



HAL
open science

Nouvelles méthodes de séparation des champs d'ondes en sismique

Zahia Benaïssa Hameg

► **To cite this version:**

Zahia Benaïssa Hameg. Nouvelles méthodes de séparation des champs d'ondes en sismique. Géophysique [physics.geo-ph]. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène-Alger, 2007. Français. NNT: . tel-01765384

HAL Id: tel-01765384

<https://theses.hal.science/tel-01765384>

Submitted on 12 Apr 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre :

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère D'enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène-Alger
Faculté des Sciences de la Terre, Géographie et Aménagement du Territoire.



Thèse présentée pour l'obtention du diplôme de Doctorat d'Etat

en Sciences physiques
Spécialité : Géophysique

par

HAMEG BENAÏSSA Zahia

Sujet :

**NOUVELLES MÉTHODES DE SÉPARATION DES CHAMPS D'ONDES
EN SISMIQUE**

Soutenue publiquement le : 11/04/2007, devant le jury composé de :

Mr	M. Idres	Maître de Conférences	(USTHB)	Président
Mr	A. Boudella	Maître de Conférences	(USTHB)	Directeur de thèse
Mr	T. Aïfa	Maître de Conférences HdR	(U. Rennes 1)	Co-directeur de thèse
Mr	K. Baddari	Professeur	(UMMB)	Examineur
Mr	M. Djeddi	Professeur	(UMMB)	Examineur
Mr	M.A. Bounif	Maître de Conférences	(USTHB)	Examineur
Mr	M. Ouyed	Maître de Conférences	(USTHB)	Examineur

Remerciements

Je prie Mr Mouloud IDRES, Maître de conférences à l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène, de bien vouloir accepter l'expression de ma profonde gratitude pour l'attention qu'il a bien voulu témoigner à mon travail et pour l'honneur qu'il me fait en acceptant de présider le jury de ma thèse.

J'exprime également toute ma gratitude à MM. Kamel BADDARI et Mabrouk DJEDDI, Professeurs à l'Université M'hamed Bougara de Boumerdès ainsi qu'à MM. Mohand Ou Abdallah BOUNIF et Merzouk OUYED, Maîtres de conférences à l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène, qui ont accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Je tiens à remercier Mr Amar BOUDELLA qui m'a proposé ce sujet et qui m'a fait confiance. Sans son aide précieuse, ce travail n'aurait pas pu être mené à bien.

Je remercie, tout particulièrement, Mr Tahar AIFA pour m'avoir assistée et soutenue tout au long des travaux. Ses critiques, très positives, ont permis de mener à bien le travail de rédaction de cette thèse.

Que mon mari et collègue Mr A. BENAÏSSA trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance pour son aide précieuse dans la réalisation des programmes informatiques, sa disponibilité de tous les instants et nos nombreuses discussions sur la reconnaissance des formes et les ondelettes.

Je remercie également tous les ingénieurs de la SONATRACH, de la PED (SONATRACH) et de l'ENAGEO qui ont participé de près ou de loin à ce travail, et, tout particulièrement, MM. A. BENHAMA, Y. AIT BELKACEM, M. BOULEGROUNE et Z. SAMI.

Je suis heureuse de remercier mes collègues et amies Mmes Y. YAHIAT et N. ZEBBAR pour leur soutien et leur amicale collaboration.

Enfin, je tiens à remercier mes enfants Assia et Amir pour la patience dont ils ont su faire preuve pendant mes moments d'énervement et de stress durant ces deux dernières années.

Résumé

L'objet de ce travail est d'apporter une contribution à la séparation d'ondes, en sismique, par deux techniques avancées.

La première technique, basée sur la reconnaissance des formes, utilise la forme du signal associé à l'écho recherché pour l'extraire. Nous montrons, à travers des applications sur des données de profils sismiques verticaux (PSV), que cette technique apparaît comme un filtre plus efficace que le filtre en fréquence passe bas- surtout lorsque le bruit n'est pas localisé dans une bande de fréquence donnée- et ne nécessitant pas d'*a priori* sur la bande de fréquences du signal reçu ni sur sa phase. Par ailleurs, nous confirmons que la reconnaissance des formes est un bon outil de filtrage des ondes polarisées P et SV, sur des données tri composantes de PSV à déport non nul. Nous montrons, dans cette étude, que l'utilisation du filtre directionnel Poline, comme prétraitement sur les données initiales, permet une identification et une extraction automatique des signaux d'apprentissage P et SV ; l'efficacité de la méthode se trouve ainsi améliorée et son utilisation facilitée.

La deuxième technique, très adaptée pour les signaux non stationnaires, est basée sur la transformée en ondelettes et sa formule de reconstruction, pour détecter et extraire localement, dans le domaine temps-échelle, un écho bien particulier sur l'enregistrement sismique. La qualité du filtrage dépend de la délimitation de l'écho à filtrer dans l'espace temps-échelle et du processus de filtrage adopté. Nous montrons, sur un enregistrement *vibroiseis* de sismique réflexion, l'efficacité de cette méthode à filtrer le *ground roll* composé, dans notre cas, de deux ondes de pseudo-Rayleigh lente et rapide, de forte énergie. Nous présentons les résultats pour deux processus de filtrage différents, l'un basé sur la remise à zéro des coefficients de la transformée dans la zone sélectionnée et l'autre sur leur atténuation. Nous proposons, enfin, l'utilisation de cette technique pour extraire et caractériser les deux ondes de pseudo-Rayleigh, ondes très utiles pour des études géotechniques.

Mots-clés – Filtrage - Reconnaissance des formes – Ondelette – Matrice d'autocorrélation – Matrice des corrélations – Valeurs propres – Vecteurs propres – PSV – Ondes P et SV – Filtre Poline – Transformée en ondelettes – Filtrage temps-échelle – *Ground roll* – *Vibroiseis*– Ondes de pseudo-Rayleigh.

Abstract

The aim of this work is to bring a contribution to the wave field separation, in seismics, using two advanced techniques.

The first technique, based on the pattern recognition, uses the signal shape associated to the sought echo to extract it. We show, through applications on Vertical Seismic Profiles (VSP) data, that this technique seems like a more effective filter than the low-pass frequency filter, especially when noise is not localized in a given frequency band, and do not require nor a priori information on the received signal frequency band neither on its phase. In addition, we confirm that the pattern recognition is a good tool for P and SV polarized waves filtering, on three components data for offset VSP. We show, in this study, that the use of the Poline directional filter as pre-processing on the initial data allows an identification and an automatic extraction of the P and SV training signals; the efficiency of the method is thus improved and its use made easier.

The second technique, very adapted for the non-stationary signals, is based on the wavelet transform and its rebuilding formula, to detect and extract locally, in the time-scale field, a quite particular echo on the seismic recording. Filtering quality depends on the delimitation of the echo to be filtered in the time-scale space and the adopted filtering process. We show, on a *vibroiseis* seismic reflection recording, the efficiency of this method to filter the *ground roll* made up, in our case, of two slow and fast pseudo-Rayleigh waves, with a strong energy. We present the results for two different filtering processes, one based on the restoring of the transform coefficients in the selected zone and the other on their attenuation (roll-off). We propose, finally, the use of this technique to extract and characterize the two pseudo-Rayleigh waves, very useful waves for geotechnic studies.

Key words – Filtering - Pattern recognition – Wavelet – Autocorrelation matrix – Correlation matrix – Eigenvalues – Eigenvectors – VSP – P and SV waves – Poline filter – Wavelet transform – Time-scale filtering– *Ground roll* – *Vibroiseis* - pseudo-Rayleigh waves.

Table des matières

Introduction.....	8
I. Généralités	10
I.1- Principe de la sismique	10
I.1-1- La sismique réfraction	11
I.1-2- La sismique réflexion	11
I.1-3- La sismique de puits.....	13
I.2- Les ondes sismiques	15
I.2-1- Les ondes de volume	15
I.2-2- Les ondes de surface	16
I.3- Les signaux sismiques	17
I.3-1- Définition.....	17
I.3-2- Modélisation	18
I.3-2-1- Le vecteur de propagation - La fonction de transfert	18
I.3-2-2- L'ondelette.....	20
I.3-2-3- La polarisation	20
I.4- La séparation des ondes.....	21
I.4-1- Définition.....	21
I.4-2- Objectif de la séparation des ondes	22
I.4-2-1- Amélioration du rapport S/B.....	22
I.4-2-2- Sélection d'une onde	23
II. Les méthodes de séparation d'ondes	24
II.1- Les méthodes à gabarit	24
II.1-1- Le filtre (f-k).....	24
II.1-2- La transformée (τ -p).....	25
II.2- Les méthodes matricielles	27
II.2-1- La transformation de Décomposition en Valeurs Singulières (DVS)	28
II.2-2- Le filtrage par la matrice spectrale (SMF).....	29
II.3- Les méthodes d'inversion	31

III. La séparation d'ondes par reconnaissance des formes	35
III.1- Méthodologie	35
III.1-1- Étape d'apprentissage	36
III.1-2- Étape d'interprétation et de décision	40
III.1-3- Choix du seuil de projection.....	42
III.2- Applications au filtrage de données sismiques de puits type PSV ...	45
III.2.1-Introduction	45
III.2-2- Données synthétiques.....	47
III.2-3- Données réelles	47
III.2-4- Discussion et conclusions.....	55
III.3- Application au filtrage en sismique de puits trois composantes avec extraction automatique du signal d'apprentissage par filtre Poline	77
IV. La séparation d'ondes par transformée en ondelettes	79
IV.1- La transformée en ondelettes - Définition et rappels	80
IV.1-1- La transformée en ondelettes continue.....	80
IV.1-2- Discrétisation de la transformée en ondelettes	82
IV.2- Méthodologie	82
IV.3- Filtrage du <i>ground roll</i>.....	84
IV.3-1- Choix de l'ondelette analysante	86
IV.3-2- Filtrage sur la base des scalogrammes	88
IV.3-3- Filtrage sur la base des transformées de Fourier	92
IV.4- Extraction des ondes de pseudo-Rayleigh lente et rapide.....	94
IV.5- Discussions et conclusion.....	95
Conclusion générale.....	111
Annexes:	
A-Mouvement de la particule et polarisation	113
B-Projection d'une trace sur le sous-espace S_p	118
C-Matrice d'autocorrélation et vecteurs propres du signal d'apprentissage Ricker de fréquence centrale 30 Hz	121
D-Algorithmes du filtre Poline	124
E-Filtrage d'un signal synthétique par transformée en ondelettes	125

Bibliographie 133

Introduction

En sismique, la trace est le signal recueilli par un élément de l'antenne réceptrice, convolution de l'ondelette émise et de la série des coefficients de réflexion de la sub-surface. Elle est composée de plusieurs ondes qui interfèrent et qui sont dues à des réflexions, réfractions, diffractions et à des guides d'ondes, auxquelles vient s'ajouter le bruit.

L'un des objectifs du traitement sismique consiste à identifier et à séparer ces différentes ondes afin d'aboutir à une meilleure image de la sub-surface. Les techniques utilisées pour cela sont nombreuses et très différentes les unes des autres, mais elles procèdent toutes selon le même schéma qui consiste à se mettre dans un espace tel que les signaux soient bien séparés de par une ou plusieurs caractéristiques auxquelles fait appel cet espace. Ces dernières années, les nouvelles techniques de traitement du signal ainsi que la pleine effervescence de l'informatique ont permis de concevoir et de mettre en application des méthodes de séparation d'ondes de plus en plus performantes. Dans ce travail de thèse, nous nous intéressons, essentiellement, à deux méthodes avancées de séparation d'ondes, l'une basée sur la reconnaissance des formes et l'autre sur la transformée en ondelettes afin de proposer d'autres domaines d'application et d'améliorer la qualité des résultats de celles-ci.

Dans la première partie de ce travail, qui concerne la séparation d'ondes par reconnaissance des formes, nous nous attachons, tout d'abord, à décrire l'outil mathématique utilisé. Deux applications nouvelles sont, ensuite, développées : la première consiste en un filtrage de la composante verticale d'un Profil Sismique Verticale (PSV) ne renfermant qu'un seul type d'ondes, les ondes P. Il s'agit de reconnaître, le long de chaque trace sismique, la forme du signal associé à l'onde P ou apprentissage. L'extraction s'effectue par projection des signaux sur un sous-espace vectoriel engendré par les vecteurs propres associés aux premières valeurs propres de la matrice d'autocorrélation, construite à partir de l'apprentissage. Cette technique permet également de filtrer les ondes polarisées P et SV sur des enregistrements tricomposantes, en considérant, dans ce cas, la matrice des corrélations. La deuxième application, que nous développons, consiste à combiner cette méthode avec le filtre directionnel de polarisation par inertie ou Poline afin d'automatiser l'identification et le prélèvement des signaux d'apprentissage P et SV.

Dans la deuxième partie, nous présentons la séparation d'ondes par transformée en ondelettes, méthode très adaptée pour les signaux non stationnaires. L'analyse par ondelettes nous permet de détecter et d'extraire localement, dans l'espace temps-échelle, un événement précis sur la trace sismique. La reconstruction est obtenue grâce à la formule inverse de cette

transformation. Nous illustrons cette partie par le filtrage du *ground roll* sur un enregistrement *vibroscis* de sismique réflexion, *ground roll* composé essentiellement d'ondes de pseudo-Rayleigh dont l'énergie représente approximativement 67% de l'énergie émise par la source vibratoire. Nous proposons, pour cela, deux façons d'aborder le problème, 1) l'une basée sur une remise à zéro, dans la zone à filtrer, des coefficients de la transformée, à partir d'un seuil commun à toutes les traces, et 2) l'autre sur une atténuation de ces coefficients afin de sauvegarder l'allure générale du spectre de la trace. La première utilise les scalogrammes des traces et la seconde les transformées de Fourier. Dans ce dernier cas, un seuil est fixé automatiquement pour chaque trace, dans le code Fortran que nous avons élaboré.

Le *ground roll*, dans notre cas, est composé de deux ondes de pseudo-Rayleigh lente et rapide. Ces ondes, considérées comme des parasites en sismique réflexion, sont porteuses d'informations très utiles pour les études géotechniques. Il serait donc intéressant de disposer de sections sismiques contenant uniquement l'une ou l'autre de ces deux ondes. Pour cela, nous proposons l'application d'un masque judicieusement choisi, positionné sur la partie du scalogramme relative à l'onde désirée. Ce qui permet, d'une part, de séparer les ondes et, d'autre part, de garder uniquement les caractéristiques de l'onde de pseudo-Rayleigh désirée (lente ou rapide).

Tous les logiciels de traitement et de tracé ont été réalisés par nos soins et les différentes étapes de traitement ont pu être ainsi appréciées et contrôlées.

Une dernière partie permet de conclure et de donner les perspectives de ce travail, tout en soulignant les avantages et les inconvénients de chacune des deux méthodes présentées et en soulevant le problème du choix d'une méthode de séparation d'ondes.

Chapitre I

Généralités

Dans la première partie de ce chapitre, nous commençons par présenter le principe de la sismique et donner une présentation rapide de ses différentes méthodes dont la sismique de puits que l'on retrouvera tout au long de ce travail dans différentes applications. Ensuite, nous rappelons les différents types d'ondes puis donnons les définitions du « signal sismique » et du bruit, l'amplitude enregistrée à chaque instant étant égale à la somme de ces deux éléments. La modélisation d'une onde sismique par son vecteur de propagation, son ondelette ou encore sa polarisation est ensuite exposée. Enfin, dans la dernière partie, nous définissons la séparation d'ondes et donnons ses objectifs.

I.1- Principe de la sismique

Le principe de base de la sismique consiste à provoquer un ébranlement dans le sous-sol. Cet ébranlement (source) génère des ondes. On appelle enregistrement sismique, l'enregistrement temporel de la réponse du sous-sol à cet ébranlement. Il est effectué par l'intermédiaire d'un capteur directionnel, dénommé géophone (hydrophone, en sismique marine), afin de mesurer le mouvement du sous-sol suivant un axe prédéfini. Quand on désire enregistrer le mouvement dans les trois directions de l'espace, le capteur est alors composé de trois géophones et est dénommé triphone. Il en résulte un enregistrement à trois composantes ou tricomposante.

Les capteurs sont habituellement disposés sur une droite passant par la source, sous forme de réseau ou antenne afin d'assurer une bonne couverture spatiale du sous-sol. Le type et les dimensions du dispositif utilisé dépendent de la nature et de l'environnement de la région à étudier.

Il existe plusieurs méthodes sismiques. Elles diffèrent par les techniques d'acquisition employées et les trajets des ondes utilisées. La profondeur et les dimensions des structures géologiques recherchées ainsi que la résolution que l'on désire avoir sur l'image sismique détermine la méthode sismique à mettre en œuvre. On distingue la sismique réfraction, la sismique réflexion et la sismique de puits [Lav 86].

I.1-1- La sismique réfraction

La méthode de prospection par sismique réfraction consiste à observer, en surface, les ondes coniques qui prennent naissance lorsqu'une onde sismique, se propageant dans un milieu de vitesse V_1 , arrive sur une surface ou interface géologique (marqueur) séparant ce milieu d'un second milieu de vitesse V_2 ($V_2 > V_1$), avec un angle critique i_c tel que (loi de Snell-Descartes) :

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

L'onde se propage alors le long de l'interface, à la vitesse V_2 , en émettant vers le haut des ondes avec l'angle i_c (fig.I.1). Le temps de parcours (principalement horizontal) des ondes réfractées, de la source aux divers géophones, donne des informations sur les vitesses et les épaisseurs des différentes couches traversées.

En sismique réfraction la distance source –récepteur est grande comparée à la profondeur de l'horizon étudié. L'énergie émise est donc importante et les géophones utilisés sont à fréquence basse (quelques hertz) ; la bande passante de l'enregistrement s'étend souvent de 4 à 60 Hz.

La méthode réfraction a été très largement appliquée au début de l'exploration pétrolière pour cartographier les dômes de sel. Elle a toujours été employée pour l'analyse fine des couches superficielles (zone altérée), pour le calcul des corrections statiques en sismique réflexion et, depuis quelques années, elle est utilisée pour l'étude des structures profondes de l'écorce terrestre (sismique réfraction profonde) [Tel 76, Lav 86].

I.1-2- La sismique réflexion

La méthode sismique réflexion utilise la structure du sous-sol pour cartographier les ondes qui remontent en surface, après réflexion aux limites (interfaces) des couches géologiques présentant une différence d'impédance acoustique; l'impédance acoustique étant le produit de la vitesse de propagation de l'onde par la masse volumique de la roche (fig.I.2). Les temps de trajets, à peu près verticaux, des ondes réfléchies dépendent essentiellement des propriétés physiques des roches et de la disposition des couches traversées. Le problème fondamental en sismique réflexion est de déterminer la position de l'interface, dénommé réflecteur, qui donne naissance à une réflexion. Les réflecteurs tracés sur les coupes sismiques sont une

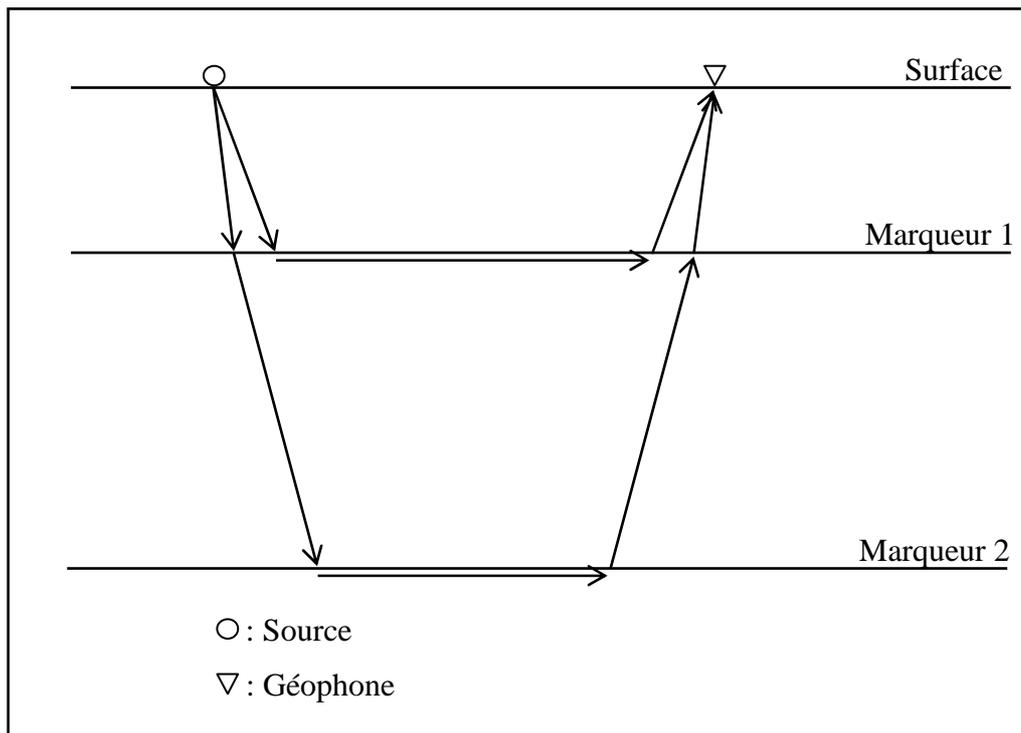


Figure I.1 : Principe de la sismique réfraction.

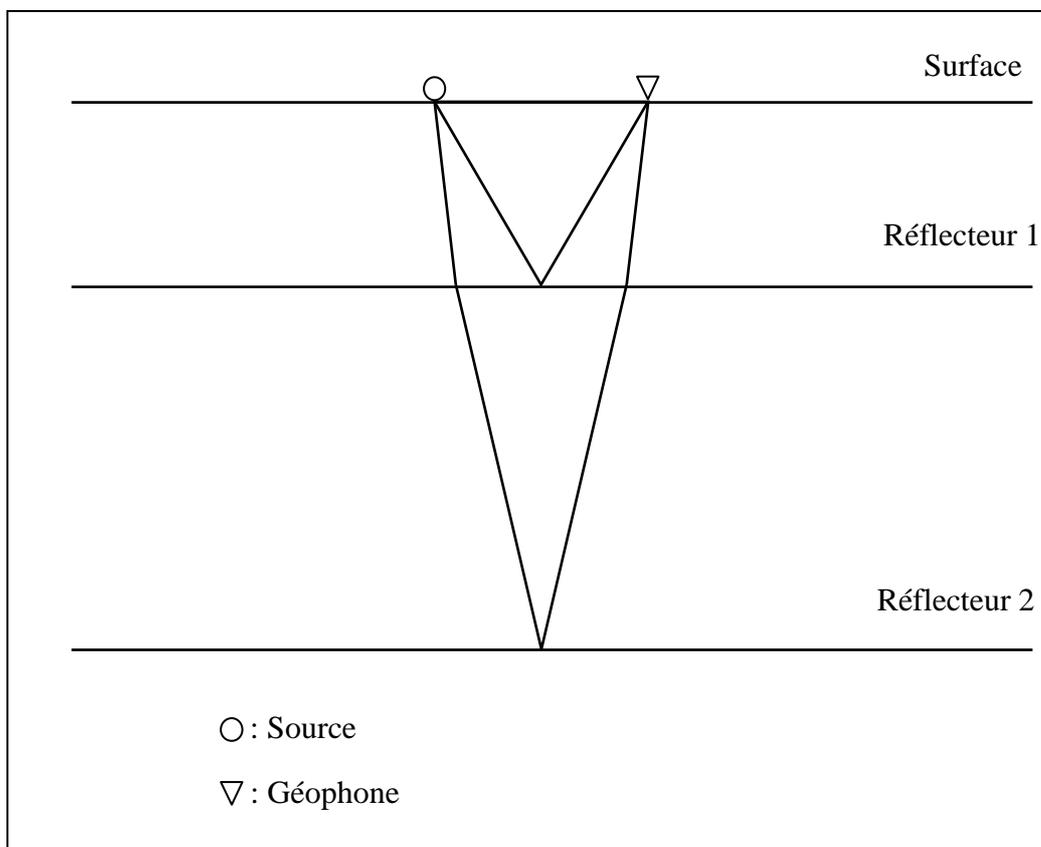


Figure I.2 : Principe de la sismique réflexion

représentation à deux dimensions du sous-sol. Ces réflecteurs sont ensuite cartographiés pour donner l'image structurale à trois dimensions du sous-sol [Tel76].

En sismique réflexion, la distance émetteur-récepteur est, en général, petite comparée à la profondeur d'investigation. Il en résulte que l'énergie envoyée dans le sous-sol est plus faible qu'en réfraction et les arrivées de plus hautes fréquences, avec souvent une bande passante de 1 à 125 Hz et des géophones de fréquence propre de 10 à 20 Hz.

Les progrès qu'a connus ces dernières années la sismique réflexion la rendent préférable à la sismique réfraction, en particulier à cause de la précision de son diagnostic et la finesse de ses informations [Tel76, Lav86, Mar01a].

I.1-3- La sismique de puits

La sismique de puits est utilisée pour explorer, de façon plus précise, une zone potentiellement intéressante en termes d'exploitation. Elle peut être aussi utilisée dans la surveillance ou « monitoring » de gisements en exploitation. Le Profil Sismique Vertical (PSV) est la mise en œuvre la plus courante. L'opération consiste à émettre un signal sismique, à la surface du sol, qui est ensuite enregistré par un géophone situé successivement à différentes profondeurs dans le puits, la source étant toujours située sur la même verticale que le capteur ou triphone (fig.I.3). Le PSV peut être considéré comme une diagraphie acoustique aux fréquences de la sismique. L'investigation latérale est égale à la résolution latérale, résolution limitée à la première zone de Fresnel lorsque les pendages des couches sont faibles ou encore lorsque le puits est foré perpendiculairement aux couches [Mar00, Mar98].

En déportant la source par rapport à la gueule du puits, on augmente l'investigation latérale du PSV. Ce type de mise en œuvre, appelé PSV déporté ou à offset, donne une image du sous-sol, sous forme de section sismique au voisinage du puits. Un ensemble de PSV à offsets croissants par rapport à la gueule du puits constitue la ballade sismique ou « walkaway ». Le choix du déport D de la source dépend de la profondeur H de l'objectif à atteindre. Pratiquement, pour limiter les variations d'amplitudes des ondes réfléchies et transmises en fonction de l'angle d'incidence et pour éviter les modes guidés et réfractés, le déport doit être pris de façon à ce que l'angle d'incidence de l'onde soit inférieur à 30 degrés, ce qui revient à :

$$D \leq \frac{3}{4} H$$

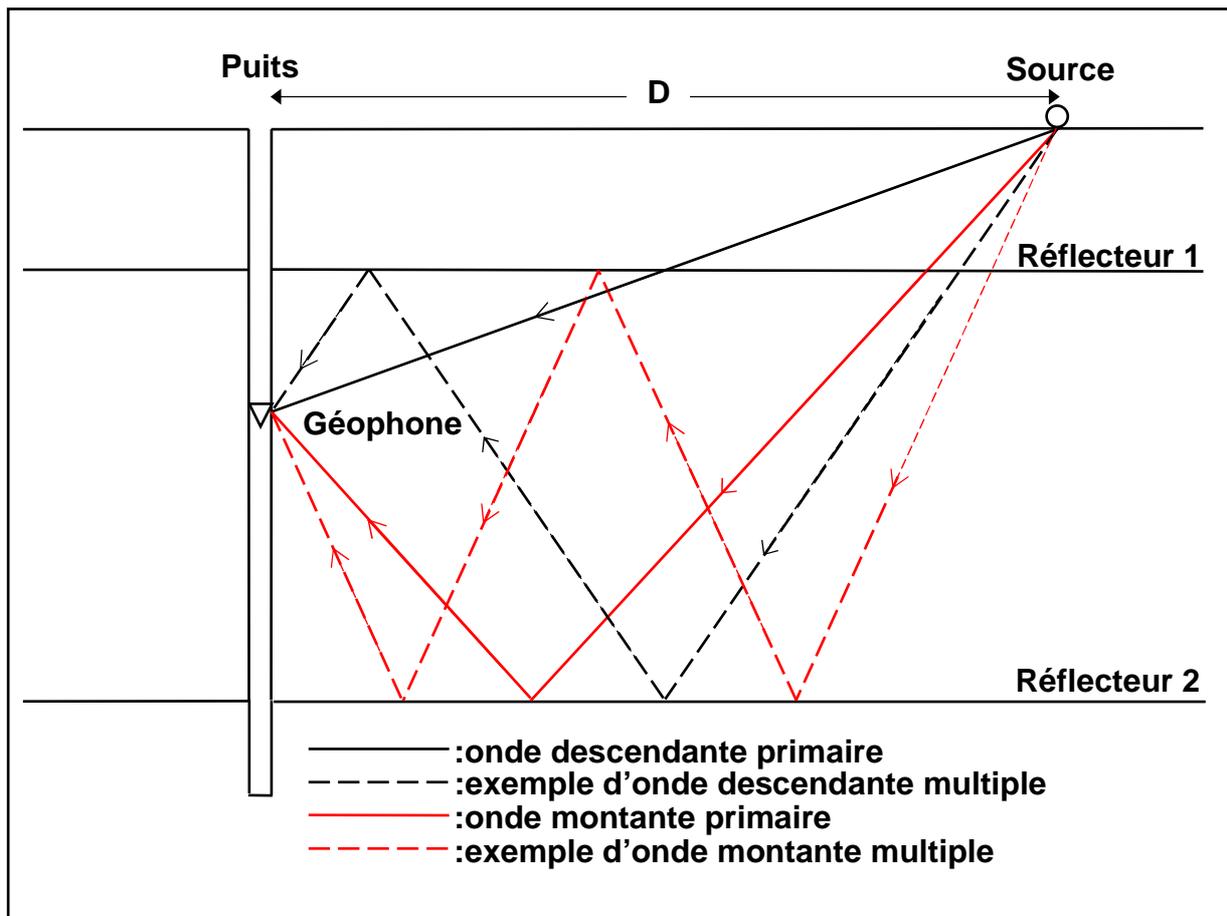


Figure I.3 : Principe de la sismique de puits.

Un enregistrement PSV est composé des champs d'ondes de volume descendantes et montantes (fig.I.3) et d'ondes parasites dont les modes guidées d'interfaces ou ondes de tubes qui sont des ondes de type Stoneley dues à la présence du puits et de la boue. Le champ d'ondes descendantes inclut les arrivées directes et l'ensemble des multiples qui sont créés par les interfaces situées au dessus du géophone et caractérisés par des vitesses apparentes positives. Le champ d'ondes montantes est composé des événements réfléchis primaires (ce sont les seuls évènements montants qui intersectent les arrivées directes) et des multiples créés par les interfaces situées au dessous du géophone [Mar00].

Dans le cas du PSV à déport nul, l'enregistrement de la composante verticale détient la majorité de l'information. Après correction de divergence sphérique et séparation des ondes montantes et descendantes, les données subissent la séquence de traitement suivante :

- déconvolution des ondes montantes par les ondes descendantes,
- horizontalisation des ondes montantes déconvoluées en ajoutant, à chaque cote, le temps de première arrivée correspondant à cette cote,

- sommation des ondes montantes déconvoluées et horizontalisées dans un couloir suivant immédiatement la première arrivée.

La trace somme obtenue est comparable à la trace sismique que l'on obtient par la sismique de surface, après sommation en couverture multiple [Mar01b]. Dans le cas où le déport ne peut être négligé, les données acquises en trois composantes sont ramenées, par réorientation, à des données à une composante Y pour une source de type SH et à deux composantes X et Z pour une source de type P. Dans ce dernier cas, les deux composantes X et Z sont composées d'ondes P et SV montantes et descendantes, la composante Y ne contenant que du bruit. La séparation d'ondes revient donc à séparer d'abord les ondes P et SV et, pour chaque type d'ondes, séparer les ondes montantes et descendantes. La section sismique, obtenue après déconvolution, corrections dynamiques et horizontalisation des ondes montantes, est, une fois migrée, comparable à une section sismique réflexion de surface [Mar00].

Le PSV est principalement utilisé pour caler la sismique de surface au puits. Le PSV à déport et le « walkaway », du fait de leur investigation latérale plus importante, fournissent une sismique de détail au voisinage de l'objectif étudié.

Pour plus de détails sur le traitement du PSV et ses applications, nous renvoyons le lecteur à [Har00, Mar00, Mar01b].

I.2- Les ondes sismiques

Les ondes sismiques que nous serons amenés à rencontrer dans les traitements que nous développons dans ce travail sont de deux types : les ondes de volume et les ondes de surface. Nous allons, dans ce qui suit, décrire rapidement les propriétés physiques de ces ondes et donner les différences entre ces deux types d'ondes. Les ondes sismiques se propageant dans le sous-sol sont des ondes élastiques. Elles sont donc régies par la théorie de l'élasticité. Pour plus de détails sur la théorie de l'élasticité et la propagation des ondes élastiques, nous proposons au lecteur de consulter la littérature abondante sur ce sujet [Bok68, Tel76, Kin82, Lav86, Roy96].

I.2-1- Les ondes de volume

Dans un milieu homogène, isotrope et élastique, on distingue deux types d'ondes de volume : les ondes P et les ondes S.

Les ondes P

Lors du passage d'une onde P, les particules subissent des déformations sans rotation. Le mouvement des particules, d'avant en arrière, est toujours suivant la direction de propagation de l'onde (d'où le nom d'onde longitudinale). Une telle polarisation est dite linéaire longitudinale. La vitesse V_p de ces ondes, dans un milieu homogène et isotrope, s'écrit en fonction de la masse volumique ρ et des paramètres de Lamé λ et μ :

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

Les ondes S

Dans ce cas, les particules subissent des déformations sans changement de volume. Le mouvement des particules est perpendiculaire à la direction de propagation de l'onde (d'où le nom d'onde transversale). Une telle polarisation est dite transverse. Les ondes S sont moins rapides que les ondes P, leur vitesse s'écrit :

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

On distingue les ondes SV et les ondes SH. Les ondes SV sont caractérisées par le mouvement des particules contenu dans le plan vertical de propagation, et les ondes SH par le mouvement des particules contenu dans le plan horizontal, perpendiculaire au plan vertical de propagation.

I.2-2- Les ondes de surface

Lorsque le milieu considéré n'est pas infini mais limité par une surface libre (c'est le cas de la surface du sol en sismique), il existe un autre type d'ondes. Il s'agit d'ondes de surface qui se propagent directement de la source aux géophones, le long de la surface libre, et s'atténuent rapidement en profondeur. Elles constituent les bruits de surface qui peuvent être gênants car elles viennent masquer les signaux utiles ou réflexions. Il existe plusieurs types d'ondes de surface. Nous ne décrivons ici que les ondes de Rayleigh et pseudo-Rayleigh que nous serons amenés à rencontrer par la suite, dans ce travail.

Les ondes de Rayleigh

Les ondes de Rayleigh prennent naissance chaque fois qu'une onde P ou SV est engendrée au voisinage de la surface d'un milieu semi-infini. Dans ce cas, le mouvement des particules, toujours dans le plan vertical passant par la direction de propagation, est elliptique et rétrograde suivant la direction de propagation des ondes, et l'amplitude du mouvement décroît exponentiellement avec la profondeur. Leur vitesse de propagation est toujours inférieure à la vitesse des ondes S [Lav86].

Les ondes pseudo-Rayleigh

En présence d'une couche superficielle surmontant un milieu semi-infini (WZ : « Weathered Zone » ou zone altérée), des ondes analogues aux ondes de Rayleigh se propagent le long de la surface libre; ce sont les ondes de pseudo-Rayleigh ou Rayleigh dispersives (la vitesse de phase est différente de la vitesse de groupe). La dispersion des ondes de Rayleigh a généralement pour effet un changement de la forme du train d'ondes avec la distance [Lav86].

I.3- Les signaux sismiques

I.3-1- Définition

Donner une définition du signal sismique n'est pas facile, car ce qui est considéré comme signal sismique dépend du problème étudié. Cependant, généralement, on appelle signal sismique l'ensemble des événements enregistrés en fonction du temps et dont on souhaite tirer des informations sur la structure géologique du sous-sol. On peut citer, comme exemple, la succession des échos en sismique réflexion, les arrivées des ondes directes et coniques en sismique réfraction et même certaines diffractions et ondes de surface. Est considéré comme bruit, tout ce qui n'est pas signal [Lav86]. En pratique, on rencontre essentiellement deux types de bruits : les bruits aléatoires et les bruits organisés.

Les bruits aléatoires

Ce sont des bruits qui ne présentent, en général, aucune cohérence d'une trace à l'autre. Ils apparaissent sur les enregistrements en l'absence d'ébranlement. On distingue les bruits d'appareillage d'origine instrumentale et les bruits ambiants ou naturels dûs aux mouvements

du sol au voisinage immédiat du récepteur, d'origines diverses (vent, pluie, déplacement de personnes ou d'animaux, etc.).

Les bruits organisés

Ce sont des bruits qui se poursuivent au moins sur quelques traces. On distingue les bruits de diaphonie et d'entraînement d'origine instrumentale et les bruits industriels (50 Hz), qui existent même en l'absence d'ébranlement, et les bruits provoqués qui sont engendrés par l'ébranlement lui-même. On classe, comme bruit provoqué, les réflexions multiples, les diffractions (bien que parfois classées comme signaux sismiques car elles permettent de préciser la position de certains accidents du sous-sol), les arrivées réfractées en sismique réflexion et les ondes de conversion (P en SV, SV en P). Sont aussi classés comme bruits organisés, les bruits de surfaces caractérisés par de fortes amplitudes et composés des ondes aériennes (hautes fréquences) et du *ground roll* (basses fréquences) [Ben93, Lav86].

L'amplitude enregistrée à chaque instant se présente comme la superposition du signal avec le bruit. Le rapport signal sur bruit (S/B), qui est défini comme le rapport de l'énergie d'une partie déterminée de l'enregistrement à l'énergie totale du bruit dans cette même partie, permet de quantifier la qualité de l'enregistrement. Plus le rapport S/B est faible, plus l'enregistrement est pauvre. Pour un rapport S/B inférieur à l'unité l'enregistrement est à peine utilisable. Si ce rapport diminue encore, le signal est noyé dans le bruit et l'enregistrement est alors inutilisable [Tel76].

I.3-2- Modélisation

La trace sismique est un enregistrement composé de plusieurs ondes $\vec{w}(t)$ et d'un bruit additif. A chaque onde sont associés une ondelette $a(t)$ et un vecteur de propagation $\vec{u}(t)$. On peut donc modéliser une composante d'une onde par son vecteur de propagation et son ondelette. La polarisation d'une onde peut aussi être modélisée quand on dispose d'un enregistrement à trois composantes.

I.3-2-1- Le vecteur de propagation - La fonction de transfert

On définit la propagation en se basant sur le filtre qui relie le signal reçu sur un récepteur de référence (1) et sur un autre récepteur quelconque (k) de l'antenne.

Si on désigne $W_k(f)$, où f est la fréquence, comme étant le signal reçu par le récepteur k , on appelle fonction de transfert entre les deux récepteurs 1 et k le rapport $F_k(f)$ tel que :

$$F_k(f) = \frac{W_k(f)}{W_1(f)}$$

Si nous disposons de N récepteurs, on désigne par $\vec{F}(f)$ le vecteur tel que:

$$\vec{F}^t(f) = [1, F_2(f), \dots, F_k(f), \dots, F_N(f)]$$

où t désigne le transposé.

Le vecteur de propagation est par définition dans le domaine fréquentiel:

$$\vec{U}(f) = \frac{\vec{F}(f)}{\sqrt{\langle \vec{F}(f), \vec{F}(f) \rangle}}$$

avec:

$$\langle \vec{F}(f), \vec{F}(f) \rangle = \sum_{k=1}^N F_k(f) \cdot F_k^*(f)$$

où $*$ représente l'opération de conjugaison.

Cette définition n'a d'intérêt que lorsque la fonction de transfert représente une onde particulière.

♦ Une onde est dite plane quand la relation G , définie ci-dessous, entre deux récepteurs adjacents est indépendante des récepteurs :

$$G = \frac{W_k(f)}{W_{k-1}(f)}$$

La fonction de transfert est alors :

$$F_k(f) = G^{k-1}$$

♦ Une onde est approximativement plane quand la fonction de transfert présente de petites fluctuations :

$$F_k(f) = G^{k-1} + \varepsilon_k(f)$$

◆ Si le rapport $F_k(f)/F_{k+1}(f)$ varie lentement en fonction de k , l'onde est dite localement plane.

La fonction de transfert peut représenter un retard sur les temps d'arrivée des ondes, une atténuation des amplitudes, un filtre passe-bas, etc. [Mar01b, Hen94]. Le vecteur de propagation peut être utilisé pour définir, à la fois, le type de propagation et les caractéristiques du milieu.

I.3-2-2- L'ondelette

Par définition, la transformée de Fourier d'une onde $\bar{w}(t)$ est $\bar{W}(f)$ telle que :

$$\bar{W}(f) = A(f) \cdot \bar{U}(f)$$

où :

$$A(f) = \text{TF} [a(t)]$$

Dans le domaine fréquentiel, l'ondelette $a(t)$ est définie comme suit :

$$A(f) = \langle \bar{W}(f), \bar{U}(f) \rangle$$

Le signal $a(t)$ est indépendant du capteur et n'est pas exactement le signal émis par la source car $u(t)$ n'est pas la réponse impulsionnelle de la formation. $a(t)$ s'interprète comme l'ondelette moyenne du signal reçu, relatif à une onde sur l'ensemble des capteurs. Il est utile de connaître $a(t)$ pour pouvoir déconvoluer la section sismique ou pour différencier entre les diverses ondes (P, S et de surface) dans certains cas. Une forme d'ondelette $a(t)$ doit être choisie pour synthétiser une section sismique. Elle peut être soit à phase nulle (ondelette de Ricker), soit à phase minimale [Mar01b, Tel76].

I.3-2-3- La polarisation

La polarisation s'utilise pour décrire les propriétés directionnelles du vecteur de déformation d'une onde considérée (cf annexe A). Soit un signal $s(t)$ ayant pour composantes

$x(t)$, $y(t)$ et $z(t)$. Ce signal, relatif à une fréquence donnée, décrit dans le repère (x, y, z) une ellipse :

$$\vec{s}(t) = \begin{cases} x(t) = a_x \cos(2\pi ft + \varphi_x) \\ y(t) = a_y \cos(2\pi ft + \varphi_y) \\ z(t) = a_z \cos(2\pi ft + \varphi_z) \end{cases}$$

Le plan de cette ellipse et le sens de rotation sont déterminés par le produit vectoriel normé de $\vec{s}(t)$ aux temps t_1 et t_2 :

$$\vec{k}_p(t) = \frac{\vec{s}(t_1) \wedge \vec{s}(t_2)}{|\vec{s}(t_1) \wedge \vec{s}(t_2)|}$$

Ainsi pour une fréquence f , la polarisation est parfaitement définie par le vecteur de polarisation $\vec{k}_p(t)$, l'ellipticité (longueur du petit axe / longueur du grand axe) et l'orientation du grand axe de l'ellipse.

En général, en sismique, on suppose la polarisation d'une onde indépendante de la fréquence et variant lentement dans le temps. Les paramètres définis ci-dessus décrivent alors l'onde dans son ensemble. En revanche, la polarisation peut varier d'un récepteur à l'autre, donc d'une trace à l'autre. La stationnarité en distance n'est souvent observée que localement. C'est le cas pour les ondes de volume P et S dont l'orientation de la polarisation change avec la distance émetteur- récepteur. Cependant, pour des raisons de simplification, la polarisation est, en général, considérée stationnaire en fonction de la distance [Mar01b, Ben98].

I.4- La séparation des ondes

I.4-1- Définition

A la réception sur l'antenne, les diverses ondes sismiques, dues à des réflexions, réfractions, diffractions et à des propagations en guide d'ondes, interfèrent, rendant ainsi l'interprétation et le suivi d'une onde sismique particulière délicats. La solution est alors soit d'apporter une amélioration au rapport S/B, soit de séparer ces diverses ondes. Le but de la séparation d'ondes est de se servir des paramètres caractérisant les ondes (temps d'arrivée, amplitudes, vitesses apparentes, etc.) pour séparer, d'une part, le signal sismique du bruit et, d'autre part, les différentes ondes contenues dans le signal.

I.4-2- Objectif de la séparation des ondes

L'objectif de la séparation d'ondes est d'améliorer le rapport S/B, d'une part, car les données peuvent être séparées, dans tous les cas, en un espace signal et un espace bruit, et, d'autre part, de faire une sélection parmi les ondes constituant l'espace signal. Une des difficultés du traitement est de définir les hypothèses a priori sur la mesure spécifique de chaque onde et la relation entre ces hypothèses et la mesure des paramètres. Si ces hypothèses sont complètes et permettent de modéliser correctement l'onde, ce qui n'est pas toujours le cas, elle sera donc sélectionnée.

I.4-2-1- Amélioration du rapport S/B

En sismique, l'amélioration du rapport S/B commence déjà sur le terrain par la mise en œuvre d'arrangements de géophones et de points de tir pour couper le bruit aléatoire ou cohérent. En effet, statistiquement, la somme de n signaux aléatoires est proportionnelle à \sqrt{n} et la somme de n signaux cohérents, en phase, à n , de sorte que le rapport S/B se retrouve multiplié par \sqrt{n} . Si, d'un autre côté, on désire atténuer un bruit cohérent, en distribuant uniformément, sur une longueur d'onde du train d'ondes de ce bruit, un certain nombre de géophones, on aura une meilleure amélioration du rapport S/B.

On atténue aussi le bruit en additionnant des traces tirées à des temps et/ou à des emplacements différents ; c'est le principe de la couverture multiple. Le résultat, après sommation des traces corrigées de la courbure, fournit une trace à offset nul dont le rapport S/B en énergie est augmenté dans un rapport n . La couverture multiple est la méthode généralement la plus efficace pour identifier et séparer les ondes. Mais additionner de trop nombreuses traces devient vite très coûteux sur le terrain et au traitement, alors que l'amélioration du rapport S/B devient faible après les quelques premières additions [Tel76]. D'autres méthodes moins coûteuses, mais plus complexes, tendant à améliorer le rapport S/B, existent. Leur principe diffère que l'on soit en présence d'une ou de plusieurs ondes. Dans le cas d'une seule onde, il s'agira d'estimer la loi de certains paramètres du vecteur de propagation, de façon à ne conserver de cette onde que ce qui est conforme à cette loi et à rejeter le reste considéré alors comme bruit [Mar01b]. Dans le cas de plusieurs ondes, chaque onde est sélectionnée selon sa loi de propagation. Pour mener à bien cette opération, le nombre d'ondes doit être connu ; si ce dernier est sous-estimé, une partie du signal sismique utile va donc rester dans l'espace bruit. S'il est surestimé, certaines ondes non significatives et ne faisant pas partie du signal utile se retrouveront dans l'espace signal [Gla93b, Gla94].

I.4-2-2- Sélection d'une onde

La fonction de transfert, la bande passante, le temps d'arrivée, l'ondelette, la connaissance a priori de certains paramètres, etc. sont autant de paramètres ou attributs qui permettent d'évaluer les caractéristiques d'une onde. Un ensemble d'attributs relatifs à une onde, bien choisi et complet, permettra une meilleure sélection de l'onde en question.

Les méthodes opérant la séparation d'ondes sont nombreuses et très différentes les unes des autres. Cependant, La plupart utilise le même procédé qui consiste à opérer un changement de repère $((f,k), (\tau,p), \text{etc.})$ où les ondes se retrouvent bien séparées, de par la concentration des informations relatives à chaque onde en un espace le plus réduit possible [Mar01b, Rec94]. Elles sont classées en trois catégories. Dans le chapitre suivant, nous définissons ces catégories et donnons le principe des méthodes de séparation d'ondes les plus usuelles.

Chapitre II

Les méthodes de séparation d'ondes

Les méthodes de séparation d'ondes peuvent être classées en trois catégories : les méthodes à gabarit, les méthodes d'inversion et les méthodes matricielles [Gla93b]. Parmi les méthodes les plus utilisées, nous citons le filtre (f-k) et la transformée (τ -p) de la catégorie des méthodes à gabarit, la transformation de Décomposition en Valeurs Singulières (DVS) et le filtrage par la matrice spectrale (SMF : Spectral Matrix Filtering) de la catégorie des méthodes matricielles et, enfin, la méthode paramétrique de la catégorie des méthodes d'inversion.

De multiples applications sur des données de terrain de sismique de surface ou de puits illustrent l'efficacité de ces techniques. Quand on dispose de nouvelles données, il convient, en général, d'appliquer la méthode la plus simple possible à la seule condition qu'elle conserve les caractéristiques que l'on recherche. Mais le choix de cette méthode nécessite une bonne connaissance des méthodes existantes. Nous allons, dans ce qui suit, définir chaque catégorie et présenter le principe des méthodes usuelles, citées précédemment.

II.1- Les méthodes à gabarit

En sismique, les données initiales sont acquises dans le domaine temps-distance (t,x). Les méthodes à gabarit requièrent un changement de domaine où les ondes se trouvent séparées. Des gabarits ou masques sont alors disposés de façon à annuler, par exemple, l'énergie associée à certaines fréquences f et certains nombres d'ondes k, dans le cas de la méthode (f-k), ou encore à certains temps τ et certaines pentes p dans le cas de la méthode (τ -p). Une fois la séparation réalisée, une transformation inverse permet de retourner dans le domaine initial.

II.1-1- Le filtre (f-k)

Le filtre (f-k) utilise la Transformée de Fourier bidimensionnelle (TF2D). Une section sismique est une fonction des variables temps et distance. Si on désigne par $d(t,x)$ cette fonction, sa TF2D s'écrit :

$$D(f,k) = \text{TF}_{x,t} [d(t,x)] = \text{TFI}_x \{ \text{TF}_t [d(t,x)] \}$$

où f et k sont, respectivement, les fréquences temporelle et spatiale et TFI la Transformée de Fourier Inverse.

Si $d(t,x)$ représente une onde à cohérence parfaite, se propageant à une vitesse apparente constante v et observée sur un grand nombre de géophones régulièrement espacés, on peut écrire cette fonction sous la forme suivante :

$$d(t,x) = g(t-x/v) \quad (\text{II.1})$$

L'application de la TF2D à l'expression (II.1) donne [Fai63] :

$$D(f,k) = \text{TF}_{x,t} [g(t-x/v)] = G(f) \cdot \delta(k-f/v) \quad (\text{II.2})$$

avec:

$$G(f) = \text{TF}_t [g(t)]$$

L'équation (II.2) montre qu'une onde enregistrée sur un ensemble de traces sismiques s'organisent dans le plan (f,k) selon une droite : $k-f/v = 0$, de pente égale à la vitesse apparente de l'onde sur l'enregistrement sismique. Ainsi deux ondes de vitesses apparentes différentes et qui interfèrent dans le domaine (t,x) sont dissociées dans le plan (f,k) . Il suffit, pour les sélectionner, de calculer la TF2D de la section sismique, de multiplier les données obtenues dans le domaine (f,k) par une fenêtre judicieusement choisie (filtres ou masques en éventail ou polygones en bande) puis de retourner dans le domaine (t,x) , en calculant la TF2D inverse [Bin94a, Hen94].

La transformée $(f-k)$ permet de mettre en évidence les ondes de vitesses apparentes constantes, d'évaluer ces vitesses, de filtrer les ondes de vitesses différentes, d'améliorer le rapport S/B, etc. Ce filtre, très commode à utiliser et à interpréter, est très couramment appliqué en sismique de surface pour atténuer le *ground roll*, l'onde aérienne ainsi que les réflexions multiples et, en sismique de puits, pour séparer les ondes montantes et les descendantes [Gla94]. La figure II.1 montre l'organisation des événements sismiques dans le plan (f,k) ; les signaux se dissocient bien des bruits.

Le filtre $(f-k)$ n'est pas cher en temps calcul, cependant il exige un grand nombre de traces ainsi qu'un pas d'échantillonnage fin en distance.

II.1-2- La transformée $(\tau-p)$

Cette technique est basée sur la transformée de Radon linéaire [Dea83] (fig.II.2). Elle consiste à faire la sommation de la section sismique suivant une droite d'équation : $t = \tau + px$,

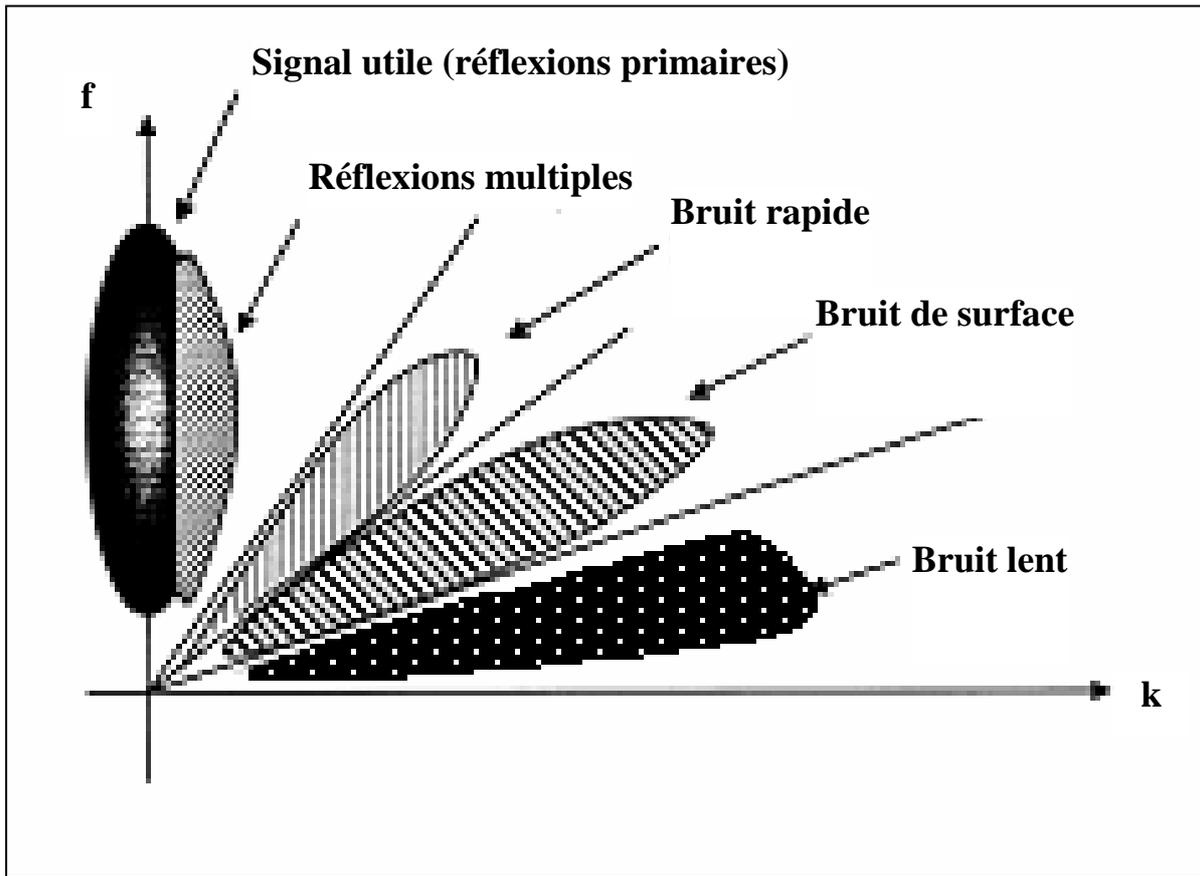


Figure II.1 : Organisation générale des événements sismiques dans le plan (f, k).

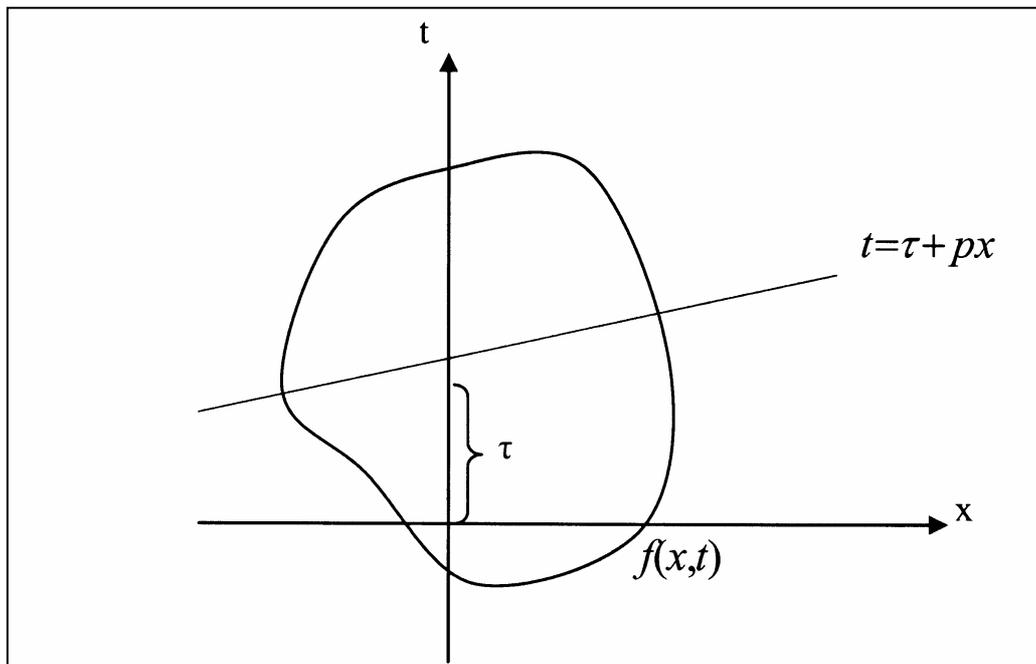


Figure II.2 : Transformée de Radon linéaire : l'intégration de la fonction se fait le long du faisceau de droites d'équation $t = \tau + p x$. [Dur84]

où p est la lenteur apparente et τ l'*intercept*. Les résultats de cette transformation, appelée aussi addition oblique, sont représentés sous forme d'une section en fonction de p et τ . La transformation directe de la section sismique d , fonction des variables temps et distance, s'écrit :

$$D(p, \tau) = a \sum_j d(j \Delta x, \tau + p j \Delta x)$$

où Δx est le pas d'échantillonnage en distance. La transformée inverse est donnée par :

$$d(x, t) = b \sum_j D'(j \Delta p, t - x j \Delta p)$$

où Δp est le pas d'échantillonnage en lenteur et D' la dérivée par rapport à τ de la transformée de Hilbert de D selon τ . a et b sont des constantes, fonctions des pas d'échantillonnage [Mar01b]. L'énergie de chaque arrivée d'onde plane, de vitesse $1/p$ et d'*intercept* τ , se retrouve concentrée en, approximativement, un point (τ, p) . En effet, plus l'ondelette est courte plus la surface de focalisation tend vers un point. La figure II.3 donne l'organisation des événements sismiques dans le domaine (τ, p) ; les hyperboles de réflexion sont transformées en ellipses et les droites des arrivées directe et réfractée en points.

Cette transformation permet de localiser et, après application d'un opérateur de filtrage, de dissocier des ondes de vitesses constantes, même si elles présentent des discontinuités et des fluctuations d'amplitudes. Mais, comme la méthode $(f-k)$, la transformée $(\tau-p)$ exige un pas d'échantillonnage fin en distance. De plus, pour opérer une bonne transformation inverse, une investigation détaillée en p est nécessaire [Dur84, Yil87, Bin94b, Gla94].

II.2- Les méthodes matricielles

Les filtres en fréquence et en vitesse apparente sont les principaux outils de filtrage couramment utilisés pour sélectionner une onde ou rejeter des événements sismiques indésirables. Ces filtres sont très efficaces et donnent, dans certains cas, des résultats très satisfaisants. Cependant, ils sont quelquefois inefficaces, particulièrement lorsque les ondes sismiques ont des vitesses apparentes voisines dans la même bande fréquentielle. D'autres méthodes, fondées sur la décomposition de matrices, ont alors été proposées. Le filtrage est réalisé par projection sur les différents vecteurs propres correspondant à ces matrices.

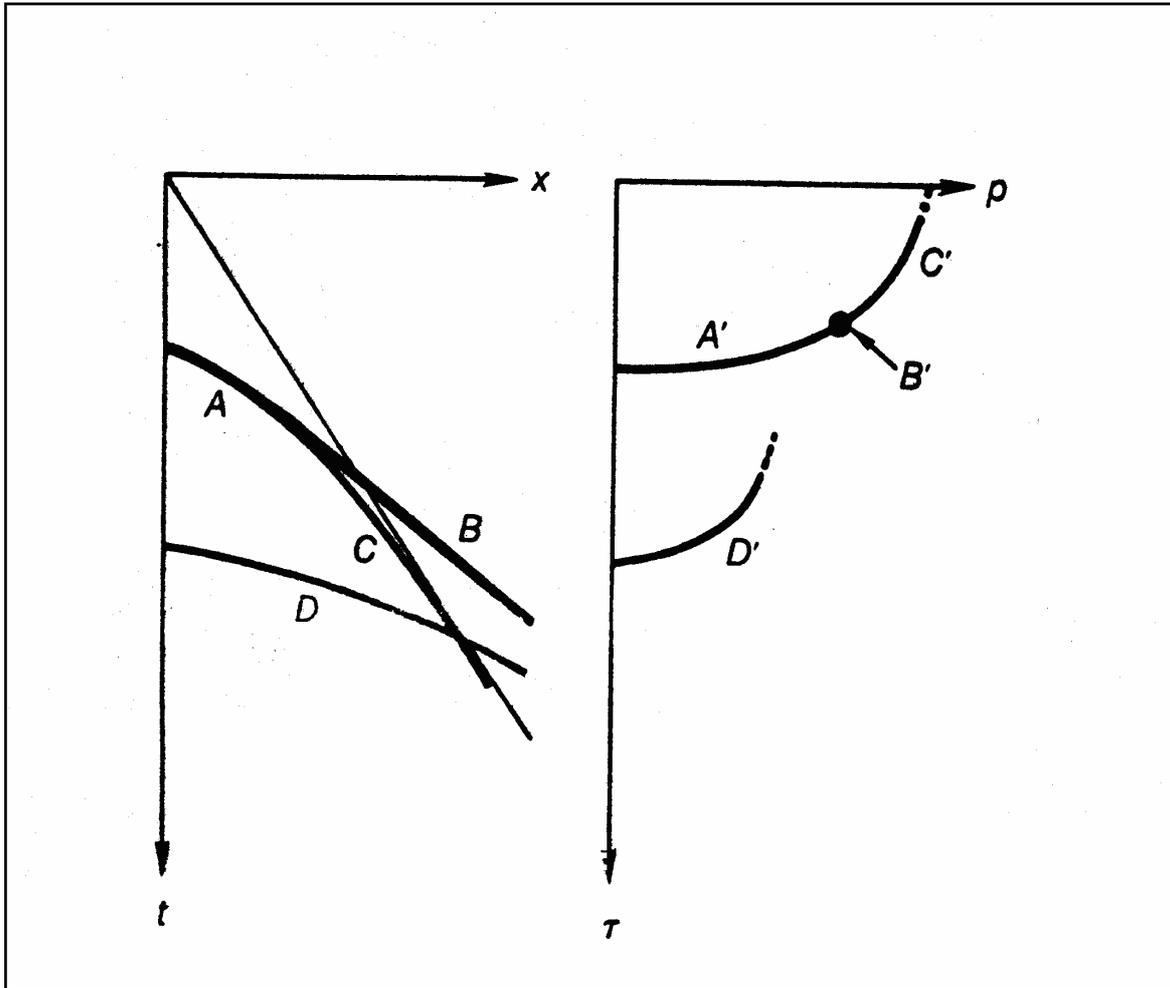


Figure II.3 : Représentation des évènements sismiques dans le plan (τ,p) . Les évènements A, B, C et D du plan (x,t) se transforment dans le plan (τ,p) en, respectivement, A', B', C' et D'. [Yil87]

II.2-1- La transformation de Décomposition en Valeurs Singulières (DVS)

Une section sismique, échantillonnée en temps et en distance par l'antenne composée de divers géophones, se présente sous forme d'une matrice :

$$d = d(n_x, n_t)$$

Elle possède N_x colonnes, que l'on notera \vec{h}_{n_x} et qui correspondent aux traces sismiques possédant N_t échantillons. La DVS est donnée par la relation suivante :

$$d = \sum_j \vec{u}_j \sigma_j \vec{v}_j^t$$

où \vec{u}_j est le $j^{\text{ième}}$ vecteur propre de la matrice $d \cdot d^t$ de dimension $N_t \times N_t$ et \vec{v}_j le $j^{\text{ième}}$ vecteur propre de la matrice $d^t \cdot d$ de dimension $N_x \times N_x$. σ_j est la $j^{\text{ième}}$ valeur singulière de d . Les

composantes de \vec{v}_j traduisent les variations de la forme d'onde d'une trace à l'autre [Ben98, Fre88, Mar01b, Bou05]. Le produit $\vec{u}_j \sigma_j \vec{v}_j^t$ est la $j^{\text{ième}}$ image ou section propre de d . Les images propres forment une base orthonormée qui peut être utilisée pour reconstruire d :

$$d = \sum_{j=1}^{N_s} \text{section propre } j$$

La contribution d'une image propre dans la reconstruction de d est proportionnelle à la valeur singulière associée [Mar01b, Ben98]. Si on classe les valeurs singulières par ordre décroissant, la contribution majeure dans la représentation de d proviendra des sections propres relatives aux premières valeurs propres. En général, la première section propre, correspondant à la plus grande valeur propre, comprend le signal présent sur le plus grand nombre de traces, donc d'énergie globale la plus importante. La figure II.4a représente des arrivées réfléchies en présence d'une faille ; la première section propre (fig.II.4b) correspond au signal présent sur le plus grand nombre de capteurs. Les arrivées de l'autre côté de la faille apparaissent sur la deuxième section propre (fig.II.4c). Les sections propres restantes renferment le bruit.

Pour des résultats efficaces, la DVS exige que l'onde à extraire soit mise à plat et qu'elle soit de grande amplitude (dominante). Cette technique permet de séparer les ondes entre elles, mais aussi d'améliorer le rapport S/B en séparant les données initiales en un espace signal et un espace bruit, l'espace signal étant, dans ce cas, la première section propre ou la somme des premières sections.

II.2-2- Le filtrage par la matrice spectrale (SMF)

Ce filtrage est effectué dans le domaine fréquentiel, en utilisant la matrice spectrale construite à l'aide des intercorrélations des différents enregistrements sismiques ou traces composant les données à traiter [Gla93a, Gla93b].

La trace sismique $d_k(t)$ enregistrée par le $k^{\text{ième}}$ récepteur de l'antenne est la somme d'une partie cohérente d'une trace à l'autre, composée de m ondes $w_{i,k}(t)$ ($i=1$ à m) et de bruit incohérent $b_k(t)$. En utilisant l'écriture vectorielle, les données peuvent être représentées dans le domaine fréquentiel comme suit :

$$\vec{D}(f) = \sum_{i=1}^m \vec{W}_i(f) + \vec{B}(f)$$

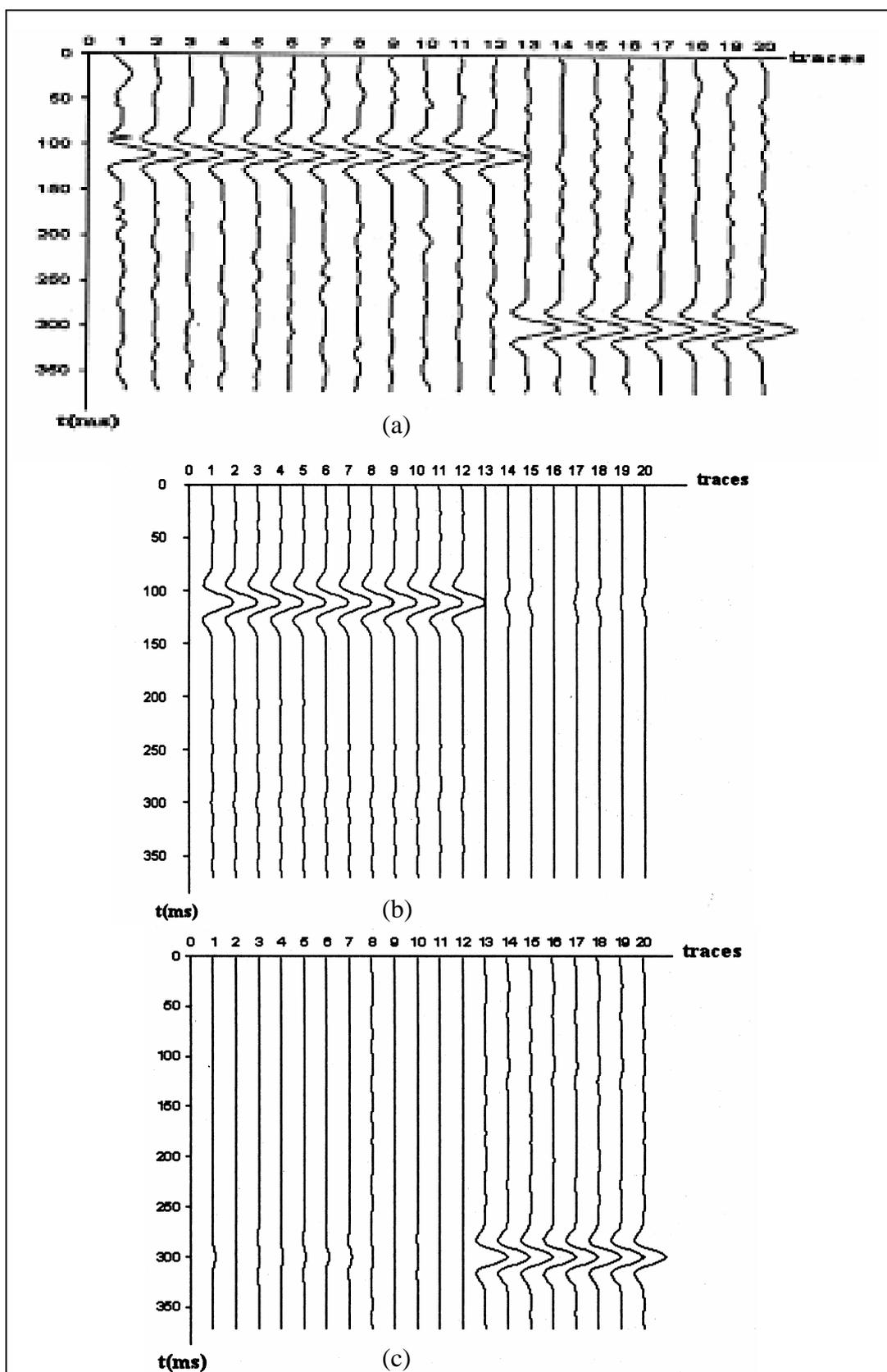


Figure II.4 : Exemple de séparation d'ondes par la DVS. (a)-section sismique montrant des arrivées réfléchies en présence d'une faille ; (b)-première section propre ; (c)-deuxième section propre.

où $\vec{D}(f)$ est un vecteur à N composantes $D_k(f)$ avec $D_k(f) = \text{TF}[d_k(t)]$, $\vec{W}_i(f)$ un vecteur à N composantes $W_{ik}(f)$ associé à l'onde i et, enfin, $\vec{B}(f)$ un vecteur à N composantes associé au bruit ; N étant le nombre total de traces ($N > m$).

On appelle matrice spectrale, la matrice $M(f)$ telle que :

$$M(f) = E[\vec{D}(f) \cdot \vec{D}^\dagger(f)]$$

où E est un opérateur de moyenne en distance, en fréquence ou d'épreuves [Gla93a]. \dagger indique le transposé conjugué. Cette matrice carrée, de dimension $N \times N$, qui est composée de tous les interspectres possibles entre les différentes traces considérées, peut se décomposer en ses éléments propres :

$$M(f) = \sum_{j=1}^N \lambda_j(f) \vec{V}_j(f) \vec{V}_j^\dagger(f)$$

où $\lambda_j(f)$ et $\vec{V}_j(f)$ représentent respectivement les valeurs propres et les vecteurs propres de cette matrice. Ces éléments dépendent de la fréquence et il y a autant de matrices que de fréquences.

La séparation d'ondes par la matrice spectrale est obtenue par projection des données $\vec{D}(f)$ sur chacun des m premiers vecteurs propres $\vec{V}_i(f)$ de la matrice spectrale :

$$\langle \vec{D}(f), \vec{V}_i(f) \rangle \vec{V}_i(f) \quad (\text{II.3})$$

La transformée de Fourier inverse de l'expression (II.3) est la $i^{\text{ème}}$ section propre associée au vecteur propre $\vec{V}_i(f)$. Si, parmi les m ondes existantes, une onde est dominante, alors il est possible de la sélectionner en calculant la première section propre correspondant à la première valeur propre (la plus grande) dans la mesure où l'opérateur de moyenne choisi est efficace (fig.II.5) [Gla89, Mar88]. La somme des m premières sections propres représente l'espace signal. Son complémentaire, l'espace bruit, est obtenu par soustraction de l'espace signal des données initiales.

La SMF permet de séparer les ondes, d'améliorer le rapport S/B et, enfin, d'estimer la fonction de transfert de l'onde que l'on désire sélectionner. En revanche, le temps de calcul est important et la méthode n'est efficace que si l'onde désirée est dominante [Mar01b].

II.3- Les méthodes d'inversion

L'inversion de données sismiques est basée sur la comparaison des données acquises avec les données synthétiques provenant d'un modèle préalablement choisi.

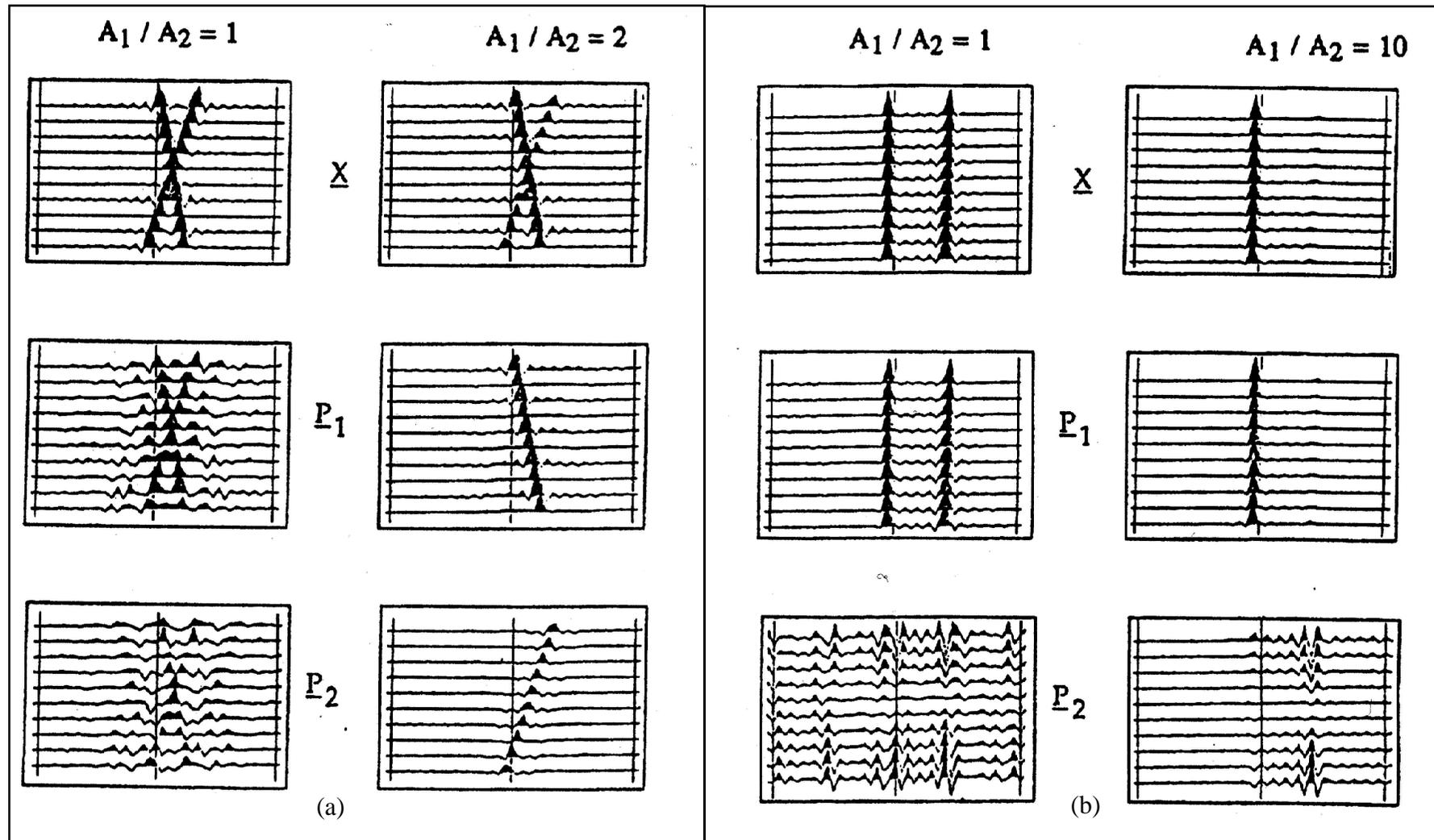


Figure II.5 : Exemples de séparation d'ondes par SMF (X : section initiale ; P_1 : première section propre ; P_2 : deuxième section propre). (a)-ondes d'incidences très différentes; (b)-ondes d'incidences voisines. La séparation des deux ondes n'est effective que si leurs amplitudes A_1 et A_2 sont différentes, surtout quand leurs incidences sont voisines. [Gla89]

La méthode paramétrique appartient à la catégorie des méthodes d'inversion. C'est une méthode haute résolution qui permet une séparation des ondes planes observées sur un certain nombre de traces sismiques consécutives. L'approche paramétrique du problème de séparation d'ondes, qui fait apparaître une modélisation permettant de tenir compte des divers types d'ondes sismiques, opère dans le domaine spatio-fréquentiel. Les vecteurs de propagation $\vec{U}_i(\vec{s}, f)$ des ondes qu'on désire séparer sont fonction de paramètres \vec{s} . Le vecteur \vec{s} est le vecteur formé par les lenteurs des ondes ou par leurs polarisations et leurs lenteurs conjointement.

La séparation paramétrique consiste donc à estimer ces paramètres et à séparer les ondes. Si on suppose l'existence de n ondes planes, les n vecteurs de propagation de ses ondes forment une matrice $U(\vec{s}, f)$. Les ondes estimées d'après ces modèles de propagation s'écrivent donc :

$$\vec{R}(f, \vec{s}) = U(\vec{s}, f) \cdot \vec{A}(f, \vec{s})$$

En utilisant la relation qui relie $\vec{A}(f, \vec{s})$ au vecteur des données $\vec{D}(f)$ [Mar01b]:

$$\vec{A}(f, \vec{s}) = U^+(\vec{s}, f) \cdot \vec{D}(f)$$

avec:

$$U^+ = [U^T U]^{-1} U^T$$

on peut écrire $\vec{R}(f, \vec{s})$ sous la forme suivante qui ne dépend que des lenteurs et des données:

$$\vec{R}(f, \vec{s}) = U(\vec{s}, f) \cdot U^+(\vec{s}, f) \cdot \vec{D}(f)$$

Les paramètres estimés sont donc ceux qui minimisent l'écart quadratique entre la section réelle $D(f)$ et la section estimée $R(f, \vec{s})$, ce qui revient à minimiser la fonctionnelle $J(\vec{s})$ suivante :

$$J(\vec{s}) = \sum_j \|D - U U^+ D\|^2$$

Le vecteur paramètre \vec{s} s'écrit alors :

$$\vec{s} \approx \arg[\min(J(\vec{s}))]$$

La méthode paramétrique est plus efficace en présence d'un faible nombre d'ondes. Elle nécessite un temps de calcul élevé; cependant, la recherche des bonnes valeurs des paramètres est accélérée si les valeurs introduites initialement sont proches de celles du modèle réel [Mar01b, Ess97]. En revanche, elle ne nécessite pas l'alignement de l'onde à extraire et a l'avantage de pouvoir s'appliquer sur un faible nombre de traces sismiques.

D'autres classifications peuvent être réalisées en tenant compte des contraintes d'utilisation des filtres. Parmi ces contraintes, on distingue le nombre de traces ; la méthode (f-k) nécessite un grand nombre de traces contrairement à la méthode SMF qui se contente de quelques unes seulement. La nécessité d'horizontaliser les ondes est une autre contrainte qu'impose la méthode DVS alors que les méthodes SMF et paramétrique fonctionnent sans mise à plat. La méthode SMF exige, cependant, que l'onde à extraire soit dominante. Les deux méthodes de séparation d'ondes que nous développons dans les chapitres III et IV imposent aussi certaines contraintes. Pour la méthode de reconnaissance des formes, l'onde recherchée doit être identifiée et identifiable par la forme de l'ondelette (motif) qui lui est associée. Elle doit être bien localisée dans le domaine temps-échelle, pour la méthode par transformée en ondelettes.

Chapitre III

La séparation d'ondes par reconnaissance des formes

Pour améliorer le rapport S/B ou pour séparer les différentes ondes entre elles, on passe, en général, par un traitement optimal qui utilise tout ce qui permet de différencier le signal recherché tels que la fonction de transfert, la bande passante, l'ondelette émise, etc. [Yil87, Cla92, Mar01b, Cor03]. Dans ce chapitre, on se propose de caractériser le signal recherché par la forme de l'ondelette qui lui est associée. La séparation d'ondes s'effectue alors par reconnaissance des formes. La méthode de séparation d'ondes par reconnaissance des formes, que nous exposons, pourrait s'apparenter à la catégorie des méthodes matricielles. Elle consiste à reconnaître, le long de la trace sismique, la forme du signal associé à l'onde désirée. Elle a été présentée et appliquée en sismique de puits 3C [Mic85].

Dans un premier temps, nous commençons par une présentation théorique de cette méthode en donnant la structure générale d'un système de reconnaissance de formes puis en énumérant ses différentes étapes ainsi que leurs objectifs. Ensuite, nous présentons l'application de la méthode de reconnaissance des formes sur des signaux sismiques. Nous nous focalisons principalement sur l'application de cette méthode sur des données sismiques de puits unicomposantes (type PSV), dans un premier temps, puis sur des données sismiques de puits tricomposantes (3C) (type PSV à déport non nul). Dans le premier exemple, nous montrons les capacités de cette méthode à filtrer, en ondes P, des données de PSV synthétiques et réelles. Dans le deuxième exemple, nous exposons l'application de la méthode par reconnaissance des formes sur des données PSV à déport non nul pour filtrer les ondes polarisées P et SV et proposons une extraction automatique de la forme ou motif de l'onde recherchée.

III.1- Méthodologie

La reconnaissance des formes, utilisée dans différents domaines (médecine, électronique, linguistique, etc.) [Len02], a pour but de reconnaître, parmi un ensemble de formes, une forme bien distincte que l'on désire extraire.

La structure générale d'un système de reconnaissance des formes est constituée de deux étapes: 1) une étape d'apprentissage dans laquelle on choisit un certain nombre de paramètres bien représentatifs du modèle à extraire (modèle d'apprentissage ou concept) et 2) une étape

d'interprétation et de décision, dans laquelle le modèle donné est extrait de l'ensemble (objet) [Bel92]. Appliquée à la sismique, l'objet représente la trace sismique et le concept représente l'onde que l'on veut extraire ou suivre dans cette trace. Le principe de la méthode proposée ici consiste à ne garder, le long de la trace, que les signaux dont la forme est identique ou proche de celle de l'ondelette d'apprentissage. La sélection se fait par projection du signal objet sur un sous-espace créé à partir du signal d'apprentissage. Tout signal qui ressemble au signal d'apprentissage se projette bien et se retrouve donc conservé. Au contraire, un signal qui diffère de l'apprentissage se projette mal et est donc atténué ou éliminé [Mic85, Cli86, Ben06a, Ben06b].

III.1-1- Étape d'apprentissage

Cette étape est chargée de reconnaître un ensemble de paramètres ou caractéristiques bien représentatifs de la forme du signal recherché. Le choix de ces paramètres est important car il conditionne la méthodologie.

Signal d'apprentissage

L'ondelette correspondant à l'arrivée du signal à extraire de la trace est appelé signal d'apprentissage. A une dimension, ce signal, composé de N échantillons, est représenté par le vecteur \vec{S} tel que :

$$\vec{S}^t = (S(1), S(2), S(3), \dots, S(N))$$

où \vec{S}^t est le vecteur transposé de \vec{S} .

\vec{S} appartient à l'espace des signaux E_s de dimension N et de base canonique $B_0 = (\vec{e}_j ; j=1 \text{ à } N)$:

$$\vec{S} = \sum_{j=1}^N S(j) \vec{e}_j$$

En sismique 3C, l'apprentissage, appelé trisignal d'apprentissage, s'écrit:

$$\vec{S}^t = \{ [X(1), X(2), \dots, X(N)]; [Y(1), Y(2), \dots, Y(N)]; [Z(1), Z(2), \dots, Z(N)] \}$$

Ce vecteur appartient à l'espace des trisignaux E_{3s} de dimension $3N$ et de base canonique $B_0 = (\vec{e}_j; j=1 \text{ à } 3N)$:

$$\vec{S} = \sum_{j=1}^N X(j)\vec{e}_j + \sum_{j=1}^N Y(j)\vec{e}_{j+N} + \sum_{j=1}^N Z(j)\vec{e}_{j+2N}$$

Matrice des corrélations

L'outil mathématique utilisé est la matrice des corrélations, matrice qui, contrairement à la matrice de covariance généralement utilisée, tient compte du facteur temps.

Dans l'espace des signaux E_s , on définit la matrice d'autocorrélation A du signal d'apprentissage \vec{S} par :

$$A = \begin{bmatrix} a_0 & a_1 & \dots & a_{N-2} & a_{N-1} \\ a_1 & a_0 & \cdot & \cdot & a_{N-2} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ a_{N-2} & \cdot & \cdot & a_0 & a_1 \\ a_{N-1} & a_{N-2} & \dots & a_1 & a_0 \end{bmatrix} \quad (\text{III.1})$$

avec :

$$a_k = \sum_{j=1}^{N-k} S(j)S(j+k)$$

Cette matrice est parfois appelée matrice de Toeplitz ou matrice d'auto-covariance.

Dans l'espace des trisignaux, on définit la matrice des corrélations M du signal d'apprentissage \vec{S} par:

$$M = \begin{bmatrix} M_{XX} & M_{XY} & M_{XZ} \\ M_{YX} & M_{YY} & M_{YZ} \\ M_{ZX} & M_{ZY} & M_{ZZ} \end{bmatrix} \quad (\text{III.2})$$

où M_{XX} , M_{YY} , M_{ZZ} sont les matrices d'autocorrélation telles que (I représente X, Y ou Z):

$$M_{II} = \begin{bmatrix} a_0 & a_1 & \dots & a_{N-2} & a_{N-1} \\ a_1 & a_0 & \dots & \dots & a_{N-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{N-2} & \dots & \dots & a_0 & a_1 \\ a_{N-1} & a_{N-2} & \dots & a_1 & a_0 \end{bmatrix}$$

avec:

$$a_k = \sum_{m=1}^{N-k} I(m)I(m+k)$$

et M_{XY} , M_{YX} , M_{XZ} , M_{ZX} , M_{ZY} , M_{YZ} les matrices d'intercorrélacion des composantes X, Y et Z telles que (I et J représentent X, Y ou Z):

$$M_{IJ} = \begin{bmatrix} a_0 & a_1 & \dots & a_{N-2} & a_{N-1} \\ a_{-1} & a_0 & \dots & \dots & a_{N-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{-N+2} & \dots & \dots & a_0 & a_1 \\ a_{-N+1} & a_{-N+2} & \dots & a_{-1} & a_0 \end{bmatrix}$$

avec:

$$a_k = \sum_{m=1}^{N-k} I(m)J(m+k) \quad k \geq 0$$

$$a_k = \sum_{m=1}^{N-k} I(m-k)J(m) \quad k < 0.$$

Valeurs propres et vecteurs propres de la matrice des corrélacions

La matrice d'autocorrélacion A (cf Eq.III.1) est carrée, réelle, symétrique, définie, positive et de dimension N x N. Elle possède N vecteurs propres \vec{V}_i associés à N valeurs propres réelles et positives λ_i [Bre04]. Les vecteurs propres forment une base orthonormée B_{KL} (base de Karhünen-Loève) de l'espace des signaux. Chaque vecteur \vec{V}_i est défini par ses coordonnées $V(j,i)$ dans la base canonique B_0 :

$$\vec{V}_i = \sum_{j=1}^N V(j,i) \vec{e}_j \quad (III.3)$$

Le vecteur d'apprentissage \vec{S} de dimension N, défini dans l'espace des signaux par ses coordonnées $S(j)$ dans la base canonique B_0 , peut se décomposer dans toute autre base

orthonormée de l'espace des signaux et, en particulier, dans la base B_{KL} formée par les N vecteurs ou signaux propres de la matrice d'autocorrélation, sous la forme :

$$\vec{S} = \sum_{i=1}^N (\vec{S} \cdot \vec{V}_i) \vec{V}_i$$

La matrice des corrélations M (cf Eq.III.2) est une matrice carrée, réelle, symétrique, définie, non négative et de dimension $(3N \times 3N)$. Elle possède $3N$ vecteurs propres \vec{V}_i associés à $3N$ valeurs propres réelles non négatives λ_i [Bre04]. Ces $3N$ vecteurs propres, une fois normalisés, forment une base orthonormée B_{KL} de l'espace des trisignaux. Chacun d'eux est défini dans une base canonique B_0 de l'espace des trisignaux par :

$$\vec{V}_i = \sum_{j=1}^{3N} V(j,i) \vec{e}_j$$

où \vec{V}_i est le vecteur propre associé à la $i^{\text{ème}}$ valeur propre et $V(j,i)$ la composante de \vec{V}_i dans la base B_0 .

Le vecteur d'apprentissage \vec{S} s'écrit alors dans la base B_{KL} de la façon suivante :

$$\vec{S} = \sum_{i=1}^{3N} (\vec{S} \cdot \vec{V}_i) \vec{V}_i$$

Chaque valeur propre λ_i représente le terme pondérateur de la quantité d'informations ou d'énergie contenue dans le signal d'apprentissage et portée par le vecteur ou signal propre \vec{V}_i . Normalisée, la valeur propre représente le pourcentage, ou l'importance du signal propre, associé dans la description du signal d'apprentissage [Mic85].

Les N ($3N$) vecteurs propres de la matrice d'autocorrélation (des corrélations) s'interprètent comme N signaux propres ($3N$ trisignaux propres) de longueur N .

Réduction de la dimension de l'espace des signaux

L'addition des valeurs propres normalisées λ'_i , classées par ordre décroissant, tend rapidement vers la valeur maximale (100%) en considérant seulement les p premières valeurs

propres. On peut donc admettre que les p premières valeurs propres suffisent à décrire correctement le signal d'apprentissage avec une probabilité d'erreur P_r tel que :

$$P_r = 1 - \sum_{i=1}^p \lambda_i$$

Ce qui nous conduit à réduire la dimension de l'espace des signaux en ne gardant que les vecteurs propres associés aux p valeurs propres dominantes. En se fixant un seuil de confiance s , appelé seuil de projection, p sera le nombre minimal de valeurs propres normalisées λ_i qui vérifie la condition suivante :

$$\sum_{i=1}^p \lambda_i \geq s \quad (\text{III.4})$$

Les vecteurs propres, correspondant à ces p premières valeurs propres et qui sont linéairement indépendants et orthonormés, engendrent un sous-espace vectoriel de dimension p , appelé sous-espace des signaux propres [Cia02].

III.1-2- Étape d'interprétation et de décision

C'est l'étape de reconnaissance proprement dite ou étape d'extraction. Il s'agit d'une projection de la trace sismique sur le sous-espace engendré par les p signaux propres, de façon à ne laisser dans cette trace que ce qui s'apparente au signal d'apprentissage [Mic85].

Projection d'un signal sur le sous-espace des signaux

Soit E_{sp} le sous-espace vectoriel engendré par les p premières valeurs propres du signal d'apprentissage \vec{S} :

$$E_{sp} = (\vec{V}_1, \vec{V}_2, \dots, \vec{V}_p)$$

Considérons un signal \vec{U} quelconque de l'espace vectoriel E_s . Il s'écrit dans la base canonique comme suit [Mic85, Bre04]:

$$\vec{U} = \sum_{j=1}^N U(j) \vec{e}_j$$

et dans la base B_{kl} :

$$\vec{U} = \sum_{j=1}^N (\vec{U}, \vec{V}_j) \cdot \vec{V}_j = \sum_{j=1}^N \alpha_j \vec{V}_j$$

avec:

$$\alpha_i = \sum_{j=1}^N U(j) \cdot V(j, i) \quad (\text{III.5})$$

La projection de \vec{U} sur E_{sp} est le vecteur \vec{U}_p tel que :

$$\vec{U}_p = \sum_{j=1}^p \alpha_j \vec{V}_j$$

En utilisant les relations III.3 et III.5, \vec{U}_p s'écrit dans la base canonique comme suit:

$$\vec{U}_p = \sum_{j=1}^N \left[\sum_{i=1}^p V(j, i) \cdot \left(\sum_{j=1}^N U(j) \cdot V(j, i) \right) \right] \vec{e}_j = \sum_{j=1}^N U_p(j) \vec{e}_j$$

ce qui donne en écriture matricielle :

$$\vec{U}_p = P \vec{U} \quad (\text{III.6})$$

où P est la matrice de projection :

$$P = \mathcal{V}_p \mathcal{V}_p^t$$

La matrice \mathcal{V}_p possède des colonnes portant les vecteurs propres orthogonaux entre eux. Le signal projeté \vec{U}_p est aussi de longueur N .

La proximité géométrique β des vecteurs \vec{U} et \vec{U}_p traduit la ressemblance formelle entre les deux signaux. Elle est donnée par :

$$\beta = \frac{\|\tilde{U}_p\|}{\|\tilde{U}\|} \quad (\text{III.7})$$

La projection du signal \tilde{U} sur le sous-espace vectoriel, engendré par les p premiers signaux propres de la matrice d'autocorrélation, revient à n'en conserver que l'information qu'il partage avec le signal d'apprentissage \tilde{S} , si elle existe. Plus la forme du signal diffère du motif d'apprentissage, plus il est atténué après projection et la proximité géométrique proche de zéro.

A trois composantes, le calcul de \tilde{U}_p se fait de la même manière, sauf que la dimension de l'espace vectoriel passe de N à 3N.

Projection de la trace sismique sur le sous-espace des signaux

Si l'on considère une trace sismique U(t) comme une suite de signaux de longueur N échantillons, se recouvrant chacun sur (N-1) échantillons, sa projection sur le nouveau sous-espace revient donc à projeter séparément les signaux consécutifs qui la constituent. La trace projetée est reconstruite par une opération de moyenne dans les zones de recouvrement (cf annexe B) [Mic85].

Le schéma donnant l'algorithme de filtrage par reconnaissance des formes est représenté en figure III.1. Nous avons développé un programme en Fortran 90 pour des données d'entrée à 1, 2 ou 3 composantes. Ce programme fait appel à de nombreux sous-programmes. Pour le calcul des valeurs et vecteurs propres, nous avons utilisé le sous-programme Jacobi qui donne directement les valeurs propres et les vecteurs propres dans l'ordre décroissant.

III.1-3- Choix du seuil de projection

Le seuil de projection (cf Eq.III.4) est un paramètre important dans la reproduction, après projection, du signal d'apprentissage. Le choix du seuil influe directement sur la dimension du sous-espace de projection. A titre d'exemple, on considère l'ondelette de Ricker qui est donnée en figure III.2 comme signal d'apprentissage, de fréquence centrale 30 Hz, de longueur 80 ms, avec un pas d'échantillonnage de 4 ms.

La matrice d'autocorrélation de ce signal est carrée, symétrique et de dimension 21x21 (cf annexe C). Les 21 valeurs propres de cette matrice, rangées par ordre décroissant, en fonction

de leurs amplitudes, montre que les 12 premières valeurs sont dominantes (fig.III.3). Elles contiennent, par conséquent, la quasi-totalité de l'information relative au signal d'apprentissage. Au-delà du douzième rang, les valeurs propres sont très proches de zéro.

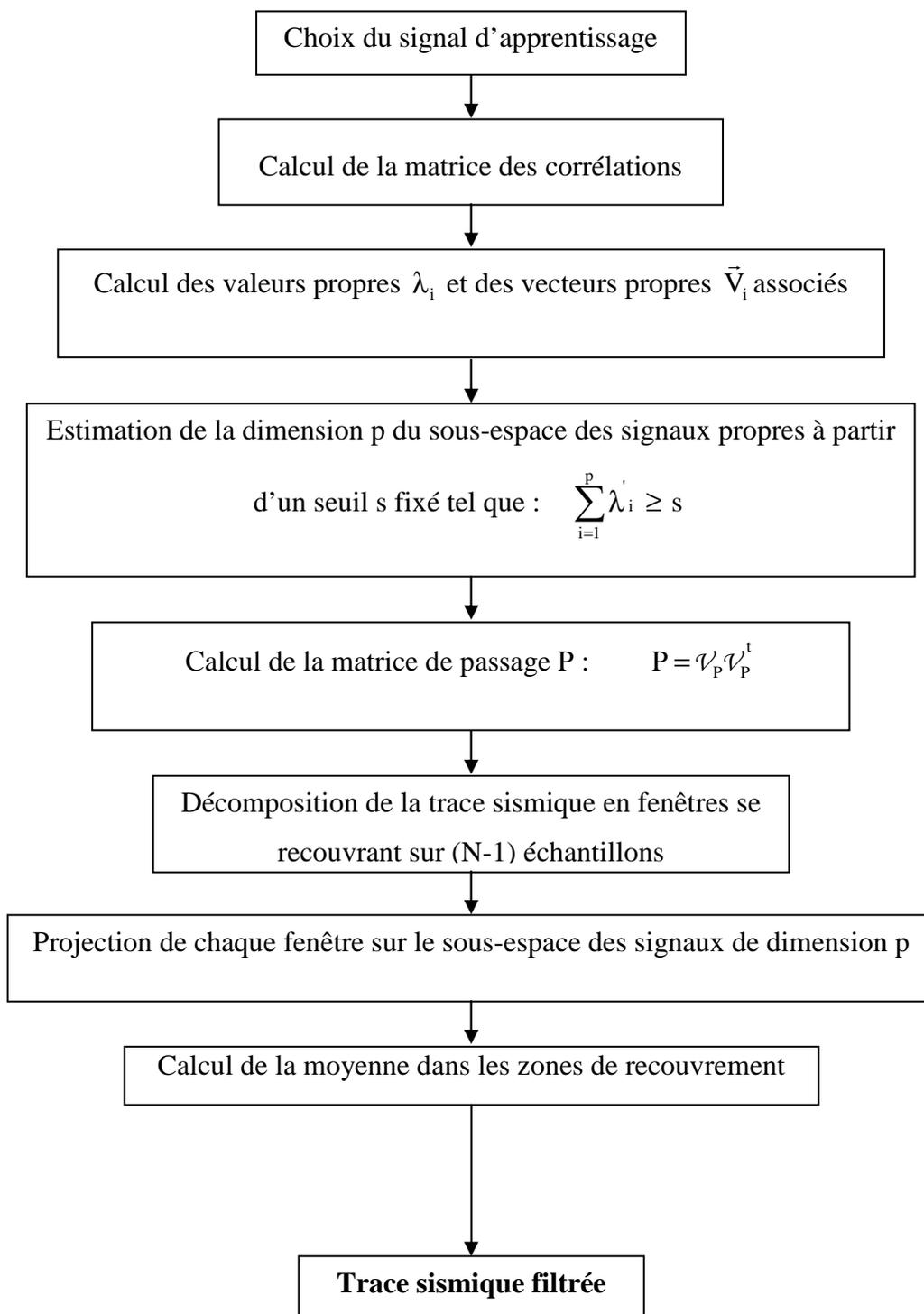


Figure III.1 : Schéma représentant l'algorithme de filtrage par reconnaissance des formes.

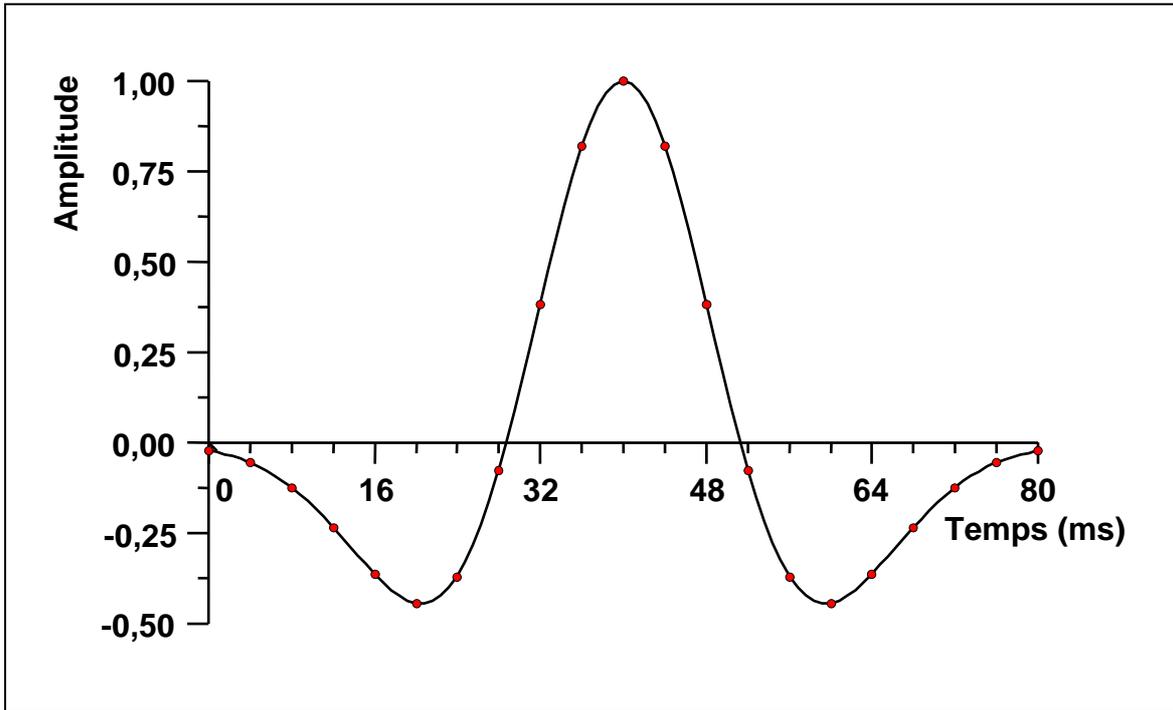


Figure III.2 : Signal d'apprentissage: ondelette de Ricker de fréquence centrale 30Hz et de longueur 80 ms. Le pas d'échantillonnage est de 4 ms.

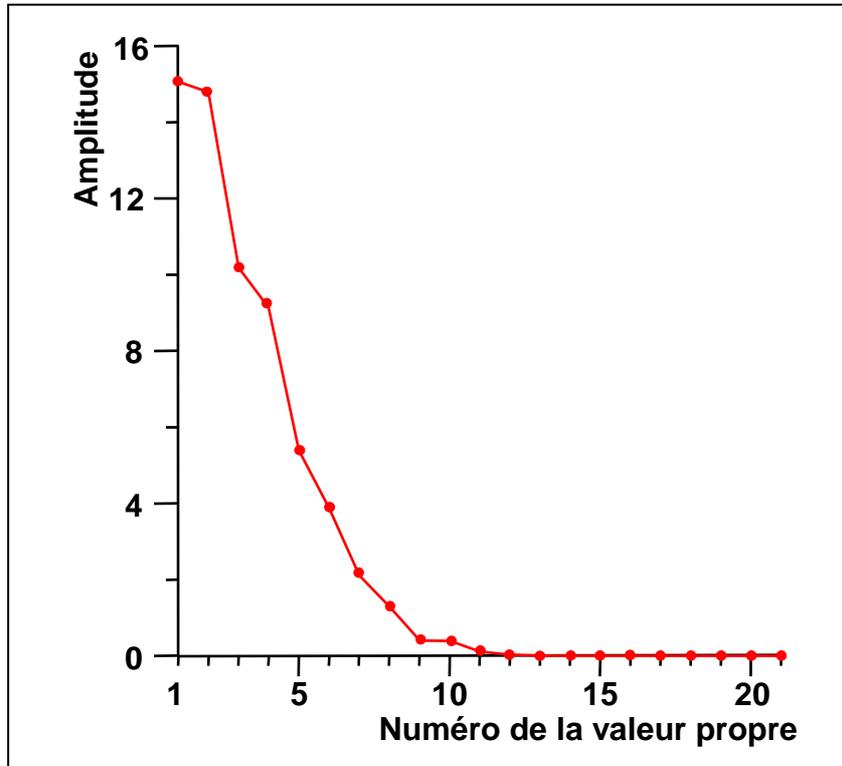


Figure III.3 : Classement par ordre décroissant des valeurs propres de la matrice d'autocorrélation du signal d'apprentissage (fig.III.2).

La reproduction du Ricker (fig.III.4) (cf Eq.III.6) est effective pour plusieurs valeurs du seuil de projection et, par conséquent, de la dimension du sous-espace de projection (fig.III.5). On peut donc distinguer son rapprochement avec le signal d'apprentissage, au fur et à mesure que la valeur du seuil augmente. Une reproduction fidèle du Ricker n'est atteinte que pour des valeurs de seuil supérieures ou égales à 90%. Il apparaît ainsi qu'un seuil de 90%, équivalent à une dimension égale à 7 du sous-espace de projection, suffit pour reproduire correctement, après projection, le signal d'apprentissage. Bien souvent, ce seuil de projection est fixé à 90%, valeur que nous utilisons, par la suite, dans ce travail.

III.2- Applications au filtrage de données sismiques de puits type PSV

III.2.1-Introduction

En sismique de puits, type PSV à déport nul, les arrivées sismiques directes et réfléchies sur les enregistrements de la composante Z, détentrice de la quasi-totalité de l'information à cause du très faible offset, sont délicates à interpréter quand le rapport S/B est faible. Pratiquement, les données sismiques correspondantes peuvent être subdivisées en deux espaces : 1) un espace signal constitué des arrivées de type P et 2) un espace bruit renfermant les événements parasites formés par les ondes de tube, les résidus d'ondes converties, les multiples, etc. Dans les cas les plus favorables, ces événements parasites correspondent à des hautes fréquences dans le signal reçu, ce qui permet de les éliminer facilement par les techniques de filtrage classiques. Mais dans la plupart des cas, ces bruits, aléatoires ou cohérents, ne sont pas localisés dans une bande de fréquence donnée et peuvent donc être inclus dans le domaine des fréquences utiles, ce qui rend leur élimination difficile. Dans ces conditions, pour améliorer le rapport S/B, on passe, en général, par un traitement optimal qui utilise tout ce qui permet de différencier le signal recherché tels que la fonction de transfert, le temps d'arrivée, la bande passante, l'ondelette émise, etc. [Mar01b] (cf chap.II). Comme pour la composante verticale d'un PSV à déport nul, on est en présence d'un seul type d'ondes, les ondes P, et que les impulsions ou ondelettes émises se propagent et se réfléchissent sur les interfaces des couches géologiques qui les séparent en ne subissant que de faibles distorsions, on se propose donc de caractériser le signal recherché (onde P) par la forme de l'ondelette qui lui est associée et d'appliquer la méthode basée sur la reconnaissance des formes décrite précédemment.

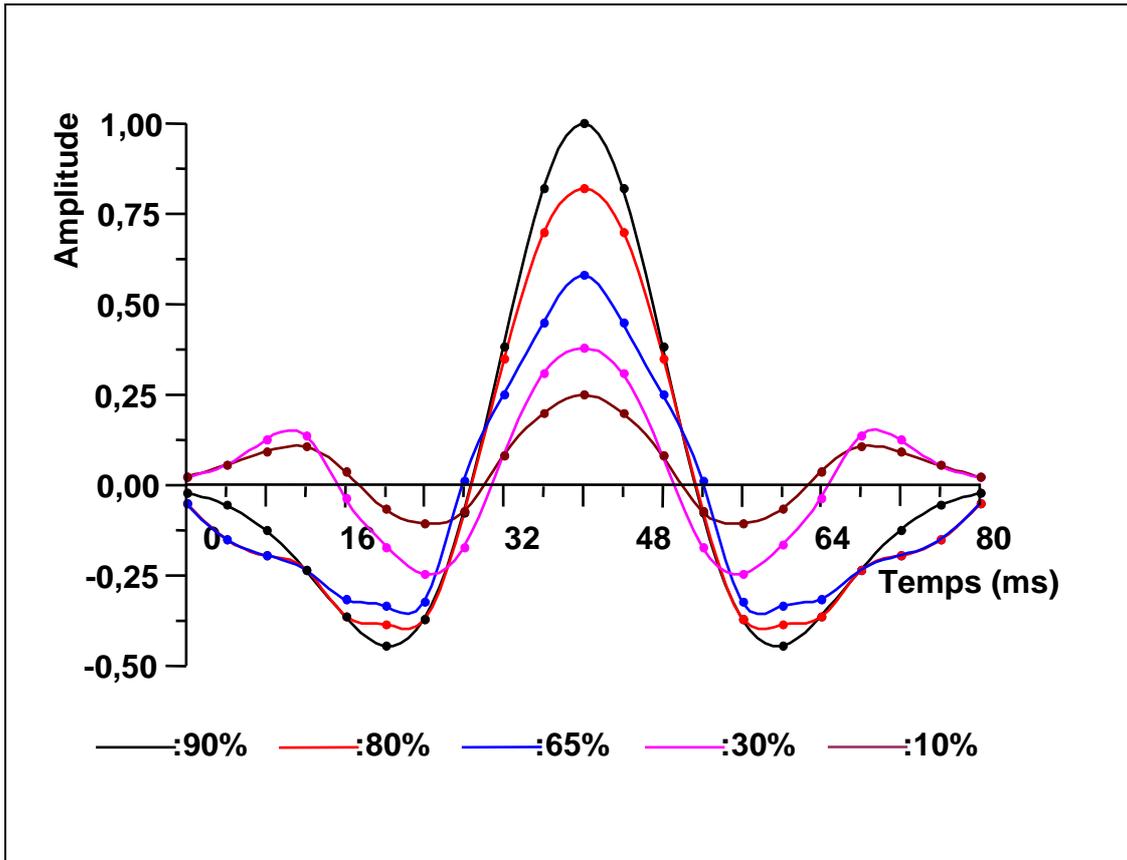


Figure III.4 : Reproduction du signal d'apprentissage (fig.III.2) après projection, avec différentes valeurs du seuil.

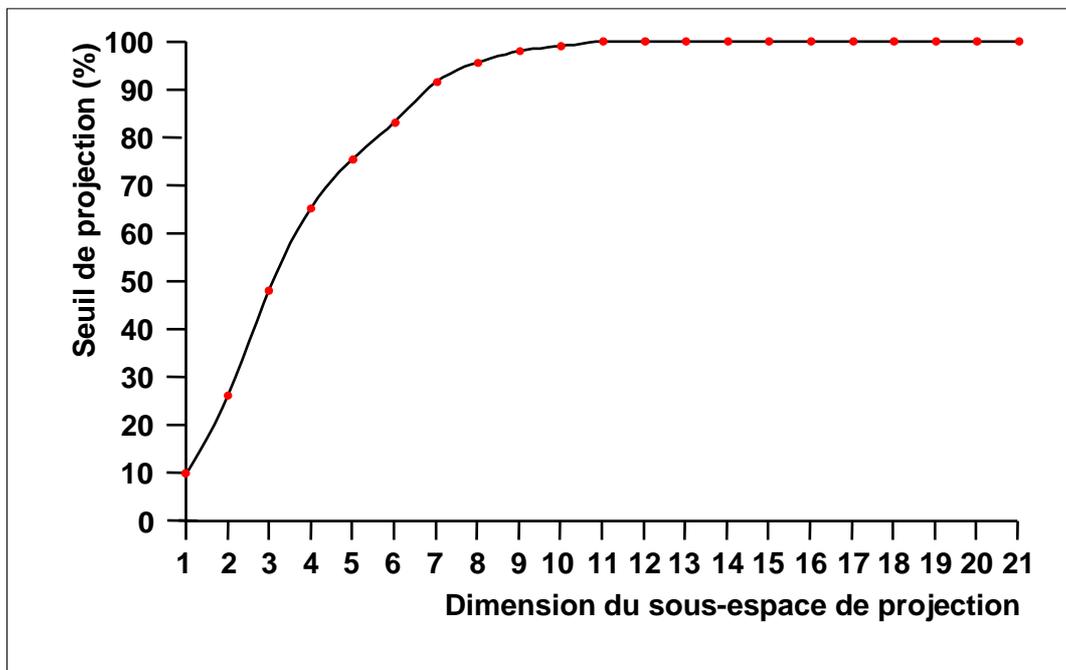


Figure III.5 : Variation de la dimension du sous-espace des signaux propres correspondant à la matrice d'autocorrélation de l'apprentissage (fig.III.2), en fonction du seuil de projection.

III.2-2- Données synthétiques

Les données PSV, utilisées dans cette étude, sont synthétisées à partir d'un modèle géologique à 3 couches (fig.III.6a). Il est composé de 34 traces s'échelonnant de 50 m à 1700 m de profondeur, avec un pas de 50 m. La longueur de l'enregistrement sismique est restreinte à 2000 ms, avec un pas d'échantillonnage de 4 ms (fig.III.6b). Le PSV impulsif est calculé dans le domaine temporel [Dau81], puis convolué à l'ondelette de Ricker de fréquence centrale 30Hz (fig.III.2) [Bet00].

La méthode de reconnaissance des formes, utilisant l'ondelette de Ricker comme signal d'apprentissage, donne des résultats (fig.III.6c) similaires au PSV initial (fig.III.6b).

Pour illustrer l'efficacité de la méthode, nous avons ajouté aux données synthétiques un bruit aléatoire gaussien, centré, avec un taux de 10% puis 50%. Ce taux est évalué à partir de la puissance du signal sans bruit. En présence d'un bruit de 10% (fig.III.7a), l'extraction du signal utile est efficace ; le PSV obtenu après projection des données est bien filtré (fig.III.7b). Il est pratiquement identique au PSV sans bruit (fig.III.6b): les différents événements sont récupérés et la forme de l'ondelette conservée. En dépit de la présence d'un taux de bruit élevé de 50% (fig.III.7c), le signal utile reste correctement restitué avec, cependant, un bruit résiduel (fig.III.7d). En pratique, l'ondelette émise subit des distorsions dues, surtout, aux phénomènes d'absorption et de dispersion, et devient donc de plus en plus différente du signal d'apprentissage en fonction du temps. Afin d'illustrer l'efficacité de la méthode de filtrage par reconnaissance des formes face à ces distorsions, nous avons reconsidéré la réponse du modèle à 3 couches de la figure III.6a en tenant compte, cette fois-ci, de l'atténuation du signal due aux phénomènes d'absorption et de dispersion. Le PSV est recalculé dans le domaine fréquentiel [Gan81]. Pour simuler une forte atténuation, le facteur de qualité est fixé à 20, 40 et 80 dans les couches 1, 2 et 3 respectivement [Bet00]. Le PSV utilisé (fig.III.8a) est restitué en dépit des distorsions subies par l'ondelette (fig.III.8b), même en présence d'un taux de bruit de 50% (fig.III.8c); le signal est correctement extrait et le rapport S/B amélioré (fig.III.8d).

III.2-3- Données réelles

Les données utilisées dans cette application sont extraites de la composante verticale d'un PSV à départ nul, acquis par la compagnie "Baker Atlas Logging Services (Algeria)", pour le compte de la "Sonatrach Production (Algeria)". La source, positionnée à 60 m de la gueule

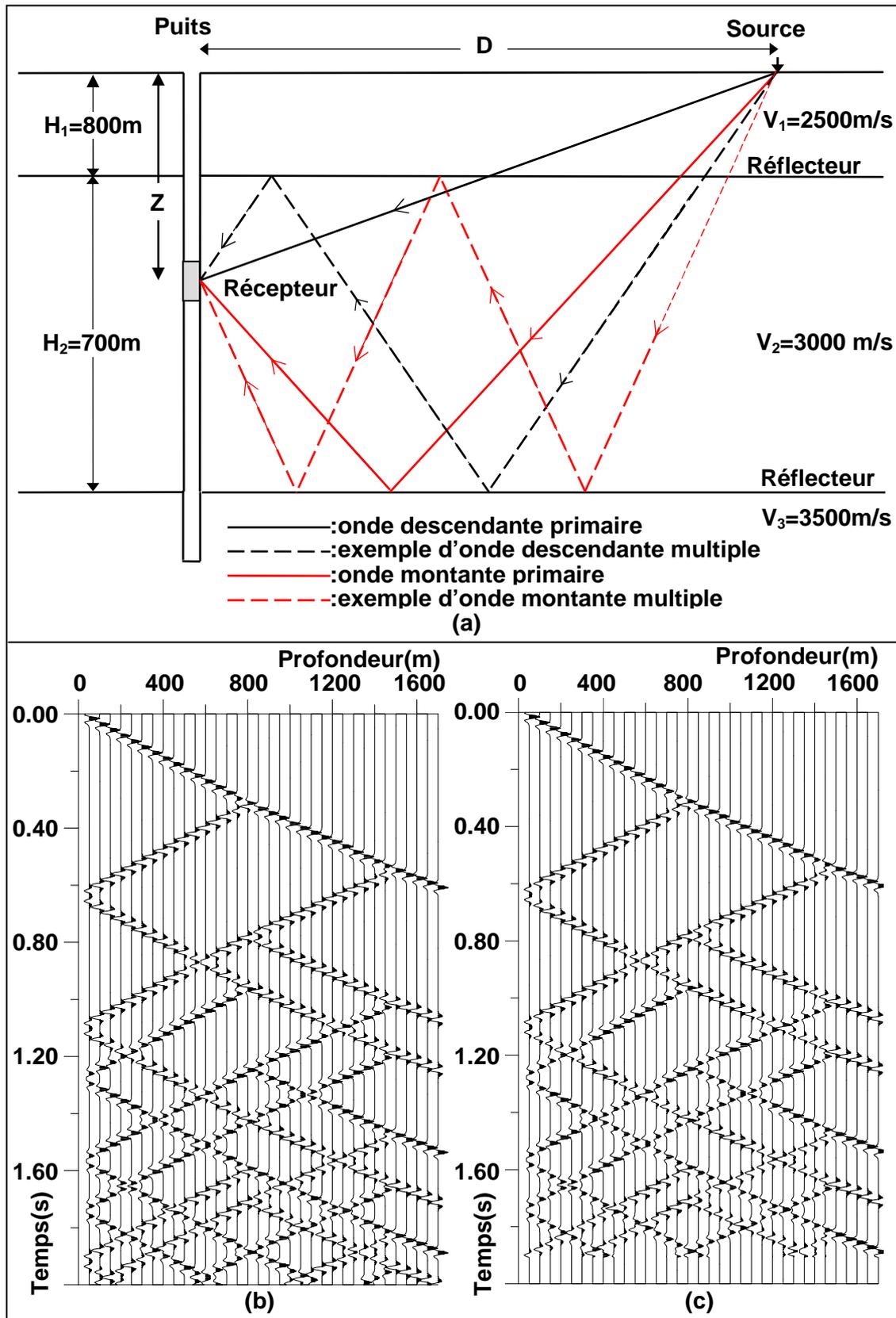


Figure III.6 : Élaboration du PSV synthétique; (a)- modèle géologique utilisé et mise en oeuvre d'un PSV (le déport D est très faible car la source et le géophone doivent être sur la même verticale); (b)- PSV synthétique calculé; (c)- PSV synthétique après filtrage par reconnaissance des formes. Le signal d'apprentissage est présenté en figure III.2.

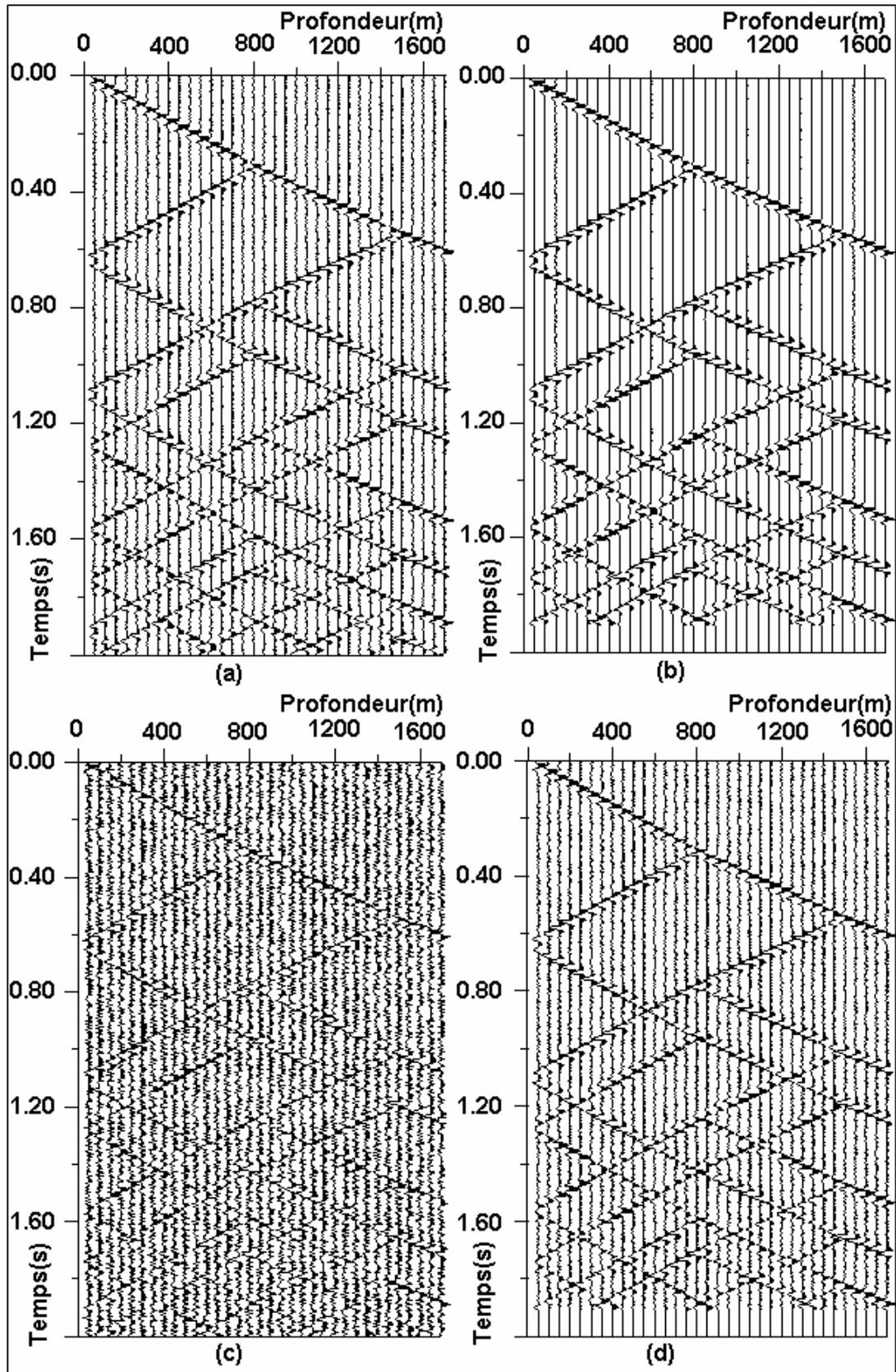


Figure III.7 : Filtrage par reconnaissance des formes des données PSV synthétiques en présence de bruit; (a)- PSV synthétique initial (fig.III.6b) avec 10% de bruit; (b)- PSV synthétique (a) après filtrage par reconnaissance des formes; (c)- PSV synthétique initial (fig.III.6b) avec 50% de bruit; (d)- PSV synthétique (c) après filtrage par reconnaissance des formes.

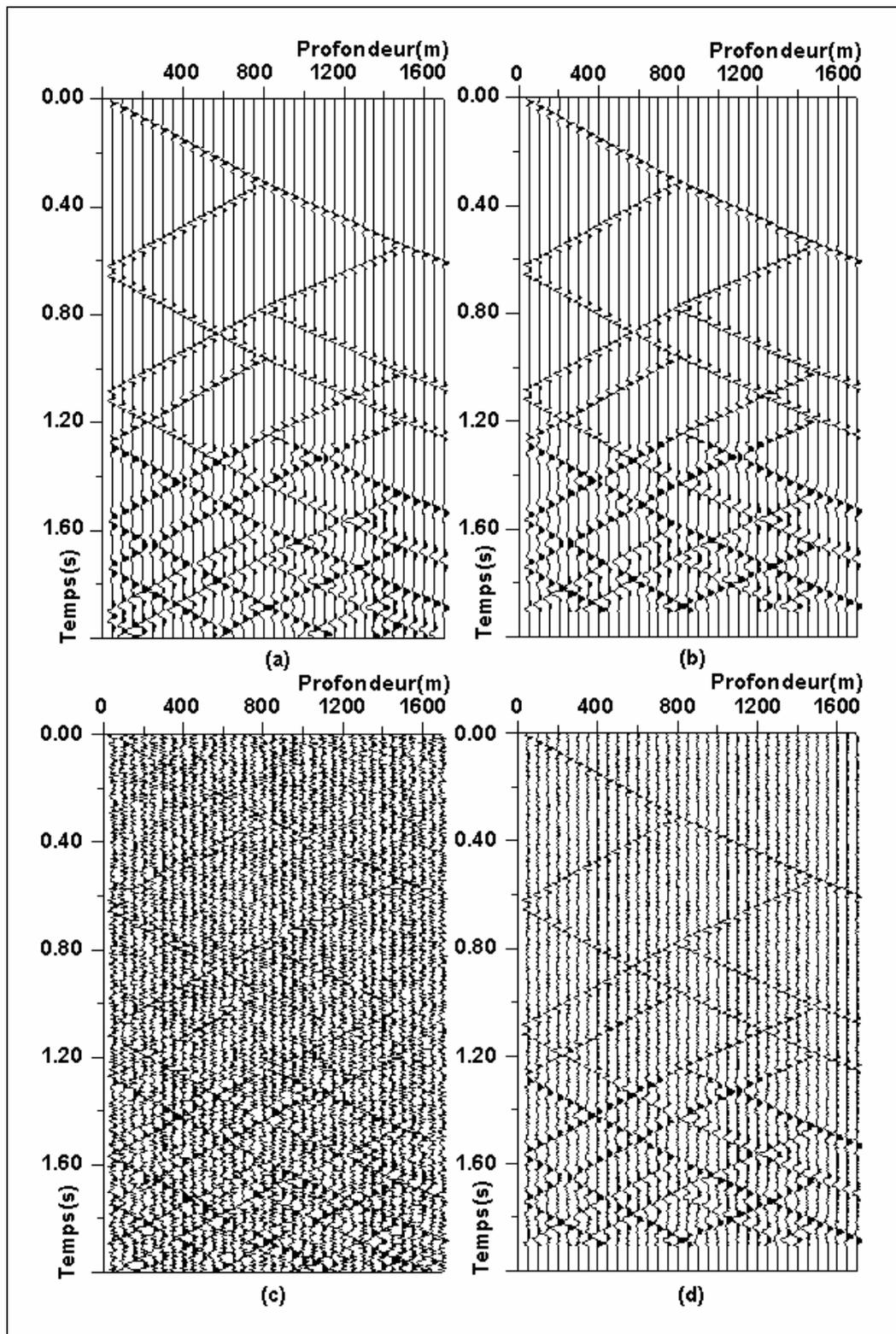


Figure III.8 : Filtrage par reconnaissance des formes des données PSV synthétiques atténuées et en présence de bruit; (a)- PSV synthétique atténué: réponse du modèle présenté en figure III.6a avec des facteurs de qualité égaux à 20 pour la première couche, 40 pour la deuxième et 80 pour la troisième; (b)- PSV synthétique (a) après filtrage par reconnaissance des formes; (c)- PSV synthétique (a) avec 50% de bruit; (d)- PSV synthétique (c) après filtrage par reconnaissance des formes.

du puits, est un *vibroscis* à deux vibrateurs, générateur d'ondes P et le signal émis est un sweep [8-72]Hz, avec un balayage de 12 s. Les traces, de longueur 4000 ms, ont été enregistrées avec un pas d'échantillonnage de 2 ms sur 110 côtes et avec un pas de remontée de la sonde variable d'une cote à l'autre. La cote la plus proche de la surface du sol est de 1280 m, la plus profonde, associée à la trace 1, est de 3470 m.

L'enregistrement de la composante Z de ce PSV, après filtrage en fréquence et égalisation (fig.III.9a), est composé essentiellement d'ondes de volume de type P descendantes et montantes, auxquelles s'ajoutent les modes guidés (ou ondes de tube, liés à la présence du puits et de la boue). Des résidus d'ondes de volume de type S y sont présents en raison du déport de la source qui est, certes, faible mais suffisant pour générer des ondes SV de conversion. Les ondes P descendantes, caractérisées par des vitesses apparentes positives, sont composées des arrivées directes (onde descendante primaire) et de l'ensemble des événements multiples issus d'interfaces situées au-dessus du géophone de puits. Les ondes P montantes, caractérisées par des vitesses apparentes négatives, sont des ondes réfléchies primaires et multiples [Mar00].

Le but de cette application est de filtrer cette composante verticale par la reconnaissance de la forme de l'onde P (filtrage en ondes P). Comme les arrivées premières du PSV ne contiennent que des ondes P, le signal d'apprentissage P en est donc directement extrait. Ce signal d'apprentissage est extrait de la trace 15 correspondant au temps 1008 ms et de pseudo-période 52 ms (fig.III.10). Le pas d'échantillonnage étant égal à 2 ms, la dimension de l'espace des signaux est donc fixée à 26. La matrice d'autocorrélation, établie à partir de l'autocorrélation de l'apprentissage P, est symétrique et de dimension 26x26. Elle possède 26 valeurs propres qui sont, par la suite, classées par ordre décroissant puis normalisées afin de pouvoir calculer le pourcentage de cumul. Les 14 premières valeurs sont dominantes. On atteint le seuil de 90% à partir de la 9^{ème} valeur (cf Eq.III.4). Ainsi 90% de l'information relative à l'onde P se trouve dans les 9 vecteurs propres associés aux 9 premières valeurs propres. Le sous-espace vectoriel de projection est donc engendré par ces 9 vecteurs propres de la matrice d'autocorrélation du signal d'apprentissage P. On peut ainsi accorder au résultat de projection une confiance de 90% environ.

Le résultat du filtrage par projection de la composante verticale sur le sous-espace créé (fig.III.9b) montre une résolution verticale améliorée et un bon rapport S/B visible dans la partie supérieure du PSV filtré. La majorité des événements de la partie inférieure a, en revanche, subi une forte atténuation ; l'onde descendante directe est préservée et son

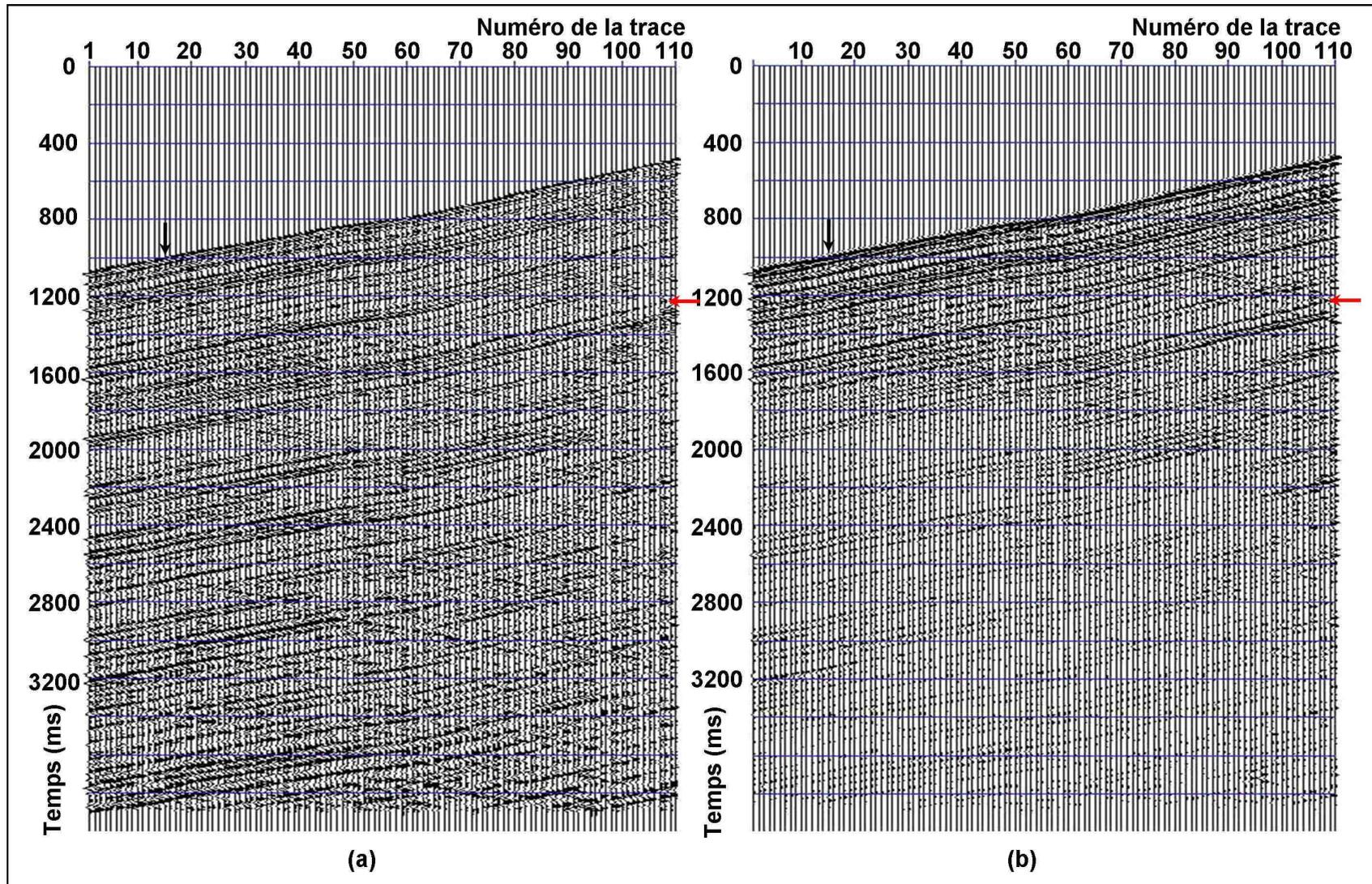


Figure III.9 : Filtrage en ondes P, par reconnaissance des formes, d'un PSV réel; (a)- PSV réel (composante Z); données initiales filtrées en fréquence et égalisées; (b)- PSV (a) après filtrage par reconnaissance des formes.

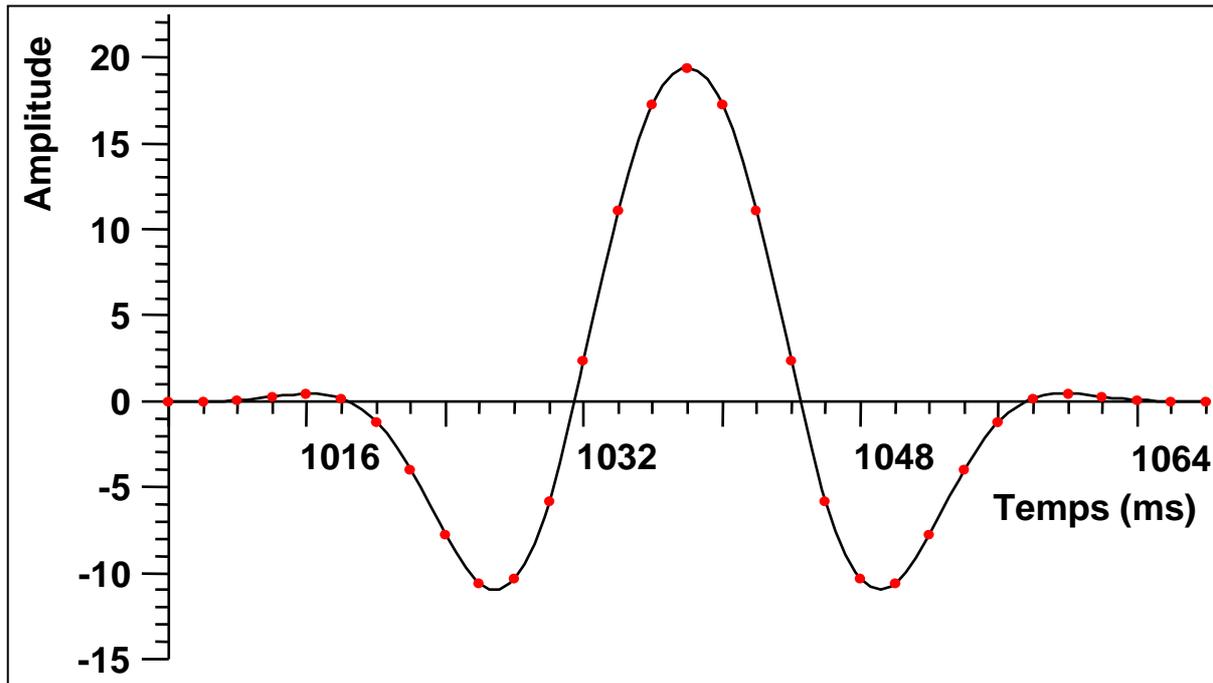


Figure III.10 : Signal d'apprentissage utilisé pour filtrer en ondes P, par reconnaissance des formes, le PSV réel présenté figure III.9a: arrivée première P enregistrée sur la trace 15 à 1008 ms (indiquée par la flèche noire sur la figure III.9a).

amplitude renforcée. Les événements multiples descendants, parallèles à l'arrivée directe et bien extraits entre 500 et 2000 ms (car ressemblant encore au signal d'apprentissage en raison des faibles trajets parcourus), sont de plus en plus atténués car ils ressemblent de moins en moins à l'apprentissage, en profondeur. Il en est de même pour les événements multiples montants. Les ondes montantes primaires, seules ondes montantes qui intersectent les arrivées directes, sont mises en évidence en raison de l'atténuation des résidus d'ondes S et de tube qui subsistent après traitement spécifique, et des bruits aléatoires stationnaires divers.

L'atténuation est fonction du degré de ressemblance du signal au motif d'apprentissage. Plus le signal diffère de l'apprentissage, plus il est atténué. Par exemple, en figure III.11, le signal correspondant à l'arrivée première de la trace 15 à 1008 ms (indiqué par une flèche noire sur les figures III.9a et III.9b), sélectionné comme signal d'apprentissage, est après filtrage très bien reproduit, avec une proximité géométrique (cf Eq.III.7) de 0.97 (fig.III.11a). Par contre, le signal prélevé à 1210 ms sur la trace 108 (indiqué par une flèche rouge sur les figures III.9a et III.9b), et dont la forme diffère de l'apprentissage, est atténué par l'opération de filtrage; le coefficient de la proximité géométrique n'est plus que de 0.41 (fig.III.11b).

Dans le cas du PSV, le signal désiré est le champ des ondes montantes. Il est extrait du PSV par filtre médian, déconvolué par le champ des ondes descendantes pour s'affranchir du signal

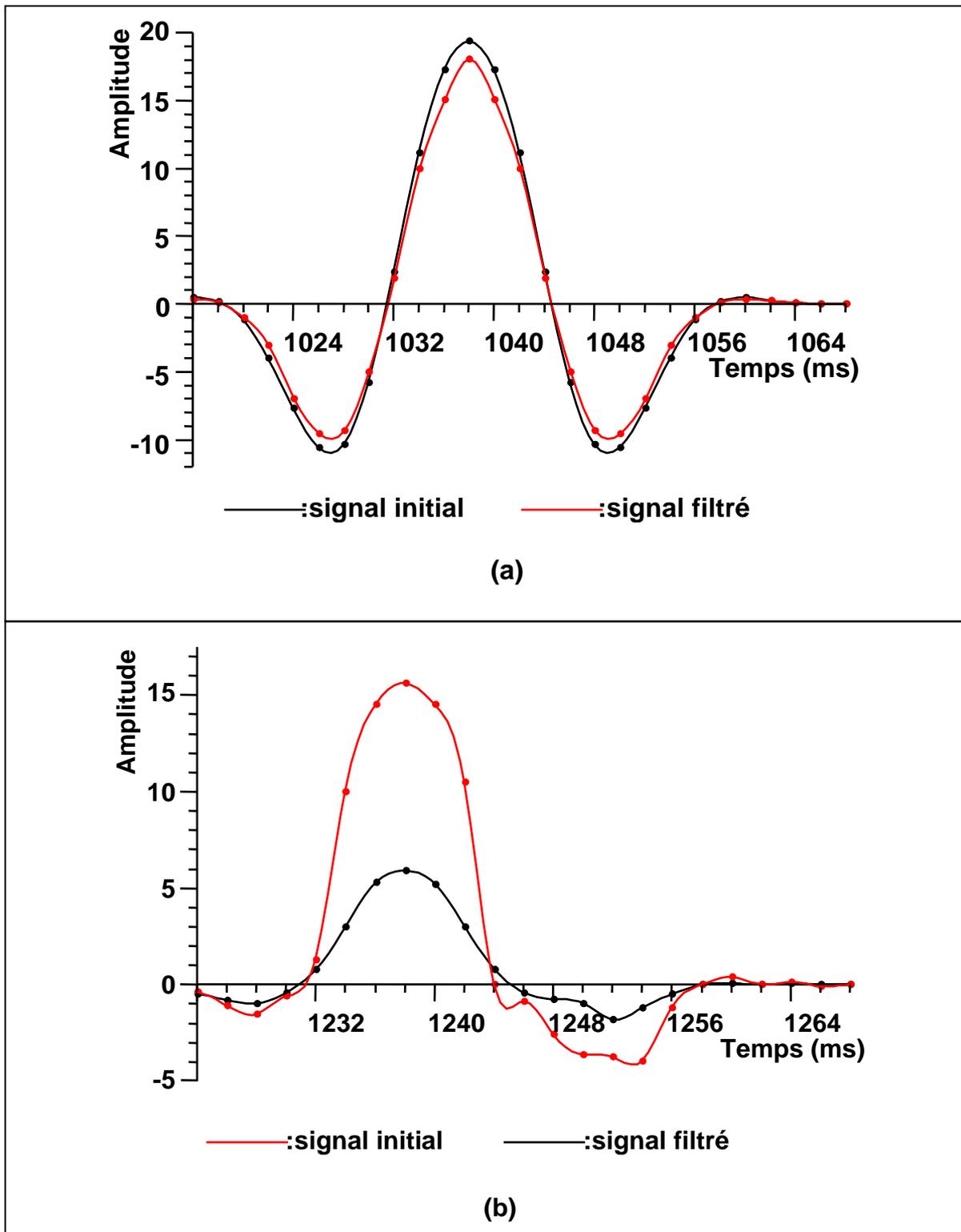


Figure III.11 : Deux signaux du PSV réel (fig.III.9a), avant et après filtrage par reconnaissance des formes; l'atténuation du signal est fonction du degré de ressemblance à l'apprentissage; (a)- le signal d'apprentissage présenté en figure III.10; (b)- signal enregistré sur la trace 108 à 1210 ms (indiqué par la flèche rouge sur la figure III.9a).

source et des multiples descendants puis horizontalisé (fig.III.12a et III.12b respectivement pour les données initiales (fig.III.9a) et pour les données filtrées par reconnaissance des formes (fig.III.9b)). Les ondes montantes sont ensuite sommées dans un couloir (délimité par un trait blanc sur les figures III.12a et III.12b) suivant immédiatement l'arrivée première, en empruntant à chaque trace les soixante premiers échantillons, en-dessous de la position du géophone de puits, sauf pour les traces de 1 à 7 où l'ensemble de la trace est considéré. Ce couloir est choisi aussi étroit que possible pour ne conserver dans la sommation que le signal réfléchi reçu juste après l'arrivée première. On distingue une nette amélioration sur la trace somme obtenue, ou “*corridor stack*”, pour les données filtrées (fig.III.12b') par rapport aux données non filtrées (fig.III.12a'). La partie supérieure du film (entre 1000 et 2400 ms), constituée essentiellement d'évènements montants primaires en raison de l'étroitesse du couloir de sommation, présente un meilleur rapport S/B après filtrage par reconnaissance des formes. Les évènements sont correctement extraits, certains sont même mieux mis en évidence en raison du renforcement de l'amplitude du signal (indiqués par des flèches rouges sur la figure III.12b'). Au-delà de 2400 ms, les évènements sont en majorité atténués. Dans cette partie qui correspond à la fin du log PSV, la sommation est réalisée non pas dans un couloir étroit mais sur une fenêtre égale à la longueur des traces de 1 à 7, en raison de l'absence de traces au delà. Par conséquent, elle peut renfermer des multiples montants [Mar00] que l'on pourrait identifier comme ceux très atténués après filtrage par reconnaissance des formes. Les quelques évènements préservés (indiqués par des flèches noires sur la figure III.12b') correspondraient à des réflexions montantes primaires issues d'interfaces en-dessous du puits.

III.2-4- Discussion et conclusions

La méthode de filtrage par reconnaissance des formes, qui est basée sur la matrice d'autocorrélation du signal d'apprentissage, consiste 1) à garder, par projections successives, le long de la trace sismique, uniquement les arrivées dont la forme ressemble à celle du signal d'apprentissage et 2) à rejeter ou atténuer relativement les autres. Elle a donné des résultats prometteurs moyennant un bon choix du signal d'apprentissage et un bon réglage du paramètre seuil. Ce seuil dont découle la dimension du sous-espace de projection, fixé en général à 90%, valeur confirmée par l'étude sur les données synthétiques, représente le degré de confiance attribué aux vecteurs propres qui définissent ce sous-espace.

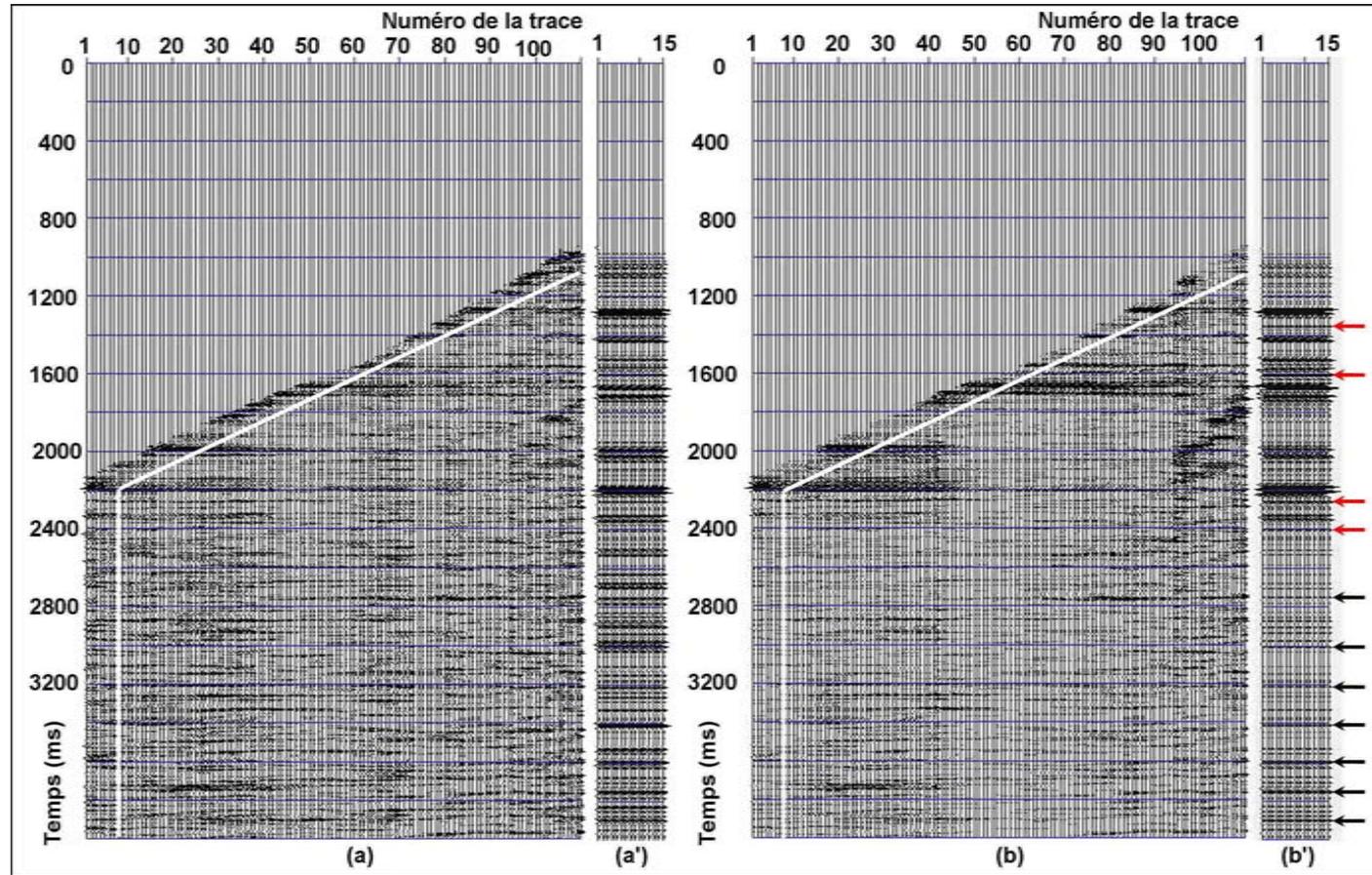


Figure III.12 : Sections en ondes montantes, extraites par filtre médian du PSV réel, et traces sommes correspondantes, sans et avec filtrage par reconnaissance des formes; (a)- section en ondes montantes, horizontalisées et déconvoluées, du PSV (fig.III.9a); (a')- trace somme obtenue après addition des traces circonscrites dans le couloir de sommation délimité sur (a) par la ligne blanche; (b)- section en ondes montantes, horizontalisées et déconvoluées, du PSV après filtrage par reconnaissance des formes (fig.III.9b); (b')- trace somme obtenue après addition des traces circonscrites dans le couloir de sommation délimité sur (b) par la ligne blanche.

Les signaux sont atténués en fonction de leur degré de ressemblance au signal d'apprentissage. En sismique de puits type PSV, les arrivées utiles P subissent, en général, de faibles distorsions en raison du géophone de puits très proche du réflecteur. Elles sont donc correctement extraites par reconnaissance de la forme de l'arrivée première. L'effet des signaux parasites dont la forme diffère fortement du motif d'apprentissage est annihilé. L'étude sur les données synthétiques a montré que le signal d'apprentissage est bien extrait même en présence d'un bruit élevé (50%).

Après déconvolution, le PSV filtré en fréquence puis par reconnaissance des formes (fig.III.12b) présente un rapport S/B plus élevé, comparé au PSV filtré en fréquence seulement (fig.III.12a). La déconvolution, qui amplifie le bruit même très faible sur la trace, a donné de meilleurs résultats sur les données filtrées en fréquence puis par reconnaissance des formes. La reconnaissance des formes a donc filtré davantage les données déjà filtrées en fréquence.

Pour mieux illustrer ceci, on considère l'exemple présenté en figure III.13; la trace initiale (fig.III.13a), avec comme signal source l'ondelette de Ricker de la figure III.2, est donnée comme exemple ici. Elle est bruitée à 10% (fig.III.13b) puis filtrée en fréquence par filtre créneau passe-bas [0-75Hz], bande de fréquence correspondant à l'extension du spectre du signal utile (fig.III.13a'), et enfin filtrée par la reconnaissance de la forme du Ricker. Les résultats, superposés à la trace initiale (fig.III.13a) sont présentés après filtrage en fréquence (fig.III.13c) et après filtrage par reconnaissance des formes (fig.III.13d). Les spectres en amplitude des traces respectivement bruitée, filtrée en fréquence et filtrée par reconnaissance des formes sont donnés en figures III.13b' à III.13d'. La trace obtenue par projection sur la base propre du Ricker est mieux filtrée comparée à la trace obtenue par filtrage passe-bas, avec conservation de la forme et de l'amplitude du signal utile. Elle présente un spectre en amplitude très proche de celui de la trace initiale sans bruit. Ce qui est valable même en présence d'un taux de bruit élevé (fig.III.14). En effet, la trace bruitée à 50% (fig.III.14a et III.14a') a un meilleur rapport S/B après filtrage par reconnaissance des formes (fig.III.14c) qu'après filtrage passe-bas (fig.III.14b). Une forte atténuation de l'amplitude du signal utile ainsi qu'une altération de sa forme sont visibles sur la trace filtrée en fréquence. Le spectre en amplitude de la trace après extraction du signal utile par reconnaissance des formes (fig.III.14c') reste assez proche du spectre de la trace initiale. Par contre, après filtrage en fréquence, le spectre obtenu (fig.III.14b') diffère en raison des bruits inclus dans le domaine des fréquences utiles. En effet, lors d'un filtrage en fréquence, si le bruit n'est pas localisé dans une bande de fréquence donnée, son élimination devient difficile. De plus, une mauvaise

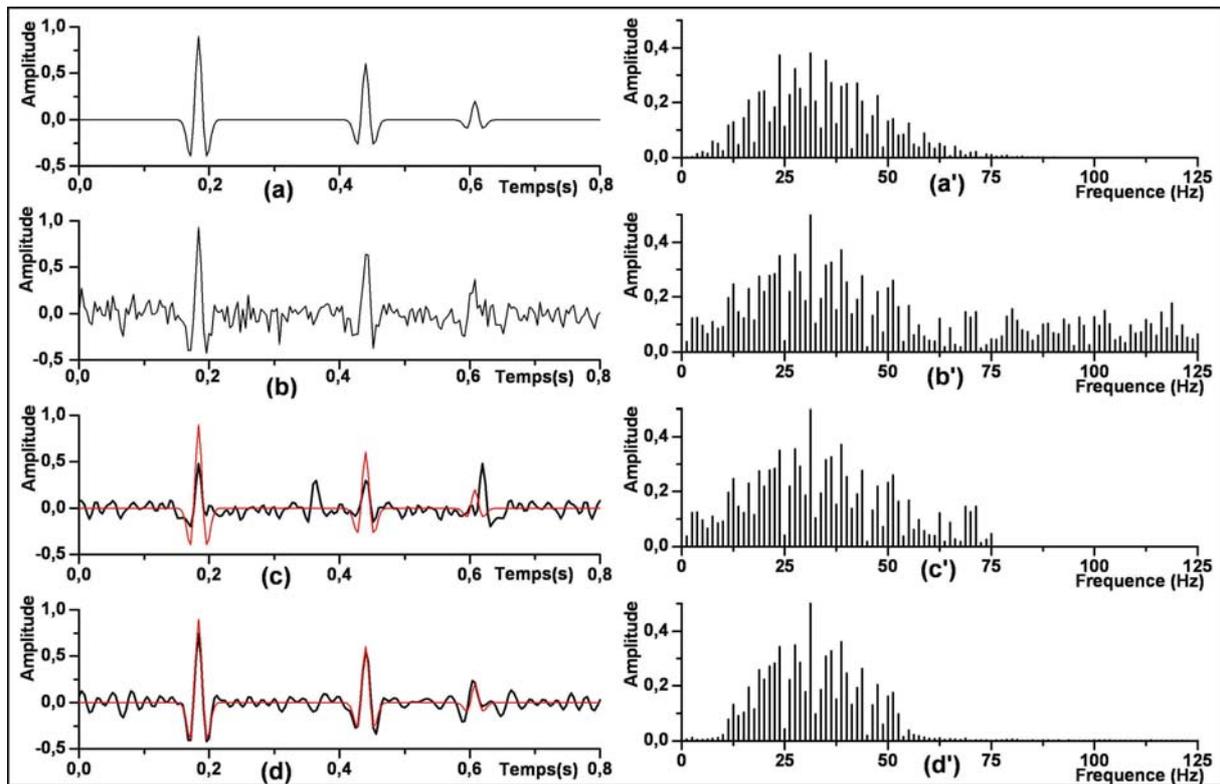


Figure III.13 : Comparaison entre le filtre passe-bas et le filtre par reconnaissance des formes, en présence d'un bruit faible; (a)- trace initiale constituée de trois Rickers (fig.III.2) d'amplitudes différentes; (a')- spectre en amplitude de la trace (a); (b)- trace initiale (a) avec 10% de bruit; (b')- spectre en amplitude de la trace (b); (c)-trace (b) après filtrage passe-bas [0-75Hz]; (c')- spectre en amplitude de la trace (c); (d)- trace (b) après filtrage par reconnaissance des formes (l'apprentissage est l'ondelette de Ricker); (d')- spectre en amplitude de la trace (d).

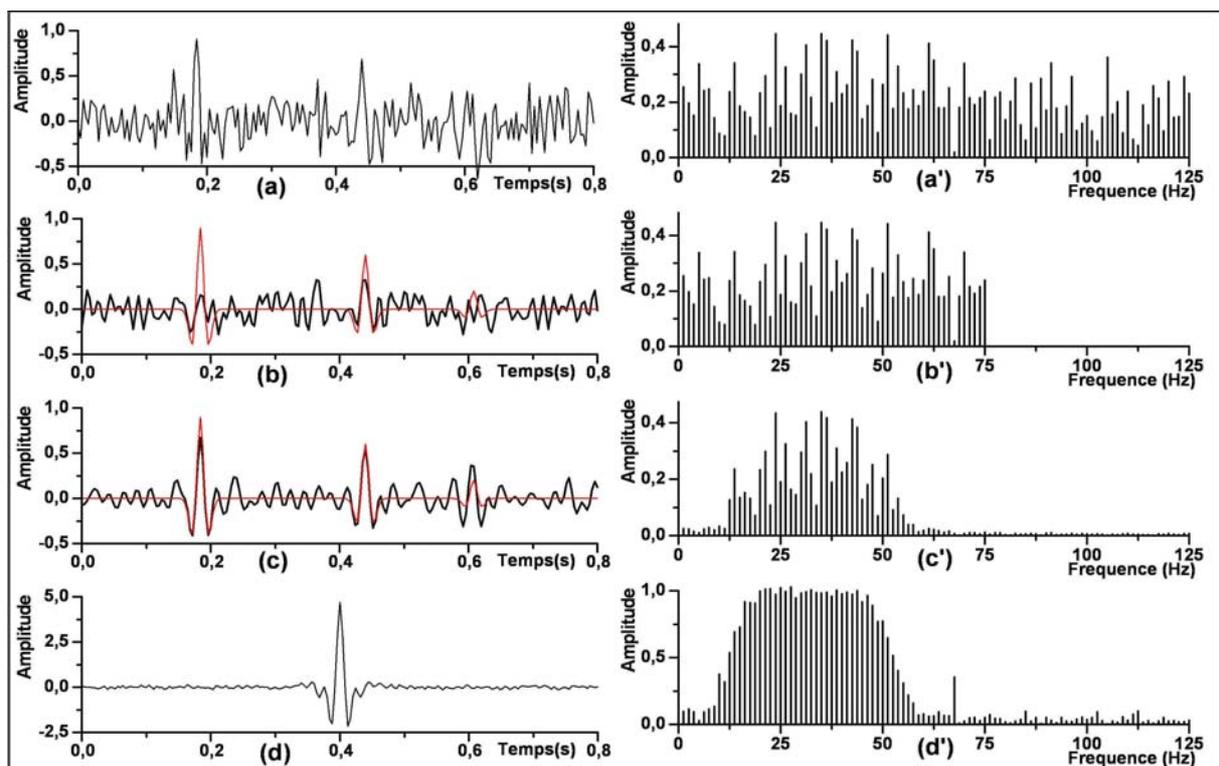


Figure III.14 : Comparaison entre le filtre passe-bas et le filtre par reconnaissance des formes, en présence d'un bruit fort; (a)- trace initiale (fig.III.13 a) avec 50% de bruit; (a')- spectre en amplitude de la trace (a); (b)- trace (a) après filtrage passe-bas [0-75Hz]; (b')- spectre en amplitude de la trace (b); (c)- trace (a) après filtrage par reconnaissance des formes (l'apprentissage est l'ondelette de Ricker); (c')- spectre en amplitude de la trace (c); (d)- réponse impulsionnelle du filtre par reconnaissance des formes; (d')- fonction de transfert du filtre par reconnaissance des formes.

estimation de la bande de fréquence peut conduire à un rapport S/B insuffisamment amélioré. Ce qui n'est pas le cas du filtre par reconnaissance des formes ; la connaissance du contenu fréquentiel du signal utile n'est pas nécessaire. Ce dernier est véhiculé par le signal d'apprentissage qui, indirectement, fixe la bande de fréquence. La réponse impulsionnelle ainsi que le module de la fonction de transfert du filtre par reconnaissance des formes sont présentés respectivement en figures III.14d et III.14.d'.

La reconnaissance des formes apparaît comme un filtre efficace qui ne nécessite pas d'a priori sur la bande de fréquence du signal reçu ni sur la phase de l'ondelette. Cependant, elle reste tributaire d'un signal d'apprentissage qui doit être bien défini et identifiable.

Cette méthode, relativement simple quant à sa mise en oeuvre, est appliquée en sismique de puits, mais elle peut très bien s'utiliser en sismique de surface pour améliorer la résolution aux grandes profondeurs ou à chaque fois que l'on désire extraire un type d'ondes bien différencié par sa forme.

Nous présentons, dans ce qui suit, le texte intégrale de l'article portant sur le filtrage d'un profil sismique vertical par reconnaissance des formes que nous avons soumis à la revue *Comptes rendus Géoscience*, pour publication [Ben06e].

Filtrage par reconnaissance des formes d'un profil sismique vertical

Z. Benaïssa ^a, A. Benaïssa ^a, T. Aïfa ^b, A. Boudella ^a

^a Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène, Faculté des Sciences de la Terre, BP 32, El-Alia, Bab-ezzouar, Alger, Algérie. E-mail : zabendz@yahoo.fr

^b Géosciences-Rennes, CNRS UMR6118, Université de Rennes1, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes cedex, France. E-mail : tahar.aifa@univ-rennes1.fr

Résumé

Pour améliorer le rapport signal sur bruit de l'enregistrement d'un profil sismique vertical, nous avons utilisé une méthode de filtrage basée sur la reconnaissance des formes. Elle consiste à reconnaître le long de la trace sismique, la forme de l'ondelette P (apprentissage). Cette reconnaissance s'effectue par des projections qui consistent à ne garder que les signaux dont la forme est identique à l'ondelette P et à atténuer les autres en fonction de leur degré de ressemblance à cette ondelette. L'étude sur des données synthétiques et réelles montre que cette méthode apparaît comme un filtre efficace. Cependant, elle reste tributaire d'un motif d'apprentissage qui doit être bien défini et identifiable.

Mots clés - Reconnaissance des formes - Ondelette - Valeurs propres - Vecteurs propres - Matrice d'autocorrélation - PSV - Onde P.

Vertical seismic profile filtering using the pattern recognition

Abstract

To improve signal to noise ratio of the vertical seismic profile recording, we used a filtering method based on the pattern recognition. It consists in recognizing along the seismic trace, corresponding to arrivals of various events, the shape of the useful signal or P wavelet (training). This recognition is made of projections consisting in keeping only signals whose shape is similar to the P wavelet and in attenuating the others according to their resemblance degree to the training wavelet. The study undertaken on synthetic and real data shows that this method seems like an effective filter. However, it remains dependent on a training signal which must be well defined and identifiable.

Key words - Pattern recognition - wavelet - Eigenvalues - Eigenvectors - Autocorrelation matrix -VSP- P wave.

Abridged English version

1.Introduction. In zero offset vertical seismic profile (VSP), direct and reflected seismic arrivals on the Z component recordings, holding near all the information because of the very weak offset, are delicate to interpret when signal to noise (S/N) ratio is weak. It can be improved by attenuating the noise component. But in most cases, the noise is not localized in a given frequency band and can be present in the useful frequency fields that makes its elimination difficult. Under these conditions, to improve the S/N ratio, we go through an optimal processing which uses all that makes it possible to differentiate the required signal [4,6,10,12]. In the case of zero offset VSP vertical component, we are only dealing with the P waves. We suggest, in this study, to characterize the required signal (P wave) by its wavelet shape. The applied filtering method is based on the pattern recognition. It consists in recognizing, along the seismic trace, the signal shape associated with the P wave.

2.Methodology. In pattern recognition applied to seismic, the object represents the seismic trace and the concept the wave which we want to extract or follow along this trace. The training stage aimed to recognize a set of parameters or characteristics quite representative of the required signal shape. The wavelet corresponding to arrivals of the signal to extract is the training signal. It is identified with a vector of \mathbb{R}^N . The autocorrelation matrix of this vector has N eigenvectors associated with N real and non negative eigenvalues. These eigenvectors constitute an orthonormal basis (Karhunen-Loeve basis) of signals space in which training vector breaks up. Addition of standardized eigenvalues, classified by descending order, tends quickly towards the maximum percentage (100%) by considering only the p first eigenvalues. Eigenvectors, corresponding to these p first eigenvalues, generate a vectorial subspace of p dimension, called eigensignals subspace [1,2,3,5,8].The stage of interpretation and decision consists in a projection of the seismic trace on the subspace generated by the p eigensignals, in order to leave in this trace only what is connected with the training signal [11]. The projection threshold p is a significant parameter in the reproduction, after projection, of the training signal (figure 1). Threshold choice directly influences projection subspace dimension (cf Eq.2). This projection threshold is often fixed at 90%.

3.Application to well seismic data zero offset VSP.

3.1.Synthetic data. VSP data are synthesized from a geological model with 3 layers. The attenuated VSP is calculated in the frequencial field [7] and then convoluted with 30 Hz centered Ricker wavelet (figure 2a). The results obtained after application of pattern recognition method, with the Ricker wavelet as training signal and a projection threshold of 90%, show a correct reproduction of the initial VSP. We added to synthetic data a centered Gaussian random noise; the various events are recovered and the wavelet shape preserved (figure 2b,c,d).

3.2.Real data. Data used in this application is a zero offset VSP vertical component, acquired by “Baker Atlas Logging Algeria Services Company”. The application aims is to filter this data (figure 3a) using the pattern recognition of the P wave. The P training signal is directly extracted from the first arrivals. Projection vectorial subspace is generated by the 9 eigenvectors of the P signal

autocorrelation matrix. The result of filtering by projection of the vertical component, on the created subspace, shows an improved vertical resolution with a good S/N ratio in the higher part of the filtered VSP (figure 3b). Majority of events of the lower part underwent an attenuation, function of their resemblance degree to the training wavelet (cf Eq.3) (figure 4). Observation of the corridor stacks resulting from horizontalized and deconvoluted upgoing wave fields, with and without filtering using pattern recognition (figure 3c, c', d, d'), shows that the higher part of the film is constituted mainly by primary upgoing events because of the narrow summation corridor. It presents a better S/N ratio after using pattern recognition filter where all events are correctly extracted. Beyond 2400 ms, the majority of events are attenuated. In this part of the VSP log, summation is carried out in a window equal to the length of traces 1 to 7. Consequently, it can contain upgoing multiples [9] which we could identify as those which were attenuated after using pattern recognition filter. The few preserved events would correspond to primary upgoing reflections resulting from interfaces below the well.

4. Discussion and conclusions. The pattern recognition gave promising results. The threshold represents the confidence level allowed to eigenvectors to define this subspace. Signals are attenuated according to their resemblance degree to the training signal. Deconvolution, which amplifies the noise, gave better results on frequency filtered data than after pattern recognition, suggesting hence that pattern recognition robustly filtered the already frequency filtered data (figure 3c, d). Indeed, during a frequency filtering, if the noise is not localized in a given frequency band, its elimination becomes difficult. Moreover, a bad estimation of the frequency band leads to an insufficiently improved S/N ratio (figure 5). It is not the case for the pattern recognition filter where the useful signal frequency band comes from the training wavelet. Within sight of the obtained results, pattern recognition appears as an effective filter which neither requires a priori on the frequency band of the received signal nor on the wavelet phase. However, it remains tributary of the training signal which must be well defined and identifiable. This method can be applied in surface seismic to improve the resolution at great depths or each time one wishes to extract a type of waves well differentiated by its shape.

1. Introduction

En sismique de puits, type profil sismique vertical (PSV) à déport nul, les arrivées sismiques directes et réfléchies sur les enregistrements de la composante Z, détentric de la quasi-totalité de l'information à cause du très faible offset, sont délicates à interpréter quand le rapport signal sur bruit (S/B) est faible. Pratiquement, les données sismiques correspondantes peuvent être subdivisées en deux espaces : 1) un espace signal constitué des arrivées de type P et 2) un espace bruit renfermant les évènements parasites formés par les ondes de tube, les résidus d'ondes converties, les multiples, etc. Dans les cas les plus favorables, ces évènements parasites correspondent à des hautes fréquences dans le signal reçu, ce qui permet de les éliminer facilement par des techniques de filtrage. Mais dans la plupart des cas, ces bruits, aléatoires ou cohérents, ne sont pas localisés dans une bande de fréquence donnée et peuvent donc être inclus dans le domaine des fréquences utiles, ce qui rend leur élimination

difficile. Dans ces conditions, pour améliorer le rapport S/B, on passe, en général, par un traitement optimal qui utilise tout ce qui permet de différencier le signal recherché tels que la fonction de transfert, le temps d'arrivée, la bande passante, l'ondelette émise, etc. [4,6,10,12]. Dans le cas de la composante verticale d'un PSV à déport nul, on est en présence d'un seul type d'ondes, les ondes P. L'impulsion émise se propage et se réfléchit dans les séries géologiques en ne subissant que de faibles distorsions. On se propose donc de caractériser le signal recherché (onde P) par la forme de l'ondelette qui lui est associée.

La méthode de filtrage que nous utilisons est basée sur la reconnaissance des formes. Elle consiste à reconnaître, le long de la trace sismique issue de l'enregistrement de la composante Z d'un PSV à déport nul, la forme du signal associé à l'onde P. Cette méthode identifie tout signal composé de N échantillons à un vecteur de dimension N de l'espace vectoriel \mathbb{R}^N . Elle consiste en une projection des signaux sur le sous-espace vectoriel de \mathbb{R}^N , engendré par les premiers vecteurs propres (signaux propres) d'une matrice construite à partir d'un signal d'apprentissage (onde P), appelée matrice d'autocorrélation. Appliquée sur des enregistrements sismiques à trois composantes, cette technique permet également de filtrer les différents types d'ondes polarisées [5,11].

2. Méthodologie

La reconnaissance des formes, utilisée dans différents domaines (médecine, électronique, linguistique, etc.) [8], a pour but de reconnaître, parmi un ensemble de formes, une forme bien distincte que l'on désire extraire.

La structure générale d'un système de reconnaissance des formes est constituée de deux étapes: 1) une étape d'apprentissage dans laquelle on choisit un certain nombre de paramètres bien représentatifs du modèle à extraire (modèle d'apprentissage ou concept) et 2) une étape d'interprétation et de décision, dans laquelle le modèle donné est extrait de l'ensemble (objet) [1]. Appliquée à la sismique, l'objet représente la trace sismique et le concept l'onde que l'on veut extraire ou suivre dans cette trace. Le principe de la méthode proposée ici consiste à ne garder, le long de la trace, que les signaux dont la forme est identique ou proche de celle de l'ondelette d'apprentissage. La sélection se fait par projection du signal objet sur un sous-espace créé à partir du signal d'apprentissage. Tout signal qui ressemble au signal d'apprentissage se projette bien et se retrouve donc conservé. Au contraire, un signal qui diffère de l'apprentissage se projette mal et est donc atténué ou éliminé.

2.1.Étape d'apprentissage

L'ondelette correspondant à l'arrivée du signal à extraire est appelé signal d'apprentissage. Ce dernier, composé de N échantillons, est représenté par un vecteur \vec{S} . La matrice d'autocorrélation de ce vecteur possède N vecteurs propres associés à N valeurs propres réelles positives ou nulles λ_i [2]. Une valeur propre représente le terme pondérateur de la quantité d'informations ou d'énergie contenue dans le signal d'apprentissage et portée par le vecteur ou signal propre \vec{V}_i . Normalisée, la valeur

propre représente le pourcentage, ou l'importance du signal propre, associé dans la description du signal d'apprentissage [11].

Les vecteurs propres forment une base orthonormée B_{KL} (base de Karhunen-Loeve) de l'espace des signaux. Le vecteur \vec{S} se décompose dans cette base sous la forme: $\vec{S} = \sum_{i=1}^N (\vec{S} \cdot \vec{V}_i) \vec{V}_i$. L'addition des

valeurs propres normalisées λ'_i , classées par ordre décroissant, tend rapidement vers la valeur maximale (100%) en considérant seulement les p premières valeurs propres. Ces dernières suffisent donc à décrire correctement le signal d'apprentissage avec une probabilité d'erreur P_r tel que :

$$P_r = 1 - \sum_{i=1}^p \lambda'_i \quad (1)$$

Les vecteurs propres, correspondant à ces p premières valeurs propres et qui sont linéairement indépendants et orthonormés, engendrent un sous-espace vectoriel de dimension p, appelé sous-espace des signaux propres [3].

2.2.Étape d'interprétation et de décision

Il s'agit d'une projection de la trace sismique sur le sous-espace engendré par les p signaux propres, de façon à ne laisser dans cette trace que ce qui s'apparente au signal d'apprentissage [11]. En se fixant un seuil de confiance s, p sera le nombre minimal de valeurs propres normalisées λ'_i qui vérifie la condition suivante :

$$\sum_{i=1}^p \lambda'_i \geq s \quad (2)$$

A tout signal \vec{U} représenté dans l'espace des signaux de dimension N, on associe sa projection \vec{U}_p tel que: $\vec{U}_p = P\vec{U}$ où P est la matrice de projection: $P = V_p V_p^t$. La matrice V_p possède des colonnes portant les vecteurs propres orthogonaux entre eux. La proximité géométrique β de ces deux vecteurs traduit la ressemblance formelle entre les deux signaux :

$$\beta = \frac{\|\vec{U}_p\|}{\|\vec{U}\|} \quad (3).$$

Ainsi plus β est proche de 1, plus le signal ressemble à l'apprentissage. La projection du signal \vec{U} sur le sous-espace vectoriel, engendré par les p premiers signaux propres de la matrice d'autocorrélation, revient à n'en conserver que l'information qu'il partage avec le signal d'apprentissage \vec{S} , si elle existe. Ainsi, si l'on considère une trace sismique comme une suite de signaux $U(t)$ de longueur N échantillons, se recouvrant chacun sur (N-1) échantillons, sa projection sur le nouveau sous-espace revient donc à projeter séparément les signaux consécutifs qui la constituent. La trace projetée est reconstruite par une opération de moyenne dans les zones de recouvrement [11]. Le seuil de projection

est un paramètre important dans la reproduction, après projection, du signal d'apprentissage. Le choix du seuil influe directement sur la dimension du sous-espace de projection. A titre d'exemple, on considère comme signal d'apprentissage l'ondelette de Ricker de fréquence centrale 30 Hz, de longueur 80 ms avec un pas d'échantillonnage de 4 ms. La matrice d'autocorrélation de ce signal est de dimension 21x21. Les 21 valeurs propres de cette matrice, rangées par ordre décroissant, en fonction de leur amplitude, montrent que les 12 premières valeurs sont dominantes. Elles contiennent, par conséquent, la quasi-totalité de l'information relative au signal d'apprentissage. Pour plusieurs valeurs du seuil de projection et par conséquent de la dimension du sous-espace de projection (cf Eq.2), la reproduction du Ricker est effective (figure 1). On peut donc distinguer son rapprochement du signal d'apprentissage, au fur et à mesure que la valeur du seuil augmente. Une reproduction fidèle du Ricker n'est atteinte que pour des valeurs de seuil supérieures ou égales à 90%. Il apparaît ainsi qu'un seuil de 90%, équivalent à une dimension égale à 7 du sous-espace de projection, suffit pour reproduire correctement, après projection, le signal d'apprentissage. Bien souvent, ce seuil de projection est fixé à 90%, valeur que nous utilisons par la suite dans ce travail.

3. Application au filtrage de données de puits type PSV à déport nul

3.1. Données synthétiques

Les données PSV, utilisées dans cette étude, sont synthétisées à partir d'un modèle géologique à 3 couches. Les vitesses sont fixées à 2,5 , 3 et 3.5 km/s et les épaisseurs à 800 et 700 m pour les couches 1, 2 et 3 respectivement. Pour se rapprocher des conditions réelles de terrain, le PSV impulsif est calculé dans le domaine fréquentiel [7] en tenant compte de l'atténuation du signal due aux phénomènes d'absorption et de dispersion. Pour simuler une forte atténuation, le facteur de qualité est fixé à 20, 40 et à 80 dans les couches 1, 2 et 3 respectivement. Ce PSV est ensuite convolué à l'ondelette de Ricker de fréquence centrale 30Hz. Il est composé de 34 traces s'échelonnant de 50 m à 1700 m de profondeur, avec un pas de 50 m. La longueur de l'enregistrement sismique est restreinte à 2000 ms, avec un pas d'échantillonnage de 4 ms. Le PSV ainsi calculé (figure 2a), après filtrage par reconnaissance des formes utilisant l'ondelette de Ricker comme signal d'apprentissage, est restitué en dépit des distorsions subies par l'ondelette (figure 2b). Même en présence d'un taux de bruit de 50% (figure 2c), le signal est correctement extrait et le rapport S/B amélioré (figure 2d). Ce taux est évalué à partir de la puissance du signal sans bruit.

3.2. Données réelles

Les données utilisées dans cette application sont extraites de la composante verticale d'un PSV à déport nul, acquis par la compagnie "Baker Atlas Logging Services (Algeria)". La source, positionnée à 60 m de la gueule du puits, est un Vibroseis à deux vibrateurs, générateur d'ondes P et le signal émis est un sweep [8-72]Hz, avec un balayage de 12 s. Les traces, de longueur 4000 ms, ont été enregistrées avec un pas d'échantillonnage de 2 ms sur 110 côtes et avec un pas de remontée de la sonde variable d'une côte à l'autre. La côte la plus proche de la surface du sol est de 1280 m, la plus profonde,

associée à la trace 1, est de 3470 m. L'enregistrement de la composante Z de ce PSV, après filtrage en fréquence et égalisation (figure 3a), est composé essentiellement d'ondes de volume de type P auxquelles s'ajoutent les modes guidés (ou ondes de tube, liées à la présence du puits et de la boue). Des résidus d'ondes de volume de type S y sont présentes, en raison du déport de la source certes faible mais suffisant pour générer des ondes SV de conversion. Le but de cette application est de filtrer cette composante verticale par la reconnaissance de la forme de l'onde P (filtrage en ondes P). Comme les arrivées premières du PSV ne contiennent que des ondes P, le signal d'apprentissage P en est donc directement extrait. Ce signal d'apprentissage est extrait de la trace 15 correspondant au temps 1008 ms et de pseudo-période 52 ms. Le pas d'échantillonnage étant égal à 2 ms, la dimension de l'espace des signaux est donc fixée à 26. La matrice d'autocorrélation correspondante possède 26 valeurs propres. Les 14 premières valeurs propres normalisées sont dominantes. Le seuil de 90% est atteint à la 9^{ème} valeur (cf Eq.2). Le sous-espace vectoriel de projection est donc de dimension 9 et la probabilité d'erreur d'environ 10% (cf Eq.1). Le résultat du filtrage par projection de la composante verticale sur le sous-espace créé (figure 3b) montre une résolution verticale améliorée et un bon rapport S/B visible dans la partie supérieure du PSV filtré. La majorité des événements de la partie inférieure a, en revanche, subi une forte atténuation. L'onde descendante directe est préservée et son amplitude renforcée. Les événements multiples descendants, parallèles à l'arrivée directe sont bien extraits entre 500 et 2000 ms car ils ressemblent encore au signal d'apprentissage en raison des faibles trajets parcourus. Au delà, ils sont de plus en plus atténués par la projection car leurs formes diffèrent de plus en plus de l'apprentissage. Il en est de même pour les événements multiples montants. Les ondes montantes primaires, seules ondes montantes qui intersectent les arrivées directes, sont mises en évidence en raison de l'atténuation des résidus d'ondes S et de tube qui subsistent après traitement spécifique, et des bruits aléatoires stationnaires divers. L'atténuation est fonction du degré de ressemblance du signal au motif d'apprentissage. Plus le signal diffère de l'apprentissage, plus il est atténué. Par exemple, en figure 4, le signal d'apprentissage (indiqué par une double flèche en figure 3a,b) est bien reproduit après filtrage (figure 4a), avec une proximité géométrique (cf Eq.3) de 0.97. Néanmoins, le signal prélevé à 1210 ms sur la trace 108 (indiqué par une flèche pointée en figure 3a,b), dont la forme diffère de l'apprentissage, est atténué par l'opération de filtrage; la proximité géométrique n'est plus que de 0.41 (figure 4b).

Dans le cas du PSV, le signal désiré est le champ des ondes montantes. Il est extrait du PSV par filtre médian, déconvolué par le champ des ondes descendantes pour s'affranchir du signal source et des multiples descendants puis horizontalisé (figure 3c,d). Les ondes montantes sont ensuite sommées dans un couloir (délimité par un trait blanc sur la figure 3c,d) suivant immédiatement l'arrivée première, en empruntant à chaque trace les soixante premiers échantillons, en-dessous de la position du géophone de puits, sauf pour les traces 1 à 7 où l'ensemble de la trace est considéré. On distingue une nette amélioration sur la trace somme obtenue avec les données filtrées (figure 3d') par rapport aux données non filtrées (figure 3c'). La partie supérieure du film (entre 1000 et 2400 ms), constituée

essentiellement d'évènements montants primaires en raison de l'étroitesse du couloir de sommation, présente un meilleur rapport S/B après filtrage par reconnaissance des formes. Les évènements sont tous correctement extraits, avec renforcement de l'amplitude des évènements proches de la surface (indiqués par des flèches pointées sur la figure 3d'). Au-delà de 2400 ms, les évènements sont en majorité atténués. Dans cette partie du log PSV, la sommation est réalisée non pas dans un couloir étroit mais sur une fenêtre égale à la longueur des traces 1 à 7. Par conséquent, elle peut renfermer des multiples montants [9] que l'on pourrait identifier comme très atténués après filtrage par reconnaissance des formes. Les quelques évènements préservés (indiqués par des flèches sur la figure 3d') correspondraient à des réflexions montantes primaires issues d'interfaces en-dessous du puits.

4. Discussion et conclusions

La méthode de filtrage par reconnaissance des formes consiste: 1) à garder, par projections successives, le long de la trace sismique, uniquement les arrivées dont la forme ressemble à celle du signal d'apprentissage et 2) à rejeter ou atténuer relativement les autres. Elle a donné des résultats prometteurs moyennant certains réglages de paramètres. Le seuil qui fixe la dimension du sous-espace de projection, pris égal à 90%, valeur confirmée par l'étude sur les données synthétiques, représente le degré de confiance attribué aux vecteurs propres qui définissent ce sous-espace.

Les signaux sont atténués en fonction de leur degré de ressemblance au signal d'apprentissage. En sismique de puits type PSV, les arrivées utiles P subissent, en général, de faibles distorsions en raison du géophone de puits très proche du réflecteur. Elles sont donc correctement extraites par reconnaissance de la forme de l'arrivée première. L'effet des signaux parasites dont la forme diffère fortement du motif d'apprentissage est annihilé. L'étude sur les données synthétiques a montré que le signal d'apprentissage est bien extrait même en présence d'un bruit élevé (50%).

Après déconvolution, le PSV filtré en fréquence puis par reconnaissance des formes (figure 3d) présente un rapport S/B plus élevé, comparé au PSV filtré en fréquence seulement (figure 3c). La déconvolution, qui amplifie le bruit même très faible sur la trace, a donné de meilleurs résultats sur les données filtrées en fréquence puis par reconnaissance des formes. La reconnaissance des formes a donc filtré davantage les données déjà filtrées en fréquence.

Considérons comme exemple une trace synthétique constituée de trois arrivées (Rickers de fréquence centrale 30Hz) (figure 5a). Elle est bruitée à 10% (figure 5b) puis filtrée en fréquence par filtre créneau passe-bas [0-75Hz] (figure 5c), bande de fréquence correspondant à l'extension du spectre du signal utile (figure 5a'), et enfin filtrée par la reconnaissance de la forme du Ricker (figure 5d). Les spectres en amplitude des traces respectivement bruitée, filtrée en fréquence et filtrée par reconnaissance des formes sont donnés en figure 5 b' à d'. La trace obtenue par projection sur la base propre du Ricker est mieux filtrée comparée à la trace obtenue par filtrage passe-bas, avec conservation de la forme et de l'amplitude du signal utile. Elle présente un spectre en amplitude très proche de celui de la trace initiale sans bruit. Ce qui est valable même en présence d'un taux de bruit

élevé. En effet, la trace bruitée à 50% (figure 5e,e') a un meilleur rapport S/B après filtrage par reconnaissance des formes (figure 5g) qu'après filtrage passe-bas (figure 5f). Une forte atténuation de l'amplitude du signal utile ainsi qu'une altération de sa forme sont visibles sur la trace filtrée en fréquence. Le spectre en amplitude de la trace après extraction du signal utile par reconnaissance des formes (figure 5g') reste assez proche du spectre de la trace initiale. En revanche, après filtrage en fréquence, le spectre obtenu (figure 5f') diffère en raison des bruits inclus dans le domaine des fréquences utiles. En effet, lors d'un filtrage en fréquence, si le bruit n'est pas localisé dans une bande de fréquence donnée, son élimination devient difficile. De plus, une mauvaise estimation de la bande de fréquence peut conduire à un rapport S/B insuffisamment amélioré. Ce qui n'est pas le cas du filtre par reconnaissance des formes, dont la réponse impulsionnelle ainsi que le module de la fonction de transfert sont présentés respectivement en figure 5h,h'. La connaissance du contenu fréquentiel du signal utile n'est pas nécessaire. Ce dernier est véhiculé par le signal d'apprentissage qui, indirectement, fixe la bande de fréquence.

La reconnaissance des formes apparaît comme un filtre efficace qui ne nécessite pas d'a priori sur la bande de fréquence du signal reçu ni sur la phase de l'ondelette. Cependant, elle reste tributaire d'un signal d'apprentissage qui doit être bien défini et identifiable.

Cette méthode, relativement simple quant à sa mise en oeuvre, est appliquée en sismique de puits, mais elle peut très bien s'utiliser en sismique de surface pour améliorer la résolution aux grandes profondeurs ou à chaque fois que l'on désire extraire un type d'ondes bien différencié par sa forme.

Références

- [1] A. Belaïd, Y. Belaïd, Reconnaissance des formes. Méthodes et Applications, InterEditions, Paris, 1992.
- [2] C. Brezinski, M. Redivo-Zaglia, Méthodes numériques directes de l'algèbre matricielle, Ellipses Ed., Paris, 2004.
- [3] P.G. Ciarlet, Introduction à l'analyse numérique matricielle et à l'optimisation, Dunod Ed., Paris, 2002.
- [4] J.F. Claerbout, Earth soundings analysis: processing versus inversion, Blackwell Scientific Publications, 1992.
- [5] C. Cllet, M. Dubesset, O. Michaud, Pattern recognition: an application to wave separation in three-component offset VSP, SEG 56th annual international meeting Huston nov 2-6,1986, expanded abstract 308-310.
- [6] G. Corso, P.S. Kuhn, L.S. Lucena, Z.D. Thomé, Seismic ground roll time-frequency filtering using the gaussian wavelet transform, Physica A 318 (2003) 551-561.
- [7] D.C. Ganley, A method for calculating synthetic seismograms which include the effects of absorption and dispersion, Geophysics, Vol 46, n° 8 (1981) 1101- 1107.

- [8] R. Lengellé, *Décision et reconnaissance des formes en signal*, Hermès Science Publications, Paris, 2002.
- [9] J.L. Mari, F. Coppens, *Sismique de puits*, Edition Technip, Paris, 2000.
- [10] J.L. Mari, F. Glangaud, F. Coppens, *Traitement du signal pour géologues et géophysiciens*, Edition Technip, Paris, 1997.
- [11] O. Michaud, *Utilisation de la reconnaissance des formes en sismique trois composantes*, Document IFP, n° 33585, 1985.
- [12] O. Yilmaz, *Seismic data processing*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa (USA), 1987.

Légende des figures

figure captions

- figure 1. Reproduction du signal d'apprentissage (Ricker de fréquence centrale 30 Hz) après projection avec différentes valeurs du seuil.
- figure 1. Reproduction of the training signal (30 Hz centered Ricker), after projection, with various threshold's values.
- figure 2. Filtrage par reconnaissance des formes des données PSV synthétiques atténuées et en présence de bruit; (a)- PSV synthétique calculé; (b)- PSV synthétique (a) après filtrage par reconnaissance des formes; (c)- PSV synthétique (a) avec 50% de bruit; (d)- PSV synthétique (c) après filtrage par reconnaissance des formes.
- figure2. Filtering using pattern recognition of attenuated synthetic VSP data with noise; (a)- calculated synthetic VSP; (b)- synthetic VSP (a) after filtering using pattern recognition; (c)- synthetic VSP (a) with 50% of noise; (d)- synthetic VSP (c) after filtering using pattern recognition.
- figure 3. Filtrage en ondes P, par reconnaissance des formes, d'un PSV réel; (a)- PSV réel (composante Z); données initiales filtrées en fréquence et égalisées; (b)- PSV (a) après filtrage par reconnaissance des formes; (c)- section en ondes montantes, horizontalisées et déconvoluées, du PSV (a); (c')- trace somme obtenue après addition des traces circonscrites dans le couloir de sommation délimité sur (c) par la ligne blanche; (d)- section en ondes montantes, horizontalisées et déconvoluées, du PSV filtré (b); (d')- trace somme obtenue après addition des traces circonscrites dans le couloir de sommation délimité sur (d) par la ligne blanche.
- figure 3. P waves filtering using pattern recognition of a real VSP; (a)- real VSP (Z component); initial data filtered in frequency and equalized; (b)- VSP (a) after filtering using pattern recognition; (c)- horizontalized and deconvoluted upgoing waves section of the VSP (a); (c')- stack corridor obtained after addition of traces defined in the summation corridor delimited on (c) by white line; (d)- horizontalized and deconvoluted upgoing waves section of the VSP (b); (d')- corridor stack obtained after addition of traces defined in the summation corridor delimited on (d) by white line;

figure 4. Deux signaux du PSV réel, avant et après filtrage par reconnaissance des formes; (a)- le signal d'apprentissage P enregistré sur la trace 15 à 1008 ms ; (b)- signal enregistré sur la trace 108 à 1210 ms.

figure 4. Two signals of the real VSP, before and after filtering using pattern recognition; (a)- training signal P recorded on trace 15 at 1008 ms; (b)- recorded signal on trace 108 at 1210 ms.

figure 5. Comparaison entre le filtre passe-bas et le filtre par reconnaissance des formes; (a)- trace initiale (reproduite sur les traces filtrées); (a')- spectre en amplitude de la trace (a); (b)- trace initiale (a) avec 10% de bruit; (b')- spectre en amplitude de la trace (b); (c)-trace (b) après filtrage passe-bas [0-75 Hz]; (c')- spectre en amplitude de la trace (c); (d)- trace (b) après filtrage par reconnaissance des formes (l'apprentissage est l'ondelette de Ricker); (d')- spectre en amplitude de la trace (d); (e)- trace initiale (a) avec 50% de bruit; (e')- spectre en amplitude de la trace (e); (f)- trace (e) après filtrage passe-bas [0-75 Hz]; (f')- spectre en amplitude de la trace (f); (g)- trace (e) après filtrage par reconnaissance des formes (l'apprentissage est l'ondelette de Ricker); (g')- spectre en amplitude de la trace (g); (h)- réponse impulsionnelle du filtre par reconnaissance des formes; (h')- fonction de transfert du filtre par reconnaissance des formes.

figure 5. Comparison between low-pass filter and pattern recognition filter; (a)- initial trace (reproduced on the filtered traces); (a')- amplitude spectrum of trace (a); (b)- initial trace (a) with 10% of noise; (b')- amplitude spectrum of trace (b); (c)- trace (b) after low-pass filtering [0-75 Hz]; (c')- amplitude spectrum of trace (c); (d)- trace (b) after filtering using pattern recognition (training signal is Ricker's wavelet); (d')- amplitude spectrum of trace (d); (e)- initial trace (a) with 50% of noise; (e')- amplitude spectrum of trace (e); (f)- trace (e) after low-pass filtering [0-75 Hz]; (f')- amplitude spectrum of trace (f); (g)- trace (e) after filtering using pattern recognition (training signal is Ricker's wavelet); (g')- amplitude spectrum of trace (g); (h)- impulse response of pattern recognition filter; (h')- transfer function of pattern recognition filter.

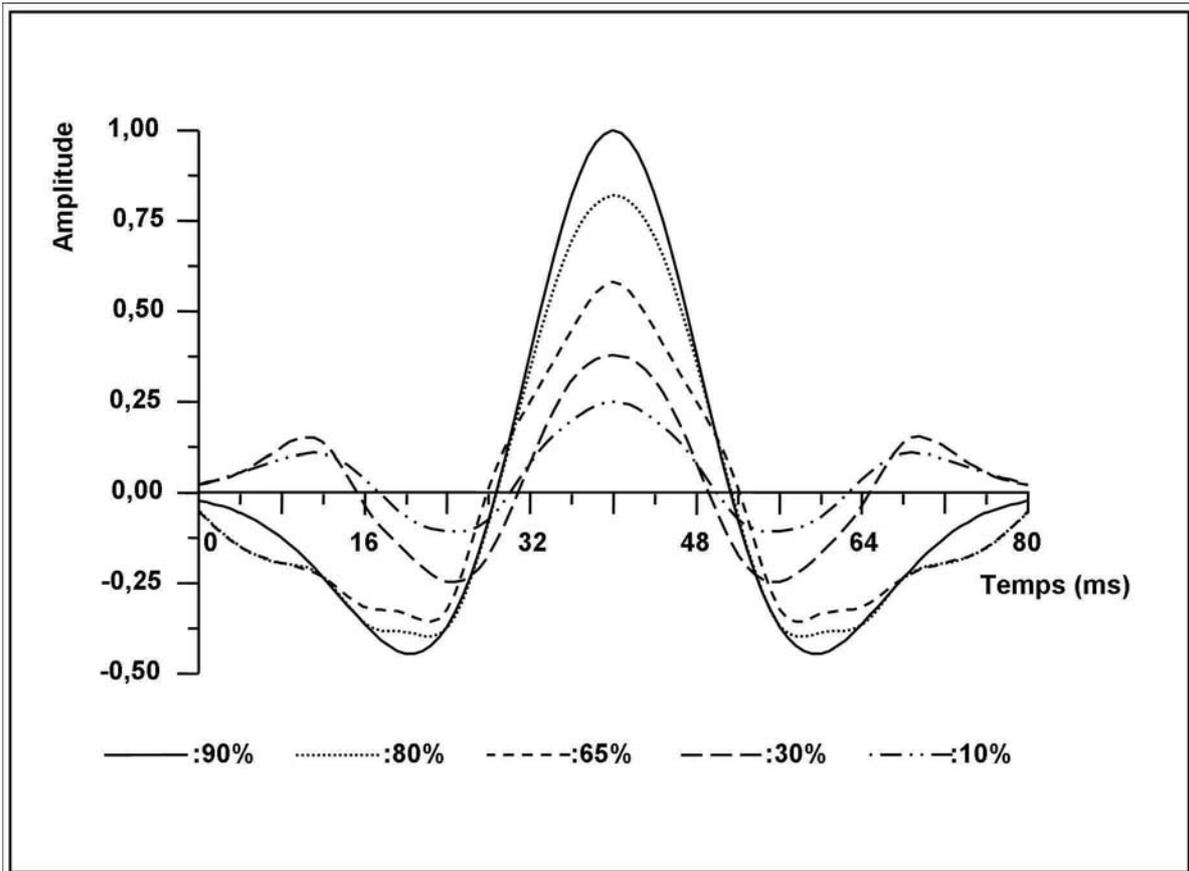


Figure1

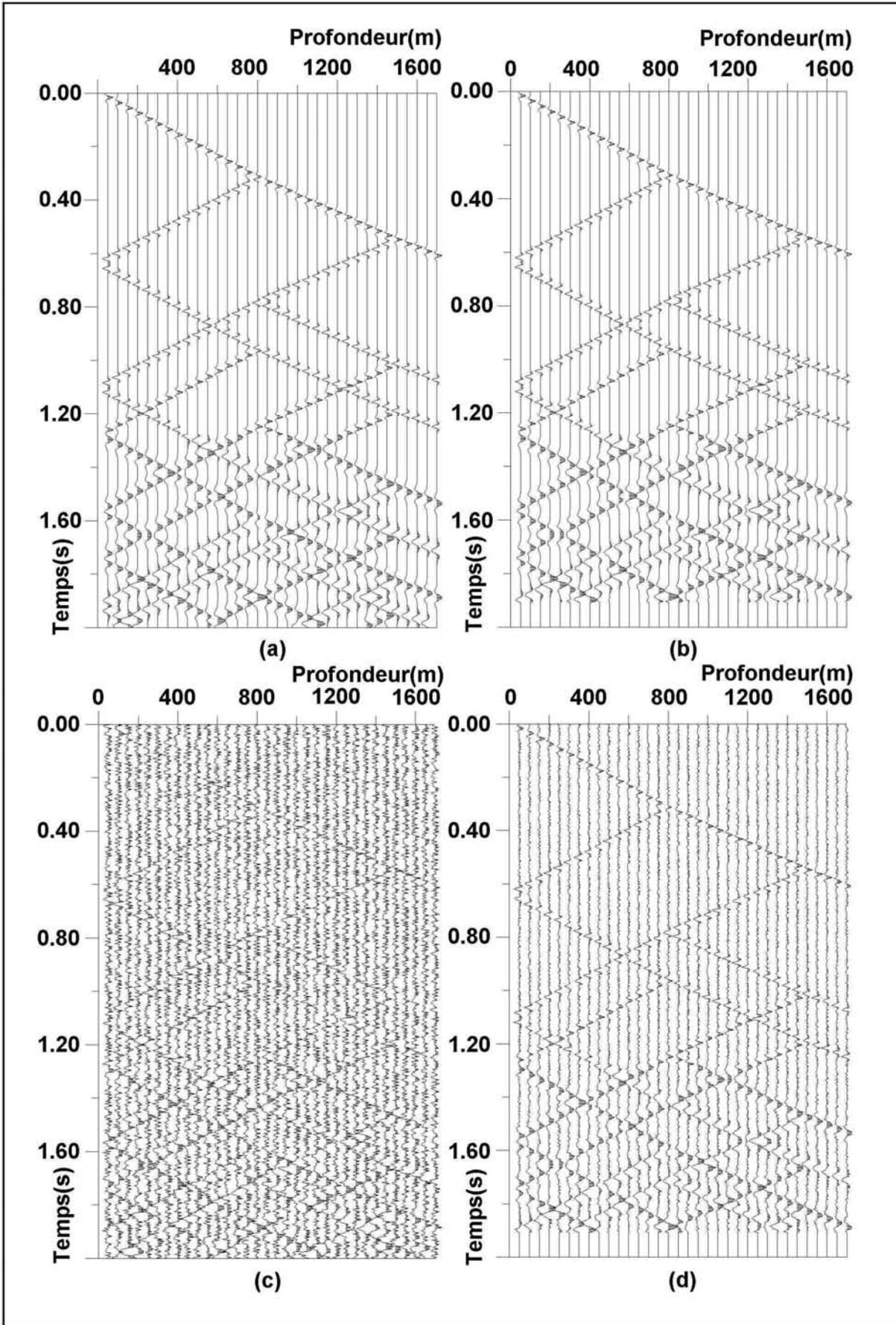


Figure2

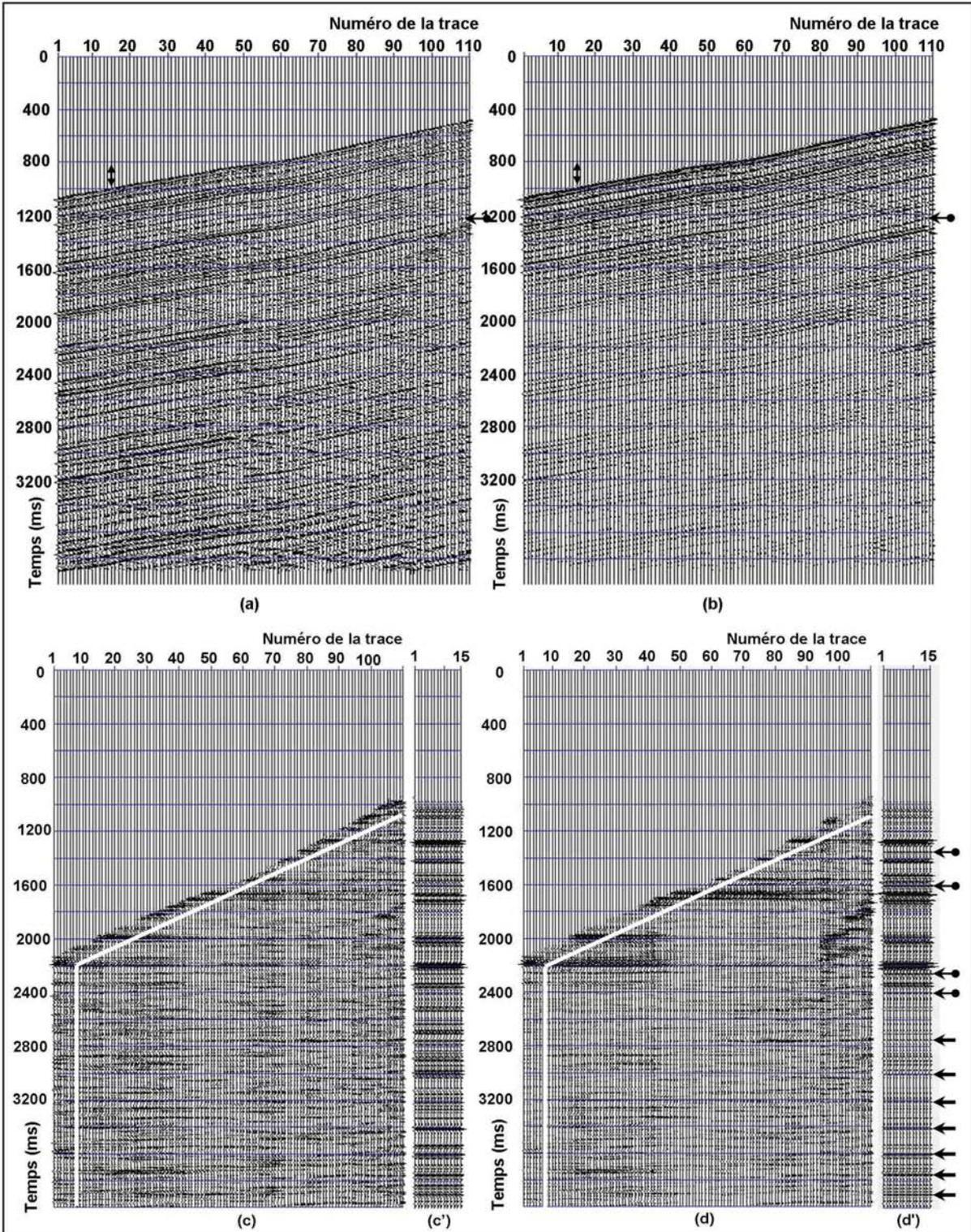
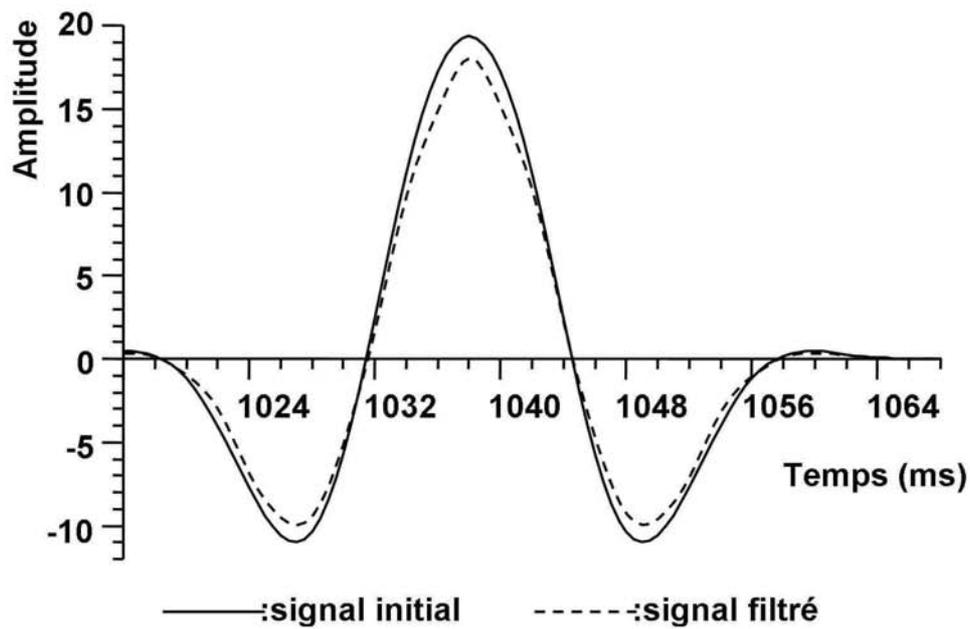
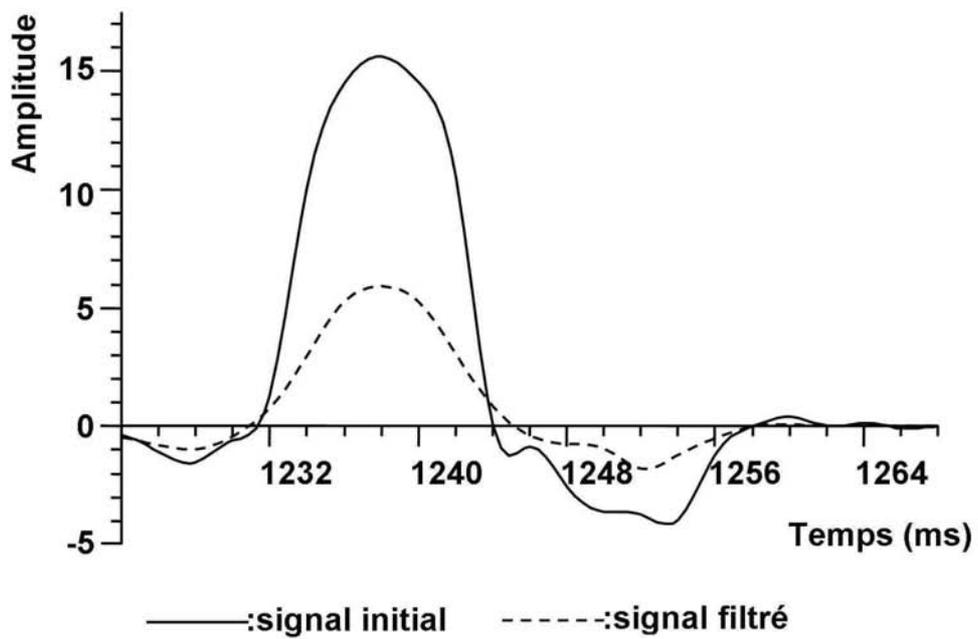


Figure 3



(a)



(b)

Figure 4

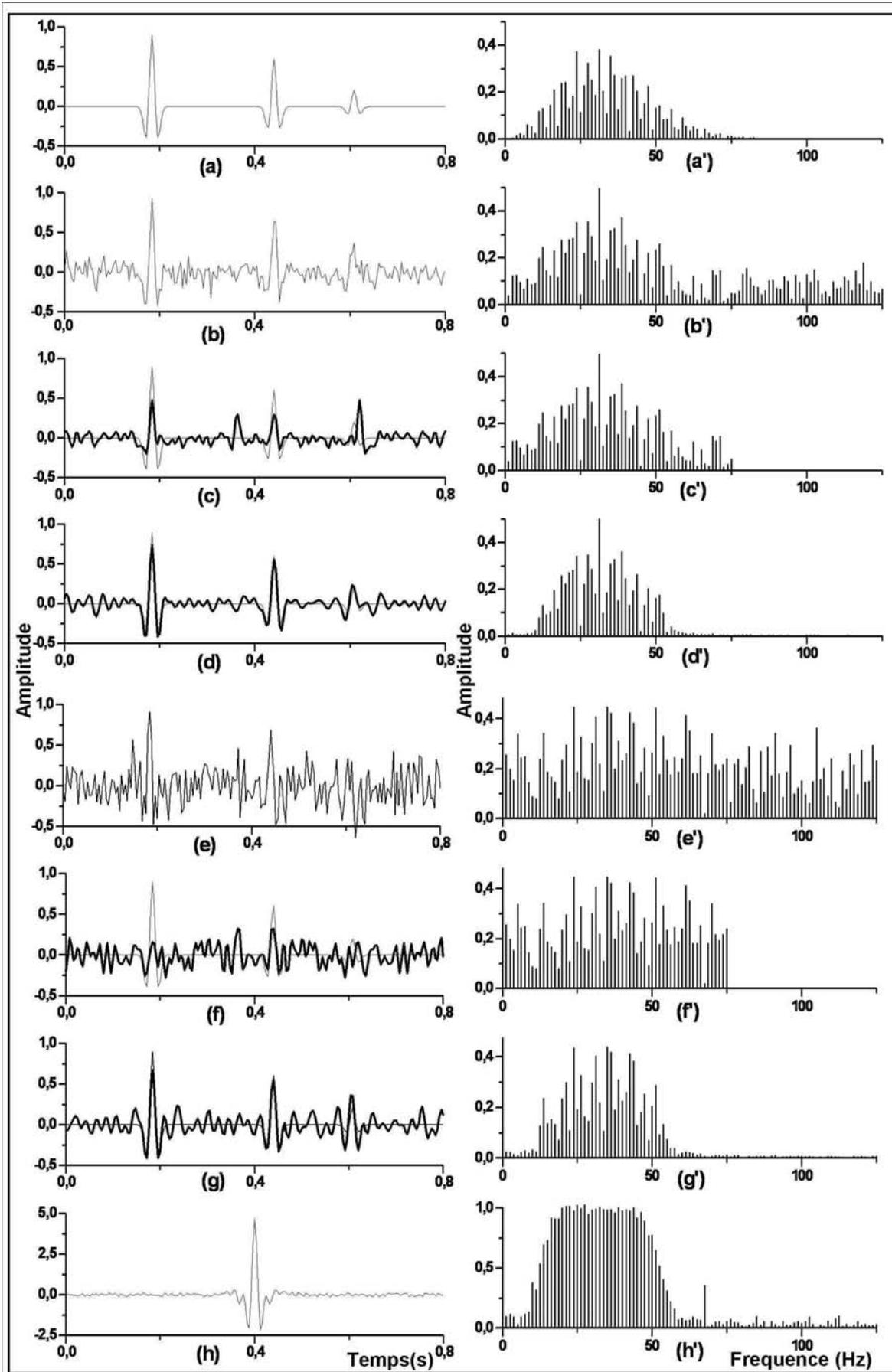


Figure 5

III.3- Application au filtrage en sismique de puits trois composantes avec extraction automatique du signal d'apprentissage par filtre Poline

Dans cette application, les deux trisignaux d'apprentissage recherchés, prélevés sur des enregistrements PSV à déport (3C) parmi les ondes polarisées suivant les directions X et Z, sont les deux arrivées sismiques qui présentent simultanément la meilleure qualité de polarisation et la direction de polarisation la plus proche des directions X et Z respectivement (cf annexe A).

Un relevé manuel des arrivées sismiques sur des enregistrements tricomposantes doit tenir compte d'un certain nombre de critères dont certains sont plus ou moins évidents et d'autres assez difficiles à évaluer de visu. Il consiste à pointer, sur les projections de la trajectoire de la particule dans les plans XOY, XOZ et YOZ, les événements qui marquent des changements de direction du mouvement pseudo-elliptique des particules (cf annexe A) [Ben84]. Ce relevé manuel nécessite de nombreuses heures d'utilisation d'un système interactif pour la visualisation des trajectoires de particule sur l'ensemble de l'enregistrement 3C et aussi beaucoup de soins pour tenir compte des critères exigés pour la sélection des signaux d'apprentissage, d'où l'idée d'utiliser le filtre directionnel de polarisation par inertie ou Poline pour automatiser le programme de filtrage par reconnaissance des formes.

L'automatisation du programme d'extraction des signaux d'apprentissage consiste à remplacer les critères subjectifs par des critères formalisables qui sont, en général, la qualité de polarisation, la direction de polarisation et l'amplitude dans le cas du pointé du temps de l'arrivée sismique. Le principe du filtre Poline consiste à évaluer, sur une fenêtre glissante, le taux de polarisation T ainsi que l'angle α entre l'axe principal de polarisation et la direction suivant laquelle on désire effectuer le filtrage (X ou Z). Une courbe F(t) de pondération est alors calculée pour chaque composante [Ben84, Ben88]:

$$F(t) = T(t)^m [\cos\{\alpha(t)\}]^n$$

m et n sont des nombres positifs, représentant, respectivement, la puissance du taux de polarisation et la puissance du cosinus de l'angle α .

L'arrivée sismique recherchée, constituant une composante du signal d'apprentissage, correspond au signal de la fenêtre dont la valeur de F est maximale. Les deux autres composantes de cet apprentissage sont alors prélevées directement sur les deux autres

composantes de l'enregistrement sismique, dans la même fenêtre. L'algorithme du filtre Poline est représenté en annexe D.

L'application de la séparation d'ondes par reconnaissance des formes au filtrage en sismique de puits 3C avec extraction automatique du signal d'apprentissage par filtre Poline a fait l'objet d'une publication dans le volume 18, n°1, du Bulletin du Service Géologique National. Nous présentons dans ce qui suit l'article correspondant [Ben06d].

RECONNAISSANCE DES FORMES EN SISMIQUE DE Puits TROIS COMPOSANTES AVEC EXTRACTION AUTOMATIQUE DU SIGNAL D'APPRENTISSAGE PAR FILTRE POLINE

Zahia BENAÏSSA*, Abdelkader BENAÏSSA*, Tahar AÏFA**, Mohamed Ali BETTIRA*,
Mabrouk DJEDDI*** et Amar BOUDELLA*

RÉSUMÉ

En sismique de puits, la technique d'enregistrement à trois composantes (3C) permet de reconstituer le mouvement réel d'une particule dans l'espace. Ce mouvement donne accès à des indications pétrophysiques intéressantes sur l'anisotropie, l'hétérogénéité, la lithologie et le changement de faciès d'un milieu donné grâce à l'étude séparée des ondes de compression (P) et de cisaillement (S). L'un des objectifs du traitement sismique est d'identifier et de séparer ou filtrer ces ondes pour une meilleure connaissance de la structure des milieux. La méthode de séparation des ondes par reconnaissance des formes, exposée ici, a pour but d'extraire efficacement, à partir d'un enregistrement de sismique de puits 3C, les ondes ressemblant à un type d'ondes préalablement choisi. Elle nécessite, néanmoins, une bonne connaissance de la forme du signal à extraire (signal d'apprentissage).

Nous montrons, sur des données réelles de sismique de puits type Profil Sismique Vertical (PSV) avec déport, que l'efficacité de cette méthode peut être grandement améliorée en introduisant un prétraitement basé sur un filtrage directionnel de polarisation par inertie (filtre POLINE). Ce prétraitement cerne les zones susceptibles de contenir les ondes P et SV de conversion ou issues de la source sur les composantes du PSV avec déport. Il permet d'identifier et d'extraire automatiquement des signaux d'apprentissage P et SV sur les enregistrements des composantes X et Z.

Par ailleurs, nous comparons les performances de la méthode de reconnaissance des formes et du filtre POLINE qui est un excellent filtre directionnel pour extraire les ondes polarisées sur des données de puits 3C. La reconnaissance des formes, qui considère l'ensemble des classes d'ondes polarisées, est puissante et offre une plus grande cohérence et une meilleure continuité des événements sismiques.

Mots clés - Reconnaissance des formes - Filtre POLINE - Matrice des corrélations - Valeurs et vecteurs propres associés - Ondes P et SV.

* Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène, Faculté des Sciences de la Terre, BP. 32, El-Alia, Bab-Ezzouar, Alger, Algérie. E-mail : zabendz@yahoo.fr

** Géosciences-Rennes, CNRS UMR6118, Université de Rennes I, Campus de Beaulieu, 35042, Rennes cedex France. E-mail : tahar.aifa@univ-rennes1.fr

*** Université M'hamed Bougara de Boumerdès, Laboratoire de Physique de la Terre, Avenue de l'indépendance, Boumerdès, Algérie.

- Manuscrit déposé le 26 Février 2006, accepté après révision le 30 Avril 2006.

PATTERN RECOGNITION IN THREE COMPONENTS WELL SEISMIC WITH AUTOMATIC EXTRACTION OF TRAINING SIGNAL USING POLINE FILTER

ABSTRACT

In well seismic, the technique of three components (3C) recording allows to reconstitute the real movement of a particle in space. This movement gives access to interesting petrophysical indications about anisotropy, heterogeneity, lithology and facies change of a given medium when separating compressional (P) and shear (S) waves. One of the aims of the seismic processing is to identify and separate these waves for a better knowledge of the subsurface. The wave separation method studied here, using a pattern recognition deals with extraction of waves in agreement with a previous selected type of waves from a 3C seismic recording. It requires, nevertheless, a very good knowledge of the signal shape to be extracted (training signal).

Using an offset Vertical Seismic Profile (VSP) type well survey, we show that the efficiency of this method can be largely improved by introducing a pre-processing based upon a polarization filtering obtained from inertial matrix (poline directional filter). This pre-processing is to identify and automatically extract P and SV training signals from recordings of X and Z components.

In addition, comparison of the performances of the pattern recognition method with the best directional filter to extract the polarized waves on three components well seismic data shows that the pattern recognition, which considers the whole classes of polarized waves, is powerful and offers a greater coherence and a better continuity of the seismic events regarding the poline filter.

Key words- Pattern recognition - Poline filter - Correlation matrix - Eigen values - Eigen vectors- P and SV waves.

1. INTRODUCTION

En sismique de puits, dans le cas d'un Profil Sismique Vertical (PSV) avec déport, chaque composante présente la contribution de différents trains d'ondes, à savoir les ondes primaires P, les ondes secondaires verticales SV et horizontales SH, montantes et descendantes (de conversion ou issues de la source). Un grand déport entre la source et la sonde triaxiale rend le phénomène de conversion encore plus important. La séparation des ondes P et SV sur les composantes X et Z (la composante Y ne contenant que des ondes SH) est très importante en sismique de puits car l'analyse combinée des ondes de compression et de cisaillement permet de renforcer la caractérisation du gisement d'un point de vue

structure et lithologie.

Il existe plusieurs méthodes de séparation des champs d'ondes. Elles peuvent être classées en trois familles : les méthodes à gabarit, les méthodes d'inversion et les méthodes matricielles (Glangeaud et Mari, 1994). La méthode que nous proposons dans ce travail peut s'apparenter à la troisième famille; elle est fondée sur la théorie de « la reconnaissance des formés » et consiste en une reconnaissance de signaux le long d'une trace sismique. Celle-ci s'effectue par comparaison de la forme du signal avec celle du modèle d'apprentissage. Elle s'appuie sur la théorie vectorielle des signaux qui assimile tout signal discret de longueur N échantillons à un vecteur de dimension N (Belaïd

et Belaïd, 1992). La méthode consiste en la projection de la trace sismique sur un sous-espace engendré par les premiers vecteurs propres de la matrice des corrélations, construite à partir du signal d'apprentissage ou onde choisie (Michaud, 1985). Ce procédé exige un signal d'apprentissage P ou SV selon le filtrage désiré, bien défini, donc correctement prélevé sur la trace sismique.

Jusque là, la détection des zones susceptibles de contenir ces ondes sur les enregistrements de sismique de puits type PSV avec déport est effectuée manuellement, par localisation des zones où le trièdre (X, Y, Z) capte, en fonction du rapport profondeur-déport les différents types d'ondes en fonction de leur polarisation (Mari *et al.*, 1998; Michaud, 1985; Benhama *et al.*, 1988). Toutefois, une confusion entre deux types d'ondes peut facilement se produire et mener à une interprétation erronée, vu la complexité des phénomènes de conversion et d'interférence des ondes. Un préfiltrage s'avère donc nécessaire. Nous montrons dans ce qui suit, l'intérêt d'utiliser conjointement la méthode de reconnaissance des formes avec le filtre directionnel de polarisation par inertie (filtre POLINE). Le filtre POLINE permet une identification sûre et une extraction automatique du signal d'apprentissage. De plus, cette combinaison nous permet de faire une comparaison entre les résultats obtenus par reconnaissance des formes avec ceux obtenus après filtrage par polarisation d'inertie.

2. PRINCIPES MATHÉMATIQUES DE LA RECONNAISSANCE DES FORMES

La reconnaissance des formes, basée essentiellement sur l'intelligence artificielle, couvre de vastes domaines. Elle a pour objectif de reconnaître, parmi un ensemble de formes (objet), une forme préalablement choisie (concept). En sismique, l'objet représente la trace et le concept une onde que l'on veut extraire ou suivre dans celle-ci.

Tout système de reconnaissance des formes comprend deux étapes, à savoir l'étape d'apprentissage et l'étape d'interprétation ou de décision (Belaïd et Belaïd, 1992).

Étape d'apprentissage

Cette étape, appelée aussi étape de paramétrisation, consiste à déterminer des paramètres bien représentatifs du modèle choisi. L'ondelette qui correspond à l'arrivée du type d'ondes à identifier est appelée signal d'apprentissage. A trois dimensions, ce dernier correspond à un signal de longueur $3N$ échantillons et est représenté par le vecteur \vec{S} tel que :

$$\vec{S}^T = \{[X_d(1), X_d(2), \dots, X_d(N)]; [Y_d(1), Y_d(2), \dots, Y_d(N)] \\ [Z_d(1), Z_d(2), \dots, Z_d(N)]\}$$

où \vec{S}^T est le vecteur transposé de \vec{S} .

On définit la matrice des corrélations M de ce signal d'apprentissage \vec{S} par:

$$M = \begin{bmatrix} M_{XX} & M_{XY} & M_{XZ} \\ M_{YX} & M_{YY} & M_{YZ} \\ M_{ZX} & M_{ZY} & M_{ZZ} \end{bmatrix}$$

où

M_{XX} , M_{YY} , M_{ZZ} sont les matrices d'auto-corrélation telles que (I représente X, Y ou Z):

$$M_{II} = \begin{bmatrix} a_0 & a_1 & \dots & a_{N-2} & a_{N-1} \\ a_1 & a_0 & \dots & \dots & a_{N-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{N-2} & \dots & \dots & a_0 & a_1 \\ a_{N-1} & a_{N-2} & \dots & a_1 & a_0 \end{bmatrix}$$

avec:

$$a_k = \sum_{m=1}^{N-k} I_a(m) I_a(m+k) \quad (1)$$

et M_{xy} , M_{yx} , M_{xz} , M_{zx} , M_{zy} , M_{yz} les matrices d'intercorrélation des composantes X, Y et Z telles que (I et J représentent X, Y ou Z):

$$M_{IJ} = \begin{bmatrix} a_0 & a_1 & \dots & a_{N-2} & a_{N-1} \\ a_{-1} & a_0 & \dots & \dots & a_{N-2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{-N+2} & \dots & \dots & a_0 & a_1 \\ a_{-N+1} & a_{-N+2} & \dots & a_{-1} & a_0 \end{bmatrix}$$

avec:

$$a_k = \sum_{m=1}^{N-k} I_a(m) J_a(m+k) \quad k \geq 0 \quad (2)$$

$$a_k = \sum_{m=1}^{N-k} I_a(m-k) J_a(m) \quad k < 0.$$

La matrice des corrélations M est une matrice carrée, réelle, symétrique, définie, non négative et de dimension $(3N \times 3N)$. Elle possède $3N$ vecteurs propres associés à $3N$ valeurs propres réelles non négatives (Brezinski et Redivo-Zaglia, 2004). Ces $3N$ vecteurs propres, une fois normalisés, forment une base orthonormée B_{kl} (base de Karhunen-Loève) de l'espace des tri signaux. Chacun d'eux est défini dans une base canonique B_0 de l'espace des tri signaux par :

$$\vec{V}_i = \sum_{j=1}^{3N} V(j,i) \vec{e}_j \quad (3)$$

où \vec{V}_i est le vecteur propre associé à la i ème valeur propre, $V(j,i)$ la composante de \vec{V}_i dans la base B_0 et \vec{e}_j le vecteur unitaire dans l'espace des tri signaux. Le vecteur d'apprentissage s'écrit alors dans la base B_{kl} de la façon suivante:

$$\vec{S} = \sum_{i=1}^{3N} (\vec{S} \cdot \vec{V}_i) \vec{V}_i \quad (4)$$

L'addition des valeurs propres λ_i , normalisées et classées par ordre décroissant, tend rapidement vers la somme de toutes les valeurs propres normalisées (100%), en considérant seulement les p premières valeurs. Ainsi, les p premières valeurs propres suffisent pour décrire correctement le signal d'apprentissage et les vecteurs propres correspondant engendrent un sous-espace de dimension p , appelé sous-espace des tri signaux propres (Ciarlet, 2002).

Étape d'interprétation

Elle consiste en une projection de la trace sismique sur le sous-espace des tri signaux propres, de façon à ne laisser dans cette dernière que ce qui s'apparente au signal d'apprentissage. C'est l'étape d'extraction. La dimension p du sous-espace sur lequel la projection sera faite est telle que :

$$\sum_{i=1}^p \lambda_i \geq s \quad (5)$$

où s est le seuil de confiance fixé, en général, à 90%.

Un tri signal $U(t)$ représenté dans l'espace des tri signaux à dimension $3N$, par le vecteur de composantes u_i dans la base B_0 , s'écrit:

$$\vec{U} = \sum_{i=1}^{3N} u_i \vec{e}_i \quad (6)$$

et dans la base B_{kl} :

$$\vec{U} = \sum_{i=1}^{3N} (\vec{U} \cdot \vec{V}_i) \vec{V}_i = \sum_{i=1}^{3N} \alpha_i \vec{V}_i \quad (7)$$

avec:

$$\alpha_i = \sum_{j=1}^{3N} u_j V(j,i)$$

La projection de \vec{U} sur le sous-espace vectoriel de dimension p , engendré par les p premiers vecteurs propres de la matrice des corrélations du signal d'apprentissage \vec{S} , est \vec{U}_p définie par:

$$\vec{U}_p = \sum_{i=1}^p \alpha_i \vec{V}_i \quad (8)$$

et dans la base B_0 par:

$$\vec{U}_p = \sum_{i=1}^{3N} \left[\sum_{j=1}^p \alpha_j V(j,i) \right] \vec{e}_j$$

Ce qui donne en écriture matricielle:

$$\vec{U}_p = \mathcal{P} \cdot \vec{U} \quad (9)$$

où \mathcal{P} est la matrice de projection :

$$\mathcal{P} = V_p V_p^T \quad (10)$$

où V_p est la matrice des p vecteurs propres du tri signal d'apprentissage.

Cette projection revient à ne conserver du vecteur \vec{U} que l'information relative à \vec{S} . Un tri signal sismique peut être considéré comme une suite de signaux $U(t)$ de longueur $3N$, chaque composante se recouvrant sur $(N-1)$ échantillons. Sa projection revient donc à projeter séparément les signaux consécutifs qui le constituent. Le tri signal projeté est reconstruit par une opération de moyenne dans les zones de recouvrement (Michaud, 1985).

3. LE FILTRE POLINE

C'est un filtre directionnel, qui utilise la matrice d'inertie pour l'analyse de la qualité de la polarisation et de la direction principale de polarisation, fournies par la trajectoire de la particule. Si on considère N points, de masse unitaire, relatifs à un repère orthonormé $(Oxyz)$, et repérés par leurs coordonnées (x_i, y_i, z_i) , la matrice d'inertie M_{in} se définit comme suit:

$$M_{in} = \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^N x_i^2 & \sum_{i=1}^N x_i y_i & \sum_{i=1}^N x_i z_i \\ \sum_{i=1}^N x_i y_i & \sum_{i=1}^N y_i^2 & \sum_{i=1}^N y_i z_i \\ \sum_{i=1}^N x_i z_i & \sum_{i=1}^N y_i z_i & \sum_{i=1}^N z_i^2 \end{bmatrix}$$

Cette matrice permet le calcul d'un coefficient appelé taux de polarisation T (Olson et Samson, 1980), pouvant indiquer la qualité de polarisation du nuage de points:

$$T = [k \cdot \text{Tr}(M_{in}^{-2}) - \{\text{Tr}(M_{in})\}^2] / [(k-1) \cdot \{\text{Tr}(M_{in})\}^2] \quad (11)$$

k est la dimension du repère, M_{in} la matrice d'inertie et $\text{Tr}(M_{in})$ la trace de la matrice M_{in} . Les vecteurs propres de cette matrice représentent les axes principaux de l'ellipsoïde d'inertie. Le vecteur propre correspondant à la plus grande valeur propre de la matrice M_{in} donne l'axe principal de polarisation du nuage de points.

Le principe du filtre POLINE consiste à évaluer, sur une fenêtre glissante, le taux de polarisation T ainsi que l'angle α entre l'axe principal de polarisation et la direction suivant laquelle on désire effectuer le filtrage (OX , OY ou OZ). Ces deux valeurs sont rapportées au centre de la fenêtre. Une courbe $F(t)$ de pondération est alors calculée pour chaque composante (Benhama, 1984):

$$F(t) = T(t)^m [\cos\{\alpha(t)\}]^n \quad (12)$$

m et n sont des nombres positifs, représentant respectivement la puissance du taux de polarisation et la puissance du cosinus de l'angle α .

La composante filtrée est obtenue par une multiplication de la composante brute par la courbe de pondération qui lui est associée. D'utilisation simple, l'efficacité de ce filtre de polarisation par inertie ou POLINE reste tributaire du choix de ses paramètres, à savoir la longueur de la fenêtre de mesure, la puissance m du taux de polarisation et la puissance n du cosinus de l'angle α (Benhama, 1984).

Le filtre POLINE permet le filtrage suivant un type d'ondes désiré pour une classe de polarisation prédéfinie par ses paramètres de mesure. Il ne peut donc extraire l'ensemble des classes de polarisation appartenant à un même type d'ondes. Toutefois, il peut être un bon outil d'extraction automatique du signal d'apprentissage.

4. APPLICATION À LA SÉPARATION D'ONDES P ET SV SUR DES DONNÉES RÉELLES DE SISMIQUE DE PUIXS TYPE PSV AVEC DÉPORT

Les paramètres d'acquisition du PSV avec déport choisis pour cette application sont les suivants :

- la source, positionnée à 1500 m de la «gueule» du puits, est un vibroseis à deux vibrateurs, générateur d'ondes P; le signal émis est un sweep de bande fréquentielle [8-72] Hz, avec une durée de 12 s,
- le récepteur d'enregistrement est une sonde triaxiale,
- la longueur des enregistrements à chaque côte est de 4000 ms avec un pas d'échantillonnage de 2 ms,
- l'enregistrement est effectué sur 249 côtes, avec un pas de remontée de la sonde variable d'une côte à l'autre,

-la profondeur de la côte la plus proche de la surface du sol est de 880 m, et la plus profonde associée à la trace 1 est de 3600 m.

Sur la figure 1, sont représentés les enregistrements relatifs aux trois composantes X, Y et Z, après réorientation de la sonde triaxiale. Seules les traces 131 à 250 sont représentées. Une étude de la répartition de l'énergie montre que la plus grande partie de cette dernière est également répartie entre les composantes X et Z pour les faibles profondeurs et que l'énergie augmente avec la profondeur en faveur de la composante verticale. Ceci est dû essentiellement aux angles d'incidence qui diminuent en profondeur. Pour les faibles profondeurs, où les angles d'incidence sont relativement importants, une importante conversion des ondes P émises en ondes SV se produit, ce qui explique une

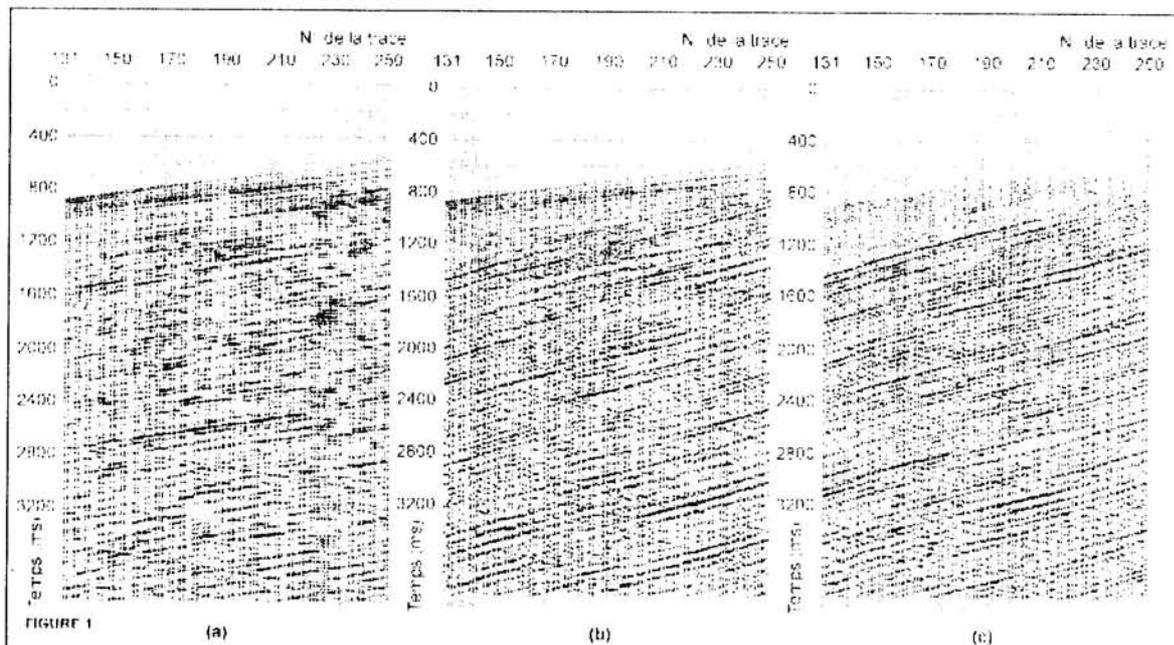


Fig. 1- PSV avec déport: données initiales. (a)-composante horizontale X réorientée; (b)- composante verticale Z; (c)- composante horizontale Y réorientée.

Offset PSV: initial data. (a)-reoriented horizontal component X; (b)-vertical component Z; (c)- reoriented horizontal component Y.

forte énergie sur la composante X. L'énergie, relativement faible (environ 10%) sur l'ensemble des niveaux d'enregistrement de la composante Y, est due essentiellement à la source émettrice d'ondes P dont l'énergie est principalement focalisée dans le plan (XOZ).

Pour procéder à la séparation des ondes P et SV sur les composantes X et Z par la méthode de reconnaissance des formes, il est important d'identifier correctement les signaux à extraire. Pour faire ressortir les zones susceptibles de contenir les ondes P et SV, on applique le filtre POLINE sur l'ensemble des composantes du PSV avec départ.

Extraction des signaux d'apprentissage

L'extraction des motifs d'apprentissage P et SV est effectuée automatiquement sur les enregistrements X, Y et Z après application du filtre POLINE, en faisant appel à trois critères, à savoir : la qualité, la direction de polarisation et l'amplitude du signal (Benhama, 1984).

Signal d'apprentissage P

Les composantes X et Z, après filtrage de polarisation par inertie (cf. Eq. 12) suivant la direction Z, sont représentées sur la figure 2. Les paramètres du

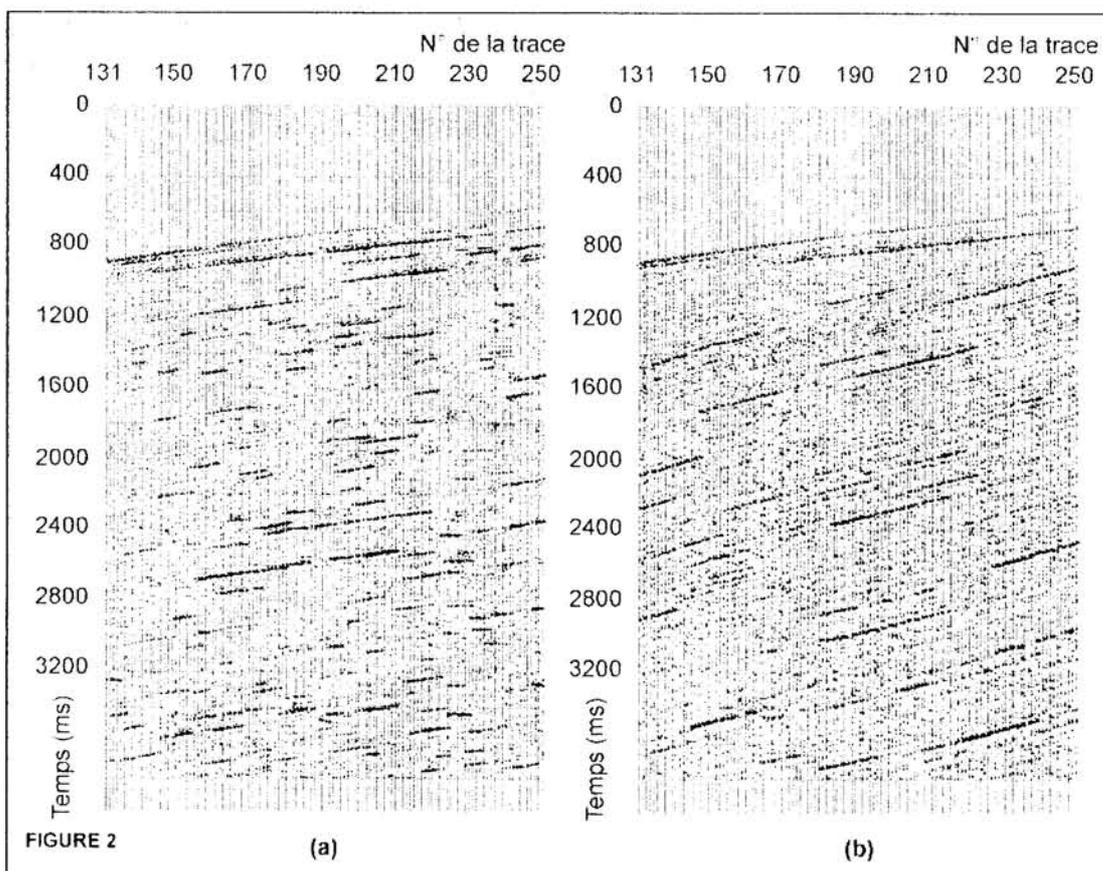


Fig. 2. Composantes X et Z, après filtrage POLINE suivant la direction Z, pour la détection des zones susceptibles de contenir les ondes P. (a)-composante horizontale X; (b)-composante verticale Z.

Components X and Z, after POLINE filtering along direction Z, to detect zones likely containing P waves. (a)-horizontal component X; (b)- vertical component Z.

filtre POLINE sont: longueur de la fenêtre=38 ms, $m=1$, $n=2$, $T_{\text{seuil}}=0.54$, $\alpha_{\text{seuil}}=38^\circ$. Les arrivées directes P sont bien polarisées surtout aux grandes profondeurs. La majorité des événements SV qui masquaient les arrivées P sont atténués.

L'apprentissage P est extrait de la trace 147, correspondant à l'arrivée directe de la composante verticale au temps 1150 ms. Par analogie, on peut déduire le signal d'apprentissage sur les autres composantes. En fixant la pseudo période du signal à 38 ms, la dimension de l'espace des tri signaux est de 57. Les composantes X et Z du signal d'apprentissage P sont approximativement en opposition de phase, alors que la composante Y est sub-nulle (fig. 3a). La trajectoire des particules correspondant à cette arrivée montre une onde bien polarisée suivant la direction verticale, dans le plan (XOZ) (fig. 3b).

Signal d'apprentissage SV

La figure 4 montre les composantes X et Z après filtrage (cf. Eq.12) suivant la direction X. Les paramètres du filtre POLINE sont: longueur de la fenêtre=58 ms, $m=1$, $n=2$, $T_{\text{seuil}}=0.64$, $\alpha_{\text{seuil}}=45^\circ$. L'arrivée première P est fortement atténuée. Parmi les événements bien polarisés suivant X, on distingue les ondes SV surtout dans la partie supérieure de la composante X, dues à la conversion.

L'apprentissage SV est extrait de la trace 137 de la composante X à 2050 ms. La dimension de l'espace des tri signaux est égale à 87, pour une pseudo période fixée à 58 ms. Les composantes X et Z du signal d'apprentissage SV sont approximativement en phase et la composante Y est sub-nulle (fig. 5a). La trajectoire des particules correspondant à cette arrivée, montre une onde bien polarisée suivant la direction horizontale X dans le plan (XOZ) (fig. 5b).

Application de la reconnaissance des formes

Filtrage par l'apprentissage P

Le sous-espace de projection défini à partir du tri signal d'apprentissage P est de dimension 7. Les sept vecteurs propres qui génèrent ce sous-espace de projection correspondent aux sept premières valeurs

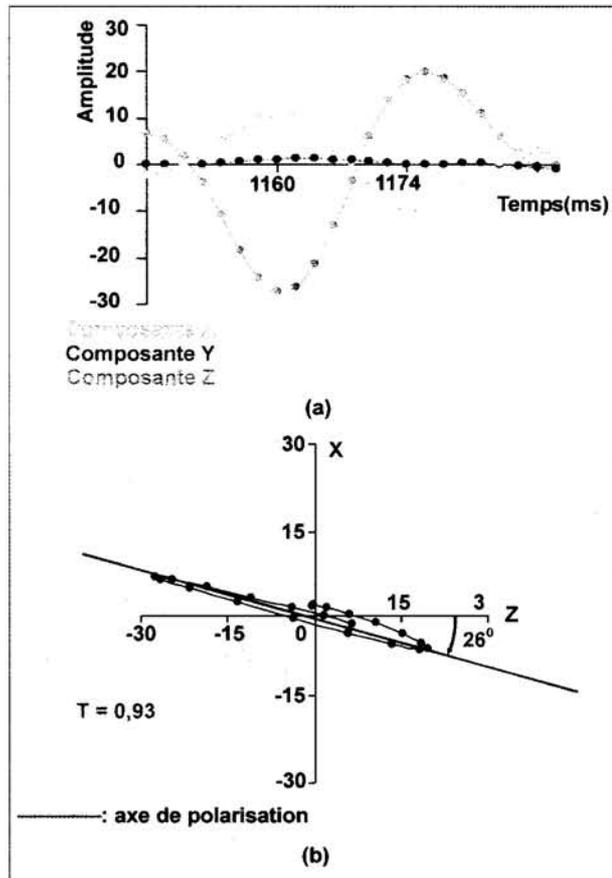


Fig. 3 - Trajectoire des particules associée au passage de l'onde P (signal d'apprentissage). Signal extrait du triplet 147 à 1150 ms, après application du filtre POLINE. (a)-tri signal d'apprentissage P; (b)-trajectoire des particules dans le plan (XOZ).

Trajectory of the particles associated to the P wave's travel (training signal). Signal extracted from triplet 147 at 1150 ms, after application of POLINE filter. (a)-training tri signal P; (b)-particles trajectory in (XOZ) plane.

RECONNAISSANCE DES FORMES EN SISMIQUE DE PUIITS TROIS COMPOSANTES AVEC EXTRACTION AUTOMATIQUE
DU SIGNAL D'APPRENTISSAGE PAR FILTRE POLINE

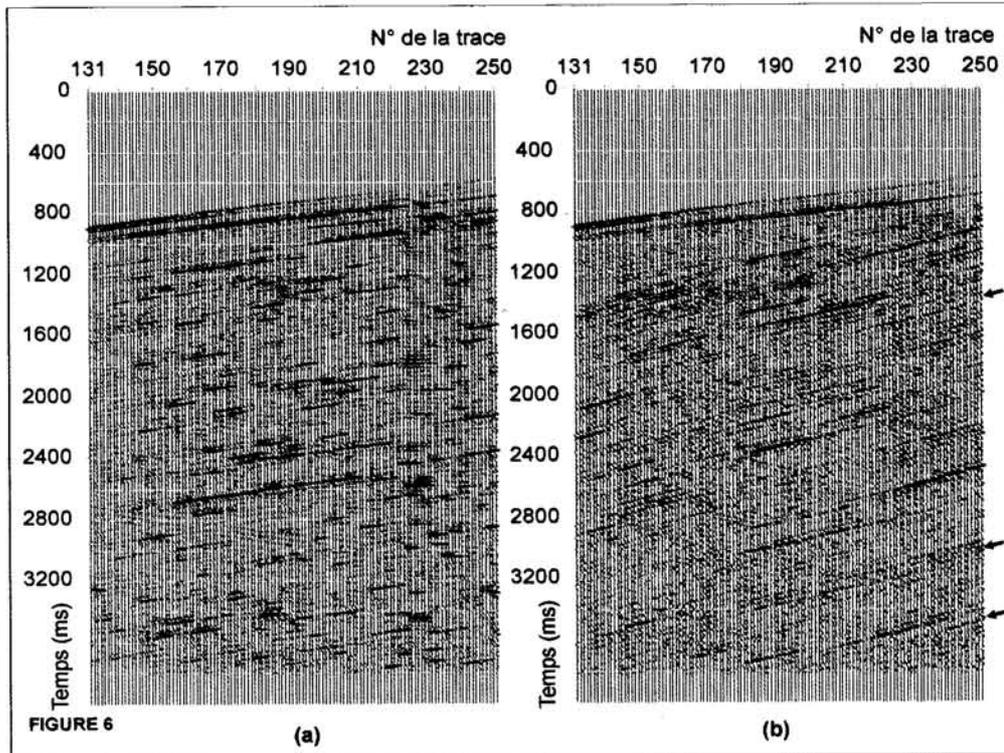


Fig. 4 - Composantes X et Z après filtrage POLINE suivant la direction X, pour la détection des zones susceptibles de contenir les ondes SV. (a)-composante horizontale X; (b)-composante verticale Z.

Components X and Z after POLINE filtering, along direction X, to detect zones likely containing SV waves. (a)-horizontal component X; (b)-vertical component Z.

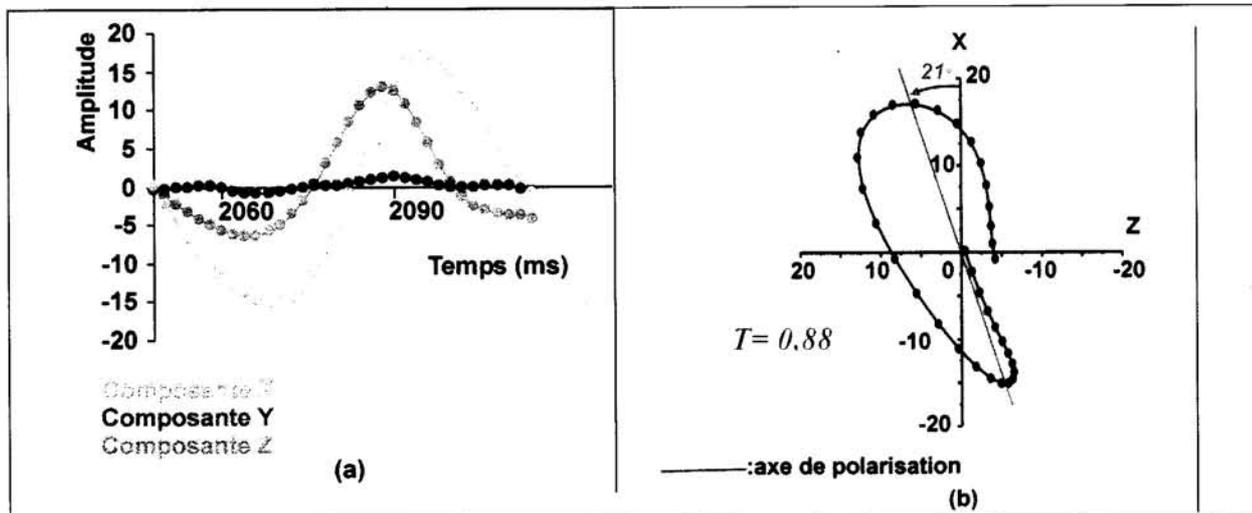


Fig. 5 - Trajectoire des particules associée au passage de l'onde SV (signal d'apprentissage). Signal extrait du triplet 137 au temps 2050 ms, après application du filtre POLINE. (a)-tri signal d'apprentissage SV. (b)-trajectoire des particules dans le plan (XOZ).

Trajectory of the particles associated to the SV wave's travel (training signal). Signal extracted from triplet 137 at 2050 ms, after application of POLINE filter. (a)-training tri signal SV; (b)-particles trajectory in (XOZ) plane.

propres. Ces dernières normalisées et cumulées ont atteint un seuil de plus de 90% (cf. Eq. 5).

Les résultats de la projection (cf. Eq.9) des deux composantes X et Z sur ce sous-espace sont représentés sur la figure 6. Sur la composante X filtrée par le motif P (Figure 6a), les événements P sont dans l'ensemble bien extraits (surtout au début de l'enregistrement entre 600 et 1000 ms sur la trace 250 et au centre entre 2300 et 2600 ms sur la trace 210). La résolution est améliorée en raison de la forte atténuation des arrivées SV. Sur la composante Z (fig. 6b), les événements SV, s'étendant pratiquement sur toutes les traces, sont dans l'ensemble atténués. En profondeur, certains événements SV (indiqués par des flèches sur la fig. 6b) ont totalement disparu.

Sur les deux composantes X et Z filtrées en onde P (fig. 6), les arrivées premières sont épurées (surtout pour la composante Z), comparées à celles qui se trouvent sur les composantes non filtrées (fig. 1a, b) qui présentent un taux de bruit élevé à son niveau. Les ondes P sont plus visibles sur les parties supérieures des composantes X et Z, dans les zones où les ondes sont conservées par le filtrage POLINE (fig. 2).

Filtrage par l'apprentissage SV

Le sous-espace de projection défini à partir du tri signal d'apprentissage SV est de dimension 9. Les neuf vecteurs propres correspondant aux neuf premières valeurs propres ont engendré ce sous-espace. Le cumul de ces valeurs propres normalisées a atteint un seuil de plus de 90% (cf. Eq. 5).

Le résultat de la projection (cf. Eq. 9) des deux composantes X et Z sur ce sous-espace est représenté sur la figure 7. Bien que l'atténuation de l'arrivée première est significative sur les composantes X et Z filtrées par le motif SV, cette dernière reste néanmoins visible sur quelques

traces (traces 140 à 210 sur la composante X, traces 145 à 205 sur la composante Z). Ceci est peut être dû, soit aux grandes amplitudes de l'onde P sur ces traces, soit à la présence de quelques résidus d'ondes S issues de la source émettrice. Pour les temps faibles, on observe une bonne extraction des ondes SV sur la composante X (fig. 7a); ceci est dû à la contribution des ondes SV issues de la conversion. Les événements P qui persistent sur cette même composante sont dus, soit aux grandes amplitudes des arrivées, soit à leur forme conforme à celle de l'apprentissage SV. Sur la composante Z (fig. 7b), les événements profonds descendants SV sont de plus en plus cohérents et présentent une meilleure continuité. Les événements montants qui étaient plus ou moins visibles sur la composante verticale brute, sont peu présents car ils sont issus des événements en ondes P descendants.

5. DISCUSSIONS ET CONCLUSION

Une certaine similitude est à signaler entre les composantes X et Z après filtrage POLINE (fig. 2, 4) et celles filtrées par reconnaissance des formes (fig. 6, 7). Cependant, sur les enregistrements obtenus après application du filtre directionnel, les réflexions apparaissent entrecoupées malgré la courbe de pondération $F(t)$ (cf. Eq.12). Une grande cohérence et une bonne continuité des événements sismiques, ainsi qu'un bon rapport signal sur bruit, distinguent les enregistrements filtrés par reconnaissance des formes de ceux filtrés en polarisation par inertie.

Le filtrage POLINE ne garde qu'une certaine classe d'ondes polarisées de même type et atténue les autres, tandis que le filtrage par signal d'apprentissage permet de conserver un ensemble de classes d'ondes polarisées à condition que le signal à filtrer ne subisse pas de forts changements de gabarit, ce qui est le cas en sismique. En effet, l'impulsion émise par la source se propage et se réfléchit sur les

interfaces géologiques en ne subissant que de faibles modifications. De plus, la méthode de reconnaissance des formes, en se basant sur la matrice des corrélations, réintroduit en quelque sorte le facteur temps, notion qui disparaît totalement en considérant la matrice d'inertie.

Cette technique basée sur la reconnaissance des formes ne nécessite pas d'a priori, tels que la mise à plat de l'onde à extraire comme l'exige par exemple la méthode SVD (Singular Value Decomposition), ou des tests préalables, comme pour les filtres directionnels, afin d'ajuster certains paramètres (angle de demi ouverture du cône, taux de polarisation, etc...) et le filtre SMF (Spectral Matrix Filtering) pour choisir l'opérateur de moyenne appliqué à la matrice

spectrale. Elle ne nécessite pas non plus un échantillonnage fin et régulier en distance. Par ailleurs, elle est aussi coûteuse en temps calcul que les méthodes SVD et SMF (Glangeaud et Mari, 1994). Cette méthode exige par contre, que l'ondelette qui correspond à l'onde à extraire ait une forme qui l'identifie des autres arrivées. Ce qui est le cas en général, des ondes polarisées en sismique de puits 3C, car l'expérience montre que l'arrivée d'une onde sismique se traduit par l'apparition sur la trace sismique d'un signal d'allure sinusoïdale, mais dont la longueur et la forme varient avec le type d'onde considéré (Michaud, 1985). Cependant, pour certaines valeurs du rapport déport/profondeur, il arrive qu'on ne puisse pas distinguer entre la forme d'une onde P et celle d'une onde SV; en pratique, l'onde P est donc reconnue par le motif SV et

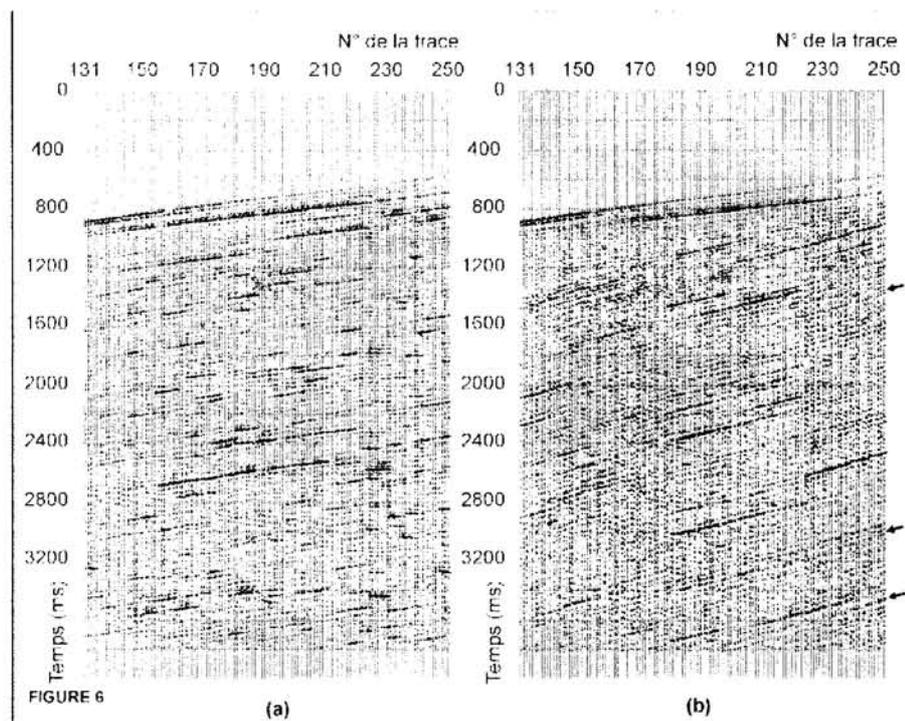


Fig. 6 - Composantes X et Z filtrées en apprentissage P par la méthode de reconnaissance des formes. (a)-composante horizontale X; (b)-composante verticale Z. Certains événements SV (indiqués par des flèches) ont totalement disparus.

Components X and Z filtered by P training using pattern recognition method. (a)-horizontal component X; (b)-vertical component Z. Certain events (indicated by arrows) completely disappeared.

inversement (fig. 6, 7). On parlera alors plus de filtrage que de séparation d'ondes.

La reconnaissance des formes s'avère être un bon outil de séparation de ces différents types d'ondes (P et SV), mais encore faut-il que ces dernières soient bien identifiées. Nous avons montré, dans cette étude, que l'utilisation du filtre POLINE comme prétraitement sur les données initiales de puits facilite l'identification de ces ondes. Ce premier filtrage cerne les zones susceptibles de contenir des ondes P et SV et permet ainsi d'obtenir une identification sûre et une extraction automatique des signaux d'apprentissage. L'efficacité de la méthode de séparation des ondes par reconnaissance des

formes se trouve ainsi améliorée et son utilisation facilitée.

Cette étude, qui montre encore une fois l'utilité de combiner deux méthodes de filtrage des ondes polarisées pour des résultats plus probants (Benchikh et Djeddi, 2002 ; Glangeaud et Mari, 1994), laisse prévoir une application facile et prometteuse de ce procédé, sur des données de sismique de surface 3C.

BIBLIOGRAPHIE

BELAÏD, A., BELAÏD, Y., 1992. Reconnaissance des formes. Méthodes et Applications. *Inter Editions*, Paris, 429 p.

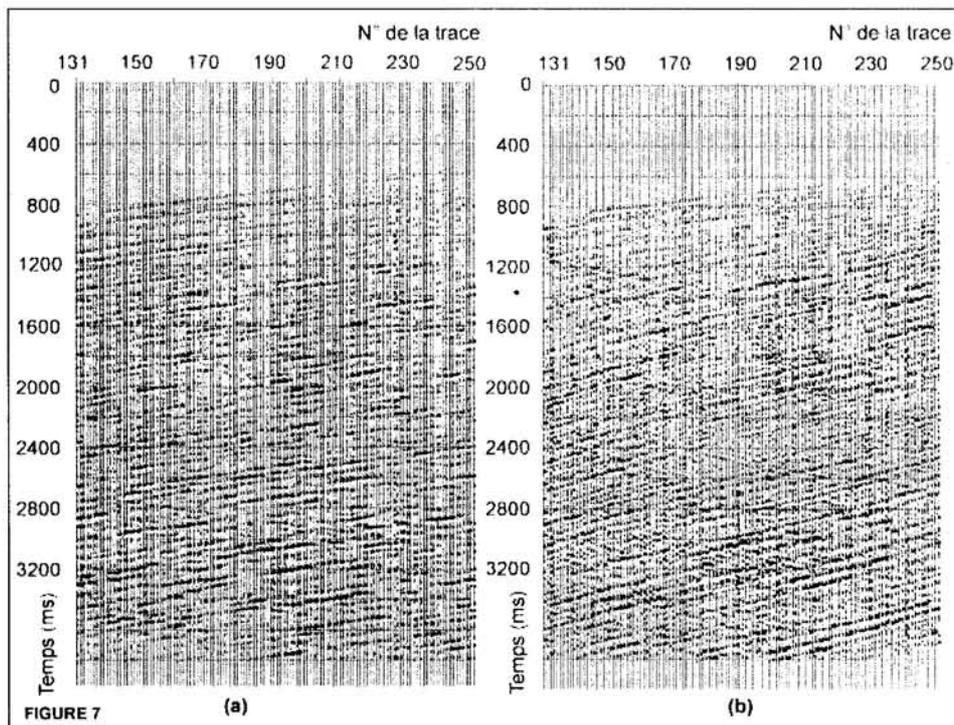


Fig. 7 - Composantes X et Z filtrées en apprentissage SV par la méthode de reconnaissance des formes. (a)-composante horizontale X; (b)-composante verticale Z.

Components X and Z filtered by SV training using pattern recognition method. (a)-horizontal component X; (b)-vertical component Z.

RECONNAISSANCE DES FORMES EN SISMIQUE DE PUITS TROIS COMPOSANTES AVEC EXTRACTION AUTOMATIQUE
DU SIGNAL D'APPRENTISSAGE PAR FILTRE POLINE

- BENCHIKH, M., DJEDDI, M., 2002.** Utilisation de la transformation de Karhunen – Loève combinée avec un filtre de polarisation. Applications en sismique de surface et en sismique de puits. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, Vol. 13, n° 1, pp. 81 – 92.
- BENHAMA, A., 1984.** Le mouvement réel des particules en sismique: polarisation- détection automatique des arrivées. *Thèse de docteur- Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6)*, 176 p.
- BENHAMA, A., CLIET, C., DUBESSET, M., 1988.** Study and applications of spacial directional filtering in three component recordings. *Geophysical Prospecting*, 36, pp.591-613.
- BREZINSKI, C., REDIVO-ZAGLIA, M., 2004.** Méthodes numériques directes de l'algèbre matricielle. *Ellipses Ed.*, Paris, 133p.
- CIARLET, P.G., 2002.** Introduction à l'analyse numérique matricielle et à l'optimisation. *Dunod Ed.*, Paris, 279 p.
- GLANGEAUD, F., MARI, J.L., 1994.** Wave separation. Part two: Applications. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, Vol. 49, n° 1, pp. 21–61.
- MARI, J-L., ARENS, G., CHAPPELLIER, D., GAUDIANI, P., 1998.** Géophysique de gisement et de génie civil. *Technip Ed.*, Paris, 488 p.
- MICHAUD, O., 1985.** Utilisation de la reconnaissance des formes en sismique trois composantes. *Document IFP*, n° 33585, 93 p.
- OLSON, J.V., SAMSON, J.C., 1980.** Some comments on the descriptions of the polarisation states of waves. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 61, pp. 115-130.

Chapitre IV

La séparation d'ondes par transformée en ondelettes

L'étude des signaux non stationnaires nécessite des techniques différentes de l'analyse de Fourier. Parmi ces techniques, on distingue les ondelettes du type temps-échelle [Mey93, Mal99]. L'analyse par ondelettes d'un signal consiste à l'étudier suivant différentes résolutions, en se servant d'une fonction de base. Les ondelettes créées à partir de cette fonction, par translation et dilatation, vont nous permettre d'analyser le signal. Si un événement sismique est bien localisé en temps et en fréquence, on peut l'isoler grâce à sa décomposition sur cette base d'ondelettes. Cette méthode de décomposition peut être utilisée pour améliorer le rapport S/B ou encore pour séparer les divers échos. Elle s'apparente à la catégorie des méthodes à gabarit puisque la séparation s'effectue dans le domaine temps-échelle par application d'un masque. De nombreux travaux ont été effectués sur le filtrage par transformée en ondelettes. Ceux-ci diffèrent, en général, de par la façon de cerner la zone de filtrage et la loi d'atténuation, le principe de base étant toujours fondé sur cette transformée et l'utilisation de sa formule de reconstruction [Dei97, Mia98, Wat99, Ann03, Cor03].

Dans ce chapitre, nous présentons l'aptitude de la transformée en ondelettes à filtrer les signaux sismiques. Après un bref tour d'horizon sur la transformée en ondelettes, nous donnons la méthodologie généralement utilisée pour effectuer un filtrage dans l'espace temps-échelle. Puis nous présentons l'application de cette méthode sur des signaux issus d'un enregistrement *vibroiseis*, tir au centre, de sismique réflexion. Cette application a pour but de débarrasser les signaux sismiques du *ground roll* composé, essentiellement, dans notre cas de deux ondes de pseudo-Rayleigh, une lente et une rapide. Les résultats, après filtrages sur la base des scalogrammes [Dei97] et des transformées de Fourier des traces [Cor03], sont présentés. Ils montrent un rapport S/B insuffisamment amélioré. Pour chacun de ces deux procédés, nous proposons des variantes et exposons les résultats sur lesquels une amélioration considérable de la qualité de l'enregistrement peut être visible.

Enfin, nous montrons comment sélectionner et séparer, sur l'enregistrement *vibroiseis* de sismique réflexion, les deux ondes de pseudo-Rayleigh qui pourraient être très utiles pour les activités géotechniques.

Pour faciliter la lecture de cette partie du travail, nous avons présenté toutes les planches auxquelles nous faisons appel à la fin du chapitre.

IV.1- La transformée en ondelettes - Définition et rappels

La méthode de traitement du signal la plus utilisée est la transformée de Fourier du fait que plusieurs opérations se retrouvent simplifiées dans le domaine fréquentiel. Mais son manque évident de localisation temporelle fait qu'elle ne permet pas l'étude des signaux non stationnaires. De tels signaux nécessitent la mise en place d'une analyse de type temps-fréquence. La première approche d'une telle analyse a été faite par Gabor [Gab46] ; c'est la transformée de Fourier à fenêtre glissante qui consiste à découper le signal en différentes fenêtres de longueur fixe puis à étudier chacune d'entre elles par l'analyse de Fourier. L'inconvénient majeur de cette technique à faible résolution temps-fréquence est que la taille de la fenêtre utilisée est constante. Pour pallier cela, Morlet [Mor82] a introduit une nouvelle approche qui consiste à faire varier la fenêtre par translation mais aussi par dilatation ou contraction: c'est la transformée en ondelettes. L'intérêt de travailler avec les ondelettes est qu'elles sont de durée finie et par, conséquent, bien localisées en temps, contrairement aux fonctions sinus et cosinus de la transformée de Fourier.

L'introduction des ondelettes a alors suscité un véritable engouement dans les milieux scientifiques et, depuis, elles n'ont cessé de se développer et de trouver de nouveaux champs d'application. La transformée en ondelettes est utilisée en géophysique pour analyser et filtrer les données ou comme outil pour la compression des données. En sismique, elle est utilisée essentiellement pour l'analyse et la caractérisation des signaux sismiques mais également pour le filtrage [Mar04].

IV.1-1- La transformée en ondelettes continue

La transformée en ondelettes continue d'une fonction $f(t)$, appartenant à l'ensemble $L^2(\mathbb{R})$ des fonctions de carré intégrable sur \mathbb{R} , est la projection de $f(t)$ sur une famille d'ondelettes construites à partir d'une ondelette analysante (mère), bien localisée en temps et en fréquence, qui est une fonction $\psi \in L^2(\mathbb{R})$, de moyenne nulle (fonction oscillante) :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0$$

normalisée :

$$\|\psi\| = 1$$

et centrée au voisinage de zéro.

Les ondelettes de même forme sont obtenues par dilatation et translation de la fonction mère :

$$\Psi_{s,u}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \Psi\left(\frac{t-u}{s}\right)$$

où s et u sont des nombres réels ($s > 0$) qui représentent, respectivement, le facteur d'échelle et le paramètre de translation [Dau92, Tor95]. Les fonctions $\Psi_{s,u}$ sont aussi normalisées :

$$\|\Psi_{s,u}\| = 1$$

Par définition, la transformée en ondelettes de $f(t)$ s'écrit :

$$Wf(s,u) = \langle f(t), \Psi_{s,u}(t) \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \Psi_{s,u}^*(t) dt \quad (\text{IV.1})$$

qui est une convolution de f avec $\underline{\Psi}_s$:

$$\underline{\Psi}_s(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \Psi^*(-t/s)$$

où $*$ désigne la conjugaison complexe.

La transformée inverse est donnée par la relation suivante :

$$f(t) = \frac{1}{C_\Psi} \int_0^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} Wf(s,u) \Psi_{s,u}(t) \frac{du ds}{s^2} \quad (\text{IV.2})$$

sous certaines conditions d'admissibilité :

$$1) \int_{-\infty}^{+\infty} \Psi(t) dt = 0 \quad (\text{oscillations décroissantes})$$

$$2) \int_{-\infty}^{+\infty} |\Psi(t)|^2 dt < \infty \quad (\text{conservation de l'énergie})$$

$$3) C_\Psi = \int_0^{+\infty} \frac{|\Psi(\omega)|^2}{\omega} d\omega < +\infty \quad \text{avec } \Psi(\omega) = \text{TF}(\Psi(t)) \quad (\Psi(0) = 0).$$

L'application de la transformée en ondelettes à la trace sismique génère un ensemble de coefficients (cf Eq.IV.1). L'information sur la répartition de l'énergie dans le domaine temps-échelle est donnée par le carré des modules de ces coefficients. La représentation qui donne la

répartition de cette énergie ou de l'amplitude des coefficients dans le domaine (s,u) est appelé scalogramme.

IV.1-2- Discrétisation de la transformée en ondelettes

Cette transformée peut être discrétisée sans perte d'informations [Tru98]. Elle s'obtient en écrivant le facteur d'échelle et le pas de translation de la façon suivante :

$$s = s_0^m \quad \text{et} \quad u = n u_0 s_0^m$$

avec $s_0 \in \mathbb{R}^+$, $u_0 \in \mathbb{R}$ et $m, n \in \mathbb{Z}$.

L'expression de la transformée discrète s'écrit alors comme suit, en remplaçant s et u dans l'équation (IV.1):

$$Wf(m, n) = \frac{1}{\sqrt{s_0^m}} \int_{\mathbb{R}} f(t) \psi^*(s_0^{-m} t - n u_0) dt$$

IV.2- Méthodologie

La méthode de séparation d'ondes par transformée en ondelettes nécessite, dans un premier temps, la connaissance des caractéristiques du signal à filtrer sur chaque trace de l'enregistrement sismique, à savoir son temps d'arrivée, sa durée et son contenu fréquentiel.

Le principe de base du filtrage par transformée en ondelettes consiste à appliquer un gabarit sur le scalogramme issu de chaque trace de l'enregistrement sismique, composée d'ondes de différents types. L'énergie transportée par chacune de ces ondes se matérialise sur la représentation temps-échelle de façon différente en termes de localisation temporelle (u) et fréquentielle (s). Pour isoler la partie énergétique correspondant à l'événement à filtrer ou à isoler, nous allons chercher à appliquer un gabarit. Le processus de filtrage consiste alors en une atténuation ou une mise à zéro des coefficients figurant à l'intérieur de la fenêtre cernant la zone temps-échelle correspondant à l'énergie de l'événement à filtrer. La transformée inverse permet de reconstruire le signal filtré, en tenant compte de la procédure d'atténuation. Une simple soustraction du signal filtré de la trace initiale donne l'événement isolé dans le domaine (t,x). Ce filtre, comme on peut le voir, utilise le même concept que celui de la méthode (f-k).

L'analyse que nous nous proposons de faire nécessite que la forme de l'ondelette soit un invariant par translation [Mal99]. Pour construire une famille d'ondelettes de ce type,

l'échelle s est discrétisée mais pas le paramètre de translation u . L'échelle est échantillonnée le long d'une séquence dyadique $\{2^j\}_{j \in \mathbb{Z}}$ pour simplifier les calculs. La transformée en ondelettes est alors appelée transformée en ondelettes dyadique et s'écrit comme suit :

$$Wf(u, 2^j) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \frac{1}{\sqrt{2^j}} \psi^* \left(\frac{t-u}{2^j} \right) dt$$

Si $f(t)$ est la trace sismique enregistrée entre les temps t_0 et t_1 , avec un pas d'échantillonnage $\Delta t = (t_1 - t_0)/N$, où N est le nombre de valeurs acquises, alors le signal discrétisé est représenté par $f[n]$, $n=0,1,2,\dots,N-1$. La transformée en ondelette est évaluée aux échelles $s = a^j$ avec $a = 2^{\frac{1}{v}}$ pour v échelles intermédiaires dans l'intervalle $[2^j, 2^{j+1}]$ [Mal99, Cor03]. L'ondelette ψ_j est donnée par l'expression suivante:

$$\psi_j[n] = \frac{1}{\sqrt{a^j}} \psi \left(\frac{n}{a^j} \right)$$

La fonction $f[n]$ et l'ondelette $\psi_j[n]$ sont traitées comme des signaux périodiques, de période N . La transformée en ondelettes discrétisée peut être écrite comme une convolution circulaire $(f * \psi)$, définie comme suit :

$$Wf[n, a^j] = \sum_{m=0}^{N-1} f[m] \psi_j^*[m-n] = f * \psi_j$$

La reconstruction de la fonction f à partir de sa transformée en ondelettes, évaluée entre les échelles $a^0 = 1$ et a^J , est obtenue en discrétisant l'expression (IV.2) :

$$f(n) \approx \frac{2 \log_e a}{C_\psi} \text{Real} \left(\sum_{j=0}^J \frac{1}{a^j} Wf[., a^j] * \psi_j[n] \right)$$

où « . » désigne la variable sur laquelle la convolution est calculée.

L'erreur sur la reconstruction de la fonction f est inversement proportionnelle à v ; plus v est faible, plus la restitution de la fonction est mauvaise.

A partir de cet algorithme de filtrage, nous avons mis au point un logiciel en langage Fortran 90 dont les paramètres d'entrée sont les échelles (ou bande de fréquences) et l'intervalle temps sur lesquels on désire faire l'analyse en ondelettes, la zone temps-échelle de filtrage et la loi d'atténuation. Ces trois paramètres dépendent de la nature de l'événement à filtrer. L'organigramme correspondant, qui donne les différentes étapes de calcul, est représenté sur

la figure IV.1. Le jeu des facteurs d'échelle et de translation doit être choisi de façon à avoir une décomposition complète qui permettra une bonne interprétation et une reconstruction satisfaisante du signal analysé. Ce choix doit se faire aussi de façon à ce qu'il n'y ait pas trop de redondance, ce qui permettra de réduire le temps de calcul. Les pas Δs et Δu sont choisis de telle sorte que les fonctions $\psi_{s,u}$ forment une base complète.

IV.3- Filtrage du *ground roll*

Les ondes de surface représentent une source de bruit indésirable sur les enregistrements sismiques. Elles constituent le bruit de surface qu'on désigne sous le nom de *ground roll*. Ce bruit organisé est le résultat d'ondes qui se propagent, par battements entre la surface du sol et la base de la zone altérée qui agit comme un guide d'ondes. De ce fait, ces ondes sont dispersives. La composante verticale du *ground roll* est principalement composée des ondes dispersives de Rayleigh qui donnent naissance à de longs trains d'ondes complexes qui changent au cours de la propagation (cf § I.2-2) [Mar01a]. Ces ondes, dont les propriétés sont fonction du temps, sont des signaux non stationnaires.

De basses fréquences, le *ground roll* est fréquemment d'énergie si forte dans la bande de fréquence des réflexions qu'il recouvre ces dernières. Parmi les méthodes classiques de traitement utilisées pour éliminer ce bruit de surface, on distingue le filtrage en fréquence, le filtrage en fréquence sur fenêtres et enfin le filtre (f-k). Ces techniques mettent en œuvre la transformée de Fourier qui utilise une base de fonctions orthogonales possédant une localisation en fréquence très précise mais à support temporel infini. Elle suppose donc que le signal à filtrer est stationnaire. Or, le bruit de surface n'est pas stationnaire. Par conséquent, la décomposition du signal utilisant la transformée en ondelettes qui tient compte de la stationnarité des signaux et qui décrit leur évolution dans le domaine temps-fréquence ou temps-échelle est plus adaptée.

La planche 1 montre un enregistrement, tir au centre, de sismique réflexion qui est composé de 240 traces avec un intertrace de 40 m. La source est un *vibroseis*, avec un *sweep* de [10 ; 80] Hz. La longueur de l'enregistrement est de 3,5 s, avec un pas d'échantillonnage de 4 ms.

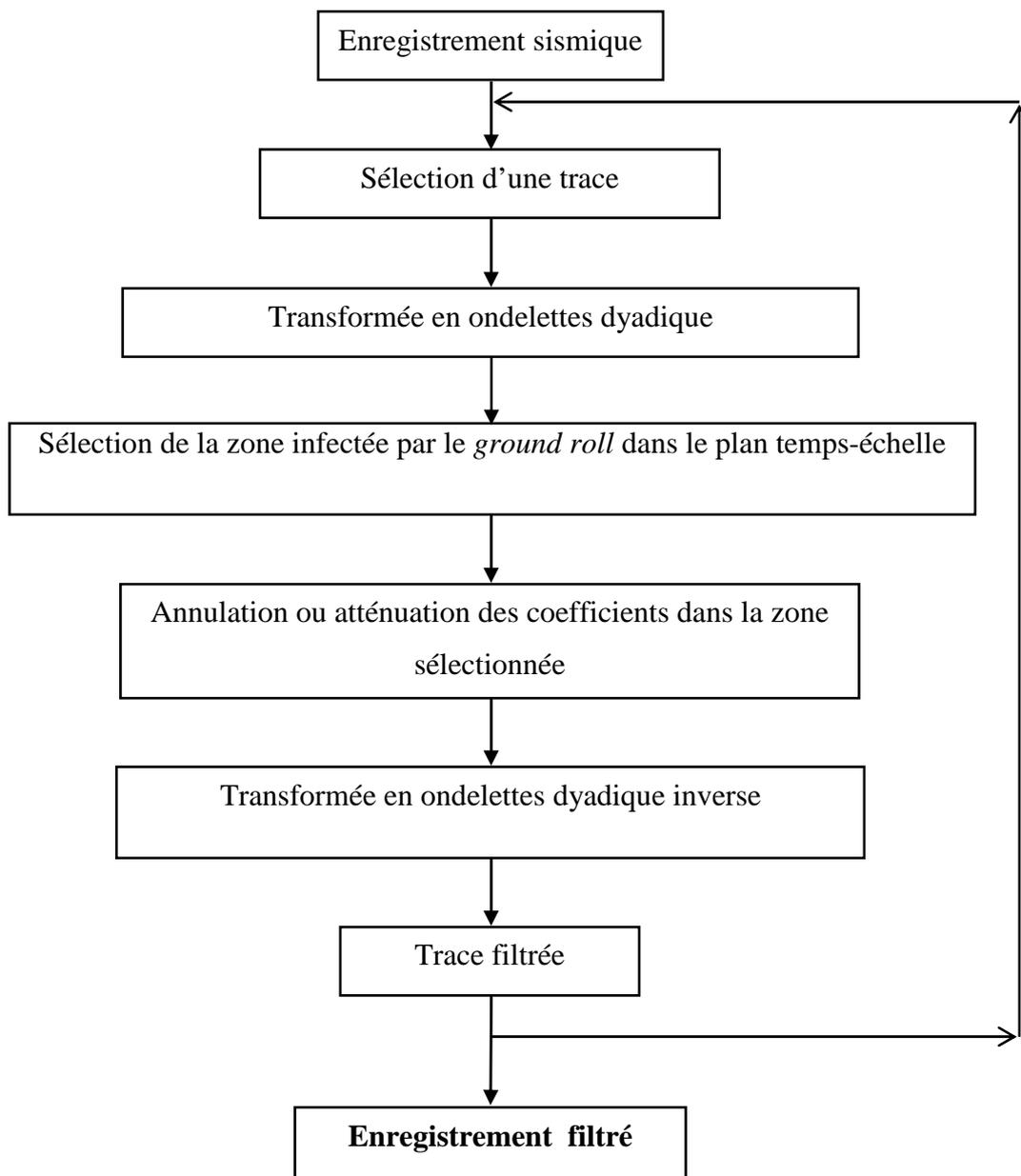


Figure IV.1 : Schéma représentant l'algorithme de filtrage par transformée en ondelettes.

Cet enregistrement, comme on peut le voir, est sérieusement contaminé par le bruit de surface ou *ground roll*. Celui-ci apparaît au centre sous forme d'arrivées rectilignes de fortes amplitudes et de vitesses apparentes bien inférieures à celles des ondes réfractées. On y distingue plusieurs trains d'ondes: 1) PR1 et PR2, ondes de pseudo-Rayleigh respectivement rapide et lente qui se propagent dans les premières couches du sous-sol, PR1 étant d'énergie plus forte que PR2 et 2) A, d'autres types d'ondes dont les bruits lents au centre. Des tentatives pour supprimer le *ground roll* par filtrage en fréquence se sont avérées insatisfaisantes. La planche 2 montre l'enregistrement après application du filtre passe bande [10-20 ; 50-60] Hz ; une bonne partie du bruit de surface a été effectivement supprimée, mais les fréquences correspondant aux réflexions situées en dehors de la surface affectée par le *ground roll* ont été aussi modifiées, réduisant ainsi la bande passante du signal utile.

IV.3-1- Choix de l'ondelette analysante

Le choix de l'ondelette analysante dépend de l'application que l'on désire réaliser. Il conditionne la qualité des résultats. Dans la littérature, on dispose d'un grand nombre d'ondelettes qui diffèrent les unes des autres par leurs propriétés. L'ondelette choisie doit, entre autres conditions, avoir un bon compromis de résolution temps-fréquence, vérifier les propriétés mathématiques de l'ondelette (cf § IV.1-1) et avoir une signature très proche de celle de l'événement recherché. Les fonctions dérivées de la gaussienne conviennent au filtrage du *ground roll* car leurs signatures sont similaires à celle de ce bruit. Dans ce travail, on considère, comme ondelette analysante, la dérivée cinquième de la gaussienne (fig.IV.2). Des tests ont montré que l'ordre de dérivation n'influe pas, ou très peu, sur les résultats numériques du filtre [Cor03]. Cette ondelette possède une décroissance exponentielle en temps qui lui assure une localisation optimale en temps et en fréquence. Elle est régulière, antisymétrique et réelle. L'ondelette dérivée cinquième de la gaussienne est définie par :

$$g_5(t) = -\frac{4}{315} \frac{\sqrt{210} t e^{-t^2/2} (15 - 10t^2 + t^4)}{\pi^{1/4}}$$

avec :

$$C_\psi = \frac{256}{315} \sqrt{\pi}$$

Cette ondelette est admissible car sa transformée de Fourier s'annule à l'origine. Sur la figure IV.2, on représente deux exemples d'ondelettes de ce type, construites avec deux couples différents de paramètres s et u. Le facteur de dilatation ou échelle s est relié à la fréquence et le facteur de translation u à la position temporelle.

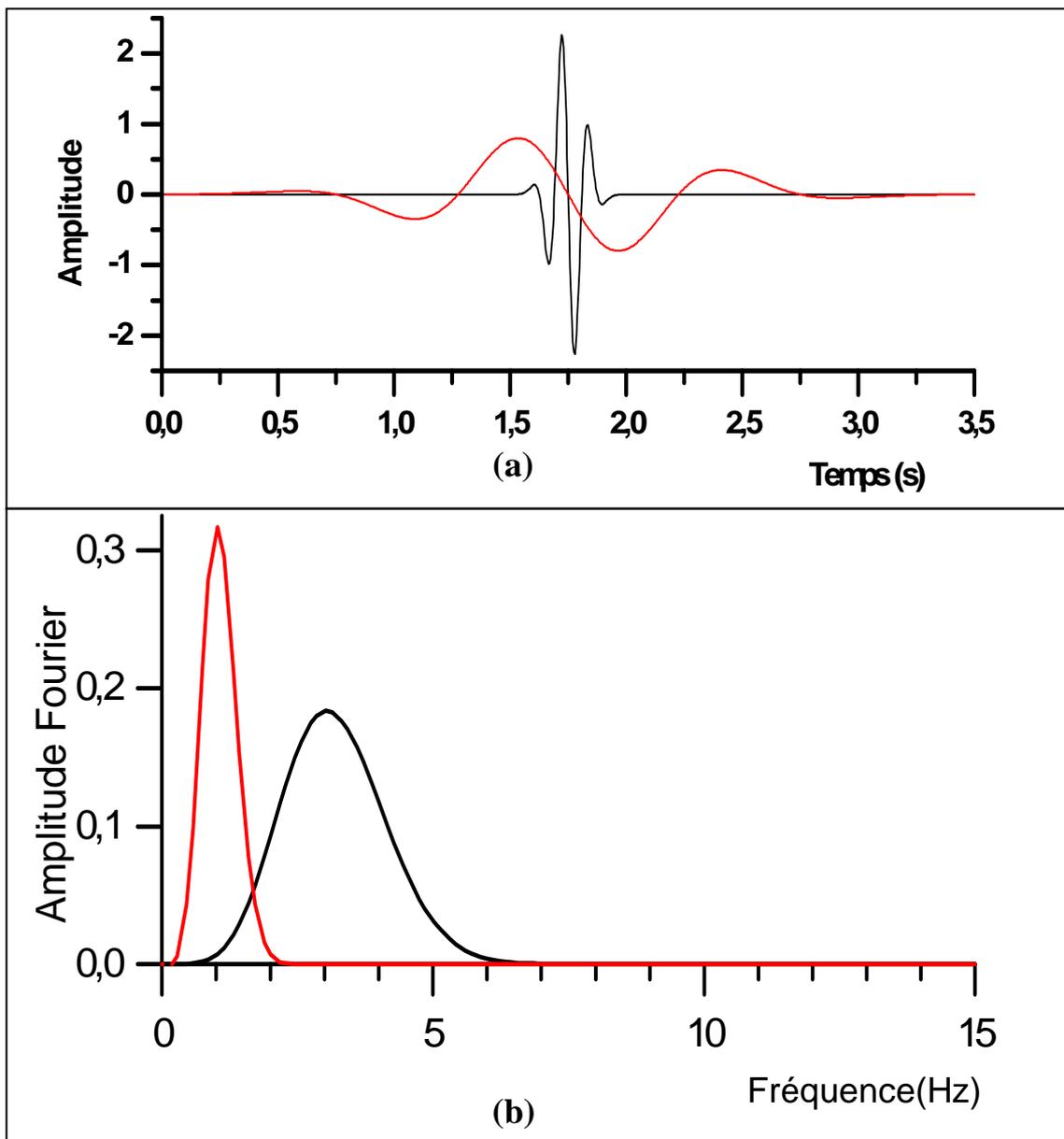


Figure IV.2 : Dérivée 5^{ième} de la gaussienne aux échelles 2 (en rouge) et 8 (en noir). (a)-représentations temporelles ; (b)-spectres en fréquence.

Pour tester l'efficacité du programme Fortran 90 réalisé, quant à la restitution du signal, nous l'appliquons sur la trace 180 de l'enregistrement de sismique réflexion de la planche 1. La figure IV.3, sur laquelle on a superposé les traces initiales et après application de la transformée en ondelettes directe puis inverse, montre que la restitution est quasi-parfaite ($\sim 95\%$). v est pris égal à 6 et Δu à 4 ms (cf § IV.2).

Le filtrage d'un signal synthétique par transformée en ondelettes, utilisant le programme relatif à l'algorithme de filtrage mis au point, est présenté en annexe E.

IV.3-2- Filtrage sur la base des scalogrammes

Cette technique a été proposée par Deighan et Watts [Dei97]. La figure IV.4 montre la représentation temps-échelle de l'ensemble de la trace 180 de l'enregistrement analysé (pl.1) sur laquelle le *ground roll* commence à apparaître à 1512 ms. L'échelle maximale correspond à la fonction de la base contenant les plus hautes fréquences et l'échelle 1 à celle contenant les plus basses fréquences.

Cette représentation montre que l'énergie du *ground roll* est concentrée entre les échelles 1 et 32 ($j = 0$ à 5) pour des temps supérieurs à 1512 ms. Des tests effectués sur plusieurs traces ont montré que le *ground roll* s'étale en moyenne sur cette même plage d'échelles [1-32]. Une remise à zéro des coefficients dans cette zone temps-échelle permet de s'affranchir du bruit de surface. La figure IV.5 montre la zone du plan (x,t) concernée par le filtrage et qui englobe les deux ondes de pseudo-Rayleigh et les bruits lents; la remise à zéro des coefficients débute de plus en plus tard, au fur et à mesure que l'offset augmente, mais les échelles à filtrer restent constantes d'une trace à l'autre. Cette zone, comme on peut le voir, comprend tous les trains d'ondes. L'enregistrement sismique ainsi filtré (pl.3) montre que le *ground roll* est insuffisamment atténué avec, cependant, quelques événements utiles que l'on arrive à discerner entre 1000 et 1800 ms surtout. De plus, le signal à l'extérieur de la zone contaminée est modifié du fait que la transformation en ondelettes a concerné toute la trace. Pour remédier à cela, nous avons effectué la transformée en ondelettes sur la partie de la trace infectée par le *ground roll* (fig.IV.5) et non pas sur la trace entière. L'enregistrement filtré aux échelles 1 à 32 est représenté sur la planche 4. Ce procédé a permis non seulement de réduire le temps de calcul mais aussi d'améliorer considérablement les résultats de Deighan et Watts [Dei97]. En effet, le signal en dehors de la zone bruitée est intégralement préservé, contrairement au cas de l'application de la transformée sur l'ensemble de la trace qui affecte le signal lors de la

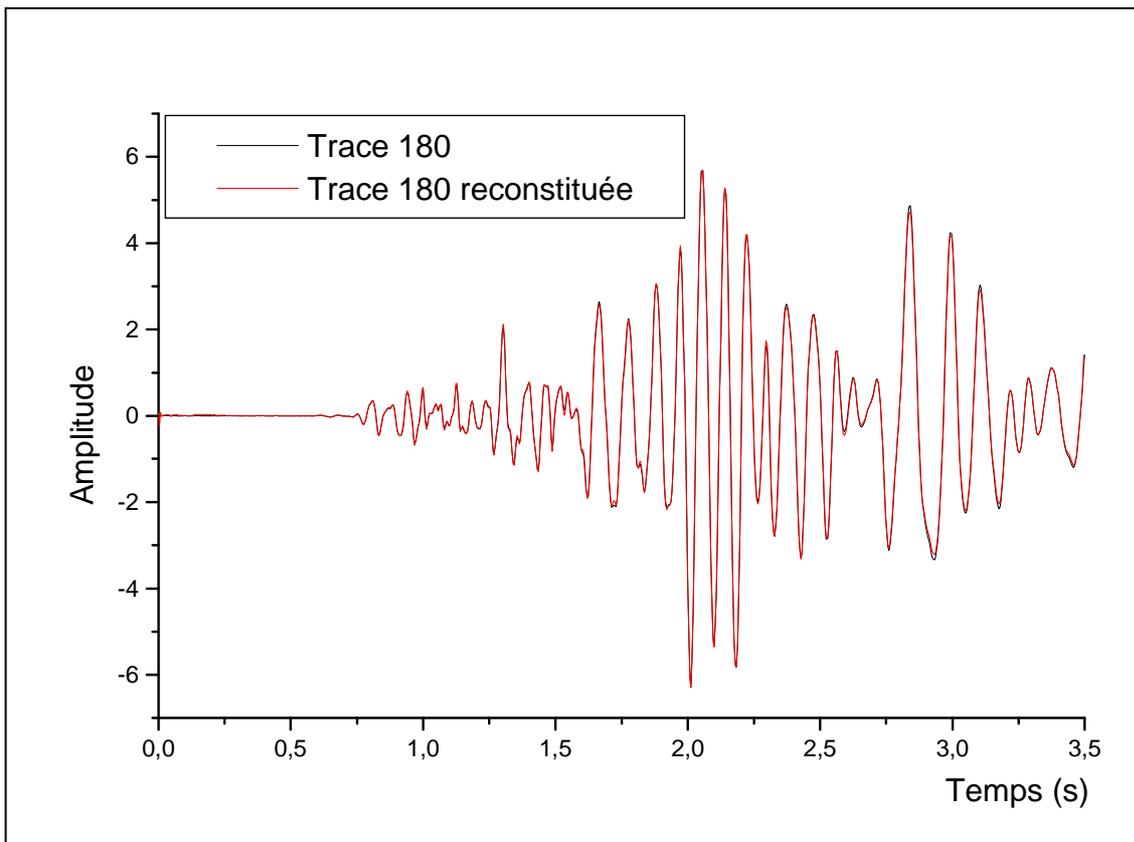


Figure IV.3: La trace 180 est reconstituée à ~ 95% après transformées en ondelettes directe et inverse.

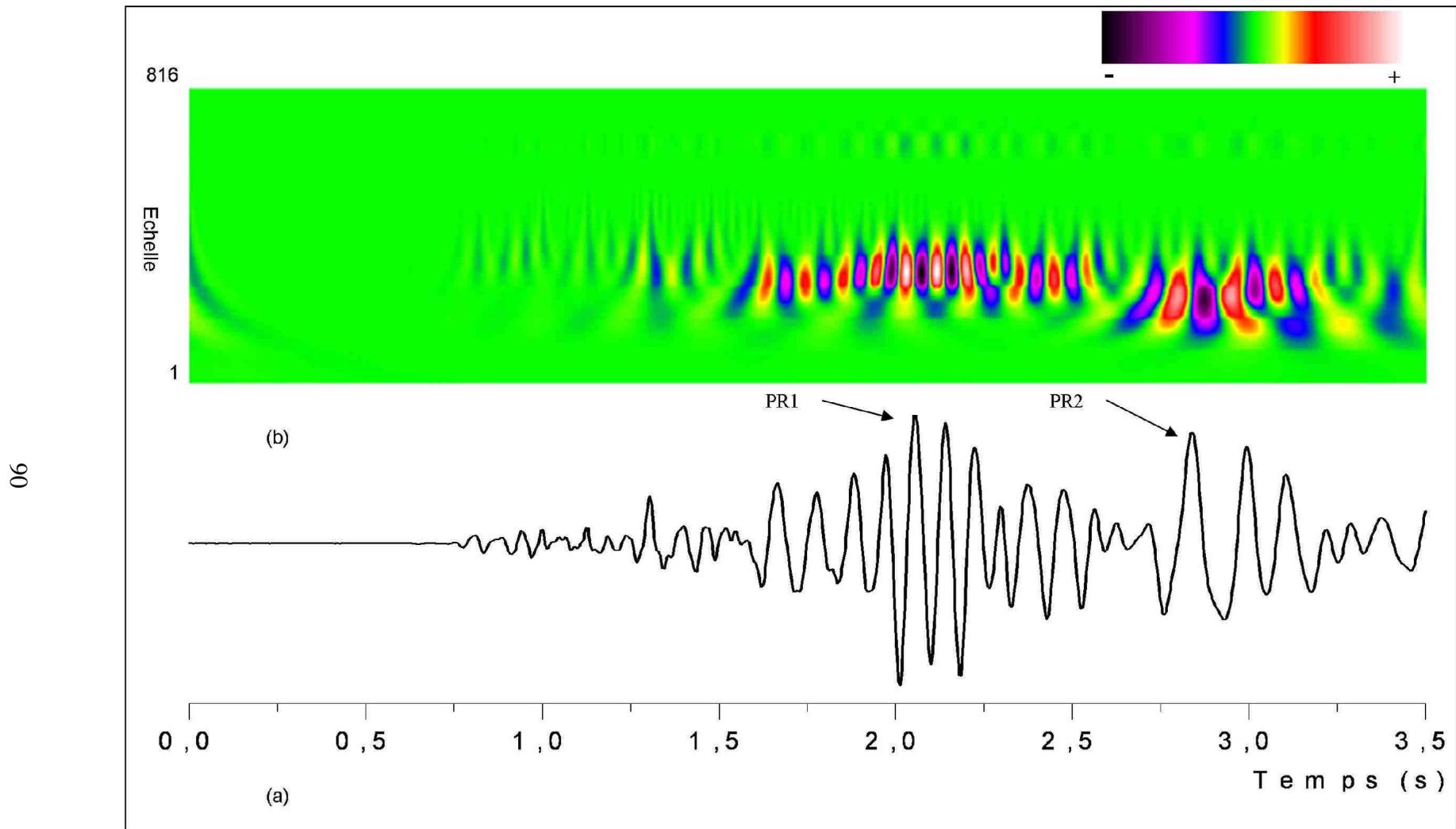


Figure IV.4 : Exemple de représentation temps-échelle. (a)- Trace 180 extraite de l'enregistrement de la planche 1 ; (b)- Scalogramme correspondant.

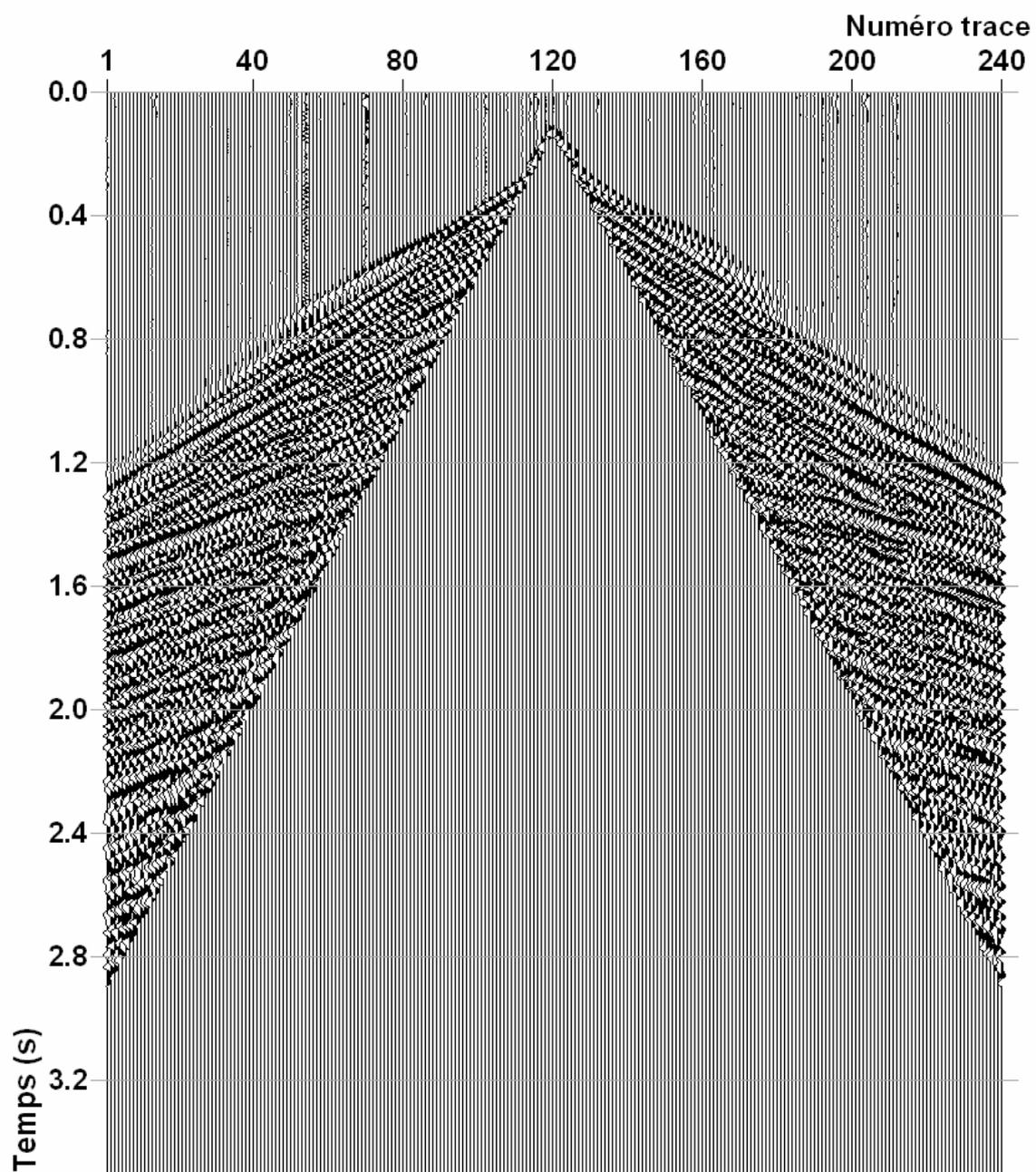


Figure IV.5: Zone de filtrage par transformée en ondelettes sur la base des scalogrammes.

reconstruction. De plus, la résolution dans la zone filtrée s'est grandement améliorée ; le bruit de surface s'est, en effet, « effacé » pour laisser place à de nombreuses réflexions et *back-scatters* caractérisés par une bonne cohérence. La section obtenue par soustraction de l'enregistrement filtré (pl.4) de l'enregistrement initial (pl.1) est représentée sur la planche 5. Elle montre le signal relatif au *ground roll* et aux bruits lents supprimé par le filtrage et d'énergie non négligeable.

IV.3-3- Filtrage sur la base des transformées de Fourier

Partant du fait que le signal correspondant aux composantes basses fréquences n'est pas exclusivement du *ground roll* [Tel76], Corso et al. [Cor03] ont introduit un facteur d'atténuation A_f ($A_f = 0.2$). Il peut être appliqué à partir d'un certain seuil sur les coefficients de la transformée et choisi de manière à préserver l'allure générale du spectre de Fourier. La zone de filtrage dans le domaine (t,x) est limitée seulement aux deux trapèzes de part et d'autre de la source et qui englobent, dans notre exemple, les deux ondes de pseudo-Rayleigh rapide et lente (fig.IV.6), les bruits lents n'étant pas considérés. Pour une trace $f_k[n]$, sa fréquence seuil $\omega_{\text{seuil},k}$, qui est la moyenne des deux fréquences dominantes de son spectre de Fourier, a été calculée. Le *ground roll* est rapporté aux fréquences inférieures à ce seuil et les échelles à atténuer doivent satisfaire la condition : $\omega_m \leq \omega_{\text{seuil},k}$, où ω_m est la fréquence dominante de l'ondelette ψ_m . Par conséquent, ces échelles peuvent varier d'une trace à l'autre. Sur la figure IV.7, on montre le processus de filtrage sur la trace 180.

Nous avons appliqué ce processus sur l'enregistrement sismique de la planche 1. La transformée dyadique est calculée sur l'ensemble de chaque trace. Une valeur de ω_{seuil} est calculée automatiquement par le logiciel pour chaque trace, à partir de son spectre en amplitude. Les résultats obtenus montrent qu'une bonne partie du train d'ondes lent PR2 est extraite (pl.6) et que l'onde pseudo-Rayleigh rapide PR1 n'est presque pas touchée par l'opération de filtrage. Ces résultats s'expliquent par le fait que PR1 a un contenu fréquentiel plus hautes fréquences que PR2 (fig.IV.4). L'atténuation des coefficients à gauche de ω_{seuil} ne touche qu'une infime partie du spectre de PR1 (fig.IV.7). Le pic qui subsiste sur le spectre de la trace 180 filtrée (fig.IV.7b') est dû à l'onde PR1 qui est toujours visible sur la trace filtrée (fig.IV.7b) [Ben06c].

Pour atténuer le contenu fréquentiel de PR1, nous avons alors envisagé d'appliquer le filtre en cascade, avec $A_f = 0.2$. La zone sur laquelle nous avons calculé la transformée en

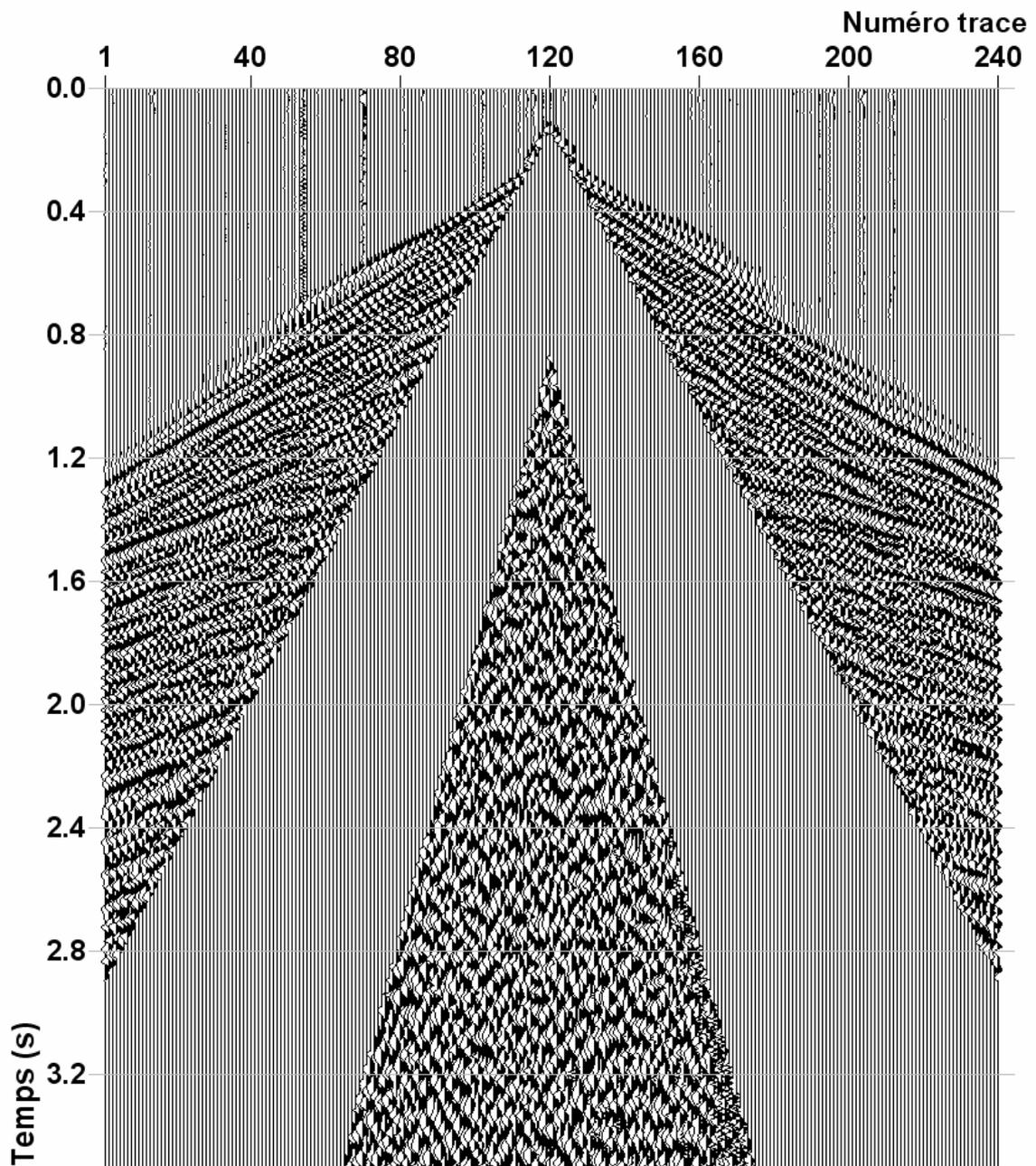


Figure IV.6 : Zone du domaine (x,t) concernée par le filtrage sur la base des transformées de Fourier.

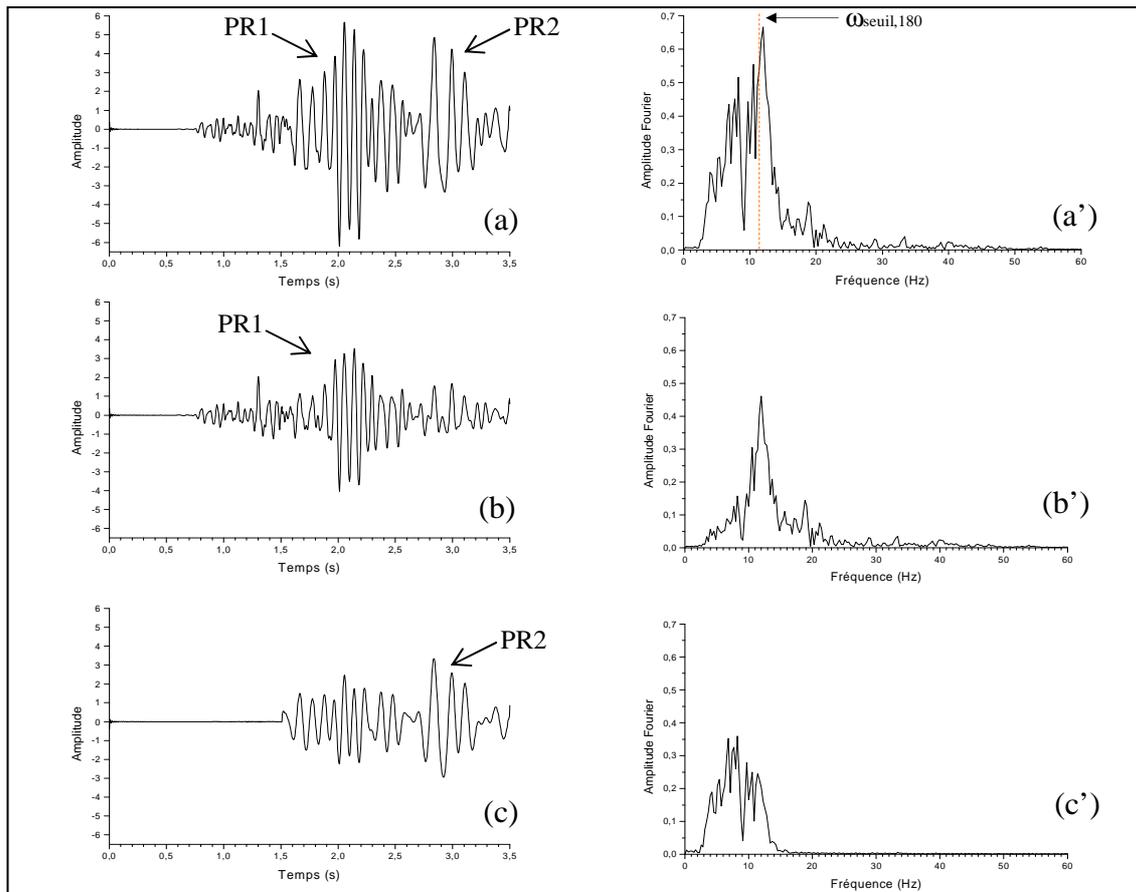


Figure IV.7 : Technique du filtrage par transformée en ondelettes, avec atténuation des coefficients.

Exemple de la trace 180. (a)-trace initiale ; (b)-trace filtrée ; (c)-partie extraite correspondant au ground roll ; (a') à (c')-spectres en fréquence correspondants.

ondelettes puis effectué le filtrage est identique à celle représentée sur la figure IV.5. Elle englobe les deux modes du bruit de surface et les bruits lents. Le meilleur résultat est obtenu après la 3^{ème} itération (pl.7 à 9) ; le rapport S/B est amélioré. Cependant, du signal de basses fréquences subsiste là où le *ground roll* présente une forte énergie (onde PR1). Au centre et sur les bords de la zone de filtrage, des bribes d'indicatrices, s'étalant sur une vingtaine de traces au plus, sont visibles. Au-delà de la troisième itération, la qualité de l'enregistrement se dégrade du fait de l'existence d'un fort bruit de hautes fréquences qui rejette la fréquence seuil vers les hautes fréquences, entraînant une mise à zéro d'une partie ou de toute la trace dans certaines zones.

IV.4- Extraction des ondes de pseudo-Rayleigh lente et rapide

En sismique réflexion, les ondes de surface, composées essentiellement d'ondes de pseudo-Rayleigh, ne sont pas porteuses d'informations utiles à l'interpréteur. On les considère

comme des bruits (cf § I.3-1) et donc comme des signaux à identifier pour ensuite les éliminer, ou, du moins, les atténuer comme nous l'avons fait précédemment par filtrage en ondelettes. Mais, pour les études géotechniques, ces ondes sont porteuses d'informations très utiles pour l'étude et la caractérisation des couches superficielles [Mat96, Mar04].

L'objectif de cette étude est d'isoler les deux ondes de pseudo-Rayleigh PR1 et PR2, visibles sur l'enregistrement de sismique réflexion de la planche 1, de façon à pouvoir les caractériser. Ceci est réalisé à partir d'un filtrage sur le scalogramme de chaque trace sismique.

L'application d'un masque positionné sur la partie du scalogramme relative à l'onde de pseudo-Rayleigh rapide PR1 ($1 < s < 32$) (fig.IV.8a) permet d'isoler, dans le domaine temps-fréquence, cette onde. La transformée en ondelette inverse donne une trace dans laquelle ne subsiste que le signal relatif à l'onde PR1. Après application du procédé sur, successivement, toutes les traces pour les temps indiqués sur la figure IV.9, on obtient alors l'enregistrement sismique de l'onde pseudo-Rayleigh rapide représenté sur la planche 10.

Le même procédé, appliqué sur les parties des scalogrammes affectées par l'onde PR2 (fig.IV.8b et IV.10), nous a permis d'avoir l'enregistrement de l'onde pseudo-Rayleigh lente (pl.11).

IV.5- Discussions et conclusion

La méthode de filtrage par transformée en ondelettes dyadique, qui consiste à ajuster ses paramètres sur chaque trace, permet de filtrer en partie le *ground roll*, à condition que celui-ci soit composé d'un seul mode et que le spectre de la trace soit régulier. Dans le cas où le *ground roll* renferme plusieurs trains d'ondes, des résultats acceptables ne sont atteints qu'après un certain nombre d'itérations. Des résultats meilleurs sont obtenus en élargissant la zone de filtrage aux bruits lents. L'idée est, certes, intéressante car elle permet l'automatisation de la méthode, mais les temps de calcul sont considérablement longs et les résultats peu satisfaisants.

La technique de filtrage, qui consiste à fixer les mêmes échelles à atténuer pour l'ensemble de l'enregistrement, a, de loin, donné de meilleurs résultats que ceux obtenus en ajustant les paramètres pour chaque trace, avec une amélioration certaine du rapport S/B dans le cas où le calcul de la transformée en ondelettes concerne seulement la zone bruitée. Ceci est dû : 1) à une séparation correcte des composantes caractéristiques du signal sur le *frame* de l'ondelette pour les différentes échelles, permettant ainsi un filtrage non linéaire adapté au signal à extraire et 2) à une bonne reconstruction du signal par la transformée inverse; l'ensemble des échelles et des sous-échelles considérées conditionne considérablement la qualité de la

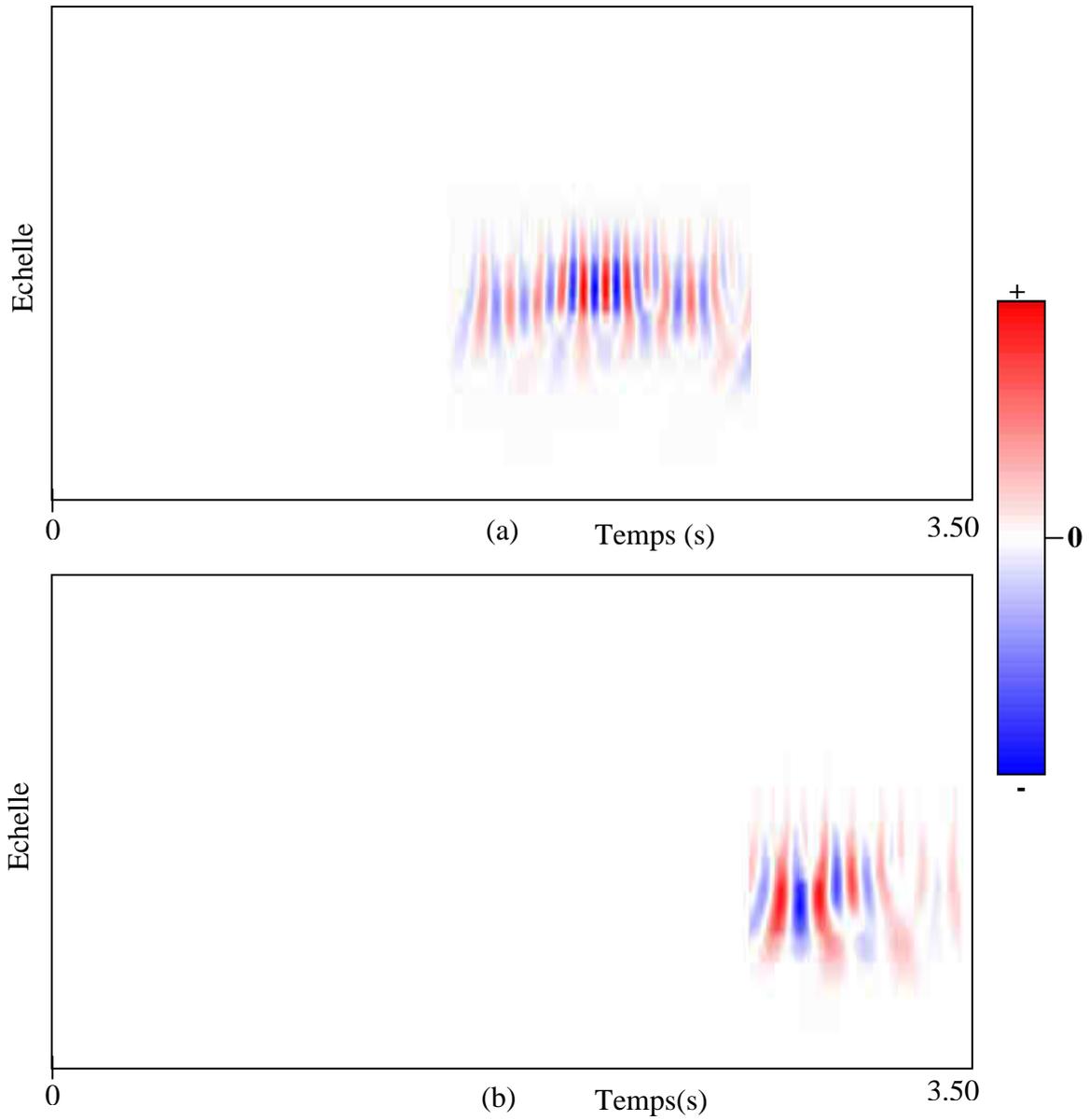


Figure IV.8 : Filtrage dans le plan temps-échelle : caractérisation des ondes de pseudo-Rayleigh. Exemple de la trace 180. (a)- scalogramme filtré de l'onde de pseudo-Rayleigh rapide ; (b) - scalogramme filtré de l'onde de pseudo-Rayleigh lente. ($1 < s < 32$)

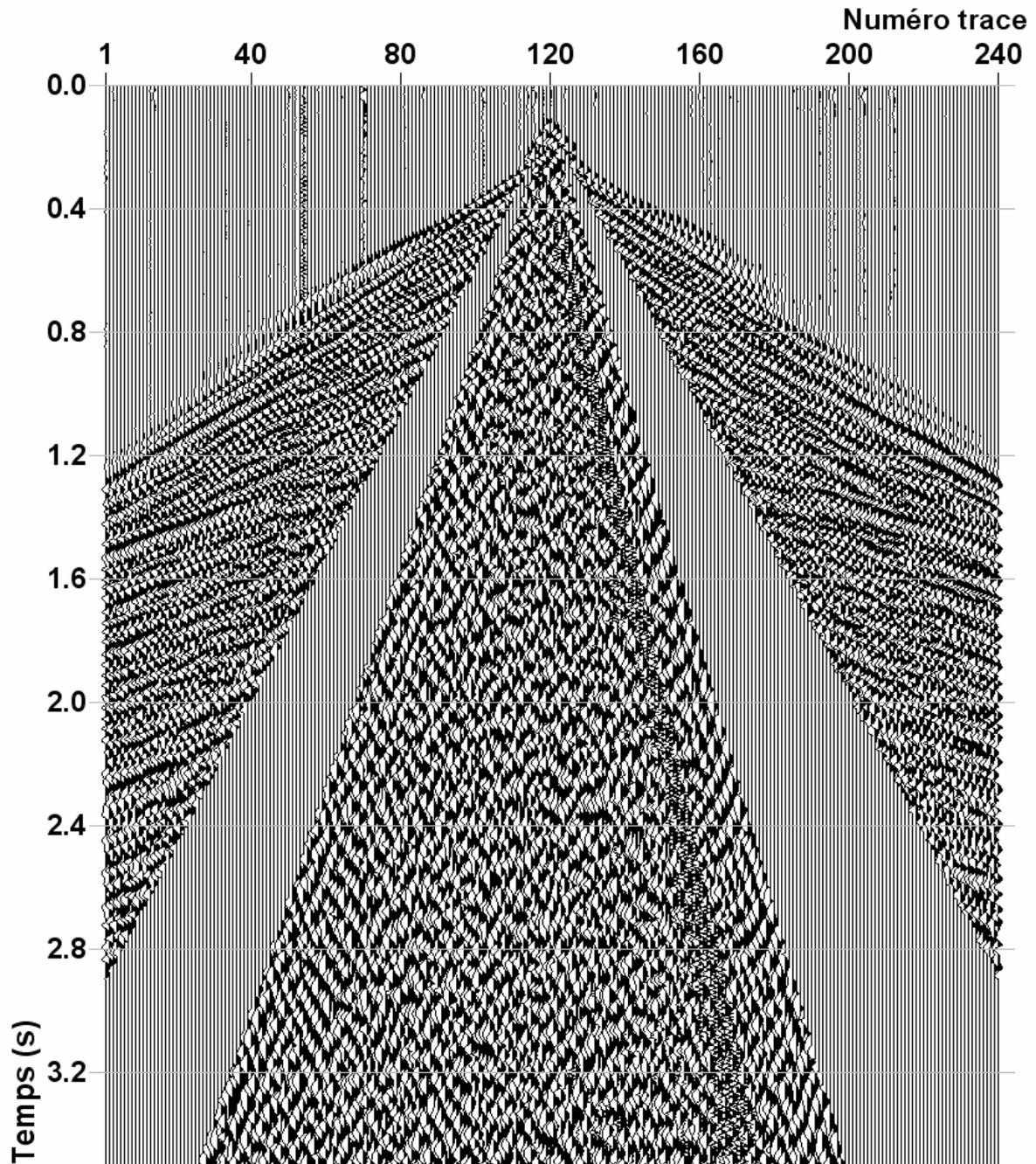


Figure IV.9 : Zone d'extraction de l'onde de pseudo-Rayleigh rapide dans le plan (t,x).

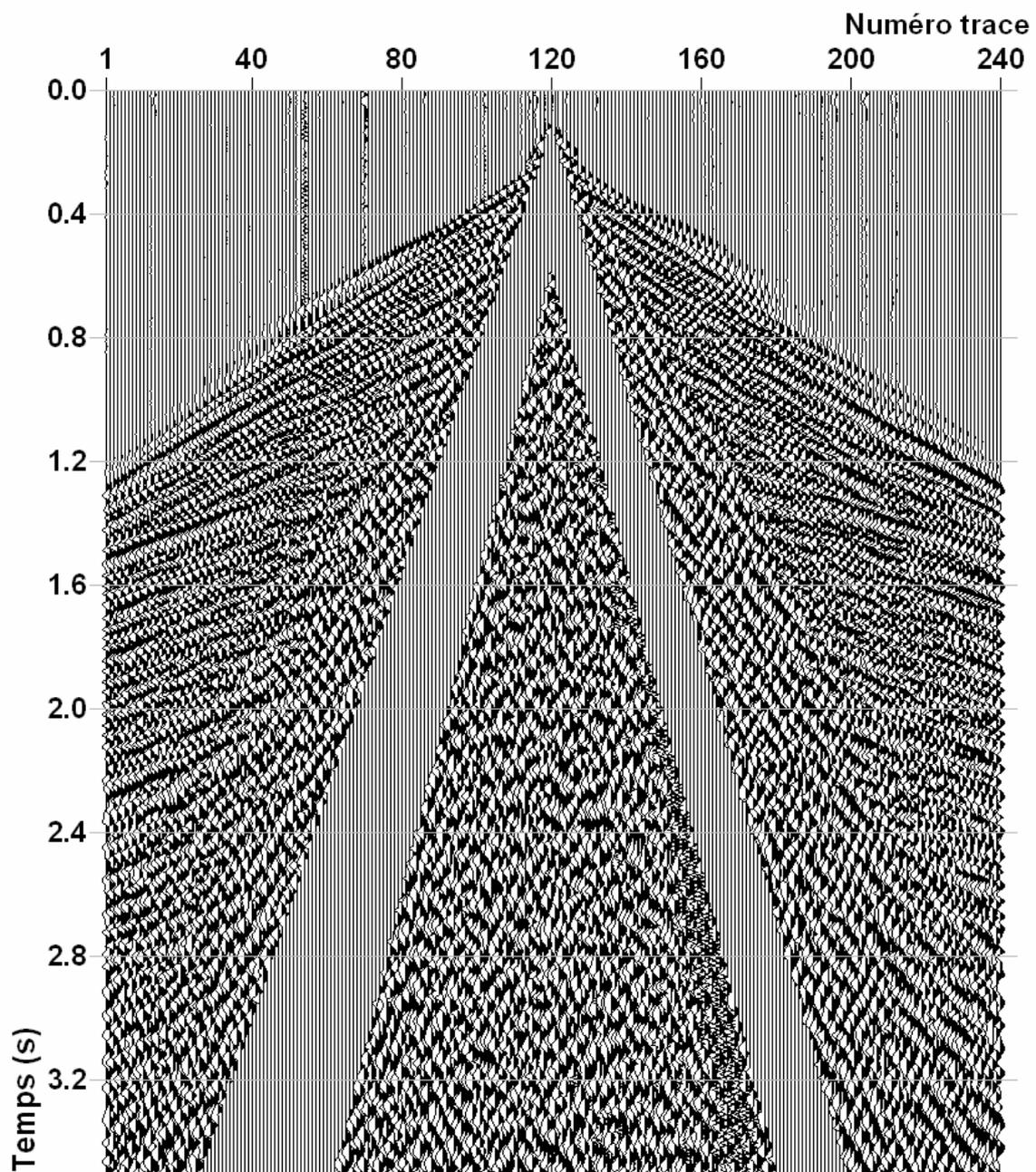


Figure IV.10 : Zone d'extraction de l'onde de pseudo-Rayleigh lente dans le plan (t,x).

reconstruction. Le signal utile est entièrement restitué sur l'ensemble du cône constituant la zone bruitée, rendant ainsi l'application du *surgical mute* inutile. Ce résultat devrait intéresser les pétroliers car il accroît le taux de couverture sans pour autant augmenter le nombre de traces du dispositif d'acquisition. Le temps de calcul est, certes, un peu plus long que celui du filtre en fréquences ou du filtre f-k, mais, vu l'excellente qualité des résultats obtenus, la rapidité du traitement peut être sacrifiée.

Les différentes ondes pseudo-Rayleigh qui sont porteuses d'informations très utiles en géotechniques peuvent aussi être récupérées par le filtrage par transformée en ondelettes. Des masques judicieusement choisis et appliqués successivement sur les parties des scalogrammes affectées par ces ondes permettent de les séparer et les caractériser. La séparation des ondes PR1 et PR2 a été effective dans cette étude car ces deux ondes, à même contenu fréquentiel, arrivent séparément dans le temps. Ce qui nous a permis d'ailleurs de fixer l'intervalle-temps du masque directement dans le domaine (t,x). Dans le cas où les ondes sont mélangées en temps et en fréquence, ce procédé n'aurait pas été possible. Mais un masque tracé directement sur chaque scalogramme et qui sélectionnerait plus ou moins bien la partie où l'énergie de l'onde recherchée est focalisée permet d'extraire l'onde. Des artefacts peuvent, cependant, apparaître lors de la reconstruction des traces. La séparation devient impossible si les ondes arrivent en même temps, ou presque, et que leurs contenus fréquentiels sont identiques (cf annexe E). Des techniques prenant en compte d'autres paramètres caractérisant ces ondes permettraient leur séparation (cf chap.II).

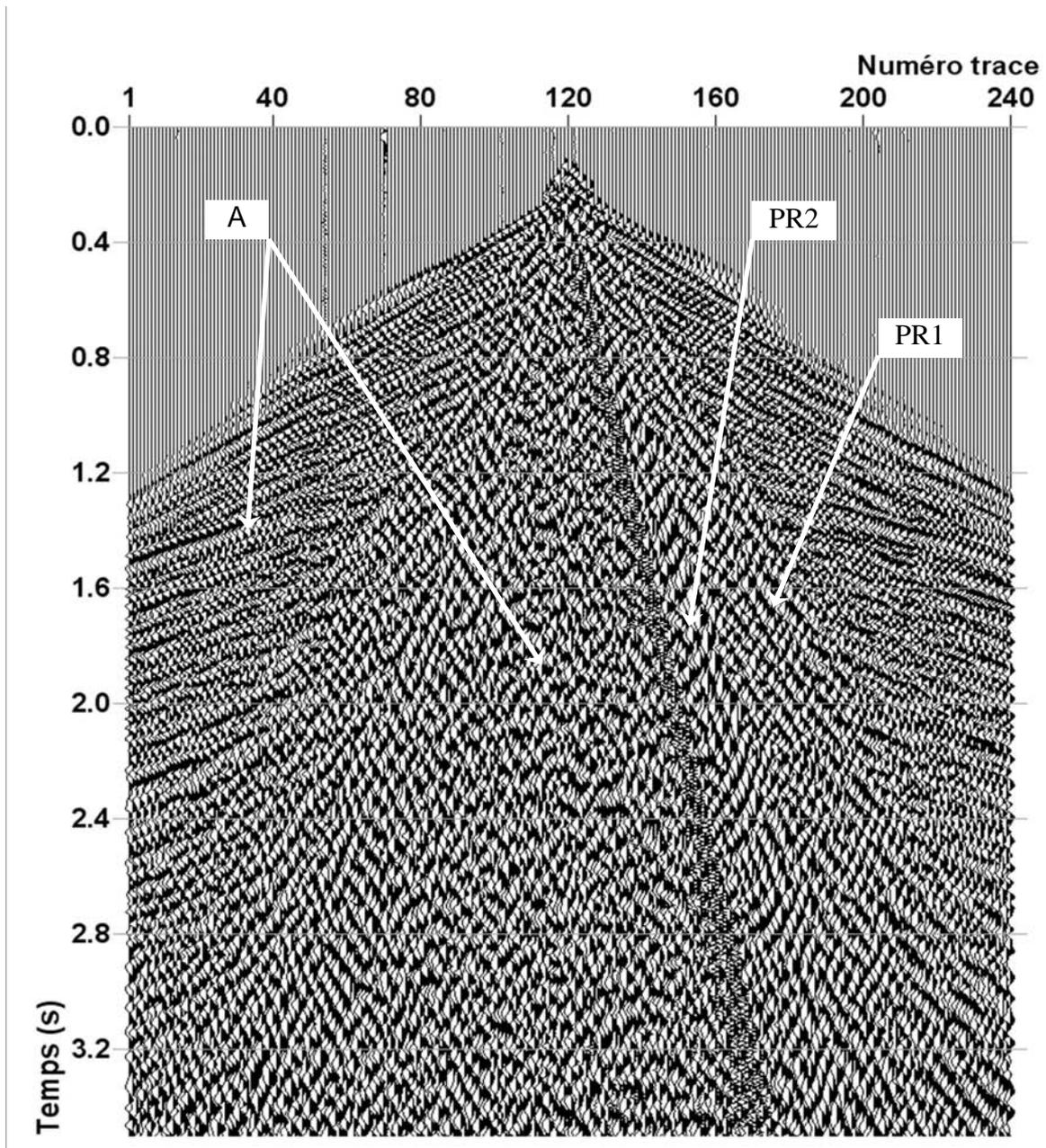


Planche 1 : Enregistrement *vibroseis* de sismique réflexion initial [10 ;80] Hz. On peut y voir un très fort bruit de surface ou *ground roll*. PR1 et PR2 sont deux ondes de pseudo-Rayleigh et A les autres ondes.

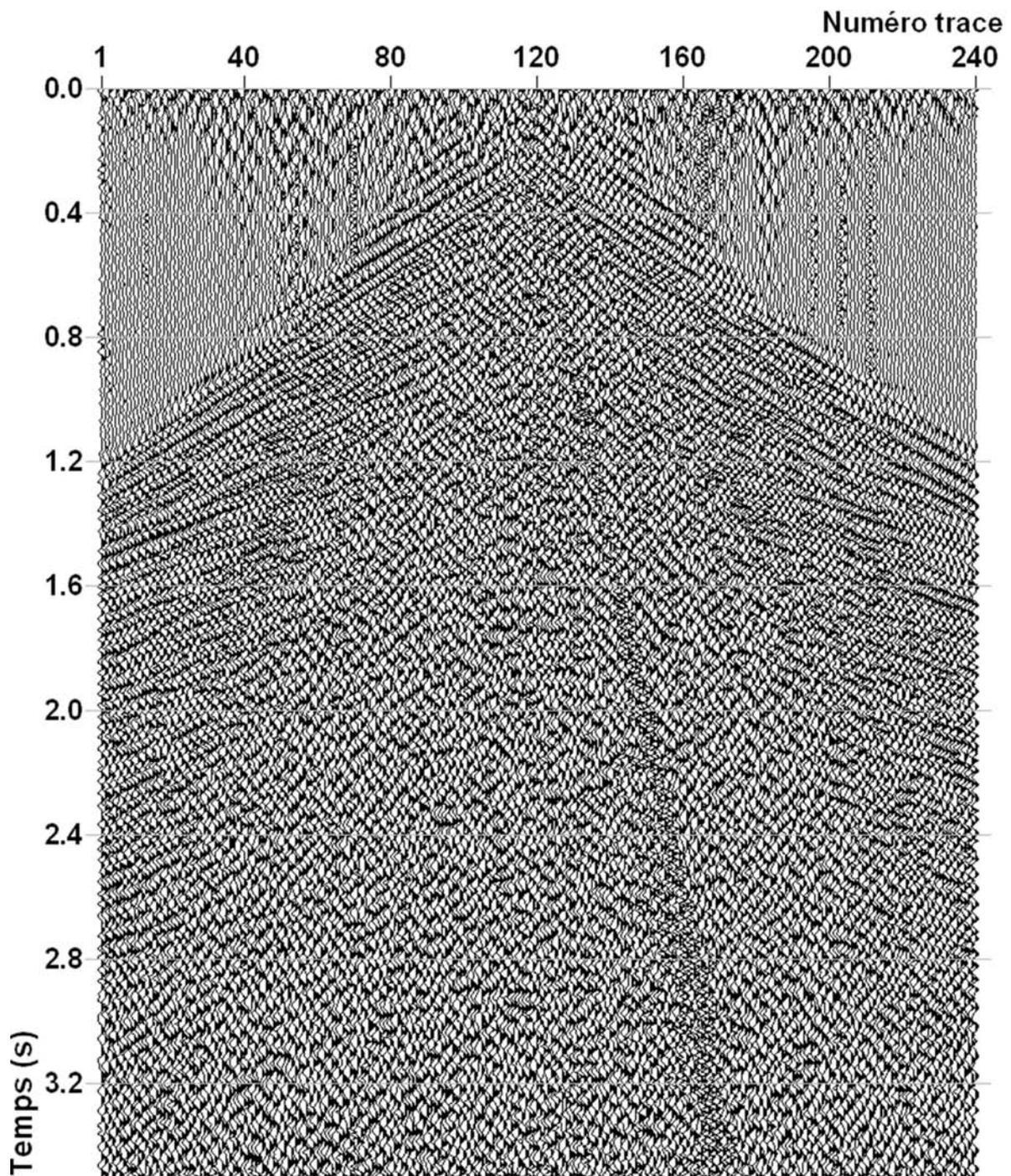


Planche 2 : Enregistrement *vibroseis* de sismique réflexion (pl.1) après application d'un filtre passe bande [10-20 ; 50-60]Hz.

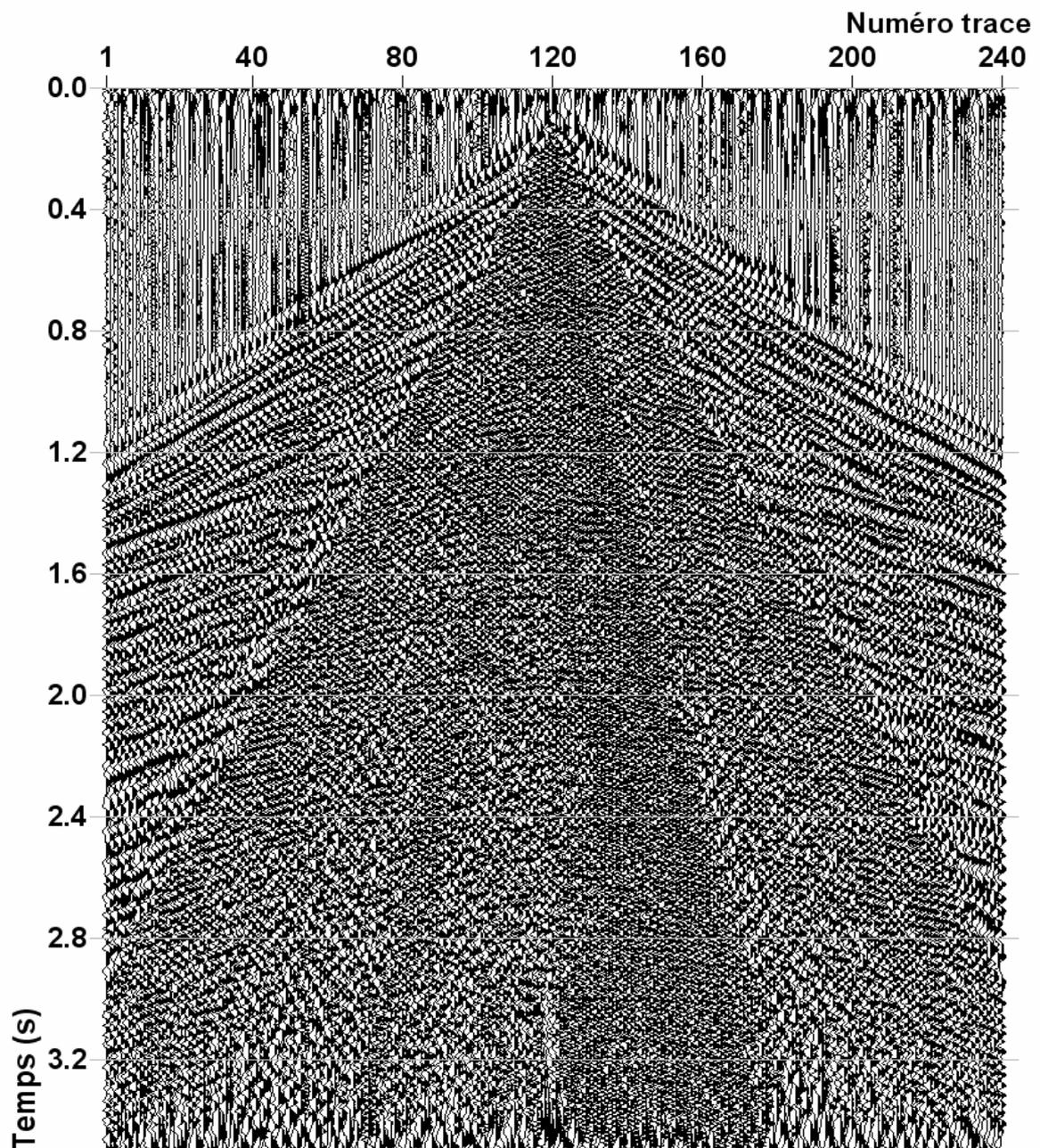


Planche 3 : Enregistrement obtenu par filtrage sur la base des scalogrammes. La transformée en ondelettes est calculée sur l'ensemble de la trace. La zone de filtrage est représentée sur la figure IV.5.

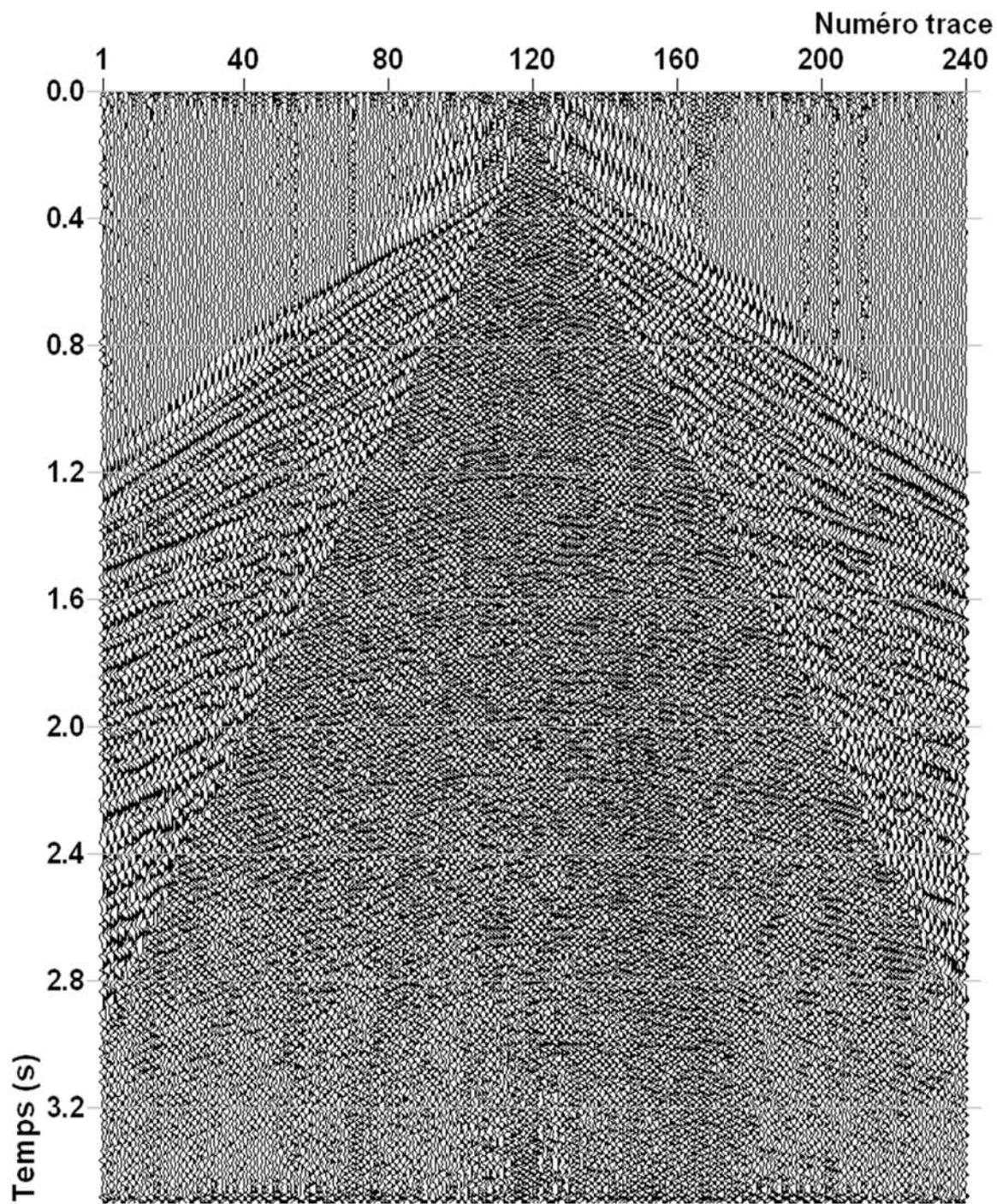


Planche 4 : Enregistrement obtenu par filtrage sur la base des scalogrammes. La transformée en ondelettes est calculée sur la partie infectée par le *ground roll* (fig. IV.5).

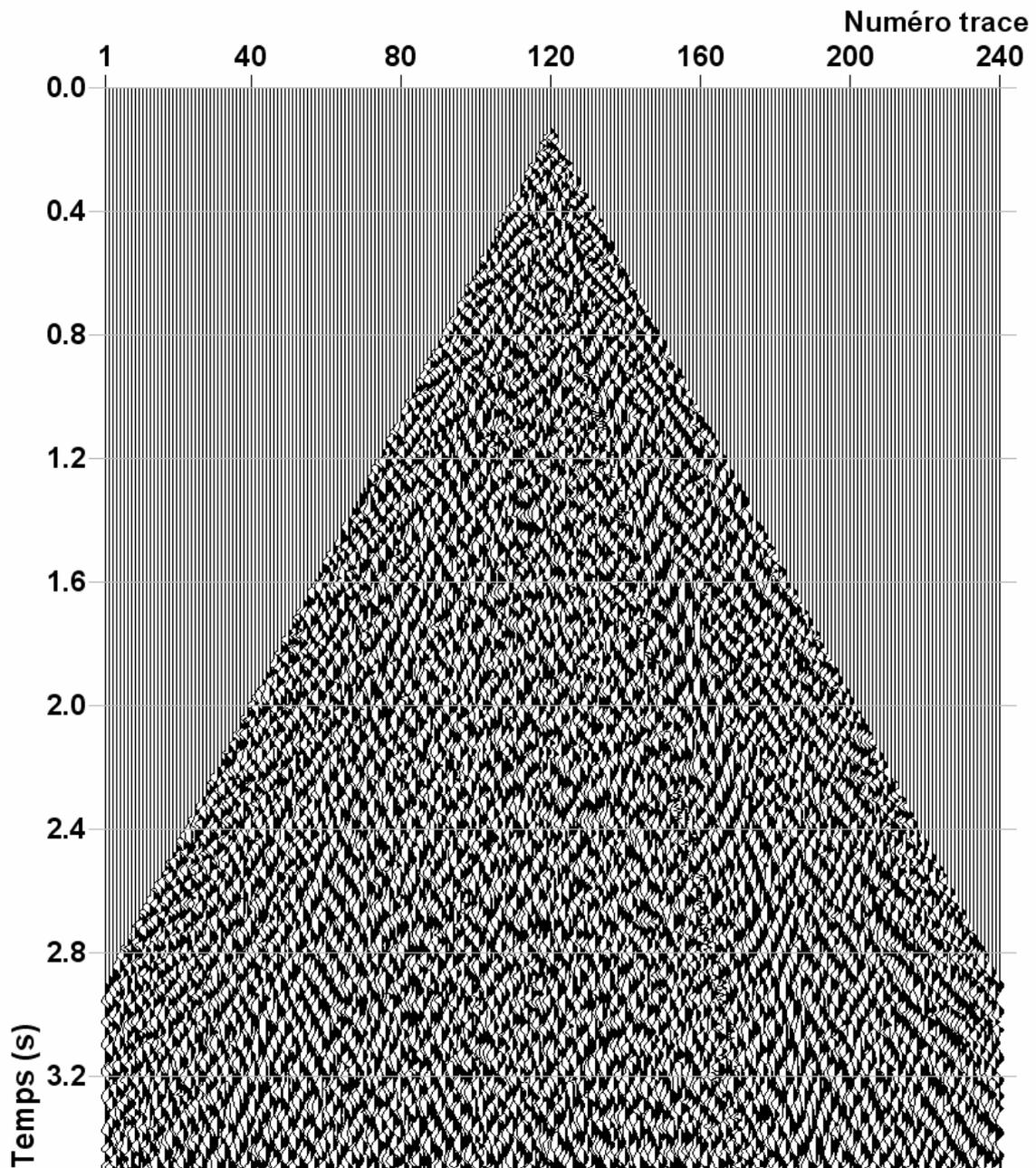


Planche 5 : Signal relatif au *ground roll* extrait par filtrage sur la base des scalogrammes.

La transformée en ondelettes est calculée seulement sur la partie infectée par le *ground roll*.

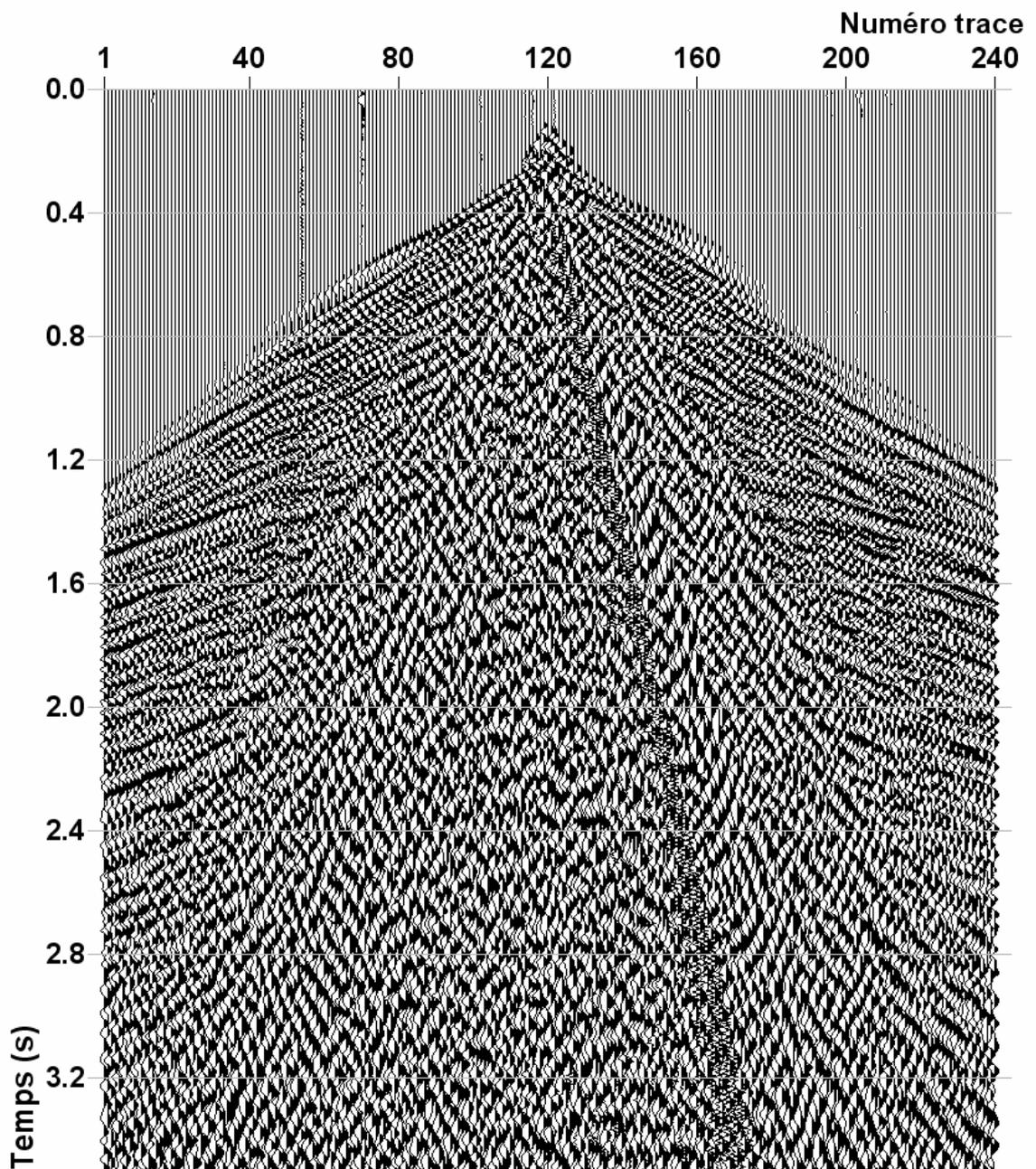


Planche 6: Enregistrement obtenu après filtrage sur la base des transformées de Fourier.

La zone de filtrage est représentée sur la figure IV.6. $A_f = 0.2$.

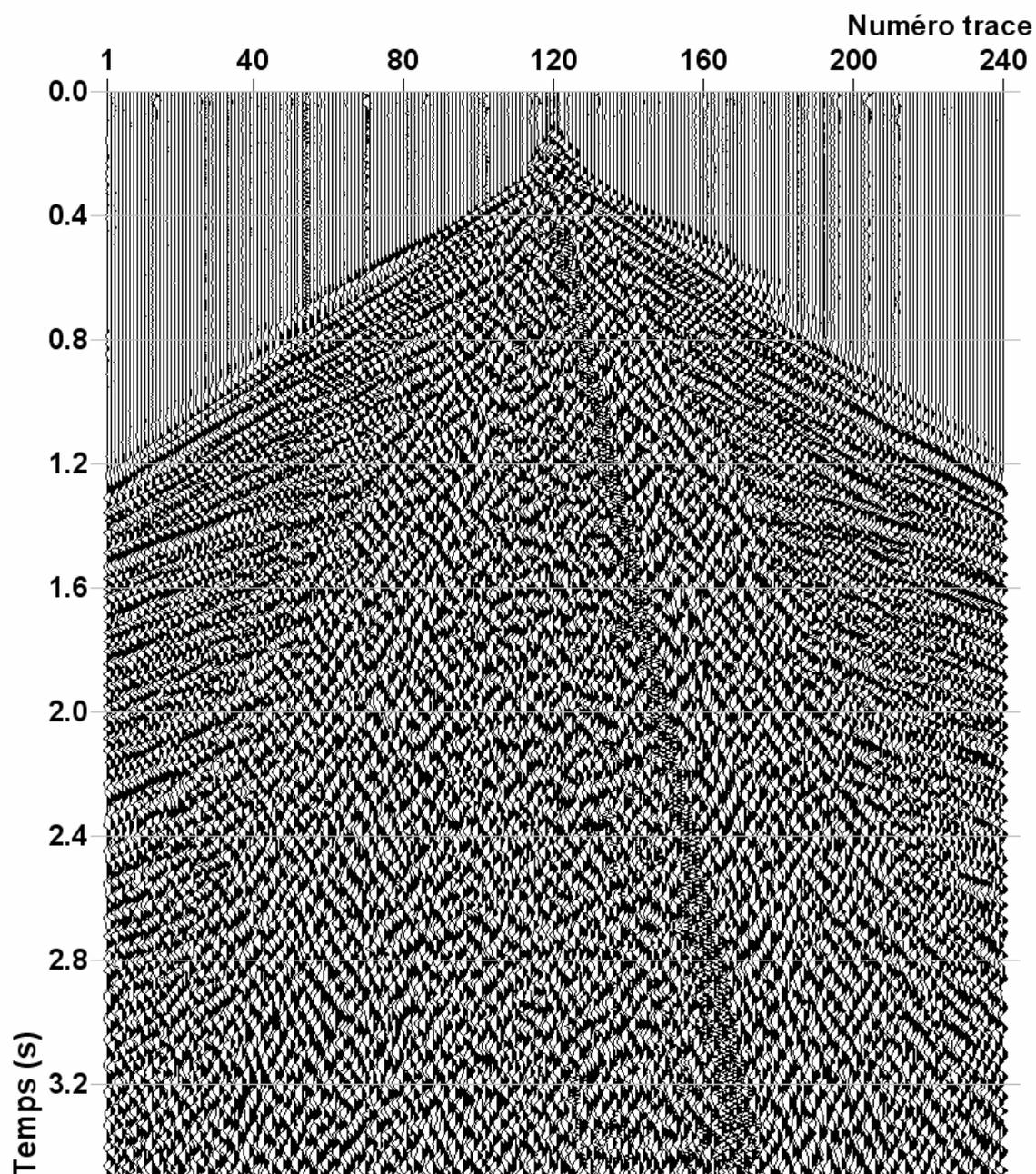


Planche 7 : Enregistrement obtenu après filtrage sur la base des transformées de Fourier. La zone de filtrage est représentée sur la figure IV.5. La transformée en ondelettes est calculée seulement sur la partie infectée par le *ground roll*. $A_f=0.2$.

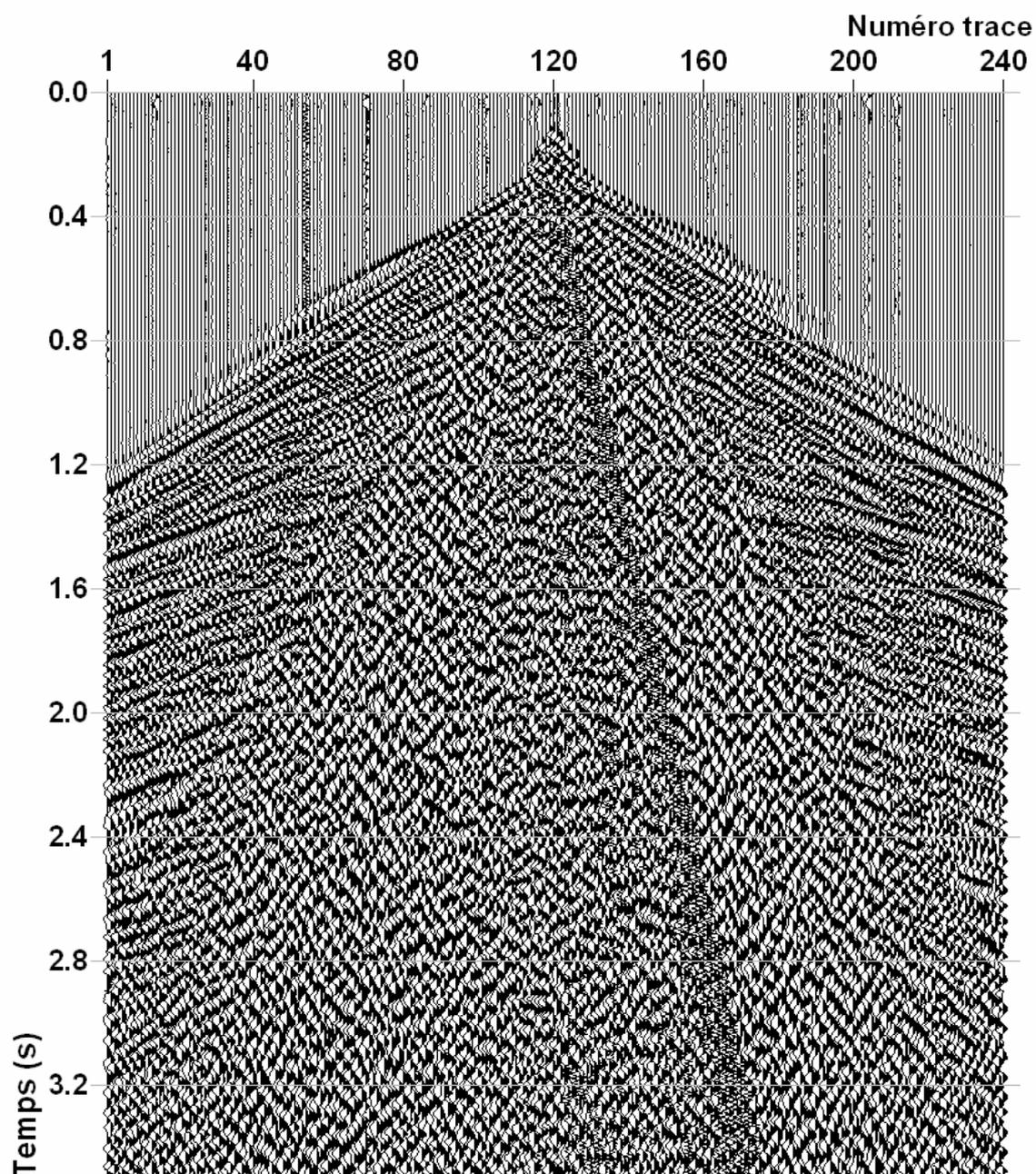


Planche 8 : Enregistrement obtenu après filtrage sur la base des transformées de Fourier. La zone de filtrage est représentée sur la figure IV.5. La transformée en ondelettes est calculée sur la partie infectée par le *ground roll*. $A_f = 0.2$. Itération 1.

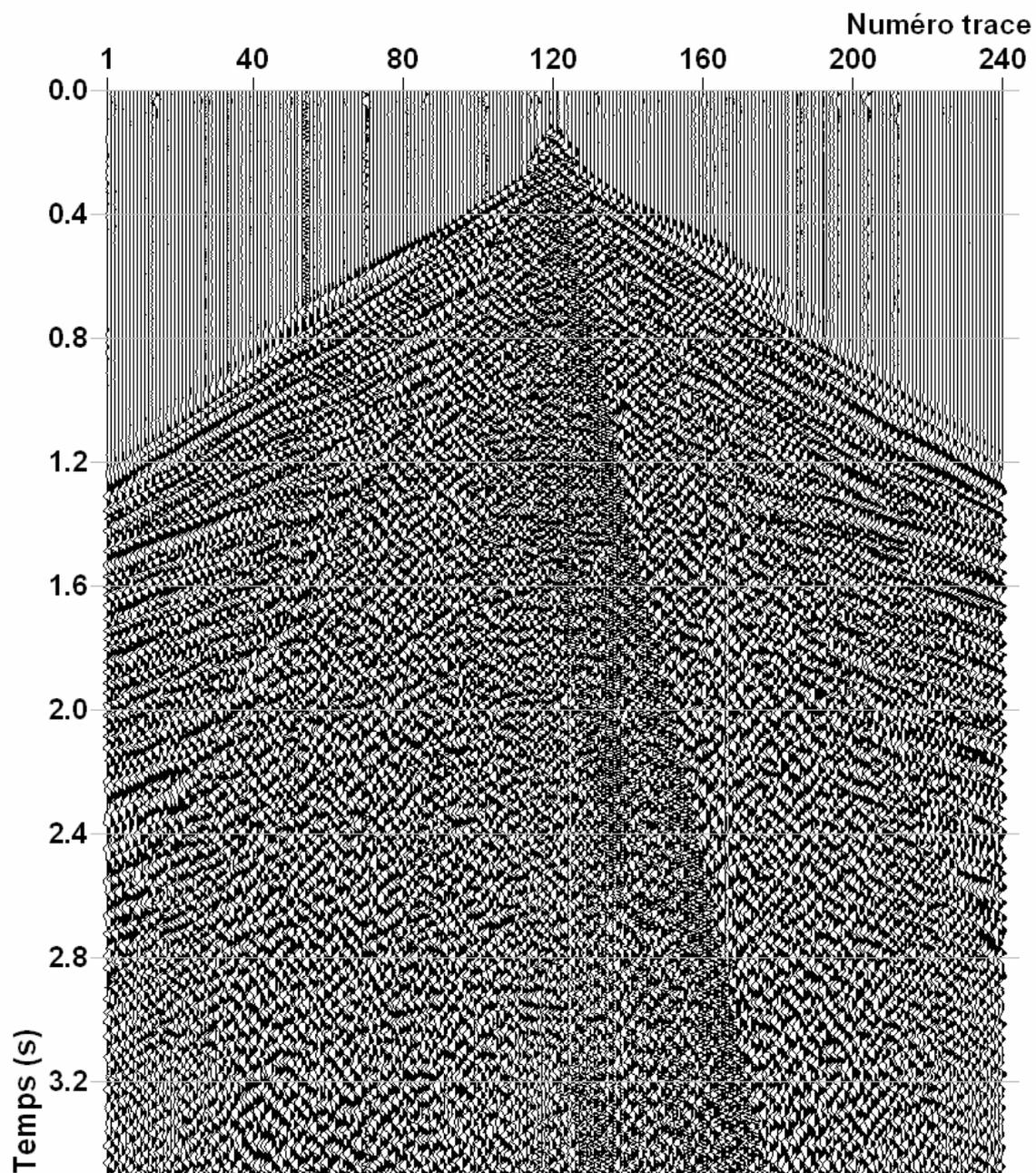


Planche 9 : Enregistrement obtenu après filtrage sur la base des transformées de Fourier. La zone de filtrage est représentée sur la figure IV.5. La transformée en ondelettes est calculée sur la partie infectée par le *ground roll*. $A_f = 0.2$. Itération 3.

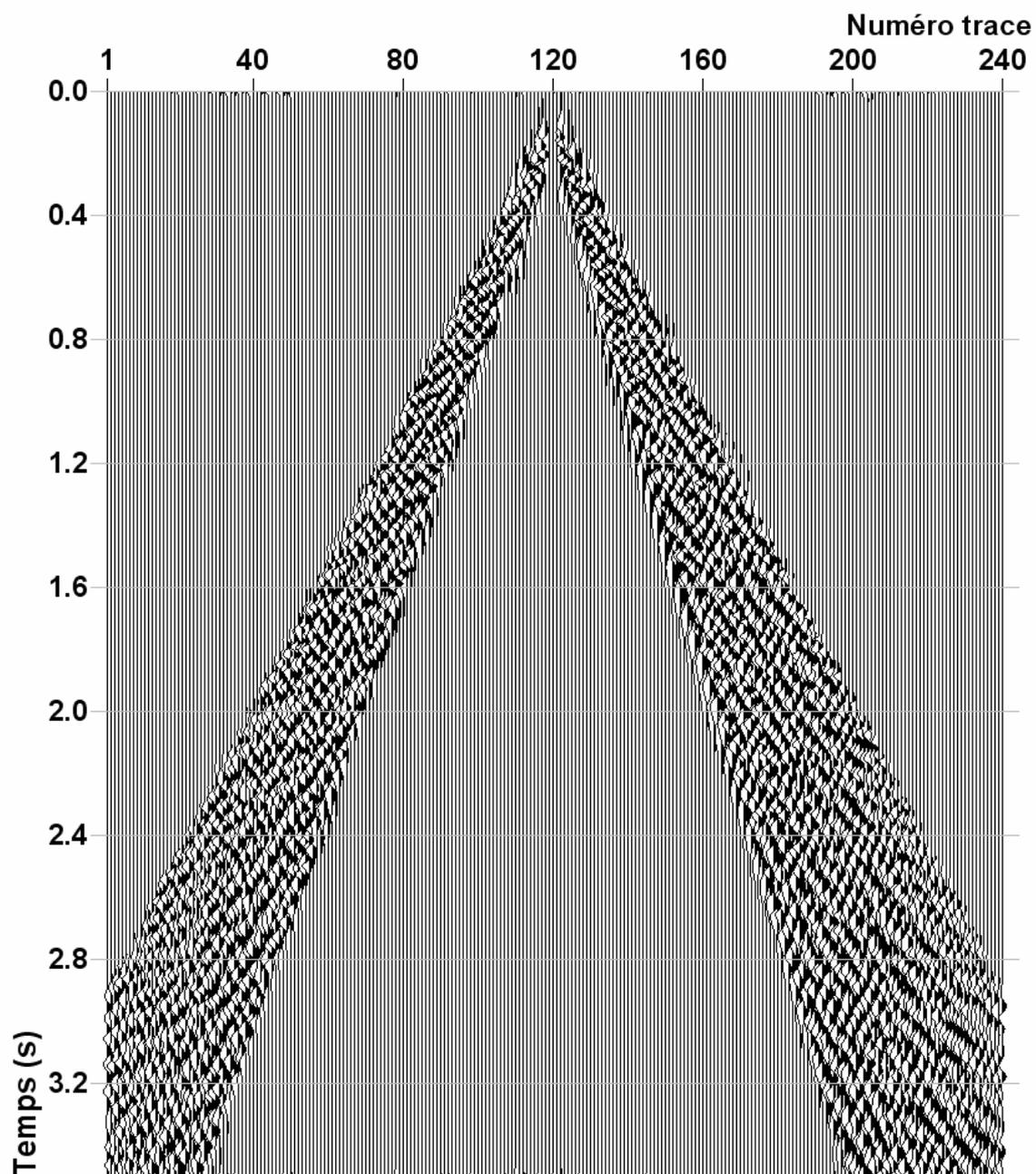


Planche 10: Onde de pseudo-Rayleigh rapide PR1 obtenue par filtrage dans le plan temps-échelle.

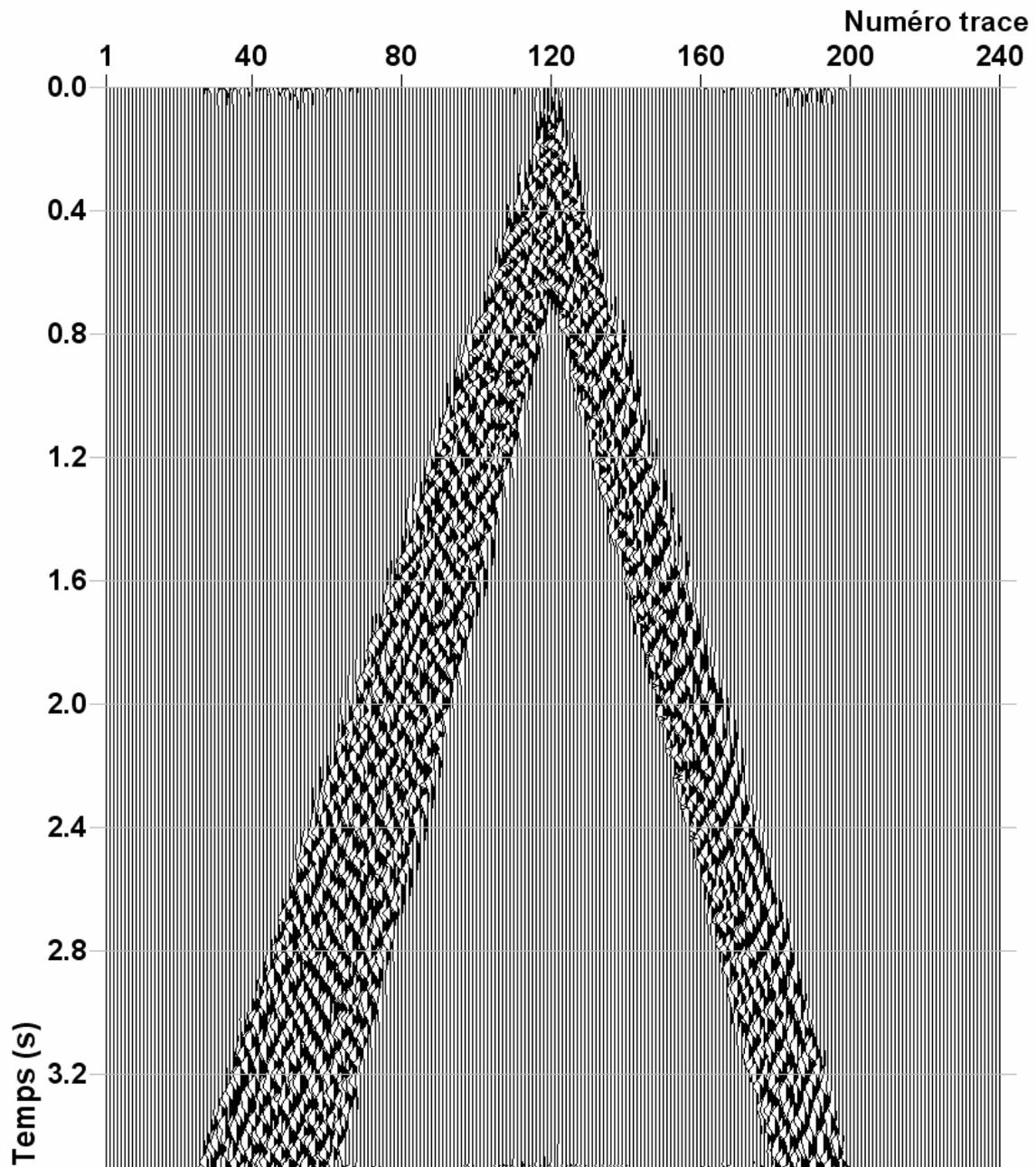


Planche 11: Onde de pseudo-Rayleigh lente PR2 obtenue par filtrage dans le plan temps-échelle.

Conclusion générale

L'objet de ce travail était d'apporter notre contribution à la séparation d'ondes par reconnaissance des formes et par transformée en ondelettes.

Nous avons montré que la reconnaissance des formes apparaît comme un filtre efficace qui ne nécessite pas *d'a priori* sur la bande de fréquence du signal reçu ni sur la phase de l'ondelette. Cependant, elle reste tributaire d'un signal d'apprentissage qui doit être bien défini et identifiable. Elle s'avère aussi être un bon outil de séparation des ondes polarisées, mais encore faut-il que ces dernières soient bien identifiées. Nous avons montré que l'utilisation du filtre Poline comme prétraitement sur les données initiales facilite l'identification de ces ondes. Ce qui souligne, encore une fois, l'utilité de combiner deux méthodes de filtrage des ondes polarisées pour des résultats plus probants [Ben02, Gla94]. Cette étude, qui est menée sur des données de puits, laisse prévoir une application facile et prometteuse de ce procédé par reconnaissance des formes sur des données de sismique de surface, pour améliorer la résolution et permettre l'identification des structures subtiles.

La transformée en ondelettes s'avère être une méthode de filtrage efficace, dans un domaine similaire au domaine temps-fréquence, préservant ainsi le contenu fréquentiel de la trace sismique dans les zones qui ne nécessitent pas de filtrage. Elle est plus appropriée pour filtrer les signaux non stationnaires. Nous avons montré que ses propriétés temps-échelle sont efficaces dans la suppression du *ground roll* et l'extraction et la caractérisation des ondes de pseudo-Rayleigh pour d'éventuelles utilisations en géotechnique. Comparée aux techniques de filtrage classiques basées sur la transformée de Fourier, elle donne des résultats meilleurs car elle prend en compte intrinsèquement les spécificités temporelles et fréquentielles du signal étudié, sans pour autant augmenter de beaucoup le temps de calcul. L'application de cette méthode pour éliminer d'autres bruits ou signaux indésirables contenus dans la trace sismique (onde aérienne, onde de tube, etc.), ou pour séparer les différentes ondes, est possible. Il suffit d'apporter certaines modifications (zone de filtrage, ondelette analysante, etc.) en fonction des caractéristiques des différentes ondes, à condition, bien sûr, que les signaux ne soient pas mélangés en temps et en fréquence.

Les différentes applications de ces deux méthodes de séparation d'ondes, l'une basée sur la reconnaissance des formes et l'autre sur la transformée en ondelettes, menées respectivement sur des données de puits et de surface, pour illustrer ce travail, ont montré leur efficacité. Cependant, l'application sur un nouveau type de données requière un contrôle des

performances pour le choix de la méthode. En séparation d'ondes, ce choix dépend effectivement des données, mais il dépend aussi des connaissances *a priori* du géophysicien. En effet, il convient, en général, d'utiliser, autant que possible, les techniques les plus simples, tout en veillant à ce que les caractéristiques recherchées soient bien conservées [Gla94, Mar97] et, de ce fait, choisir la ou les méthode(s) appropriée(s), ce qui ne peut se réaliser sans une bonne connaissance de toutes les méthodes existantes.

Les perspectives des travaux que nous avons présentés sont de deux natures : l'automatisation de l'algorithme de filtrage par transformée en ondelettes et l'extension du champ d'application des deux techniques à d'autres signaux.

La suite de ce travail serait, en effet, de mettre au point un algorithme permettant de suivre automatiquement un motif particulier sur les scalogrammes en fonction de la distance, sans aucune intervention manuelle. Cette opération permettra, sans aucun doute, un gain de temps considérable. La méthode de reconnaissances des formes exposée dans ce travail pourrait être appliquée sur le scalogramme afin d'en extraire le motif recherché.

L'utilisation des techniques de filtrage par reconnaissance des formes et transformée en ondelettes peut s'étendre à des signaux géophysiques autres que sismiques. La reconnaissance des formes pourrait améliorer la résolution des données radar ou encore permettre de rechercher une réponse de forme particulière le long des enregistrements de diagraphie. Les ondelettes pourraient être utiles pour l'analyse des enregistrements sismologiques ou encore pour le filtrage des données gravimétriques ou magnétiques pour mettre en évidence, dans un intervalle de longueur d'onde donné, les structures existantes

Annexe A

Mouvement de la particule et polarisation

Les notions de trajectoire de la particule et de polarisation représentent les informations originales apportées par les enregistrements sismiques 3C. En effet, la sismique classique ne permet pas d'accéder au mouvement réel de la particule du fait que l'enregistrement se fait sur une seule direction (enregistrement unicomposante).

Le principe de la sismique réflexion est de déterminer la position d'une couche à partir de la réflexion à laquelle elle a donné naissance. C'est, généralement, un problème à trois dimensions et il serait donc préférable de travailler dans l'espace, en tenant compte du mouvement réel de la particule et non d'une seule de ses composantes.

L'acquisition des données sismiques sur les trois directions est sans aucun doute très important. En plus des améliorations considérables apportées à la sismique classique, la sismique 3C permet d'accéder à des informations sur les caractéristiques du milieu étudié, le changement de faciès et la lithologie.

A.1- Mouvement de particule

Un enregistrement sismique 3C représente, en supposant que le triphone suit exactement le mouvement du sol sous l'impact de l'arrivée de l'onde sismique (en pratique, c'est le cas d'un bon couplage), le mouvement des particules au voisinage immédiat du triphone.

Le triphone transforme l'énergie sismique en tension électrique. Cette tension représente la courbe du vecteur vitesse ou hodographe. Le passage de l'hodographe à la trajectoire se fait par une simple intégration sur les trois composantes de l'enregistrement $X(t)$, $Y(t)$ et $Z(t)$. L'intégration introduit un déphasage qui se traduit par une rotation de l'ellipsoïde dans le cas d'une bonne polarisation du mouvement. Mais, en général, on travaille sur les hodographes même si on parle de trajectoires de particules du fait que ces derniers manipulent la vitesse, paramètre important en sismique [Ben84].

Un exemple de mouvement de particule projeté dans les trois plans XOY, XOZ et YOZ est représenté sur la figure A.1. Les portions de traces $X(t)$, $Y(t)$ et $Z(t)$ (de 788 à 932ms) sont extraites du triplet du PSV à déport non nul, étudié au chapitre III. Le sens du mouvement de la particule est indiqué sur la trajectoire par des flèches disposées à chaque échantillon.

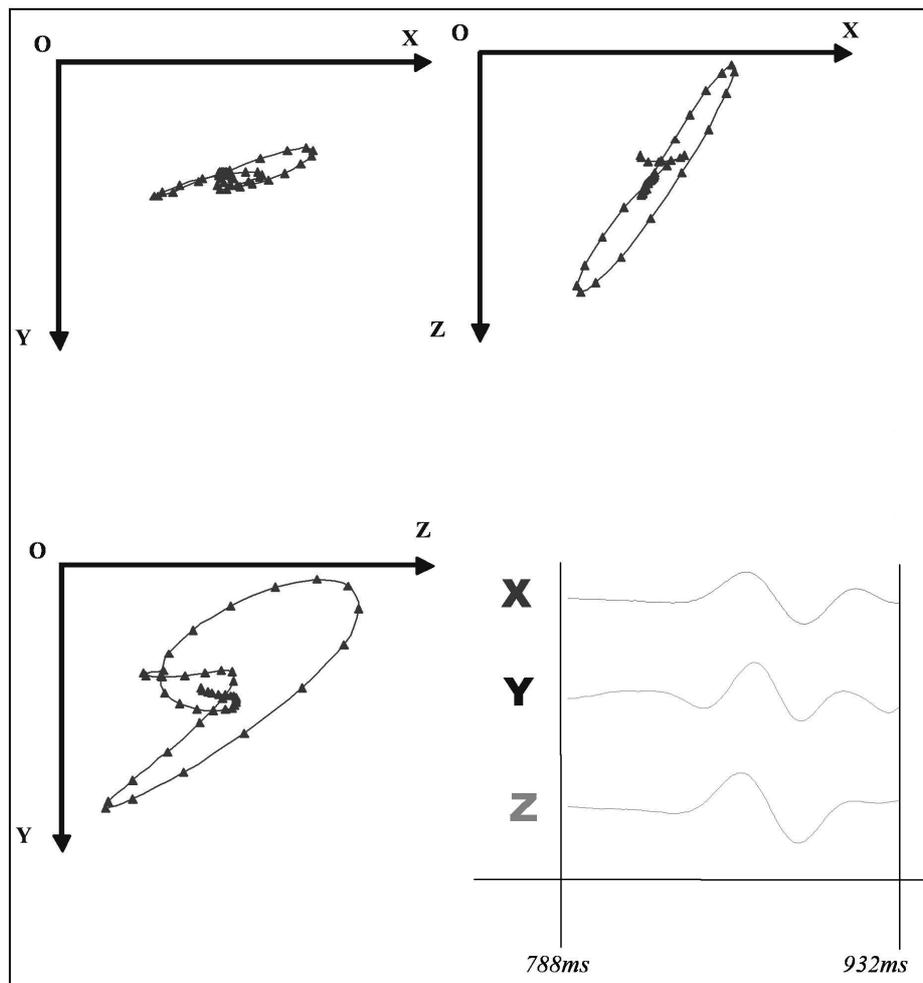


Figure A.1 : Exemple de mouvement réel de particule projeté dans les plans (XOY), (XOZ) et (YOZ).

A.2- Polarisation

La polarisation d'une onde décrit le mouvement des particules du sous-sol au passage de cette onde. Le plan dans lequel se fait le mouvement de ces particules est appelé « plan de polarisation ». Il peut contenir la direction de propagation (polarisation longitudinale) ou lui être perpendiculaire (polarisation transversale), suivant le type d'ondes. L'onde P dont la déformation se fait dans la direction de propagation est polarisée longitudinalement et l'onde S dont la déformation se fait orthogonalement à la direction de propagation est polarisée transversalement.

Les relations de phases et d'amplitudes entre les trois composantes, qui décrivent le mouvement des particules à trois dimensions, fixent la qualité de la polarisation ; un rapport d'amplitude et un déphasage entre deux signaux donnent une polarisation elliptique. La polarisation est rectiligne quand les deux signaux ne sont pas déphasés. La polarisation est

dite « bonne » pour un mouvement ayant une forme allongée ou rectiligne dans le plan et « mauvaise » quand cette forme se rapproche de plus en plus d'une sphère ou d'un cercle dans le plan [Le 01] (fig.A.1).

Pour modéliser la trajectoire des particules et chiffrer les notions de qualité et de direction de polarisation, l'ellipsoïde d'inertie, comme forme géométrique la plus appropriée à la trajectoire de la particule dans l'espace, peut aussi être choisi (cf § I.3-2-3). Cependant, l'utilisation de ce modèle mathématique fait totalement abstraction du paramètre temps car la matrice d'inertie ne considère pas les points représentant les différents échantillons comme formant une trajectoire mais comme un nuage de points. Mais, un nuage de points peut donner un nombre important de trajectoire (fig.A.2). Cette modélisation reste, cependant, acceptable dans la mesure où l'on considère que la nature génère des formes relativement simples [Cli87].

La matrice d'inertie permet, d'une part, de chiffrer la qualité ou le degré de polarisation et, d'autre part, de déterminer la direction de polarisation.

Taux de polarisation

Si on considère N points, de masse unitaire, relatifs à un repère orthonormé (OXYZ), et repérés par leurs coordonnées (x_i, y_i, z_i) , la matrice d'inertie M_{in} se définit comme suit:

$$M_{in} = \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^N x_i^2 & \sum_{i=1}^N x_i y_i & \sum_{i=1}^N x_i z_i \\ \sum_{i=1}^N x_i y_i & \sum_{i=1}^N y_i^2 & \sum_{i=1}^N y_i z_i \\ \sum_{i=1}^N x_i z_i & \sum_{i=1}^N y_i z_i & \sum_{i=1}^N z_i^2 \end{bmatrix}$$

Cette matrice permet le calcul d'un coefficient appelé taux de polarisation T pouvant indiquer la qualité de polarisation du nuage de points [Ols80]:

$$T = [k \text{Tr}(M_{in}^2) - \{\text{Tr}(M_{in})\}^2] / [(k-1) \cdot \{\text{Tr}(M_{in})\}^2]$$

k est la dimension du repère ($k \geq 2$), M_{in} la matrice d'inertie et $\text{Tr}(M_{in})$ la trace de la matrice M_{in} .

Le taux de polarisation T est compris entre 0 et 1 (fig.A.3):

- si $T=0$: le mouvement n'est pas polarisé (l'ellipsoïde d'inertie se transforme en sphère),
- si $0 < T < 1$: le mouvement est polarisé ; plus T est grand, plus la polarisation est « bonne » (ellipsoïde),

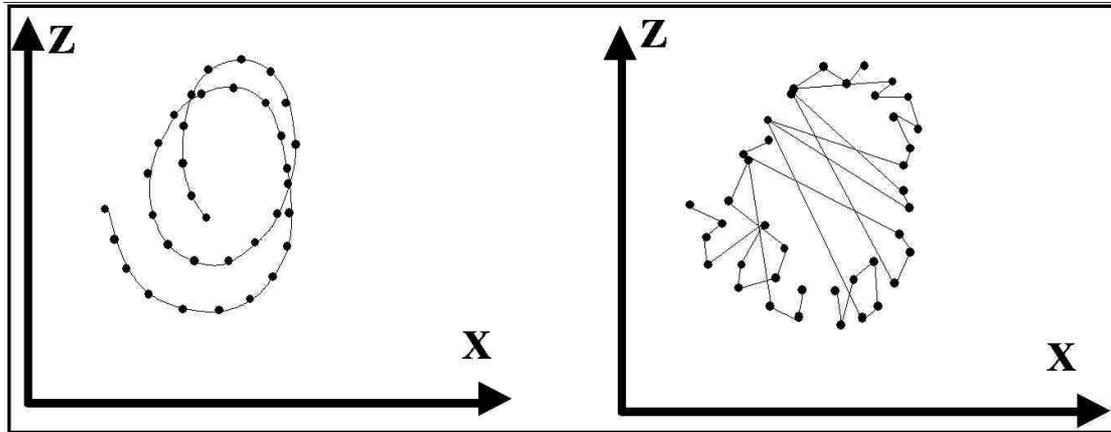


Figure A.2 : Un nuage de points peut donner différentes trajectoires.

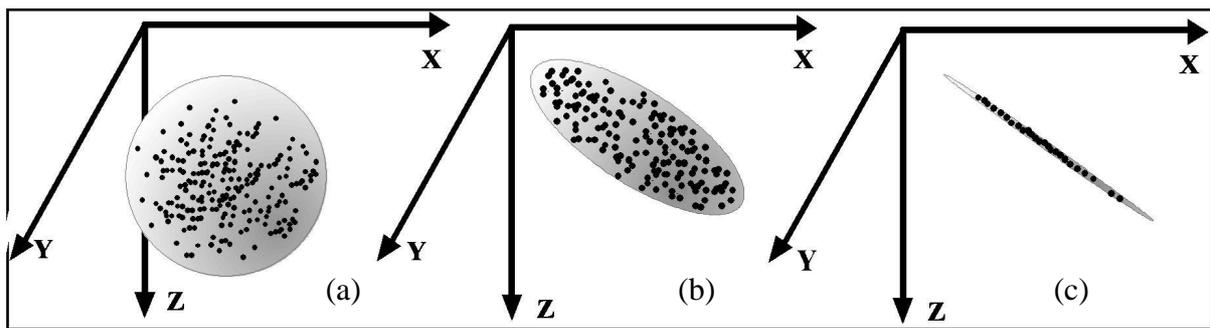


Figure A.3 : Ellipsoïde d'inertie et taux de polarisation.

- (a)-pas de polarisation ($T=0$) ;
- (b)-bonne polarisation ($0 < T < 1$) ;
- (c)-Polarisation quasi-parfaite ($T \approx 1$).

-si $T=1$: le mouvement est parfaitement polarisé (l'ellipsoïde d'inertie dégénère en un segment de droite).

Direction de polarisation

Les trois vecteurs propres de la matrice d'inertie représentent les axes principaux de l'ellipsoïde d'inertie. Le vecteur propre correspondant à la plus grande valeur propre de la matrice M_{in} donne l'axe principal de polarisation du nuage de points.

La figure A.4 illustre, par un exemple, le calcul du taux de polarisation et de la direction de polarisation. Le taux de polarisation est indiqué par la valeur de T . L'angle dont la valeur est donnée en degrés est l'angle d'écart entre la direction principale de polarisation et la direction X .

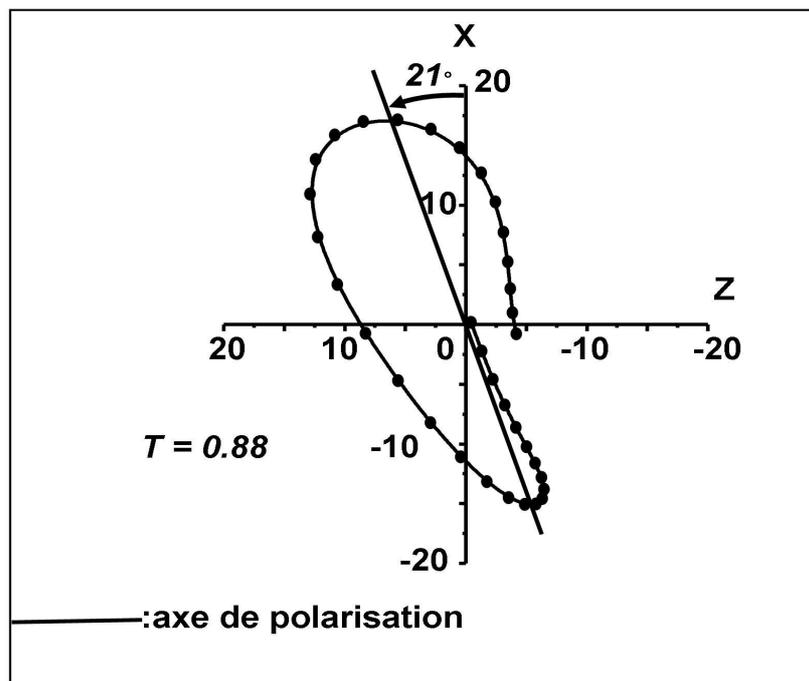


Figure A.4 : Exemple de calcul du coefficient de polarisation T et de la direction de polarisation.

Annexe B

Projection d'une trace sur le sous-espace S_p

Tout signal de longueur N échantillons peut être projeté sur le sous-espace E_{sp} de dimension p , engendré par les p premiers vecteurs propres de la matrice d'autocorrélation du signal d'apprentissage \bar{S} (cf § III.1-2). Si on considère la trace sismique $U(t)$ comme une succession de signaux de longueur N échantillons, deux signaux consécutifs se recouvrant sur $(N-1)$ échantillons, on peut la projeter sur ce même sous-espace.

Si Δt est le pas d'échantillonnage, on définit, à l'instant :

- $n\Delta t$, le vecteur \bar{U}_n dont les composantes s'écrivent :

$$U_n(j) = U((n+j-1)\Delta t) \quad 1 \leq j \leq N$$

- $(n+1)\Delta t$, le vecteur \bar{U}_{n+1} dont les composantes s'écrivent :

$$U_{n+1}(j) = U((n+j)\Delta t) \quad 1 \leq j \leq N$$

avec :

$$U_{n+1}(j) = U_n(j+1) \quad 1 \leq j \leq N-1$$

·
·
·

- $(n+k)\Delta t$, le vecteur \bar{U}_{n+k} dont les composantes s'écrivent :

$$U_{n+k}(j) = U((n+k+j-1)\Delta t) \quad 1 \leq j \leq N$$

·
·
·

Le recouvrement des vecteurs $\bar{U}_{n+k}, \bar{U}_{n+k-1}, \dots, \bar{U}_n$ s'exprime comme suit :

$$U_{n+k+j}(N-k) = U_{n+j}(N) \quad \begin{array}{l} 1 \leq j \leq N-1 \\ 1 \leq k \leq N-1 \end{array}$$

Chacun de ces vecteurs est alors projeté sur le sous-espace S_p . Les vecteurs $\bar{U}_{p_n}, \bar{U}_{p_{n+1}}, \dots, \bar{U}_{p_{n+k}}, \dots$ obtenus ne se recouvrent pas. A chaque instant $((n+N-1)\Delta t)$, on a N valeurs

différentes, mais voisines, et la valeur attribuée à l'échantillon $U_p((n+N-1)\Delta t)$ sera la moyenne de ces valeurs [Mic85] :

$$U_p((n+N-1)\Delta t) = \frac{\sum_{k=0}^{N-1} U_{p_{n+k}} (N-k)}{N}$$

Ces moyennes donnent une nouvelle trace qui correspond à la trace projetée recherchée.

La figure B illustre, par un exemple, la projection d'une trace, avec $N=5$. On a :

$$U_{n+4}(1) = U_{n+3}(2) = U_{n+2}(3) = U_{n+1}(4) = U_n(5)$$

$$U_{n+4}(2) = U_{n+3}(3) = U_{n+2}(4) = U_{n+1}(5)$$

$$U_{n+4}(3) = U_{n+3}(4) = U_{n+2}(5)$$

$$U_{n+4}(4) = U_{n+3}(5)$$

A l'échantillon $(n+4)\Delta t$, est attribuée la valeur suivante :

$$U_p((n+4)\Delta t) = \frac{\sum_{k=0}^4 U_{p_{n+k}} (5-k)}{5}$$

A trois composantes X, Y, et Z, chaque trisignal \vec{U}_n se projette sur le sous-espace E_{3sp} en un trisignal \vec{U}_{p_n} tel que :

$$\vec{U}_{p_n}^t = [(X_{p_n}(1), X_{p_n}(2), \dots, X_{p_n}(N)); (Y_{p_n}(1), Y_{p_n}(2), \dots, Y_{p_n}(N)); (Z_{p_n}(1), Z_{p_n}(2), \dots, Z_{p_n}(N))]$$

A chaque instant $((n+N-1)\Delta t)$, on aura N valeurs de X_p , N valeurs de Y_p et N valeurs de Z_p . Le calcul des valeurs moyennes permettra la construction des trois traces projetées X_p , Y_p et Z_p .

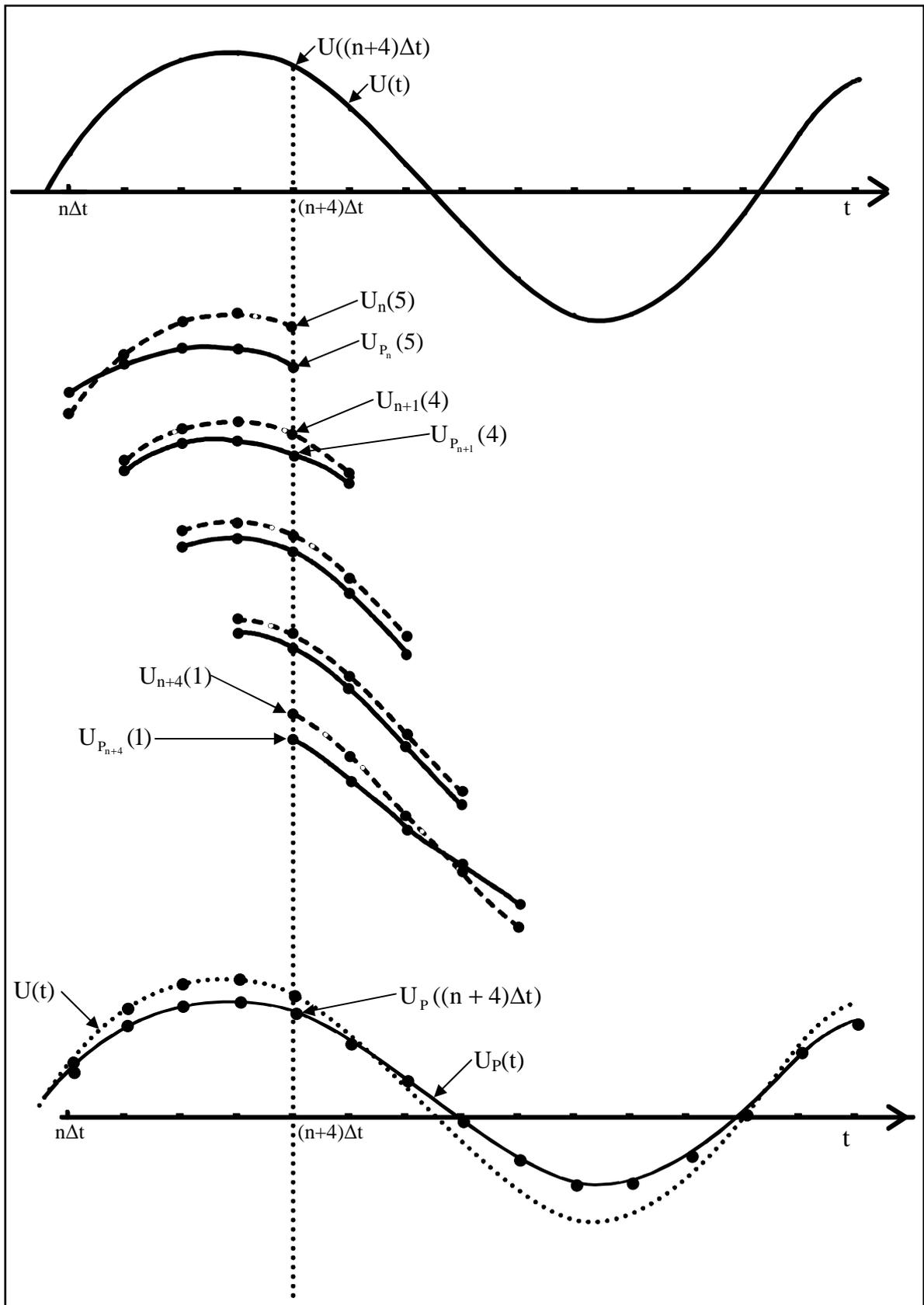


Figure B : Exemple de projection d'une trace sur le sous-espace E_{sp} . $U(t)$ est la trace initiale et $U_p(t)$ la trace projetée. $N=5$.

Annexe C

Matrice d'autocorrélation et vecteurs propres du signal d'apprentissage Ricker de fréquence centrale 30Hz

En sismique réflexion, l'ondelette de type Ricker est très souvent utilisée comme l'impulsion qui modélise au mieux la signature du signal réel émis par la source pour la construction de traces synthétiques. Elle est symétrique et à aire nulle et peut être assimilée à un filtre passe bande n'introduisant pas de déphasage (fig.C).

Normalisée, cette ondelette s'écrit :

$$r(t) = \left(1 - 2\left(\frac{t}{b}\right)^2\right) \exp\left(-\left(\frac{t}{b}\right)^2\right)$$

avec :

$$b = \frac{1}{\pi f_0}$$

où f_0 est la fréquence centrale du Ricker et t le temps.

Son spectre est donné par :

$$R(f) = C \left(\frac{f}{f_0}\right)^2 \exp\left(-\left(\frac{f}{f_0}\right)^2\right)$$

où f est la fréquence et C une constante.

Pour une longueur de signal de 80 ms et un pas d'échantillonnage de 4 ms, la dimension de l'ondelette de Ricker de fréquence centrale 30 Hz est égale à 21. La matrice d'autocorrélation de cette ondelette est donnée dans le tableau C1 (cf Eq.III.1). Cette matrice est carrée, de dimensions 21×21. Les éléments de sa diagonale sont dominants. Elle possède 21 valeurs propres. Les 21 vecteurs propres associés à ces valeurs propres sont représentés dans le tableau C2, suivant l'ordre décroissant des valeurs propres.

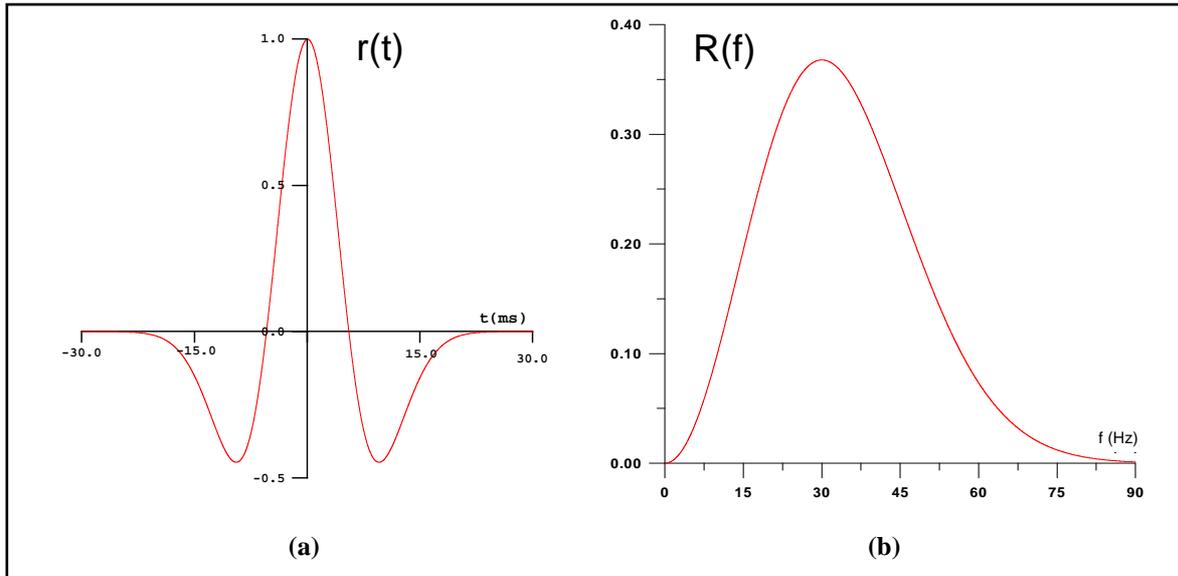


Figure C : Ondelette de Ricker ($f_0=30\text{Hz}$). (a)- représentation dans le domaine temporel ;
 (b)- représentation dans le domaine fréquentiel.

2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	2.2951	-.2337	.2118	.3471	.2957	.1885	.0982	.0432	.0163	.0053	.0015	.0003	.0001	.0000	.0000
2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471	.2957	.1885	.0982	.0432	.0163	.0053	.0015	.0003	.0001	.0000
.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471	.2957	.1885	.0982	.0432	.0163	.0053	.0015	.0003	.0001
-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471	.2957	.1885	.0982	.0432	.0163	.0053	.0015	.0003
-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471	.2957	.1885	.0982	.0432	.0163	.0053	.0015
-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471	.2957	.1885	.0982	.0432	.0163	.0053
-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471	.2957	.1885	.0982	.0432	.0163
-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471	.2957	.1885	.0982	.0432
.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471	.2957	.1885	.0982
.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471	.2957	.1885
.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471	.2957
.1885	.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118	.3471
.0982	.1885	.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337	.2118
.0432	.0982	.1885	.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611	-.2337
.0163	.0432	.0982	.1885	.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603	-.9611
.0053	.0163	.0432	.0982	.1885	.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028	-1.6603
.0015	.0053	.0163	.0432	.0982	.1885	.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855	-1.8028
.0003	.0015	.0053	.0163	.0432	.0982	.1885	.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444	-.9855
.0001	.0003	.0015	.0053	.0163	.0432	.0982	.1885	.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951	.6444
.0000	.0001	.0003	.0015	.0053	.0163	.0432	.0982	.1885	.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921	2.2951
.0000	.0000	.0001	.0003	.0015	.0053	.0163	.0432	.0982	.1885	.2957	.3471	.2118	-.2337	-.9611	-1.6603	-1.8028	-.9855	.6444	2.2951	2.9921

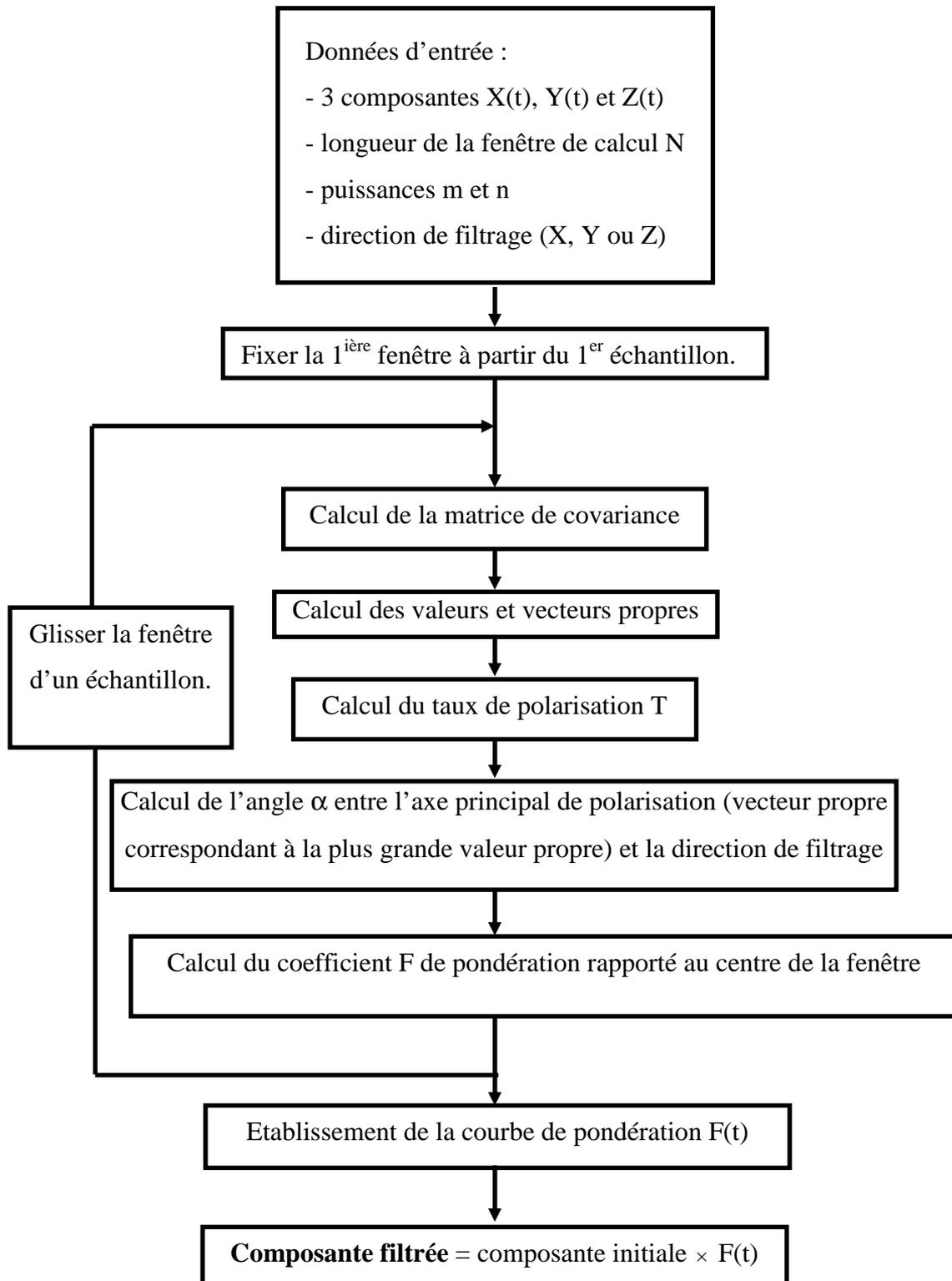
Tableau C1 : Eléments de la matrice d'autocorrélation de l'ondelette de Ricker de fréquence centrale 30 Hz.

\vec{V}_1	-.1710	-.1864	-.1088	.0471	.2176	.3185	.2893	.1281	-.1021	-.3011	-.3794	-.3011	-.1021	.1281	.2893	.3185	.2176	.0471	-.1088	-.1864	-.1710
\vec{V}_2	.0086	.1202	.2190	.2468	.1678	-.0050	-.2072	-.3498	-.3619	-.2284	.0000	.2284	.3619	.3498	.2072	.0050	-.1678	-.2468	-.2190	-.1202	-.0086
\vec{V}_3	.3117	.3169	.1629	-.0823	-.2863	-.3372	-.2202	-.0270	.1099	.1100	.0000	-.1100	-.1099	.0270	.2202	.3372	.2863	.0823	-.1629	-.3169	-.3117
\vec{V}_4	-.0403	.1679	.3458	.3913	.2696	.0446	-.1589	-.2388	-.1845	-.0780	-.0263	-.0780	-.1845	-.2388	-.1589	.0446	.2696	.3913	.3458	.1679	-.0403
\vec{V}_5	-.3937	.3560	.1452	-.0794	-.1520	-.0432	.1119	.1360	-.0276	-.2589	-.3664	-.2589	-.0276	.1360	.1119	-.0432	-.1520	-.0794	.1452	.3560	-.3937
\vec{V}_6	-.2042	.1079	.3470	.3628	.1842	.0012	-.0096	.1464	.2879	.2373	.0000	-.2373	-.2879	-.1464	.0096	-.0012	-.1842	-.3628	-.3470	-.1079	.2042
\vec{V}_7	-.3638	-.3079	-.1129	-.0086	-.1094	-.2938	-.3395	-.1714	.0528	.1196	.0000	-.1196	-.0528	.1714	.3395	.2938	.1094	.0086	-.1129	-.3079	-.3638
\vec{V}_8	.3783	-.0595	-.2872	-.1456	.1328	.1843	-.0659	-.3216	-.2805	-.0064	.1514	-.0064	-.2805	-.3216	-.0659	.1843	.1328	-.1456	-.2872	-.0595	.3783
\vec{V}_9	-.3902	.1471	.2273	-.0997	-.3087	-.1045	.2027	.1671	-.1452	-.2612	.0000	.2612	.1452	-.1671	-.2027	.1045	.3087	.0997	-.2273	-.1471	.3902
\vec{V}_{10}	-.1291	-.2150	-.0879	-.0429	-.1805	-.3212	-.2884	-.1627	-.1547	-.2925	-.3812	-.2925	-.1547	-.1627	-.2884	-.3212	-.1805	-.0428	-.0879	-.2150	-.1291
\vec{V}_{11}	.3369	-.2455	-.1130	.2728	.2369	-.1124	-.1611	.1684	.3111	.0285	-.1916	.0285	.3111	.1684	-.1611	-.1124	.2369	.2728	-.1130	-.2455	.3369
\vec{V}_{12}	-.2460	.3559	-.0465	-.3012	.0430	.2656	-.0457	-.2730	.0175	.2656	.0000	-.2656	-.0175	.2730	.0457	-.2656	-.0430	.3012	.0465	-.3559	-.2460
\vec{V}_{13}	.1856	-.3578	.2141	.2027	-.2368	-.1052	.2714	.0759	-.2545	-.0090	.2799	-.0090	-.2545	.0759	.2714	-.1052	-.2368	.2027	.2142	-.3578	.1856
\vec{V}_{14}	-.1185	.3154	-.3320	.0129	.2788	-.1574	-.1975	.2305	.1003	-.2672	-.0001	.2672	-.1002	-.2306	.1975	.1574	-.2788	-.0130	.3320	-.3154	.1185
\vec{V}_{15}	-.0768	.2470	-.3652	.2120	.1240	-.2947	.0836	.2231	-.2272	-.0854	.2720	-.0857	-.2268	.2225	.0841	-.2949	.1241	.2120	-.3651	.2470	-.0768
\vec{V}_{16}	-.0416	.1666	-.3223	.3386	-.1201	-.1862	.2868	-.0752	-.2167	.2567	.0010	-.2575	.2144	.0800	-.2921	.1902	.1182	-.3382	.3225	-.1668	.0417
\vec{V}_{17}	-.0227	.1047	-.2472	.3594	-.3152	.0819	.1936	-.2922	.1226	.1647	-.3080	.1721	.1170	-.2997	.2191	.0437	-.2763	.3303	-.2314	.0990	-.0216
\vec{V}_{18}	.0099	-.0542	.1544	-.2894	.3800	-.3317	.1176	.1720	-.3714	.3548	-.1341	-.1421	.2956	-.2441	.0485	.1495	-.2399	.2091	-.1208	.0448	-.0085
\vec{V}_{19}	-.0009	.0059	-.0207	.0503	-.0917	.1262	-.1229	.0551	.0733	-.2152	.2929	-.2419	.0555	.1984	-.4112	.4958	-.4376	.2931	-.1457	.0491	-.0088
\vec{V}_{20}	-.0023	.0148	-.0504	.1186	-.2114	.2972	-.3303	.2747	-.1280	-.0719	.2631	-.3882	.4200	-.3690	.2716	-.1687	.0879	-.0376	.0127	-.0031	.0004
\vec{V}_{21}	.0018	-.0119	.0419	-.1024	.1920	-.2916	.3711	-.4070	.3964	-.3564	.3098	-.2684	.2292	-.1835	.1297	-.0761	.0344	-.0103	.0010	.0006	-.0002

Tableau C2 : Composantes des vecteurs propres \vec{V}_i , classés dans l'ordre décroissant des valeurs propres, de la matrice d'autocorrélation de l'ondelette de Ricker de fréquence centrale 30 Hz.

Annexe D

Algorithme du filtre Poline



Annexe E

Filtrage d'un signal synthétique par transformée en ondelettes

Pour tester l'algorithme de filtrage par transformée en ondelettes et pour montrer son efficacité, nous avons construit un signal $s(t)$ composé de quatre signaux élémentaires $s_1(t)$, $s_2(t)$, $s_3(t)$ et $s_4(t)$ qui interfèrent en temps et/ou en fréquences ou pas du tout. La figure E.1 représente les quatre signaux élémentaires considérés ainsi que leurs transformées de Fourier ($S_1(f)$ à $S_4(f)$). Comme on peut le constater, les signaux $s_1(t)$ et $s_2(t)$ ont le même contenu fréquentiel mais arrivent à des temps bien distincts. Les signaux $s_1(t)$ et $s_3(t)$ interfèrent en temps mais leurs contenus fréquentiels diffèrent totalement. Quant au signal $s_4(t)$, il interfère en temps et en fréquences avec le signal $s_1(t)$. Nous remarquerons que les signaux qui interfèrent en fréquences ne peuvent être séparés dans le domaine de Fourier.

La première étape du processus de filtrage commence donc, comme nous l'avons montré au chapitre IV, par le calcul de la transformée en ondelettes dyadique du signal $s(t)$, somme des quatre signaux élémentaires. Sur le scalogramme présenté sur la figure E.2, l'énergie associée à chacun de ces quatre signaux se matérialise de façon différente en termes de positions temporelle et fréquentielle pour chaque signal (motif).

Pour isoler un signal quelconque, nous allons appliquer, dans le plan temps-fréquence, sur le motif associé à ce signal, un gabarit de telle sorte que les coefficients de la transformée en ondelettes soient multipliés par :

1 sur le motif à isoler,

0 ailleurs.

Si ce motif est bien identifié et bien séparé des autres motifs correspondant aux autres éléments, la transformée en ondelettes inverse permettra alors de caractériser le signal élémentaire, c-à-d, de reconstruire le signal $s(t)$ où ne subsistera que le signal recherché.

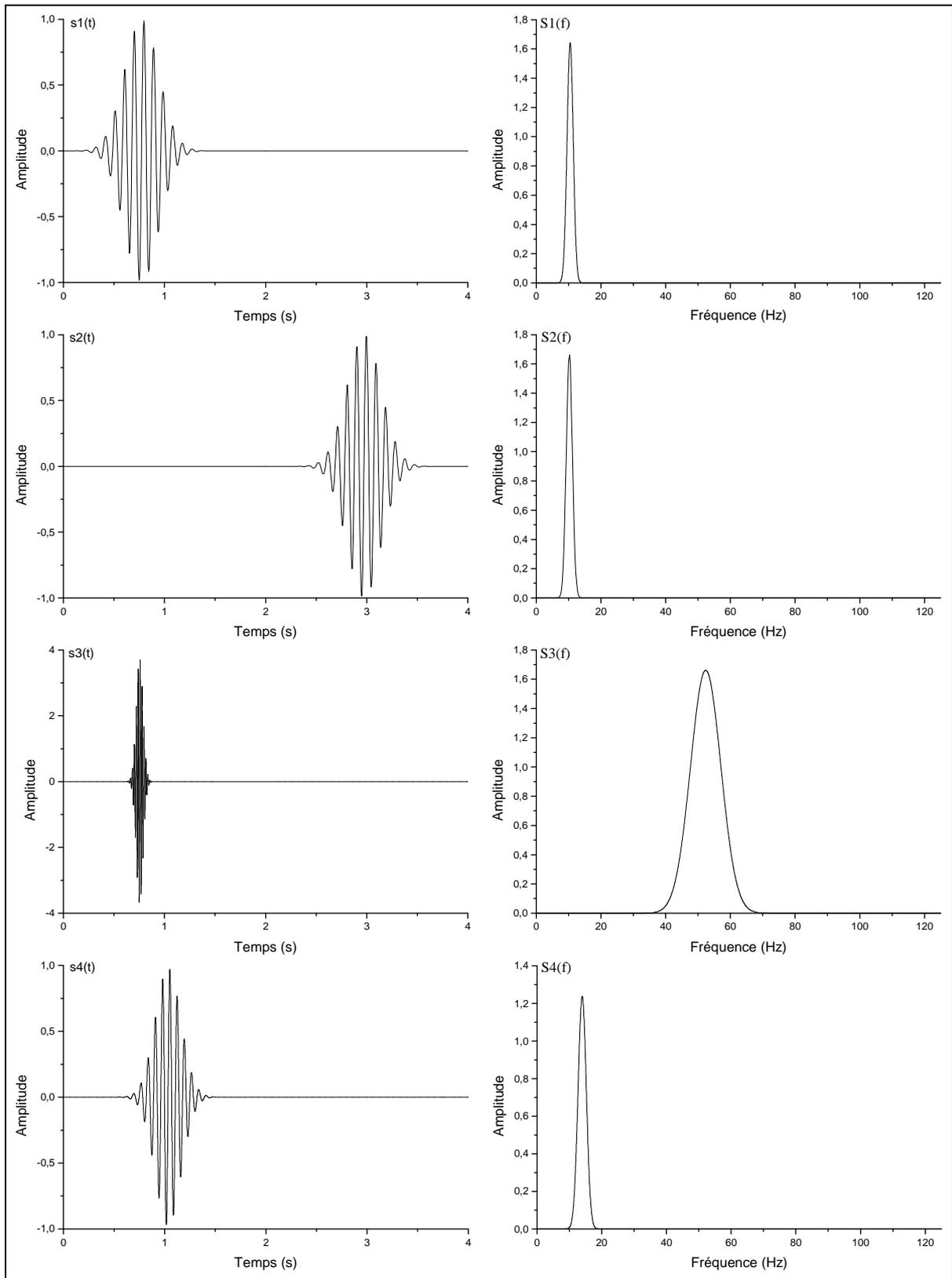


Figure E.1 : Signaux synthétiques $s_1(t)$, $s_2(t)$, $s_3(t)$ et $s_4(t)$ et leurs transformées de Fourier respectives $S_1(f)$, $S_2(f)$, $S_3(f)$ et $S_4(f)$, utilisés pour tester l'efficacité de l'algorithme de filtrage par transformée en ondelettes.

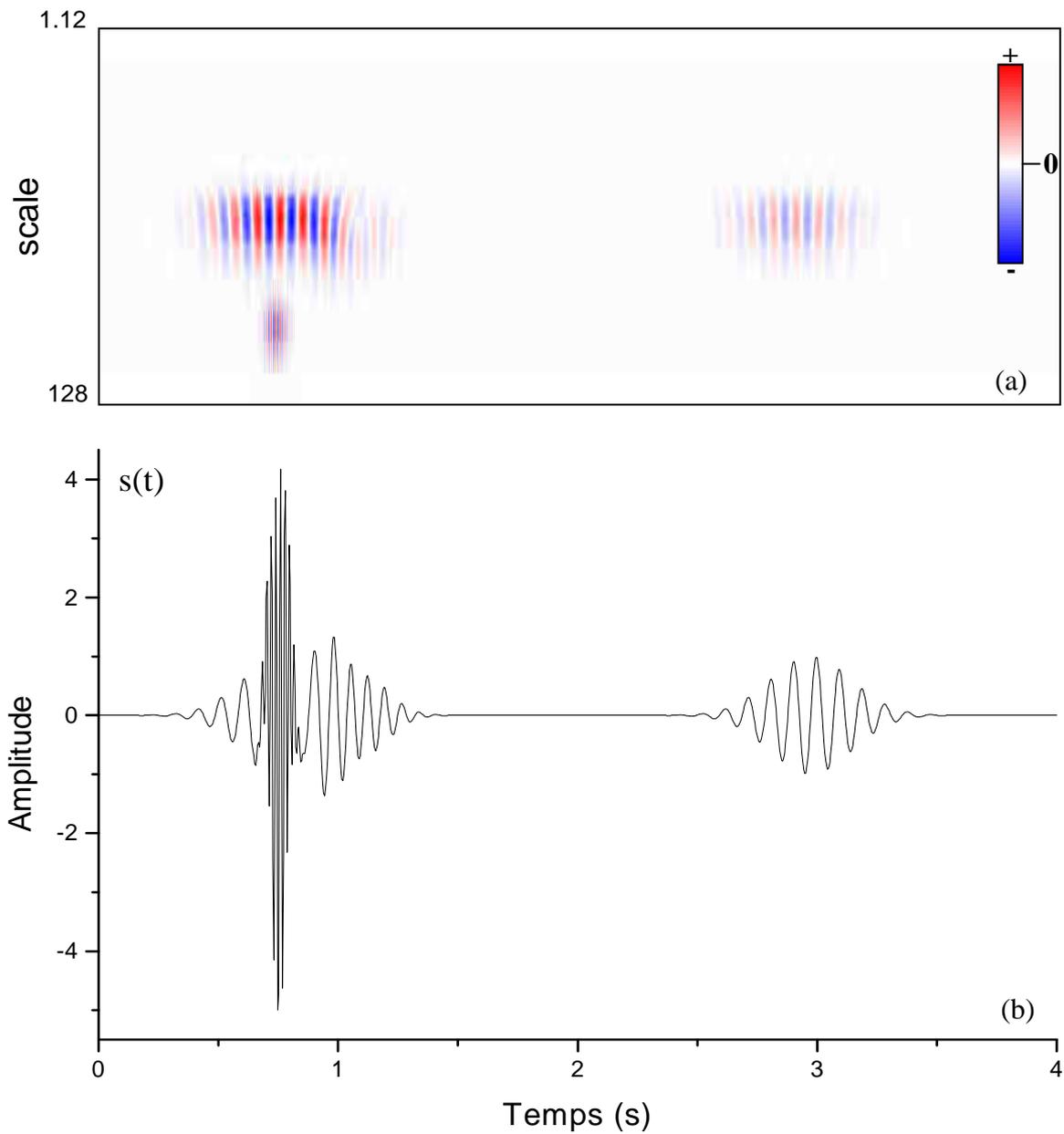


Figure E.2 : Transformée en ondelettes du signal $s(t)$ somme des quatre signaux élémentaires représentés sur la figure E.1. (a)- scalogramme correspondant ; (b)-représentation temporelle du signal $s(t)$. L'échelle en temps du scalogramme est identique à celle de la représentation temps du signal.

Remarque : s'il s'agit d'éliminer l'élément du signal $s(t)$, on utilisera le gabarit suivant :

0 sur le motif à éliminer,

1 ailleurs.

Les figures E.3 à E.6 montrent les scalogrammes filtrés et les représentations temporelles correspondantes, après transformée en ondelettes inverse, pour $s_1(t)$, $s_2(t)$, $s_3(t)$ et $s_4(t)$. La superposition des signaux initiaux sur les signaux reconstruits montrent que la reconstruction des signaux $s_2(t)$ et $s_3(t)$ est effective (~95%). Ceci s'explique par le fait que leur motif sont bien séparés dans le domaine temps-échelle du fait qu'ils n'interfèrent pas en temps et en fréquences avec les autres signaux ; en effet, $s_2(t)$ interfère seulement en fréquences avec $s_1(t)$ (ou $s_4(t)$) et $s_3(t)$ seulement en temps avec $s_1(t)$ (ou $s_4(t)$). En revanche, pour les signaux $s_1(t)$ et $s_4(t)$, on observe de grandes erreurs sur les amplitudes. Les différences sont dues aux interférences en temps et en fréquences des deux signaux.

La transformée en ondelettes est l'approche la plus naturelle quand on désire analyser et caractériser les différentes composantes temporelles et fréquentielles d'un signal. Au vu des résultats obtenus, le filtrage par transformée en ondelettes s'avère être un outil efficace pour la séparation d'ondes, que ce soit pour améliorer le rapport S/B ou séparer les différentes ondes entre elles. Cependant, des résultats performants ne sont atteints que si les ondes n'interfèrent pas simultanément en temps et en fréquences.

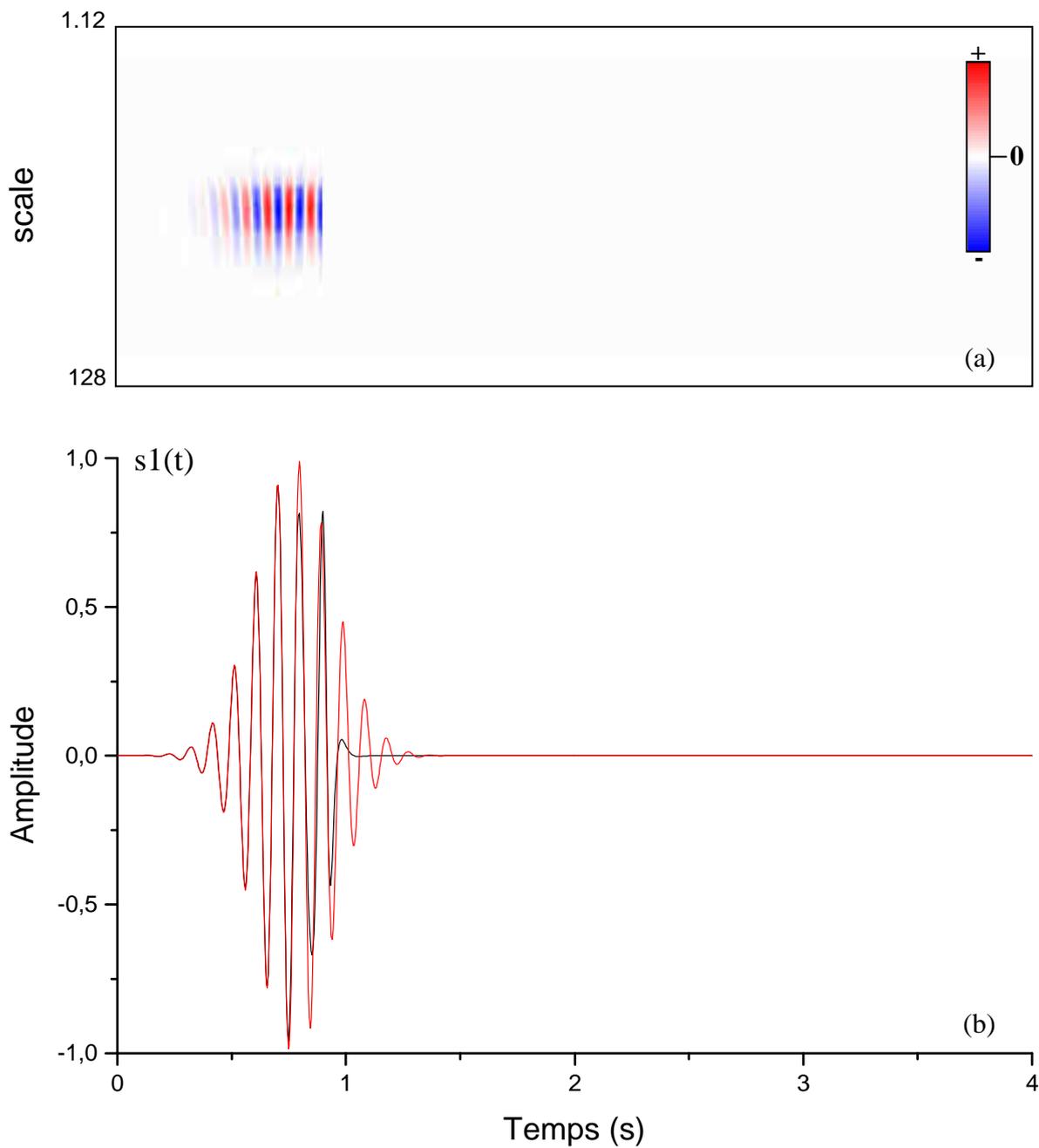


Figure E.3 : Filtrage dans le plan temps-échelle : caractérisation du signal $s_1(t)$. (a)- scalogramme filtré ; (b)- représentation temporelle après transformée en ondelettes inverse (en noir) et signal initial (en rouge). L'échelle en temps du scalogramme est identique à celle de la représentation temps du signal.

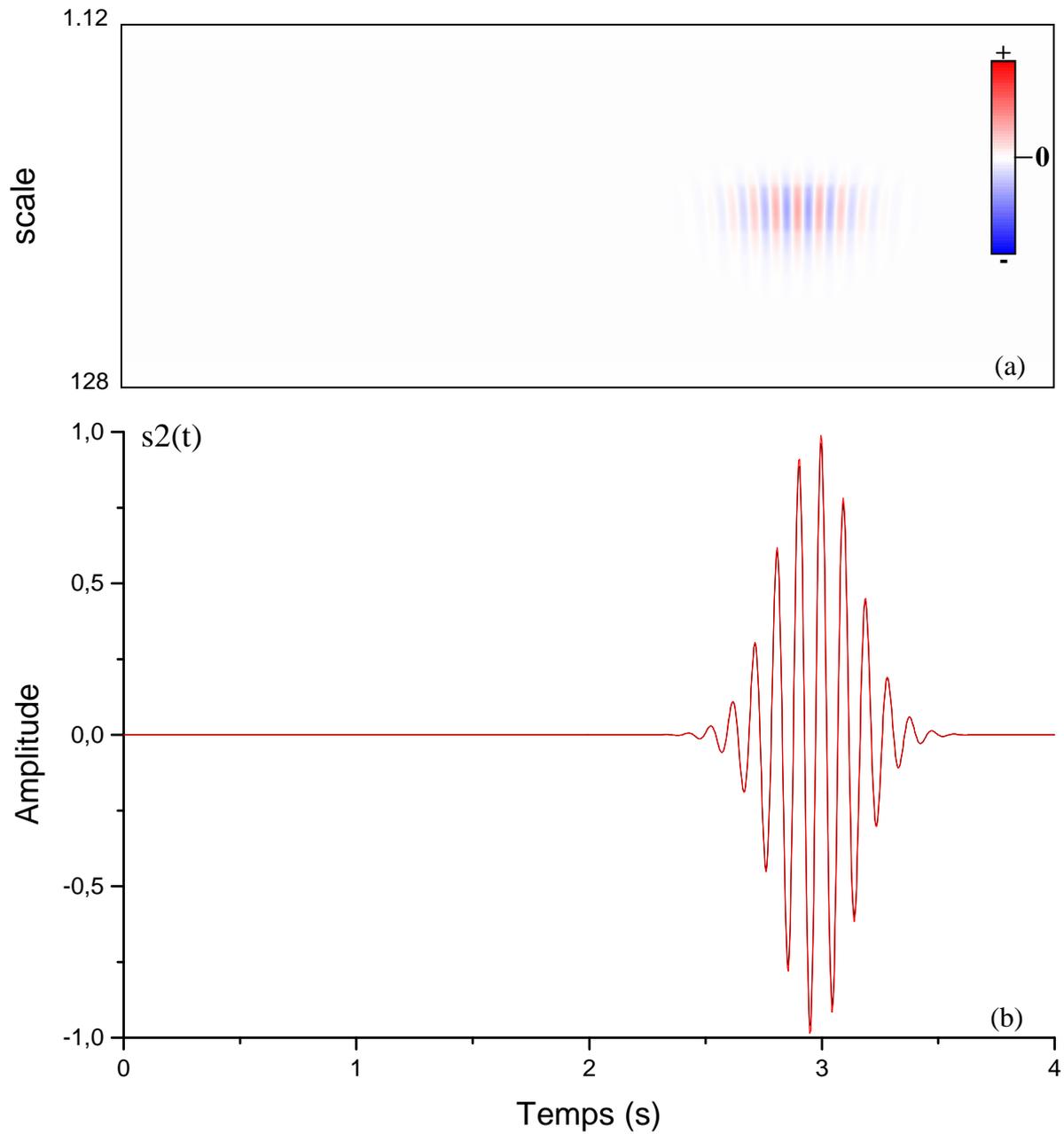


Figure E.4 : Filtrage dans le plan temps-échelle : caractérisation du signal $s_2(t)$. (a)- scalogramme filtré ; (b)- représentation temporelle après transformée en ondelettes inverse (en noir) et signal initial (en rouge).). L'échelle en temps du scalogramme est identique à celle de la représentation temps du signal.

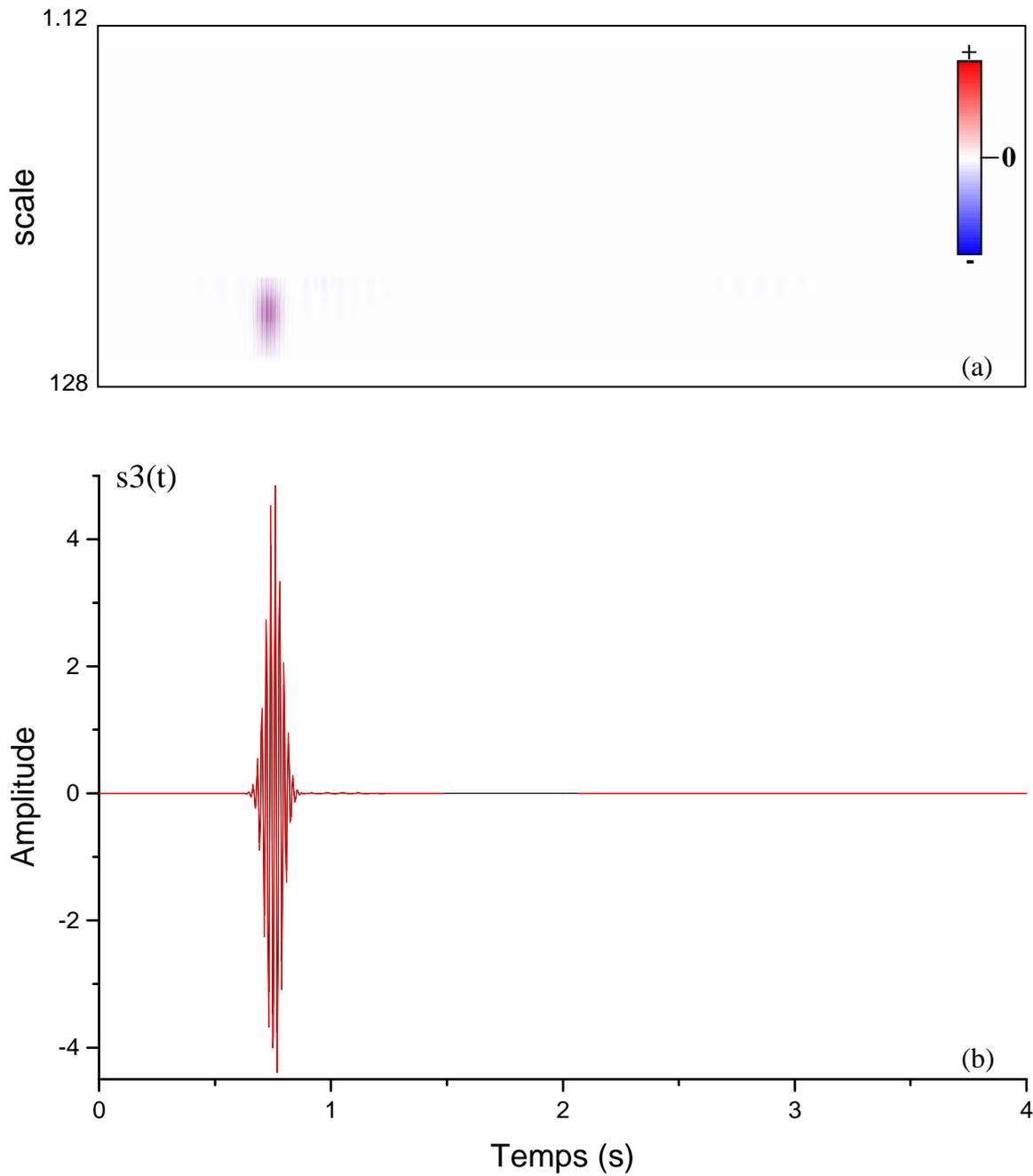


Figure E.5 : Filtrage dans le plan temps-échelle : caractérisation du signal $s_3(t)$. (a)- scalogramme filtré ; (b)- représentation temporelle après transformée en ondelettes inverse (en noir) et signal initial (en rouge).). L'échelle en temps du scalogramme est identique à celle de la représentation temps du signal.

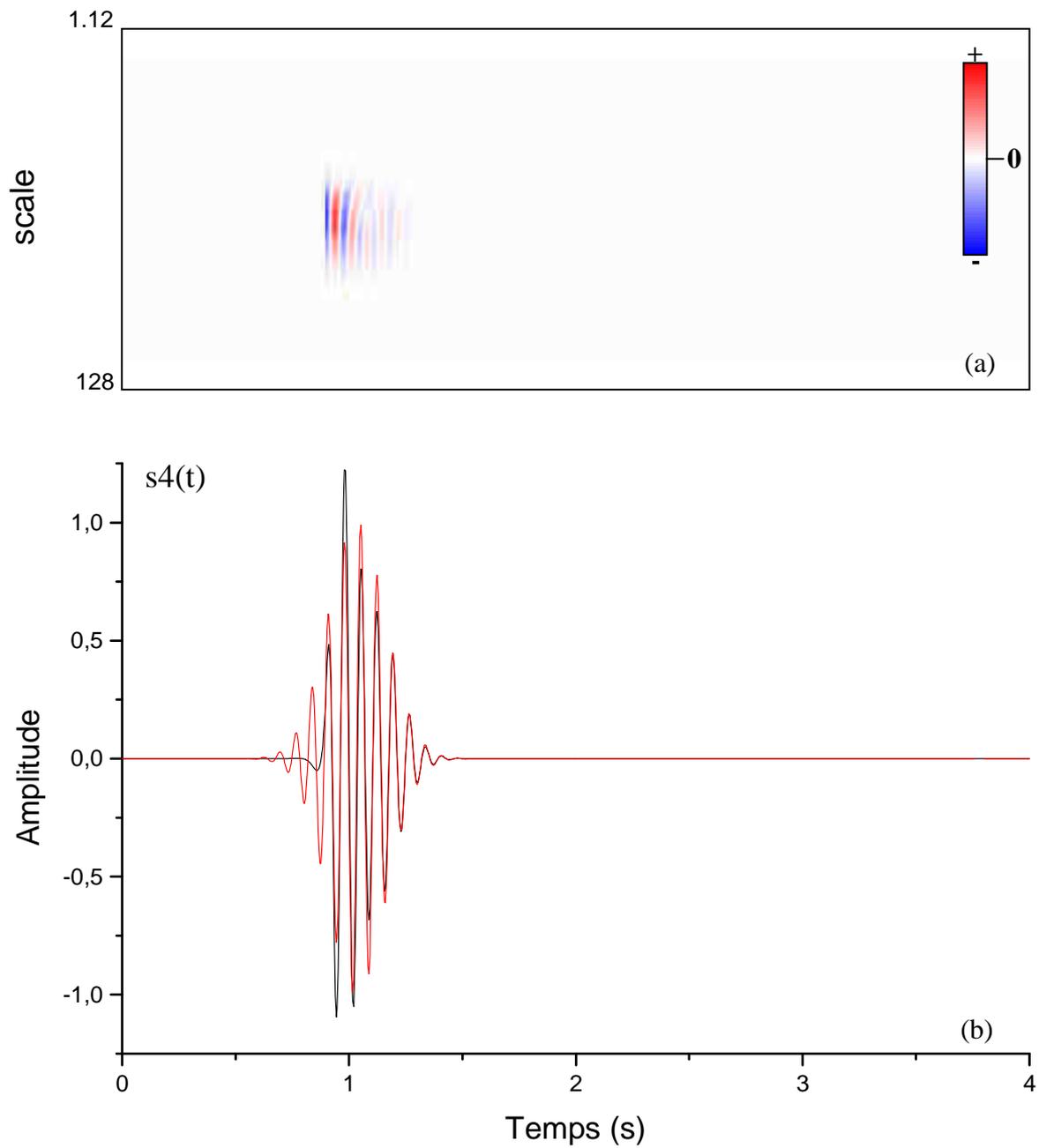


Figure E.6 : Filtrage dans le plan temps-échelle : caractérisation du signal $s_4(t)$. (a)- scalogramme filtré ; (b)- représentation temporelle après transformée en ondelettes inverse (en noir) et signal initial (en rouge). L'échelle en temps du scalogramme est identique à celle de la représentation temps du signal.

Bibliographie

- [Ann03] Anno, P., 2003. Non stationary filter design and application for seismic signals. *Patent n°US6,556,922B2, United States patent*, 14p.
- [Bel92] Belaïd, A., Belaïd, Y., 1992. Reconnaissance des formes. Méthodes et Applications. *Inter Editions*, Paris, 429p.
- [Ben84] Benhama, A., 1984. Le mouvement réel des particules en sismique: polarisation-détection automatique des arrivées. *Thèse de docteur- Ingénieur*, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 176 p.
- [Ben88] Benhama, A., Cliet, C., Dubesset, M., 1988. Study and applications of spacial directional filtering in three component recordings. *Geophysical Prospecting*, vol.36, n°6, pp.591-613.
- [Ben93] Benhama, A., 1993. Les bruits en sismique réflexion. Caractéristiques et techniques de filtrage. *Document interne I.A.P.*, Algérie, 129p.
- [Ben98] Benchikh, M., 1998. De l'utilité d'un filtre de polarisation en sismique réflexion. *Thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie*, Paris 6, 139p.
- [Ben02] Benchikh, M., Djeddi, M., 2002. Utilisation de la transformation de Karhunen – Loève combinée avec un filtre de polarisation. Applications en sismique de surface et en sismique de puits. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, vol. 13, n°1, pp. 81 – 92.
- [Ben06a] Benaïssa, Z., Benaïssa, A., Boudella, A., 2006. La séparation des ondes P et S par reconnaissance des formes sur les enregistrements PSV à offset. Comparaison avec le filtre de polarisation par inertie. *3rd International symposium on hydrocarbons & Chemistry*, Ghardaïa, Algeria, 27th-29th March, recueil des résumés p.39.
- [Ben06b] Benaïssa, Z., Benaïssa, A., Boudella, A., Aïfa, T., 2006. Séparation des ondes par reconnaissance des formes. *3^{ième} Conférence de l'Association des Femmes Africaines Géoscientifiques*, El Jadida, Maroc, mai 6-8, abstract p.27.
- [Ben06c] Benaïssa, A., Benaïssa, Z., Aïfa, T., Boudella, A., Kondolo, D., 2006. Filtrage par transformée en ondelettes discrétisée du *ground roll* en sismique réflexion. *4th International Geological Correlation Program IGCP 485*, Algiers-Tamanrasset (Algeria), December 2-9, abstract, p.73.

- [Ben06d] Benaïssa, Z., Benaïssa, A., Aïfa, T., Bettira, M.A., Djeddi, M., Boudella, A., 2007. Reconnaissance des formes en sismique de puits trois composantes avec extraction automatique du signal d'apprentissage par filtre POLINE. *Bulletin du Service Géologique National*, vol.18, n°1, pp.71-83.
- [Ben06e] Benaïssa, Z., Benaïssa, A., Aïfa, T., Boudella, A. (soumis). Filtrage par reconnaissance des formes d'un profil sismique vertical. *Comptes Rendus Géoscience*, under correction.
- [Bet00] Bettira, M.A., 2000. Application de la reconnaissance des formes en sismique de puits tricomposante. *Thèse de Magister*, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène, Algérie, 135p.
- [Bin94a] Binzhong, Z., Stewart, A.G., 1994. Wave extrapolation – Based multiple attenuation 2D filtering in the f-k domain. *Geophysics*, vol.59, n°9, pp.1877-1391.
- [Bin94b] Binzhong, Z., Stewart, A.G., 1994. Linear and parabolic (τ,p) transforms. *Geophysics*, vol.59, n°7, pp.1133-1149.
- [Bok68] Bok, J., Morel, P., 1968. Mécanique – Ondes. *Hermann*, Paris.
- [Bou05] Bougern, A., 2005. L'analyse des méthodes de séparation du champ d'ondes du profil sismique vertical par certaines transformations par filtre médian par la méthode de Singular Values Decomposition (SVD) et atténuation des multiples par la déconvolution prédictive dans les domaines (x,t) et (τ,p). *Thèse de Doctorat d'état*, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediène, Algérie, 151p.
- [Bre04] Brezinski, C., Redivo-Zaglia, M., 2004. Méthodes numériques directes de l'algèbre matricielle. *Ellipses Ed.*, Paris, 133p.
- [Cia02] Ciarlet, P.G., 2002. Introduction à l'analyse numérique matricielle et à l'optimisation. *Dunod Ed.*, Paris, 279p.
- [Cla92] Claerbout, J.F., 1992. Earth soundings analysis: processing versus inversion. *Blackwell Scientific Publications*, 314p.
- [Cli86] Cliet, C., Dubesset, M., Michaud, O., 1986. Pattern recognition: an application to wave separation in three-component offset VSP. *SEG 56th annual international meeting*, Huston, nov 2-6, 1986, expanded abstract, pp.308-310.
- [Cli87] Cliet, C., Dubesset, M., 1987. La paramétrisation des trajectoires des particules. *Document interne à l'IFP*, n°35080, Paris.
- [Cor03] Corso, G., Kuhn, P.S., Lucena, L.S., Thomé, Z.D., 2003. Seismic ground roll time-frequency filtering using the gaussian wavelet transform. *Physica A* 318, pp.551-561.

- [Dau81] Dautenhahn Waytt, K., 1981. Synthetic vertical seismic profile. *Geophysics*, vol.16, n° 6, pp.880-891.
- [Dau92] Daubechies, I., 1992. Ten lectures on wavelets. *Society for Industrial and Applied Mathematics*, 357p.
- [Dea83] Deans, S.R., 1983. The radon transform and some of its applications. *John Wiley*, 302p.
- [Dei97] Deighan, A.J., Watts, D.R., 1997. Ground roll suppression using the wavelet transform. *Geophysics*, vol.62, n°6, pp.1896-1903.
- [Dur84] Durrani, T.S., Bisset, D., 1984. The radon transform and its properties. *Geophysics*, vol.49, n°8, pp.1180-1187.
- [Ess97] Essebar, A., 1997. Séparation paramétrique des ondes sismiques multicomposantes. *Traitement du signal*, vol.14, n°1, pp.83-92.
- [Fai63] Fail, J.P., Grau, G., 1963. Les filtres en éventail. *Geophysical prospecting*, vol.11, n°2, pp.131-163.
- [Fre88] Freire, S., Ulrych, L.M., Tad, J., 1988. Application of singular value decomposition to vertical seismic profiling. *Geophysics*, vol. 53, n°6, pp.778-785.
- [Gab46] Gabor, D., 1946. Theory of communication. *Journal of IEEE*, 93, pp.411-429.
- [Gan81] Ganley, D.C., 1981. A method for calculating synthetic seismograms which include the effects of absorption and dispersion. *Geophysics*, vol.46, n° 8, pp.1101- 1107.
- [Gla89] Glangeaud, F., Mari, J.L., Lacoume, J.L., 1989. Estimation de la matrice spectrale de signaux certains: Application à la séparation d'ondes en sismique. *Douzième colloque GRETSI, Juan-Les-Pins*, 12 au 16 juin, pp.225-228.
- [Gla93a] Glangeaud, F., Gavin, P. and Mari, J.L., 1993. Utilisation des vecteurs propres de la matrice spectrale dans l'espace temps. Application à la prospection sismique. *Traitement du signal*, vol.10, n°2, pp.85-104.
- [Gla93b] Glangeaud, F., Mari, J.L., 1993. Wave separation. I: Principle and methods. *Revue de l'Institut français du pétrole*, vol.48, n°5, pp.467-500.
- [Gla94] Glangeaud, F., Mari, J.L., 1994. Wave separation. II: Applications. *Revue de l'Institut français du pétrole*, vol.49, n°1, pp.21-61.
- [Har00] Hardage, B.A., 2000. Vertical seismic profiling: principles. Third updated and revised edition. *Seismic Exploration*, vol.14, *Pergamon, Elsevier Science*, New York, 552p.
- [Hen94] Henry, G., 1994. Géophysique des bassins sédimentaires. *Edition Technip*, Paris, 445p.

- [Kin82] Kinsler, L.E., Frey, A.R., Coppens, A.B., Sanders, J.V., 1982. Fundamentals of acoustics. *J. Wiley*, New York.
- [Lav86] Lavergne, M., 1986. Méthodes sismiques. *Edition Technip*, Paris, 207p.
- [Le 01] Le Bihan, N., 2001. Traitement algébrique des signaux vectoriels. Application en séparation d'ondes sismiques. *Thèse de Docteur de l'INPG*, Institut National Polytechnique de Grenoble, 135p.
- [Len02] Lengellé, R., 2002. Décision et reconnaissance des formes en signal. *Hermès Science publications*, Paris, 319p.
- [Mal99] Mallat, S., 1999. A wavelet tour of signal processing. *Academic Press*, New York, 637p.
- [Mar88] Mars, M., 1988. Séparation d'ondes. *Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique*, Grenoble.
- [Mar98] Mari, J.L., Arens, G., Chapellier, D., Gaudiani, P., 1998. Géophysique de gisement et de génie civil. *Technip Ed.*, Paris, 488p.
- [Mar00] Mari, J.L., Coppens, F., 2000. Sismique de puits. *Edition Technip*, Paris, 240p.
- [Mar01a] Mari, J.L., Glangeaud, F., Coppens, F., 2001. Traitement du signal pour géologues et géophysiciens. 1, Prospection sismique. *Edition Technip*, Paris, 213p.
- [Mar01b] Mari, J.L., Glangeaud, F., Coppens, F., 2001. Traitement du signal pour géologues et géophysiciens. 2, Techniques de base. *Edition Technip*, Paris, 268p.
- [Mar04] Mars, J., Lacoume, J.L., Mari, J.L., Glangeaud, F., 2004. Traitement du signal pour géologues et géophysiciens. 3, Techniques avancées. *Edition Technip*, Paris, 440p.
- [Mat96] Matthews, M.C., Hope, V.S., Clayton, C.R.I., 1996. The use of surface waves in the determination of ground stiffness profiles. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, vol.33, n°8, pp.360A-361A(2).
- [Mey93] Meyer, Y., 1993. Les ondelettes : algorithmes et applications. *A. Colin*, Paris, 196p.
- [Mia98] Miao, X., Cheadle, S., 1998. Noise attenuation with wavelet transforms. *SEG Meeting: Soc. of Extended Abstracts, 68th Annual International Meeting*, pp.1072-1075.
- [Mic85] Michaud, O., 1985. Utilisation de la reconnaissance des formes en sismique trois composantes. *Document IFP*, n° 33585, Paris, 93p.
- [Mor82] Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., Giard, D., 1982. Wave propagation and sampling theory. Part I: Complex signal and scattering in multilayered media. *Geophysics*, vol.47, n°2, pp.203-221.

- [Ols80] Olson, J.V., Samson, J.C., 1980. Some comments on the descriptions of the polarisation states of waves. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 61, pp.115-130.
- [Rec94] Rector, J.W., Lazaratos, S.K., Harris, J.M., Van Schaack, M., 1994. Multidomain analysis and wavefield separation of cross-well seismic data. *Geophysics*, vol.59, n°1, pp.27-35.
- [Roy96] Royer, D., Dieulesaint, E., 1996. Ondes élastiques dans les solides. Tome 1 : propagation libre et guidée. *Edition Masson*, Paris, 328p.
- [Tel76] Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A., 1976. Applied Geophysics. *Cambridge University Press*. Cambridge – London – New York –Melbourne, 860p.
- [Tor95] Torrèsani, B., 1995. Analyse continue par ondelettes. *Savoirs Actuels, Inter Editions / CNRS Editions*, 239p.
- [Tru98] Truchetet, F. 1998. Ondelettes pour le signal numérique. *Editions Hermes*, Paris, 156p.
- [Wat99] Watts, D.R., Deighan, A.J., Riedel, C., 1999. Attenuation of marine wave swell noise by stacking in the wavelet packet domain. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, pp. 1220-1223.
- [Yil87] Yilmaz, O., 1987. Seismic data processing. *Society of Exploration Geophysicists*, Tulsa (USA), 526p.