe	erations des ondes sismi	<u>ques et les receiver</u> .
<u> </u>			



L'impulsion enregistrée à t=0 est toujours la plus forte, elle équivaut à l'onde P directe. Ensuite viennent les impulsions équivalentes aux différentes et multiples réverbérations des ondes sur les discontinuités. Le temps est équivalent à la profondeur dans le sous-sol. Dans le cas d'un modèle de terrain à une couche seulement, une amplitude positive ou négative équivaut respectivement à une augmentation ou à une diminution de vitesse.

Figure 18 : Schématisation du fonctionnement d'un système linéaire [10]



e(x) représente le signal d'entrée et s(x) le signal de sortie.  $n_1(x)$  et  $n_2(x)$  sont des bruits et A(x) est l'opérateur représentant le fonctionnement du système linéaire.

#### **II.3.4- Inversion des receiver function**

Comme le montre la figure 17, quelle que soit la technique d'estimation utilisée, le résultat obtenu est une série temporelle d'impulsions où le temps est un indicateur de la profondeur

L'interprétation visuelle des « receiver function » est de ce fait compliquée à cause des multiples réverbérations qui se produisent surtout tardivement par rapport au temps, et du fait de la dépendance de la cartographie temps-profondeur sur l'inconnue distribution des vitesses dans le sous-sol. Pour cette raison, il est bénéfique de modéliser les « receiver funcion » par une structure de vitesse, optimalement au moyen d'un algorithme d'inversion. Dans ce cas les multiples réverbérations sont un atout et contribuent à limiter la position des interfaces. Cette étape-là constitue la dernière partie de notre travail et nous a permis l'évaluation de la structure de vitesses en dessous de la station étudiée. D'où l'utilité de faire l'inversion des « receiver function » afin d'obtenir le modèle de vitesse de la zone se trouvant aux alentours du sismomètre. Ce modèle de vitesse » est en fait un modèle de vitesse des ondes de cisaillement (ondes S) suivant la profondeur. Nous savons que la vitesse de ces ondes là augmente suivant la profondeur, du fait que la densité augmente aussi. Le choix de modéliser la structure du terrain suivant la vitesse des ondes S se justifie par le fait que ces ondes là sont les plus sensibles au changement de vitesse au niveau des interfaces dans le sol.

Pour bien comprendre l'inversion, il est nécessaire d'expliquer un peu les théories relatives aux problèmes inverses. Mais avant cela, il faut noter qu'afin de réduire les erreurs aléatoires introduites dans les « receiver function » lors des procédés de calcul numérique et du fait du bruit lors de la propagation des ondes, une meilleure inversion consiste sur un choix judicieux d'évènements. Ce choix doit se faire par rapport à la lenteur horizontale des « receiver function » ou bien le paramètre de rai. Ce choix peut aussi se baser sur la valeur du back-azimut. Le choix d'évènements ayant une valeur de paramètre de rai assez proche ou presque égale garantit une inversion plus fiable et correcte. L'idéal est de faire l'inversion avec un groupe de « receiver function » ayant des paramètres de rai égaux mais ce cas de figure-là se présente très rarement. Par la suite, l'obtention du modèle de structure de vitesse final revient à résoudre un problème inverse, du fait qu'à partir des « receiver function » nous voulons remonter au modèle de terrain ayant donné les « receiver function » en question. De ce fait, une telle démarche de calcul par rapport aux « receiver function » peut nous faire aboutir à différents types de structure de vitesse. Cela dépend surtout du modèle initial, de la qualité de l'inversion et des « receiver function ». En effet, dans tout problème inverse, nous devons considérer un modèle initial et un modèle final. Apres l'inversion, nous pouvons comparer le résultat de l'inversion par rapport au modèle exact de référence. Tandis que pour les problèmes directs c'est plutôt une cause donnée qui donne lieu à un effet donné, dans les problèmes inverses nous partons de l'observation d'un effet donné pour essayer de remonter à la cause exacte. Ce qui mène parfois à des erreurs d'interprétation. En géophysique, afin de contraindre les résultats par rapport à la réalité et faciliter l'interprétation, nous utilisons aussi les connaissances géologiques relatives à la région d'étude. Nous réalisons ainsi un recoupement du modèle obtenu après inversion avec la géologie. Encore une fois, nous voyons là l'intérêt de mieux coupler les connaissances géologiques avec les études d'investigation en géophysique.

Dans notre cas d'étude, nous avons choisi comme modèle initial un modèle de structure de vitesse tout à fait uniforme. C'est un modèle pour lequel il n'y a pas de changement de vitesse suivant la profondeur. A partir de ce modèle là nous avons fait l'inversion pour aboutir au modèle correspondant aux « receiver function » calculés, suivant la géologie de la zone d'étude. En effet, le modèle obtenu reflète plus ou moins la réalité suivant la qualité des données ainsi que suivant la qualité du traitement que nous avons appliqué aux données traitées.

#### a- Modèle recherché

Le modèle recherché à partir des « receiver function » est en fait un modèle tabulaire donnant la variation de vitesse des ondes S suivant la profondeur. Il s'agit donc d'un modèle de variation à une dimension. Il doit se rapprocher plus ou moins du modèle exact suivant la géologie de la zone d'étude et la qualité des « receiver function ». Par la suite, nous verrons comment ce modèle peut être crée suite à l'inversion des « receiver function ».

#### b- Modèle exact ou modèle de référence

Ce modèle de terrain doit être calculé. Les détails d'un tel travail constitueraient un sujet à part entière à traiter. Dans notre cas, nous avons eu la chance que ce modèle soit déjà établi par l'un de nos prédécesseurs du laboratoire de sismologie et d'infrasons (G. Rambolamanana et al, 1997). Ce modèle comprend trois couches ainsi caractérisées :

- Couche numéro 1: la vitesse des ondes S est égale à 3.5 km/s, cette couche va de 0 à 10 km
- Couche numéro 2 : pour cette couche là, la vitesse est de 3.6 km/s et elle a une épaisseur de 10 km
- la couche suivante a une épaisseur de 22 km et est caractérisée par une vitesse des ondes S de 3.9 km/s. Cette couche là est suivie par une couche de vitesse 4.5km/s et entre les deux, on peut déduire l'existence du Moho. Ceci représente donc l'interface avec le Moho.

La figure 20 permet de visualiser ce modèle de terrain.

#### c- Modèle initial à utiliser pour faire l'inversion

Comme modèle initial, c'est mieux de prendre un modèle de vitesse pour lequel la vitesse des ondes S ne varie pas en partant de la surface jusqu'à la profondeur limite du modèle exact de référence. Dans notre cas, ce modèle va jusqu'à une profondeur de 80 km. Cette façon de faire éprouvera au maximum la qualité de l'inversion. En effet, cela permet de voir si l'inversion converge ou pas. Cela peut être observé par la comparaison du modèle qui obtenu après inversion par rapport au modèle exact de référence. La figure 19 permet de visualiser ce modèle de terrain.

#### II.4- Théorie sur la déconvolution

Avant de définir la déconvolution, il convient d'expliquer en premier lieu ce qu'est la convolution. Pour cela, nous sommes tous d'accord sur la définition suivante :

$$h(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)g(x-t)dt$$
$$h(x) = f(x) * g(x)$$

Où h(x) est le résultat de la convolution de la fonction f par la fonction g. En supposant que les fonctions h et f sont connues, alors les équations ci-dessus sont dites équations de convolution. La convolution est souvent notée par le symbole \*. L'équation de convolution est une équation de Fredholm de  $2^{\circ}$  espèce dont le noyau g ne dépend que de la différence x-t. Partant de là nous pouvons définir suivant un point de vue purement mathématique que la déconvolution est la résolution d'une équation de convolution. En revenant sur un plan et un point de vue purement physique, nous pourrons toutefois distinguer entre les notions de :

- déconvolution avec ou sans contrainte
- déconvolution avec ou sans élargissement de bande
- déconvolution statistique

Et nous appelons déconvolution avec bruit de mesure la résolution de l'équation :

k(x) = f(x) \* g(x) où  $k(x) = h(x) + n_2(x)$  avec h(x) une fonction sûre,  $n_2(x)$  étant une fonction aléatoire. C'est dans ce cas précis que se situe la méthode de déconvolution utilisée dans la méthode d'analyse par « receiver function » exposée dans ce mémoire.

En effet dans les domaines de la physique expérimentale telles que la sismologie, les mesures physiques sont dans la majeure partie des cas réalisées à l'aide de systèmes linéaires (ou parfois nous utilisons la partie linéaire de la caractéristique). C'est ainsi que nous trouvons souvent et dans des domaines très variés la notion de convolution. En sismologie le système linéaire faisant les mesures physiques en question est le sismomètre.

En effet, nous savons que la condition nécessaire et suffisante pour qu'un système physique  $\mathcal{A}$  donné soit défini par un opérateur de convolution est que ce système soit :

- linéaire (au sens mathématique du terme),
- continu,
- invariant par translation.

Nous pouvons facilement vérifier que toutes ces conditions sont remplies par le sismomètre. Si e(x) est l'entrée (la quantité à mesurer) du système  $\mathcal{A}$  et s(x) est sa sortie (la mesure de e(x)), alors s est liée à e par la relation :

$$s(x) = e(x) * A(x)$$
 (2)

où s, e et A sont des fonctions ou des distributions. La signification de A(x) est simple. Si  $e(x) = \delta(x)$ , avec  $\delta$  la fonction de distribution de Dirac, alors la relation précédente devient :

$$A(x) = \delta(x) * A(x)$$
 (3)

car la distribution de Dirac est l'unité de convolution. De ce fait, A(x) caractérise parfaitement le système linéaire : c'est la réponse impulsionnelle. Dans le cas où A(x) n'est pas connu théoriquement mais fait l'objet d'une mesure, on n'a donc pas accès exactement à A(x) mais à une approximation. C'est le cas par exemple en sismologie des « receiver function ». Ainsi les « receiver function » sont l'équivalent en sismologie de la grandeur mathématique A(x).

En physique expérimentale (cas de la sismologie), la grandeur que nous voulons estimer est très souvent affectée d'un bruit  $n_1(x)$ . La figure 18 permet de voir la schématisation d'un système linéaire.

Il est impossible de connaître exactement A(x) mais nous pouvons avoir une estimée  $\hat{A}(x)$  qui comme nous l'avons dit peut être une mesure bruitée et distordue de A(x). Enfin la sortie s(x) est toujours bruitée par le bruit propre du système de détection. Dans notre cas, la sortie est affectée par le sismomètre lui-même qui est le système de détection en sismologie. Les bruits que nous venons d'évoquer peuvent être additifs ou multiplicatifs et de statistiques connues ou inconnues. De ce fait, nous sommes censés tenir compte de leurs propriétés avant d'élaborer une méthode de déconvolution.

Dans la réalité physique des choses, la déconvolution se fait en ayant recours à la transformée de Fourier (TF) des grandeurs mises en jeu. Nous nous plaçons donc dans le cas des fonctions ou distributions tempérées ayant une TF afin de résoudre l'équation (2) ou son équivalent :

$$S(v) = E(v) * a(v)$$

En sismologie, S(v) représente le sismogramme, qui est la sortie analogique des observations sismiques venant de la source sismique, qui quant à elle représente l'entrée du système linéaire (ici le sismomètre) avec :

$$S(v) \leftarrow \xrightarrow{TF} s(x)$$

$$E(v) \leftarrow \frac{TF}{r} \rightarrow e(x)$$

$$a(v) \leftarrow \stackrel{TF}{\longrightarrow} A(x)$$

#### II.4.1- Importance de la transformée de Fourier

Nous savons que les exponentielles complexes sont fonctions propres des filtres linéaires. Dans le cas où a(v) est indéfiniment dérivable, ce qui est souvent le cas en physique, nous pouvons montrer que ce sont les seules. Nous voyons ainsi l'intérêt que nous avons à décomposer entrée et sortie sur une base complète orthonormale qui se conserve lors du passage à travers le filtre. Ceci est assez recommandé dans les méthodes comportant un va et vient entre l'espace direct et l'espace transformé. D'où l'emploi de la transformée de Fourier pour résoudre l'équation (2) ou (3).

#### II.4.2- Problème de l'existence de solutions à l'équation (2)

En ayant recours à une algèbre de distribution  $\mathcal{B}$  (espace vectoriel de distribution - $\delta$  inclus- sur lequel on peut définir le produit de convolution d'un nombre fini de distributions), la solution  $A^{*-l}(x)$  l'équation (2) n'existe pas toujours et de façon plus grave cette solution ne peut exister que pour certaines valeurs de s(x). Ainsi si  $\mathcal{B}$  admet des diviseurs de zéro alors l'équation (2) admettra une infinité de solutions. Il est presque impossible de trouver un cas pour lequel l'ensemble des solutions soit réduit à un seul point. Donc le maximum que nous puissions espérer est de trouver une famille de fonctions  $\hat{E}_i(v)$  ou  $\hat{e}_i(x)$  qui fourniront une sortie  $s_i(x)$  étant en accord avec la mesure faite et vérifiant un certain critère choisi. Une meilleure façon de trouver cette solution est d'utiliser par exemple un filtre de Wiener<sup>4</sup>, ce qui est le cas dans l'étude des « receiver function ». La méthode que nous avons utilisée emploie le filtre de Wiener afin de limiter la solution à avoir une forme particulière bien précise.

#### II.5- La théorie du filtre gaussien

Le filtre gaussien passe-bas communément utilisé pour enlever les bruits de haute fréquence dans les « receiver function » est de la forme suivante :

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Voir Annexe 7

$$G(\omega) = \exp\left(\frac{-\omega^2}{4a^2}\right)$$

En effet nous avons vu que la réalisation de la déconvolution fait entrer des bruits au sein des « receiver function ». Avec l'emploi du filtre gaussien le contenu fréquentiel est contrôlé par le paramètre gaussien de la largeur de filtre a. Il s'agit d'un filtre passe-bas sans distorsion de phase et avec une forme simple. Le gain du filtre pour  $\omega=0$  est égal à 1 (une pulsation de valeur unité). La transformée de Fourier d'un filtre gaussien est un filtre gaussien, alors on peut dire que ce filtre est stable. D'où le choix de ce filtre pour enlever les bruits dans les « receiver function ». En général une grande valeur de paramètre gaussien permet d'avoir une bonne résolution mais une perte d'exactitude dans les calculs et une petite valeur du paramètre élimine les hautes fréquences des « receiver function ». Dans la suite du traitement des données, les logiciels que nous avons utilisés ont calculés directement la valeur adéquate de la largeur du filtre gaussien pour chaque « receiver function » suivant la bande de fréquence des données sismiques traitées.

Après application de ce filtre, nous obtenons une série d'impulsions temporelles, ce sont ces séries temporelles qui représentent en fait les « receiver function ».

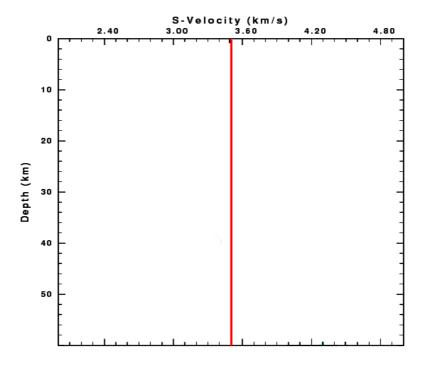


Figure 19 : Modèle initial utilisé pour l'inversion

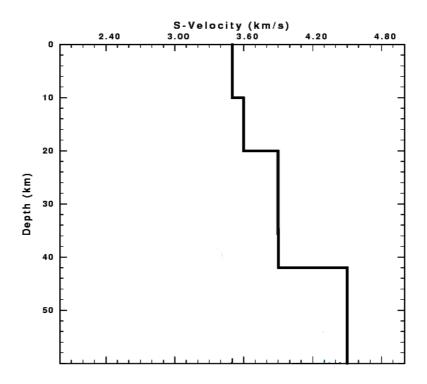


Figure 20 : Modèle exact de référence

# PARTIE 3: ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES

#### **III - ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES**

#### **III.1- Acquisition des données et matériels utilisés**

#### III.1.1- Acquisition des données

La station sur laquelle s'est fait notre étude est la station SBV. Le tableau 3 résume les caractéristiques de cette station. Avant de montrer comment l'acquisition des données s'est faite sur cette station, nous allons d'abord montrer un historique des stations sismiques à Madagascar.

#### a - Historique des stations sismiques à Madagascar

La première station sismique malagasy connue sous le nom de TAN fut installée en 1898 par les missionnaires Jésuites à l'observatoire d'Antananarivo. A cause de l'insuffisance des stations pendant cette période, aucune localisation n'a été possible.

En 1924, le Révérend Père Poisson a commencé à étudier les séismes à Madagascar.

En Juin 1971, la station AVY (Angavokely) était installée dans la zone forestière d'Angavokely.

En 1972, deux autres stations sismiques ont été installées : VTY (Vatovaky) et FRR (Firariana).

Ces trois stations sismiques sont reliées à la station TAN.

En Novembre 1978, la station FRR a été déplacée et prenait le nom de OPO (Fihaonana). Cette date a été aussi marquée par l'installation d'une autre station dénommée OBY (Ambatonomby).

En Janvier 1982, la station ABM était créée à Ambohimiarambe ;

A cause d'un manque de sécurité, OBY était abandonnée en Février 1991.

En 1993, AVY a été déplacée de quelques centaines de mètres pour qu'elle puisse servir de relais entre ABM et TAN.

En juin 1994, la station sismique ATG (Ambohiby) a vu le jour dans la région de Tsiroanomandidy.

Une autre station MDV (Ambatovoloina) était installée en Avril 1995, mais elle était abandonnée en décembre 1995 à cause de l'existence de pillage de matériels. Cette station fut déplacée à Mandiavato en juillet 1996 et fut renommée MDSM.

En Décembre 1998, ATG fut mise en arrêt à cause de l'insécurité.

L'année 2001 vut la réouverture d'ATG et la mise en fonctionnement de FIRM (Firavahana) qui est à la fois une station et un relais entre ATG et CND d'une part et MDSM et CND d'autre part.

L'année 2007 a été marquée par l'installation de la première station à longue période nommée ABPO (Ambohipanompo).

En 2008, la deuxième station longue période FOMA a été installée à Nahampoana/Fort-Dauphin.

En 2009, SBV et VOI, deux stations large bande ont été installées respectivement à Vohémar et Besoa, et elles sont devenues opérationnelles à partir du 11 novembre 2009.

Donc, actuellement le laboratoire de sismologie de l'IOGA possède 11 stations sismiques réparties sur le territoire malagasy y compris les deux stations longue période et les deux stations large bande. Le tableau 6 donne en général toutes les coordonnées des stations sismiques existant à Madagascar.

#### b - Le cas particulier de la station sismique SBV

La station appartient au réseau GE (GEOFON Program). Ce réseau est géré par GFZ Potsdam qui est une institution allemande. Il est composé par un réseau de stations géophones situés un peu partout dans le monde et on peut trouver les données en faisant une requête sur la page du lien suivant : <a href="http://webdc.eu/arclink/query">http://webdc.eu/arclink/query</a>. Comme nous avons pu le voir sur le site du lien suivant, <a href="http://webdc.eu/arclink/query?sesskey=578ad01c#start=2010-07-21%2000:00:00&end=2010-07-21%2023:59:59&typesel=open&netsel=GE&statsel=SBV&sensor=all&stream=BH&loc=+%2C00&slatmin=-90&slatmax=90&slonmin=-180&slonmax=180</a>, cette station a commencé à être fonctionnelle à partir du 19 novembre 2009. Elle est située dans la région SAVA au nord-est de Madagascar. Elle est constituée par un sismomètre STS-2 triaxial. Les composantes qui nous intéressent portent les noms de BHE, BHN et BHZ car nous voulons étudier les données sismiques issues d'un sismomètre large bande. Les caractéristiques de ce genre de sismomètre ont déjà été présentées dans la partie concernant les rappels théoriques. Dans notre cas, pour acquérir les données nous avons fait appel à Monsieur Raveloson Andriamiranto. Grâce à un lien qu'il nous a envoyé nous avons pu télécharger les données en provenance de cette station.

Toutefois, avant de télécharger les données nous avons du recourir au site <u>www.iris.edu/wilber</u> afin de choisir des événements ayant déjà été enregistrés par les stations FOMA et ABPO. En effet, puisque la station SBV a été mise en service vers la fin de l'année 2009, les évènements qui ont pu être enregistrés à cette station ont du certainement l'être aussi sur les stations ABPO et FOMA. Pour ces deux stations, le site <u>www.iris.edu/wilber</u> permet de voir un bulletin d'évènements ayant été enregistrés. C'est ainsi que nous avons du recourir à ce site web là.

Le triangle en vert sur les figures 21 et 22 représente la station SBV. Pour la période allant du mois de janvier au mois d'avril 2010, nous avons pu observer dix séismes. Toutefois, le tableau 4 regroupe la liste des séismes que nous avons sélectionnés ainsi que leurs caractéristiques. Le choix des séismes était basé sur le rapport signal-bruit, soit la qualité du signal sismique par rapport au bruit.

Figure 21 : Visualisation de la station SBV sur le site internet webde [21]



Le triangle en vert représente la station SBV. Nous pouvons voir quelques renseignements sur la station, comme le réseau auquel elle appartient, la date de début de fonctionnement, etc.

Figure 22: Localisation de la station SBV via Google Map



La station SBV est représentée par le triangle en vert portant le nom de station Ambodimadiro.

#### Tableau 3 : Caractéristiques de la station SBV

Nom de la station	Code	Longitud e	Latitude	Type de sismomètre	Début de mise en service	Composante s du sismomètre	Région d'installation
Station Ambodimadiro	SBV	49.9212	-13.4584	Sismomètr e STS-2 triaxial large bande	11 Novembr e 2009	BHE BHN BHZ	SAVA (entre Sambava et Vohemar)

Tableau 4 : Caractéristiques des séismes étudiés

Date et heure de	Magnitude	Latitude	Longitude	Profondeur
l'évènement	Wiagiitade	Latitude	Longitude	
05-02-2010 (36)	6.2	-47.95	99.52	10.00
06 :59 :06.7	0.2			
11-02-2010 (42)	5.7	-10.06	113.85	53.90
18 :43 :08.3	3.7			
27-02-2010 (58)	5.7	35.91	70.05	104.9
23 :21 :13.4	3.7			
05-03-2010 (64)	6.5	-4.03	100.81	22.00
16 :06 :57.9		-4.03	100.81	22.00
08-03-2010 (67)	5.9	20.07	20.07	10.00
02 :32 :35.2	3.9	38.87	39.97	10.00
11-03-2010 (70)	5.5	27.65	72.50	26.00
22 :34 :05.9	5.5	-37.65	-73.50	36.90
14-03-2010 (73)	6.0	2.76	92.69	10
20 :33 :10.9	6.0	-2.76	83.68	10

<u>Tableau 5 : Les noms des trois composantes des 7 séismes étudiés</u>

Numéro de			Composante suivant BHZ
l'évènement			Composante survant BHZ
36	GE.SBVBHE.D.2010.0	GE.SBVBHN.D.2010.0	GE.SBVBHZ.D.2010.0

	36	36	36
42	GE.SBVBHE.D.2010.0	GE.SBVBHN.D.2010.0	GE.SBVBHZ.D.2010.0
42	42	42	42
58	GE.SBVBHE.D.2010.0	GE.SBVBHN.D.2010.0	GE.SBVBHZ.D.2010.0
36	58	58	58
64	GE.SBVBHE.D.2010.0	GE.SBVBHN.D.2010.0	GE.SBVBHZ.D.2010.0
04	64	64	64
67	GE.SBVBHE.D.2010.0	GE.SBVBHN.D.2010.0	GE.SBVBHZ.D.2010.0
07	67	67	67
70	GE.SBVBHE.D.2010.0	GE.SBVBHN.D.2010.0	GE.SBVBHZ.D.2010.0
70	70	70	70
73	GE.SBVBHE.D.2010.0	GE.SBVBHN.D.2010.0	GE.SBVBHZ.D.2010.0
/3	73	73	73

Tableau 6 : Liste des stations sismiques existant à Madagascar

Nom de la station	Code	Latitude	Longitude	Altitude
		(°)	(°)	(m)
Ambohiby	ATG	-18.878	46.187	1541
Ambohimiarambe	ABM	-19.783	47.365	1894
Angavokely	AVY	-18.928	47.738	1807
Fihaonana	OPO	-18.571	47.188	1463
Firavahana	FIRM	-18.700	46.879	1748

Mandiavato	MDSM	-19.088	47.028	1524
Vatovaky	VTY	-19.077	47.539	1453
Ambatonomby	OBY	-19.368	47.457	1624
Ambatovoloina	MDV	-19.061	46.353	
Antananarivo	TAN	-18.817	47.552	1350
Firariana	FRR			1554
Ambohimpanompo	ABPO	-19.0180	47.2290	1528
Nahampoana/Fort-	FOMA	-24.9756	46.9788	26
Dauphin				
Sambava	SBV	-13.4584	49.9212	
Besoa	VOI	-22.0260	46.7059	
Fihaonana	AS61	-18.571	47.188	1463

Durant tout notre travail, nous avons utilisé un certain nombre de logiciels et de programmes afin de traiter les données ci-dessus et obtenir les receiver function.

#### III.1.2- Matériels utilisés

Pour la suite du traitement des données, nous allons utiliser les programmes et logiciels informatiques suivants:

#### a- Le logiciel SEISAN

Ce système d'analyse sismique est un ensemble complet de programmes avec une base de données simple pour l'analyse des tremblements de terre sous forme de données analogiques ou digitales. Avec SEISAN il est possible d'entrer les phases de séismes locaux ou régionaux soit manuellement ou de les pointer avec un curseur, localiser des évènements, modifier des événements, déterminer les paramètres spectrales, le moment sismique, l'azimut pour des stations à trois composantes et tracer les épicentres. Le système consiste en un ensemble de programmes liés à la même base de données. Parmi tous les programmes de ce logiciel, on doit surtout citer le programme permettant de faire la conversion des données sismiques entre les formats SEISAN, SEED, MINISEED, SAC et GSE: le programme

WAVETOOL. Un autre programme très important est le programme permettant le tracé des

sismogrammes, ce programme porte le nom de MULPLT. Il permet en plus du tracé des

sismogrammes de faire d'autres traitements sur les sismogrammes. Par la suite, nous utiliserons à

plusieurs reprises ces deux programmes dans le traitement des données. Toutefois, la particularité de

SEISAN est qu'on peut aussi travailler avec un évènement non enregistré dans la base de données.

#### a.1- ORGANISATION DU LOGICIEL SEISAN

La totalité du système SEISAN est localisé dans les sous répertoires résidant sous le répertoire principal SEISMO. Ce répertoire est le répertoire par défaut qui est créé lors de l'installation du logiciel SEISAN pour contenir tout le système SEISAN. Le système contient principalement les sous

répertoires suivants :

REA: Lecture des séismes et solutions entières dans une BDD

WOR: Le dossier de travail des utilisateurs, initialement vide

TMP: Stockage temporaire de fichiers, initialement vide

PRO: Programmes, codes source et exécutables

LIB: Librairies et sous-programmes

INC: Fichiers inclus pour les programmes et les sous-programmes dans PRO et LIB

COM: Procédures de commandes

DAT: Fichiers paramètres et par défaut, par exemple les coordonnées des stations

WAV: Les fichiers des données de forme d'ondes sous forme digitale

CAL: Fichiers de calibrage du système

INF: Information et documentation

ISO: Informations des macroséismes

SUP: Programmes et fichiers supplémentaires

#### a.2- MANIPULATION DES DONNEES DANS SEISAN

Comme on peut le voir les principaux dossiers de travail du logiciel SEISAN sont WOR et WAV. Pour pouvoir travailler avec des évènements non contenus dans la base de données, il suffit d'enregistrer les

46

évènements par exemple dans un sous-dossier contenu dans le dossier WOR. Les programmes sources utilisés avec SEISAN sont le plus souvent écrits en FORTRAN, peu en C et la plupart de tous les codes sources est donnée pour que l'utilisateur puisse être en mesure de faire la correction des indésirables erreurs ou faire des modifications des programmes si nécessaire, selon l'utilité qu'il veut en faire. Il faut souligner qu'on peut aussi utiliser SEISAN en collaboration avec SAC. Seulement cela nécessite d'installer les deux programmes à part l'un de l'autre et de les lier ensuite pour pouvoir utiliser SAC en étant dans les programmes principaux de SEISAN. Ensuite pour utiliser le programme dans le système d'exploitation linux, on ouvrira le terminal et on entrera les deux lignes de commandes suivantes suivies de la touche « entrer »:

tcsh

source /home/karim/seismo/COM/.SEISAN

La deuxième ligne signifie que le logiciel SEISAN a été installé dans le dossier « karim's home » sous le répertoire « seismo » (dossier par défaut). La suite ne change pas mais le début de la deuxième commande peut changer suivant la machine qu'on utilise et suivant le chemin par lequel le logiciel a été installé. L'autre dossier très important du logiciel SEISAN est le dossier CAL. Ce dossier contient la plupart de caractéristiques importantes concernant la station sismique étudiée.

#### b- Le logiciel SAC (Seismic Analysis Code)

C'est un logiciel développé par les chercheurs Lee Minner et Peter Goldstein (Goldstein 1999) dans le Laboratoire National de Lawrence Livermore dans les débuts des années 1980. Les principales caractéristiques de SAC incluent des opérations générales d'arithmétique, des transformées de Fourier, trois techniques d'estimation spectrale, des filtrages FIR et IIR. Il peut faire une sélection de signal, une décimation, une interpolation, une corrélation, des picages de phases sismiques, etc. SAC contient aussi une capacité graphique extensive. Avec SAC il est possible d'écrire des macros, qui aident à traiter de grandes quantités de données. Le format SAC est utilisé dans des recherches avec plusieurs programmes orientés. C'est un format single trace, ça veut dire qu'il ne peut traiter qu'un canal à la fois. Il contient une suite de programmes qui nous serviront à faire le calcul des receiver function ainsi que l'inversion proprement dite des « receiver function » ensuite.

#### c- Le logiciel GSAC (Generic Seismic Application Coding)

C'est un programme écrit vers le mois de mars 2004. Il représente une évolution et une amélioration du programme SAC. Ce programme prend son nom des compilateurs libres GCC et G77 utilisés pour son élaboration. Il permettra entre autres de faire la rotation des composantes des événements.

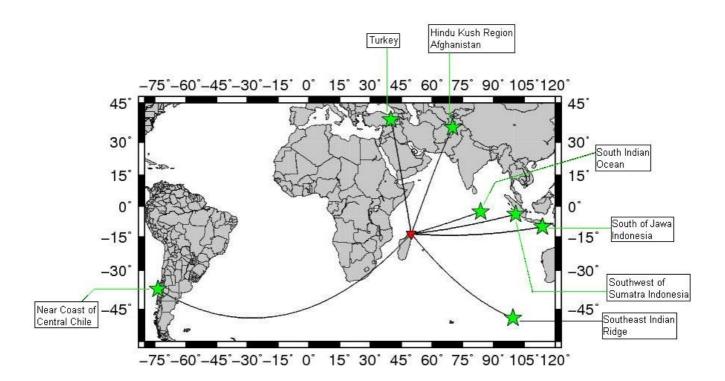
#### d- Le logiciel CPS (Computer Programs in Seismology):

Ce logiciel nous permettra de faire l'inversion des « receiver function » afin d'obtenir le modèle de vitesse et la structure de la partie de la croute et du manteau supérieur. Pour cela nous aurons recours à certaines fonctions déjà définies dans ce logiciel, telles que la fonction rftn96.

#### e- Le logiciel GMT (Generic Mapping Tool)

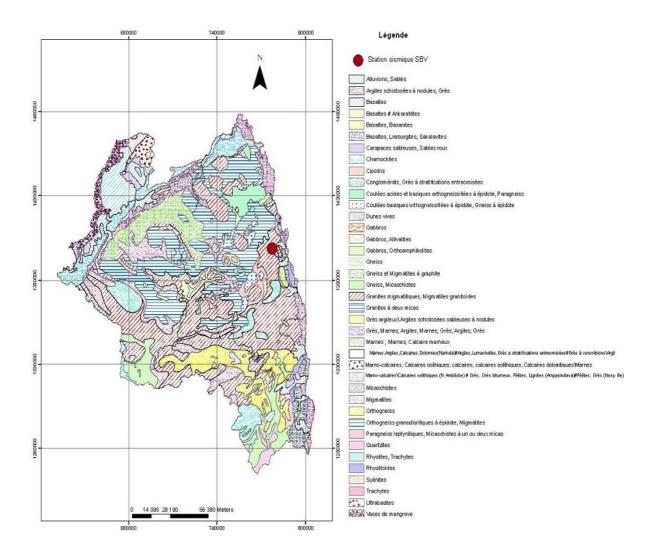
Ce logiciel va nous permettre de faire la représentation des évènements sismiques par rapport à la station d'étude. A l'aide de ce programme, nous pourrons visualiser la localisation des sept événements que nous allons étudier par rapport à la station SBV. La figure 23 représente ainsi la localisation des sept séismes que nous avons traités.

Figure 23: Visualisation de la localisation des séismes étudiés par rapport à SBV



La station SBV (représenté par le triangle en rouge) est située à l'extrême nord-est de Madagascar. Les séismes sélectionnés pour l'étude sont représentés par les étoiles en vert. Le logiciel GMT ne permet pas de marquer les noms des lieux sur la figure, nous avons marqué ces noms à l'aide du logiciel Paint.

Figure 24 : Structure géologique de la zone d'étude située dans la région SAVA



La figure permet de voir la géologie de la zone d'étude. Le gros point en rouge représente la station SBV. Sur la figure nous voyons que les structures géologiques aux alentours de la station SBV sont majoritairement constituées de : granite migmatitique (ou migmatite granitoïde), granite à deux micas, basaltes, limburgites, sakalavite, grès, alluvions (ou sables) et marnes. La station sismique est ainsi entourée de plusieurs types de terrain géologique.

#### **III.2 - Traitement des données**

#### III.2.1- Travail préliminaire

Après avoir téléchargé les données sismiques relatives aux évènements listées dans le tableau 4 nous avons pu constater que le format est MiniSEED. La première étape à suivre dans notre travail consiste à enlever les effets instrumentaux des sismogrammes, autrement dit nous devons enlever la réponse instrumentale en faisant la correction instrumentale. Dans le logiciel SAC ceci peut être fait en ayant recours à la commande « rdseed ». Toutefois cette commande ne peut travailler qu'avec des données au format SEED. Dans notre cas nous avons du recourir à l'usage d'un autre logiciel. Le logiciel que nous avons du utiliser pour cela est le logiciel SEISAN. En effet, SEISAN permet aussi de faire la conversion des données entre les formats SEISAN, MiniSEED, GSE et SAC. Cette conversion de format a été pour nous la première étape de notre travail. Pour plus de facilité de travail avec le logiciel SEISAN, il est conseillé par le manuel des créateurs de SEISAN de créer un sous répertoire dans le dossier WOR, qui portera le nom de la station sismique sur laquelle se fait l'étude et de faire tous les travaux dans ce dossier. Pour que le calcul de la réponse instrumentale de notre système soit effective, nous devons configurer le logiciel SEISAN afin qu'il puisse travailler et calculer les réponses instrumentales de la station d'étude en question. Pour faire cette configuration, nous devons aller dans le dossier COM (dans notre cas nous avons travaillé avec un système d'exploitation LINUX), puis ouvrir le fichier ".SEISAN" et insérer la ligne de commande suivante puis enregistrer par la suite:

setenv LOCAL\_CAL home/karim/seismo/WOR/SBV\_\_

Cette ligne de commande signifie que nous définissons un répertoire local de travail appelé SBV\_\_, que c'est dans ce répertoire là que SEISAN doit aller chercher les réponses instrumentales des sismogrammes afin de faire la correction instrumentale et que ce dossier est contenu dans le répertoire WOR du logiciel SEISAN.

#### **III.2.2- Préparation des données**

Pour préparer les données, nous avons divisé notre travail en deux grandes parties :

- la première partie consistait à travailler avec le logiciel SEISAN afin de faire la transformation du format des données vers le format SEISAN. Une fois cela fait, nous avons calculé la réponse instrumentale de chaque événement et nous avons copié cette réponse dans le top du dossier SBV\_\_. Puis nous avons procédé à la correction instrumentale et nous avons utilisé la commande OUT pour capturer la forme d'onde obtenue après la correction instrumentale. - La seconde partie de la préparation des données s'est basée sur la transformation des fichiers obtenus partant de la première partie du travail vers le format SAC puis le remplissage des headers et la synchronisation des traces ainsi que l'uniformisation du format des headers.

# a- Changement du format des formes d'onde, application de la correction instrumentale et préparation des données avec SEISAN

Comme nous l'avons déjà dit, les formes d'onde étaient au format MiniSEED quand nous les avons téléchargés. Nous avons du utiliser le logiciel SEISAN pour les transformer vers le format SEISAN. Ceci a pu être réalisé en utilisant la fonction WAVETOOL de SEISAN. Pendant l'utilisation de cette fonction, il est aussi possible de filtrer les traces. En effet, les sismogrammes téléchargés venant de la station SBV sont aussi accompagnés de bruits et nous devons filtrer ces sismogrammes afin de pouvoir mieux distinguer les ondes de volume des ondes de surface. Pour notre cas, nous avons filtré les sismogrammes dans la bande de fréquence comprise entre 0,1 et 1,0 Hz dans un premier temps. Lorsque les sismogrammes contenaient beaucoup de bruits, nous avons du refaire un deuxième filtrage entre 0,01 et 0,1 Hz. Ensuite, nous avons utilisé la commande RESP pour calculer la réponse instrumentale de chaque trace. Les fichiers obtenus après avoir exécuté la commande RESP ont été copiés dans le top du dossier SBV\_\_. Puis nous avons pu faire la correction instrumentale en utilisant la commande MULPLT à l'aide du bouton ''Groun'' du MENU de MULPLT. Ensuite dans le même MENU de MULPLT, le bouton ''Out'' nous a permis d'extraire la forme d'onde obtenue après la correction instrumentale. Ces formes d'ondes là sont au format SEISAN. La fonction WAVETOOL nous a permis de faire le changement du format SEISAN vers le format SAC.

## b- Conversion des formes d'ondes vers le format SAC et suite du traitement avec SAC

Les formes d'ondes obtenus à l'aide de la fonction ''Out'' ont du être transformé vers le format SAC en utilisant la commande WAVETOOL. Tout de suite après nous avons complété les headers des fichiers SAC. Pour cela, nous avons utilisé des fichiers script en shell pour chaque événement pour plus de commodité. Par exemple un de ces fichiers se nomme « dobhe.sh ». Avec ce fichier nous avons pu remplir les informations concernant la composante bhe d'un évènement donné et dans ce fichier est aussi contenue une ligne de commande permettant d'uniformiser les headers. En effet, les headers des fichiers SAC changent en fonction de la machine sur la quelle nous travaillons. Il est ainsi prudent d'uniformiser les headers sur la machine en question avant de procéder à la suite du traitement avec SAC.

#### **III.2.3- CALCUL DES RECEIVER FUNCTION**

A partir des fichiers SAC obtenus précédemment, nous allons par la suite utiliser le programme SAC pour faire le calcul des receiver function. Pour ce faire, nous avons procédé par les étapes suivantes:

- faire la rotation des traces
- procéder à la déconvolution et au filtrage des fichiers obtenus après rotation

#### a - Rotation des traces obtenues après la correction instrumentale

L'objectif de la rotation est de faire passer les traces du système de coordonnées E N Z vers le système de coordonnées R T Z. Dans le système R T Z, la composante radiale et la composante transversale sont représentées respectivement par R et T. Et Z représente la composante verticale. Dans ce système là, la composante verticale contient l'onde directe P et les composantes radiale et transversale contiennent les réverbérations des ondes P durant leur trajet. Avant de procéder à la rotation proprement dite, nous avons converti les traces au format SAC précédent vers le format SAC propre à la machine. En effet, il se trouve que chaque ordinateur a sa propre façon à elle de coder les informations contenues dans les headers des fichiers SAC. C'est ainsi qu'il arrive des fois qu'après avoir transférés des données au format SAC d'une machine vers une autre il y a des données qui n'y sont plus et qui doivent être remises dans les headers des fichiers, d'où l'utilité de créer un programme qui nous permet de pallier à cet inconvénient.

# a.1- Ligne de commande permettant de transporter les données au format SAC d'une machine à une autre sans pertes ni changements d'informations dans les headers des fichiers SAC

saccvt -I <SAC BINARY> tmp; mv tmp SAC BINARY

Dans la pratique, nous avons remplacé SAC\_BINARY par le nom du fichier SAC binaire. Pour nos travaux, nous avons créé les programmes « dobhe.sh », « dobhn.sh » et « dobhz.sh » qui vont lancer cette commande pour chaque fichier SAC binaire de chaque composante de chaque évènement sismique existant dans le dossier de travail. Avant de commencer à manipuler les fichiers SAC, nous avons lancé en premier ces programmes à partir du terminal. Ces fichiers permettent de remplir les headers des fichiers SAC aussi.

#### a.2- Synchronisation et rotation des fichiers vers le système de coordonnées RTZ

La rotation va être faite par rapport au grand cercle et en utilisant les valeurs de l'azimut et du backazimuth. L'un des principes de la rotation est de former les composantes transversale et radiale du mouvement de la terre. Ceci est faisable grâce au fait que le header d'un fichier SAC contient deux variables qui définissent le sens positif du mouvement de la terre par rapport au sismomètre:

- un CMPINC <sup>5</sup> égal à 90 indique des mouvements dans une direction horizontale
- un CMPAZ égal à 0 indique le nord et un CMPAZ égal à 90 indique l'est.

C'est très rare que les composantes horizontales soient orientées dans les sens « nord » et « est ».

Afin de synchroniser les traces, nous avons besoin de choisir un point de référence, ce point-là peut être choisi arbitrairement mais il doit être identique pour toutes les traces à synchroniser. Pour notre cas, il est mieux de choisir comme point de référence le point B, ce point là représente le point zéro qui est le point de référence du tracé des sismogrammes. En effet, en regardant dans le header des fichiers SAC précédemment calculés, nous avons pu constater qu'ils ont tous une valeur de B = 0.

Il existe une commande dans le logiciel SAC permettant de faire la synchronisation des fichiers SAC. C'est la commande « synchronize ». Elle permet de synchroniser les temps initiaux des trois fichiers obtenus après la rotation, vers un seul temps initial qui sera le même pour tous. Dans notre travail nous avons utilisé cette commande dans les fichiers programmes « dobhe.sh », « dobhn.sh » et « dobhz.sh » de chaque évènement.

Par défaut, la syntaxe de la commande est : « synchronize ROUND OFF BEGIN OFF » mais on peut aussi seulement écrire « synchronize » car les valeurs ROUND OFF et BEGIN OFF sont les paramètres par défaut de la commande « synchronize ». Le programme va lire les trois fichiers et il va identifier le fichier ayant le temps initial le plus en retard par rapport aux autres et il va choisir ce temps initial pour devenir le temps initial de tous les fichiers. Ensuite il va calculer les nouvelles valeurs de NZYEAR, NZJDAY, NZHOUR, NZMIN, NZSEC, NZMSEC, B, E, A, O et Tn (les « offset times » en anglais) pour tous les autres fichiers. Ces valeurs-là sont des valeurs contenues dans le header des fichiers SAC.

Ce n'est qu'après avoir réalisés ces deux étapes préliminaires que nous avons pu faire la rotation. Pour cela, nous avons utilisé le programme GSAC. Ce programme peut être lancé à partir du terminal. Pour commencer, nous avons accédé au dossier contenant les fichiers SAC par le biais du terminal puis nous avons saisi la commande suivante permettant de faire la rotation : sh dorot.sh

Cette ligne de commande lance le programme « dorot.sh » écrit en shell et ce programme accomplit la rotation des traces à l'aide de la commande « rot3 » puis enregistre les fichiers obtenus après la rotation, sous des noms déjà spécifiés dans le programme.

\_

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> Voir Annexe 9

Une autre façon de faire la rotation est de le faire de façon interactive à partir du terminal.

A la suite de la rotation, le programme « dorot.sh » permet par exemple d'obtenir les fichiers fileR, fileT et fileZ. C'est avec ces fichiers que nous avons procédés à la déconvolution par la suite.

## b- Déconvolution des fichiers et filtrage des « receiver function » obtenus

La déconvolution s'est effectuée à l'aide des fichiers obtenus suite à la rotation. Cette déconvolution est réalisée à l'aide du logiciel SAC en employant la commande « saciterd ». Pour cela, nous avons écrit un programme en shell et nous avons lancé ce programme dans le terminal comme ce fut le cas précédemment avec le programme « dorot.sh ». Nous avons appelé ce programme « DORFTN.sh ». A l'issue de l'exécution de ce programme nous avons obtenu une liste de « receiver function », dont les noms standards seront sous la forme : « R.SSSCCCYYYYDDDhhmmss.0.5 ». La lettre R et la valeur numérique à la fin du nom peuvent changer car nous faisons un calcul avec plusieurs « receiver function » pour éprouver notre inversion par la suite. A la place du R (pour signifier radiale), nous pouvons aussi avoir T (pour signifier transversale) et à la place du 0.5 nous pouvons avoir 1.0, 2.5 ou 5.0. Ces valeurs correspondent au paramètre du filtre gaussien employé pour calculer les « receiver function » en utilisant la commande « saciterd ». Le SSS est mis pour le nom de la station, le CCC pour la composante, l'YYYY pour l'année, le DDD pour le numéro du jour, le hh pour l'heure, le mm pour les minutes et le ss pour les secondes. Ce programme calcule aussi le paramètre de rai et il stocke cette valeur dans le paramètre USER4 dans les headers des « receiver function » calculés. Pour l'ensemble de « receiver function » calculés, cette valeur est égale à 0.07 ± 0.0012. La suite du traitement consiste à faire le filtrage des « receiver function » ainsi obtenus. Ceci a pu être fait à l'aide du programme « test.sh ». Dans ce programme, le paramètre le plus important est la valeur du paramètre de rai ainsi que la largeur du filtre gaussien. La fonction « hrftn96 » nous a permis de faire le filtrage de Gauss ainsi que la préparation des « receiver function ». Cette fonction utilise le paramètre de rai ainsi que la valeur alpha qui représente la largeur de bande du filtre gaussien à appliquer sur les « receiver function ». La valeur de la largeur du filtre gaussien doit être égale à la valeur contenue dans le champ USER0 du header des « receiver function » obtenus après exécution du programme « DORFTN.sh ». Dans notre cas, cette valeur est de 0,5 pour tous les « receievr function » calculés. La commande « hrftn96 » nécessite aussi en entrée un modèle de vitesse suivant la profondeur et qui caractérise la zone d'étude. Ce modèle est le modèle exact de référence, le modèle en question est représenté sur la figure 20.

#### III.2.4- Inversion des « receiver function »

Pour pouvoir faire l'inversion, nous avons déjà vu qu'il nous faut un modèle initial ainsi qu'un modèle exact de référence. Dans notre cas, le modèle exact de référence est représenté par un fichier nommé « model96.mod ». Ce modèle est caractérisé par quatre couches et la mise en évidence de la discontinuité de Moho à approximativement 42 km de profondeur. Nous avons pris comme modèle initial un modèle uniforme de vitesse à partir de la surface jusqu'à une profondeur de 80 km. Avec des ondes S de vitesse uniformément égale à 3.6 km/s. Nous avons nommé ce fichier « modelakm.mod ». La suite du traitement consiste à utiliser ce modèle pour faire l'inversion des « receiver function » à l'aide du programme «doinv.sh ». Ce programme utilise la fonction « rftn96 » pour faire les calculs. Cette fonction nécessite la présence du modèle initial ainsi que du fichier appelé « robs.d » et du fichier appelé « rftn.lst » pour faire l'inversion. Le fichier « rftn.lst » doit contenir la liste des « receiver function » à inverser. Si ces fichiers là n'existent pas, la fonction « rftn96 » permet de les créer. Avec tous ces fichiers contenus dans le même dossier que le programme « doinv.sh », nous avons procédé à l'inversion. Après inversion nous avons obtenu des figures permettant de faire la comparaison du modèle exact de référence par rapport au modèle obtenu après inversion. C'est à l'aide de ces figures-là que nous allons pouvoir faire l'interprétation et voir si la méthode est efficace suite au recoupement que nous ferrons par rapport à la géologie.

Pour plus de commodité dans les travaux que nous faisions, nous avons choisi de mettre tous les programmes cités plus haut dans un seul fichier programme shell et nous avons nommé ce programme par « test.sh ». A l'aide de ce programme nous pourrons faire d'un seul coup les traitements nécessaires en partant de la rotation des traces jusqu'à l'inversion des « receiver function » pour obtenir le modèle de vitesse adéquat.

# PARTIE 4: RESULTATS ET INTERPRETATIONS

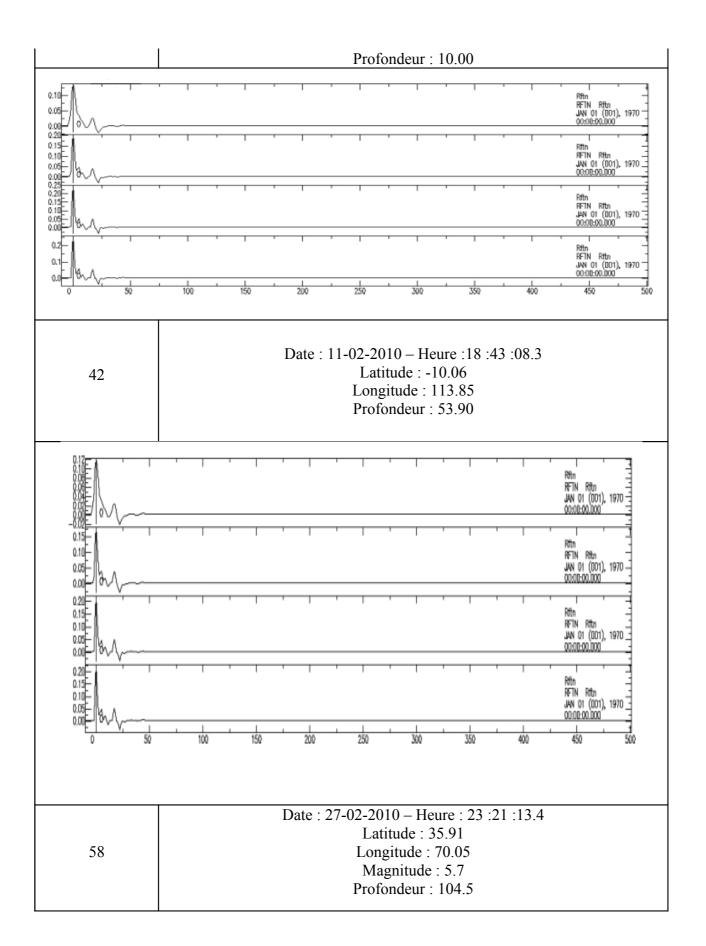
#### **IV- RESULTATS ET INTERPRETATIONS**

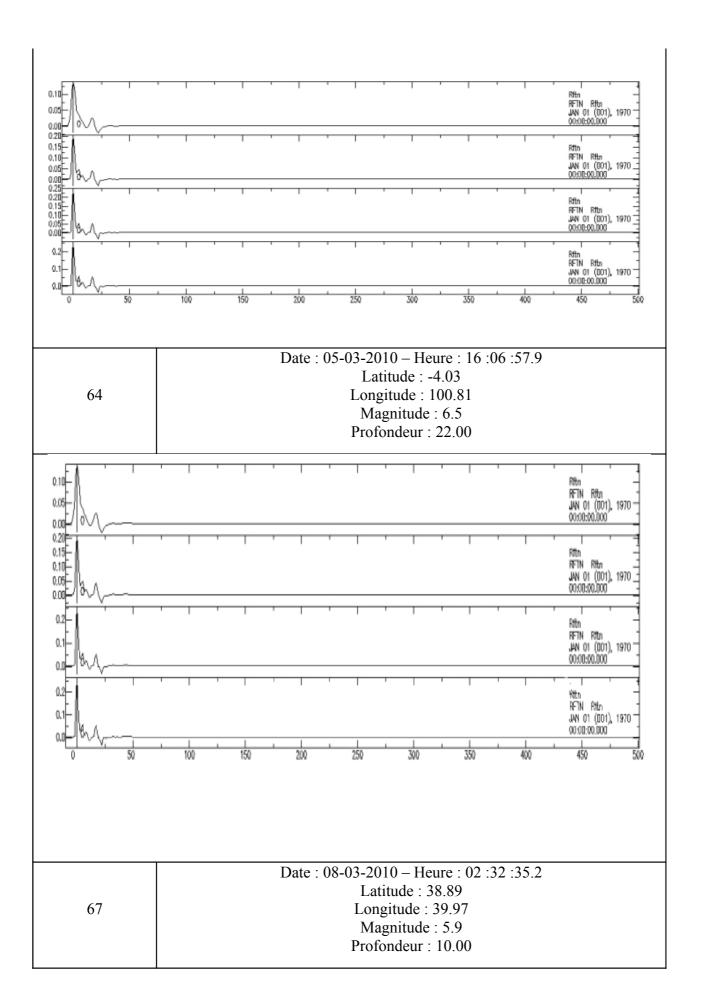
Dans notre étude par l'analyse de l'inversion des « receiver function », nous avons pu traiter sept évènements. Le tableau 7 regroupe les résultats concernant les « receiver function » obtenus pour chaque évènement. Dans un premier temps, nous présentons les « receiver function » seulement, ensuite la figure 25 permet de voir les modèles de vitesse obtenus pour les sept séismes étudiés. Dans le tableau 7 pour chaque évènement nous présentons les « receiver function » obtenus pour des

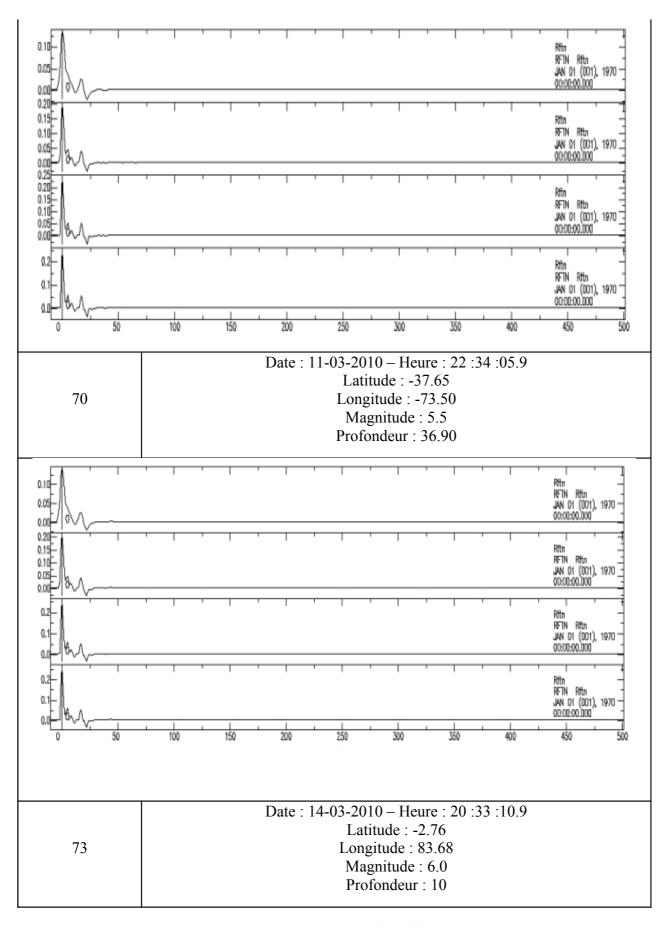
largeurs de filtres gaussiens égaux à 0.5, 1.0, 2.5 et 5.0 en partant respectivement du haut vers le bas de chaque cellule correspondant à un évènement. Heureusement dans notre cas le paramètre de rai des « receiver function » obtenus est de l'ordre de 0.07. Ce qui nous a permis d'utiliser tous les « receiver function » afin de faire l'inversion pour avoir le modèle de vitesse de cisaillement.

<u>Tableau 7 : Liste des receiver function obtenus pour les 7 séismes étudiés</u>

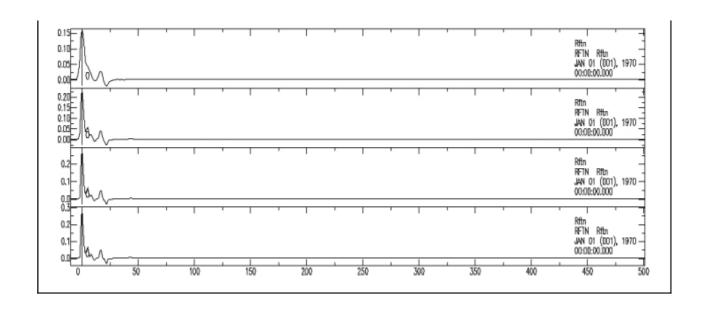
Numéro de l'événement	Caractéristiques	
36	Date: 05-02-2010 - Heure: 06:59:06.7  Latitude: -47.95  Longitude: 99.52  Magnitude: 6.1	











#### IV.1- Interprétation des « receiver function »

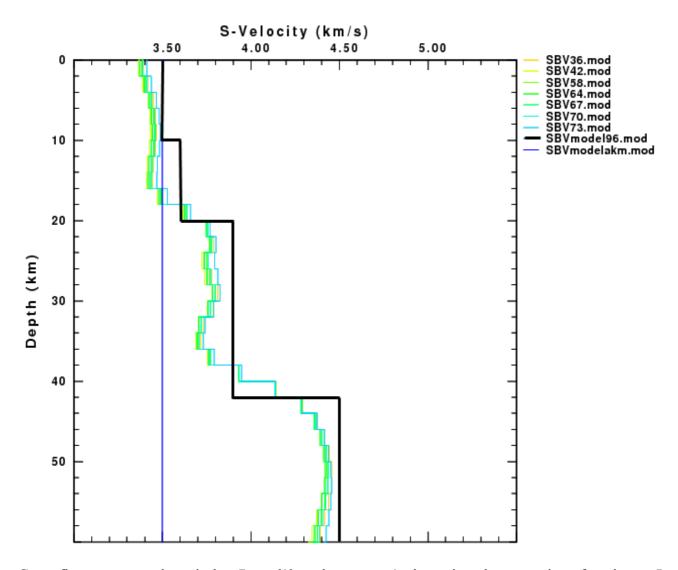
Comme nous pouvons le constater, les « receiver function » obtenus ont plus ou moins la même forme. La première remarque que nous pouvons faire concerne l'intervalle dans laquelle nous pouvons observer des pics. Cet intervalle va de t = 0s à t = 50s. Dans cet intervalle, nous pouvons juste

dénombrer 3 pics pour tous les « receiver function » calculés. Aussi, le pic équivalent à t = 0s est celui ayant la plus grande amplitude. Ce pic équivaut à l'arrivée de l'onde directe P, tandis que les autres pics correspondent aux multiples arrivées des réverbérations subies par l'onde P, ce qui explique leurs faibles amplitudes. La remarque suivante est celle correspondant à la largeur des pics. En effet, la largeur des pics diminue suivant que la valeur alpha de la largeur du filtre gaussien augmente. Sur la figure 27, nous pouvons voir clairement toutes ces remarques.

Une meilleure interprétation des « receiver function » réside de ce fait dans la mise en place d'une méthode d'inversion assez efficace qui prendra ainsi en charge tous les paramètres qui nous échappe telles que la correspondance entre l'amplitude des pics et la valeur de la vitesse équivalente ou bien la correspondance entre les pics négatifs et la vitesse de la couche ayant donné le pic en question. A l'aide des outils de programmation donnés par SAC, GSAC et CPS, cette inversion a pu être faite et elle nous a permis de caractériser la zone étudiée par la variation de la vitesse des ondes S dans le sous-sol. Sur la figure 25, nous pouvons voir les modèles de structure de terrain correspondant à l'analyse des sept séismes. Cette figure a été réalisée à l'aide du logiciel CPS. En effet, lors de l'inversion de chaque « receiver function », nous avons inséré une ligne de commande dans le programme « test.sh » qui permet de sauver le modèle obtenu après chaque inversion dans un fichier au format « mod ». Pour les évènements que nous avons sélectionnés, nous avons pu avoir les modèles de sortie suivants : SBV36.mod, SBV42.mod, SBV58.mod, SBV64.mod, SBV67.mod, SBV70.mod et SBV73.mod. Par la suite, afin de comparer les sept modèles, nous avons écrit un programme sous CPS pour tracer ces modèles ensemble. Ainsi ce programme permet de visualiser sur une même figure les sept modèles de vitesse obtenus après l'inversion.

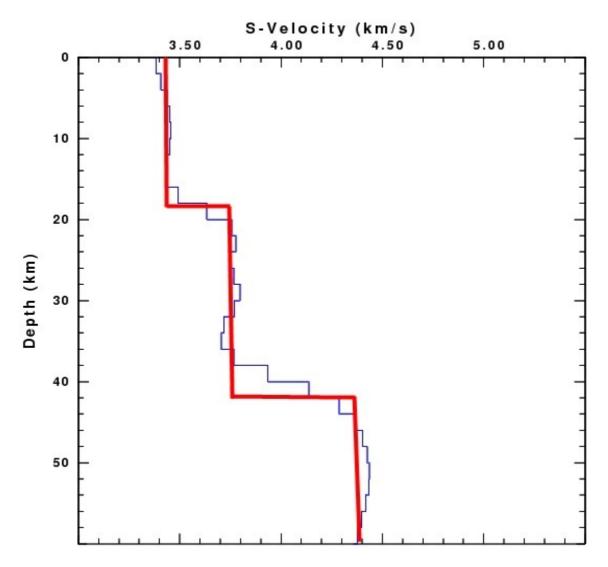
Pour calculer le modèle moyen correspondant aux sept séismes que nous avons étudiés, nous avons créé un programme écrit dans le langage C. Ce programme calcule le modèle moyen à partir des modèles contenus dans les fichiers SBV36.mod, SBV42.mod, SBV58.mod, SBV64.mod, SBV67.mod, SBV70.mod et SBV73.mod et ce modèle moyen est par la suite sauvegardé dans un fichier texte. A partir du fichier ainsi obtenu, le fichier modèle représentant le modèle moyen de vitesse pour la station SBV par rapport aux sept séismes étudiés a pu être créé. Par la suite nous avons utilisé le programme CPS pour tracer ce modèle. La figure 26 nous donne l'aperçu du modèle moyen.

Figure 25 : Représentation des 7 modèles de structure sur la même figure



Cette figure permet de voir les 7 modèles obtenus après inversion des « receiver function ». Les modèles de vitesse obtenus sont approximativement les mêmes pour les évènements à l'exception de certains écarts. En gras, couleur noire, nous pouvons voir le modèle de référence. En bleu, c'est le modèle initial utilisé pour faire l'inversion.

Figure 26 : Représentation du modèle de vitesse moyen pour la station SBV



Le modèle moyen (en bleu) permet de mieux distinguer les vitesses spécifiques à chaque couche et permet de mieux apprécier les variations suivant la profondeur. Nous avons pu calculer ce modèle à l'aide d'un programme écrit en langage C. Le modèle en rouge est l'approximation faite à partir du modèle en bleu.

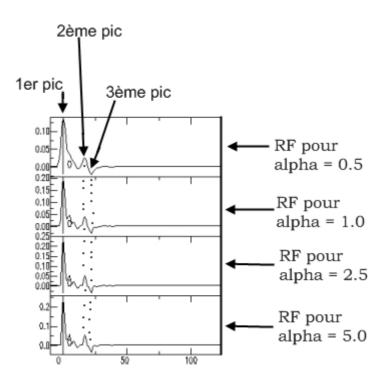
### IV.2- Interprétation du modèle moyen de vitesse des ondes de cisaillement

En observant la figure 26 nous constatons que le modèle moyen est un modèle de trois terrains constitué comme suit:

- Une première couche dans laquelle la vitesse des ondes S est presque égale à 3, 40 km/s et cette couche va de la surface jusqu'à une profondeur de 19 km. Cette couche peut être désignée comme étant la couche de faible vitesse. Il s'agit donc de la «low velocity layer».
- La couche suivante est caractérisée par une vitesse des ondes S approximativement égale à 3,75 km/s. Elle s'étend à partir de 19 km de profondeur jusqu'à 41 km de profondeur, soit 22 km d'épaisseur.
- La dernière couche est caractérisée par une vitesse de 4,4 km/s. A la suite de la couche précedente se trouve la discontinuité de Moho. Nous avons pu ainsi mettre en évidence la discontinuité de Moho aux environs de 41km de profondeur.

Avec tous les efforts d'amélioration fournis, que ce soit dans le cadre de la programmation aussi bien que celle de la théorie mathématique, nous pouvons considérer les résultats comme ayant une portée assez significative et considérer leur valabilité, vu que la mise en évidence du Moho est la même que celle obtenue dans des travaux antérieurs.

Figure 27 : Forme générale des « receiver function » obtenus



En pointillés nous pouvons voir que la position des pics se conserve. Cela n'est pas le cas de la largeur des pics qui diminue suivant que la valeur de la largeur du filtre gaussien augmente. Cette figure résume en elle les caractéristiques de tous les « receiver function » calculés.

### **V- CONCLUSION**

Il existe plusieurs méthodes géologiques et géophysiques pour les investigations des profondeurs de la Terre. Toutefois, la sismologie constitue la méthode la plus efficace parmi toutes ces méthodes. Elle permet de mettre en évidence des structures situées à de grandes profondeurs et à des échelles plus globales ainsi qu'à des profondeurs relativement faibles et à des échelles locales ou régionales. La méthode utilisée dans ce mémoire représente l'une des nombreuses méthodes utilisée dans ces cadres-là. Son envergure d'investigation se limite à la dimension régionale. Elle permet l'étude de la zone où est localisée le sismomètre large bande ayant fait l'enregistrement des données afin de mettre en évidence la variation de vitesse suivant la profondeur et aussi la mise en évidence de la discontinuité de Moho. Les principaux avantages de la méthode exposée ici sont une très grande profondeur d'investigation par rapport aux méthodes de la sismique réflexion-réfraction et une résolution plus fine que pour la tomographie. En particulier, la méthode d'analyse utilisée permet de mieux imager les interfaces entre les couches de nature différente, ce qui n'est pas le cas avec les autres méthodes. En plus, il s'agit d'une méthode passive qui ne nécessite pas de difficile et couteuse mise en œuvre de tirs artificiels

Dans le cas de la station étudiée ici, l'intérêt du travail résidait dans le fait que c'est une station ayant été nouvellement mise en marche et nous avons pu réaliser ces études malgré toutes les difficultés rencontrées lors du traitement des données. En effet, la partie la plus dure du travail a résidé dans la collecte des données et au choix des données sismiques à traiter. Le problème se posait sur le fait qu'il n'existe pas de bulletins pour cette station là comme c'est le cas pour les stations FOMA et ABPO. Nous avons donc du recourir aux bulletins présents pour ABPO et FOMA afin de pouvoir sélectionner des séismes à traiter. Par la suite, nous avons dû éliminer certaines données du fait qu'elles avaient trop de bruits, d'où le nombre réduit de séismes que nous avons pu traiter. Toutefois, malgré cela, nous avons pu obtenir des résultats assez satisfaisants. Ceci nous montre l'efficacité et la qualité de cette méthode par rapport à d'autres méthodes qui nous auraient demandé beaucoup de masse de calculs et en retour nous auraient donné des résultats peut être moins bons que ceux que nous avons obtenus. Les limitations relatives à cette méthode sont dues au paramètre de rai et aux effets dus aux bruits. En effet, l'étape la plus cruciale réside dans l'inversion des « receiver function ». Après avoir calculé les « receiver function », nous avons du sélectionner les « receiver function » ayant des paramètres de rai égaux. Heureusement dans notre cas d'étude, la totalité des « receiver function » avaient une valeur de paramètre de rai plus ou moins proche. Ceci nous a permis d'employer tous les « receiver function » pour faire l'inversion. Ceci permet d'affiner la qualité de l'inversion et améliore le modèle de structure de vitesse obtenu par la suite.

En alternative à la méthode d'analyse par inversion des « receiver function », nous pouvons citer les méthodes suivantes:

- la méthode d'inversion des ondes de surface
- la tomographie sismique
- et les méthodes de profilages par réflexion-réfraction provoquées par des sources artificielles.

Toutefois lors du calcul des « receiver function », la méthode de déconvolution utilisée ici présente deux grands inconvénients :

- le choix du bruit blanc ε à insérer dans le filtre de Wiener pour stabiliser le calcul des « receiver function »
- la limitation due au choix de la fenêtre temporel sélectionné lors du traitement des données.

Pour remédier à ces inconvénients, la méthode de déconvolution autorégressive utilise d'autres méthodes permettant de calculer les coefficients d'auto-corrélation et d'inter-corrélation employés pour la déconvolution et ne tient pas compte de la fenêtre de données sélectionnée lors du traitement des données.

Un travail de prolongement assez intéressant serait d'étudier la variation à trois dimensions du modèle de vitesse pour la même station. Certes un tel travail demande beaucoup de calcul mais elle permettrait de mieux voir la répartition et la variation de la structure régionale de la zone étudiée. Afin d'améliorer la qualité des receiver function calculés lors de ce travail, il serait mieux d'utiliser la méthode de calcul par déconvolution autorégressive.

## ANNEXES

#### **ANNEXES**

Dans cette partie, nous allons surtout parler des programmes et des techniques numériques ainsi que mathématiques utilisées dans ce mémoire.

En général, notre travail s'était divisé en deux parties:

- la première consistait à l'emploi du logiciel SEISAN. Pour ce faire, on a du créer un répertoire local dans le dossier WOR pour nos travaux et on a configuré SEISAN pour qu'il reconnaisse ce répertoire de travail là. Ceci a pu être fait à l'aide des commandes de configuration pour les réponses instrumentales. On a fait un "setenv" pour configurer un dossier CAL local pour les réponses instrumentales de la station d'études.
- dans la seconde partie de notre travail, c'est là que nous avons eu recours aux programmes écrit en shell.

Par la suite nous expliquerons les théories mathématiques utilisées par notre méthode.

# ANNEXE 1 : Fonctionnement de la commande DIRF de SEISAN

Pour expliquer le fonctionnement de cette commande, il convient de considérer la situation dans laquelle nous avons plusieurs fichiers contenus dans un dossier. Nous voudrions utiliser ces fichiers dans un travail répétitif avec SEISAN. Pour cela, il serait plus judicieux de créer une liste de ces fichiers et avec cette liste on pourra facilement designer le fichier en question pour faire tous les travaux qu'on veut avec. On peut aussi appliquer une seule commande pour tout l'ensemble des fichiers. En tapant la commande « dirf 2010\*» sur la fenêtre de commandes, on peut créer une liste comportant tous les fichiers dont les noms commencent par 2010. Ce sera une liste numérotée et pour voir le contenu de la liste il suffira de taper « ? » lorsqu'il nous est demandé d'entrer le nom d'un fichier. Le nom du fichier représentant la liste numérotée est « filenr.lis ». Si on entre ce nom-là alors tous les fichiers dans la liste numérotée seront traités.

## ANNEXE 2: Fonctionnement de la commande WAVETOOL de SEISAN

Dans SEISAN, cette commande permet de faire en général des manipulations des formes d'ondes pour changer par exemple le format d'une forme d'onde donnée entre les formats SEISAN, SAC, GSE, MINISEED. Il peut faire d'autres travaux mais pour cadre d'étude ce qui nous intéressait surtout avec cette commande c'est juste le changement de format des formes d'ondes.

Ainsi il est plus judicieux avant de lancer cette commande de créer une liste contenant les noms des fichiers pour lesquels on veut faire le changement de format (c'est-à-dire utiliser la commande DIRF). Après avoir tapé la commande WAVETOOL et après validation, il nous sera demandé d'entrer un nom de fichier. Quand on aura entré le nom du fichier alors SEISAN lira certaines informations contenues dans le fichier et il nous les montrera sur l'écran après. Puis il nous sera demandé de choisir le format de sortie dans lequel nous voulons changer notre fichier. On peut aussi faire le filtrage des fichiers entre plusieurs bandes de fréquences déjà prédéfinies dans SEISAN. Dans notre cas, nous avons fait le filtrage dans la bande de filtrage 0.1 et 1.0 Hz. A la fin de tout cela, SEISAN nous renseigne sur les noms des fichiers en sortie et nous indique dans quel format ils ont été transformés.

ANNEXE 3 : Fonctionnement de la commande RESP de

**SEISAN** 

Le but de la commande est de créer un fichier réponse au format GSE ou SEISAN. La réponse

instrumentale peut être créée sous forme de paires de fréquences, de phases et amplitudes ou sous

forme de pôles et racines. Elle permet aussi de faire l'entretien instrumental des sismomètres, mais

là n'était pas notre objectif dans l'emploi de cette commande. Avant de lancer la commande, il

convient de choisir un format pour le fichier instrumental qui va être calculé. Dans notre cas, nous

choisirons bien sur de travailler avec le fichier SEISAN puisque c'est avec ce format là qu'il est

plus facile de faire la correction instrumentale des fichiers par la suite. En plus, les fichiers que nous

allons utiliser avec le logiciel ont déjà été transformés dans le format SEISAN.

Ainsi après avoir tapé la commande RESP et validé, il nous sera demandé de choisir le format de

sortie de la réponse instrumentale. Pour notre cas, nous avons choisi le format SEISAN PAZ (choix

numéro 2). Pour le choix suivant on entrera le choix numéro 2 encore. Il s'agit en fait du choix du

type de capteur en question, le choix numéro 2 correspond en effet au sismomètre. Ensuite

viendrons les questions suivantes :

SEISMOMETER NATURAL PERIOD ? (Période naturelle du sismomètre) On entrera la valeur

1,0 car c'est la valeur correspondant aux sismomètres STS-2. Il s'agit d'une valeur par défaut.

SEISMOMETER DAMPING RATIO ? Cette valeur est presque la même pour tous les

sismomètres. On doit entrer la valeur 0,7.

SENSOR LOADED GENERATOR CONSTANT (V/M/S OR V/G)? C'est une valeur caracterisant

le fonctionnement du sismomètre. Pour les sismomètres STS-2 cette valeur est de 1500 V/m/s.

RECORDING MEDIA GAIN (COUNT/V OR M/V)? Pour notre cas, on va entrer la valeur 1,0

puisqu'on suppose qu'il n'y a pas d'amplificateur utilisé avec le sismomètre.

TYPE OF RESPONSE:

1: DISPLACEMENT

2: VELOCITY

3: ACCELERATION

Pour nous, on va choisir la première option. En effet, c'est l'option la plus appropriée pour un

sismomètre mais cela n'empêche qu'on peut aussi choisir la deuxième option. Il est à noter que le

choix numéro 3 est approprié aux accéléromètres.

iν

AMPLIFIER GAIN (DB) ? Pour notre cas on va entrer 0,0 car on suppose qu'aucun amplificateur n'a été utilisé avec le sismomètre pour stocker les signaux.

NUMBER OF FILTERS (0-10), RETURN FOR NONE? On va juste appuyer sur la touche "entrer".

FILE NAME FOR FILE WITH POLES AND ZEROS, RETURN FOR NO FILE On va juste appuyer sur la touché "valider" là aussi.

FILE NAME FOR MEASURED VALUES, RETURN FOR NO FILE On fait pareillement que précédemment.

Ensuite les courbes de variation de l'amplitude et de la phase seront affichées et il nous sera demandé si on veut calculer la réponse instrumentale. Là il nous faudra entrer « y ». Puis il va falloir entrer le nom de la station sismique, puis le nom de la composante du sismogramme pour laquelle on veut calculer la réponse. Et puis on va entrer la date de l'événement et enfin la latitude, la longitude et l'élévation de la station sismique. Après il nous sera demandé d'entrer une ligne de commentaires pour le fichier réponse. Et à la fin, le nom du fichier réponse sera affiché à l'écran. Et le logiciel va créer un fichier pour montrer les courbes de variation de la phase et de l'amplitude de la fonction de transfert du sismomètre.

Il est à noter que pour pouvoir faire la correction instrumentale des sismogrammes, il est nécessaire de copier les fichiers réponses dans le dossier de travail que nous aurons préalablement créer dans le dossier WOR. Pour notre cas, ce dossier s'appelle SBV\_\_. Donc on a copié les fichiers réponses dans le top de ce dossier-là.



# ANNEXE 4: Fonctionnement de la commande MULPLT de SEISAN

Selon mon point de vue et l'expérience que j'ai pu acquérir suite à l'emploi du logiciel SEIAN, cette commande se trouve être la plus riche de ce logiciel. En effet, avec elle on peut faire le tracé des sismogrammes, le pickage des sismogrammes, la correction instrumentale, la rotation des traces, et entre autres on peut aussi extraire le fichier qui est affiché à l'écran. Cette commande nous a été d'une grande utilité dans SEISAN. Les fonctions qui nous intéressaient dans cette commande sont le tracé des sismogrammes, la correction instrumentale, et l'extraction de la forme d'onde affichée à l'écran

#### - <u>Le tracé des sismogrammes :</u>

Il suffit de taper mulplt et valider. Ensuite il nous est demandé d'entrer le nom d'un fichier. On peut avoir créé auparavant une liste de fichiers et entrer le numéro d'un des fichiers pour le tracer.

#### - La correction instrumentale : la fonction « Groun »

Pour faire cela, on doit d'abord zoomer la zone en question pour mieux choisir l'intervalle dans laquelle on veut appliquer la correction instrumentale. Pour cela, on clique d'abord sur un point à gauche puis ensuite on clique sur un point à droite afin de voir le zoom entre les deux points en question. Pour annuler le zoom, il suffit de faire le mouvement inverse. Après avoir zoomé, on va cliquer sur le bouton « groun » dans le menu de la commande mulplt. Ensuite il nous est demandé de choisir entre displacement, velocity ou acceleration. Dans notre cas, nous avons choisi l'option velocity. Ensuite la trace après correction sera affichée sur l'écran et nous pouvons faire l'extraction de cette forme d'onde là.

#### - L'extraction de la forme d'onde : la fonction « Out »

Pour cela, il suffit de cliquer sur le bouton « Out » du menu de la commande mulplt. Le fichier extrait est dans le format SEISAN. Pour notre cas, nous avons transformé ces fichiers là vers le format SAC pour pouvoir continuer la suite des travaux avec le logiciel SAC. C'est à ce stade là qu'a commencé la seconde partie de notre travail. Et c'est à ce point là qu'on a commencé à utiliser les programmes de traitement écrits en shell avec le logiciel SAC, GMT, CPS etc.

# ANNEXE 5 : LA DÉCONVOLUTION SISMIQUE, UN PROBLEME MAL POSÉ

En général, la déconvolution est le problème qui consiste à restituer au mieux (selon un critère choisi) un signal inconnu, à partir de sa version dégradée par convolution et bruitée. Les méthodes basiques connues sont le filtrage inverse, l'inversion généralisée et le filtrage de Wiener. Toutefois, ces techniques ont poussé les chercheurs à employer de nouvelles méthodes afin d'affiner les résultats. D'où le déploiement des techniques de régularisation et du filtrage optimal de Kalman. Les techniques de régularisation jouent un rôle important dans l'obtention d'une solution acceptable. Elles consistent à apporter l'information supplémentaire de type déterministe et/ou statistique sur le bruit de mesure. En effet, bien que les méthodes algébriques soient attractives pour l'introduction des contraintes, notamment parce qu'elles sont itératives, elles ne permettent pas de contrôler l'effet du bruit.

La déconvolution consiste à reconstruire une fonction à partir d'une transformation intégrale suivie d'une discrétisation. Il s'agit donc d'un problème inverse [Kirsch, 1996]. Comme le processus d'observation est stochastique (l'observation étant bruitée), le problème appartient à la classe des problèmes inverses mal posés au sens de Hadamard [Hadamard, 1923] car :

- la solution peut ne pas exister;
- elle n'est pas nécessairement unique;
- elle peut être instable : une faible incertitude sur les données entraîne une forte incertitude sur l'image reconstruite.

#### LE MODELE CONVOLUTIF EN SISMOLOGIE

On peut considérer un enregistrement sismique x(t) comme la sortie d'une série de filtres linéaires en cascade, chacun considéré invariant dans le temps (système linéaire). Un modèle simple peut être représenté comme suit :

$$x(t) = \omega(t) * e(t) + n(t), \qquad (1)$$

où  $\emptyset$  (t) est l'ondelette sismique:

e(t) est la réponse impulsionnelle du sol incluant le modèle de réflectivité et l'atténuation;

\* est l'opérateur de convolution;

n(t) est le bruit.

En sismologie l'idée générale de la déconvolution est de récupérer e(t).

L'odelette sismique peut également être vue comme la sortie d'une série de filtres, qui peuvent varier d'une trace à l'autre :

$$\omega(t) = \omega_s(t) * \omega_{sg}(t) * \omega_r(t) * \omega_{rg}(t) * \omega_i(t)$$
 (2)

où  $\omega_s(t)$  est le signal à la source;

 $\omega_{sg}(t)$  est un fantôme de la source (réflexion en surface);

 $\omega_r(t)$  est la réponse du géophone;

 $\omega_{rg}(t)$  est un fantôme du géophone;

 $\omega_i(t)$  est la réponse du système d'acquisition

#### **L'OPERATEUR DE CONVOLUTION:**

Soient deux signaux réels discrets a et b :

a contient m coefficients

b contient n coefficients

Les coefficients de la convolution c(t) = a(t) \* b(t) sont :

$$c_k = \sum_{j=0}^n a_{k-j} b_j$$
,  $k = 0, 1, 2, ..., m+n-1$ . (3)

La convolution est entre autres commutative, associative et distributive.

#### L'OPÉRATEUR D'INTERCORRÉLATION:

Soient deux signaux réels discrets a et b :

a contient m coefficients;

b contient n coefficients;

Les coefficients de l'intercorrélation c(t) = a(t)\*b(t) sont :

$$c_k = \sum_{j=0}^{n} a_j b_{k+j}$$
,  $k = 0, 1, 2, ..., m$ . (4)

L'intercorrélation n'est pas commutative. La relation entre convolution et intercorrélation est

$$a(t) * b(t) = a(-t) * b(t)$$
 (5)

#### **DECONVOLUTION DETERMINISTE:**

Partant du modèle  $x(t) = \omega(t) * e(t) + n(t)$ , si l'on pose que le bruit n(t) est négligeable et que l'on connait l'odelette sismique  $\omega(t)$ , alors il y a une seule inconnue au système e(t), et la solution est dite déterministe. Si  $\omega(t)$  n'est pas connu, la solution est dite statistique.

Dans la méthode exposée dans ce mémoire, nous avons utilisé le filtre de Wiener pour calculer les receiver function à l'aide de la déconvolution dans le domaine temporel.

#### FILTRE DE WIENER – DEFINITION

Le filtre de Wiener a de longueur n est obtenu en solutionnant :

$$\begin{vmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \dots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \dots & r_0 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_{n-1} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \\ \vdots \\ g_{n-1} \end{vmatrix}$$

Les coefficients  $r_i$  sont l'auto-corrélation de l'ondelette  $\omega(t)$ , les coefficients  $g_i$  sont l'intercorrélation entre la sortie désirée et l'ondelette  $\omega(t)$ . La matrice d'auto-corrélation est symétrique (matrice de Toeplitz, solution rapide). On ajoute souvent un bruit blanc pour stabiliser la solution (diagonale multipliée par  $\beta = 1 + \varepsilon$ ,  $\varepsilon$  étant le bruit). Le filtre de Wiener est optimal au sens des moindres carrés. Si la sortie désirée est (1, 0, ..., 0), il est équivalent au filtre inverse. La sortie désirée peut avoir une forme arbitraire.

#### FILTRE INVERSE PAR MOINDRES CARRÉS:

Le problème qui se pose est le suivant : étant donné une ondelette  $\omega(t)$ , on veut trouver un filtre f(t) : (a,b) tel que l'erreur entre sa sortie et le signal désiré (1,0,0) soit minimum au sens des moindres carrés. Pour notre cas d'étude, ce problème s'est posé lorsque nous voulions déterminer les receiver function. D'où l'emploi du filtre de Wiener pour solutionner l'équation.

#### **METHODES LINÉAIRES:**

Pour faire les régularisations, nous faisons appel soit à des techniques de filtrage linéaire, soit à des méthodes itératives. Lorsque la fonctionnelle à minimiser est quadratique, et lorsque les opérateurs

intervenant dans cette fonctionnelle sont circulants par blocs (convolution, dérivation, etc sont circulants par blocs si l'on considère une extrapolation de l'image périodique) alors la minimisation est effectuée par **filtrage linéaire** dans l'espace de Fourier. C'est le cas notamment de la régularisation de Tikhonov [Bertero et Boccacci, 1998]. C'est également le cas pour toutes les fonctionnelles quadratiques.

#### **FILTRAGE LINEAIRE:**

Il est possible de chercher l'estimateur linéaire qui minimise l'écart quadratique (estimateur MMSE) donnée par la formule suivante :

$$r(\hat{X}, X) = \mathbb{E}_{Y|X} \left[ \left\| \hat{X} - X \right\|^2 \right] = \mathbb{E}_{Y|X} \left[ \sum_{k,l} \left( a_{k,l} (\eta_{k,l}) - \xi_{k,l} \right)^2 \right]$$

Ceci donne des coefficients d'atténuation qui ne dépendent pas des coefficients. L'atténuation "oracle" [Kalifa et Mallat, 1999], ou filtre de Wiener, est donnée par :

$$a_{k,l} = \frac{\left|\xi_{k,l}\right|^2}{\left|\xi_{k,l}\right|^2 + \sigma_k^2}$$

Ce filtre n'est pas utilisable en pratique puisqu'on ne connaît pas  $\xi_{k,l}$ . Néanmoins il est possible de considérer un modèle gaussien stationnaire, dans lequel la variance des coefficients  $\xi_{k,l}$  ne dépend pas de la position mais uniquement de la sous-bande, elle est notée  $s_k^2$ . Elle peut être estimée par une moyenne spatiale  $\hat{s}_k^2$ . Le filtre linéaire correspondant est alors donné par :

$$a_k = \frac{\hat{s}_k^2}{\hat{s}_k^2 + \sigma_k^2}$$

### ANNEXE 6 : LES SYSTEMES LINÉAIRES

En physique expérimentale, les systèmes linéaires constituent des entités physiques permettant soit la transmission de données, le stockage de données ou l'acquisition des données. En sismologie, plus particulièrement, le système de stockage de données utilisé est le sismomètre. Dans cette annexe nous allons démontrer quelques principes de fonctionnement et caractéristiques du sismomètre, qui est en fait un système linéaire.

#### **DEFINITIONS:**

- 1) Un système est une unité qui converti une entrée f(x) en une sortie (réponse) g(x). x est une variable indépendante de l'information :
- le temps
- la position dans une image...

La sortie est définie par :

- l'entrée f(x)
- les propriétés du système et
- les conditions initiales : g(x) = H[f(x)]
- H est l'opérateur, il apparie un ensemble de sorties  $\{g(x)\}$  à un ensemble d'entrées  $\{f(x)\}$
- 2) Un opérateur H est linéaire si :

$$g(x) = H[a_i f_i(x) + a_j f_j(x)]$$

$$= a_i H[f_i(x)] + a_j H[f_j(x)]$$

$$= a_i g_i(x) + a_j g_j(x)$$

$$\forall f_i(x), f_j(x) \in \{f(x)\}\$$
et  $a_i$  est un scalaire et  $g_i(x) = H[f_i(x)]$ 

3) Un système linéaire est décrit par un opérateur linéaire H.

Système additif : si le fait d'appliquer l'opérateur à une somme d'entrée est équivalent à appliquer l'opérateur sur chaque entrée puis à faire la somme des réponses.

Système homogène : si la réponse de l'opérateur à une entrée multipliée par une constante est égale à la constante multipliée par la réponse de l'entrée.

4) Un opérateur H est dit invariant (ou généralement à paramètre fixe) en temps (si x est le temps) ou en position (si x est la position) ou généralement à paramètre fixe si

$$g_i(x) = H[f_i(x)] \Rightarrow g_i(x + x_0) = H[f_i(x - x_0)]$$

Le système est alors dit à paramètre fixe :

- le décalage de  $x_0$  est identique en entrée et en sortie
- les relations entre les entrées et les sorties sont inchangées par l'offset
- 5) Un opérateur est dit causal si :

$$f(x) = 0, \forall x \prec x_0 \Rightarrow g(x) = H[f(x)] = 0, \forall x \prec x_0$$

Un tel opérateur décrit un système causal.

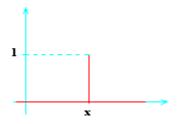
6) Un système linéaire est dit stable si :

 $|f(x)| \prec K \Rightarrow |g(x)| \prec cK$  où c et K sont des constantes.

#### LA THÉORIE DE LA CONVOLUTION APPLIQUÉE AUX SYSTÈMES LINÉAIRES:

Une fonction quelconque peut être représentée par une *fonction de Dirac* ou *fonction d'impulsion unitaire* :

$$f(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(\alpha) \delta(x - \alpha) d\alpha$$



$$g(x) = H \int_{-\infty}^{+\infty} f(\alpha) \delta(x - \alpha) d\alpha$$

Ainsi les systèmes peuvent être également décrits par cette fonction de Dirac. Dans le cas des systèmes linéaires, nous avons :

$$g(x) = H[f(x)]$$

$$= H \int_{-\infty}^{+\infty} f(\alpha) \delta(x - \alpha) d\alpha$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} H[f(\alpha) \delta(x - \alpha)] d\alpha$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} f(\alpha) H[\delta(x - \alpha)] d\alpha$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} f(\alpha) h(x, \alpha) d\alpha$$

Le terme  $h(x, \alpha) = H[\delta(x-\alpha)]$  est appelé la **réponse impulsionnelle** de l'opérateur. Il définit la réponse de l'opérateur H pour la fonction de Dirac en  $x = \alpha$ . L'écriture de la déconvolution est fondamentale :

$$g(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(\alpha) h(x,\alpha) d\alpha$$

Si la réponse impulsionnelle est connue, c'est à dire soit H ou  $h(x,\alpha)$  sont connues, alors la réponse à n'importe quelle fonction f(x) peut être calculée à l'aide de la réponse impulsionnelle. Autrement dit, la réponse d'un système linéaire n'est caractérisée que par sa réponse impulsionnelle.

#### LES SYSTEMES MECANIQUES LINÉAIRES:

En sismologie, le sismomètre est un système qui transforme un signal d'entrée ou excitation (les ondes sismiques, qui sont fonction du temps) en un signal de sortie ou réponse. Donc il s'agit d'un système mécanique linéaire. Cette transformation se fait à travers une équation différentielle ou un système différentiel contenant plusieurs équations. En général, si le système est régi par le principe de superposition, on parle de système linéaire. Quelle que soit la nature mathématique des équations, il peut être caractérisé par sa **réponse impulsionnelle** qui le décrit dans le **domaine temporel**. Si ses caractéristiques restent constantes au cours du temps (systèmes linéaires invariants), ce qui est le cas général dans de nombreux domaines, on peut transformer la **réponse impulsionnelle** en **fonction de transfert** dans le **domaine fréquentiel**. Les équations différentielles des systèmes linéaires invariants se prêtent bien à l'analyse en utilisant la transformée

de Laplace dans le cas continu et la transformée en Z dans le cas discret. Dans notre cas, notre système qui est le sismomètre peut être considéré comme étant continu car il est fonction du temps. En effet, les sismogrammes enregistrés varient suivant le temps. Un exemple de système discret peut être représenté par les systèmes informatiques.

#### **PRINCIPE DE SUPERPOSITION:**

On dit qu'un système est linéaire si à la somme de deux excitations correspond la somme des deux réponses correspondantes.

Plus précisément, les excitations étant notées f (par référence aux forces de la mécanique) et les réponses x (par référence aux mouvements), le système est linéaire si

- la réponse  $x_1(t)$  étant associée à l'excitation  $f_1(t)$  et la réponse  $x_2(t)$  associée à l'excitation  $f_2(t)$ ,
- $\lambda_1$  et  $\lambda_2$  étant deux nombres quelconques,
- la réponse  $\lambda_1 x_1 + \lambda_2 x_2$  est associée à l'excitation  $\lambda_1 f_1 + \lambda_2 f_2$ .

Ce résultat se généralise alors à un nombre quelconque d'excitations. En d'autres termes, si on sait décomposer une excitation en une somme de fonctions simples, il sera éventuellement possible de calculer la réponse correspondante en additionnant des réponses individuelles calculables explicitement. On en verra deux exemples ci-dessous.

En fait, les systèmes concrets possédant cette propriété sont rarissimes, pour ne pas dire inexistants. Fort heureusement, bon nombre de systèmes peuvent être raisonnablement linéarisés, soit en ignorant les petites non linéarités dans l'hypothèse des petits mouvements, soit en procédant à une linéarisation optimisée dans le cas contraire.

#### **REPONSE IMPULSIONNELLE**

On peut décrire un système linéaire par sa réponse à une percussion ou impulsion, c'est-à-dire une excitation intense pendant une courte durée. Toute excitation peut être considérée comme une succession d'impulsions de faible intensité. Du fait de la linéarité, la réponse est alors une somme de réponses impulsionnelle de faibles intensités décalées dans le temps. Ce raisonnement permet d'expliciter dans le domaine temporel la réponse d'un système linéaire à une excitation quelconque, au prix de calculs généralement laborieux.

L'outil mathématique correspondant est la fonction  $\delta$  de Dirac ou fonction impulsion ou delta, caractérisée par l'équation suivante applicable à toute fonction f(t) suffisamment régulière :

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t - \tau) f(\tau) d\tau$$

Cette somme étant utilisée pour décrire l'excitation f(t), le remplacement de l'impulsion par la réponse impulsionnelle h(t) du système linéaire permet de calculer la réponse x(t) selon la formule de Duhamel qui renvoie à la notion mathématique de convolution :

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t-\tau) f(\tau) d\tau = \int_{-\infty}^{\infty} h(\tau) f(t-\tau) d\tau$$

#### **FONCTION DE TRANSFERT:**

Au lieu de calculer explicitement la réponse du système dans le temps, il est souvent plus intéressant de déterminer son contenu en fréquences, le passage d'un domaine à l'autre se faisant à l'aide de la transformation de Fourier. On montre en mathématiques que la transformée d'une convolution est simplement le produit des transformées. En utilisant les lettres majuscules correspondantes pour ces dernières, on obtient l'équation suivante dans laquelle  $H(\omega)$  s'appelle fonction de transfert du système :

$$X(\omega) = H(\omega)F(\omega)$$

Cette fonction de transfert est utilisée pour caractériser le sismomètre. Les pôles et les racines de cette fonction sont calculés et caractérisent ainsi la fonction de transfert. Ainsi pour faire la correction instrumentale, nous utilisons les caractéristiques de cette fonction de transfert, c'est-à-dire ses pôles et ses racines.

#### **LA TRANSFORMEE DE LAPLACE :**

En mathématiques et en particulier en analyse fonctionnelle, la transformée de Laplace monolatérale d'une fonction f d'une variable réelle positive t est la fonction F de la variable complexe p, définie par:

$$F(p) = \mathfrak{L}{f(t)} = \int_0^{+\infty} e^{-pt} f(t) dt$$

L'intégration et la division sont transformées en division et multiplication par p, de la même manière que le logarithme transforme la multiplication en addition. Cette propriété permet ainsi de ramener la résolution des équations différentielles linéaires à coefficients constants à la résolution



Dans cette annexe, nous allons démontrer en détail la théorie de la déconvolution utilisée dans le domaine temporel. En effet, comme cela a été dit dans la partie théorique, nous avons utilisé le filtre de Wiener pour faire la déconvolution dans le domaine temporel.

Nous considérons f[n] comme étant la fonction des séries temporelles du receiver function, x[n] et y[n] représentent respectivement les composantes verticale et horizontale (radiale ou transversale) de la forme d'onde télésismique P, et peuvent être exprimées par le filtre de Wiener:

$$s[n] = y[n] - \sum_{m=1}^{N} x[n-m]f[m]$$
 (1)

Où s[n] est l'erreur du filtre de Wiener.

En minimisant les erreurs dans le sens des moindres carrés, les receiver function peuvent être estimées par l'équation :

$$\begin{vmatrix} r_{0} & r_{1} & r_{2} & \cdots & r_{n} \\ r_{1} & r_{0} & r_{1} & \cdots & r_{n-1} \\ r_{2} & r_{1} & r_{0} & \cdots & r_{n-2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n} & r_{n-1} & r_{n-2} & \cdots & r_{0} \end{vmatrix} \begin{vmatrix} f_{0} \\ f_{1} \\ f_{2} \\ \vdots \\ f_{n} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} c_{0} \\ c_{1} \\ \vdots \\ c_{n} \end{vmatrix},$$
 (2)

Où  $f_{\tau}$ ,  $\tau=1,2,3,\ldots$ n, sont les séries temporelles du receiver function,  $r_{\tau}$  sont les coefficients d'auto-corrélation de la composante verticale  $x_{t}$ ,  $c_{\tau}$  sont les coefficients d'inter-corrélation entre la composante verticale  $x_{t}$  et la composante horizontale  $y_{t}$ , exprimés par :

$$r_{\tau} = \sum_{t=0}^{n} x_{t} x_{t+\tau}$$

$$c_{\tau} = \sum_{t=0}^{n} x_{t} y_{t+\tau}$$
(3)

L'équation (2) est une équation de Toeplitz, et peut être effectivement résolue par l'algorithme de Levinson (CLAERBOUT, 1976). Pareillement à la procédure du « water-level » employée dans la division spectrale (CLAYTON et WIGGINS, 1976), l'équation (2) pourrait aussi être pré-stabilisée pour avoir des solutions stables, ainsi d'habitude l'équation (2) est modifiée comme suit :

$$\begin{vmatrix} (1+\varepsilon)r_{0} & r_{1} & r_{2} & \cdots & r_{n} \\ r_{1} & (1+\varepsilon)r_{0} & r_{1} & \cdots & r_{n-1} \\ r_{2} & r_{1} & (1+\varepsilon)r_{0} & \cdots & r_{n-2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n} & r_{n-1} & r_{n-2} & \cdots & (1+\varepsilon)r_{0} \end{vmatrix} \begin{vmatrix} f_{0} \\ f_{1} \\ f_{2} \\ \vdots \\ f_{n} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} c_{0} \\ c_{1} \\ \vdots \\ c_{n} \end{vmatrix}$$

$$(4)$$

Où  $\varepsilon$  est le paramètre de pré-stabilisation choisi entre 0,0001 et 0,1.

Basé sur le théorème de Parseval, la déconvolution de Wiener dans le domaine temporel montrée dans l'équation (4) est exactement équivalente à la déconvolution dans le domaine fréquentiel des moindres carrés montré dans l'équation :

$$R_{H}(t) = \int \frac{D_{H}(\omega)D_{V}^{*}(\omega)}{D_{V}(\omega)D_{V}^{*}(\omega) + \varepsilon} \exp(i\omega t)d\omega$$

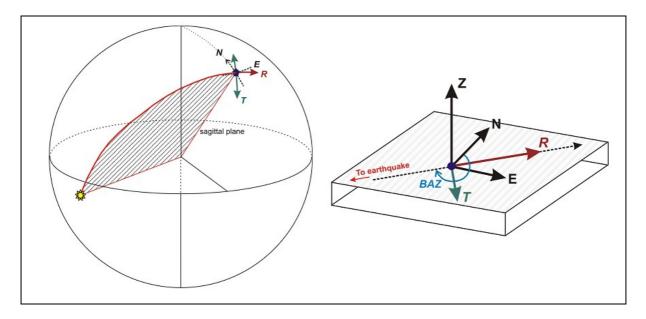
Ainsi nous utilisons l'équation de Toeplitz pour calculer les receiver function dans le domaine temporel. Et par la suite, nous utilisons le filtre de Gauss pour enlever les bruits et sélectionner la qualité des receiver function désirée.

Toutefois, pour résoudre l'équation de Toeplitz dans le calcul du filtre de Wiener dans le domaine temporel, excepté pour le choix du paramètre  $\varepsilon$ , les données en dehors de la fenêtre de sélection prennent la valeur zéro, ce qui diminue la qualité de la résolution spectrale apportée aux données.

Ainsi la résolution des receiver function peut être affectée par le calcul implicite des coefficients d'auto-corrélation et par les coefficients d'inter-corrélation dans le domaine temporel ou par la calcul des coefficients d'auto-spectralisation et les coefficients d'inter-spectralisation dans le domaine fréquentiel sous des suppositions raisonnables.

# ANNEXE 8: PROPRIETES DES ONDES TELESISMIQUES

Dans l'application de la méthode d'analyse par les receiver function, nous utilisons des téléseismes. Dans cette partie, nous montrons ce qui fait la particularité de ces ondes et pourquoi notre choix s'est porté sur ces types d'ondes au lieu d'autres. La figure suivante [11] montre la géométrie 3D d'un séisme



Les composantes horizontales sont dirigées suivant les directions géographiques Nord et Est.

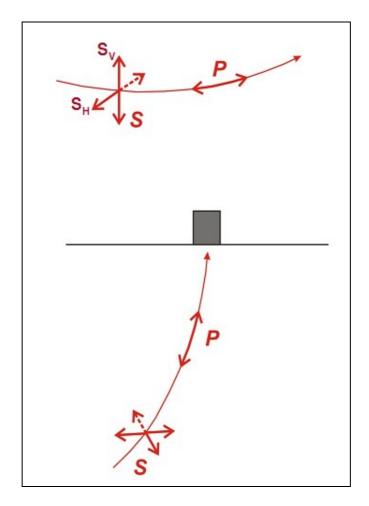
**R** = radiale : direction suivant le trajet du grand cercle allant de la source du séisme à la station

T = Tangentielle (ou transversale) : direction perpendiculaire au trajet du grand-cercle

**BAZ** = Back-azimut : angle mesurée à la station, suivant la direction négative (le sens des aiguilles d'une montre) partant du nord à la direction du séisme le long du trajet du grand-cercle.

Le plan hachuré représente le plan sagittal.

Le mouvement de l'onde P est orienté suivant la direction de propagation ; tandis que pour les ondes S leur mouvement est orienté perpendiculairement à la direction de propagation. Pour les téléseismes, les ondes sont incidentes perpendiculairement à la surface. Et puisqu'il s'agit de téléseismes, nous pouvons approximer les ondes par des rais arrivant aussi perpendiculairement sur la surface. Ainsi les ondes P sont plus fortes sur la composante verticale et les ondes S sont plus fortes sur les composantes horizontales. La figure suivante [11] permet d'illustrer cela. Ceci se traduit sur le sismogramme par une dominance des ondes P sur la composante verticale et une dominance des phases S converties sur les composantes horizontales.



Ceci explique ainsi pourquoi nous utilisons des téléséismes dans la méthode d'analyse par receiver function plutôt qu'un autre type de données sismiques.

#### **ROTATION DES DONNEES TELESISMIQUES:**

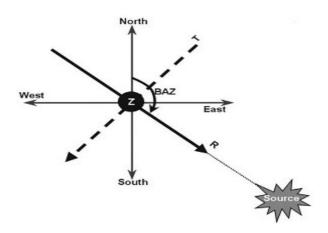
Le sismomètre enregistre les données suivant les directions verticale (Z), nord-sud (N) et est-ouest (E) dans le système ZNE. Toutefois ce système là ne se trouve pas dans la direction du séisme, ce qui ne nous permet pas de bien étudier les quantités d'énergie contenues dans les ondes sismiques.

A part le système ZNE il existe les systèmes ZRT et LQT. Le système ZRT est un système de rotation à 2D et le système LQT est un système de rotation à 3D. Pour le système ZRT, la position de l'axe Z reste inchangée, voire figure précédente. Les composantes N et E subissent la rotation pour devenir R et T respectivement par l'intermédiaire de l'équation suivante :

$$\begin{vmatrix} R \\ T \\ Z \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \cos\theta & \sin\theta & 0 \\ -\sin\theta & \cos\theta & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} E \\ N \\ Z \end{vmatrix}$$

Où  $\theta = \frac{3\pi}{2} - \xi$  et  $\xi$  est le back-azimut, angle ayant déjà été décrit un peu plus haut.

La figure suivante, modifiée de Ekrem, 2002, permet de mieux visualiser la rotation dans un domaine à 3D.



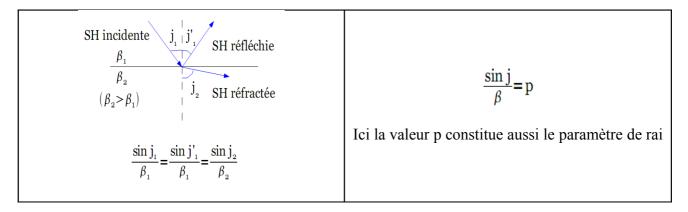
#### **LE PARAMETRE DE RAI « p »:**

Il s'agit d'une valeur conservée qui joue un rôle important dans à la fois la sismologie globale ainsi qu'en sismologie d'exploration. Le fait que cette valeur soit constante contribue à des méthodes pratiques de traçage de rais et d'imagerie. La forme standard de «p» dans un milieu isotrope et

homogène est :  $p = \frac{\sin \theta}{v}$  où  $\theta$  est l'angle mesuré à partir de la normal jusqu'à l'interface entre

deux milieux et <sup>V</sup> est la vitesse de la rai sismique (identique à celle de l'onde). Le rai paramètre a pour unité la seconde par mètre (s/m). La vitesse <sup>V</sup> est supposée varier suivant la profondeur seulement. Dans notre étude des receiver function, nous avons utilisé SAC pour calculer cette valeur. En effet, dans des cas plus concrets cette expression se complique. Toutefois, des études ont déjà été faites et par notre emploi de SAC nous avons juste fait usage des résultats et des bulletins déjà établis. Pour des milieux non isotropes pour les trajectoires des rais et les temps de parcours, les paramètres de rais permettent de faciliter les investigations et les études.

En effet, lorsqu'un groupe d'onde a le même paramètre de rai, alors on en déduit que les ondes en question traversent le milieu étudié avec les mêmes caractéristiques et il est préférable pour nous de les utiliser ensemble pour augmenter la qualité de notre étude. Ce qui nous permet d'aboutir à des résultats plus précis et de bonne qualité.



### **ANNEXE 9: HEADERS DES FICHIERS SAC**

```
% sac2000
                                       # commande lançant SAC
SAC> r <nom du fichier>.SAC
                                       # lit les données SAC
SAC> lh
                                       # liste les headers SAC
 FILE: <nom du fichier>.SAC - 1
   NPTS = 2409
                               # nombre de points de données
      B = -9.992996e+00
                             # temps initial
       E = 1.408700e+01
                             # temps final
  IFTYPE = TIME SERIES FILE # type de fichier
  LEVEN = TRUE
                              # séries chronologiques uniformément
                              échantillonnées
  DELTA = 1.000000e-02
                             # incrémentation du temps
   IDEP = VELOCITY (NM/SEC) # unité physique des données
  DEPMIN = -2.073471e+04 # amplitude minimale
 DEPMAX = 1.584818e+04
                             # amplitude maximale
 DEPMEN = 5.137106e+01
                             # amplitude moyenne
 OMARKER = 0
                              # marqueur de l'origine de l'évènement
AMARKER = 1.848
                              # marqueur de la première arrivée de l'onde P
TOMARKER = 3.192
                               # jusqu'au marqueur de l'onde (S)
 KZDATE = NOV 20 (324), 1999 # date de référence
                             # heure de référence
 KZTIME = 00:12:55.840
 IZTYPE = GMT DAY
                              # type de référence temporelle
  KSTNM = BV
                              # nom de la station
  CMPAZ = 0.000000e+00
                             # composante azimutale relative au nord
  CMPINC = 0.000000e+00
                             # composante de l'angle incidence relative à la
                              verticale
   STLA = 4.075520e+01
                              # latitude de la station sismique
   STLO = 3.101490e+01
                             # longitude de la station sismique
                             # élévation de la station
   STEL = 2.470000e+02
   STDP = 0.000000e+00
                             # dénivellation de la station en dessous de la
                              surface (en mètre)
                             # latitude de l'évènement
   EVLA = 4.079930e+01
   EVLO = 3.100330e+01
                             # longitude de l'évènement
                            # longitude de l'evenement
# profondeur de l'évènement
# distance entre la source et le récepteur
   EVDP = 8.150000e+00
   DIST = 4.994444e+00
                             # azimut
     AZ = 1.686886e + 02
                            # back azimut
# distance orthodromique
# TRUE = possibilité de modifier ce fichier
    BAZ = 3.486961e+02
  GCARC = 4.492941e-02
  LOVROK = TRUE
  USER7 = 0.000000e+00
                              # pics temporels définis par l'utilisateur
  USER8 = 0.000000e+00
                              # pics temporels définis par l'utilisateur
  NVHDR = 6
                              # Numéro de la version du header
  SCALE = 1.000000e+00
                              # Facteur d'échelle multiplicatif pour la
                              variable dépendante
  NORID = 0
                              # ID de l'origine (CSS 3.0)
  NEVID = 0
                              # ID de l'évènement CSS 3.0)
                              # ID de la forme d'onde (CSS 3.0)
  NWFID = 2
 LPSPOL = FALSE
                             # TRUE si les composantes de la station ont une
                             polarité positive
 LCALDA = TRUE
                              # TRUE si DIST, AZ, BAZ, et GCARC doivent être
                             calculés à partir des coordonnées de la station
 KCMPNM = EPZ 01
                             # Nom de la composante
    MAG = 2.310000e+00
                          # Magnitude de l'évènement
```

# ANNEXE 10: MODELE DE VITESSE DE LA STATION SBV DANS LE FORMAT « .MOD »

Dans cette annexe nous allons présenter le fichier au format « .mod » donnant le modèle de vitesse moyen pour la station SBV. Ce modèle a été calculé à partir d'un programme écrit en langage C et en utilisant les modèles de vitesse obtenus pour les sept évènements sismiques traités.

```
MODEL.01
Model after
             5 iterations
ISOTROPIC
KGS
FLAT EARTH
1-D
CONSTANT VELOCITY
LINE08
LINE09
LINE10
LINE11
                V
                      RH
                                                                F
                                                         F
  Η
               S(K
                                                  Ε
        P(K
                      O(G
                             OP
                                    OS
                                                        REF
                                                               REF
        M/S
               M/S
                      M/C
                                          TAP
                                                 TAS
(KM)
                                                         P
                                                                S
          )
                )
                       C)
2.00005.70383.38362.63720.00000.000000.00000.00001.00001.0000
2,0000 5,7442 3,4076 2,6443 0,0000 0,0000 0,0000 0,0000 1,0000 1,0000
2.0000 5.7940 3.4371 2.6524 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000 5.8163 3.4504 2.6551 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000 5.8244 3.4551 2.6554 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000 5.8146 3.4493 2.6525 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000 5.7932 3.4367 2.6481 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000 5.7863 3.4326 2.6492 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000\,5.8880\,3.4929\,2.6727\,0.0000\,0.0000\,0.0000\,0.0000\,1.0000\,1.0000
2.0000 6.1264 3.6343 2.7309 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000 6.3325 3.7566 2.7905 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000 6.3697 3.7786 2.8008 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.00006.32373.75132.78660.00000.000000.00000.00001.00001.0000
2.0000 6.3503 3.7671 2.7903 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000 6.4019 3.7977 2.7981 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000 6.3543 3.7695 2.7785 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000
2.0000\,6.2684\,3.7185\,2.7534\,0.0000\,0.0000\,0.0000\,0.0000\,1.0000\,1.0000
```

2.0000 6.2462 3.7054 2.7540 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 1.0000 2.0000 6.3516 3.7679 2.7967 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 6.6317 3.9341 2.8828 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 6.9737 4.1370 2.9724 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 7.2256 4.2863 3.0486 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 7.3569 4.3642 3.0867 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 7.4207 4.4022 3.1024 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 7.4587 4.4247 3.1094 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 7.4773 4.4357 3.1111 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 7.4724 4.4328 3.1076 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 7.4473 4.4179 3.0998 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 7.4131 4.3976 3.0903 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 2.0000 7.3795 4.3777 3.0808 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 0.0000 7.3478 4.3588 3.0711 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 0.0000 7.3478 4.3588 3.0711 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 0.0000 7.3478 4.3588 3.0711 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 0.0000 7.3478 4.3588 3.0711 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 0.0000 7.3478 4.3588 3.0711 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000 0.0000 7.3478 4.3588 3.0711 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 0.0000 1.0000 1.0000

#### REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AMMON C.G., RANDALL G.E. and ZANDT G., 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions, J. Geophys. Res., 95, 15303–15318.

AMMON C. J., 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, Bull. seism. Soc. Am., 81, 2504-2510.

ANDERSEN N., 1974. On the calculation of filter coefficients for maximum entropy spectral analysis, Geophys., 39, 69–72.

BIRAUD Y. G., 1976. Les méthodes de déconvolution et leurs limitations fondamentales, Revue de Physique Appliquée, Tome 11, Numero 2, Page 203.

BOSTOCK M.G. and SACCHI, M.D., 1997. Deconvolution of teleseismic recordings for mantle structure, Geophys. J. Int., 129, 143–152.

BURDICK L J, Langston C A., 1977. Modeling crustal-structure through the use of converted phases in teleseismic body-waveforms, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 667 – 691.

CLAYTON R.W. and WIGGINS R.A., 1976. Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves, Geophys. J. R. Astr. Soc., 47, 151–177.

CLAERBOUT J.F., 1976. Fundamentals of Geophysical Data Processing, New-York: McGraw-Hill

DASGUPTA S. and NOWACK R.L., 2006. Autoregressive extrapolation in the frequency domain for the enhanced deconvolution seismic waves, SEG Technical Program Expanded Abstracts, 2877–2880.

DUEKER K G, SHEEHAN A.F., 1998. Mantle discontinuity structure beneath the Colorado rocky mountains and high plains, J. Geophy. Res., 103(B4), 7153 – 7169.

FOURNO J.P., 1990, Seismicity of central Madagascar. C.R Acad.Sci, Paris 310, II, 377-383.

GURROLA H., BAKER G.E. and MINSTER, J.B., 1995. Simultaneous time-domain deconvolution with application to the computation of receiver functions, Geophys. J. Int., 120, 537–534.

GURROLA H, MINISTER J B, OWENS T., 1994. The use of velocity spectrum for stacking receiver function and imaging upper mantle discontinuities, Geophys. J. Int., 117(2), 427 – 440.

GURROLA H, MINISTER J B., 1998. Thickness estimates of the upper mantle transition zone from bootstrapped velocity spectrum stacks of receiver functions, Geophys. J. Int., 133(1), 31 – 43.

JONES C H, PHINNEY R A., 1998. Seismic structure of the lithosphere from teleseismic converted arrivals at small arrays in the southern Sierra Nevada and vicinity, California, J. Geophys. Res., 1998, 103(B5), 10065 – 10090.

JULIA J., AMMON C.J., HERRMANN R.B. and CORREIG A.M., 2000. Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations, Geophys. J. Int., 143, 99–112.

KANG Y.S., ROYER J.J., CHAMBON C. and DEMASSIEUX L., 1992. Estimation of the transfer function by autoregressive deconvolution techniques –An application to time series analysis, Math. Geol., 24, 479–498.

KIKUCHI M., and KANAMORI H., 1982. Inversion of complex body waves, Bull. Seism. Soe. Am., 72, 491-506.

LANGSTON C A., and CORVALLIS O., 1977. Crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 713 – 724.

LANGSTON C A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves., J. Geophys. Res., 84(B9), 4749 – 4762.

LAST R.J., NYBLADE A.A. and LANGSTON C.A., 1997. Crustal structure of the East African Plateau from receiver functions and Rayleigh wave phase velocities, J. Geophys. Res., 102, 24469–24483.

LIGORRIA J.P. and AMMON C.J., 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation, Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 1395–1400.

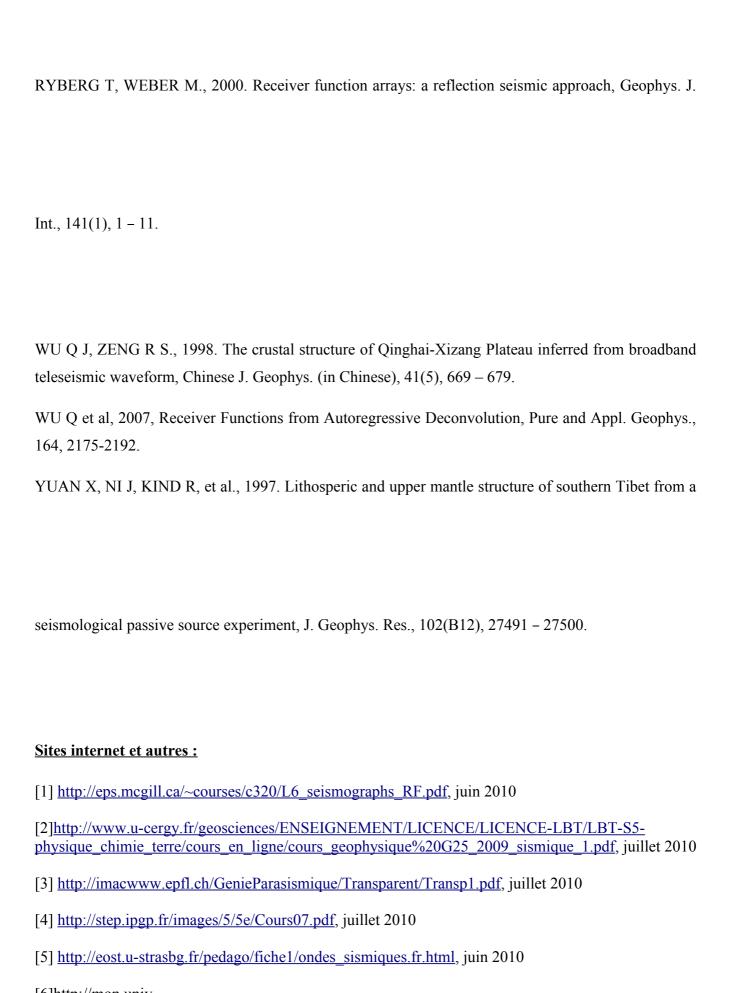
NAIR, J.G., 1983. Deconvolution of seismograms by the autoregressive method, Geophys, 1983, 229–233.

PENG X., and HUMPHREYS E. D., 1997. Moho dip and crustal anisotropy in Northwestern Nevada from teleseismic receiver functions, Bull Seism. Soc. Am., 87, 745-754.

RAKOTONDRAINIBE, 1977. Contribution à l'étude de la sismicité de Madagascar, Thèse d'Etat, Faculté des Sciences de l'Université d'Antananarivo Madagascar.

RAMBOLAMANANA G., 1999. Modélisation de la partie centrale de Madagascar par la sismologie, Thèse d'Etat, Faculté des Sciences de l'Université d'Antananarivo Madagascar.

RAMBOLAMANANA G. et al., 1997. Simultaneous inversion of hypocentral parameters, Pure and appli. geophys., 149,707-730.



[6] http://mon.univ-montp2.fr/claroline/document/document.php?cmd=exDownload&file=&cidReset=true&cidReq=UMB~GT17~, juillet~2010

- [7]http://www.entp.edu.dz/IMG/File/cours33/Chap2%20Structure%20interne%20de%20la%20Terre%20et%20geodynamique.pdf, août 2010
- [8] <a href="http://www.geochrono.net/fr/Terre-interne\_LBG.pdf">http://www.geochrono.net/fr/Terre-interne\_LBG.pdf</a>, juillet 2010
- [9] http://eost.u-strasbg.fr/pedago/Accueil.html, juin 2010
- [10] Y. G. Biraud, Les méthodes de déconvolution et leurs limitations fondamentales, Revue de Physique appliquée, Tome 11, Mars 1976, page 203.
- [11] http://eps.mcgill.ca/~courses/c320/L6\_seismographs\_RF.pdf, juin 2010
- [12] http://arnica.u-strasbg.fr/~jmm/Sismique/osis.html#FR, juin 2010
- [13] http://eost.u-strasbg.fr/pedago/fiche1/categories\_de\_seismes.fr.html, juin 2010
- [14] http://eost.u-strasbg.fr/pedago/fiche1/source\_seismes.fr.html, juin 2010
- [15]http://dx.doi.org/10.1051/rphysap:01976001102020300, mai 2010
- [16] http://fr.wikipedia.org/wiki/Système invariant, mai 2010
- [17] http://fr.wikipedia.org/wiki/Transformée de Fourier, mai 2010
- [18] http://u-cergy.fr/geosciences, juillet 2010
- [19] http://epsc.wustl.edu/seismology/michael/CIG/workshop06, juin 2010
- [20] http://geofon.gfz-potsdam.de/geofon//new/arc inf.html, juin 2010
- $[21] \underline{http://webdc.eu/arclink/query?sesskey=578ad01c\#start=2010-07-21\%2000:00:00\&end=2010-07-21\%2023:59:59\&typesel=open\&netsel=GE\&statsel=SBV\&sensor=all\&stream=BH\&loc=+\%2C00\&slatmin=-90\&slatmax=90\&slonmin=-180\&slonmax=180, juin 2010$

### TABLE DES MATIERES

I - INTRODUCTION	1
II - RAPPELS THEORIQUES	3
II.1- Notion de base en sismologie	4
II.1.1- La sismologie	4
II.1.2- Un séisme	4
II.1.3- Le sismomètre	8
II.1.4- Le sismogramme	9
II.1.5- Les ondes sismiques	10
a- Ondes de volume	
b- Les ondes de surfaceb-	14
c- Les vitesses sismiques	15
II.2- Structure interne de la Terre	18
II.2.1 – La croûte terrestre	19
a- La croûte continentale	19
b- La croûte océaniqueb-	19
II.2.2- le manteau	20
a- le manteau supérieur	21
b - le manteau inférieur	21
II.2.3 - le noyau	21
II.3- Théorie du « Receiver function »	23
II.3.1- Historique de la méthode	
II.3.2- Introduction à la méthode	24
II.3.3- Modélisation des receiver function	26
a- La méthode « Water-level »	26
b- La méthode itérative de déconvolution dans le domaine temporel (iterative time-domaine deconvolution):	
II.3.4- Inversion des receiver function	32

a- Modèle recherché	33
b- Modèle exact ou modèle de référence	33
c- Modèle initial à utiliser pour faire l'inversion	33
II.4- Théorie sur la déconvolution	34
II.4.1- Importance de la transformée de Fourier	36
II.4.2- Problème de l'existence de solutions à l'équation (2)	36
II.5- La théorie du filtre gaussien	36
III - ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES	39
III.1- Acquisition des données et matériels utilisés	40
III.1.1- Acquisition des données	
a - Historique des stations sismiques à Madagascar	40
b - Le cas particulier de la station sismique SBV	41
III.1.2- Matériels utilisés	45
a- Le logiciel SEISAN	
a.1- ORGANISATION DU LOGICIEL SEISAN	46
a.2- MANIPULATION DES DONNEES DANS SEISAN	46
b- Le logiciel SAC (Seismic Analysis Code)	
c- Le logiciel GSAC (Generic Seismic Application Coding)	
d- Le logiciel CPS (Computer Programs in Seismology):	
e- Le logiciel GMT (Generic Mapping Tool)	48
III.2 -Traitement des données	E0.
III.2.1- Travail préliminaire	
III.2.2- Préparation des données	
a- Changement du format des formes d'onde, application de la correction instrumentale et pré	
avec SEISAN	
b- Conversion des formes d'ondes vers le format SAC et suite du traitement avec SAC	
III.2.3- CALCUL DES RECEIVER FUNCTION	
a - Rotation des traces obtenues après la correction instrumentale	
a.1- Ligne de commande permettant de transporter les données au format SAC d'une machi	
pertes ni changements d'informations dans les headers des fichiers SAC	
a.2- Synchronisation et rotation des fichiers vers le système de coordonnées R T Z	
b- Déconvolution des fichiers et filtrage des « receiver function » obtenus	
III.2.4- Inversion des « receiver function »	
IV- RESULTATS ET INTERPRETATIONS	57
IV.1- Interprétation des « receiver function »	62
IV.2- Interprétation du modèle moyen de vitesse des ondes de cisaillement	66
V- CONCLUSION	68
ANNEXE 1 : FONCTIONNEMENT DE LA COMMANDE DIRF DE SEISAN	II
ANNEXE 2 : FONCTIONNEMENT DE LA COMMANDE WAVETOOL DE SEISAN	***
ANNEAE 4: TUNCI IUNNEMENT DE LA CUMMANDE WAVETUUL DE SEISAN	111

ANNEXE 3 : FONCTIONNEMENT DE LA COMMANDE RESP DE SEISAN	IV
ANNEXE 4 : FONCTIONNEMENT DE LA COMMANDE MULPLT DE SEISAN	VI
ANNEXE 5 : LA DÉCONVOLUTION SISMIQUE, UN PROBLEME MAL POSÉ	VII
ANNEXE 6 : LES SYSTEMES LINÉAIRES	XI
ANNEXE 7 : DECONVOLUTION DE WIENER	XVI
ANNEXE 8 : PROPRIETES DES ONDES TELESISMIQUES	. XIX
ANNEXE 9 : HEADERS DES FICHIERS SAC	. XXI
ANNEXE 10 : MODELE DE VITESSE DE LA STATION SBV DANS LE FORMAT « .MOD »	.XXII

