

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE M'HAMED BOUGARABOUMERDES



FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE
DEPARTEMENT GEOPHYSIQUE, GENIE PARASISMIQUE ET
PHENOMENES ALEATOIRES

MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE MASTER EN
GEOPHYSIQUE PETROLIERE

FILIERE : Sciences de la Terre et de l'Univers
OPTION : Sismique, Sismologie et Methodes de potentiel

Thème :

Etude comparatives des méthodes de déconvolution
(Spike- prédictive- surface consistante)
des données sismiques réelles (bassin de Timimoun)

Réalisé par : Suivis par :

MERZOUGUI CHAOUKI

Pr BOUGUERN.

BOUGHAGOUR CHOUAIB

M MOGUARUI (SONATRACH Division
EXPLORATION).

Boumerdes : 2015 /2016

REMERCIEMENTS

Avant de présenter ce modeste travail nous tenons à remercier Dieu tout puissant de nous avoir donné le courage, la volonté et la patience pour essayer de mener à bien notre mémoire de fin d'étude, que sans lui ce travail n'aurait jamais vu le jour.

Je tiens tout d'abord à remercier très vivement notre Professeur **A. BOUGUERNE** de nous avoir orientés tout au long de ce travail, pour sa compréhension, sa patience, sa compétence, et ses remarques précieuses.

Nos remerciements vont aussi à **Mr. MOUGGARIA** notre encadreur au niveau de SONATRACH division Data-control, qui a bien eu l'amabilité de nous accueillir et nous donné tout son temps pour mener à bien notre travail, ainsi que pour ces conseils judicieux sa confiance et une grande liberté d'action, Il nous toujours considéré comme collègues et non plus comme ses stagiaires pendant toute la durée de stage.

Nous adressons mes sincères remerciements à **Dr. MIHOUBIA**, pour ses remarques et conseils à propos des articles publiés, sa compréhension, sa patience, son esprit critique et sa disponibilité, nous avons bénéficié de ses conseils et orientations.

Je saisi cette occasion pour exprimer ma profonde reconnaissance à **Haider Benlamnaour** et à tout le personnel du Data control, particulièrement : **Mr Abdelkader KOUMAS. Mr Bachir MESSADI, Yacine, Moustafa, Nacera Malek, Leila, AMIRA, Badis.....** pour l'aide et les conseils qu'ils nous ont donnés.

Nos remerciements vont également à l'ensemble des enseignants du département géophysique de l'université de Boumerdes en particulier **Dr M.A. AITOCHE** pour tout ce qu'elle a fait pour nous.

Nos derniers remerciements, vont à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail ainsi qu'à nos camarades de MAGP Promo 2011.

SOMMAIRE

Chapitre I Quelques notions de traitement du signal

I.1.Introduction	4
I.2.Signal et information	4
I.2.1. Classification des signaux :	4
a) Classification déterministe- aléatoire	4
b) Classification continue- discrète	4
I.3. Le théorème d'échantillonnage	5
I.4. Analyse spectrale	5
I.4.1. La transformés de Fourier	5
I.4.2. Transformée de Fourier du produit de convolution.....	6
I.5.La transformé en Z.....	7
I.5.1.TZ d'un produit de convolution	7
I.6. Les paramètres statistiques d'un signal.....	8
I.6.1. La corrélation.....	8
I.6.1.a. la fonction d'autocorrélation	8
I.6.1.b. La fonction d'intercorrélation (crosscorrélation).....	8
I.7. La convolution de deux signaux	9
I.8 Le modèle convolutionnel.....	10
I.9. Les caractéristiques d'un signal	11
I.9.1. Signal a phase minimale	11
I.9.2. Signal a phase maximale	11
I.9.3. Signal a phase mixte	11
I.10.Le bruit blanc.....	12
I.11. Conclusion	12

Chapitre II Traitement en sismique réflexion

II.2. Première phase de traitement	13
II.2.1.Edition	13
II.2.2.Les facteurs affectant l'amplitude et la Compensation des pertes d'énergie.....	13

II.2.2.1. L'absorption.....	13
II.2.2.2. La divergence sphérique.....	15
II.2.2.3. La transmission	17
II.2.2.4. Multiples et réverbérations	17
II.2.2.5. Bruits divers	18
II.2.3 Filtrage en fréquence.....	19
II.3. Deuxième phase de traitement	20
II.3.1. Etude la Zone altéré.....	20
II.3.2.1 Correction à l'émission	21
II.3.2.2 Correction à la réception	22
II.3. 3. Les analyses de vitesse	23
II.3.3.1. Spectre de vitesse.....	24
II.3.4. Corrections Dynamique.....	23
II.3.4.1. . Application des corrections dynamique.....	24
II.3.4.2.NMO stretch.....	25
II. 3.5. Correction de pendage(DMO).....	26
II. 3.5.1 Objectif de DMO :	26
II.4. Troisième phase de traitement	27
II.4.1. Mute.....	27
II.5. Quatrième phase de traitement	28
II.5.1. Migration	28
II.5.2. Signal analytique.....	30
a- L'enveloppe de l'amplitude	30
b- La Phase Instantanée	30
c- La Fréquence Instantanée	31
II.6. Conclusion	31

Chapitre III Déconvolution par égalisation spectral

III .1. Introduction	32
III.2. Notion d'égalisation spectrale.....	32
III .3. Principe de la déconvolution par égalisation spectrale	32
III .4. Conclusion	35

Chapitre IV Méthodes Déterministes

IV.1. Introduction	36
IV.2. Les méthodes d'extraction de l'ondelette	36
IV.2.1. Extraction par la transformée d'Hilbert.....	37
IV.2.2. Extraction par la corrélation.....	39
IV.3. Filtre inverse	41
IV.4. Le problème de stabilité le filtre	42
IV.5. Le préwhitening.....	43
IV.6. Filtre de Wiener	45
IV.6.1. Fondement mathématique.....	45
IV.7. La déconvolution de Wiener (déconvolution globale)	47
IV.7.1. Introduction.....	47
IV.7.2. Concept de base.....	47
IV.7.3. L'opération de désynthétisation.....	48
IV.7.4. La déconvolution des amplitudes.....	48
IV.7.5. La déconvolution de phase.....	49
IV.7.7. Les méthodes prédictives.....	50
IV.7.7.1. L'autocorrélation de la trace.....	50
IV.7.7.2. Principe de calcul du filtre de prédiction.....	51
IV.7.7.3. Le principe de calcul du filtre d'erreur de prédiction	52
IV.7.7.4. Les paramètres de la déconvolution prédictive.....	56
IV.7.8. La déconvolution Spike.....	57
IV.7.8.1. Introduction.....	57
IV.7.8.2. Les hypothèses de la déconvolution Spike.....	57
IV.7.8.3. Le principe de calcul du filtre de déconvolution	57
IV.8. Conclusion	59

Chapitre V La déconvolution vibrosismique

V.1.Introduction.....	60
V.2. Principe d'enregistrementvibrosismique.....	60
V.3. Problème de déconvolution en vibrosismique.....	62
V.4. Déconvolution a hypothèse de phase minimale.....	63
V.4.1.Déconvolution avant corrélation.....	63
V.4.2. Déconvolution après corrélation	68

Chapitre VI Déconvolution à norme

VI.1. Introduction.....	71
VI.2. Notion D'entropie.....	71
VI.3. Principe de la déconvolution à entropie minimale	72
VI.3.1. Calcul de la norme varimax	72
VI.3.2. Algorithme du calcul du filtre.....	74
VI.4. Conclusion	76

Chapitre VII Déconvolution Homomorphique

VII.1. Introduction	77
VII.2. Notions utilisées dans le domaine cepstral	77
VII.3. Système linéaire	77
VII.4. Hypothèses de base de la déconvolution Homomorphique.....	78
VII.5. Principe de la déconvolution Homomorphique	78
VII.5.1. Cepstre complexe de la trace	79
VII.5.2. Filtrage linéaire du cepstre complexe	80
VII.5.3. Estimation de l'ondelette	83
a- Estimation de l'autocorrélation de l'ondelette (cas de l'ondelette Klauder).....	83
VII.5.4. Estimation des coefficients de réflexion.....	84
VII.7. Exemple de calcul	85
VII.7.1. Calcul Du Cepstre D'un Signal Echantillonne.....	85
VII.7.2. Calcul Du Spectre Du Cepstrum.....	86
VII.7.3. Calcul du cepstre par calcul de la TF discrète inverse du Cepstrum	86
VII.8. Conclusion.....	86

Chapitre VIII Déconvolution surface consistante

VIII.2. Facteurs dépendants de la surface (facteurs exogènes)	87
VIII.2.1. Géométrie des nappes	87
a- Influence de la longueur de la nappe	87
b- Influence de l'intertrace.....	88
VIII.2.2. Couplage	88
VIII.2.3. La directivité	88
VIII.3. Facteurs dépendants de la subsurface (<i>Facteurs Endogènes</i>)	89
VIII.4. Théorie de la déconvolution surface consistante	90

VIII.4.2. Diagramme d'addition.....	90
VIII.4.3. Les hypothèses de base	91
VIII.4.4. Son Utilité	92
a- La réduction du bruit.....	92
b- Estimation des statistiques.....	92
c- Extraction des amplitudes	92
VIII.4.6. Principe de résolution	93
VIII.4.7. Autres méthodes de déconvolution « surface consistante ».....	97
VIII.4.7.1. Déconvolution source commune et récepteur commun.....	98
VIII.4.7.2. Déconvolution en source, récepteur, et offsets communs	99
VIII.5. Conclusion.....	102

Chapitre IX Application

IX.1. Introduction.....	103
IX.2. Présentation sur la zone d'étude.....	104
IX.2.1. Généralités	104
IX.2.2. Aperçu lithostratigraphique.....	105
IX.2.3. Caractéristiques de l'Ordovicien de la zone d'étude	106
IX.2.4. Caractère tight de l'Ordovicien	107
IX.3 Application sur MATCALC	109
IX.3.1. Définition de MATCALC	109
IX.3.2. Fonctionnalité de de MATACALC :	110
IX.3.3. Génération des signaux et calcul sur MATCALC	110
IX.3.3.1. Le modèle convolutionnel	113
a) Dans le domaine temporel :	113
b) La multiplication dans le domaine fréquentiel	115
IX.3.3.2. La déconvolution sur MATCALC.....	116
a) La déconvolution spike.....	117
a.1) Déconvolution spike utilisant ondelette à zéro phase.....	117
a.2) rephaseur (rephasing) de l'ondelette	118
a.3) Déconvolution spike utilisant une ondelette a minimum phase	118
1) Bruit blanc (Préwhitening).....	118
2) La longueur d'opérateur	119
a.4) Influence des bruits sur la déconvolution	120

b) La déconvolution prédictive	122
IX.4. Application sur MATLAB.....	124
IX.4.1. Définition de Matlab :.....	124
IX.4.2. Les différentes fonctionnalités utilisées ANNEXE(B).....	124
IX.4.3. Application de la déconvolution sous MATLAB.....	124
IX.4.3.1. Extraction des point réels sur MATLAB	124
IX.4.3.2. Application de la déconvolution.....	125
IX.4.4. Conclusion	129
IX.5. Application sur des données réelle sous Geovecteur.....	130
IX.5.1. Introduction.....	130
IX.5.2. Paramètres d'acquisition	131
IX.5.2.1. Le plan de position de la campagne GOU 2015.....	131
IX.5.2.2 Séquence de traitement appliqué sur le profil -1.....	133
a) Les modules utilisés et paramétrages	134
IX.5.3. Etude comparative des différentes types déconvolution étudiées	135
IX.5.3.1. La déconvolution avant addition	135
a) Calcul du rephasing.....	135
IX.5.3.2. Déconvolution spike	138
a.1) Test de la longueur de l'opération	138
a.2) Test du pourcentage de bruit blanc(ϵ).....	142
a.3) Conclusion.....	149
IX.5.3.3. Déconvolution prédictive	149
a.1) Test de la distance de prédiction P (gap)	150
a.2) Conclusion.....	159
IX.5.3.4. Déconvolution Surface consistante	159
a.1) Conclusion.....	165
IX.5.3.5. Cas ou le rapport S/B faible	165
IX.5.3.6. Comparaisons des trois types de déconvolution	170
IX.6 Conclusion	172

Liste des planches

- Planche. IX. 1.** Signal vibrosismique ‘Sweep’ et ses caractéristiques
- Planche. IX. 2.** Fonction d’autocorrélation du Sweep
- Planche. IX. 3.** Spectre d’amplitude et de phase de la fonction d’autocorrélation.
- Planche. IX. 4.** Spectre d’amplitude et de phase de la fonction d’autocorrélation.
(a) ondelette ricker (b) spectre d’amplitude et (c) spectre de phase
- Planche. IX. 5.** Le modèle convolutionnel dans le domaine temporel. (a) série de reflectivité, (b) ondelette Ricker, (c) la trace convoluée et (d) spectre d’amplitude de la trace
- Planche. IX. 6.** Le modèle convolutionnel dans le domaine fréquentiel. (a) série de reflectivité, (b) ondelette ricker, (c) la trace convoluée et (d) spectre d’amplitude de la trace
- Planche. IX. 7.** Déconvolution spike utilisant ondelette de ricker (zéro phase) (a) la trace sans déconvolution (b) la trace déconvoluée
- Planche. IX. 8.** La conversion (zéro phase to min phase) (a) l’ondelette de ricker à gauche et l’ondelette à phase minimale à droite (b) le spectre d’amplitude et (c) spectre de phase
- Planche. IX. 9.** L’effet du bruit blanc (préwhitening) sur la déconvolution
- Planche. IX. 10.** L’effet de la longueur de l’opérateur dans la déconvolution
- Planche. IX. 11.** Les différents types de bruit avec leurs spectres d’amplitude et phase
(a) bruit aléatoire (b) fantôme (ghost) et (c) multiple.
- Planche. IX. 12.** L’effet de la déconvolution spike sur les bruit
- Planche. IX. 13.** La déconvolution prédictive
- Planche. IX. 14.** Les point de tirs avant déconvolution
- Planche. IX. 15.** Test du bruit blanc sur Matlab (a) point de tir avant déconvolution
(b) après déconvolution pour $\varepsilon=0.1\%$ (c) et $\varepsilon= 50\%$
- Planche. IX. 16.** Points de tirs (a) avant déconvolution spike et (b) après déconvolution
- Planche. IX. 17.** L’autocorrélogramme (a) et le spectre de d’énergie (b) après déconvolution spike
- Planche. IX. 18.** Séquences de calcul du filtre de conversion minimum phase
- Planche. IX. 19.** Zéro phase et minimum phase présentation
- Planche. IX. 20.** Section avant déconvolution montrant la fenêtre de calcul (rouge) et l’objective (bleu)
- Planche. IX. 21.** Test de la longueur d’opérateur de déconvolution
- Planche. IX. 22.** Test de la longueur d’opérateur de déconvolution (suite)
- Planche. IX. 23.** Test de la longueur d’opérateur de déconvolution (suite)
- Planche. IX. 24.** Spectres d’amplitudes de la section pour les différents taux de bruit blanc testés
- Planche. IX. 25.** La déconvolution spike
- Planche. IX. 26.** Résultat de la déconvolution spike sur une portion de la section sismique
- Planche. IX. 27.** Autocorrélogramme

- Planche. IX. 28.** Comparaison avant et après l'application de déconvolution spike utilisant le spectre d'amplitude et le spectre F-k
- Planche. IX. 29.** Test de la distance de prédiction
- Planche. IX. 30.** Test de la distance de prédiction (suite)
- Planche. IX. 31.** Test de la longueur de l'opérateur
- Planche. IX. 32.** Test de la longueur de l'opérateur (suite)
- Planche. IX. 33.** la déconvolution prédictive
- Planche. IX. 34.** Résultat de la déconvolution prédictive sur une portion de la section sismique
- Planche. IX. 35.** Autocorrélogramme
- Planche. IX. 36.** Comparaison avant et après l'application de déconvolution spike utilisant le spectre d'amplitude et la représentation dans le domaine f-k
- Planche. IX. 37.** Test de la longueur de l'opérateur en déconvolution surface consistante
- Planche. IX. 38.** Section sismique avant et après La déconvolution surface consistante
- Planche. IX. 40.** La déconvolution surface consistante sur une portion de la section sismique
- Planche. IX. 41.** Autocorrélogramme avant et après déconvolution surface consistante
- Planche. IX. 42.** Comparaison avant et après l'application de déconvolution surface consistante utilisant le spectre d'amplitude et la représentation dans le domaine f-k
- Planche. IX. 43.** Comparaison entre deux sections
- Planche. IX. 44.** Section sismique (faible rapport S/B) avant et après déconvolution
- Planche. IX. 45.** Autocorrélogramme (a), spectre d'amplitude et spectre f-k (b) avant et après déconvolution (rapport S/B faible)
- Planche. IX. 46.** Résultat de la déconvolution dans les deux cas (rapport S/B faible et rapport S/B élevée)
- Planche. IX. 47.** Comparaisons des trois méthodes de déconvolution

Liste des tableaux

Tableau. IX. 1. Les longueurs de l'opérateur testées

Tableau. IX. 2. Pourcentage de bruit blanc testés

Tableau. IX. 3. Test de la distance de prédiction

Tableau. IX. 4. Test de la longueur de l'opérateur

Tableau. IX. 5. Les paramètres de la déconvolution surface consistante

I.1.Introduction

Le traitement du signal est la discipline qui développe et étudie les techniques de traitement, d'analyse et d'interprétation des signaux. Parmi les types d'opérations possibles sur ces signaux, on peut dénoter le contrôle, le filtrage, la compression et la transmission de données, la réduction du bruit, la déconvolution, la prédiction, l'identification, etc.[**Guy Binet,2013**]

Certaines étapes du traitement des données sismiques sont des parties du traitement du signal comme la déconvolution, filtrage (f-k) ..., il faut maîtriser bien les notions de traitement du signal pour avoir un bon déroulement de notre opération du traitement des données sismiques.

I.2.Signal et information

Un signal est défini comme étant le support physique d'une information. Mathématiquement, les signaux sont représentés par une fonction d'une ou plusieurs variables. Une grande majorité des signaux sont fonction d'une variable, en générale, cette variable est le temps. L'information transportée par un signal se manifeste alors par une variation au cours du temps. [**Elm.Kheddioui,2015**]

I.2.1. Classification des signaux :

a) Classification déterministe- aléatoire

Un signal déterministe est un signal dont l'évolution en fonction du temps peut parfaitement être prédite par un modèle mathématique approprié.

Un signal aléatoire, par opposition au signal déterministe, est un signal dont le comportement est imprévisible.

b) Classification continue- discrète

-**Signal analogique** ; signal à temps et amplitude continues.

-**Signal quantifié** ; signal à temps continu et amplitude discrète.

-**Signal échantillonné** ; signal à temps discret et amplitude continue.

-**Signal numériques ou digital** ; signal à temps et amplitudes discrètes.

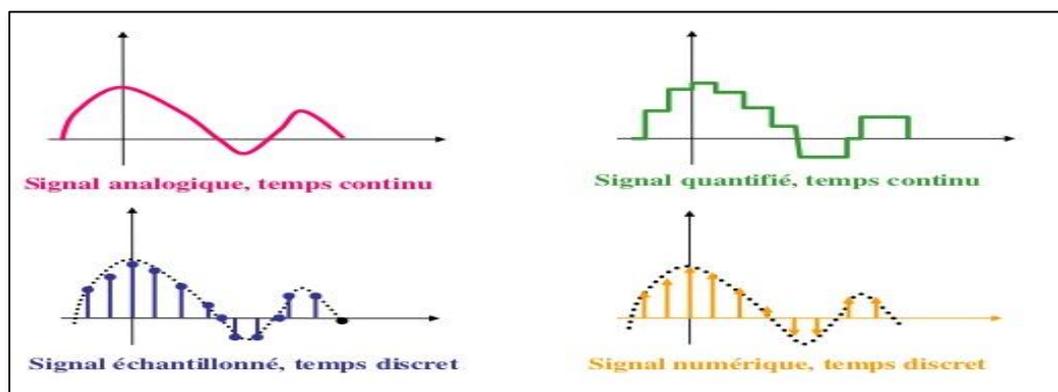


Figure. I.1. Classification des signaux (Elm.Kheddioui,2015)

I.3. Le théorème d'échantillonnage

Le **théorème d'échantillonnage**, dit aussi *de Shannon* ou *de Nyquist-Shannon* énonce que l'échantillonnage d'un signal, c'est-à-dire sa représentation sous une forme discrète, par une liste de valeurs prélevées dans ce signal, exige un nombre d'échantillons par unité de temps supérieur au double de l'écart entre les fréquences minimale et maximale qu'il contient.

Dans le cas le plus courant, la fréquence minimale du signal est inférieure à la moitié de la fréquence maximale et le théorème affirme plus simplement :

La représentation discrète d'un signal par des échantillons régulièrement espacés exige une fréquence d'échantillonnage supérieure au double de la fréquence maximale présente dans ce signal.

En général, on échantillonne dans l'intervalle compris entre 0 et la *fréquence de Nyquist*, c'est-à-dire la moitié de la fréquence d'échantillonnage. [M, Unser,2000]

I.4. Analyse spectrale

I.4.1. La transformées de Fourier

La transformation de Fourier est une transformation mathématique qui fait passer du domaine des temps t (ou des distances x) à celui du fréquence ν (ou de nombre d'ondes k). La linéarité, la réversibilité de cette transformation et la manière simple dont le produit de convolution on font un outil indispensable pour l'analyse des processus et systèmes linéaires [J.-LMARI et al, 1997],

Soit $S(t)$ un signal donné, la transformées de fourier directe TF et inverse TF^{-1} de $S(t)$ noté :

$$TF [S(t)] = S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t)e^{-j\omega t} dt \quad \text{avec } \omega = 2\pi\nu \quad (I-1)$$

$$TF [S(t)] = S(\omega) \Rightarrow S(\omega) = TF^{-1}[S(t)] \quad (I-2)$$

$$TF^{-1}[S(\nu)] = s(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(\nu)e^{2j\pi\nu t} d\nu \quad (I-3)$$

$$e^{-j\omega t} = \cos \omega t - j \sin \omega t \quad (I-4)$$

On peut l'écrire sous la forme :

$$TF[S(t)] = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t)[\cos \omega t - j \sin \omega t] dt \quad (I-5)$$

Dans le cas discret :

$$[s(t)] = \sum_{-\infty}^{+\infty} c_n e^{2\pi\nu_0 t} \quad \text{avec } \left(\nu_0 = \frac{1}{T}\right) \quad (I-6)$$

Spectre d'amplitude

$$|S(\omega)| = \sqrt{\int_{-\infty}^{+\infty} (S(t) \cos \omega t)^2 + (S(t) \sin \omega t)^2 dt} \quad (I-7)$$

$$\text{Spectre de phase } \Phi(t) = \text{Arctg} \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} S(t) \sin \omega t dt}{\int_{-\infty}^{+\infty} S(t) \cos \omega t dt} \quad (I-8)$$

I.4.2. Transformée de Fourier du produit de convolution

Considérons deux fonctions $g(t)$ et $h(t)$, leur produit de convolution est :

$$f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t - \tau)g(t - \tau)d\tau \quad (I-9)$$

$$TF[f(t) * g(t)] = TF\left[\int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau).g(t - \tau)d\tau\right] = \\ TF\left[\int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau).g(t - \tau)d\tau\right].e^{-j\omega t} dt \quad (I-10)$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau)\left[\int_{-\infty}^{+\infty} g(t - \tau)e^{-j\omega(t-\tau)}.e^{-j\omega\tau}d(t - \tau)\right]d\tau \quad (I-11)$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau)\left[\int_{-\infty}^{+\infty} g(t - \tau)e^{-j\omega(t-\tau)}.d(t - \tau)\right]d\tau \quad (I-12)$$

$$= F(\omega) \cdot G(\omega)$$

Donc

$$TF[f(t) * g(t)] = F(\omega) \cdot G(\omega) \quad (\text{I-13})$$

I.5. La transformée en Z

La transformée en Z d'une séquence $x(n)$ est définie comme la série $X(z)$ calculée comme suit :

$$X(z) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} x(n)z^{-n} \quad (\text{I-14})$$

Où Z est une variable complexe. On appelle encore cette équation la transformée directe, car c'est la relation qui permet d'obtenir $X(Z)$ à partir de $x(n)$.

Cette transformée est aussi qualifiée de bilatérale par opposition à unilatérale. La transformée en z unilatérale est définie par $X_u(z)$ calculée comme suit :

$$X_u(z) = \sum_{n=0}^{+\infty} x(n)z^{-n} \quad (\text{I-15})$$

Dans le cas de séquences causales, ces deux transformations sont les mêmes.

L'opération inverse porte le nom de transformation inverse. Comme cette transformation est une série infinie, elle n'existe que pour les valeurs de z pour lesquelles cette série converge. La région de convergence (RC) est l'ensemble des valeurs de z pour lesquelles la série prend une valeur finie. Dès alors, toute transformée en z doit être accompagnée de la région pour laquelle elle converge. Pour déterminer la région de convergence, on utilise le critère de Cauchy sur la convergence des séries de puissance.

La série $\sum_{n=0}^{\infty} U_n = U_1 + U_2 + U_3 + \dots$

Converge si $|U_n|^{1/2} < 1$ (I-16)

I.5.1. TZ d'un produit de convolution

Permet les propriétés de la TZ est :

$$TZ[x * y] = X(z) \cdot Y(z) \quad (\text{I-17}) \quad \text{avec} \quad TZ[x(-t)] = x\left(\frac{1}{z}\right) \quad (\text{I-18})$$

I.6. Les paramètres statistiques d'un signal

I.6.1. La corrélation

La corrélation est une opération mathématique utilisée en traitement de signal dans le but de comparer des signaux, et aussi pour détecter les périodicités cachées dans un signal.

Dans le domaine de la sismique elle est utilisée pour contracter le signal dans la trace-vibrosismique pour arriver à une trace analogue à celle obtenue en utilisant une source impulsive (dynamite).

I.6.1.a. la fonction d'autocorrélation

la corrélation d'un signal par lui-même est appelé autocorrélation .

L'autocorrélation d'une fonction $f(t)$ est définie par

$$\Phi_{ff} = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)f(t + \tau)dt \quad (\text{I-19})$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} f(t - \tau)f(t)dt$$

$$= f(t) * f(-t) \quad (\text{I.20})$$

peut être interprétée comme une convolution où l'on ne retourne pas l'une des fonctions. La variable τ exprime le décalage temporel entre la fonction et sa réplique. La transformée de Fourier de l'autocorrélation est facilement calculée, et donne :

$$\Phi_{ff}(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t).f(t + \tau)dt.e^{-2\pi jv\tau} dt = |F(v)|^2 \quad (\text{I-21})$$

I.6.1.b. La fonction d'intercorrélation (crosscorrélacion)

L'intercorrélation représente la puissance ou l'énergie.

L'intercorrélation de deux fonctions $f(t)$ et $g(t)$ est définie par :

$$\Phi_{fg} = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t).g(t + \tau)dt \quad (\text{I-22})$$

$$= \int_{-\infty}^{+\infty} f(t - \tau).g(t)dt$$

$$= f(t) * g(-t) \quad (\text{I-23})$$

I.7. La convolution de deux signaux

Le produit de convolution est une opération très utilisée en sismique pour écrire mathématiquement la transformation d'un signal émis $s(t)$ lors de sa propagation dans le sous-sol. $r(t)$ est la réponse de ce sous-sol quand $e(t)$ est une impulsion représentée par la distribution $\delta(t)$.

La trace sismique reçue lors de l'émission de $e(t)$ est le produit de convolution de $e(t)$ par $r(t)$ (J.-LMARI et al, 1997) et s'écrit en continu (figure.I.2). :

$$e(t)*r(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} e(\tau)r(t - \tau)d\tau \quad (\text{I-24})$$

et en discret :

$$e(n) * r(n) = \sum_{m=0}^{N-1} e(m)r(n - m) \quad (\text{I-25})$$

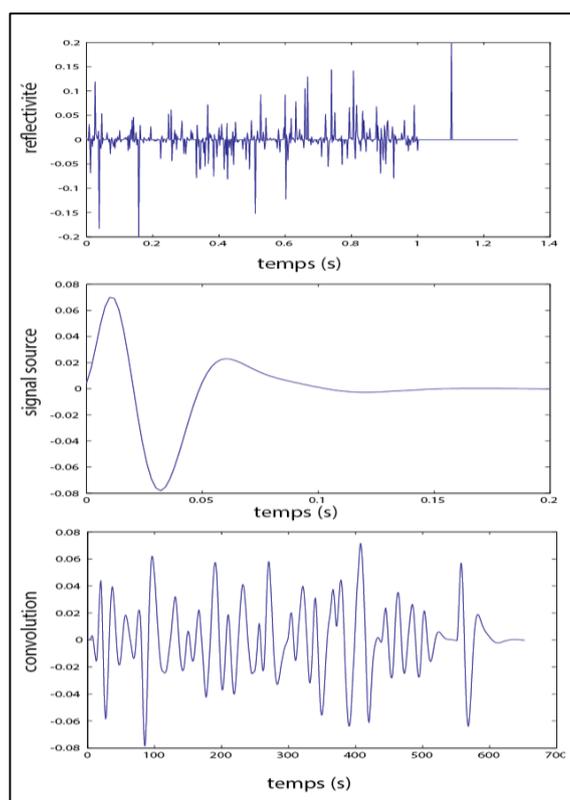


Figure. I. 2. Le produit de la convolution ; a- la série de réflectivité, b-signal source, c- le produit de convolution (F. Margrave, 2003)

I.8 Le modèle convolutionnel

Le modèle convolutionnel est utilisé pour expliquer comment la trace sismique est formé, Il est basé sur la critère de la linéarité, Un système linéaire est celui dont la sortie $O(t)$ est le résultat de la convolution de l'entré $i(t)$ avec la réponse $r(t)$, (figure.I.3)

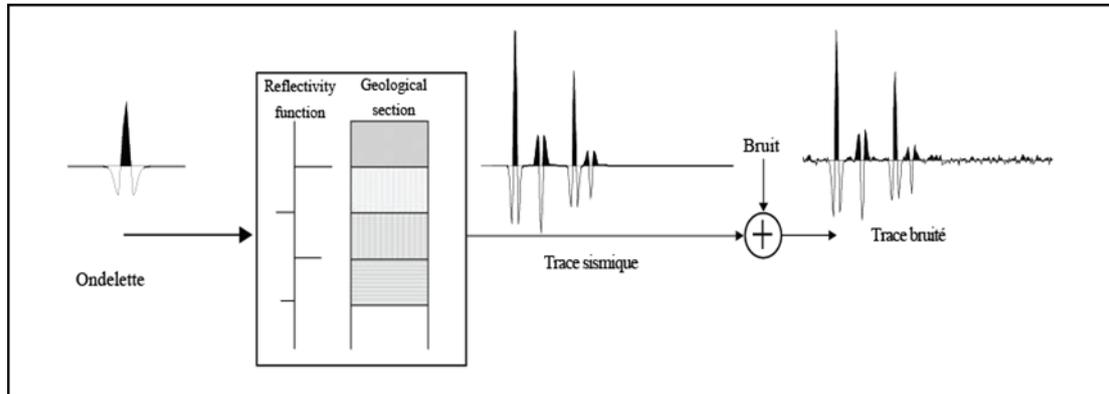


Figure. I. 3.le modèle convolutionnel (P. Kearey, M. Brooks, and I. Hill,2002)

En model convolutionnel sismique :

L entré (output) $O(t) = s(t)$ c'est la trace sismique enregistré

La sortie (input) $i(t) = w(t)$ c'est l'ondelette générer par la source

La réponse du système $r(t)=e(t)$, ou $e(t)$ la série des impulsions correspond, en temps et en amplitude, a la série des coefficients des réflexions et $e(t)$ connu comme la série de réflectivité, à partir de cette modèle, la trace sismique $s(t)$ est données par :

$$s(t) = w(t) * e(t) \quad (I-26)$$

Un composant de bruit aléatoire $n(t)$, si elle est présente, est additif ; par conséquent, la trace sismique bruyante devient :

$$s(t)_n = w(t) * e(t) + n(t) \quad (I-27)$$

Le modèle de convolutionnel sismique est utilisé pour calculer sismogrammes synthétiques $s(t)$ étant donné l'ondelette source $w(t)$ et la réflectivité $e(t)$ de la terre. La déconvolution (inverse du modèle convolutionnel sismique) est utilisé pour :

- 1- Calculer la réflectivité de e de la terre (t) étant donné la trace sismique $s(t)$ et l'ondelette source $w(t)$. Tel est l'objectif le plus commun de déconvolution. Si

l'ondelette de source est connue, la déconvolution devient déterministe.

Considérant que, si l'ondelette de source est inconnue, la déconvolution devient statistique.

- 2- Calculer la source ondelettes $w(t)$ étant donné la trace sismique $s(t)$ et la réflectivité $e(t)$ de la terre. Ceci est utilisé si une trace sismique est enregistrée dans un trou de forage.

Le modèle de convolutionnel sismique est largement accepté, car elle concorde bien avec les traces sismiques observées. Le modèle de convolution sismique suppose généralement ce qui suit [Yilmaz. Oz,2001] :

- 1- La terre est constituée de couches horizontales de vitesse constante.
- 2- La source ne génère qu'une onde primaire, qui se reflète sur les limites de la couche à incidence normale.
- 3- L'ondelette est fixe. Autrement dit, il ne modifie pas sa forme lorsqu'il se déplace dans le sous-sol.
- 4- La composante de bruit $n(t)$ est égal à zéro.
- 5- La réflectivité de la Terre est une série aléatoire blanche d'impulsions.
- 6- L'ondelette sismique est une ondelette à phase minimale, ce qui signifie que l'ondelette a son énergie concentrée à l'heure de début.

Souvent, un ou plusieurs de ces hypothèses pourraient ne pas être satisfaites ; auquel cas, les techniques avancées de déconvolution doivent être mis en œuvre.

I.9. Les caractéristiques d'un signal

I.9.1. Signal a phase minimale

Un signal est dit de phase minimale lorsque son énergie est concentrée au début à $t=0$. C'est à dire qu'elle se produit avec un minimum de retard. Par ailleurs ses pôles par la transformée en Z sont à l'extérieur du cercle complexe. (figure.I.3. a)

I.9.2. Signal a phase maximale

Le signal est dit de phase maximale lorsque son énergie se manifeste relativement avec un retard appréciable. (figure.I.3.b)

I.9.3. Signal a phase mixte

Le signal de phase mixte résulte de la contribution à part sensiblement égale d'un retard d'énergie et de sa concentration minimale à un instant t non loin de l'origine.

Par contre le signal à phase nulle correspond à un Dirac centré à l'origine.
(figure.I.3.c)

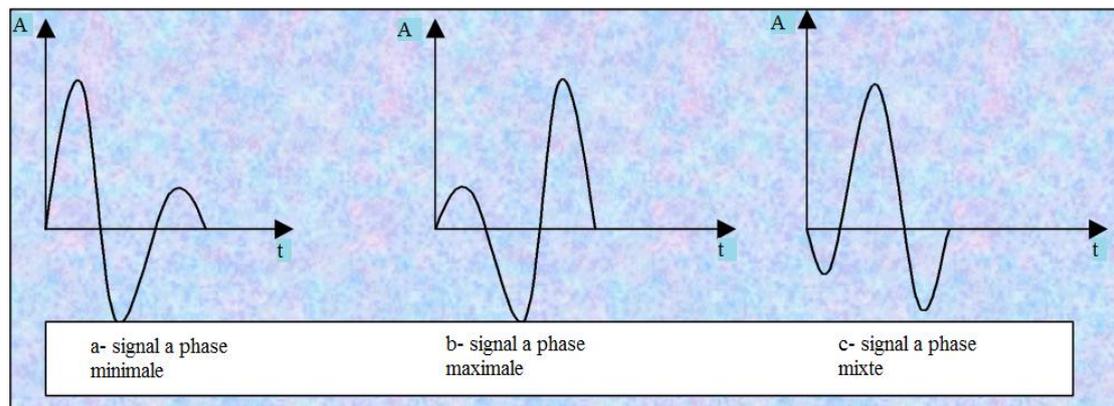


Figure. I. 4. Les caractéristiques d'un signal ; a-signal à phase minimale, b-signal à phase maximale, c-signal à phase mixte (Yilmaz.Oz,2001)

I.10. Le bruit blanc

Le bruit blanc doit son appellation à l'analogie avec la lumière blanche. Cette lumière blanche est due à la présence de photons de toutes les valeurs d'énergie, et est donc composée de toutes les couleurs. De même, un bruit blanc possède un spectre de fréquence continu et d'amplitude moyenne constante indépendante des fréquences.

[P. Hanna,2010]

$$\forall f, \langle X(f) \rangle = X_0 \quad (\text{I-28})$$

Le bruit blanc reste un modèle théorique et un tel bruit ne peut pas exister naturellement car il aurait sinon une puissance infinie :

$$P = \int_0^{\infty} X^2(f) df \quad (\text{I-29})$$

I.11. Conclusion

Le traitement du signal est un outil important dans la géophysique qui nous permet de faciliter la solution des problèmes, plusieurs étapes dans le traitement des données sismique sont basés sur l'outil de traitement du signal, L'objectif de ce chapitre n'étant pas un approfondissement théorique du traitement du signal, ces notions seront vues avec démonstrations uniquement lorsque ces dernières servent à valider une proposition, ou si elles permettent de mieux comprendre la notion elle-même.

Introduction générale

Dans sa perspective et sa livre captivant, **Clay (1990)** observe que les géophysiciens utilisent essentiellement la même approche pour trouver du pétrole que la fiction Sherlock Holmes ⁱ utilisé dans la résolution de problèmes mystères, Il fait remarquer que la structure du sous-sol de la terre représente une inconnue, un mystère. Le géophysicien agit comme un détective pour identifier un problème digne d'attention, la collecte de données, puis (comme Holmes) déduisant une explication. Les géophysiciens identifient une zone de potentiel pétrolifère, collecter de l'information sous la forme d'ondes sismiques réfléchies, puis en déduire la structure souterraine afin de délimiter un réservoir d'huile possible.

Certaines des informations sismiques enregistrées est utile, et ce type d'information est appelé un signal. et les interférences qui masque les signaux utiles. L'une des formes les plus gênants d'interférence est celle causée par des réflexions multiples.

Le modèle expérimental de base d'un sismogramme de réflexion suppose que les informations de la série de reflectivité souhaitée, ainsi que la réponse indésirable à réverbère, sont convoluées avec une ondelette source indésirable. **[E. Scheuer et D. E. Wagner, 1985]**

En utilisant le modèle de convolution pour représenter la trace sismique (**Yilmaz. Oz, 1988**), Un modèle généralement accepté pour la trace sismique est de le considérer comme une convolution de la réponse sismique de la terre avec un ondelettes. À son tour, cette ondelette peut être considérée comme la convolution de plusieurs effets : la signature de la source, le filtre d'enregistrement, filtre à terre, les réflexions de surface et de la réponse des géophones. (**Robinson, 1980**), La déconvolution est le processus de suppression de l'ondelette de la trace sismique pour estimer la réponse sismique de la terre, qui se compose des réflexions primaires et des réflexions multiples. L'application de la déconvolution pour le traitement sismique repose sur la réalisation d'un ensemble d'hypothèses sur lesquelles le modèle de convolution est basé : stationnarité, minimum phase, et le bruit additif blanc. (**Gary F. Margrave and Carlos A. Montana,2006**),

Nous distinguons deux types principaux de déconvolution : la déconvolution déterministe et la déconvolution statistique. La première est appliquée quand

Introduction générale

l'ondelette de la source est connue (mesurée ou modélisée) ; dans ce cas, un inverse est calculé et la trace enregistrée subit, alors, une déconvolution ; elle est ensuite habillée d'une ondelette à phase nulle. Lorsque l'ondelette est inconnue, elle est, en fait, extraite par des processus d'estimation statistique de la trace. Dans ce cas, la déconvolution statistique est appliquée sous les réserves des suppositions suivantes (**Yilmaz. Oz, 1988**) :

- 1- le sous-sol est fait de couches horizontales de vitesses constantes.
- 2- La forme de l'onde de la source est stationnaire.
- 3- La composante du bruit est nulle.
- 4- La série des coefficients de réflexion est aléatoire.
- 5- L'ondelette sismique est minimum phase.

Souvent, un ou plusieurs de ces hypothèses pourraient ne pas être satisfaites ; auquel cas, les techniques avancées de déconvolution doivent être mis en œuvre.

Le problème de la déconvolution c'est, en général un problème « mal posé », puisqu'on veut déterminer la réponse du terrain, la source et le bruit étant inconnus. La solution n'est pas unique et dépend des hypothèses faites a priori sur la source ou sur le terrain. (**Guerchaoui. A et al ,1989**).

On propose dans ce mémoire un développement théorique de quelques méthodes de déconvolution tout en montrant ce qu'elles apportent de plus par rapport à la méthode classique. Le premier chapitre de ce mémoire est consacré à des notions de traitement de signal, utilisant dans le développement mathématique les différentes méthodes de déconvolution, dans le chapitre suivant, en une séquence de traitement classique, ensuite dans le chapitre III, la déconvolution par égalisation spectrale (définitions, son hypothèses...etc.). Dans le chapitre IV, on présente le principe du filtrage inverse, les méthodes d'extraction de l'ondelette, et la déconvolution classique de Wiener.

Dans les chapitres V, VI, VII, VIII, on a parlé des différentes méthodes de la déconvolution, c'est la déconvolution vibrosismique, entropie minimale, homomorphique, et la déconvolution surface consistante.

Introduction générale

En fin, le dernier chapitre IX est une application du trois méthodes de déconvolution (Spike, prédictive, surface consistante), sur MATCALC, puis Matlab, finalement sur un profil, extrait du bassin de Timimoun du sud Algérien. Cette application est réalisée au niveau de l'entreprise nationale de Sonatrach (division exploration boumerdes) à l'aide de logiciel de traitement des données sismiques Geovecteur.

ⁱ Sherlock Holmes est un personnage de fiction créé par Sir Arthur Conan Doyle dans le roman policier *Une étude en rouge* en 1887.

II.1. Introduction

Le traitement a pour objectif la remise en forme de l'information sismique enregistrée sur le terrain, de manière à mettre en évidence les caractères géologiques du sous-sol [Lavergne, M. 1986].

Le traitement des données sismique consiste en une succession de traitements élémentaires permettant de passer des données de terrain généralement acquises en collection point de tir commun à une section sommée à 2D ou 3D.

II.2. Première phase de traitement

II.2.1. Edition

L'Édition permet d'élimination des enregistrements et des traces de mauvaise qualité et le changement de polarité de des signaux inversés.

L'Édition est très important avant faire la sommation, Car si on additionne sans l'élimination de ces traces, on obtient un mauvais rapport signal sur bruit (S/B).

II.2.2. Les facteurs affectant l'amplitude et la Compensation des pertes d'énergie

L'ondelette sismique subit des déformations au cours de sa propagation dans le sous-sol, depuis son émission, sa réflexion jusqu'à sa réception, en raison de nombreux facteurs, donc il faut compenser l'effet de ces facteurs, on essayer de citer les différents facteurs puis le compenser. On a deux types facteurs dépend de la surface (géométrie de la nappe, le couplage et la directivité) on le détaillé dans la partie de la déconvolution surface consistante, le deuxième type des facteurs c'est les facteurs dépend de la subsurface

(Facteurs Endogènes) qui sont les suivantes :

II.2.2.1. L'absorption

L'absorption de l'énergie est l'une des origines essentielles de l'atténuation affectant les ondes sismiques au cours de leur propagation. Elle provoque une conversion de l'énergie sismique en énergie calorifique. Elle est produite par les terrains parcourus par les ondes sismiques qui ne sont pas parfaitement élastiques.

La décroissance de l'amplitude des ondes élastiques due à l'absorption dans les roches, paraît être exponentielle avec la distance (figure II.1)

$$A_x = A_0 e^{-\alpha x} \quad (\text{II} - 1)$$

Où A_0 est l'amplitude initiale, A_x est l'amplitude d'un front d'onde en un point x et α le coefficient d'absorption.

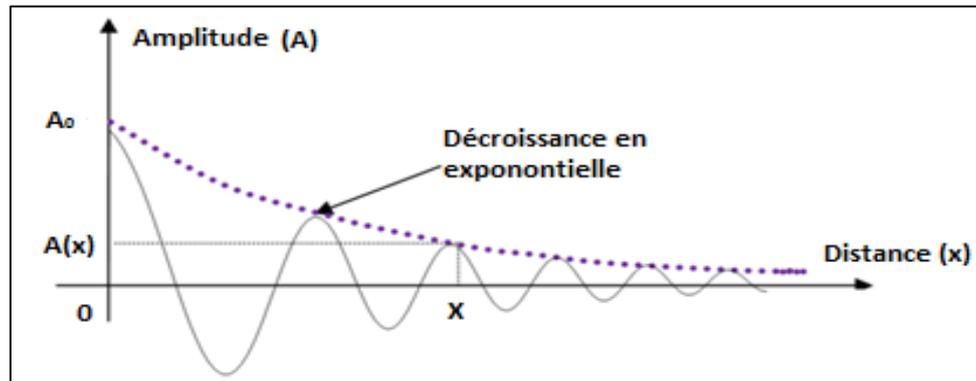


Figure. II. 1. Atténuation d'une onde dans milieu absorbant

Des mesures effectuées dans plusieurs laboratoires ont montré que dans la gamme de fréquences qui intéressent l'exploration sismique, le coefficient d'absorption α peut être considéré en première approximation comme proportionnel à la fréquence [Lavergne, M. 1986].

On peut alors écrire :

$$\alpha \cong \frac{\pi f}{QV} \quad (\text{II-2})$$

Où :

f : fréquence.

V : vitesse de propagation.

Q : facteur de qualité sismique.

Le facteur de qualité sismique Q est alors indépendant de la fréquence.

Le coefficient d'absorption α est exprimé en Neper/unité de longueur, dont son équation est :

$$\alpha = \frac{1}{x \ln\left(\frac{A_0}{A_x}\right)} \quad (\text{II. 3})$$

Avec : 1 Neper = $20 \log_{10} e = 8,686$ dB.

En calculant α en décibel par unité de longueur, on aura :

$$\alpha(\text{dB}/m) = \frac{20}{x \log\left(\frac{A_0}{A_x}\right)} \quad (\text{II} - 4)$$

Si la distance séparant les deux ondelettes (x) étant prise égale à la longueur d'onde (λ), le coefficient d'absorption (α) est exprimé en décibel /longueur d'onde.

$$\alpha(\text{dB}/\lambda) = \frac{20}{\lambda \text{Log}\left(\frac{A_0}{A(\lambda)}\right)} \quad (\text{II} - 5)$$

Il suffit de compenser cet effet par une loi du type e^{+bt} ; b est une constante pour une région, déterminée par des essais.

II.2.2.2. La divergence sphérique

L'amplitude des ondes lors de leur propagation s'atténue à cause de l'expansion des fronts d'ondes dans le sous-sol, c'est l'atténuation géométrique ou par divergence sphérique [Lavergne, M. 1986].

L'énergie par unité de volume (ou intensité) est égale à :

$$E = \frac{1}{2\rho} \omega A_0^2 \quad (\text{II-6})$$

ρ : Masse volumique de la roche.

A_0 : Déplacement maximal des particules.

La divergence géométrique ne cause pas de perte d'énergie car celle-ci se trouve répartie sur des surfaces d'onde de plus en plus grandes comme le montre la (figure II.2). C'est donc l'énergie par unité de volume (flux d'énergie) qui décroît en $\frac{1}{R^2}$, ce qui implique que

L'amplitude s'atténue en $\left(\frac{1}{R}\right)$ ou $\left(\frac{1}{VT}\right)$ plus l'onde s'éloigne de la source.

Où T est le temps de propagation de l'onde et V est la vitesse de propagation.

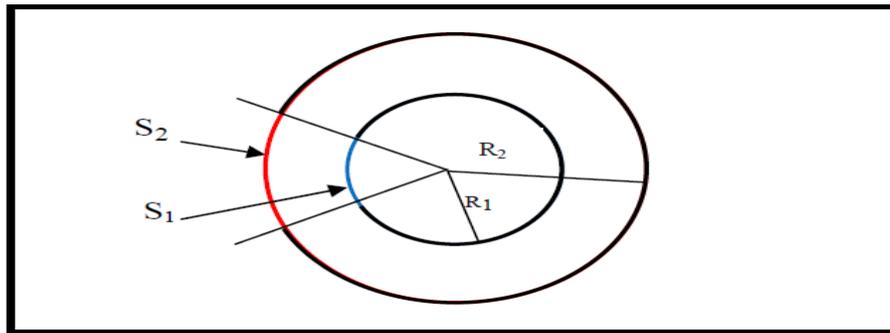


Figure.II. 2.Distribution de l'énergie par divergence sphérique.

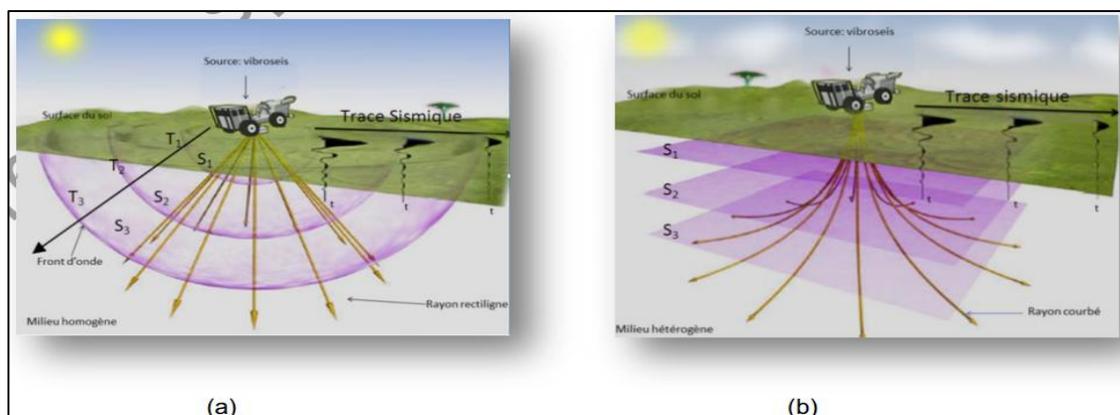


Figure.II. 3.Forme des rayons sismique a)Cas d'un milieu homogène et isotrope b) un milieu hétérogène et anisotrope.[dejjdi.M,2013]

La figure II.3 représente la forme des rayons sismique dans deux milieux, milieu homogène et isotrope et l'autre hétérogène et anisotrope

On rappelle que la divergence sphérique est compensée par l'opérateur $\frac{1}{G}$ où :

$$G = \frac{T(V_{rms})^2}{V_0} \quad (II-7)$$

Avec :

V_0 : La vitesse de premier terrain, (généralement égale à l'unité).

T : le temps.

L'atténuation géométrique regroupe purement les facteurs géométriques qui n'altèrent pas le contenu fréquentiel du signal sismique, par conséquent la divergence sphérique

est le seul phénomène dont on connaît un terme de compensation adéquat [Mari, J.L et Coppens, F. 2000].

II.2.2.3. La transmission

L'énergie de l'onde sismique lors de sa propagation en profondeur subit une perte par transmission au niveau des réflecteurs rencontrés.

Dans le cas d'une incidence normale pour N réflecteurs, les pertes par transmission P_t peuvent s'écrire par la relation suivante :

$$P_t = (1-R_1^2) (1-R_2^2) \dots (1-R_i^2) = \prod_{i=1}^n (1 - R_i^2) \quad (\text{II-8})$$

Où :

R_i : est le coefficient de réflexion à l'interface séparant les couches i et $i+1$.

P_t : représente la perte par transmission.

L'effet de la perte par transmission au niveau d'un seul réflecteur sur l'amplitude de l'onde réfléchi est minime. Cependant, il devient considérable si on considère un nombre important d'interfaces [Lavergne, M.1986].

II.2.2.4. Multiples et réverbérations

a- Les multiples

Ce sont des arrivées qui ont subi plus d'une réflexion, sous forme de rebond avant d'atteindre le récepteur. Les réflexions multiples sont généralement difficiles à détecter car elles se présentent sur l'enregistrement sous une forme voisine de celle des réflexions primaires (figureII.4)

b- Les réverbérations

Elles sont généralement liées à la présence d'une couche d'eau. Cet effet résulte d'interférences constructives entre les réflexions causées par le fond de la mer et par la surface. Les multiples viennent perturber les réflexions simples et modifier leurs amplitudes plutôt que de former un signal distinct. (figureII.4)

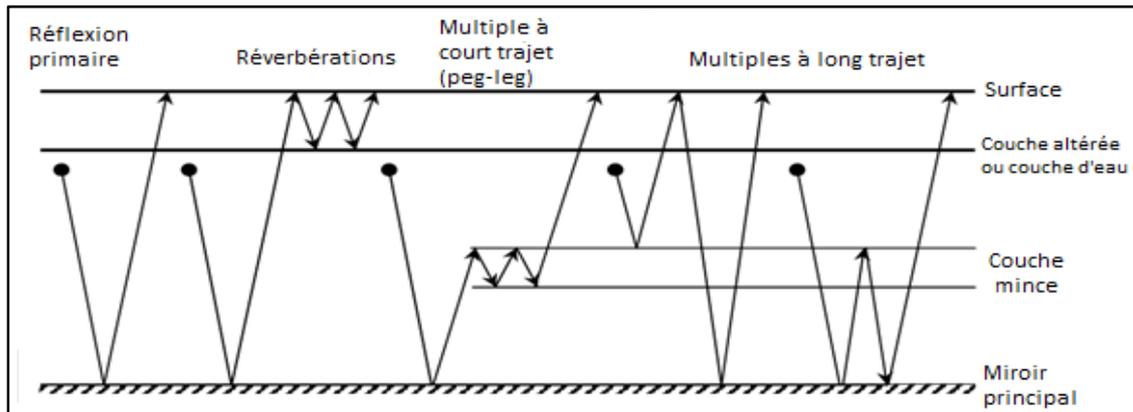


Figure. II. 4. Différents types de multiple

II.2.2.5. Bruits divers

À tout instant, l'enregistrement sismique comporte une amplitude qui est la somme de deux termes : l'un est le signal, l'autre est un bruit. La relation de l'un à l'autre est connue sous le nom de : **Rapport signal sur bruit (S/B)**, et constitue le paramètre le plus décisif de la qualité de l'enregistrement.

Les bruits interviennent dès la phase initiale (avant même le tir sismique) et leurs interventions se produisent jusqu'au stade ultime du document interprété. C'est pourquoi l'atténuation des bruits constituera un souci constant se retrouvant dans toutes les phases de l'exploitation.

On distingue les bruits *naturels* qui existent en dehors de toute activité sismique, et les bruits *provoqués* dus à l'exploitation sismique au niveau de l'émission, de l'enregistrement ou du traitement. Ces deux types de bruits peuvent être *organisés (cohérents)* ou *aléatoires* [HENRY, G. 1994].

- **Bruits organisés**

On appelle ainsi les bruits qui présentent, d'un récepteur à un autre, une *cohérence* sur une certaine distance. Ces bruits peuvent être caractérisés par certains paramètres physiques, tels que la vitesse apparente de propagation et la fréquence.

Parmi ces bruits on trouve principalement (les plus virulents) les ondes de surface, connues par le sismicien sous l'appellation de *ground roll*. Ces ondes sont dispersives, c'est-à-dire que leur vitesse de phase diffère de leur vitesse de groupe, et se caractérisent par des fréquences basses et notamment par des amplitudes bien supérieures à celles du signal. Les diffractions engendrées par des points brillants,

bien qu'elles permettent de localiser certains accidents ou discontinuités, sont souvent considérées comme des bruits qui viennent masquer les réflexions primaires. Les arrivées réfractées, les réfractions réfléchies, les multiples, les ondes de conversion, l'onde directe, sont d'autres bruits organisés pouvant être gênants pendant la phase de traitement.

- **Bruits aléatoires**

Contrairement aux précédents, ce type de bruits n'est pas prédictible dans le temps ou dans l'espace, leur effet se constate par un brouillage de l'information : les horizons sismiques deviennent flous et hachés.

Leurs origines sont très diverses : bruits naturels, bruits d'appareillage, résidus d'atténuation des bruits cohérents, corrections insuffisantes...

Remarque

En plus de ces principaux facteurs affectant l'onde sismique lors de sa propagation, il existe d'autres effets difficiles à quantifier qu'on néglige souvent.

II.2.3 Filtrage en fréquence

L'objectif de la couverture multiple étant l'amélioration du rapport signal sur bruit après addition donc il faut d'améliorer le rapport $\frac{S}{B}$ chaque trace unitaire.

[**BENHAMMA . 2000**] . Le but de filtrage en fréquence est de supprimer les fréquences ayant un mauvais rapport $\frac{S}{B}$ Au lieu de supprimer une partie de la trace dans le domaine temporel (mute), on va la supprimer dans une partie du domaine fréquentiel , on cherche à éliminer du spectre de la trace les composantes fréquentielles qui sont attribuées au bruits aléatoires et organisés (**Figure II.5**) .

En général, la coupure basse F_0 est de l'ordre de 5 à 20 Hz et la coupure haute F_1 est de 20 à 35 Hz

Il est donc nécessaire de limiter en fréquence la largeur du spectre de la trace, ce qui permet d'améliorer le rapport S/B. L'information sismique va donc se trouver amputée d'une séquence enregistrée et elle sera limitée dans une bande passante définie par les coupures basses et hautes fréquences. En traitement sismique, le filtrage en fréquence est en général un filtrage passe-bande destiné à éliminer les fréquences de mauvais rapport S/B.

L'idée dans le choix du filtre en fréquence est de pouvoir faire une analyse de fréquence en amplitude et phase de chacune des traces enregistrées, dans différentes fenêtres de temps, pour mettre en évidence l'étalement du spectre, la variation des fréquences en fonction du temps, la variation du spectre et la délimitation du signal et du bruit dans le domaine fréquentiel. La détermination de la bande passante en fréquence se fera d'une manière visuelle par les analyses de filtres.

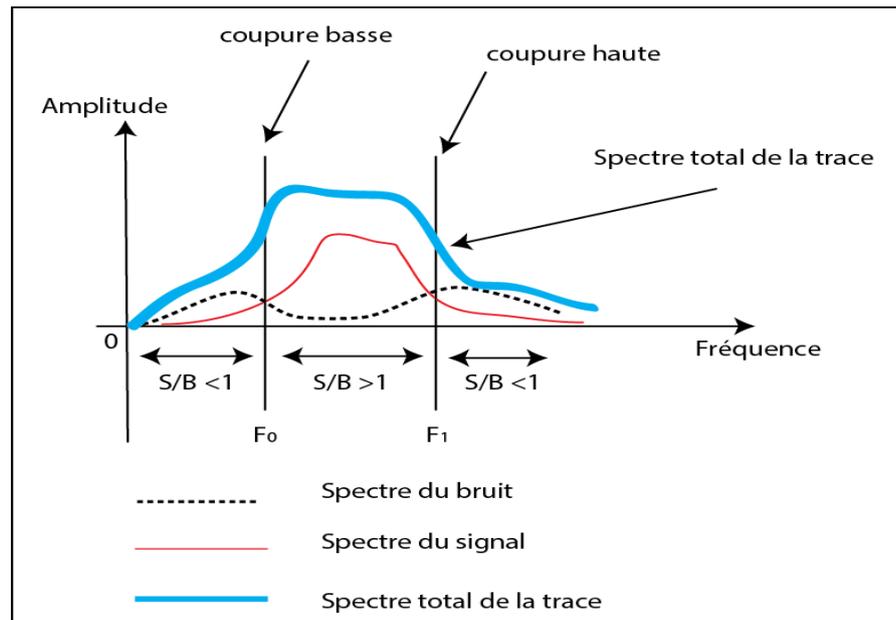


Figure.II. 5. allure du module du spectre pour une trace donnée

[modifié de Benhama]

II.3. Deuxième phase de traitement

II.3.1. Etude la Zone altérée

En sismique terrestre, un vif intérêt est consacré à la nature de la couche superficielle, située immédiatement sous la surface, appelée : zone altérée ou **WZ (Weathered Zone)** constituée par une couche peu propice à la propagation des ondes sismique, la zone altérée se caractérise par une faible vitesse de propagation (faible consolidation), un facteur d'absorption important (dû à de nombreuses hétérogénéité), et une épaisseur très variable. Elle introduira par conséquent des retards de temps et des déformations de l'ondelette, et générera des bruits spécifiques, *ground roll*, très énergiques et de basses fréquences. pour déterminer les paramètres de la WZ on utilise le carottage VT et La TPR (par la sismique réfraction)

II.3.2. Les corrections statiques

Corrections statiques sont appliquées aux données sismiques afin de compenser les divers effets sur les données telles que celles dépend de la couche superficielle, les variations dans les élévations, et la référence à une datum plane [Yilmaz.OZ,2001]

La correction de la WZ a pour objectif de corriger l'effet de la zone altérée.

Il s'agit de ramener les temps des différentes traces sismiques et par conséquent les formes des indicatrices, (figure.II.6) à ce qu'elles seraient comme si la couche altérée (WZ) n'existait pas, ou plus précisément si le terrain consolidé situé sous la WZ s'étendait jusqu'à la surface du sol (figure II. 6). La correction statique de la WZ a pour expression [Djeddi. M,2015]

$$CS_{WZ} = -H \left(\frac{1}{V_{WZ}} - \frac{1}{V_0} \right) \quad (II - 9)$$

H : Profondeur de la WZ

V_{WZ} : vitesse de la WZ

V_0 : vitesse du milieu sous la WZ appelée aussi de comblement (V_c)

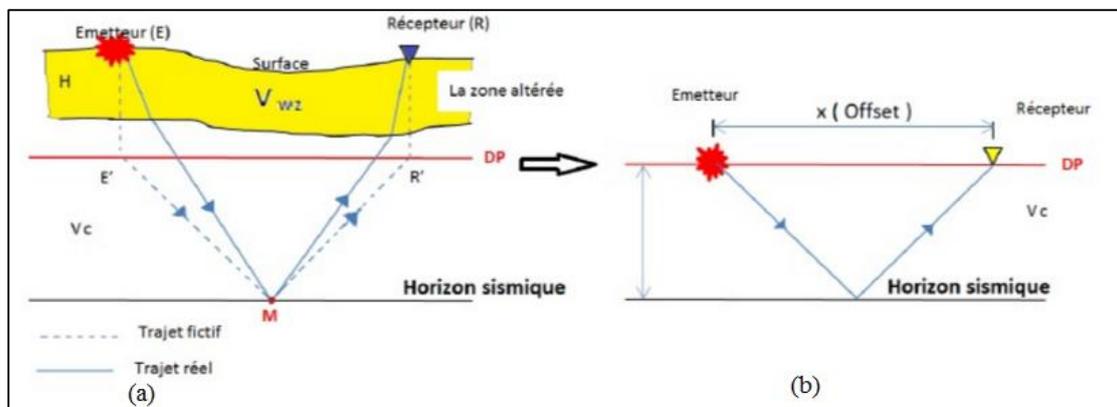


Figure.II. 6.principe des CS a) avant CS et b) après CS [Djeddi, M,2015]

II.3.2.1 Correction à l'émission :

La correction statique au niveau du point de tir notée CPE est égale à :

$$CPE = - \left[\frac{h_1 - P}{V_1} + \frac{Z_s - h_1 - Z_{DP}}{V_c} \right] \quad (II - 10)$$

h_1 : L'épaisseur de la WZ à l'aplomb du point de tir (à partir de la surface du sol)

Z_s : l'altitude de la surface du sol au niveau du point de tir

Z_{DP} : l'altitude de datum plane

V_1 : la vitesse dans la couche altérée

P : la profondeur de la charge (point de explosion)

V_c : la vitesse de comblement correspondant à la vitesse dans le substratum

II.3.2.2 Correction à la réception

La correction statique au niveau de la trace notée CS :

$$CS = - \left[\frac{h_2}{V_1} + \frac{z_s - h_2 - z_{DP}}{V_c} \right] \quad (\text{II} - 11)$$

h_2 : L'épaisseur de la WZ à l'aplomb de la trace

Z_s : l'altitude de la surface du sol au niveau de la trace

Z_{DP} : l'altitude de datum plane

V_1 : la vitesse dans la couche altérée

V_c : la vitesse de comblement correspondant à la vitesse dans le substratum

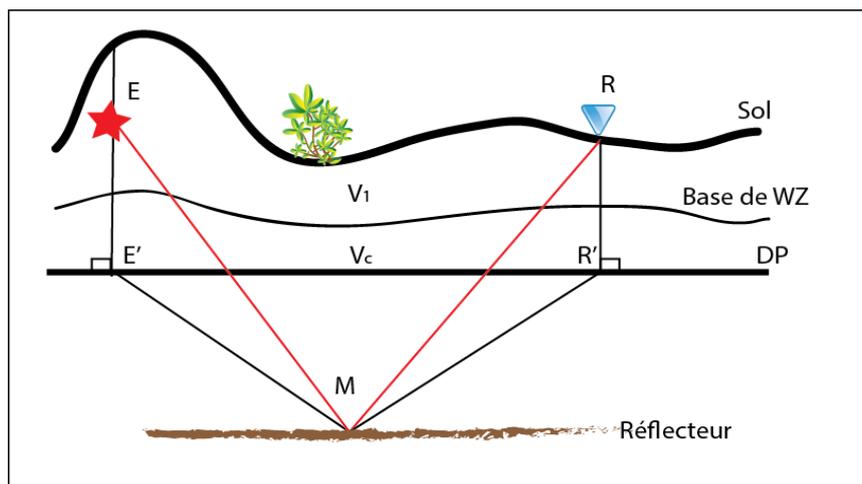


Figure.II. 7. Représentation du trajet mesuré et du trajet corrigée [modifié de Benhama]

Avec : T_{EMR} = temps muséré

T_{EMR}' = temps corrigé

II.3. 3. Les analyses de vitesse

Après regroupement des traces en point-milieu commun, ou bin, il faut effectuer une analyse de vitesse afin de pouvoir ensuite effectuer les corrections dynamiques (NMO). Il existe plusieurs méthodes d'analyse de vitesse dont l'analyse spectrale de vitesse.

II.3.3.1. Spectre de vitesse

Chaque hyperbole correspond à une réflexion et est caractérisée par les deux paramètres T_0 et V_a . Nous savons que les arrivées réfléchies qui constituent les traces sismiques représentent de l'énergie réfléchie en fonction du temps et de la cohérence. Pour passer de l'espace-temps-distance à l'espace-temps-vitesse apparente et pour mesurer dans ce nouvel espace l'énergie de réflexion, il est impératif de passer par une transformation ; Par exemple on utilise une fonction de corrélation dont le résultat est assimilable à un spectre. Pour réaliser cette transformation spectrale on utilise un filtre appelée "semblance" qui mesure l'énergie du signal rencontrée sur les traces de la collection pour diverses lois de vitesse.

II.3.4. Corrections Dynamique

La correction dynamique (NMO : Normal Move Out) est destinée à corriger les traces de l'effet de courbure (produit par l'éloignement progressif des traces) appartenant à un même point milieu. Elle dépend de l'offset comme elle dépend également du temps de réflexion, d'où le nom dynamique (figure II.8)

elle est défini par :

$$\Delta t = t_x - t_0 = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}} - t_0 \quad (II - 10)$$

Après simplification

$$\Delta t \approx \frac{x^2}{2v^2 t_0} \quad (II - 11)$$

Δt : est égal à la différence entre les temps des trajets, et s'interprète comme la différence de temps entre un point de l'hyperbole et son sommet.

II.3.4.1. Application des corrections dynamique

L'application des corrections dynamiques nécessite pour chaque horizon sismique la connaissance de la vitesse moyenne depuis le datum plane (DP) à l'horizon sismique (réflecteur). [Djeddi.M , 2015.]

Après avoir appliqué les corrections dynamiques à une aux différentes traces

Brutes (**Figure II.8 (a)**), 3 cas situations se présentent.

1- Si la vitesse utilisée est trop faible par rapport à la vitesse moyenne

du milieu ($V_m < V_{réelle}$) les indicatrices ne sont pas rectilignes mais courbées vers le haut (on a trop corrigé). (**Figure II.8 (b)**)

2- Si la vitesse NMO utilisée est égale à la vitesse $V_{réelle}$ ($V_m = V_{réelle}$)

réelle du milieu, les ondes réfléchies seront théoriquement en phase et peuvent être sommées (stackées) .La trace somme sera reproduite sur la section sismique à la verticalité du point miroir. (**Figure II.8 (c)**) montre que l'application des corrections dynamiques a fait horizontalisé l'indicatrice .Cela correspondrait à la coïncidence virtuelle du couple émetteur –récepteur .

3- Si la vitesse utilisée est trop forte par rapport à la vitesse moyenne du milieu ($V_m > V_{réelle}$) les indicatrices sont incurvées vers le bas

(on n'a pas suffisamment corrigé). (**Figure II.8 (d)**)

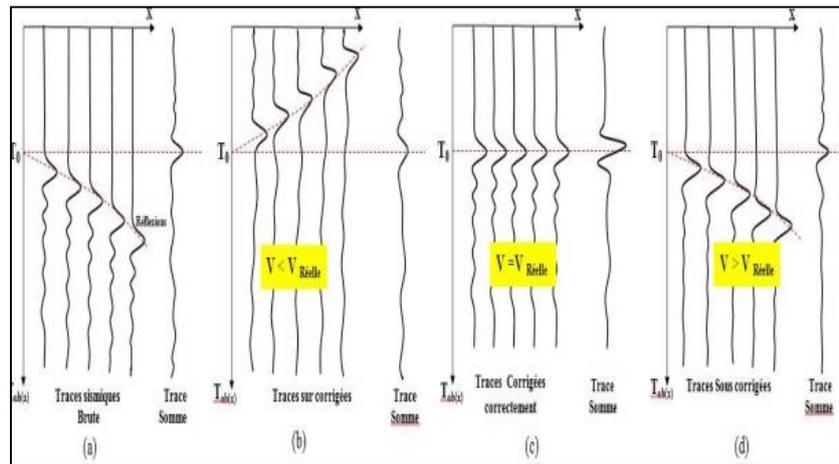


Figure.II. 8.traces sismiques brute(a) traces sur corrigées(b) traces corrigée Correctement (c) traces sous corrigées (d) . les effets des correction dynamiques [Djeddi .M , 2015.]

II.3.4.2. NMO stretch

Les corrections dynamiques peuvent occasionner un changement du contenu fréquentiel soit un étirement « stretching » sur le contenu fréquentiel. Il se produit alors un étirement fréquentiel surtout pour les évènements les plus profond à grands offsets ,car le signal le plus profond sera moins corrigé étant donné que la correction NMO décroît avec la profondeur [Djeddi.M ,2015.]

.Il en résulte une perte de fréquence du signal après correction NMO . La figure montre que la forme de l'onde avant NMO a une période T et Après application de la correction dynamique, elle devient plus étendue (plus basse fréquence) avec une période de T' avec $T' > T$ figure II.9

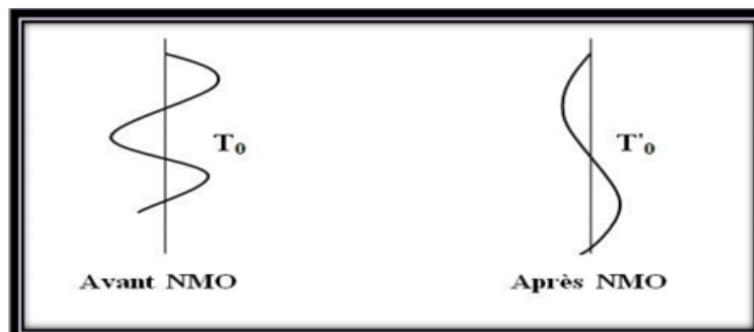


Figure II.9. Phénomène d'étirement « stretching ». [Djeddi.M , 2015.]

II. 3.5. Correction de pendage(DMO)

La correction de pendage DMO, consiste à transformer les sections à offset constant en section à offset nul, en d'autres termes, de transformer les collections points milieu en collections points miroir de façon à ce que chaque collection point milieu contienne les arrivées réfléchies provenant du même point miroir

II. 3.5.1 Objectif de DMO

La correction DMO est une étape de préparation des données pour l'application de la migration sur la vraie section à offset nul, parmi les objectifs du DMO cité par on trouve :

- Migrer chaque trace de sa position sismique (réelle à sa position à offset nul).
- Les traces mortes sont interpolées en fonction de leurs pendages.
- Les bruits cohérents avec des forts pendages sont atténués.
- Le rapport signal sur bruit est amélioré spécialement par rapport aux grands offset

Dans le cas d'un réflecteur penté, pour des données triées en, l'indicatrice associée à la réflexion est toujours une hyperbole d'équation :

$$t^2(x) = t_0'^2 + \frac{x^2}{v_a^2} \quad (\text{II-12})$$

Avec :

$$V_a = \frac{v}{\cos(\alpha)} \quad (\text{II-13})$$

$$t_0'^2(x) = t_0 \pm \frac{x \sin \alpha}{v} \quad (\text{II-14})$$

α est le pendage du réflecteur, le signe + ou - dépend de la position du récepteur par rapport à la source. $t_0'(x)$ est le temps correspondant au rayon normal au point-milieu

Commun et t_0 le temps correspondant au rayon normal au point source.

Pour expliquer les corrections de pendage, nous avons recopié la définition donnée à ces corrections par [Mari et al., 1998] dans leur livre. Si les pendages sont plus importants, il est nécessaire de transformer les collections point-milieu en collection point-miroir de façon à ce que chaque collection point-milieu contienne les arrivées réfléchies provenant du même point miroir. La transformation est appelée correction de l'effet de pendage ou DMO (Dip MoveOut). Après corrections dynamiques, les arrivées réfléchies apparaissent sur les traces d'un même point-milieu à des temps $t'_{0,x}$ selon la relation

$$t'_{0,x} = t_0 \pm \frac{X \sin \alpha}{V} = t_0 + \frac{x}{V'} \quad (\text{II-15})$$

Où V' est la vitesse apparente égale au rapport de la fréquence f au nombre d'onde k :

$$V' = \frac{f}{k} \quad (\text{II-16})$$

La correction de pendage (DMO) consiste à transformer les sections à déport constant en sections à déport nul. Après corrections dynamiques (NMO), les traces sont triées en sections à déport constant. Dans cette collection, les traces sont décalées en temps d'une quantité égale à :

$$\frac{x}{V'} = \frac{xk}{f} \quad (\text{II-17})$$

Dans le domaine (f, k) , l'opérateur de DMO s'écrit $e^{-2\pi i k h}$. La correction d'effet de pendage nécessite ni la connaissance de la vitesse, ni la connaissance du pendage. Le DMO peut se réaliser aussi bien dans le domaine (f, k) que dans le domaine (x, t)

II.4. Troisième phase de traitement

II.4.1. Mute

Le mute est le traitement le plus brutal dans une séquence de traitement. Il consiste à remettre à zéro les échantillons avant sommations en couverture multiple ou une partie de trace perturbée par des bruits.

II.4.2. Sommation

Consiste à additionner l'ensemble de traces appartenant à un même point miroir après les corrections statiques et les corrections dynamiques (figure II.9). Elle constitue le véritable pivot dans une séquence de traitement. Elle permet d'améliorer le rapport signal / bruit.

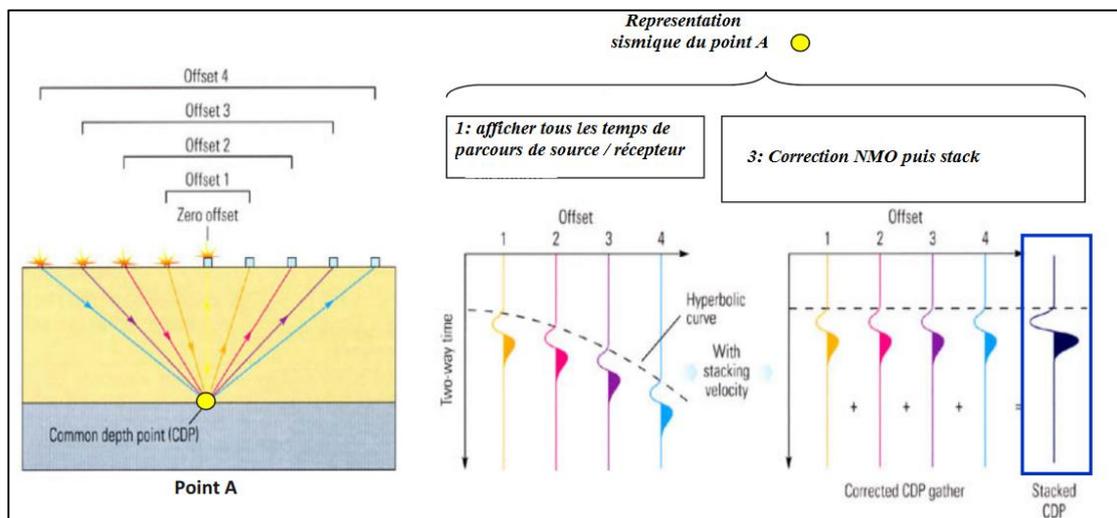


Figure II.10. Correction Dynamique et sommation [document IFP,2013]

II.5. Quatrième phase de traitement

II.5.1. Migration

La migration est un processus mathématique qui permet de repositionner à l'aplomb des stations de surface l'information sismique provenant du sous-sol; elle agit tout comme un filtre multicanal sur l'atténuation des bruits. Le processus s'illustre physiquement par la restitution des pendages des horizons selon l'azimut des lignes d'observation et par la résorption des figures de diffraction à leurs points sources. Cette action est bien sûr guidée par le type d'approche. [M. Bechta .2002]

Le but de la migration est de rendre comparable une section sismique à la coupe Géologique correspondante le long d'une ligne d'observation. L'idéal serait bien sûr d'obtenir une section profondeur mais la limitation en précision de la vitesse fait que nous préférons les maintenir dans le temps tant que les variations latérales de vitesse demeurent négligeables, autrement, il serait utile de les transformer en coupes profondeurs.

Pour parvenir au principe de la migration, on va considérer le cas simple où l'échelle a été choisie d'une manière que distance et temps soient représentés par des segments de même longueur (**figure II .11**) m_1m_2 est la réflexion sismique (position apparente sur section) correspondante au réflecteur géologique M_1M_2 .

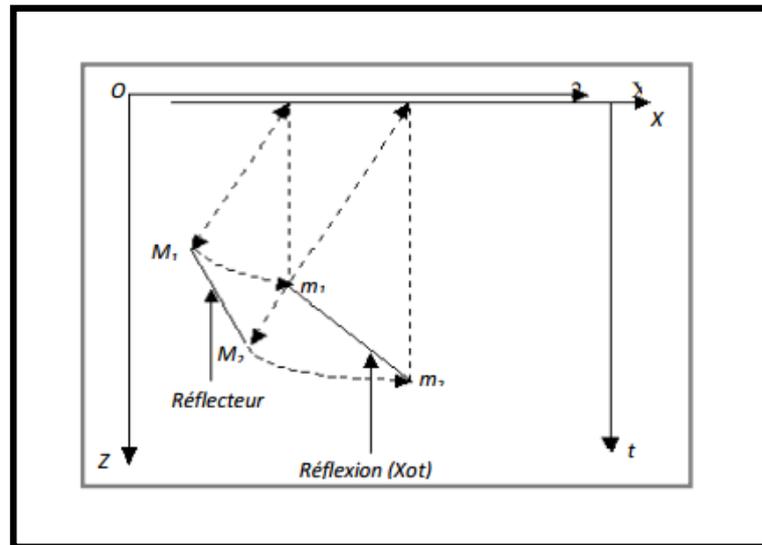


Figure II .11 .Passage du réflecteur à la réflexion

Les remarques qui peuvent être tirées de la transformation $M_1M_2 \rightarrow m_1m_2$

sont :

- modification de la position horizontale et verticale,
- modification du pendage,
- une modification également de la longueur apparente du réflecteur.

L'opération de migration (passage réflexion \rightarrow réflecteur) est donc considérée pour transformer une section somme en un autre migrée-temps ou migrée-profondeur (dite section profondeur dans ce dernier cas). Elle peut être effectuée avant stack « Prestack Migration » ou après stack « Poststack Migration » en temps ou en profondeur.

II.5.2. Signal analytique

Le signal analytique est utilisé pour étudier la polarisation des ondes et calculer les attributs sismiques [Mari, J.L et Coppens, F. 2000]. On détermine le signal analytique complexe associé à un signal $X(t)$ donné :

$$Z(t) = X(t) + i\tilde{X}(t) ; \text{ Avec } \tilde{X}(t) = \frac{1}{\pi} pp\left(\frac{1}{t}\right) * X(t) ;$$

$$= \frac{1}{\pi} V_P \left(\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{X(s)}{t-s} \cdot ds \right) . \quad (\text{II-18})$$

V_p : Une intégration en valeur principale est la limite de la somme de 2 intégrales de $-\infty$ à $-\varepsilon$ et de ε à ∞ lorsque ε tend vers 0.

Le signal analytique est calculé à base de la transformée de Hilbert ; Ceci conduit à la détermination de :

- L'enveloppe de l'amplitude
- La phase instantanée ;
- La fréquence instantanée

En sismique ces notions permettent de caractériser localement un réservoir.

a- L'enveloppe de l'amplitude

L'enveloppe $e(t)$ du signal $X(t)$ est égale au module du signal analytique associé à $X(t)$.

$$e(t) = \sqrt{X^2(t) + \tilde{X}^2(t)} = |Z(t)|. \quad (\text{II-19})$$

$e(t)$ est la mesure instantanée de l'amplitude d'un signal. C'est une mesure simple à obtenir qui doit être utilisée fréquemment pour la mesure des amplitudes.

b- La Phase Instantanée

La phase instantanée se déduit du signal $X(t)$ par la formule

$$\varphi(z) = \arctg\left(\frac{\tilde{X}(t)}{X(t)}\right). \quad (\text{II-20})$$

Elle permet d'apprécier la continuité des horizons.

c- La Fréquence Instantanée

La fréquence instantanée est définie en continu par

$$F_i(t) = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{d\varphi_z(z)}{dt} \quad (\text{II-21})$$

En échantillonné par :

$$f_i(n\Delta t) = \frac{1}{2\pi\Delta t} (\varphi(n\Delta t) - \varphi(n-1) \cdot \Delta t). \quad (\text{II-22})$$

La fréquence instantanée permet de localiser les zones de forte atténuation du signal.

II.6. Conclusion

Chaque séquence de traitement détermine la réussite de l'objectif visé cependant en pratique le traitement ne s'opère pas de façon directe ; On doit d'abord effectuer des tests des paramètres appropriés à chaque étape enfin de constituer un programme final qui correspond à la section brute donnée. La qualité du traitement qui détermine la réussite de l'interprétation est lui-même conditionnée par une bonne acquisition des données du terrain.

III .1. Introduction

Le spectre du signal enregistré contient généralement plus d'énergie dans les basses fréquences que dans les hautes fréquences, et ceci est accentué par la présence du bruit de surface. Le simple fait de remonter l'énergie des hautes fréquences au même niveau que celui des basses fréquences permet d'améliorer le rapport signal sur bruit, c'est à dire égaliser les spectres d'amplitudes en fonctions de la fréquence sans modifier les phases. [Juan Martin PI ALPERIN 2005]. Cette méthode s'appelle déconvolution par égalisation spectrale.

III.2. Notion d'égalisation spectrale

L'égalisation spectrale est une technique simple de filtrage qui permet d'améliorer la Qualité des données sismiques, cette opération consiste à uniformiser le contenu fréquentiel des enregistrements ne doit en aucun cas rendre complètement le spectre plat c'est-à-dire mettre globalement toutes les fréquences du même niveau. Comme dans le cas d'égalisation dynamique, on doit respecter (les bosses) et (les creux) du module du spectre correspondant aux différentes arrivées d'énergie. [Benhama,2000]

Cette méthode repose sur l'hypothèse de base la série des coefficients de réflexion est blanche.

III .3. Principe de la déconvolution par égalisation spectrale

L'égalisation spectrale a été étudiée par **Otis et Smith (1977)** et par **Tufekčić et al (1981)**. Ils considèrent que c'est une méthode appropriée pour filtrer les données pour lesquelles le bruit organisé est très complexe. L'idée de l'égalisation spectrale est de faire remonter les hautes fréquences au niveau moyen des basses fréquences mais en gardant les pics et les trous présents dans le spectre. Il n'est pas souhaitable de donner la même énergie à tout le spectre et le rendre plat, puisqu'on risque de remonter le niveau de bruit dans les bandes de fréquence ne contenant pas d'information. **Tufekčić et al. (1981)** ont développé un algorithme permettant de rendre le spectre d'une trace donnée semblable à un spectre moyen calculé à partir des traces voisines de façon à uniformiser le spectre de toutes les traces.

Coppens et Mari (1984) ont développé une méthode de filtrage dans le domaine des

fréquences qui a pour but de mettre globalement l'amplitude du spectre des traces au même niveau pour toutes les fréquences, tout en respectant les variations locales et ceci sans modifier la phase du signal (Figure IX.1). L'égalisation est faite indépendamment pour chaque trace en se limitant à une bande de fréquences donnée.

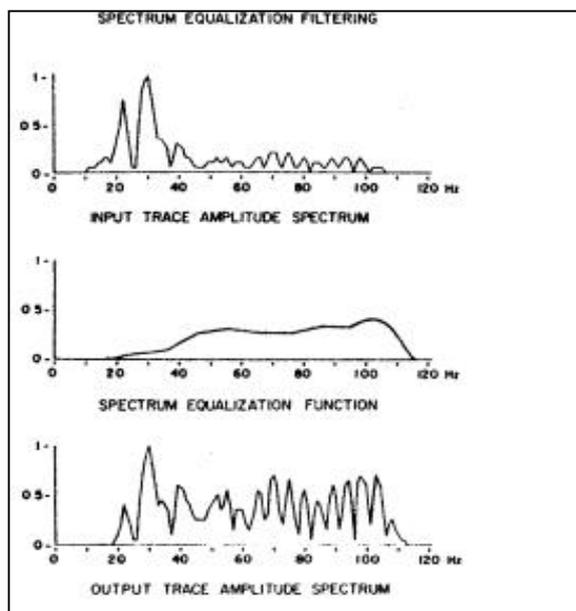


Figure. III. 1. Egalisation spectrale réalisée pour une trace (Juan Martin PI Alperin, 2005)

L'opération consistant à égaliser le contenu fréquentiel doit donc respecter les Variations locales d'énergie dans le spectre. L'égalisation doit être réalisée dans la bande de fréquences utile du signal sismique et surtout pas au-delà de la bande passante de l'enregistrement. Mais comme une partie importante de l'information enregistrée réside dans la phase du signal, l'opérateur ne doit pas la modifier. L'égalisation spectrale peut être réalisée très facilement dans le domaine spectral à l'aide de la transformé de Fourier rapide (FFT).

Dans le domaine spectral, l'opérateur doit être purement réel pour ne pas modifier la phase.

Appelons :

$e(m\Delta t)$: la trace d'entrée ; $s(m\Delta t)$: la trace sortie ; $h(m\Delta t)$: l'opérateur d'égalisation, et $E(k\Delta f)$, $S(k\Delta f)$, $H(k\Delta f)$ leurs transformées de Fourier respectives avec :

Δt : pas d'échantillonnage en temps.

m : numéro de l'échantillon de la fonction temps variant de 1 à N.

k : numéro de l'échantillon de la transformée de Fourier variant de 1 à N.

N : nombre total d'échantillons.

Δf : pas d'échantillonnage en fréquence égal à : $\frac{1}{N \cdot \Delta T}$

Alors:

$$S(k\Delta f) = E(k\Delta f) \cdot H(k\Delta f) \quad (\text{III-1})$$

Avec : $K=1 \dots N$.

La fonction réelle $H(k\Delta f)$ d'égalisation spectrale doit tendre vers 0 aux fréquences

limites de la bande passante. Parmi les différentes fonctions H qui réalisent au mieux

L'égalisation spectrale, la plus satisfaisante peut être considérée comme celle dont la réponse impulsionnelle est la plus courte (**Coppens et Mari, 1984**).

Une façon simple d'obtenir la fonction H est de calculer les valeurs moyennes du

module du spectre E ($k\Delta f$) dans des bandes de fréquence étroites de largeur $LF = n\Delta F$

de façon analogue à la compensation automatique dans le domaine temps de la décroissance d'énergie des traces en fonction de temps.

Nous déterminons ainsi une fonction R définie par points :

$$R_j = \frac{V}{n} \left[\sum_{k=j+1-\frac{n}{2}}^{j+\frac{n}{2}} |E(k\Delta f)| \right] \quad (\text{III-2})$$

Avec : $j = \frac{n}{2}, \frac{3n}{2}, \dots, N - \frac{n}{2}$

où V est la valeur moyenne globale du module du spectre donnée par :

$$V = \frac{\sum_{K=1}^N |E(k\Delta f)|}{N} \quad (\text{III-3})$$

Pour chaque fréquence, la valeur de la fonction H peut être obtenue par interpolation

entre les points R_j . Parmi les fonctions H qui passent par les points R_j imposée celle dont la transformée de Fourier inverse $h(t)$ est de durée minimale, est une fonction réelle, linéaire par morceaux. La fonction H obtenue par interpolation linéaire entre les points R_j est une fonction dont la dérivée est discontinue, mais qui fournit l'opérateur $h(t)$ de durée minimale. Si nous désirons une fonction plus lisse dont la dérivée soit discontinue, nous pouvons effectuer l'interpolation entre les points R_j par une fonction spline de type cubique.

La fonction H doit tendre vers 0 aux fréquences qui limitent la bande passante et être 0 en dehors de celle-ci. Pour minimiser l'influence du phénomène de Gibbs, le passage à zéro doit être progressif, soit de façon linéaire, soit en utilisant une fonction plus plate à l'origine (\cos^2 ou exponentiel décroissant)

III .4. Conclusion

Cette méthode de déconvolution permet d'homogénéiser le contenu fréquentiel vers les hautes fréquences et les basses fréquences et de traiter tous les horizons. On ne s'intéresse pas comme les autres méthodes de déconvolution à la forme de signal lors de sa propagation dans le sous-sol.

Aussi parce qu'elle permet d'obtenir un contenu fréquentiel plus homogène et une meilleure résolution de la sismique, est utilisée avant sommation comme un prétraitement pour améliorer l'efficacité des opérations suivantes.

IV.1. Introduction

On a deux types de déconvolution :

- La déconvolution déterministe : est appliqué quand l'ondelette de la source est connue, dans ce cas, un inverse est calculé et la trace enregistrée subit, alors, une déconvolution ; elle est ensuite habillée d'une ondelette à phase nulle désirée.
- La déconvolution statistique : est appliqué quand l'ondelette de la source est inconnue elle est, en fait, extraite par des processus d'estimation statistique de la trace. Dans ces cas, la déconvolution statistique est appliquée sous réserve des suppositions sur l'ondelette qui sont :
 - l'ondelette doit être de phase minimum.
 - la série des coefficients de réflexion est aléatoire.

Les différentes estimations reposent plus ou moins sur les suppositions quand à déjà citer dans le chapitre précédent.

IV.2. Les méthodes d'extraction de l'ondelette :

La fonction d'autocorrélation de la trace sismique $T(t) = w(t) * r(t)$ (IV-1)

sans multiple est donnée par :

$$\begin{aligned}
 \Phi_{TT}(t) &= E\{T(t). T(t+\tau)\} \\
 &= E\{W(t) * r(t). W(t+\tau) * r(t+\tau)\} \\
 &= E\{W(t). W(t+\tau)\} * E\{r(t). r(t+\tau)\} \\
 &= \phi_{WW}(t) * \phi_{rr}(t) \qquad \qquad \qquad (IV-2)
 \end{aligned}$$

Comme la série des coefficients de réflexion $r(t)$ est supposée blanche, et suit une loi gaussienne de moyenne nulle et de variance σ^2 , on obtient une fonction d'autocorrélation :

$$\Phi_{TT}(t) = \sigma^2 \cdot \Phi_{WW}(t) \qquad \qquad \qquad (IV-3)$$

De plus, comme la transformée de Fourier de l'autocorrélation d'un signal est égale au spectre de puissance de celui-ci, alors on aura :

$$TF[\Phi_{TT}(t)] = \sigma^2 \cdot |W(v)|^2 \qquad \qquad \qquad (IV-4)$$

Avec $|W(v)|$ est le spectre d'amplitude de l'ondelette.

Il est donc possible d'évaluer l'autocorrélation de l'ondelette sans multiples en sélectionnant la partie centrale de l'autocorrélation de la trace sismique. La longueur choisie

sera de $2L$. L étant la longueur évaluée en (ms) de l'ondelette.

IV.2.1. Extraction par la transformée d'Hilbert

Soit $S(t)$ un signal réel

$$S(t) \text{ est dite causal si } S(t) = \begin{cases} S(t) & \text{si } t \geq 0 \\ 0 & \text{si } t \leq 0 \end{cases} \quad (\text{IV-5})$$

On peut cependant écrire : $S(t) = S(t) \cdot H(t)$

Avec $H(t)$ est la fonction de Heaviside définie par

$$H(t) = \begin{cases} 1 & \text{si } t \geq 0 \\ 0 & \text{si } t \leq 0 \end{cases} \quad (\text{IV-6})$$

Calculons, la transformée de Fourier de $S(t)$

$$S(v) = TF[S(t)] * TF[H(t)] \text{ on a la } TF[H(t)] = -\frac{1}{2\pi} jV_p \frac{1}{v} + \frac{1}{2} \delta(v)$$

$$S(v) \text{ est généralement complexe : } S(v) = A(v) + jb(v)$$

$$\begin{aligned} \text{Donc } A(v) + jb(v) &= [A(v) + jb(v)] * \left[-\frac{1}{2\pi} jV_p \frac{1}{v} + \frac{1}{2} \delta(v) \right] \\ &= \left[\frac{A(v)}{2} + \frac{1}{2\pi} V_p \frac{1}{v} * B(v) \right] + j \left[-\frac{1}{2\pi} A(v) * V_p \frac{1}{v} + \frac{B(v)}{2} \right] \end{aligned}$$

$$\text{D'où } A(v) = \left[\frac{A(v)}{2} + \frac{1}{2\pi} V_p \frac{1}{v} * B(v) \right]$$

$$B(v) = \left[\frac{B(v)}{2} - \frac{1}{2\pi} V_p \frac{1}{v} * A(v) \right]$$

$$\frac{A(v)}{2} = \frac{1}{2\pi} V_p \frac{1}{v} * B(v) \quad \Rightarrow \quad A(v) = \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{v} * B(v)$$

$$\frac{B(v)}{2} = -\frac{1}{2\pi} V_p \frac{1}{v} * A(v) \quad \Rightarrow \quad B(v) = \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{v} * A(v)$$

$B(v)$ représente le spectre de phase du signal $S(t)$.

En utilisant la fonction d'autocorrélation de la trace sismique dans le cas de l'absence du bruit, on peut déduire son spectre d'amplitude comme suit :

$$\begin{aligned} T(t) * T(-t) &= [S(t) * r(t)] * [S(-t) * r(-t)] \\ &= [S(t) * S(-t)] * [r(t) * r(-t)] \quad (\text{IV-7}) \end{aligned}$$

$$\phi_{TT}(t) = \phi_{SS}(t) * \phi_{rr}(t) \quad (\text{IV-8})$$

Puisque la série des coefficients de réflexion est supposée blanche, alors son autocorrélation est une constante k . alors $\phi_{TT}(t) = k. \phi_{SS}(t)$ (IV-9)

La transformée de Fourier de l'autocorrélation de la trace donne :

$$\phi_{TT}(v) = k. \phi_{SS}(v) \quad (\text{IV-10})$$

Avec $\Phi_{ss}(v)$ représente le spectre d'énergie du signal $S(t)$.

$$\phi_{TT}(v) = k. |S(v)|^2 \quad (\text{IV-11})$$

Le fait que le spectre d'énergie de la série des coefficients de réflexion est plat, on peut prendre

$$k=1. \text{ Alors } |S(v)| = \sqrt{\phi_{TT}(t)}$$

$$\text{Et on a } s(t) \rightarrow |S(v)| = |A(v)|e^{j\theta(v)} = e^{\text{Log}|A(v)|+j\theta(v)} \quad (\text{IV-12})$$

Le logarithme de $S(v)$ nous donne

$$\text{Log}[S(v)] = \text{Log} |A(v)| + j\theta(v) \quad (\text{IV-13})$$

$|A(v)|$ et $\theta(v)$ sont liées par la transformée d'Hilbert

$$\theta(v) = -\frac{1}{\pi v} * \text{Log} |A(v)| \quad (\text{IV-14})$$

Dans le domaine temporel on aura :

$$\theta(t) = TF^{-1}[\text{Log}|A(v)|]. (-j). \text{sign}(t) \quad (\text{IV-15})$$

$$\text{On rappelle que } \text{sign}(t) = \begin{cases} 1 & \text{si } t > 0 \\ -1 & \text{si } t < 0 \end{cases} \quad (\text{IV-16})$$

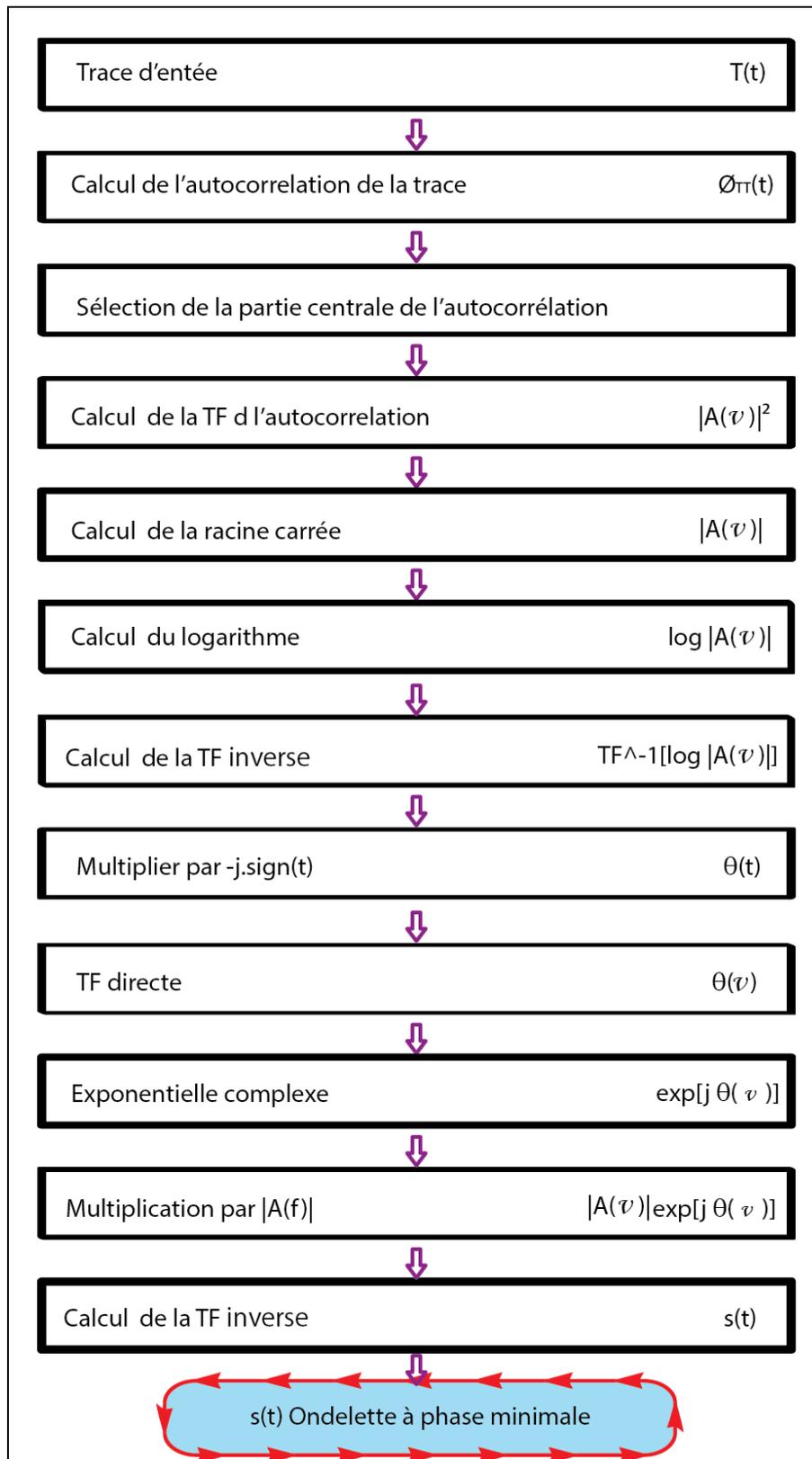


Figure. IV. 1. Organigramme d'extraction de l'ondelette minimum phase par la TH

IV.2.2. Extraction par la corrélation

Soit une ondelette $S(t)$ et dont les échantillons sont : $(a_0, a_1, \dots, a_i, \dots, a_{n-1}, a_n)$ où a_i est la valeur de l'échantillon de rang i . si τ est le pas d'échantillonnage, la transformée en Z de cette ondelette est :

$$S(z) = a_1 Z^1 + a_2 Z^2 + \dots + a_n Z^n = a_n (Z - Z_0)(Z - Z_1) \dots (Z - Z_n) \quad (\text{IV-17})$$

Avec $Z = e^{-2\pi j \nu t}$ ν étant la fréquence

La transformée en Z de l'autocorrélation de cette ondelette s'écrit :

$$A(Z) = S(Z) \overline{S(Z)} = (a_1 Z^1 + a_2 Z^2 + \dots + a_n Z^n) \cdot (a_1 Z^{-1} + a_2 Z^{-2} + \dots + a_n Z^{-n})$$

Ou bien

$$A(Z) = A_n Z^{-n} + \dots + A_2 Z^{-2} + A_1 Z^{-1} + A_0 + A_1 Z^1 + A_2 Z^2 + \dots + A_n Z^n$$

Si Z_i est une racine de $S(Z)$, alors elle est aussi racine de $A(Z)$ et son inverse l'est également, D'où $A(Z)$ peut s'écrit comme suit :

$$A(Z) = a_n^2 \cdot (Z - Z_0)(Z - Z_1) \dots (Z - Z_n) \cdot (1/Z - Z_0)(1/Z - Z_1) \dots (1/Z - Z_n) \quad (\text{IV-18})$$

Si $|Z_i| > 1$, le monôme $(Z - Z_i)$ est à phase minimum, c'est à dire le maximum d'énergie est situé dans le premier lobe, et l'ondelette $(1/Z - Z_i)$ est à phase maximale et vis versa. L'ondelette $S(Z)$ sera ainsi à phase minimale si toutes ses racines Z_i sont de module supérieur à l'unité.

Le procédé d'extraction de l'ondelette minimum phase à partir d'une trace sismique en utilisant l'opération de corrélation est résumé dans la figure. IV.1

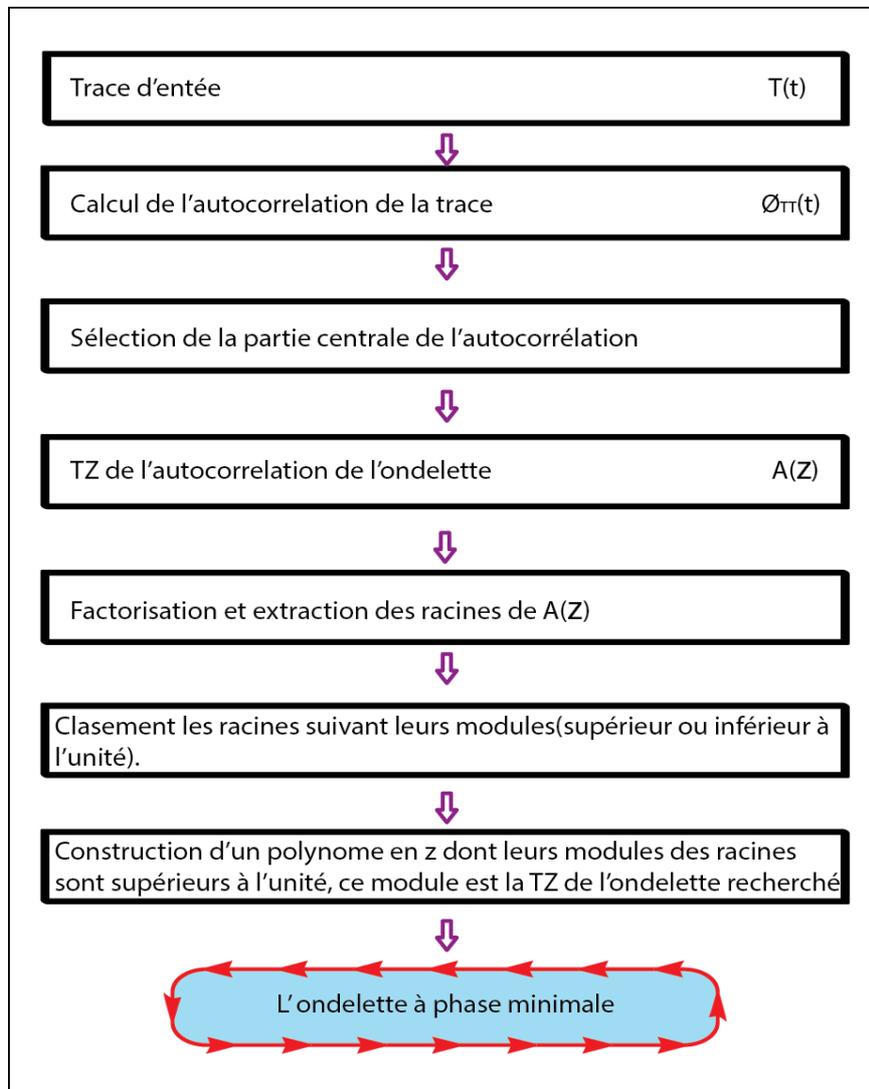


Figure. IV.2. Organigramme d'extraction de l'ondelette minimum phase en utilisant la TZ

IV.3. Filtre inverse

Si un opérateur de filtrage $f(t)$ est défini, tel que la convolution de $f(t)$ avec un sismogramme synthétique connu $T(t) = w(t) * r(t)$ fournisse une estimée de la réponse impulsionnelle du sous-sol $r(t)$ [Yilmaz. OZ, 1988], alors :

$$r(t) = f(t) * T(t) \quad (IV-19)$$

En substituant $r(t)$ dans l'expression de la trace sismique $T(t)$, on aura :

$$T(t) = w(t) * f(t) * T(t) \quad (IV-20)$$

Donc :

$$w(t) * f(t) = T(t) * [T(t)]^{*-1} = \delta(t) \quad (IV-21)$$

Avec

$$\delta(t) = \begin{cases} 1 & \text{si } t = 0 \\ 0 & \text{ailleurs} \end{cases} \quad \text{Qui représente l'élément neutre du produit de la convolution.}$$

D'où le filtre $f(t)$ calculé comme suite :

$$f(t) = [w(t)]^{*-1} * \delta(t) = [w(t)]^{*-1} \quad (\text{IV-22})$$

Avec $[w(t)]^{*-1}$ est l'inverse de l'ondelette $w(t)$ au sens de produit de convolution.

En utilise la transformée de Fourier pour passer du domaine temporel au domaine fréquentiel, où l'opération de convolution devient un simple produit, et le filtre devient alors :

$$TF[w(t)].TF[f(t)] = TF[\delta(t)] \quad (\text{IV-23})$$

$$W(v).F(v) = 1 \quad (\text{IV-24})$$

D'où

$$F(v) = \frac{1}{W(v)} \quad (\text{IV-25})$$

Donc l'opérateur du filtrage est « l'antisignal » de l'ondelette émise $w(t)$.

L'opération de calcul et application du filtre est schématisé sur la figure. IV.

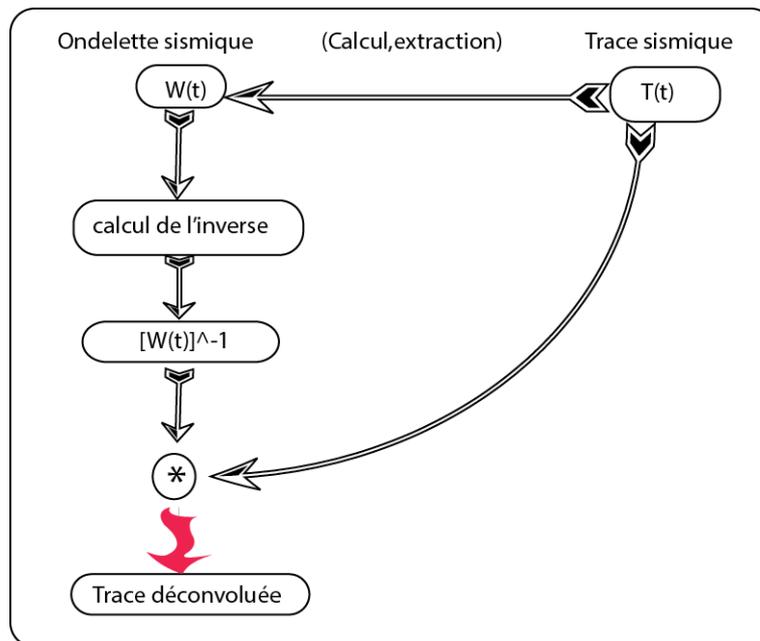


Figure. IV. 3. Calcul et application du filtre inverse (Yilmaz.OZ,2001)

IV.4. Le problème de stabilité le filtre

En général le filtre de déconvolution $f(t)$ est obtenu par une division. Le filtre inverse calculé inversement proportionnel à l'ondelette émise $w(t)$, doit être stable.

Dans le cas où le dénominateur est nul, ou tend vers zéro, on risque d'avoir un problème de

stabilité :

On avait dans le domaine fréquentiel :

$$W(v).F(v) = \delta(v) \tag{IV-26}$$

On calcule le filtre par une simple division

$$F(v) = \frac{\delta(v)}{W(v)} \tag{IV - 27}$$

$$F(v) = \frac{\delta(v). \overline{W(v)}}{W(v)\overline{W(v)}} \tag{IV - 28}$$

$$F(v) = \frac{\delta(v). \overline{W(v)}}{|W(v)|^2} \tag{IV - 29}$$

Avec $|W(v)|^2$ est le spectre de puissance de l'ondelette $w(t)$.

Pour certaines fréquences, le module de diviseur (le spectre de puissance de l'ondelette) peut être nul ou très proche de zéro, ce qui fait tendre le gain du filtre vers l'infini ce qui est impossible à calculer le filtre (indétermination). (Figure. IV.3)

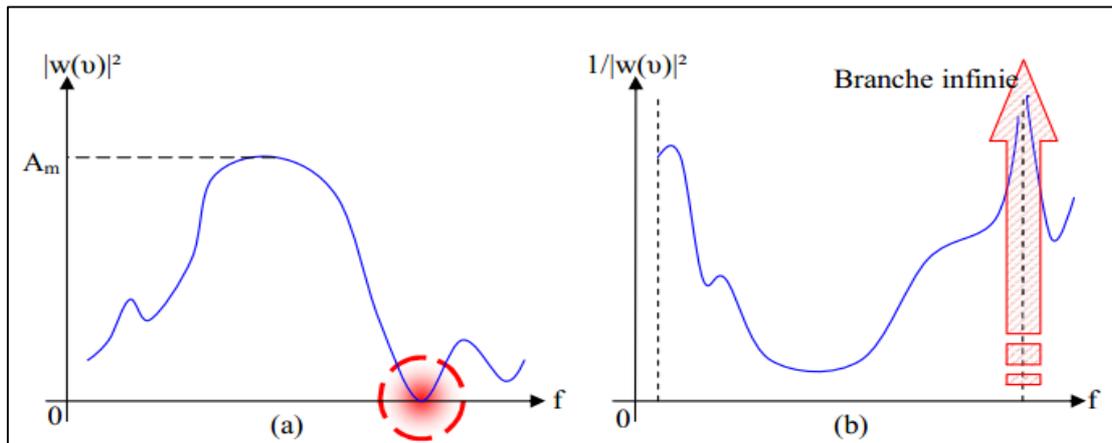


Figure. IV. 4. Le problème de stabilité du filtre inverse (Benhamma,2000)

IV.5. Le préwhitening

Pour stabiliser le filtre inverse, on ajoute un petit pourcentage (ϵ) de bruit blanc. Ce pourcentage peut être déterminé en utilisant la fonction de cohérence de deux traces voisines définies par :

$$c(v) = \left(\frac{\varphi_{T_1 T_2}(v) \varphi_{T_2 T_1}(v)}{\varphi_{T_1 T_1}(v) \varphi_{T_2 T_2}(v)} \right)^{\frac{1}{2}} \tag{IV - 30}$$

Avec :

$\varphi_{T_1 T_1}(v)$: la fonction d'autocorrélation de $T_1(v)$

$\varphi_{T_2 T_2}(v)$: la fonction d'autocorrélation de $T_2(v)$

$\varphi_{T_1 T_2}(v)$: la fonction d'autocorrélation de $T_1(v)$ et $T_2(v)$

$\varphi_{T_2 T_1}(v)$: la fonction d'autocorrélation de $T_2(v)$ et $T_1(v)$

On détermine ainsi le rapport signal sur bruit qui est donné par :

$$\left| \frac{s}{b} \right|^2 = \frac{c(v)}{1 - c(v)}$$

Donc
$$\varepsilon = \left| \frac{s}{b} \right| = \left(\frac{c(v)}{1 - c(v)} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{IV-31})$$

En ajoutant la quantité ε au spectre de puissance $|W(v)|^2$, le problème de stabilité du filtre sera résolu, et le filtre sera calculé comme suit :

$$F(v) = \frac{|W(v)|}{|W(v)|^2 + \varepsilon} \quad (\text{IV - 32})$$

Le bruit blanc dans le domaine fréquentiel (figure.IV.4)

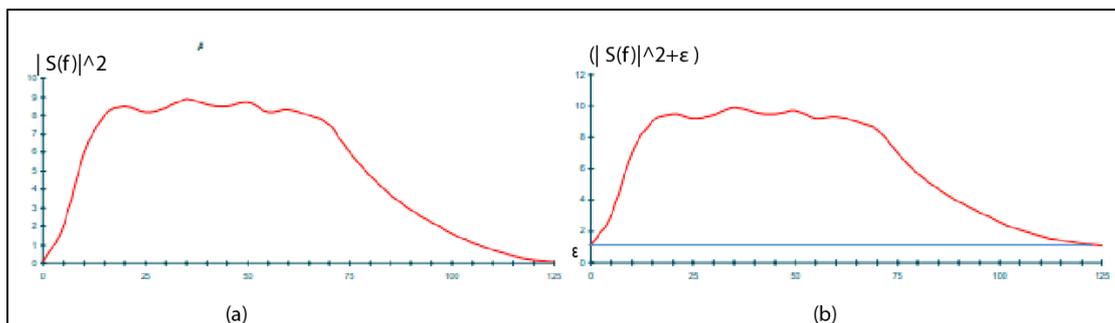


Figure. IV. 5. Préwhitening dans le domaine fréquentiel (a) spectre d'amplitude avant (b) et après l'ajout du bruit blanc (**document Cefoga**)

Dans le domaine temporel, cette opération est identique à l'ajout de la constante ε , à la valeur du pic central de l'autocorrélation

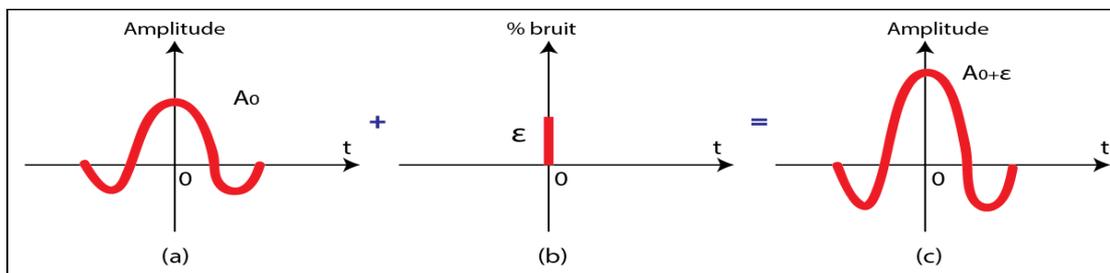


Figure. IV. 6. Préwhitening dans le domaine temporel, (a) autocorrélation de l'ondelette, (b) bruit blanc ajouté (c) l'autocorrélation après le préwhitening (**modifié de Benhama,2000**)

IV.6. Filtre de Wiener

La théorie de Wiener délivre un filtre qui minimise l'erreur résiduelle, c'est-à-dire la différence entre la sortie réelle et la sortie désirée. [Yilmaz,Oz,2001]

Soit : $g(t)$ un signal d'entrée.

$h(t)$ une sortie désirée.

$f(t)$ le filtre rechercher donnant une sortie réelle $y(t)$ proche de $h(t)$.

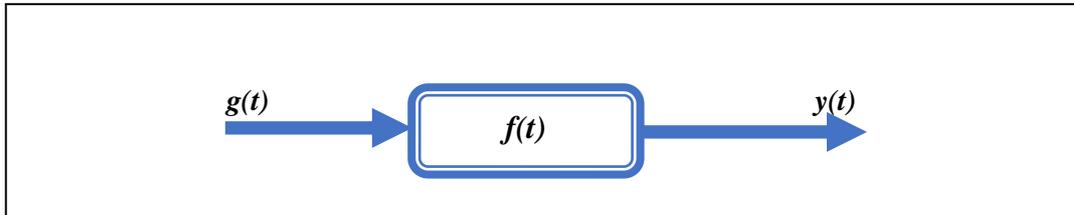


Figure. IV. 7. Le filtre de Wiener

IV.5.1. Fondement mathématique

L'approximation au sens du moindre carrés nous permet d'écrire :

$$\sigma^2 = E[h(t) - y(t)]^2 = \min \quad (\text{IV-33})$$

$$y(t) = g(t) * f(t) \quad (\text{IV-34})$$

On aura :

$$\sigma^2 = E[h(t) - g(t) * f(t)]^2$$

En discrétisant cette relation on aura :

$$\sigma^2 = E \left[\left(h(t) - \sum_{k=0}^{N-1} f_k \cdot g_{i-k} \right)^2 \right] \quad (\text{IV} - 35)$$

Pour que σ^2 soit minimum il faut que les premières dérivées par rapport à f_n s'annulent.

$$\frac{\partial \sigma}{\partial f_n} = 0$$

$$\frac{\partial \sigma}{\partial f_n} = \frac{\partial}{\partial f_n} \left\{ E \left[\left(h(t) - \sum_{k=0}^{N-1} f_k \cdot g_{i-k} \right)^2 \right] \right\} = 0$$

$$= E \left\{ \frac{\partial}{\partial f_n} \left[\left(h(t) - \sum_{k=0}^{N-1} f_k \cdot g_{i-k} \right)^2 \right] \right\} = 0$$

$$\begin{aligned}
&= 2E \left\{ \left(h(t) - \sum_{k=0}^{N-1} f_k \cdot g_{i-k} \right) \cdot \frac{\partial}{\partial f_n} \left(h(t) - \sum_{k=0}^{N-1} f_k \cdot g_{i-k} \right) \right\} = 0 \\
&= E \left\{ \left(h(t) - \sum_{k=0}^{N-1} f_k \cdot g_{i-k} \right) \cdot \frac{\partial}{\partial f_n} f_k \cdot g_{i-n} \right\} = 0 \\
&= E \left\{ \left(h(t) - \sum_{k=0}^{N-1} f_k \cdot g_{i-k} \right) \cdot g_{i-n} \right\} = 0 \\
&= E \left\{ \left(h \sum_{k=0}^{N-1} f_k \cdot g_{i-k} \right) \cdot g_{i-n} \right\} = E \{ h(t) \cdot g_{i-n} \}
\end{aligned}$$

On pose $g_{i-n} = g_{(i-k)-(n-k)}$

$$\frac{\partial \sigma^2}{\partial f_n} = \sum_{k=0}^{N-1} f_k \cdot E(g_{i-k} \cdot g_{(i-k)-(n-k)}) = E\{h(t) \cdot g_{i-n}\} \quad (\text{IV} - 36)$$

On peut écrire la crosscorrélation : $\phi_{xy} = \sum_{n=1}^N X_{n-k} \cdot Y_n = E\{X_{n-k} \cdot Y_n\}$ (IV-37)

Et l'autocorrélation : $\phi_{xy} = \sum_{n=1}^N X_{n-k} \cdot X_n = E\{X_{n-k} \cdot X_n\}$ (IV-38)

D'où la dérivée précédente s'écrit $\sum_{k=0}^{N-1} f(k) \phi_{gg}(n-k) = \phi_{hg}(n)$ (IV-39)

C'est l'équation générale de Wiener ; elle est valable pour tous les filtres inverses :

La partie droite représente la convolution de l'opérateur avec l'autocorrélation de la trace sismique, alors que la partie gauche est la fonction de crosscorrélation de la trace sismique avec le signal de sortie désirée.

Le développement de l'équation de Wiener donne le système d'équations suivant :

$$\begin{cases} \phi_{gg}(0)f_0 + \phi_{gg}(1)f_1 + \dots + \phi_{gg}(N-1)f_{N-1} = \phi_{gh}(0) \\ \phi_{gg}(1)f_0 + \phi_{gg}(0)f_1 + \dots + \phi_{gg}(N-2)f_{N-1} = \phi_{gh}(1) \\ \vdots \\ \phi_{gg}(N-2)f_0 + \phi_{gg}(N-3)f_1 + \dots + \phi_{gg}(0)f_{N-1} = \phi_{gh}(N-2) \\ \phi_{gg}(N-1)f_0 + \phi_{gg}(N-2)f_1 + \dots + \phi_{gg}(0)f_{N-1} = \phi_{gh}(N-1) \end{cases} \quad (\text{IV-40})$$

On passe à la représentation sous forme matricielle en utilisant la matrice de Toeplitz :

$$\begin{bmatrix}
 \phi_{gg}(0) & \phi_{gg}(1) & \dots & \phi_{gg}(N-2) & \phi_{gg}(N-1) \\
 \phi_{gg}(1) & \phi_{gg}(0) & \dots & \phi_{gg}(N-3) & \phi_{gg}(N-2) \\
 \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots \\
 \phi_{gg}(N-2) & \phi_{gg}(N-1) & \dots & \phi_{gg}(0) & \phi_{gg}(1) \\
 \phi_{gg}(N-1) & \phi_{gg}(N-2) & \dots & \phi_{gg}(1) & \phi_{gg}(0)
 \end{bmatrix}
 \times
 \begin{bmatrix}
 f_0 \\
 f_1 \\
 \vdots \\
 f_{N-2} \\
 f_{N-1}
 \end{bmatrix}
 =
 \begin{bmatrix}
 \phi_{gh}(0) \\
 \phi_{gh}(1) \\
 \vdots \\
 \phi_{gh}(N-2) \\
 \phi_{gh}(N-1)
 \end{bmatrix}
 \quad (\text{IV-41})$$

La matrice de Toeplitz présente des propriétés qui facilitent la résolution du système d'équations.

Les propriétés de la matrice de Toeplitz :

- cette matrice est à diagonale principale dominante.
- Elle est symétrique.
- Elle peut être construite par la simple connaissance de la première ligne.
- Le déterminant est différent de zéro, donc elle est inversible.
- Elle est positive.

IV.7. La déconvolution de Wiener (déconvolution globale)

IV.7.1. Introduction

Le filtre optimum de Wiener, est optimum en ce que l'erreur par les moindres carrés entre les sorties réelle et désirée soit minimum. Quand la sortie désirée est un spike à l'instant zéro (1,0,0,0,0...) alors le filtre de Wiener est identique au filtre inverse par les moindres carrés.

IV.7.2. Concept de base

Une trace sismique dans son modèle propre, $T(t) = w(t) * r(t)$, dont un filtre inverse est suffisant pour récupérer la série des coefficients de réflexion. Mais en réalité la forme mathématique de la trace sismique est assez complexe si on prend en considération les différents bruits qui l'affectent comme les réverbérations et les multiples. Dans ce cas, la trace aura la forme suivante :

$$T(t) = s(t) * r(t)$$

Avec

$$S(t) = w(t) * re(t) * m(t) \quad (\text{IV-42})$$

$w(t)$ l'ondelette émise

$re(t)$ la réverbération

$m(t)$ multiples

Donc le signal comporte trois facteurs convolutifs ; dans ce cas on est amené à déterminer trois opérateurs individuels, dont chacun réalisera spécifiquement une opération donnée.

Donc on aura :

$$[f_1(t) * w(t)][f_2(t) * re(t)][f_3(t) * m(t)] = \delta(t) \quad (\text{IV-43})$$

$f_1(t)$ est l'opérateur de désynthétisation c'est-à-dire qu'il a pour but d'éliminer le facteur convolutif constitué par l'ondelette.

$f_2(t)$: est l'opérateur de désynthétisation chargé d'éliminer les réverbérations si elles existent (le cas de la sismique marine).

$f_3(t)$: est l'opérateur de multiplication, qui à pour but d'éliminer les multiples.

IV.7.3. L'opération de désynthétisation

Pour déterminer le filtre de déconvolution qui élimine l'effet de l'ondelette, on néglige les autres facteurs convolutifs. On a une expression simplifiée de la trace :

$$T_1(t) = w(t) * r(t) \quad (\text{IV-44})$$

L'opérateur $f_1(t)$ sera

$$[f_1(t) * w(t)] = \delta(t) \quad (\text{IV-45})$$

Dans le domaine fréquentiel nous donne

$$F_1(v) \cdot W(v) = I \quad (\text{IV-46})$$

L'ondelette sismique a une forme (phase) et une énergie bien donnée (amplitude). La désynthétisation doit comporter alors deux opérations l'une traitant l'amplitude (déconvolution de l'amplitude) et l'autre s'occupe de la phase (déconvolution de phase).

IV.7.4. La déconvolution des amplitudes

La crosscorrélation de deux traces voisines est proportionnelle à l'autocorrélation du signal sismique :

$$\phi_{T_1 T_2}(v) = k \cdot \phi_{SS}(v) \quad (\text{IV-47})$$

L'effet des multiples, réverbérations étant négligés ; à cet effet on a $k=1$,

Et $\phi_{SS}(t) = \phi_{ww}(t)$

$$\text{Donc } \phi_{T_1 T_2}(t) = \phi_{SS}(t) \quad (\text{IV-48})$$

$$\text{Ce qui donne } \phi_{T_1 T_2}(t) = |w(t)|^2 \quad (\text{IV-49})$$

L'énergie d'interaction des deux traces voisines :

$$w(t) = \sqrt{\phi_{T_1 T_2}(t)} \quad (\text{IV-50})$$

Le module de l'ondelette étant déterminé, on calcule facilement :

$$F_1 = \frac{1}{|w(v)|} = \frac{1}{\sqrt{\phi_{T_1 T_2}(v)}} \quad (\text{IV} - 51)$$

IV.7.5. La déconvolution de phase

A un spectre d'amplitude donné pourra correspondre plusieurs ondelettes de spectres de phase différents, pour réussir alors la déconvolution cela nécessite la connaissance de la phase de l'ondelette à un spectre d'amplitude défini. Cependant on a vu que la phase et le module d'un signal sont liées par la transformée de Hilbert :

$$\theta(v) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\ln|w(\psi)|}{\psi - v} d\psi \quad (\text{IV} - 52)$$

Une fois le spectre de phase de l'ondelette est déterminé par la biais du spectre d'amplitude, comme la phase est un facteur additif. Le spectre de phase de l'opérateur est

$$\theta_{F_1}(v) = -\theta_w(v) \quad (\text{IV-53})$$

à ce niveau la trace sismique est débarrassée de l'influence de l'ondelette ; on effectue une déconvolution d'amplitude et ensuite de phase.

IV.7.6. L'élimination des multiples et des réverbérations

La réverbération est un multiple particulier rencontré dans la couche d'eau en sismique marine. Elle résulte de l'oscillation du signal émis entre le toit et la base de la couche d'eau

Le processus d'atténuation des multiples repose sur les vitesses de correction d'obliquité, ou « normal moveout » (NMO). Les multiples arrivent en retard par rapport à leurs réflexions primaires et se superposent sur d'autres réflexions. La différence entre le multiple et la réflexion superposée se concentre dans leurs corrections NMO. La phase des analyses de vitesses offre la possibilité d'élaborer deux champs de vitesses, l'un pour les réflexions primaires et l'autre pour les multiples. Par conséquent, la simulation de chacune des deux réflexions (multiple et primaire), en utilisant leurs vitesses, permet de supprimer par soustraction les multiples des primaires. [Mihoubi.A,2014]

Backus (1959) a montré que la nature périodique des multiples du fond marin peut être utilisé pour prédire la partie des réflexions primaires et la partie des multiples. Le filtrage inverse peut alors être utilisé pour éliminer les multiples de la trace. Cette méthode est appelée déconvolution prédictive. [K.Peacock et Robinson,1969]

La sommation est également reconnue comme un moyen très efficace de traiter incohérente bruit et longue période d'interférence multiple sur les décalages loin. Il est moins efficace sur autres types de bruit (comme les multiples de courte période et ground-roll). Malheureusement, la sommation ne supprime pas tous les multiples et il atténue les multiples de la section sommée. [Yilmaz,Oz ,1988]

IV.7.7. Les méthodes prédictives

La déconvolution prédictive consiste à utiliser l'information du début des traces sismiques, pour prédire des réverbérations et les multiples, afin de pouvoir ensuite les éliminer. Elle utilise l'autocorrélation des traces sismiques. [Yilmaz.Oz,2001]

IV.7.7.1. L'autocorrélation de la trace sismique

Soit $T(t)$ la trace sismique enregistrée son autocorrélation est :

$$\varphi_{TT}(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} T(t) \cdot T(t + \tau) d\tau \quad (\text{IV-54})$$

$$\varphi_{TT}(\omega) = T(t) * T(-t) \quad (\text{IV-55})$$

Or pour une trace sismique dont on néglige le bruit supposé atténué par la couverture multiple :

$$T(t) = S(t) * r(t) \quad (\text{IV-56})$$

$S(t)$: Le signal émis

$r(t)$: la série de réflectivité

$$\varphi_{TT}(t) = S(t) * r(t) * S(-t) * r(-t) \quad (\text{IV-57})$$

$$= S(t) * S(-t) * r(t) * r(-t) \quad (\text{IV-58})$$

$$\varphi_{TT} = \varphi_{SS}(t) * \varphi_{rr}(t) \quad (\text{IV-59})$$

Comme la série des coefficients de réflexion est supposée blanche on a :

$$\varphi_{rr}(t) = \sigma^2 \delta(t) \quad (\text{IV} - 60)$$

σ^2 Variance de $r(t)$.

On calcule la Transformée de Fourier de la trace sismique pour remonter à l'énergie de la trace sismique

$$TF[\varphi_{TT}(t)] = TF[\varphi_{SS}(t)] \cdot TF[\varphi_{rr}(t)] \quad (\text{IV} - 61)$$

$$\varphi_{TT}(v) = \varphi_{SS}(v) \cdot \varphi_{rr}(v) \quad (\text{IV-62})$$

$$\varphi_{TT}(v) = \sigma^2 \varphi_{SS}(v) \quad (\text{IV-63})$$

Donc on peut écrire

$$\varphi_{TT}(v) = \sigma^2 |S(v)|^2 \quad (\text{IV-64})$$

L'autocorrélation de la trace sismique permet de différencier les lobes primaires des lobes secondaires formés par les réverbérations et les multiples

IV.7.7.2. Principe de calcul du filtre de prédiction

Les effets indésirables (les réverbérations et les multiples) au cours de traitement sont éliminés en calculant un opérateur de filtre dont sa convolution avec la trace sismique permet de les identifier. Par cette méthode on suppose que la trace sismique est une partie stationnaire ; elle même composée d'une partie aléatoire, les coefficients de réflexion et d'une partie stationnaire liée à la présence des multiples et des réverbérations. On détermine en général un opérateur par trace de longueur suffisante pour tenir compte des variations des multiples d'une trace à l'autre liée à la variation de la profondeur d'eau dans le cas de la sismique marine.

On prédit une portion du signal sur l'autocorrélation de la trace sismique, en convoluant celui-ci avec l'opérateur du filtre, Figure. IV. 8 on obtient :

$$\varphi_{TT}(t + p) = \varphi_{TT}(t) * f_k \quad (\text{IV} - 65)$$

$\varphi_{TT}(t + p)$: représenter la partie prédite

$\varphi_{TT}(t)$: C'est le signal d'entrée qui est l'autocorrélation de la trace sismique

Cette opération permet alors de calculer les composantes de l'opérateur du filtre, connaissant la partie à amputer de l'autocorrélogramme.

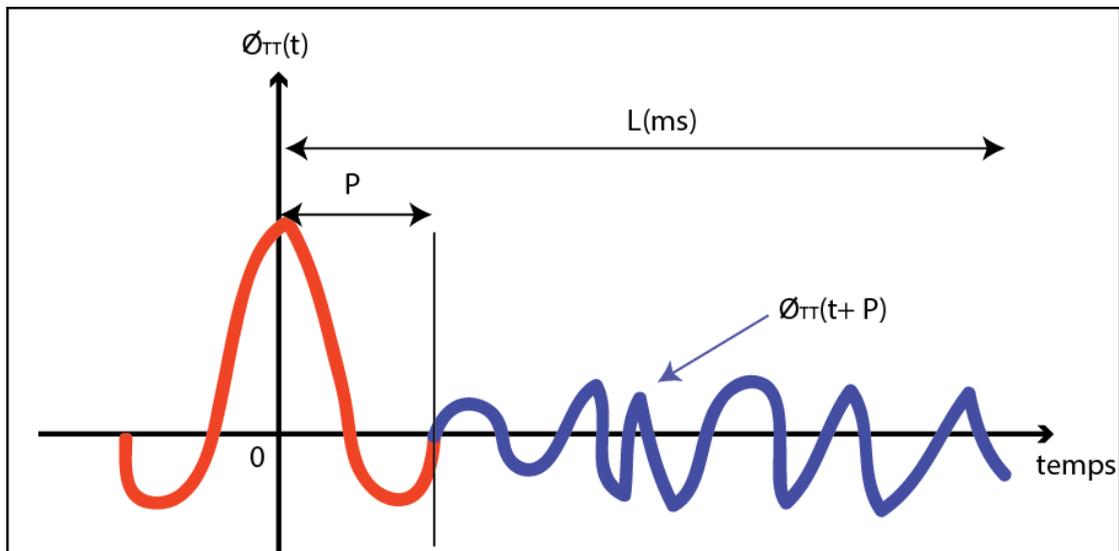


Figure. IV. 9.Détermination de la trane sur l'autocorrélation d'une trace (**modifié de Benhamma,2000**)

Après cela, on détermine la partie réelle prédite : du fait de la présence d'un résidu d'erreur :

$$\phi_{TT}'(t+p) \neq \phi_{TT}(t+\tau) \quad (\text{IV-66}) \quad \phi_{TT}'(t+p) = \phi_{TT}(t) * f_k \quad (\text{IV-67})$$

En faisant un décalage de p sur $\phi_{TT}(t)$ on obtient $\phi_{TT}'(t)$

Par la soustraction entre $\phi_{TT}(t)$ et $\phi_{TT}'(t)$ on obtient la trace déconvoluée ;

IV.7.7.3. Le principe de calcul du filtre d'erreur de prédiction

La méthode de déconvolution prédictive a été décrit dans un article de (Robinson 1966), dans lequel l'auteur préconise une prédire la distance supérieure à l'unité. Une discussion des propriétés générales du filtre numérique Wiener, a été donnée par Robinson et Treitel en 1966, [K. Peacock et Robinson,1969] :

a- Concept de base :

Le processus de filtrage est donné par la formule de convolution discrète [K. Peacock et Robinson,1969] :

$$y(t) = \Delta t \sum_t g(t). f(\tau - t) \quad (\text{IV-68})$$

Ou $g(t)$ est le signal d'entrée

$f(t)$: réponse impulsionnelle du filtre

$y(t)$: signal de la sortie

Δt : pas d'échantillonnage

Si $f(t)$ est une opération de prédiction avec une distance de prédiction « α » ou « p » et d'une

longueur $(n+1)$, la sortie serait une estimation de $g(t)$ à temps $t+\alpha$.

Aucune perte de généralité se traduira si nous supposons que Δt soit égale l'unité ($\Delta t = 1$).

$$y(t) = \sum_t g(t) \cdot f(\tau - t) = \hat{g}(t + \alpha) \quad (\text{IV-69})$$

$\hat{g}(t + \alpha)$: est une estimation de $g(t + \alpha)$

La différence entre $g(t + \alpha)$ et $\hat{g}(t + \alpha)$ donne une série d'erreurs.

$$\varepsilon(t + \alpha) = g(t + \alpha) - \hat{g}(t + \alpha) \quad (\text{IV-70})$$

ou $\varepsilon(t + \alpha)$ est l'erreur de prédiction qui doit être minimum.

Si on remplace (IV-69) dans la formule de $\varepsilon(t + \alpha)$, on aura :

$$\varepsilon(t + \alpha) = g(t + \alpha) - \sum_t g(t) \cdot f(\tau - t) \quad (\text{IV-71})$$

Ou bien

$$\varepsilon(t + \alpha) = g(t + \alpha) - g(t) * f(t) \quad (\text{IV-72})$$

En faisant la transformée en Z , on obtient :

$$Z^{-\alpha} E(Z) = G(Z) Z^{-\alpha} - G(Z) \cdot F(Z) \quad (\text{IV-73})$$

En multipliant cette relation par Z^α , on aura :

$$E(Z) = G(Z) - G(Z)[1 - Z^\alpha F(Z)] \quad (\text{IV-74})$$

$E(Z)$: transformée en Z de l'erreur de prédiction.

$F(Z)$: transformée en Z du filtre de prédiction.

$G(Z)$: transformée en Z du signal d'entrée.

$[1 - Z^\alpha F(Z)]$: transformée en Z du filtre d'erreur de prédiction.

L'opérateur de prédiction est donné par la série de longueur $(n+1)$ par :

$$f(t) = f(0), f(1), f(2), \dots, f(n)$$

Dans le domaine temporel, l'équation du filtre d'erreur de prédiction s'écrit :

$$(\delta(t) - f(t - \alpha)) = 1, 0, 0, 0, \dots, -f(0), -f(1), \dots, -f(n). \quad (\text{IV-75})$$

$$\leftarrow \alpha-1 \rightarrow$$

La partie $[1, (\alpha-1)]$ zéros sert à garder le signal d'entrée inchangé jusqu'à α . la partie $-f(0), -f(1), \dots, -f(n)$ permet d'éliminer ou réduire l'effet des multiples.

L'opérateur d'erreur de prédiction tend à réduire à zéro la valeur de l'autocorrélation de

la trace entre α et $(\alpha+n)$ comme l'indique la figure IV.3, il s'agit donc de choisir un $(n+1)$ égal à la longueur de l'opérateur de telle sorte que toutes les réverbérations nuisibles tombent dans ces limites.

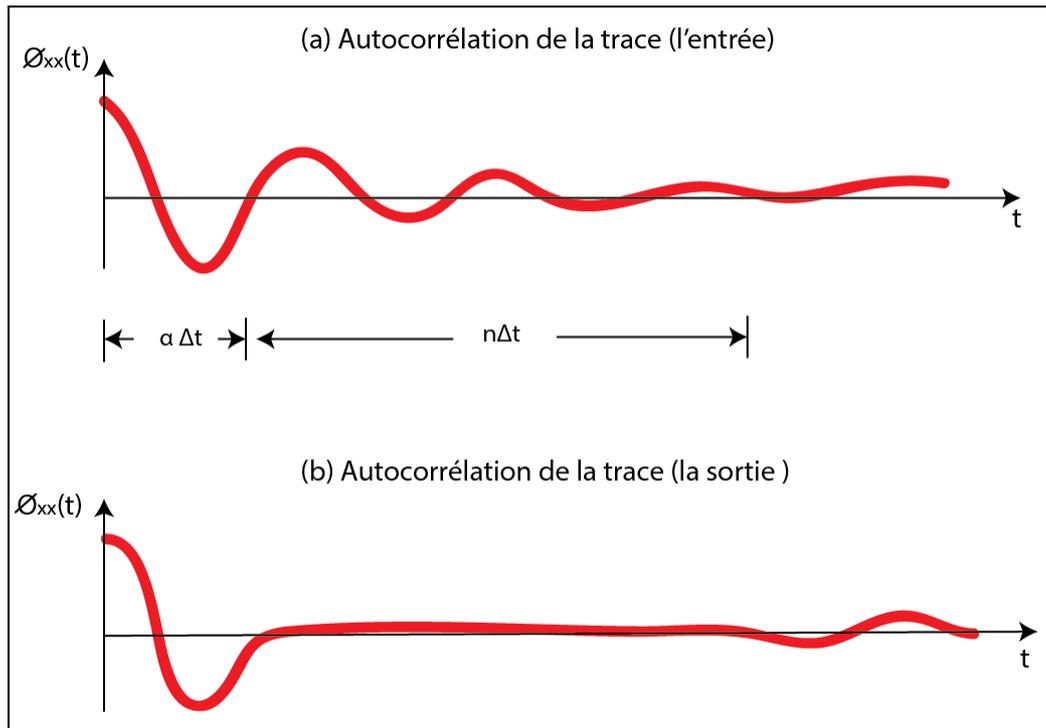


Figure. IV. 10.L'autocorrélation de la trace sismique a) la trace entrée (avant déconvolution) et b) la trace sortie (après déconvolution) [modifié de **K. Peacock et Robinson,1969**]

En pratique, on fait des essais sur une portion de la section sismique pour déterminer la distance de prédiction et la longueur de l'opérateur optimale.

Une autre méthode est utilisée pour calculer le filtre d'erreur de prédiction en minimisant l'erreur au sens des moindres carrés [Robinson and treitel,1967], et comme la sortie désirée $h(t)$ pour l'opérateur de prédiction est une version progressive du temps de l'entrée, c'est-à-dire la sortie désirée dans ce cas est égale à l'entrée avancée d'une certaine distance α appelée « distance de prédiction ».

$$h(t) = g(t + \alpha) \quad (IV-76)$$

En remplaçant cela dans le résultat du filtre optimal de Wiener

$$\sum f(\tau)\phi_{gg}(i - \tau) = \phi_{hg}(i) \quad (IV-77)$$

On obtient

$$\sum_{\tau=0}^{n-1} f(\tau)\phi_{gg}(i - \tau) = \sum_{\tau=0}^{\infty} g(t + \alpha)g(t - i)$$

$$\sum_{\tau=0}^{n-1} f(\tau)\phi_{gg}(i - \tau) = \sum_{\tau=0}^{\infty} g(t + \alpha + i - i)g(t - i)$$

$$\sum_{\tau=0}^{n-1} f(\tau)\phi_{gg}(i - \tau) = \sum_{\tau=0}^{\infty} g((t - i) + (\alpha - i))g(t - i)$$

$$\sum_{\tau=0}^{n-1} f(\tau)\phi_{gg}(i - \tau) = \sum_{\tau=0}^{\infty} g(\alpha + i) \tag{IV-78}$$

En développant ce résultat on aura le système d'équation suivant :

$$\begin{aligned} i = 0 & \quad f(0)\phi_{gg}(0) + f(1)\phi_{gg}(1) + \dots + f(n-1)\phi_{gg}(n-1) = \phi_{gg}(\alpha) \\ i = 2 & \quad f(1)\phi_{gg}(0) + f(1)\phi_{gg}(0) + \dots + f(n-1)\phi_{gg}(n-2) = \phi_{gg}(\alpha + 1) \\ & \quad \vdots \\ & \quad \vdots \\ i = n - 1 & \quad f(0)\phi_{gg}(n-1) + f(1)\phi_{gg}(n-2) + \dots + f(n-1)\phi_{gg}(0) = \phi_{gg}(\alpha + n - 1) \end{aligned} \tag{IV - 79}$$

On passe à la représentation sous forme matricielle en utilisant la matrice Toeplitz :

$$\begin{bmatrix} \phi_{gg}(0) & \phi_{gg}(1) & \dots & \phi_{gg}(N-2) & \phi_{gg}(N-1) \\ \phi_{gg}(1) & \phi_{gg}(0) & \dots & \phi_{gg}(N-3) & \phi_{gg}(N-2) \\ \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots \\ \phi_{gg}(n-2) & \phi_{gg}(n-3) & \dots & \phi_{gg}(0) & \phi_{gg}(1) \\ \phi_{gg}(n-1) & \phi_{gg}(n-2) & \dots & \phi_{gg}(1) & \phi_{gg}(0) \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} f_0 \\ f_1 \\ \vdots \\ \vdots \\ f_{n-2} \\ f_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \phi_{gg}(\alpha + 0) \\ \phi_{gg}(\alpha + 1) \\ \vdots \\ \vdots \\ \phi_{gg}(n + \alpha - 2) \\ \phi_{gg}(n + \alpha - 1) \end{bmatrix} \tag{IV-80}$$

Le développement de ce produit matriciel peut être transformé, ceci peut se réaliser par l'addition des termes adéquats de chaque côté de l'égalité.

$$\begin{aligned} -\phi_{gg}(0).1 - \phi_{gg}(1).0 - \dots - \phi_{gg}(\alpha - 1).0 + \phi_{gg}(\alpha).f(0) + \phi_{gg}(\alpha + 1).f(1) + \dots + \phi_{gg}(\alpha + n - 1).f(n-1) &= -\rho(0) \\ -\phi_{gg}(1).1 - \phi_{gg}(0).0 - \dots - \phi_{gg}(\alpha - 2).0 + \phi_{gg}(\alpha - 1).f(0) + \phi_{gg}(\alpha).f(1) + \dots + \phi_{gg}(\alpha + n - 2).f(n-1) &= -\rho(1) \\ &\vdots \\ -\phi_{gg}(\alpha - 1).1 - \phi_{gg}(\alpha - 2).0 - \dots - \phi_{gg}(0).0 + \phi_{gg}(1).f(0) + \phi_{gg}(2).f(1) + \dots + \phi_{gg}(n).f(n-1) &= -\rho(\alpha - 1) \\ -\phi_{gg}(\alpha).1 - \phi_{gg}(\alpha - 1).0 - \dots - \phi_{gg}(1).0 + \phi_{gg}(0).f(0) + \phi_{gg}(1).f(1) + \dots + \phi_{gg}(n - 1).f(n-1) &= \phi_{gg}(\alpha) - \phi_{gg}(\alpha) \\ -\phi_{gg}(\alpha + 1) - \phi_{gg}(\alpha).0 - \dots - \phi_{gg}(2).0 + \phi_{gg}(1).f(0) + \phi_{gg}(0).f(1) + \dots + \phi_{gg}(n - 2).f(n-1) &= \phi_{gg}(\alpha + 1) - \phi_{gg}(\alpha + 1) \\ &\vdots \\ -\phi_{gg}(\alpha + n - 1).1 - \phi_{gg}(\alpha + n - 2).0 + \phi_{gg}(n - 1).f(0) + \dots + \phi_{gg}(0).f(n-1) &= \phi_{gg}(\alpha + n - 1) - \phi_{gg}(\alpha + n - 1) \end{aligned}$$

L'écriture sous forme matricielle :

$$\begin{bmatrix} \phi_{gg}(0) & \phi_{gg}(1) & \dots & \phi_{gg}(\alpha + n - 1) \\ \phi_{gg}(1) & \phi_{gg}(0) & \dots & \phi_{gg}(\alpha + n - 2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \phi_{gg}(\alpha - 1) & \phi_{gg}(\alpha - 2) & \dots & \phi_{gg}(n) \\ \phi_{gg}(\alpha) & \phi_{gg}(\alpha - 1) & \dots & \phi_{gg}(n - 1) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \phi_{gg}(\alpha + n - 1) & \dots & \dots & \phi_{gg}(0) \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \\ -f(0) \\ \vdots \\ -f(n - 1) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \rho(0) \\ \rho(1) \\ \vdots \\ \rho(\alpha - 1) \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{IV-81})$$

Avec

$$\rho(0) = -\phi_{gg}(0) - [\phi_{gg}(\alpha)f(0) + \phi_{gg}(\alpha + 1).f(1)+\dots+\phi_{gg}(\alpha + n - 1).f(n - 1)]$$

$$\rho(0) = -\phi_{gg}(1) - [\phi_{gg}(\alpha - 1)f(0) + \phi_{gg}(2).f(1)+\dots+\phi_{gg}(\alpha + n - 2).f(n - 1)]$$

$$\vdots \quad \quad \quad (\text{IV-82})$$

$$\rho(\alpha - 1) = -\phi_{gg}(\alpha - 1) - [\phi_{gg}(1).f(0) + \phi_{gg}(2).f(1)+\dots+\phi_{gg}(n).f(n - 1)]$$

La solution du système (IV-69) permet d’obtenir le filtre d’erreur de prédiction. Ce système peut être résolu par l’algorithme de Levinson.

D’après la méthode des moindres carrés, la déconvolution prédictive est une généralisation de la déconvolution Spike.

La déconvolution prédictive est un processus général qui comprend aussi la déconvolution Spike. En particulier, la déconvolution prédictive est une partie essentielle du traitement des données sismiques qui vise à comprimer l’ondelette sismique et de là à accroître la résolution temporelle. A la limite, elle peut être utilisée pour rendre pointue l’ondelette sismique et obtenir une estimée de la réflectivité du sous-sol.

IV.7.7.4. Les paramètres de la déconvolution prédictive

Pour effectuer la déconvolution prédictive dans la pratique, nous avons besoin de définir les paramètres suivants :

a- Longueur de l’opérateur de déconvolution

L’autocorrélation de la trace sismique permet de donner une idée plus ou moins précise sur la longueur de l’opérateur, celui-ci sera d’autant plus efficace que la partie centrale de l’autocorrélation sera plus grande.

La longueur de l’opérateur est prise de façon à éviter l’introduction du signal utile dans cet intervalle.

Mais généralement, l’examen de l’autocorrélation de la trace sismique n’est pas toujours efficace, c’est pourquoi qu’on procède par des tests, en attribuant différentes longueurs de

l'opérateur. La longueur de l'opérateur optimale ne devrait pas laisser beaucoup d'énergie dans le autocorrélogramme de trace.

a- La fenêtre d'application de l'opérateur de déconvolution

Le choix des paramètres de déconvolution dépend en grande partie des caractéristiques de l'autocorrélation de la trace sismique. Le calcul de l'opérateur de déconvolution se fait sur certains segments de la trace.

Cette fenêtre d'application est généralement prise le long de tout l'enregistrement, doit être supérieur à huit fois la plus grande longueur de l'opérateur [yilmaz.Oz,2001], La fenêtre d'autocorrélation devrait inclure la partie de l'enregistrement qui contient le signal de réflexion utile et devrait éliminer le bruit cohérente (ground roll) ou bruit incohérent.

IV.7.8. La déconvolution Spike

IV.7.8.1. Introduction

Ce type de déconvolution est essentiellement utilisé pour la contraction des signaux contenus dans la trace afin de les rapprocher à une impulsion de Dirac. La déconvolution spike est donc un cas particulier de la déconvolution prédictive, en prenant distance de prédiction égale à l'unité ($\alpha=1$). Elle a pour but l'amélioration considérable de la résolution verticale.

IV.7.8.2. Les hypothèses de la déconvolution Spike

- Le signal émis est supposé connu.
- L'ondelette est supposée à phase minimale.
- Le processus de propagation est supposé stationnaire.
- La série de réflectivité est supposée blanche.

IV.7.8.3. Le principe de calcul du filtre de déconvolution

La déconvolution spike est mathématiquement identique au filtrage inverse par les moindres carrés. Alors, la détermination de l'opérateur de déconvolution en supposant que le signal de sortie est une impulsion de Dirac à l'instant zéro.

$$w(t)*f(t)=\delta(t) \quad (\text{IV-83})$$

la transformée en Z simplifie le calcul de l'opérateur de déconvolution :

$$TZ[w(t)]. TZ[f(t)] = TZ[\delta(t)]$$

$$W(Z).F(Z)=1 \text{ car: } TZ[\delta(t)] = 1.$$

$$D'où : F(Z)=1/W(Z). \quad (IV-84)$$

Mathématiquement, il est évident que(Z) doit être différent de zéro, (problème de stabilité du filtre). Ici le préwhitening est une opération indispensable pour assurer le fonctionnement correct de cette déconvolution.

Le préblanchiment est appliqué par l'addition d'une constante à l'instant zéro de l'autocorrélation ; le pourcentage de reblanchissement est donné par des valeurs comprises entre 0 et 1%.

Les coefficients du filtre $f(t)$ peuvent être aussi tirés par la méthode des moindres carrés, en minimisant l'erreur $E(t)$ entre la sortie réelle $f(t)*w(t)$, et celle désirée $\delta(t)$.

$$E(t)= \sum_t [\delta(t) - \sum_{\tau} f(\tau).w(t - \tau)]^2 = 0 \quad (IV-85)$$

En annulant les dérivées partielles de $E(t)$ par rapport à f_i , on aura la minimisation de l'erreur :

$$\begin{aligned} \frac{\partial E(t)}{\partial f_i} = 0 &\Rightarrow \sum_t -2w(t - i) [\delta(t) - \sum_{\tau} f(\tau).w(t - \tau)] = 0 \\ &\Rightarrow \sum_t w(t - i). \delta(t) - [\sum_t w(t - i) \sum_{\tau} f(\tau).w(t - \tau)] \\ &\Rightarrow \sum_t w(t - i). \delta(t) = [\sum_t f(\tau) \sum_{\tau} w(t - i).w(t - \tau)] \quad (IV-86) \end{aligned}$$

D'autre part, on a vu que :

$$\begin{aligned} \sum w(t - i). \delta(t) &= \phi_w \delta(i) \quad \text{et} \\ \sum w(t - i). w(t - \tau) &= \phi_{ww}(i - \tau) \\ D'où : \sum f(\tau). \phi_{ww}(i - \tau) &= \phi_w \delta(i) \quad (IV-87) \end{aligned}$$

sous forme matricielle, on écrit :

$$\begin{bmatrix} \phi_{ww}(0) & \phi_{ww}(1) & \dots & \phi_{ww}(N-2) & \phi_{ww}(N-1) \\ \phi_{ww}(1) & \phi_{ww}(0) & \dots & \phi_{ww}(N-3) & \phi_{ww}(N-2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \phi_{ww}(N-2) & \phi_{ww}(N-3) & \dots & \phi_{ww}(0) & \phi_{ww}(1) \\ \phi_{ww}(N-1) & \phi_{ww}(N-2) & \dots & \phi_{ww}(1) & \phi_{ww}(0) \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} f_0 \\ f_1 \\ \vdots \\ f_{N-2} \\ f_{N-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \phi_w \delta(0) \\ \phi_w \delta(1) \\ \vdots \\ \phi_w \delta(N-2) \\ \phi_w \delta(N-1) \end{bmatrix} \quad (IV - 88)$$

Mais par définition, la crosscorrélacion de $w(t)$ par un Dirac donne :

$$\phi_{w\delta}(0) = 1 \cdot w(0) + 0 \cdot w(1) + \dots + 0 \cdot w(N-1) = w(0)$$

$$\phi_{w\delta}(1) = 0 \cdot w(0) + 0 \cdot w(1) + \dots + 0 \cdot w(N-1) = 0$$

(IV-89)

$$\phi_{w\delta}(N-1) = 0 \cdot w(N-1) = 0$$

Donc le deuxième terme de l'équation (IV-5-6) se réduit au premier échantillon de la crosscorrélacion $\phi_{w\delta}(0)$

le système matriciel s'écrit :

$$\begin{bmatrix} \phi_{ww}(0) & \phi_{ww}(1) & \dots & \phi_{ww}(N-2) & \phi_{ww}(N-1) \\ \phi_{ww}(1) & \phi_{ww}(0) & \dots & \phi_{ww}(N-3) & \phi_{ww}(N-2) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \phi_{ww}(N-2) & \phi_{ww}(N-3) & \dots & \phi_{ww}(0) & \phi_{ww}(1) \\ \phi_{ww}(N-1) & \phi_{ww}(N-2) & \dots & \phi_{ww}(1) & \phi_{ww}(0) \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} f_0 \\ f_1 \\ \vdots \\ f_{N-2} \\ f_{N-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \phi_{w\delta}(0) \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{IV-90})$$

Finalement nous notons que l'opérateur de déconvolution spike est l'inverse de L'équivalent minimum phase de l'ondelette d'entrée qu'elle soit ou non minimum phase. Si l'ondelette d'entrée n'est pas minimum phase alors la déconvolution spike ne peut pas la convertir en un spike à l'instant nul parfait ; bien que le spectre d'amplitude soit virtuellement plat ; le spectre de phase de la sortie n'est pas non plus minimum phase.

IV.8. Conclusion

Le filtre prédictif est un outil très flexible pour la déconvolution des traces sismiques. La possibilité de spécifier la distance de prédiction implique la capacité de contrôler la résolution de sortie, et cela signifie que d'un large éventail de problèmes de réverbère complexes peut être attaqué avec succès avec les méthodes actuelles. Formes d'ondes répétitives de particulière période peuvent être atténués de manière sélective, et cela est réalisable sans aucune perturbation significative de formes d'onde que l'on peut souhaiter conserver.

IV.1. Introduction

Le signal vibrosismique est un balayage de longue durée ayant une forme sinusoïdale Modulée en fréquences ; il est souvent effilé aux deux extrémités. Un modèle convolutionnel peut être proposé pour le sismogramme vibrosismique.

Le sweep est définie par les paramètres suivants :

- La longueur
- La bande fréquentielle (f_{\min} - f_{\max})
- La variation fréquentiel (1) Up sweep : balayage allant des basses
- vers les hautes fréquences. 2) Down sweep : balayage allant des hautes
- fréquences vers les basses fréquences
- Taper
- La phase initiale

IV.2. Principe d'enregistrement vibrosismique

Le dispositif d'émission est constitué des camions vibrant en phase, alignés suivant la direction du profil et espacés de 10 à 15 m, ce qui permet une atténuation des ondes de surface et un renforcement des ondes de volume.

L'ensemble de ces camions se déplace sur le long du profil avec un pas de 10 à 15 m pour avoir une couverture de degré élevé.

Le signal émis par ces vibrateurs est d'une durée relativement longue et de fréquence variable entre « 10 à 70 Hz ».

La figure (IV.1) montre le principe d'enregistrement vibrosismique .

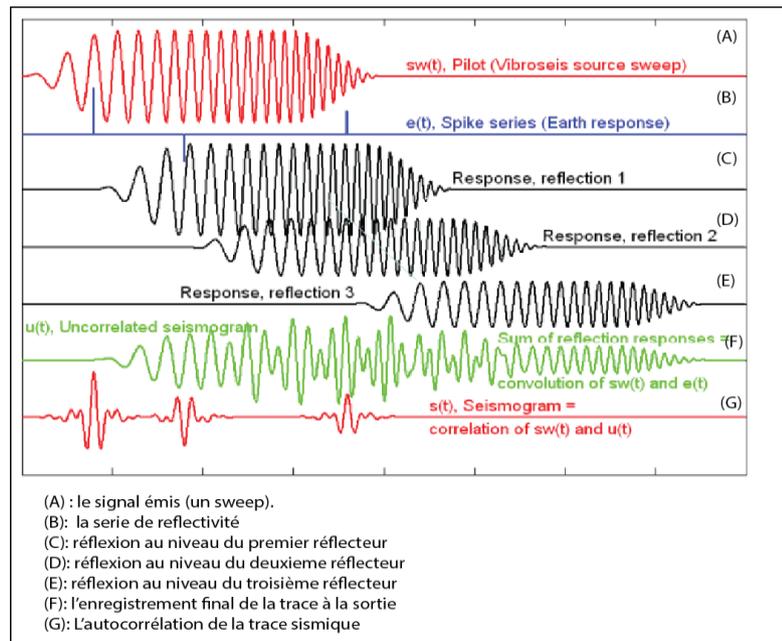
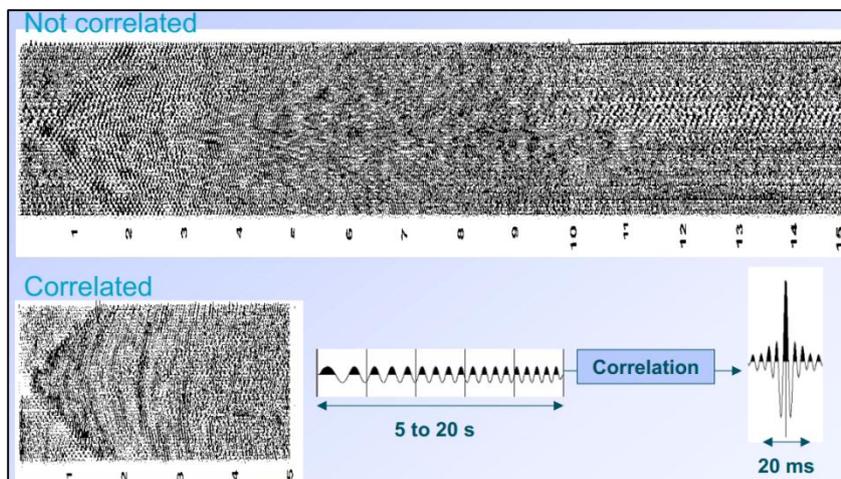


Figure IV.1. Le principe d'enregistrement vibrosismique (R.Lindseth, 1968)

La figure IV.2 représente une section avec et sans corrélation



La figure IV.2 .Section avec et sans corrélation a) section sans corrélation b) section avec corrélation c) sweep d) autocorrélation du sweep [document Cefoga,]

V.3. Problème de déconvolution en vibrosismique

On doit bien définir le terme déconvolution pour le traitement des données vibrosismique. Dans la plupart des méthodes de déconvolution sismique, on a recours aux techniques faisant l'hypothèse phase minimale.

La trace "vibroiseis" réelle est décrite par l'équation suivante:

$$Y(t) = S(t) * R(t) * E(t) + N(t) \quad (\text{IV-1})$$

S(t) : signal émis (sweep)

R(t) : série des coefficients de réflexion

E(t) : effets du filtrage de sous-sol sur le sweep émis

N(t) : bruit additif

Si on néglige le bruit, la nouvelle équation de la trace vibrosismique a pour expression [**Ristow and Jurczyk.1982**]

$$Y(t) = S(t) * R(t) * E(t) \quad (\text{IV-2})$$

Soit X(t) la trace vibroseis cross-corrélée avec le sweep Donc:

$$X(t) = S(t) * R(t) * E(t) * S(-t) \quad (\text{IV .3})$$

$$X(t) = K(t) * R(t) * E(t) \quad (\text{IV .4})$$

On remarque que l'ondelette dans ce cas est égale à la convolution de l'ondelette de Klauder avec le filtre terrain [$K(t) * E(t)$] et nous constatons donc que ni l'hypothèse de phase nulle ni celle de phase minimale est vérifiée. De ceci, résulte la difficulté de déconvolution. [**Djeddi .M et al .2004**]

La trace vibrosismique réelle n'est pas exactement une convolution entre l'ondelette de KLAUDER et la fonction de réflectivité, car l'ondelette en traversant les couches de sous-sol, subit des effets de dispersion et atténuation avant qu'elle soit enregistrée.

Le sweep ainsi enregistré est donc le résultat de la réponse de plusieurs filtres placés en cascade avec le sweep de référence. De plus, les variations de l'amplitude de la phase et la génération des ondes de surface font que le signal se propageant

dans le sol est différent du sweep pilote idéal, par conséquent, la fonction d'intercorrélation du sweep réfléchi et enregistré avec le sweep pilote ne représente pas une ondelette de KLAUDER parfaite mais une impulsion à phase mixte. L'ondelette résultante est la convolution de cette fonction d'intercorrélation par le filtre terrain supposé à phase minimale, et correspond donc aussi un signal à phase mixte.

Les fréquences du sweep sont atténuées différemment, les hautes fréquences sont fortement atténuées par rapport aux basses fréquences. Ainsi les impulsions de corrélation, images des réflexions sont à bande étroite, elles présentent un aspect redondant qui rend l'interprétation des données corrélées difficile.

IV.4. Déconvolution a hypothèse de phase minimale

Ristow and Jurczyk.(1982) ont suggéré la possibilité de déconvolution des données vibrosismique avant et après corrélation, tout en faisant une hypothèse de phase minimale. La figure IV.3 montre deux techniques de déconvolution des données Vibrosismique :

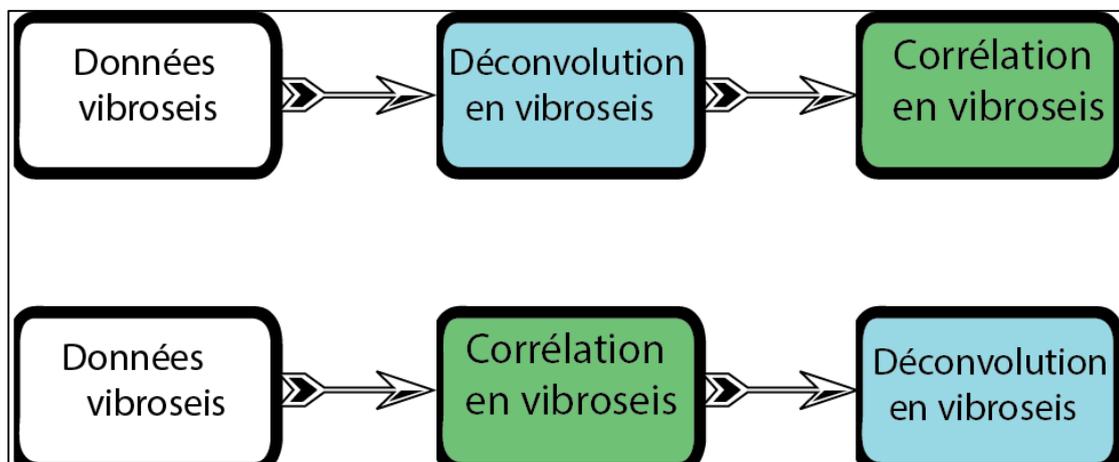


Figure IV.3. Diagramme des deux techniques de déconvolution vibrosismique

IV.4.1. Déconvolution avant corrélation

Le but de ce type de déconvolution est l'élimination de l'effet de filtrage introduit par le sous-sol en utilisant un filtre inverse correspondant :

$$Y(t) = S(t) * R(t) \quad (\text{IV- 5})$$

Où : * : opération de convolution **S(t)** : le signal émis

$\mathbf{R}(t)$: la fonction de réflectivité

En introduisant l'effet du filtre du sous-sol La trace enregistrée sera :

$$Y_I(t) = Y(t) * E(t) \text{ (IV .6)}$$

$\mathbf{E}(t)$: représente l'effet de l'atténuation due au sol et qui est supposé à phase minimale.

Le bruit additif est supposé négligeable. On doit calculer un filtre inverse $f(t)$ qui annulera l'effet de $E(t)$, soit :

$$\begin{aligned} Y_I(t) * f(t) &= E(t) * S(t) * R(t) * f(t) \\ &= S(t) * R(t) \\ &= Y(t) \end{aligned}$$

L'estimation de la réponse impulsionnelle du filtre inconnu $e(t)$ dans le cas d'une entrée aléatoire stationnaire est réalisée à l'aide de spectre de puissance.

De l'équation :

$$Y_I(t) = Y(t) * E(t)$$

On :

$$\begin{aligned} \Phi_{Y_I Y_I} &= Y_I(t) * Y_I(-t) \\ &= (Y(t) * E(t)) * (Y(-t) * E(-t)) \\ &= (Y(t) * Y(-t)) * (E(t) * E(-t)) \\ &= \Phi_{YY}(t) * \Phi_{EE}(t) \end{aligned}$$

Où :

Φ_{YY} , Φ_{EE} sont respectivement les fonctions d'autocorrélation de $Y_I(t)$ $Y(t)$ et $e(t)$.

Par l'application de **transformée de Fourier**, les spectres de puissances correspondants donnent :

$$\Phi_{Y_1 Y_1}(v) = \Phi_{YY}(v) \cdot |E(v)|^2 \quad (\text{IV} - 7)$$

$\Phi_{Y_1 Y_1}(v)$: Est le spectre de puissance de la fonction de sortie aléatoire. (Trace enregistrée).

$\Phi_{YY}(v)$: est le spectre de puissance de la fonction d'entrée aléatoire $T(t)$ (trace idéale).

$E(v)$: est la fonction de transfert du filtre inconnu linéaire de réponse impulsionnelle $E(t)$.

L'équation (IV - 7) joue un rôle important dans la détermination de la fonction de transfert du filtre inconnu. L'équation devient particulièrement simple lorsque l'entrée stationnaire est blanche, cette relation présente l'inconvénient de ne donner aucune information sur la phase du filtre inconnu.

Ce manque d'information peut être comblé en supposant que ce filtre est à phase minimale, l'entrée étant définie par l'équation (IV-5)(trace idéale non corrélée) son spectre de puissance est donné par :

$$\Phi_{YY}(v) = \Phi_{RR}(v) \cdot |S(v)|^2 \quad (\text{IV-8})$$

Où :

$\Phi_{RR}(v)$: est le spectre de puissance de la fonction de réflectivité.

$T(v)$: est la transformée de Fourier de sweep émis.

Une simplification est obtenue en supposant que le spectre de puissance de la fonction de réflectivité est blanc.

$$\Phi_{RR}(v) = C \quad (\text{IV-9})$$

Où : C : est une constante.

D'où :

$$\Phi_{YY}(v) = C \cdot |S(v)|^2$$

Remplaçons $\Phi_{YY}(v)$ par sa valeur dans (IV - 7) on aura :

$$\phi_{Y_1 Y_1}(v) = C \cdot |S(v)|^2 \cdot |E(v)|^2$$

Donc :

$$C \cdot |E(v)|^2 = \frac{\phi_{Y_1 Y_1}(v)}{|S(v)|^2} \quad (\text{IV} - 10)$$

L'équation (IV – 10) peut être résolue directement dans le domaine fréquentiel. Pour cela l'hypothèse de phase minimale de la fonction de réponse $E(v)$ doit être utilisée.

Dans le cas des données échantillonnées. On utilise la transformée en Z et la solution de l'équation (IV – 10) est donnée par :

$$\begin{aligned} C \cdot |E(Z)|^2 &= C \cdot E(z) \cdot E(z^{-1}) \\ &= \frac{\phi_{Y_1 Y_1}(Z)}{S(z) \cdot S(z^{-1})} \quad (\text{IV-11}) \end{aligned}$$

Où : $Z = e^{-j\omega\Delta t}$

$\phi_{Y_1 Y_1}(Z)$: la transformée en Z de la fonction d'autocorrélation $\phi_{Y_1 Y_1}(t)$ de la trace non corrélée.

L'équation $S(Z) = 0$ possède des racines qui sont à l'intérieur et à l'extérieur du cercle unité puisque le sweep est à phase mixte. En faisant ressortir toutes les racines qui sont à l'extérieur du cercle unité, l'ondelette à phase minimale $S_0(k)$ peut être construite.

Elle admet une transformée en Z , $S_0(Z)$ vérifiant la relation sur les transformées en Z des fonctions d'autocorrélation :

$$S_0(Z) \cdot S_0(Z^{-1}) = s(Z) \cdot S(Z^{-1}) \quad (\text{IV} - 12)$$

Le processus aléatoire $Y_1(t)$ peut être considéré comme la sortie d'un bruit blanc $b(t)$ à travers un système linéaire de réponse $U(t)$, soit :

$$Y_1(t) = \sum_{i=0}^{+\infty} U(i) \cdot b(t - i) \quad (\text{IV} - 13)$$

Comme il existe une infinité de processus admettant la même fonction d'autocorrélation que $Y_1(t)$, on tire :

$$\phi_{YY}(t) = \phi_{bb}(t) * \phi_{UU}(t)$$

Par la transformée de Fourier on obtient :

$$\phi_{YY}(v) = \phi_{bb}(v) * \phi_{UU}(v)$$

Comme $b(t)$ est bruit blanc, son spectre de puissance est constant, soit : $\phi_{bb}(v) = C_1$ Et donc :

$$\phi_{YY}(v) = C_1 * \phi_{UU}(v)$$

Par la transformée en Z on obtient :

$$\phi_{YY}(Z) = C_1 * \phi_{UU}(Z)$$

$$\phi_{YY}(Z) = C_1 \cdot U(Z) \cdot U(Z^{-1}) \quad (IV - 14)$$

De l'équation (IV.14) on peut construire l'ondelette à phase minimale $U_0(k)$ admettant la même fonction d'autocorrélation que $U(k)$ Puisque :

$$U(Z) \cdot U(Z^{-1}) = U_0(Z) \cdot U_0(Z^{-1})$$

l'équation sera s'écrite sous la forme :

$$\phi_{YY}(Z) = C_1 \cdot U_0(Z) \cdot U_0(Z^{-1}) \quad (IV - 15)$$

Soit $C_0(Z)$ est l'inverse de $U_0(Z)$

$$C_0(Z) = \frac{1}{U_0(Z)} \quad (IV - 16)$$

En utilisant les équations (IV - 15) et l'équation (IV - 16) peut être écrite :

$$\phi_{YY}(Z) = \frac{C_1}{C_0(Z) \cdot C_0(Z^{-1})} \quad (IV - 17)$$

En insérant les équations (IV - 17) et (IV - 12) dans l'équation (IV - 11), on obtient par la transformée en Z, l'autocorrélation de filtre de sous-sol.

$$C \cdot E(Z) \cdot E(Z^{-1}) = \frac{C_1}{C_0(Z) \cdot C_0(Z^{-1}) S_0(Z) \cdot S_0(Z^{-1})}$$

$$= \frac{C_1}{C_0(Z).S_0(Z^{-1})C_0(Z^{-1}).S_0(Z^{-1})} \quad (\text{IV} - 18)$$

Le filtre $E(Z)$ étant supposé à phase minimale, le premier membre de l'équation (IV – 18) peut s'écrire :

$$C. E(Z). E(Z^{-1}) = C. E_0(Z). E_0(Z^{-1}) \quad (\text{IV} - 19)$$

Son inverse $A_0(Z)$ étant aussi à phase minimale, on tire :

$$C. E_0(Z). E(Z^{-1}) = \frac{C_1}{C_0(Z).S_0(Z^{-1})C_0(Z^{-1}).S_0(Z^{-1})}$$

$$C. \frac{1}{A_0(Z)} \frac{1}{A_0(Z^{-1})} = \frac{C_1}{C_0(Z).S_0(Z^{-1})C_0(Z^{-1}).S_0(Z^{-1})} \quad (\text{IV} - 20)$$

le produit $S_0(Z). C_0(Z)$ correspond à la convolution de deux opérateurs à phase minimale, il est donc à phase minimale.

La relation finale du filtre inverse est donnée par :

$$A_0(Z) = \frac{1}{E_0(Z)} = \sqrt{\frac{C}{C_1}} \cdot S_0(Z). C_0(Z) \quad (\text{IV} - 21)$$

L'équation (IV – 22) signifie que le filtre inverse est la convolution de deux opérateurs à phase minimale. L'opérateur $C_0(Z)$ est l'opérateur de déconvolution Spike et il est déterminé en introduisant la fonction d'autocorrélation de la trace vibrosismique dans l'algorithme de Wiener-Levinson. Cet opérateur n'est pas du tout désigné pour contracter le sweep en un Spike, mais il est conçu pour générer un spectre à bruit blanc. L'application de l'opérateur $C_0(Z)$, seule est incomplète dans le sens de déconvolution vibrosismique. En plus, on doit filtrer avec un opérateur à phase minimale $S_0(Z)$, dont le spectre d'amplitude est identique à celui du sweep, sa longueur est donnée par la longueur de sweep .

IV.4.2. Déconvolution après corrélation

Le modèle proposé pour le sismogramme vibroseis étant :

$$Y(t) = S(t) * R(t) * E(t) \quad (\text{IV} - 22)$$

Où :

$Y(t)$: trace vibrosismique terrain

$S(t)$: sweep émis

$R(t)$: fonction de réflectivité

$E(t)$: filtre de sous-sol

Par la transformée de Fourier discrète, on obtient la relation :

$$Y(v) = S(v) * R(v) * E(v) \quad (\text{IV} - 23)$$

Qui se décompose en une relation sur les spectres d'amplitude :

$$A_Y(v) = A_S(v) * A_R(v) * A_E(v) \quad (\text{IV} - 24)$$

Et une relation sur les spectres de phase :

$$\theta_Y(v) = \theta_S(v) * \theta_R(v) * \theta_E(v) \quad (\text{IV} - 25)$$

La trace vibroseis corrélée s'écrit :

$$\begin{aligned} Y_c(t) &= S(t) * R(t) * E(t) * S(-t) \\ &= K(t) * R(t) * E(t) \quad (\text{IV} - 26) \end{aligned}$$

$K(t)$: est l'ondelette de Klauder.

Et admet un spectre d'amplitude et un spectre de phase égaux à :

$$A_{Y_c}(v) = |A_S(v)|^2 * A_R(v) * A_E(v)$$

$$A_Y(v) = A_K(v) * A_R(v) * A_E(v) \quad (\text{IV} - 27)$$

$$\theta_Y(v) = \theta_K(v) * \theta_R(v) * \theta_E(v) \quad (\text{IV} - 28)$$

Comme :

$$A_K(v) = |A_S(v)|^2 \text{ et } \theta_K(v) = 0 \text{ on tire :}$$

$$A_{Y_c}(v) = |A_S(v)|^2 * A_R(v) * A_E(v)$$

$$\theta_Y(\nu) = \theta_R(\nu) * \theta_E(\nu) \quad (\text{IV} - 29)$$

L'ondelette de KLAUDER est à phase nulle, sa convolution avec le filtre de sous-sol $E(t)$ supposé à phase minimale est une ondelette à phase mixte.

L'application de la déconvolution risque de ne pas donner un résultat satisfaisant et donc une mauvaise estimation de la série des coefficients de réflexion à partir des données vibrosismiques.

Pour résoudre ce problème, l'ondelette de KLAUDER est convertie en son équivalent à phase minimale par un opérateur de déphasage calculé à partir de l'algorithme de HILBERT ou LEVINSON.

Si l'ondelette de KLAUDER est convertie en son équivalent à phase minimale, les équations (V - 26) et (V - 27) s'écriront :

$$Y(t) = K_0 * R(t) * E(t) \quad (\text{IV} - 30)$$

$$\theta_{Yx}(\nu) = \theta_K(\nu) * \theta_R(\nu) * \theta_E(\nu) \quad (\text{IV} - 31)$$

Puisque $E(t)$ est minimum phase, et $K(t)$ est convertie en son équivalent minimum phase, le résultat de leur convolution est aussi minimum phase. La déconvolution peut, maintenant être appliquée, car l'hypothèse sur la phase du signal émis est satisfaite.

IV. 5. Conclusion

La déconvolution vibrosismique est impérative en traitement des données sismiques enregistrées par vibroseis ; Car les échos sismiques resteront toujours noyés dans la trace terrain chaotique non assujetti à aucune possibilité d'interprétation.

VI.1. Introduction

Les méthodes de déconvolution dites à norme regroupent l'ensemble des méthodes basées sur la minimisation de la norme L_1 ou L_n avec n supérieur ou égal à 2. Selon son fondement théorique la méthode de déconvolution à normes diffère des méthodes classiques de déconvolution.

Dans la méthode de déconvolution prédictive basée sur le calcul d'erreur de prédiction on fait l'hypothèse selon laquelle : La série des coefficients de réflexion est blanche, le signal d'entrée est de minimum phase ; Or ces suppositions ne sont pas toujours valables. Pour cela **Wiggins en 1978**, a introduit une nouvelle méthode appelée déconvolution à entropie minimale. Cette méthode est bien détaillée par **Wiggins (1978), Cabrelli (1984), et Sacchi et al. (1994)**

Les méthodes de déconvolution à normes se subdivisent en deux grands types

La méthode de normes L_n ($n \geq 2$) ou méthode à entropie minimale

La méthode de norme L_1 ou méthode à entropie maximal

VI.2. Notion D'entropie

Considérons une expérience pendant laquelle il peut se représenter M résultats e_i avec une probabilité p_i (probabilité à priori). Si le temps T pendant lequel l'expérience a lieu est important, nous aurons au total à considérer $p_1 T$ résultat e_1 , $p_2 T$ résultat e_2 etc.

L'information moyenne par unité de temps contenue dans un ensemble entropique s'exprime par :

$$H = - \sum_{i=1}^M p_i \cdot \log_2(p_i) \quad (\text{VI-1})$$

H : exprime l'entropie

p_i : La probabilité de réalisation d'un phénomène.

Quand $H = 0$ (valeur minimale) le système est bien ordonné ce qui signifie alors qu'il n'existe pas de probabilité sur les événements, l'ordre est totalement établi (principe de la déconvolution à entropie minimale).

VI.3. Principe de la déconvolution à entropie minimale

Les méthodes de déconvolution à entropie minimale ne fait aucune hypothèse ni sur la phase du signal émis ni sur la série des coefficients de réflexion. Avec cette méthode On cherche à déterminer un opérateur linéaire qui transforme la trace enregistrée en une trace d'apparence simple comportant un nombre d'impulsion sont limitées en accord avec le contexte géologique. Ces impulsions sont de signes quelconques et séparées par des échantillons nuls. Une telle opération maximise l'ordre donc minimise l'entropie d'où le nom de déconvolution à entropie minimale

VI.3.1. Calcul de la norme varimax

Cette déconvolution a été introduite par **Wiggins (1978)**, la norme utilisée par cette déconvolution est le VARIMAX.

Soit une trace sismique $T(t)$;

$$T(t) = O(t) * R(t) + b(t) \quad (\text{VI-2})$$

Soit $f(t)$ un filtre inverse tel que :

$$f(t) * (T(t) - b(t)) = R(t) \quad (\text{VI-3})$$

Alors :

$$R(t) = f(t) * T(t) - f(t) * b(t) + e(t) \quad (\text{VI-4})$$

$e(t)$: Représente l'erreur résultant de l'application du filtre $f(t)$.

À la sortie du filtre on a :

$$y(t) = T(t) * f(t) \quad (\text{VI-5})$$

$y(t)$ étant la trace déconvoluée, doit être comprimée au maximum aussi proche que possible du dirac avec le critère de varimax ; La norme varimax est :

$$V = \frac{K_4}{K_2^2} = \frac{\sum_t y(t)^2}{(\sum_t y(t)^2)^2} \quad (\text{VI-6})$$

K_4 : représente le moment d'ordre 4

K_2 : représente le moment d'ordre 2.

Celui ça doit être maximum, ce qui correspond au minimum de l'entropie des réflexions donc leur désordre avec le plus petit nombre de pics (dirac) dans la fenêtre.

La maximisation du varimax est réalisée en annulant les dérivées partielles par rapport aux coefficients du filtre.

$$\frac{\partial V}{\partial f_k} = 0 \Rightarrow \frac{\partial}{\partial f_k} \left(\frac{K_4}{K_2^2} \right) = 0 \quad (\text{VI-7})$$

$$\frac{\partial V}{\partial f_k} = \frac{1}{K_2^2} \left(\frac{\partial K_4}{\partial f_k} \right) - \frac{2K_4}{K_2^3} \left(\frac{\partial K_2}{\partial f_k} \right) = 0 \quad (\text{VI-8})$$

$$y(t) = \sum_{\tau} f(\tau) T(t - \tau) \Rightarrow \frac{\partial y(t)}{\partial f_k} = T(t - k) \quad (\text{VI-9})$$

$$K_4 = \sum y^4 \quad ; \quad \frac{\partial K_4}{\partial f_k} = \sum_t 4y^3(t) T(t - k) \quad (\text{VI-10})$$

$$K_2 = \sum_t y^2(t) \quad ; \quad \frac{\partial K_2}{\partial f_k} = \sum_t 2y(t) T(t - k) \quad (\text{VI-11})$$

D' où :

$$\frac{\partial V}{\partial f_k} = \frac{4}{K_2^2} \sum_t y^3(t) T(t - k) - \frac{4K_4}{K_2^3} \sum_t y(t) T(t - k) = 0 \quad (\text{VI-12})$$

$$\Rightarrow \sum_t y^3(t) T(t - k) - \frac{K_4}{K_2} \sum_T \sum_{\tau} f(\tau) T(t - \tau) T(t - k) = 0 \quad (\text{VI-13})$$

$$\sum_{\tau} f(\tau) \cdot \sum_t T(t - \tau) T(t - k) = \frac{K_2}{K_4} \sum_t y^3(t) T(t - k) \quad (\text{VI-14})$$

$$\sum_t f(\tau) \cdot \Phi_{TT}(k - \tau) = \frac{k_4}{K_2} \Phi_{Ty^2}(t) \quad (\text{VI-15})$$

$\Phi_{TT}(k - \tau)$ Représente la fonction d'autocorrélation de la trace sismique en fonction de l'ordre du filtre.

$\phi_{Ty^2}(t)$: représente la crosscorrélation de la trace d'entrée et du cube de la sortie.

On voit bien que les seuls inconnus sont les coefficients du filtre qui peuvent être calculer par le système d'équation qui est établi en faisant varier τ .

Ce système peut être organisé sous forme matricielle :

$$R \times F = G \quad (\text{VI-16})$$

R : est la matrice de Toeplitz, formée par les valeurs de la fonction d'autocorrélation.

F : le vecteur colonne formé par les coefficients du filtre.

G : la vectrice colonne formée par la fonction de crosscorrélacion entre l'entrée et la sortie élevée au cube.

VI.3.2. Algorithme du calcul du filtre

1. On suppose un filtre $f_0 = (1, 0, 0 \dots)$ c'est-à-dire qui donne un pic isolé et les réflexions secondaires sont raidies à zéro.
2. On calcul **R** et **G**
3. On résout le système(VI-16) avec R et t G trouvé pour déterminer un autre filtre f^1 Différent de f^0
4. On recalcule avec f^1 les valeurs de $y(t)$, R et G à chaque valeur de $y(t)$ on détermine le varimax, R et G et procéder ainsi de suite jusqu'à convergence du varimax c'est-à-dire $V_{I+1} - V_I \leq \varepsilon$.

L'estimation de quatre à six itérations est généralement suffisante pour déterminer le filtre avec une précision convenable.

VI.3.2. La déconvolution d entropie minimale avec la transformation exponentielle

C'est une extension de la déconvolution de **Wiggins** basée aussi sur le critère du varimax, pour permettre la mise en relief des horizons de faibles amplitudes, Donc à harmoniser la section sismique comme dans le cas de la déconvolution par égalisation

Spectrale. La transformation en exponentielle consiste à mettre en équation chaque échantillon de la trace déconvoluée selon le critère varimax dans l'expression suivante :

$$Z_{ij} = 1 - e^{-\frac{y_{ij}^2}{2\alpha^2}} \quad (\text{VI-17})$$

i : numéro de la trace

j : temps correspondant.

α : peut prendre des valeurs comprises entre $\frac{y_{ijmax}}{3}$ et $\frac{y_{ijmax}}{\sqrt{2}}$

On voit alors que si α est grand Z_{ij} représentant les échantillons de sortie sont améliorés, donc on tend à uniformiser la section sismique. Par contre si α est petit on retrouve le cas de la déconvolution minimum entropie.

Cependant il existe une autre version dite de déconvolution à entropie maximale (de norme $L_1=1$) définie par **Burg** en (1975) mais qui peut être déduite à partir du minimum entropie lorsque le varimax est minimisé.

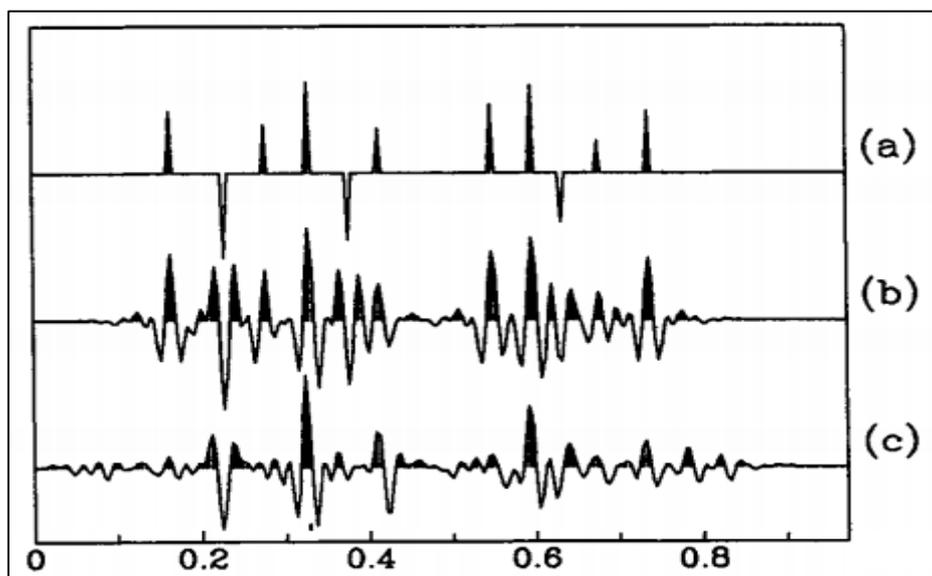


Figure. VI. 1. La déconvolution entropie minimale (a) série de reflectivité (b) convolution de série de reflectivité (d) la déconvolution entropie minimale [Sacchi et al.1994]

VI.4. Conclusion

La méthode de déconvolution a entropie est utilisée pour améliorer la résolution verticale dans les zones de forts contrastes d'impédances acoustiques comme le cas d'une succession du sable et de carbonate ou de tectonique complexe. Partout où le rapport signal sur bruit est mauvais, cette méthode de déconvolution serait efficace pour rétablir l'ordre qui puisse permettre de distinguer de manière significative les horizons géologiques.

VII.1. Introduction

Les traces sismiques enregistrées représentent en première approximation, le filtrage linéaire de la signature émise par la réponse impulsionnelle du sous-sol. La trace enregistrée comporte également des bruits aléatoires (vents, bruits ambiants, et organisés (multiples, diffractions, ground-roll), La bande de fréquence émise est à bande passante limitée.

La recherche des formes établie par les systèmes d'homomorphisme est utile pour la séparation des signaux combinés par l'opération de convolution. [Djeddi, M et al,2004]

On verra une méthode d'estimation de l'ondelette sismique et de la trace impulsionnelle à partir des enregistrements sismiques, en utilisant la technique du filtrage homomorphique.

Remarque : cette partie est inspiré d'après l'article « ESTIMATION DE L'ONDELETTE ET DE LA TRACE IMPULSIONNELLE PAR FILTRAGE HOMOMORPHIQUE » [Djeddi, M et al ,2004]

VII.2. Notions utilisées dans le domaine cepstral

Le cepstre a tout d'abord été défini en 1963 par **Bogert** :

- Spectre	Cepstre
- Fréquence	Quéfrencence
- Filtrage	Liftrage
- Période	Répiode
- Phase	Saphe
- Amplitude	Gamnitude

VII.3. Système linéaire

Un système linéaire est une transformation fonctionnelle Qui convertit un signal d'entrée $x(t)$ à un signal de sortie $y(t)$ et qui suit le principe de superposition
Considérons la transformation suivant :

$$Y=T[x] \quad (\text{VII-1})$$

si T est un système linéaire alors il satisfait la relation de superposition définie par

$$T[ax_1+bx_2]=a T[x_1]+bT[x_2] \quad (\text{VII-2})$$

L'équation (VII-2) montre pourquoi les systèmes linéaires sont particulièrement adaptés à la séparation des signaux qui sont additivement combinés.

VII.4. Hypothèses de base de la déconvolution Homomorphique

La déconvolution homomorphique satisfait au principe de superposition généralisée. L'avantage de cette approche est qu'elle n'exige pas une ondelette à phase minimale et une distribution aléatoire d'une série d'impulsions (fonction de réflexivité) les hypothèses de base :

- La trace sismique est stationnaire
- Le signal d'entrée est quelconque.

VII.5. Principe de la déconvolution Homomorphique

Une des applications du filtrage homomorphique est la séparation des signaux combinés par l'opération de convolution

Un système homomorphique se décompose en :

- a) Un sous-système caractéristique d'entrée D, défini par la relation suivante :

$$D[(a)x_1 * (b)x_2] = aD[x_1] + bD[x_2]. \quad (\text{VII-3})$$

Ce système, pour transformer l'espace convolutionnel en un espace additif (Guerchaoui, A et al ,1989), effectue les trois opérations suivantes :

- Calcul de la transformée de Fourier directe de $x(t)$: $X(f)$.
- Calcul du logarithme complexe de $X(f)$: $\text{Log}(X(f))$.
- Calcul de la transformée de Fourier inverse : $CX(t)$.

La sortie du système caractéristique d'entrée D (figure VII.1) est appelée cepstre complexe ($CX(t)$) et est située dans le plan défini par l'amplitude du cepstre et de la fréquence.

b) - Un filtrage linéaire L permet la séparation des deux fonctions (ondelette et réflectivité).

c)- Un sous-système caractéristique D^{-1} (Figure VII. 4) l'inverse de D, faisant la

transformation d'un espace additif en un espace convolutif. Il effectue les opérations suivantes :

- Calcul de la transformée de Fourier directe de $CY(t)$: $\text{Log}[Y(f)]$.
- Calcul de l'exponentielle de $\text{Log}[Y(f)]$.
- Calcul de la transformée de Fourier inverse : $Y(t)$.

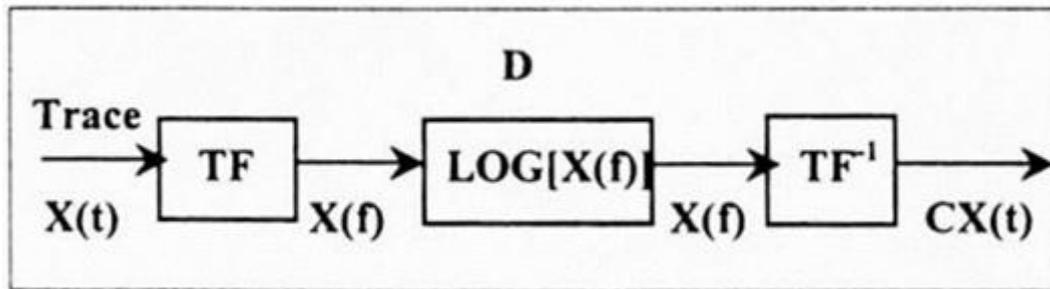


Figure. VII. 1. Représentation canonique du système caractéristique D

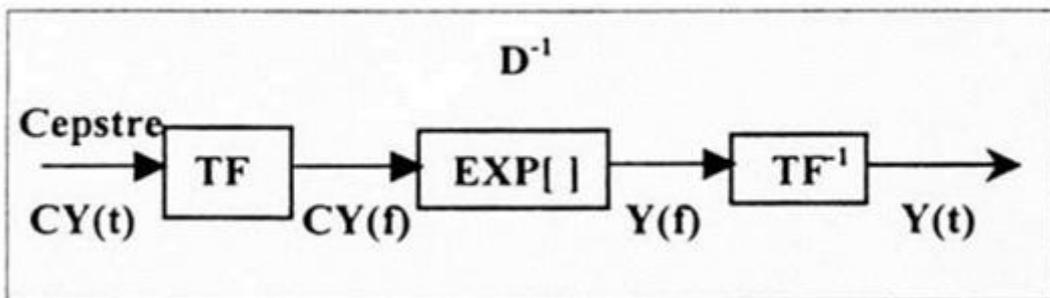


Figure. VII. 2. Représentation canonique du système D^{-1}

VII.5.1. Cepstre complexe de la trace

En utilisant le modèle de la trace sismique suivant :

$$X(t) = O(t) * E(t) * R(t) \quad (\text{VII-4})$$

Posons $V(t) = O(t) * E(t)$

$$X(t) = V(t) * R(t) \quad (\text{VII-5})$$

Le cepstre complexe de la trace est défini par :

$$CX(q) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \log[X(\omega)e^{i\omega t} d\omega \quad (\text{VII} - 5)$$

$Cx(q)$: représente le cepstre complexe de la trace en fonction de la quéfrence q .

On peut écrire :

$$\text{Log}[X(\omega)] = \text{Log}[V(\omega)] + \text{Log}[R(\omega)] \quad (\text{VII-6})$$

$V(\omega)$ et $R(\omega)$ représentent respectivement la transformée de Fourier de $v(t)$ et $R(t)$.
Le cepstre complexe $CX(t)$ de la trace peut être écrit comme :

$$CX(t) = CV(t) + CR(t) \quad (\text{VII-7})$$

où : $CV(t)$ est le cepstre de l'ondelette sismique.

$CR(t)$ est le cepstre de la réponse impulsionnelle.

VII.5.2. Filtrage linéaire du cepstre complexe

L'analyse cepstrale sélectionne seulement certaines fréquences de $\text{Log}(X(\omega))$.

Le cepstre complexe contient une contribution additive de l'ondelette et celle de la réponse impulsionnelle du terrain. Dans ce cas, ces contributions peuvent être facilement séparées par le moyen des filtres passe-bas et passe-haut.

Soit :

$$R(n) = \delta(n) + a \delta(n-n_0) \quad (\text{V-8})$$

$$X(n) = V(n) + a V(n-n_0) \quad (\text{V-9})$$

a : constante réelle

n_0 : décalage de n_0 échantillons.

$$X(n) = V(n) * [\delta(n) + a \delta(n-n_0)] \quad (\text{VII-10})$$

$$X(\omega) = V(\omega) [1 + a \exp(-j \omega n_0 \Delta t)] \quad (\text{VII-11})$$

$$\text{Log}[X(\omega)] = \text{Log}[V(\omega)] + \text{Log}[1 + a \exp(-j \omega n_0 \Delta t)] \quad (\text{VII-12})$$

L'ondelette $v(n)$ étant concentrée, en temps, au voisinage de l'origine, son cepstre d'énergie $V(\omega)$ l'est aussi ce qui n'est, en général, pas le cas du cepstre d'énergie $R(\omega)$ de la fonction de réflectivité, telle que la contribution de $[\delta(n) + a \delta(n-n_0)]$ apparaît pour des grandes valeurs de n (Figure VII.3.).

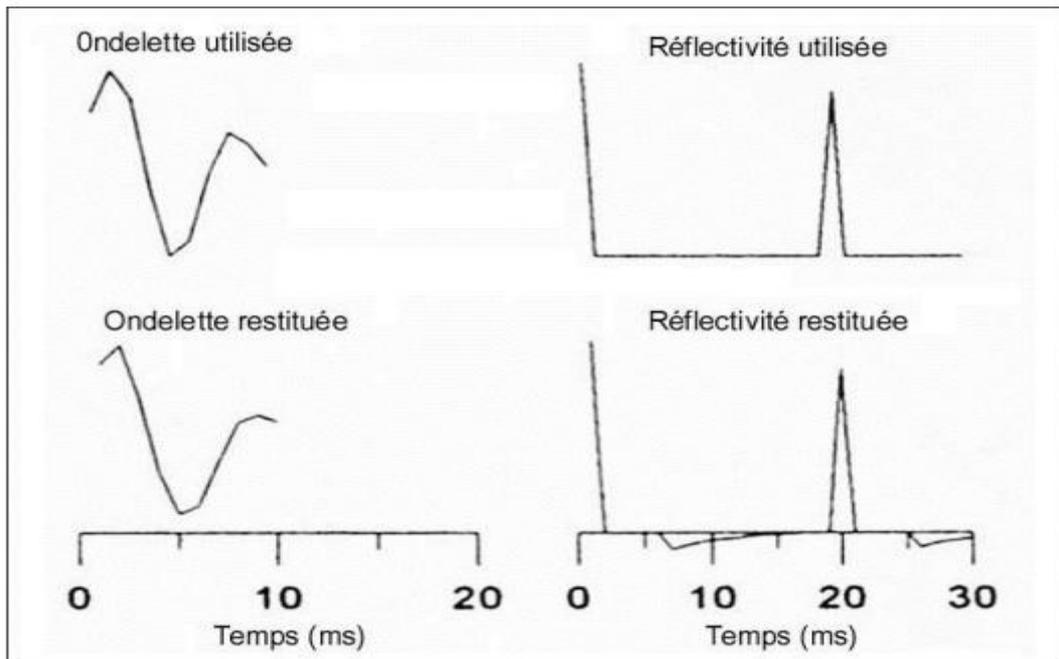


Figure. VII. 4. Résultat obtenu après séparation

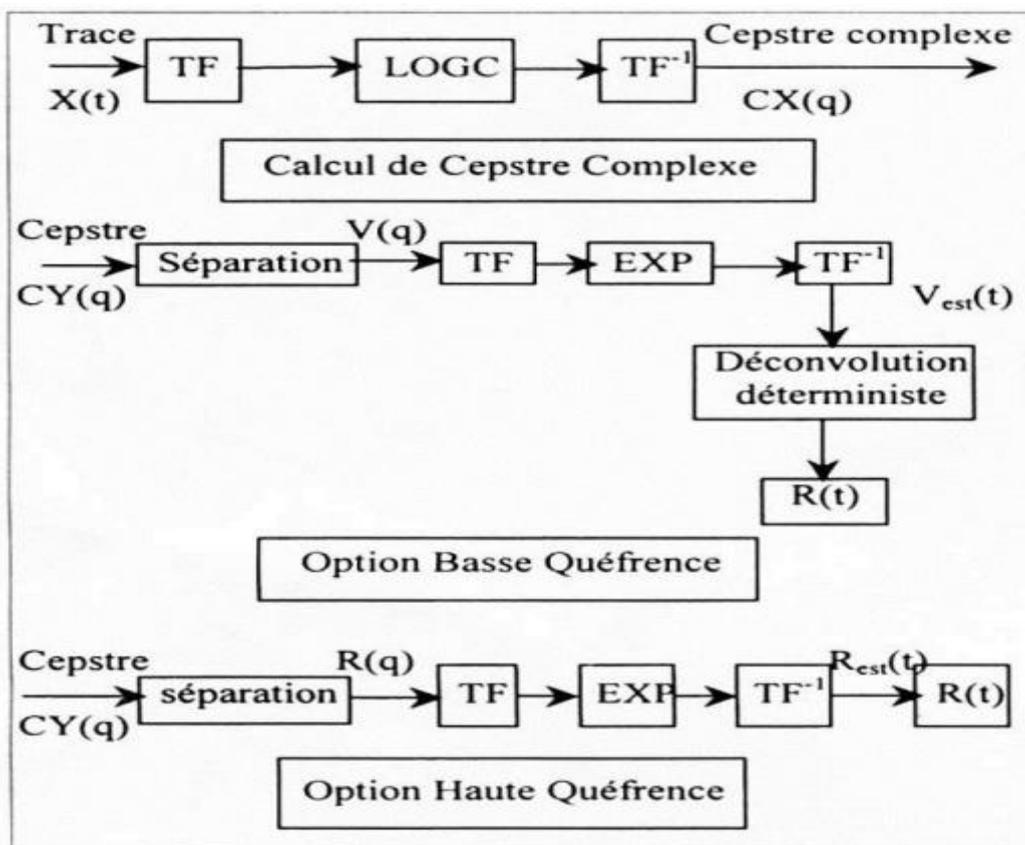


Figure. VII. 5. Algorithme de cepstre Complexe et déconvolution avec les deux options

En général, deux coupures, l'une positive : C1, l'autre négative : C2, sont nécessaires.

La partie du cepstre entre C1 et C2 correspond à celle de l'ondelette et donne par isomorphisme inverse une estimée de l'ondelette : c'est l'option basse quéfrence (BQ). La partie extérieure correspond à celle de la fonction de réflectivité et donne par isomorphisme inverse une estimée de la série des coefficients de réflexion : c'est l'option haute quéfrence (HQ).

La méthode ne suppose, a priori, aucune hypothèse explicite sur l'ondelette ou la fonction de réflectivité et repose essentiellement sur la possibilité de séparation (figure précédent)

VII.5.3. Estimation de l'ondelette

L'ondelette est estimée en utilisant les basses quéfrences de CX(q). La portion de basses quéfrences de Log(X(ω)) peut être extraite en utilisant les valeurs de CX(q) pour |q| < q₀, où q₀ est la 'quéfrence de coupure'. Cette procédure est appelée le filtrage passe bas.

a-Estimation de l'autocorrélation de l'ondelette (cas de l'ondelette Klauder)

En premier lieu, le spectre d'amplitude est égalisé et normalisé par le filtrage cepstral du spectre zéro phase et sans toucher le spectre de phase.

Le cepstre zéro phase de la trace est donné par :

$$X_0(q) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \text{Log}|X(\omega)| e^{i\omega t} dt \quad (\text{VII} - 13)$$

Ce cepstre peut être écrit comme :

$$X_0(q) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \{\text{Log}|V(\omega)| + \text{Log}|R(\omega)|\} e^{i\omega t} dt \quad (\text{VII} - 14)$$

Log (V (ω)) est le log du spectre d'amplitude, ou cepstre zéro phase de l'ondelette.

Généralement le cepstre de l'ondelette estimé aux basses quéfrences dans le cepstre de la trace, alors le terme Log (V (ω)) peut être estimé en appliquant le filtrage passe

bas pour le cepstre de la trace.

L'autocorrélation de l'ondelette peut être estimée par transformée inverse de $V(q)$ (Figure VII.6.)

L'avantage de cette méthode est que, lorsque la séparation cepstrale est possible, l'autocorrélation de l'ondelette est obtenue sans hypothèse spectrale explicite sur la fonction de réflectivité. Ce qui permet d'avoir un filtre sans contrainte sur la longueur de l'autocorrélation et donc sur l'ordre du filtre autoregressif.

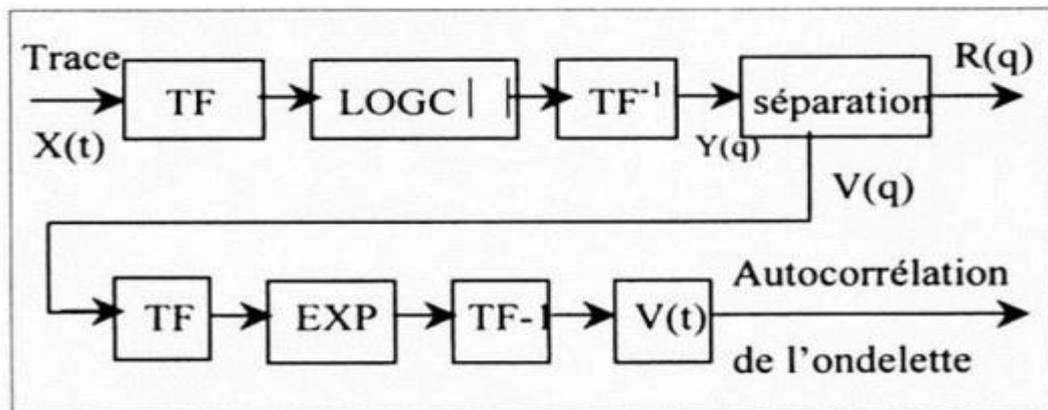


Figure. VII. 6. Cepstre d'énergie, l'estimation de l'autocorrélation de l'ondelette

VII.5.4. Estimation des coefficients de réflexion

$|R(\omega)|$ Peut être estimé par deux approches.

a- Première approche :

Application de la transformation de Fourier et l'opération d'exponentiation pour la portion de hautes fréquences du cepstre de la trace.

b- Deuxième approche :

Application de la transformation de Fourier et l'exponentiation pour la portion de basses fréquences du cepstre de la trace pour estimer $|V(\omega)|$. La division spectrale de $|X(\omega)|$ par $|V(\omega)|$ donne $|R(\omega)|$.

En supposant que la phase $|\theta(\omega)|$ de la trace $X(t)$ est la même que celle de la réponse impulsionnelle, alors la réponse impulsionnelle $R(t)$ peut être calculée par la transformation de Fourier inverse suivante :

$$R(T) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} |R(\omega)| e^{it\theta(\omega)} e^{i\omega t} dt \quad (\text{VII} - 15)$$

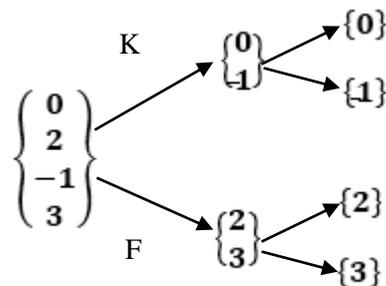
Pratiquement c'est la deuxième approche qui est utilisée car le problème de hautes fréquences du bruit est contourné.

VII.7. Exemple de calcul

VII.7.1. Calcul Du Cepstre D'un Signal Echantillonne

Considérons le signal discret $S = \{0, 2, -1, 3\}$. Dont nous décidons de calculer le cepstre par application de l'algorithme de la "FFT".

Algorithme "FFT"



la formule

$$S_n = K(n) + W^n \cdot F(n) \quad (\text{VII-16})$$

$$S_{n+N/2} = K(n) - W^n \cdot F(n) \quad (\text{VII-17})$$

Avec $W^n = e^{\frac{-2\pi j}{N}}$ (VII-18)

Le résultat :

$$\text{FFT} [\{0, 2, -1, 3\}] = \{4, 1 + j, -4, 1 - j\}.$$

VII.7.2. Calcul Du Spectre Du Cepstrum

La formule du spectre :

$$S(k) = |S(k)| e^{j \text{Arg}[(S(k))]} \quad (\text{VII-19})$$

Les résultats

$$S(n) = \{1.3863; 0.3466 + 0.7854j; 1.7918; 0.3466 - 0.7854j\}$$

VII.7.3. Calcul du cepstre par calcul de la TF discrète inverse du Cepstrum

On pose : $\tilde{S}(n) = TFD^{-1}[\hat{S}(n)] = \{\hat{S}(0), \hat{S}(1), \hat{S}(2), \hat{S}(3)\}$

La formule donnée par la relation :

$$\tilde{S}(n) = \frac{1}{N} \sum_{m=0}^{N-1} \hat{S}(m) e^{2\pi j \frac{mn}{N}} \quad \text{Avec } N=4 \quad (\text{VII-20})$$

L'Expression Du Cepstre :

$$\tilde{S}(n) = \{0.9678; -0.4941; 0.6212; 0.2913\}$$

VII.8. Conclusion

La déconvolution homomorphique offre des perspectives intéressantes dans le domaine de la déconvolution sismique car elle répond bien au problème de séparation de la source et des coefficients de réflexion. Le succès de la déconvolution homomorphique dépend du choix de la fenêtre dans laquelle on préserve ou on rejette les quéfrenes du cepstre. Ce choix est conditionné par la connaissance précise de la durée du signal source.

VIII.1. Introduction

Les méthodes de déconvolution surface consistante prennent en compte un ensemble de facteurs qui influencent la perte d'amplitude des signaux sismiques ; contrairement aux méthodes classiques, la méthode surface consistante fonctionne en multicanaux [M. Almutlaq,2013] avec application des filtres en cascade pour compenser les effets résultant de l'émission du signal (source), à la réception (géophones) et de l'offset (distance source-récepteur) aussi bien que de la position des réflecteurs.

VIII.2. Facteurs dépendants de la surface (facteurs exogènes)

VIII.2.1. Géométrie des nappes

L'atténuation due à la géométrie du dispositif émetteur ou récepteur est liée à l'étalement du dispositif et réalise un filtre spatial qui permet d'avoir sous une géométrie optimale, une meilleure atténuation des bruits. Le filtrage des hautes fréquences par la configuration de la nappe de géophone est dû à plusieurs facteurs à s'avoir :

- La longueur de la nappe.
- L'inter-trace.

a- Influence de la longueur de la nappe

La longueur de la nappe L est donnée par la relation suivante : (Figure VIII-1)

$$L = \frac{V}{f_{max} \sin \alpha} \quad \leftrightarrow \quad f_{max} = \frac{V}{L \sin \alpha} \quad (\text{VIII-1})$$

V : vitesse dans la couche superficielle.

f_{max} : Fréquence maximale enregistrée.

α : angle d'émergence.

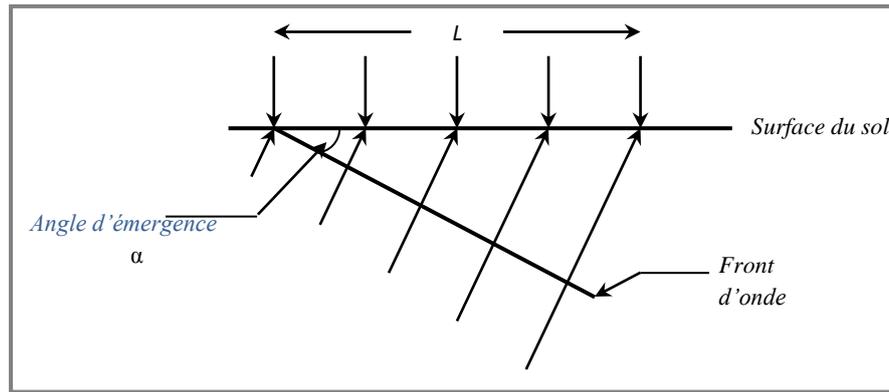


Figure. VIII. 1. Longueur de la nappe.

La formule ci-dessus, montre que la longueur de la nappe L est inversement proportionnelle à f_{max} , c'est-à-dire que si L augmente, la fréquence diminue. Pour cela, on est contraint de réduire la longueur de la nappe afin d'enregistrer les hautes fréquences, mais cette mise en œuvre risque de compromettre l'enregistrement en captant les bruits de surface.

b- Influence de l'intertrace

La distance I entre deux traces consécutives est liée à la fréquence maximale par la relation :

$$I \leq \frac{V_m}{4 f_{max} \sin \alpha} \quad (\text{VIII-2})$$

I : intertrace.

V_m : vitesse moyenne dans la couche superficielle.

α : angle d'émergence.

À partir de cette formule, on peut dire que la diminution de l'intertrace entraîne l'enregistrement des hautes fréquences pour une vitesse et un angle d'émergence donnés.

VIII.2.2. Couplage

Le couplage géophone-sol et émetteur-sol est parmi les paramètres qui atténuent l'amplitude du signal émis. Un mauvais couplage du géophone ne transmet pas l'information réelle de la subsurface à partir des réflexions. Le mauvais couplage de l'émetteur avec le sol se comporte comme un filtre qui coupe les hautes fréquences.

VIII.2.3. La directivité

La directivité de la source est définie par la direction préférentielle dans laquelle se propage l'énergie émise, elle caractérise l'amplitude des composantes fréquentielles émises en fonction de l'angle d'incidence.

Pour le cas des ondes P (longitudinales), les ondes les plus utilisées dans l'industrie, une source idéale est celle qui donne une amplitude maximale selon la direction verticale, et minimale selon la direction horizontale (direction de propagation des ondes S).

VIII.3. Facteurs dépendants de la subsurface (*Facteurs Endogènes*)

Les facteurs dépendants de la subsurface sont déjà cités dans les chapitres précédents (II) (l'absorption, la divergence sphérique, la transmission, les multiples et réverbération, la diffraction l'effet de la WZ et le bruit)

En plus de ces principaux facteurs affectant l'onde sismique lors de sa propagation, il existe d'autres effets difficiles à quantifier qu'on néglige souvent.

La figure VIII.2. Résume quelques facteurs qui affectent l'amplitude des ondes sismiques.

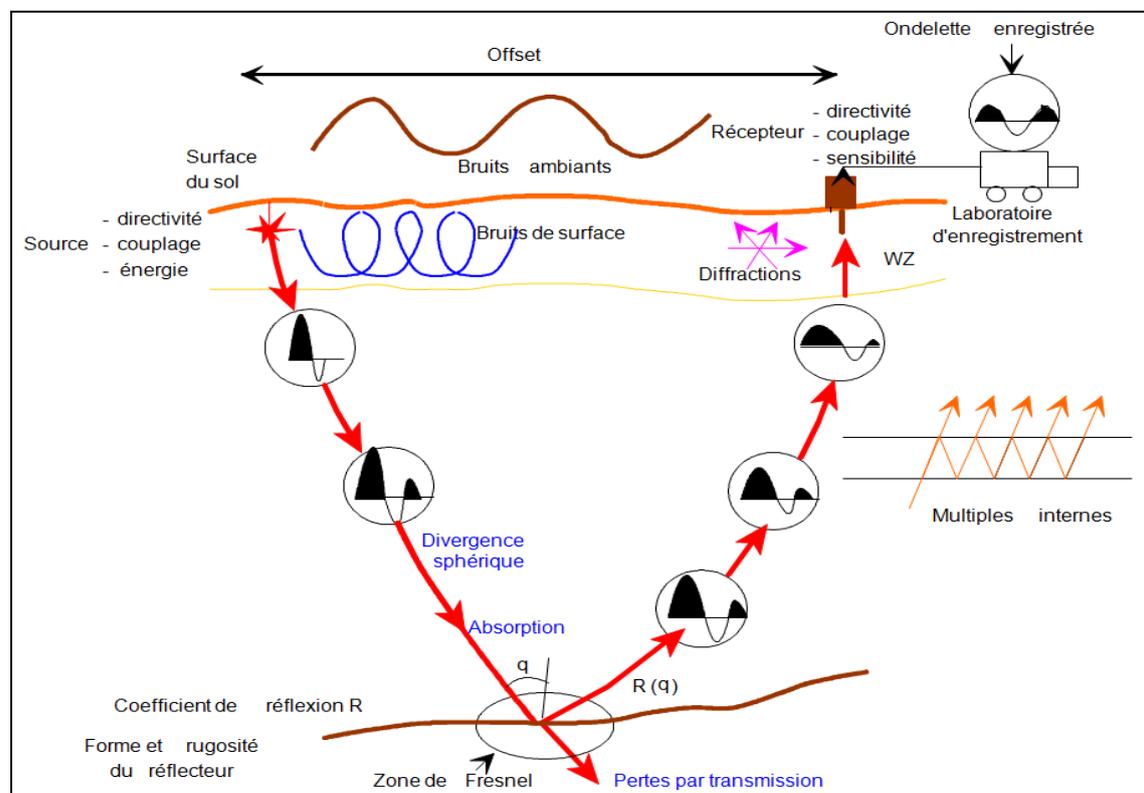


Figure. VIII. 2. Quelques facteurs affectant l'amplitude. [Benhama,2000]

VIII.4. Théorie de la déconvolution surface consistante

VIII.4.1. Le modèle convolutionnel surface consistante

Ce modèle conceptuel de la terre est classifié par ceux causées par les surface proches (couches altérées de faible vitesses) et ceux causées par les couches de subsurface (couches consolidés).

En pratique les effets de surfaces proche sont associées aux sources et récepteur par contre les effets de subsurface ceux varient en fonction des points miroir et offset.

Les effets de la surface em sur stationnarités de l'ondelettes (varient avec le profondeur) par contre les effets de surface jouent le rôle d'un filtre passe bas

VIII.4.2. Diagramme d'addition

Avant de discuter du concept du modèle de surface consistant, il est important de revoir le système de coordonnées sur lequel ce modèle est basé.

Ce système de coordonnées est connu comme le "diagramme d'addition" utilisée par [Morgan 1970, Shah1973, Taner et al. (1974) et Taner et Koehler (1981)]

Il est identifié chaque trace avec les cordonnées de sa source et le récepteur par rapport à un système de référence, ainsi que les coordonnées offset et la coordonnée de point miroir.

L'offset est défini comme la distance entre la source et le récepteur et le point miroir est définie comme point sur la subsurface à mi-chemin entre la source et le récepteur

Les quatre trace coordonnées principales directions dans ce diagramme (Figure VIII.3) sont :

- 1) Direction de la source commune où le numéro de la source est fixe, mais le numéro de récepteur varie.
- 2) Direction du récepteur commun où le numéro de la source varie, mais le numéro récepteur est fixe ; orthogonale à la direction source commune.
- 3) Direction de l'offset commun, à un angle de 45 degrés à la fois source commune et récepteur commune
- 4) Direction des point milieu communs(CMP), à un angle de 45 degrés vers la source commune ou axe récepteur commun et orthogonal à la direction des offsets communs.

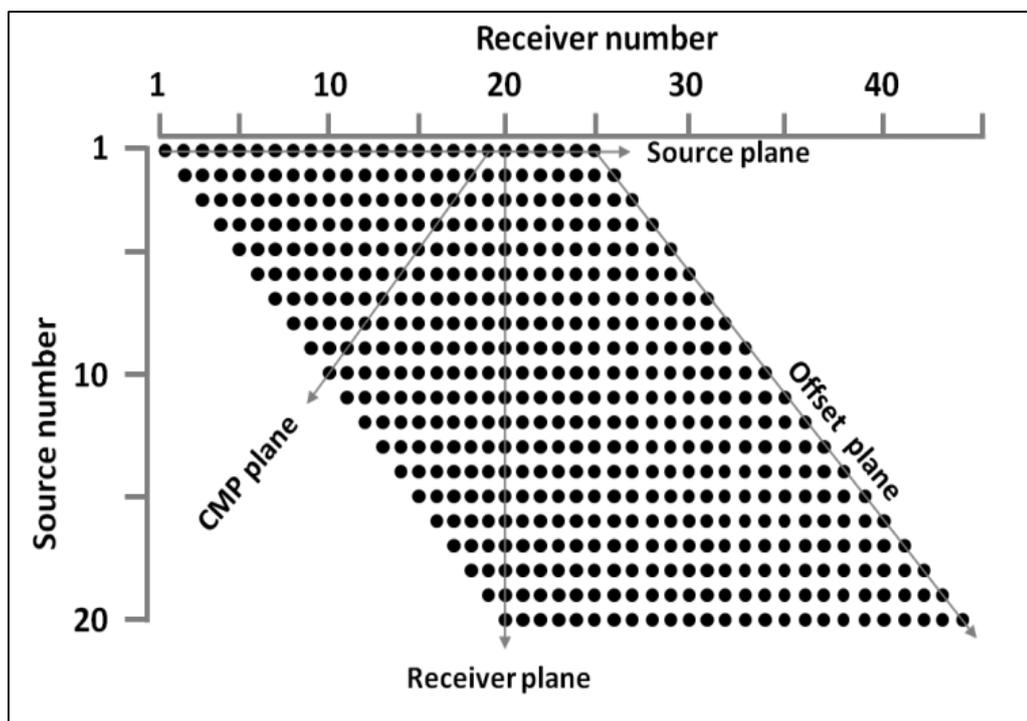


Figure. VIII. 3. Diagramme d'addition et l'organisation des traces principales [M. Almutlaq, 2013]

VIII.4.3. Les hypothèses de base

Taner et Koehler (1981) ont numérisé quatre hypothèses leur permettant de rapprocher les corrections de surface-consistant nécessaire pour compenser les effets mentionnés précédemment (près de la surface). Ces hypothèses sont les suivantes :

- 1) Les facteurs liés près de la surface sont les mêmes pendant toute la durée d'enregistrement sismique (à savoir la réponse de la source et de l'atténuation de couplage, près de la surface en dessous de chaque source ou un récepteur, et la réponse du récepteur et de couplage).
- 2) Chaque source a une force caractéristique et une signature qui aura un effet sur toutes les traces enregistrées à partir de cette source et de même l'effet de couplage du récepteur appliqué à toutes les traces enregistrées à un récepteur spécifique d'une source quelconque.
- 3) Toutes les traces qui contribuent à un point miroir commun se réunissent en un emplacement contenant les mêmes informations de subsurface avec variation attendue de l'offset.

- 4) Toutes les traces doivent être corrigées pour la divergence sphérique, correction dynamique (NMO), et les corrections statiques, afin d'éliminer plusieurs corrections d'amplitudes

VIII.4.4. Son Utilité

La déconvolution surface consistante ou multicanale présente jusqu'à 3 avantages primordiaux. [A. Prakash,1998] :

a- La réduction du bruit

Elle comporte des filtres fiables qui réduisent le bruit aussi efficacement que possible. Elle fonctionne avec des corrélateurs qui sont des outils d'estimation des paramètres statistiques et indiquent la partie susceptible de constituer la portion des bruits.

b- Estimation des statistiques.

Si on prend deux traces ayant le même contenu informatif, leur crosscorrélacion est maximale à zéro. La déconvolution surface consistante agit en équilibrant leurs spectres et par là elle augmente la similarité des traces.

c- Extraction des amplitudes

La variation des amplitudes avec l'offset (AVO) est utilisée pour la détection des hydrocarbures ; comme la méthode de déconvolution surface consistante prend en compte les effets liés à la variation d'offset, ceci permet d'équilibrer les amplitudes en éliminant les bruits interférant.

VIII.4.5. Modèle mathématique de la trace sismique en surface consistante

Soit un milieu homogène et isotrope. Considérons une réflexion sismique E_n , M_k R_m , E_n le point de tir, R_m le point de réception et M_k le point de réflexion (point-miroir) figure VIII.4

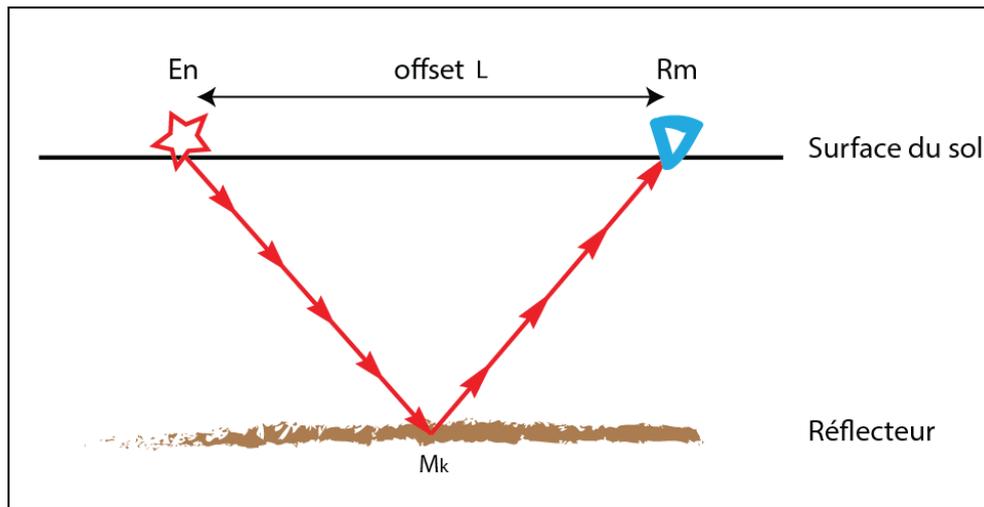


Figure. VIII. 4. Représentation d'une réflexion sismique dans un milieu homogène et isotrope

Taner et al. (1974) et Taner et Koehler (1981) représentaient la trace sismique sous la forme de convolution de quatre termes exprimée par :

$$T_{nm}(t) = s_n * g_m(t) * r_k(t) * d_l(t) \quad (\text{VIII-3})$$

$T_{nm}(t)$: la trace sismique pour une position n de source et position m de récepteur.

$s_n(t)$: l'effet de la source de position spatiale n .

$g_m(t)$: l'effet du récepteur de position spatiale m .

$r_k(t)$: l'information de subsurface à la position k . c'est-à-dire toutes les traces provenant d'un même CDP à la position k telle que $k = \frac{1}{2}(n + m)$;

$d_l(t)$: l'effet de distance émetteur-récepteur l .

VIII.4.6. Principe de résolution

Monocanal déconvolution est basé sur l'hypothèse que la série de réflectivité est blanche qui est habituellement une hypothèse suffisante. Cependant, il est sensible au bruit aléatoire en raison du fait qu'il est un opérateur inverse. [M. Almutlaq.2013]

Taner et Coburn (1980) et Taner et Koehler (1981) ont diminué cette sensibilité au bruit en calculant la moyenne arithmétique du spectre d'amplitude des traces d'un tir commun rassemble par lequel un opérateur de déconvolution unique est calculé pour éliminer l'effet de la source. Ainsi déconvolution de surface consistante est une

déconvolution multicanal qui peut être élargi pour inclure des moyens statistiques d'autres collections différentes, tel que récepteurs communs, offsets communs et point miroir communs (figure VIII.5) :

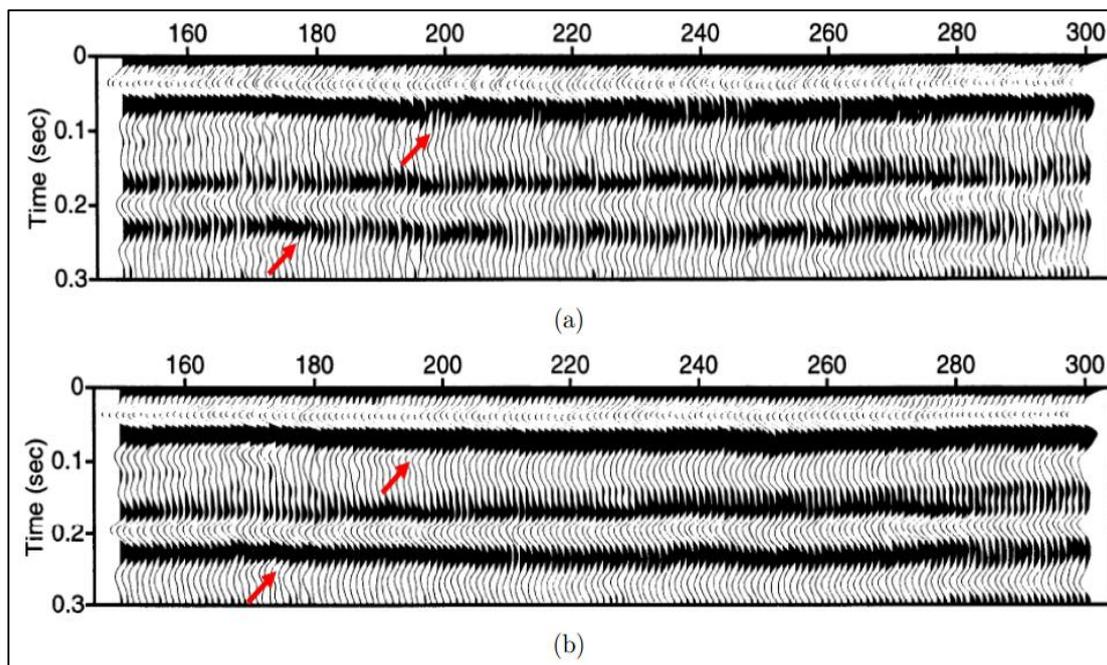


Figure. VIII. 5. Section CMP sommée montrant la différence entre un monocanal (single Channel) déconvolution en (a) par rapport à déconvolution surface consistante multicanale en (b) (Hart,1997)

Pour Levin (1989), travaillant dans le domaine temporel pour concevoir des filtres de déconvolution surface consistante avait un sens en raison de sa stabilité et de l'efficacité. D'autre part, beaucoup d'autres ont choisi de travailler dans le domaine log / Fourier indiquant qu'il est plus simple et le problème se réduit à un système linéaire [Taner and Koehler, 1981 ; Morley and Claerbout, 1983 ; Cambois and Stoffa, 1992 ; Cary and Lorentz, 1993].

La transformation de Fourier de l'équation (VIII-3) :

$$T_{nm}(v) = S_n(v) \cdot G_m(v) \cdot R_k(v) \cdot D_l(v) \quad (\text{VIII-4})$$

Où $T_{nm}(v)$, $S_n(v)$, $G_m(v)$, $R_k(v)$, et $D_l(v)$ sont les spectres de fréquences respectifs de la trace, de la réponse de la source, de la réponse du récepteur, de la Fonction de réflectivité et de la réponse émetteur-récepteur avec $k=(n+m)/2$ et $l=(n-m)/2$.

L'objectif étant de déterminer $R_k(v)$; contenant l'information de subsurface désirée ; pour réaliser cela, on estime $S_n(v)$, $G_m(v)$ et $D_l(v)$ approximativement et on supprime leurs effets sur les données sismiques.

Chaque trace correspond à une équation, le nombre d'inconnus (réponse de la source, récepteurs, offsets et subsurface) étant largement inférieur au nombre d'équations. On aboutit à un système d'équations surdéterminé.

On utilisant la fonction logarithme népérien on obtient l'équation (VIII-4), le problème devient linéaire :

$$\ln T_{nm}(v) = \ln S_n(v) + \ln G_m(v) + \ln R_k(v) + \ln D_l(v) \quad (\text{VIII-5})$$

Qui peut être décomposée en deux équations :

✚ L'une concernant le logarithme des modules :

$$\ln |T_{nm}(v)| = \ln |S_n(v)| + \ln |G_m(v)| + \ln |R_k(v)| + \ln |D_l(v)| \quad (\text{VIII-6})$$

✚ L'autre relative aux phases :

$$\theta_{nm}(v) = \theta_n(v) + \theta_m(v) + \theta_k(v) + \theta_l(v) \quad (\text{VIII-7})$$

Où

$$\ln T_{nm}(v) = \ln |X_{nm}(v)| + i \theta_{nm}(v)$$

$$\ln S_n(v) = \ln |S_n(v)| + i \theta_n(v)$$

$$\ln G_m(v) = \ln |G_m(v)| + i \theta_m(v)$$

$$\ln R_k(v) = \ln |R_k(v)| + i \theta_k(v)$$

$$\ln D_l(v) = \ln |D_l(v)| + i \theta_l(v)$$

Les équations (VIII.6) sont des équations linéaires en log d'amplitude. La résolution de ces équations s'appelle traitement en amplitude réelle.

Les équations (VIII.7) sont des équations linéaires en phase. La résolution de ces équations s'appelle le calcul automatique des statiques.

Pour des raisons de simplification, on écrit :

$$\ln |T_{nm}(v)| = X_{nm}$$

$$\ln |S_n(v)| = S_n$$

$$\ln |G_m(v)| = G_m$$

$$Ln |R_k(v)| = R_k$$

$$Ln |D_l(v)| = D_l$$

La fréquence v est supprimée car le calcul se fait pour chaque fréquence fixe.

L'équation (VIII-7) sera :

$$T_{nm} = S_n + G_m + R_k + D_l \quad (\text{VIII-8})$$

En faisant l'hypothèse de minimum phase pour les facteurs : $s_n(t)$, $g_m(t)$ et $d_l(t)$, seul sur le calcul du spectre d'amplitude sera considéré.

Chaque trace de la section sismique donne une équation de type (VIII-9), et comme il a été déjà signalé que le nombre des équations étant largement supérieur au nombre des inconnus, la solution peut être calculée par les moindres carrés, en minimisant le critère :

$$L = \sum_n \sum_m [T_{nm} - S_n - G_m - R_k - D_l]^2 \quad (\text{VIII} - 9)$$

Cela est réalisé en annulant ses dérivées partielles par rapport aux inconnues : S_n , G_m , R_p et D_q respectivement :

$$\frac{\partial L}{\partial S_i} = 0 \Rightarrow \sum_m \frac{\partial}{\partial S_i} \sum_n [T_{nm} - S_n - G_m - R_{(n+m)/2} - D_{(n-m)/2}]^2 = 0$$

$$\frac{\partial L}{\partial S_i} = 0 \Rightarrow \sum_m [T_{im} - S_i - G_m - R_{(i+m)/2} - D_{(i-m)/2}]^2 = 0$$

$$S_i = \frac{1}{N_r} \sum_m [T_{im} - S_i - G_m - R_{(i+m)/2} - D_{(i-m)/2}] \quad (\text{VIII} - 10)$$

Ou

N_r : nombre total de positions du récepteur le long du profil.

D'une manière similaire :

$$G_i = \frac{1}{N_s} \sum_n [T_{nj} - S_n - R_{(n+j)/2} - D_{(n-j)/2}] \quad (\text{VIII} - 11)$$

Où

N_s : : nombre total de positions source le long du profil.

En faisant le changement variable suivant :

$$.a=(n+m)/2 \quad \text{et } b= (n-m)/2$$

Il vient que : $n= a+b$ et $m=a-b$

Et on peut réécrire l'équation (VII. 9) comme suit

$$L = \sum_a \sum_b [T_{a+b,a-b} - S_{a+b} - G_{a-b} - R_a - D_b]^2 \quad (\text{VIII} - 12)$$

Annulons les dérivées partielles par rapport à R_p et D_q dans l'équation (V.1-13) on obtient :

$$R_p = \frac{1}{N_d} \sum_b [T_{p+b,p-b} - S_{p+b} - G_{p-b} - D_b] \quad (\text{VIII-13})$$

$$D_q = \frac{1}{N_e} \sum_a [T_{a+q,a-q} - S_{a+q} - G_{a-q} - R_a] \quad (\text{VIII-14})$$

Où

N_d : nombre total de positions offset.

N_e : nombre total de points miroirs le long du profil.

Les systèmes d'équations de (VIII. 11), (VIII. 12), (VIII. 13), et (VIII. 14) peuvent être résolus à l'aide des méthodes itératives (**Morley and Claerbout, 1983 ; Cary and Lorentz, 1993**) comme celle de Gauss Seidel, où la boucle extérieure portée sur les fréquences. On calcule donc S_n , R_m , et D_l et on supprime leurs effets de chaque trace.

VIII.4.7. Autres méthodes de déconvolution « surface consistante »

La méthode précédente étant très coûteuse en temps machine et pouvant être instable à cause de l'utilisation de la fonction logarithme, et pour cela qu'on utilise d'autres méthodes à la place des méthodes de déconvolution « surface consistante ».

VIII.4.7.1. Déconvolution source commune et récepteur commun

Les données d'un profil sont arrangées en deux catégories :

- Première catégorie : selon la classification des traces en source commune, pour laquelle il existe un nombre de groupes égal au nombre de points de tir considérés.
- Deuxième catégorie : selon la classification des traces en récepteur commun, pour laquelle il existe un nombre de groupes égal au nombre de récepteurs considérés. La déconvolution est effectuée en deux étapes :
 - A) -on supprime l'effet de la source en calculant un filtre de déconvolution Spike pour chaque groupe dans la première catégorie.

Le calcul de ce filtre nécessite l'estimation de la fonction d'autocorrélation. Chaque source S_k , le long du profil est enregistrée sur plusieurs récepteurs de I_1 jusqu'à I_2 (figure VIII.6).

En calculant une autocorrélation moyenne sur ce groupe de traces, on obtient une autocorrélation qui permet de déterminer l'effet de la source S_k (on suppose que l'effet du récepteur est différent d'un récepteur à un autre), ce qui permet de l'éliminer ou du moins de l'atténuer par la sommation.

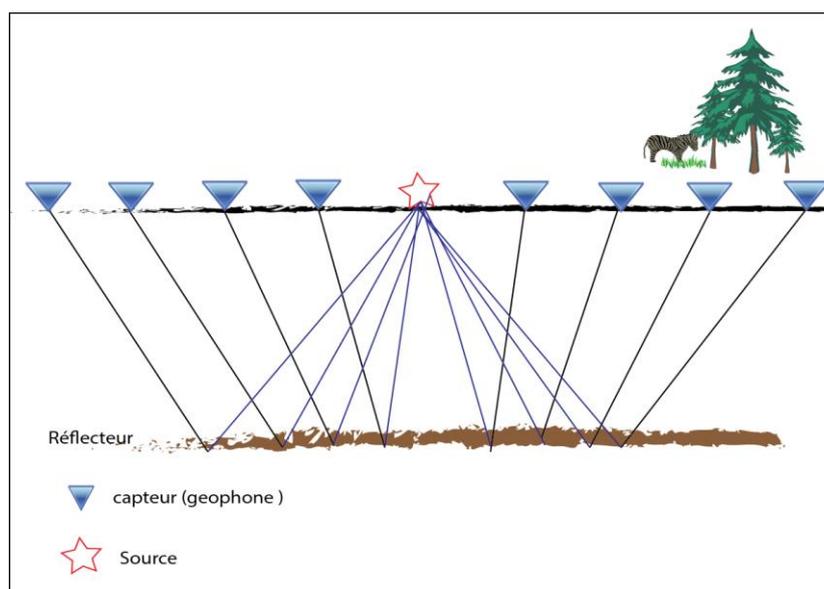


Figure. VIII. 6. Point de tir commun (shot gather)

$$\phi_{S_k}(\tau) = \frac{1}{N_{Pt}} \sum_{i=i_1}^{i_2} \sum_t S_{k,i}(t) \cdot S_{k,i}(t + \tau) \quad (\text{VIII-16})$$

Où :

N_{Pt} : nombre de traces par nombre de tir.

L'autocorrélation moyenne étant calculée, on détermine le filtre de déconvolution Spike que l'on applique à toutes les traces du groupe de même source S_k .

La même opération sera effectuée pour tous les groupes de cette catégorie afin de supprimer l'effet global de source dans chaque trace.

- b) - on supprime l'effet du récepteur des traces déjà nettoyées de l'effet de la source, de la même façon ; on calcule un filtre inverse pour chaque groupe de la deuxième catégorie que l'on applique à chaque trace dans ce groupe, afin de supprimer l'effet de récepteur sur les traces.

L'autocorrélation moyenne pour un groupe de même récepteur est donnée par :

$$\phi_{R_k}(\tau) = \frac{1}{N_{cr}} \sum_{i=i_1}^{i_2} \sum_t R_{k,i}(t) \cdot R_{k,i}(t + \tau) \quad (\text{VIII-17})$$

Avec : N_{cr} : le nombre total des traces dans un groupe de même récepteur.

VIII.4.7.2. Déconvolution en source, récepteur, et offsets communs

Une autre méthode de déconvolution « surface consistante » qui utilise les autocorrélations moyennes des groupes de traces de même source, de même récepteur et de même offset pour calculer le filtre inverse. (Stewart et al,1993)

- ✓ **L'autocorrélation relative à la source** : Pour chaque point de tir, on calcule les autocorrélations de toutes les traces et on fait la moyenne :

$$\phi_{S_k}(\tau) = \frac{1}{N_{Pt}} \sum_{i=1}^{N_{Pt}} \phi_{S_{k,i}}(\tau) \quad (\text{VIII-18})$$

Où :

$$\Phi_{S_{k,i}}(\tau) = \frac{1}{N_{ec}} \sum_t S_{k,i}(t) \cdot S_{k,i}(t+\tau) \quad (\text{VIII-19})$$

N_{pt} : nombre total de traces par point de tir ;

N_{ec} : nombre total des échantillons par trace.

La même procédure est faite pour les groupes de même offset et de même récepteur.

✓ **L'autocorrélation moyenne relative au récepteur :**

$$\Phi_{G_m}(\tau) = \frac{1}{N_{rc}} \sum_{i=1}^{N_{rc}} \sum_t G_{m,i}(t) \cdot G_{m,i}(t+\tau) \quad (\text{VIII-20})$$

N_{rc} : nombre de traces enregistrées sur un même récepteur

✓ **L'autocorrélation moyenne relative à l'offset :**

$$\Phi_{d_1}(\tau) = \frac{1}{N_d} \sum_{i=1}^{N_d} \sum_t D_{1,i}(t) \cdot G_{1,i}(t+\tau) \quad (\text{VIII-21})$$

N_d : nombre de traces correspondantes à la même distance émetteur –récepteur.

La moyenne des autocorrélations pour un groupe de traces renforce l'effet commun sur ces traces, par conséquent, une autocorrélation moyenne sur un point de tir est plus affectée par l'effet de la source. De même pour un récepteur donné ou un offset donné.

Les autocorrélations moyennes étant calculées ; chaque trace sera déconvoluée par un filtre calculé à partir d'une autocorrélation somme pondérée.

En effet, la trace enregistrée par le récepteur G_m à partir de la source S , d'un offset D_1 , sera déconvoluée à l'aide d'un filtre calculé à partir d'une autocorrélation donnée par :

$$\Phi_{k,m,l} = P_1 \cdot \Phi_{S_k}(\tau) + P_2 \cdot \Phi_{G_m}(\tau) + P_3 \cdot \Phi_{D_l}(\tau) \quad (\text{VIII-22})$$

Avec :

$$0 < P_1 > 1 \text{ et } 0 < P_2 > 1 \text{ et } 0 < P_3 > 1 \quad (\text{VIII-23})$$

P_1, P_2, P_3 : les points de pondération

L'organigramme de la déconvolution surface consistante par calcul de l'autocorrélation pondérée est présenté sur la figure VIII.7

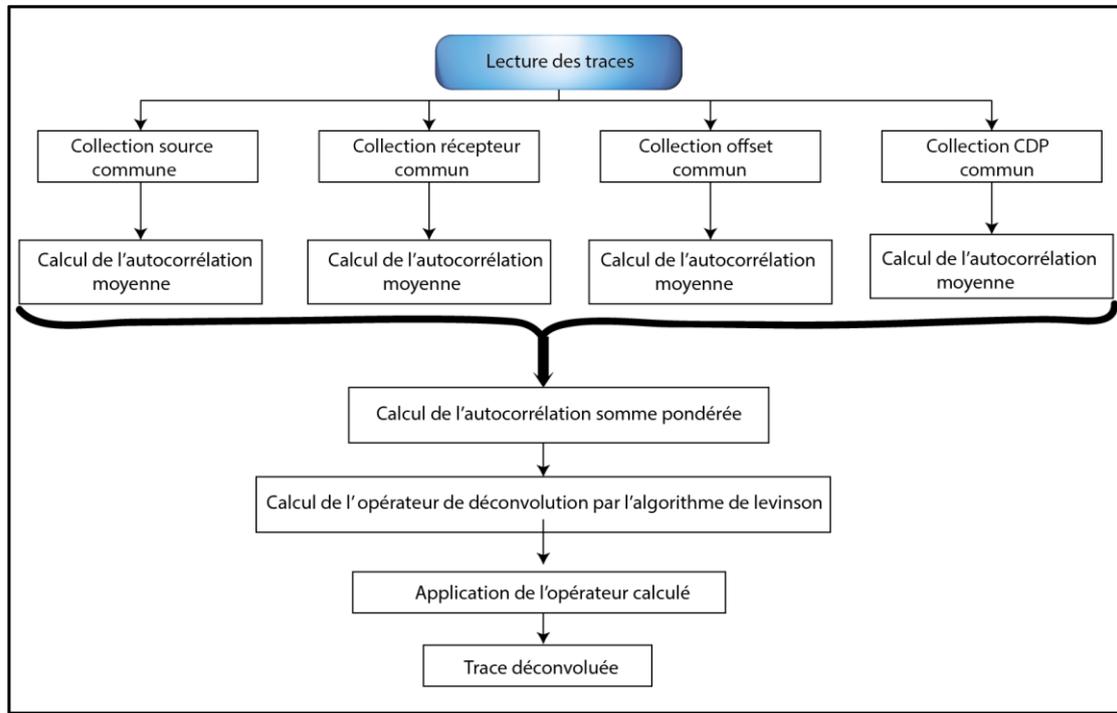


Figure. VIII. 7. Organigramme de la déconvolution surface consistante par calcul de l'autocorrélation pondérée

Toutes les méthodes classiques de déconvolution traitent les traces d'une manière scalaire indépendamment les unes des autres, par conséquent, indépendamment de la surface. Ce qui suppose que la série des coefficients de réflexion $R(t)$ ne dépend pas de la position spatiale de la trace, du point de tir et du point de miroir.

La déconvolution surface consistante a été mise au point en optant pour un modèle de la trace sismique qui prend en compte les effets de la source, du récepteur et de l'offset.

Par application des filtres en cascade : Le calcul de l'autocorrélation moyennes sur les différentes collections se fait de la même façon que précédemment. En revanche, on ne fait pas une autocorrélation somme pondérée mais, pour chaque collection, on calcule le filtre de déconvolution à partir de l'autocorrélation moyenne sur cette dernière et on applique sur les traces qui la constituent. Les traces entrées nécessaires

au calcul de l'autocorrélation moyenne pour une catégorie de collections sont les généralement la chaine cascadée de calcul et l'application des filtres par les collections source commune et puis récepteur commun. L'organigramme détaillé de cette méthode est illustré dans la figure VIII. 8

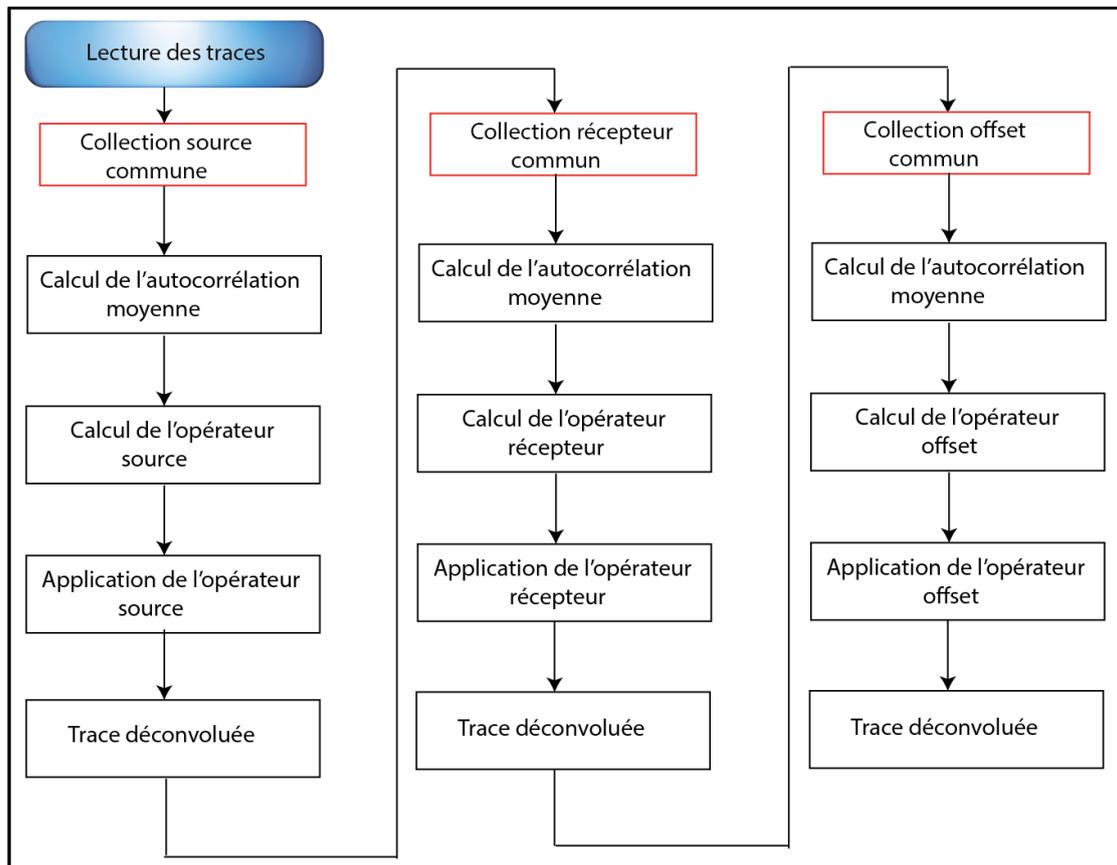


Figure. VIII. 8. Organigramme de la déconvolution surface consistante par application des filtres en cascade pour les collections source commune, récepteur commun, et offset commun

VIII.5. Conclusion

Nous avons présenté la déconvolution surface consistante, ses hypothèses de base, son équation de base, ses applications dans la géophysique d'exploration. Et présenté la déconvolution de surface consistante sur le plan théorique sépare les effets proches de la surface par rapport à les effets du sous-sol à travers la dépendance des données sur les coordonnées d'acquisition.

La déconvolution surface consistante est important dans le traitement des données sismique et son utilisation et très commun.

IX.1. Introduction

Le problème de la déconvolution en géophysique reste toujours d'actualité malgré de nombreux travaux effectués ces dernières années, dans le domaine. C'est, en général un problème « mal posé », puisqu'on veut déterminer la réponse du terrain, la source et le bruit étant inconnus. La solution n'est pas unique et dépend des hypothèses faites a priori sur la source ou sur le terrain

Dans le but de faire une étude sur la déconvolution, nous avons commencé à faire des applications sur MATCALC qui est un outil de calcul (CGG), avec une application sur ondelette, suivi par une application MATLAB sur des points de tir réelle extraite, et enfin une application sur des données réels de sismiques réflexions à savoir un profil sismique de la campagne GOURARA (Basin Timimoune)

IX.2. Présentation sur la zone d'étude

IX.2.1. Généralités

La zone d'étude se situe dans la partie sud occidentale du bassin de Timimoun qui se trouve au Nord-ouest de la plateforme saharienne (figure IX.1), ce bassin présente une forme allongée NO-SE et se caractérise par une faible structuration.

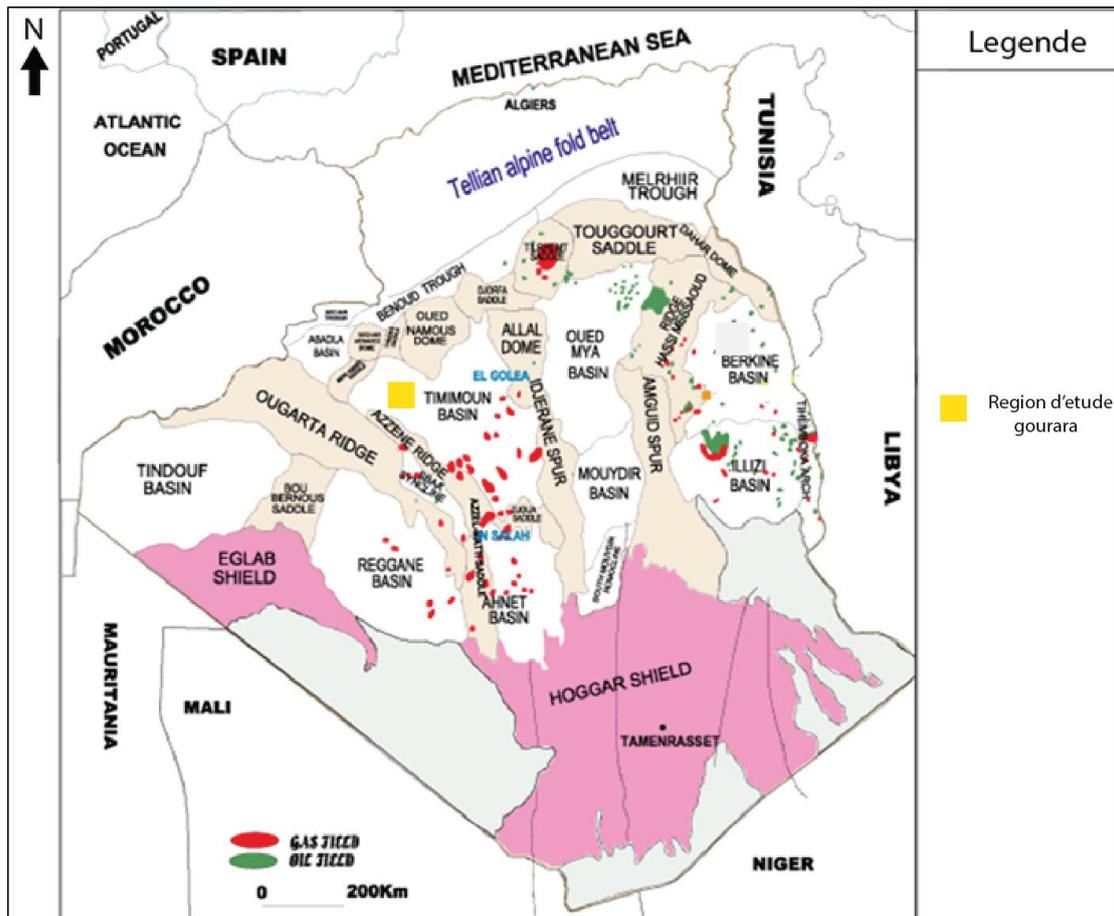


Figure. IX. 1. Situation géologique de Gourara (document SONATRACH).

Du point de vue structural, la zone étudiée correspond à une dépression adossée à la route d'Azzène. Qui souligne sa frontière avec la cuvette de Sbaa et elle se caractérise par un faible degré de structuration comme tout l'ensemble du bassin de Timimoun. On rappellera que la route d'Azzène est un élément structural ancien (cambro-ordovicien) qui s'est développé pendant le Dévonien et le Carbonifère. Elle présente également une orientation NO-SE et se caractérise, quant à elle, par une tectonique assez complexe. Une dénivelée assez importante existe entre la route d'Azzène et

notre zone d'étude (fig.2), elle souligne le fort degré de structuration et d'érosion qui a affecté la voute d'Azzéne.

IX.2.2. Aperçu lithostratigraphique

Le bassin de Timimoun a été le siège d'une importante subsidence au Paléozoïque. Sa couverture sédimentaire représentée par les séries du Paléozoïque et du Méso-cénozoïque se caractérise par une importante épaisseur qui peut atteindre les 6000m alors que sur la Voute d'Azzéne, elle ne dépasse pas les 3000m (figure.IX.2).

La série paléozoïque est essentiellement détritique à l'exception de quelques niveaux carbonatés du Silurien, du Givetien et du Frasnien. Les réservoirs connus sont les niveaux gréseux du Cambro-ordovicien, du Dévonien inférieur (Emsien, Siégenien et Gédinnien) et de la base du Tournaisien.

La formation ordovicienne comporte des réservoirs qui font partie du système pétrolier cambro-ordovicien, la série argileuse du Silurien assure la couverture régionale pour les réservoirs de ce système.

Le potentiel pétrolier est, essentiellement, à gaz dans la région et les différentes études géochimiques démontrent que le Silurien argileux est une roche mère prolifique. La maturation de cette roche mère est à gaz sec sur l'ensemble de la région. Les études récentes ont mis en évidence des accumulations commerciales de gaz et démontrent que les bassins de l'Ahnet et de Timimoun recèlent des réserves très importantes.

Il est à préciser que l'exploration dans la région s'est focalisée, jusqu'à présent, sur les pièges de type structural.

La formation ordovicienne comprend deux niveaux l'unité-IV et l'unité-III2 qui représentent un objectif primaire dans les parties méridionale, occidentale et orientale du bassin voisin de l'Ahnet. Dans notre région d'étude, les données de puits et les synthèses géologiques démontrent que ces réservoirs subissent une détérioration des qualités pétrophysiques.

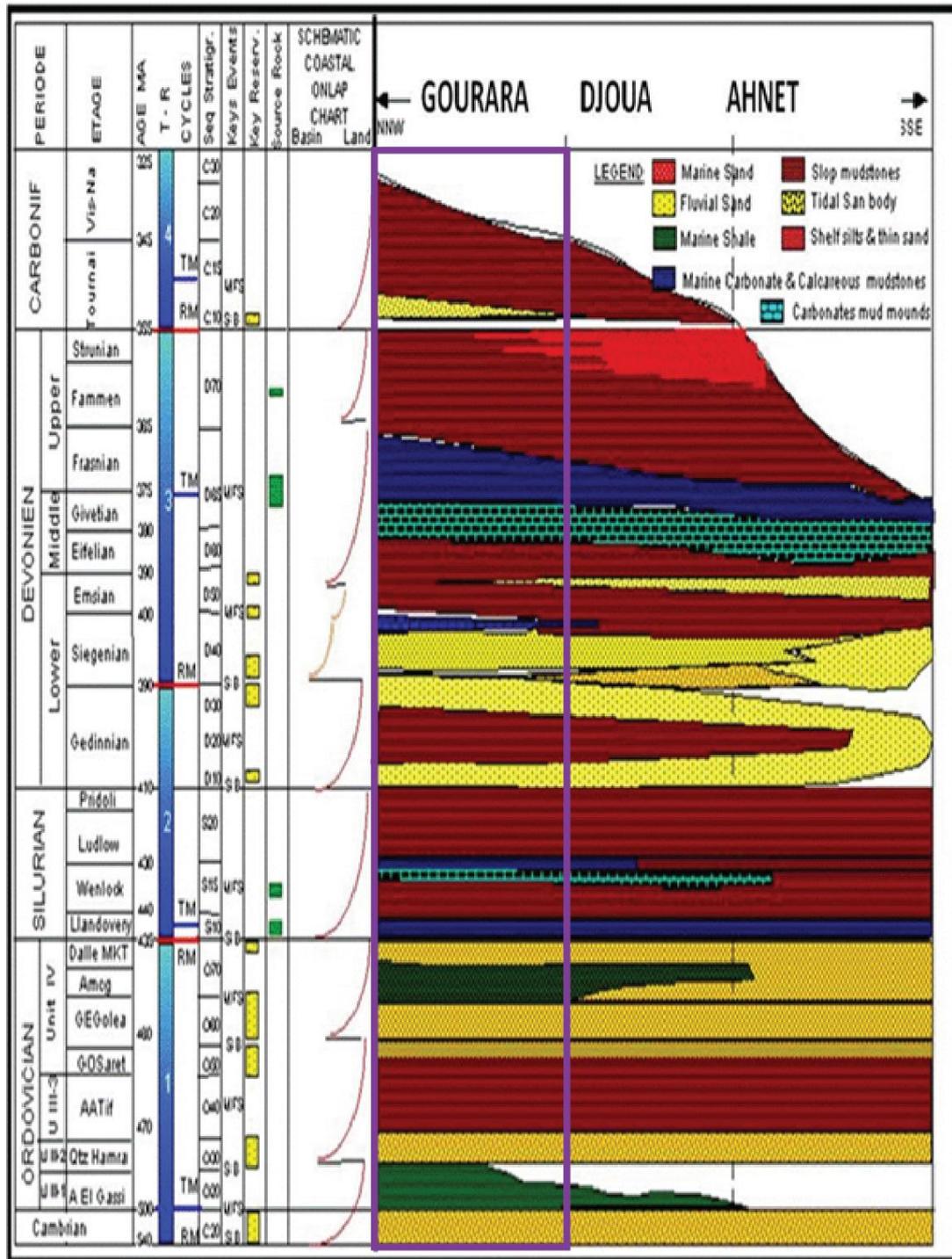


Figure. IX. 2. Coupe stratigraphique du bassin Ahnet/Gourara(wec,2007)

IX.2.3. Caractéristiques de l’Ordovicien de la zone d’étude

Une importante dénivelée existe entre la zone haute qu’est la voute d’Azzéne et notre région qui a subi une forte subsidence. On peut aussi distinguer l’existence d’une paléovallée dans la région. Il est à rappeler que dans la plateforme saharienne, les paléovallées ont été créées par l’érosion glaciaire et/ou fluvio- glaciaire.

Les réservoirs cambro-ordoviciens liés à ces paléovallées présentent une importante épaisseur de grès de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

Par ailleurs, la présence d'argiles siluriennes immédiatement au sommet des paléo vallées font de cet ensemble un système pétrolier complet : la roche-mère et la roche couverture sont constituées par les argiles siluriennes. Les hydrocarbures sont contenus dans les grès constituant le remplissage de ces paléo vallées.

L'unité IV de l'Ordovicien glaciaire constitue la séquence-réservoir principale dans ce système, toutefois ses facies sont très variables aussi bien latéralement que verticalement.

Les cartes de faciès réalisées pour les unités IV-3, IV-1 et III-2 démontrent que dans la paléovallée où se trouvent les puits MJB-1 et MS-1 BIS, l'Ordovicien reste gréseux (Unités IV-3 et III-2) à silteux (Unité IV-3). Lorsqu'on s'éloigne de l'axe de la paléovallée, l'Ordovicien se charge en argile, zone de ECF. La détérioration des caractéristiques pétrophysiques pourrait être accentuée au niveau des unités ordoviciennes en fonction de l'augmentation de l'argilosité.

IX.2.4. Caractère tight de l'Ordovicien

Macroscopiquement et d'un point de vue caractéristiques pétrophysiques, les faciès observés sont médiocres à mauvais, il ressort d'abord que le caractère « tight », dans les échantillons étudiés, est révélé par l'abondance du ciment siliceux et le degré de compaction traduit par les contacts concavo-convexes et suturés observables.

Par ailleurs, l'analyse des caractéristiques pétrophysiques démontre le caractère tight de la formation ordovicienne ce qui peut expliquer les mauvais résultats des puits de la zone d'étude, les porosités dépassant rarement les 5% et les perméabilités, généralement, inférieures à 0, 1md. Une collecte des données pétrophysiques a été réalisée, avec l'ensemble des données disponibles, un cross plot a été effectué, nous avons inséré les données de puits de la voute d'Azzéne.

A la lecture des données et au vu du cross plot /porosité versus perméabilité, on constate que les puits de la voute d'Azzéne sont aussi compacts que ceux de notre région et se sont révélés productifs de gaz. Ce cross plot corrélé aux résultats démontre que nous sommes en présence de tight gas sands. On pourrait supposer que

ce caractère tight de ces niveaux réservoirs condamne la région mais des puits qui présentent les mêmes réservoirs tight démontrent le contraire.

Ainsi, pour la compréhension de ces objectifs, il a été décidé de poursuivre leur étude sur la base d'une approche non conventionnelle.

IX.3 Application sur MATCALC

IX.3.1. Définition de MATCALC

MATCALC est un utilitaire interactif qui fournit une grande variété d'outils pour l'analyse des signaux et la comparaison des différents types de données sismiques. Il prend en charge une grande variété de type et de format de données qui peuvent être chargés, affichés et traités de façon interactive, semblable à l'utilisation d'une calculatrice de poche. Il renferme une multitude fonctionnalité de calcul d'opérateur, auto et cross cohérence, corrélation entre les datas.

Parmi les fonctionnalités utilisées on cite :

- **Wavelet modelling** : Ce processus nous permet de générer (la série de reflectivité, sweep, réponse de géophone, bruit aléatoire, multiples...), et appliquer la déconvolution.
- **Analyse Spectrale** : Le processus génère une sortie de spectre et de phase avec les affichages suivants :

1-Affichage des amplitudes :(spectre d'amplitude, spectre de puissance.
Spectre exprimé en décibels.

2- Affichage de phase : Si l'entrée contient plus d'une trace, un spectre moyen est calculé (moyenne de trace pour chaque fréquence).

- **Q-estimation** : Les valeurs de Q peuvent être estimées en utilisant le processus Q-estimation obtenu à partir de l'analyse spectrale des données avec des fenêtres centrées sur le temps de trajet désiré.
- **Inverse Q-Filtering** : Ce processus applique un filtre Q-inverse stationnaire à la donnée de la sismique. La réponse modélisée du filtre Q-inverse incorpore à la fois l'atténuation de l'amplitude et la dispersion de vitesse.
- **Corrélation** : nous permet d'étudier les semblances entre les signaux et de calculer l'autocorrélation et le cross corrélation.
- **Filtre génération** : générer des différents filtres, faire la conversion (zéro phase to min phase)
- **Convolution** : calcul l'opération de convolution.

IX.3.2. Fonctionnalité de de MATCALC :

- ✓ Utiliser la *MATCALC* pour analyser les signaux et appliquer la déconvolution sur des signaux (monodimensionnel).

IX.3.3. Génération des signaux et calcul sur MATCALC :

L'utilisation du MATCALC a été exploitée essentiellement pour la simulation des signaux (vibroseis source), création d'ondelette, génération de réflectivités et différents types du bruit, création de trace synthétique et enfin calcul de déconvolution.

1- La génération d'un sweep (planche IX.1)

Caractéristiques du Sweep :

Longueur du Sweep	: 10 s.
Bande fréquentielle	: 8-80 Hz.
Type de Sweep	: Up-sweep linéaire
Taper	: 300ms

2- Création d'ondelette :

Une autocorrélation de ce Sweep a permis d'obtenir l'ondelette (Klauder) (planche IX.2).

- Commentaires :

A partir de l'autocorrélation représentée par la planche IX.2, on peut tirer deux caractéristiques :

-La symétrie du pic central par rapport à l'axe vertical.

-l'énergie est maximale au voisinage de zéro (l'arche centrale de l'autocorrélation est de forte amplitude).

- Le processus *Analyse spectrale* dans l'application *MATCALC* génère une sortie de spectre d'amplitude et de phase après rentrée la fonction

d'autocorrélation comme input, ces deux spectres sont représentés par la planche IX.2.

À partir des spectres de fréquence (module et phase) planche IX.3., on peut dire qu'effectivement l'autocorrélation est brève (large bande fréquentielle qui est comprise entre 8 et 80 Hz) et de confirmer qu'elle est symétrique puisque sa phase est nulle, ceci confirme les deux caractéristiques qu'on a tiré à partir de la planche IX.2.

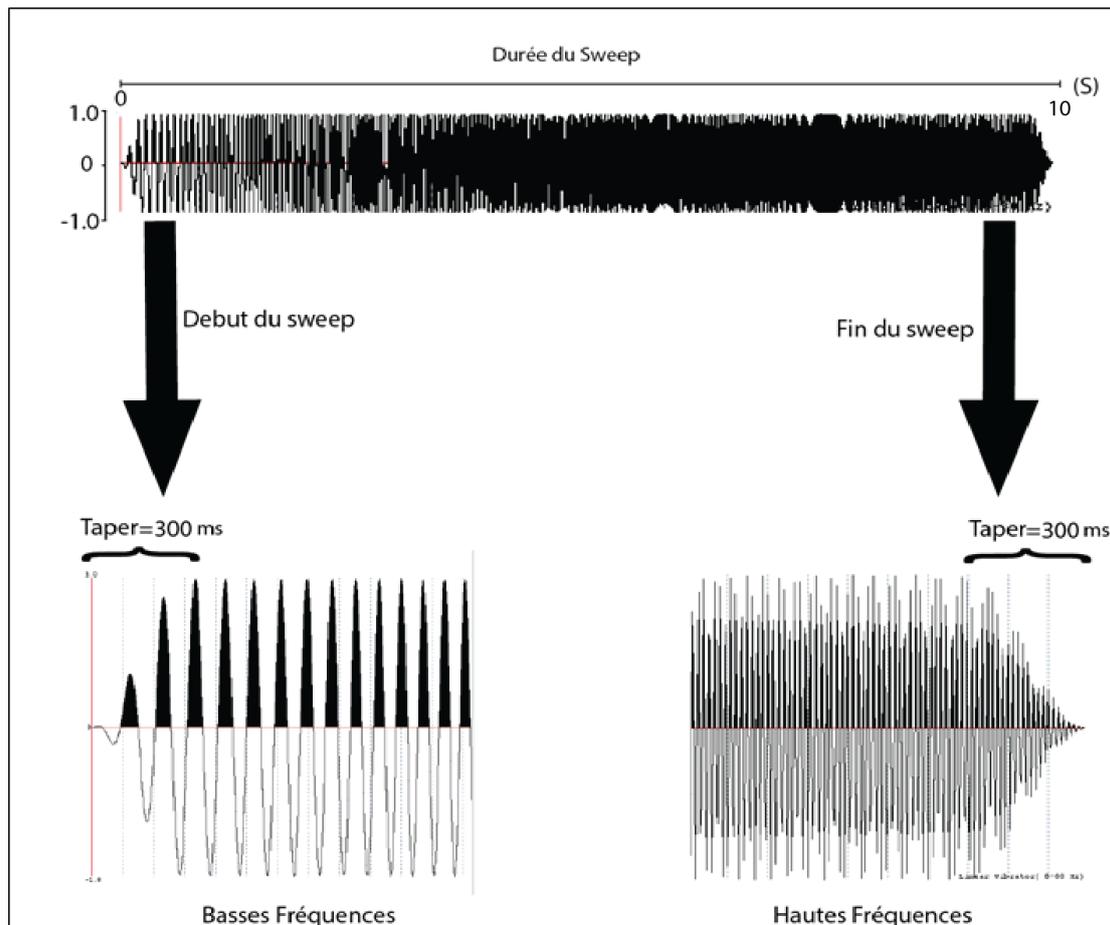


Planche. IX. 1. Signal vibrosismique 'Sweep' et ses caractéristiques

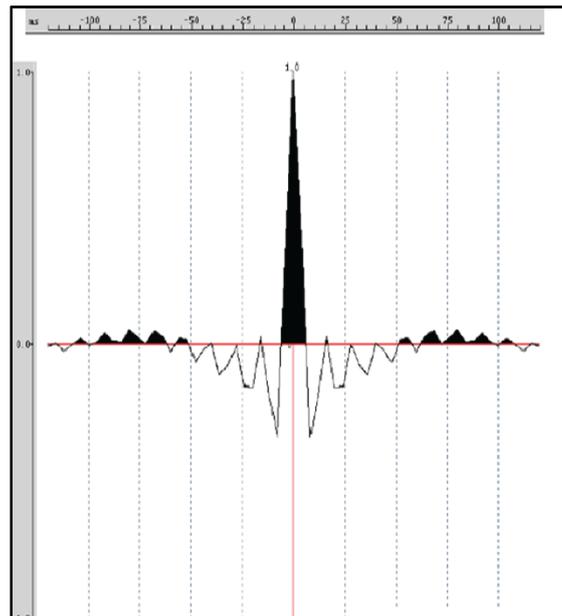


Planche. IX. 2. Fonction d'autocorrélation du Sweep

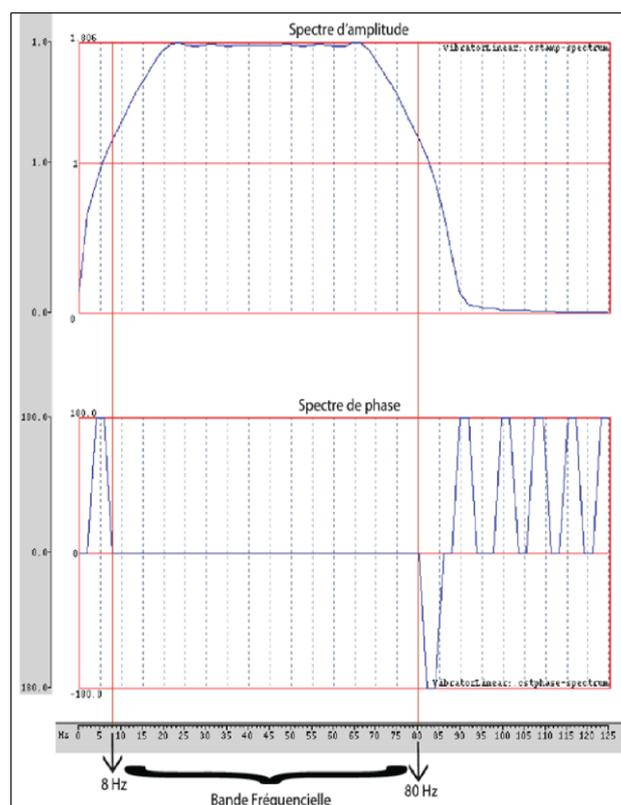


Planche. IX. 3. Spectre d'amplitude et de phase de la fonction d'autocorrélation.

IX.3.3.1. Le modèle convolutionnel

a) Dans le domaine temporel :

Grace à le processus *Wavelet modelling* dans le MATCALC on a pu générer une série de réflectivité et faire la convolution (planche.IX.5) par une ondelette ricker.

Au début on a créé une ondelette de ricker par le processus *Filtre generation* ⇒ *Generate filtre* (planche. IX.4)

- Les paramètre de la série de réflectivité

Longueur : 500 ms

Le pas d'échantillonnage : 4 ms

- Les paramètres de ricker

Longueur : 128 ms

Le pas d'échantillonnage : 4 ms

La période : 20 ms

❖ Commentaires :

-La ricker est symétrique et son 'énergie est maximale au voisinage de zéro

-l'ondelette a phase minimale est causal et son 'énergie est maximale au voisinage de zéro

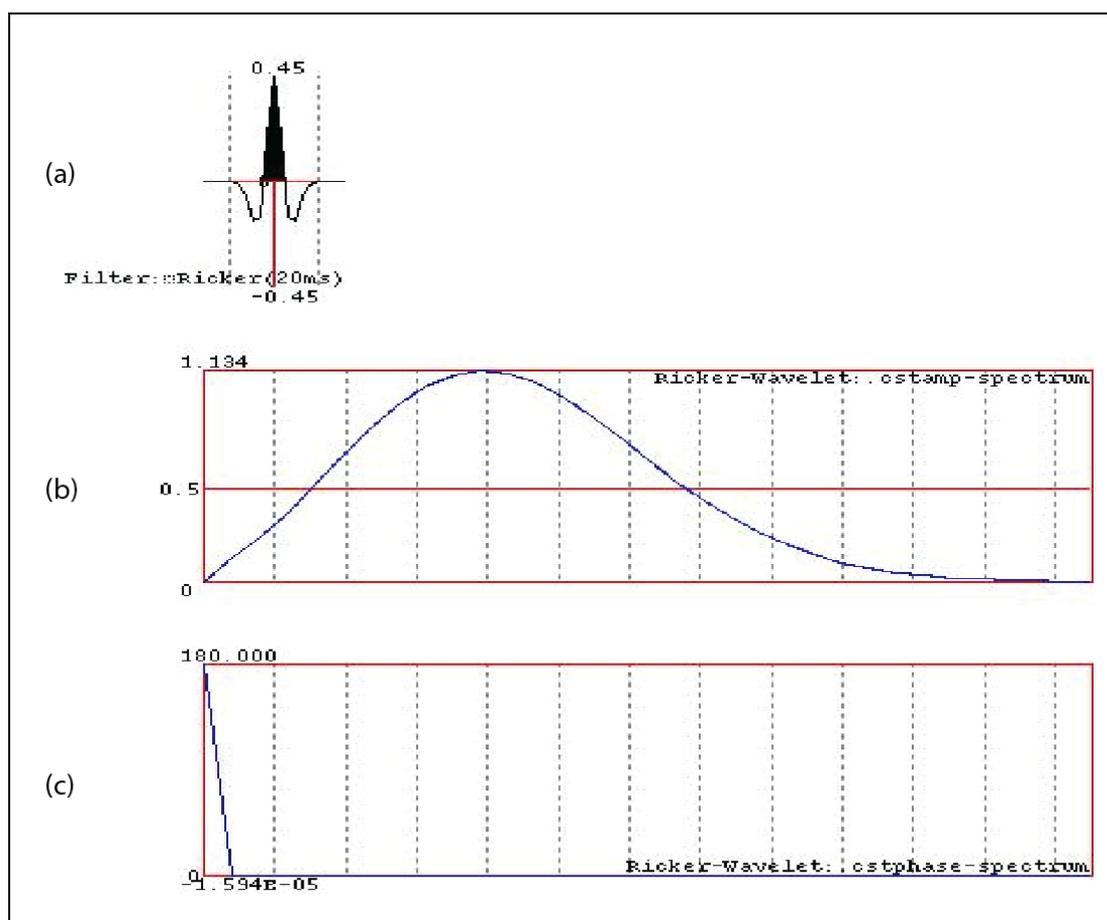


Planche. IX. 4. Spectre d'amplitude et de phase de la fonction d'autocorrélation.
(a) ondelette ricker (b) spectre d'amplitude et (c) spectre de phase

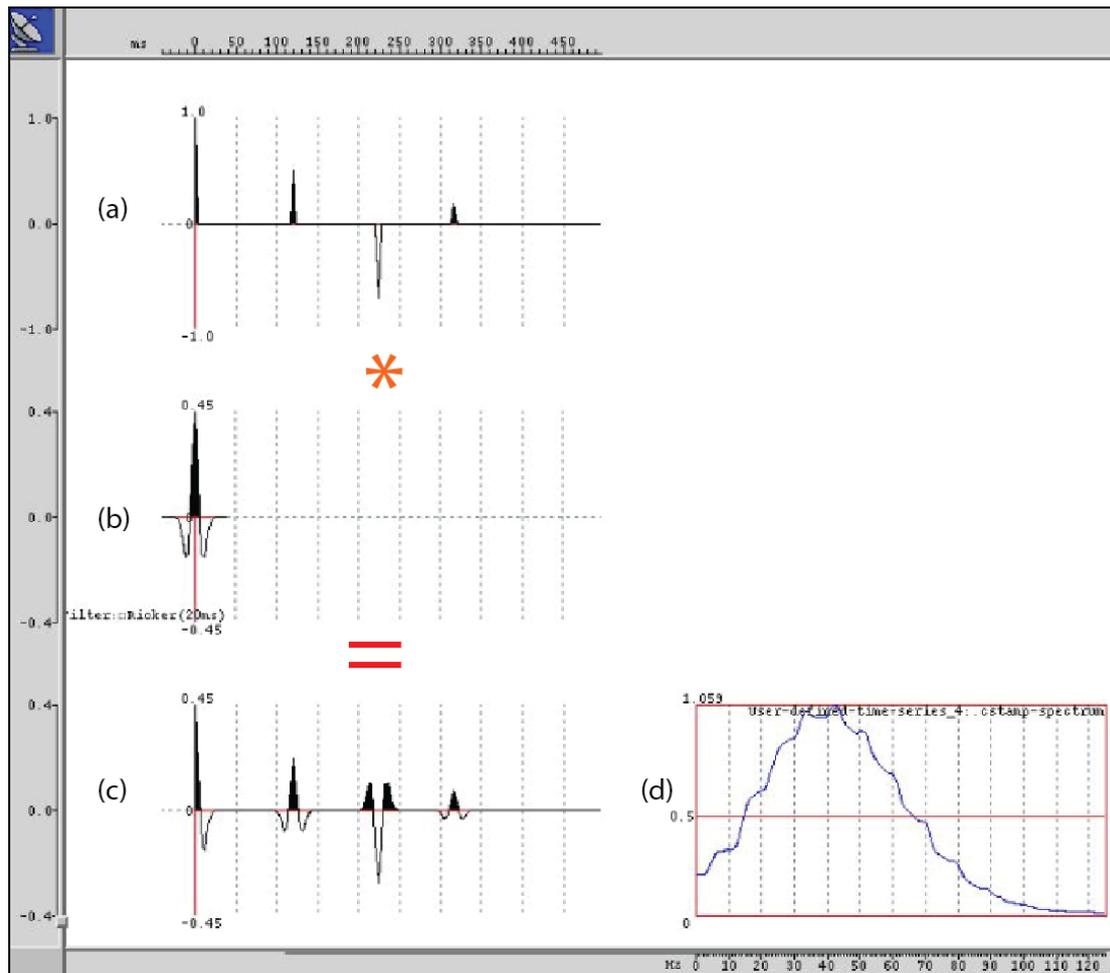


Planche. IX. 5. Le modèle convolutionnel dans le domaine temporel. (a) série de réflectivité, (b) ondelette Ricker, (c) la trace convoluée et (d) spectre d'amplitude de la trace

b) La multiplication dans le domaine fréquentiel

On sait que la TF transforme un produit de convolution dans le domaine temporel en simple produit dans le domaine fréquentiel la planche IX.6 montre la multiplication du spectre de l'amplitude de la série de réflectivité par le spectre d'amplitude de l'ondelette. Le spectre d'amplitude est généré par le processus *Analyse Spectrale*.

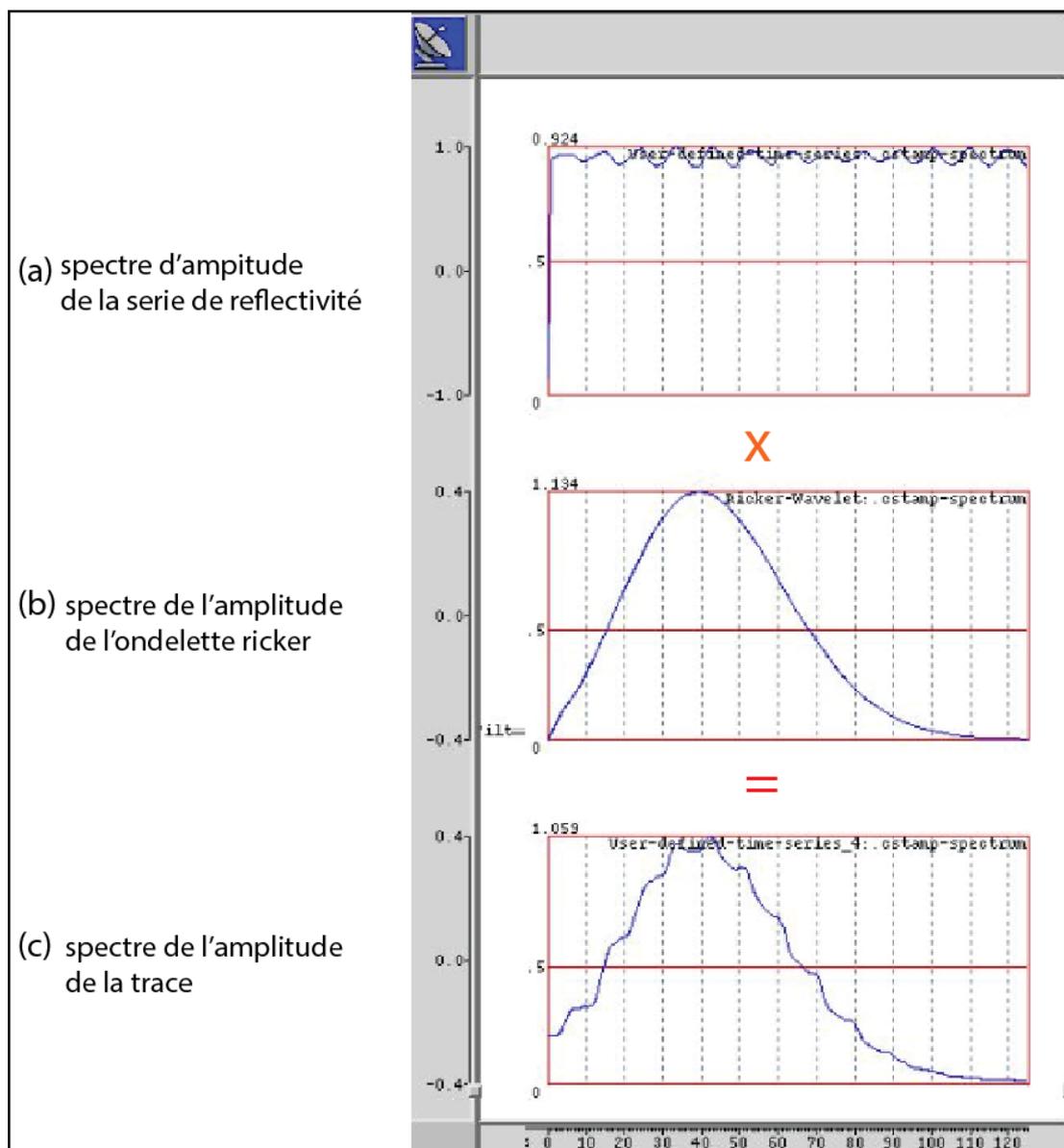


Planche. IX. 6. Le modèle convolutionnel dans le domaine fréquentiel. (a) série de reflectivité, (b) ondelette ricker, (c) la trace convoluée et (d) spectre d'amplitude de la trace

IX.3.3.2. La déconvolution sur MATCALC

MATCALC nous permet d'appliquer deux types de déconvolution (spike et prédictive), nous avons essayé au début d'appliquer la déconvolution Spike utilisant l'ondelette de ricker (zéro phase), puis vérifier les différents paramètres de déconvolution, pour la déconvolution spike (la longueur d'opérateur et le préwhitening) et prédictive (la distance de prédiction) et son efficacité d'éliminer les multiples.

a) La déconvolution spike

a.1) Déconvolution spike utilisant ondelette à zéro phase

On fait la déconvolution spike sur la trace de la planche IX.7, la déconvolution spike à élargir notre spectre, l'atténuation de bruit à l'extrémité notre autocorrélation (flèche vert) et on voit qu'il n'y a pas une contraction de notre ondelette cela conduit à sa distorsion (flèche rouge(b)), donc on peut confirmer l'un des hypothèses fondamentales de la déconvolution de l'utilisation une ondelette a phase minimale.

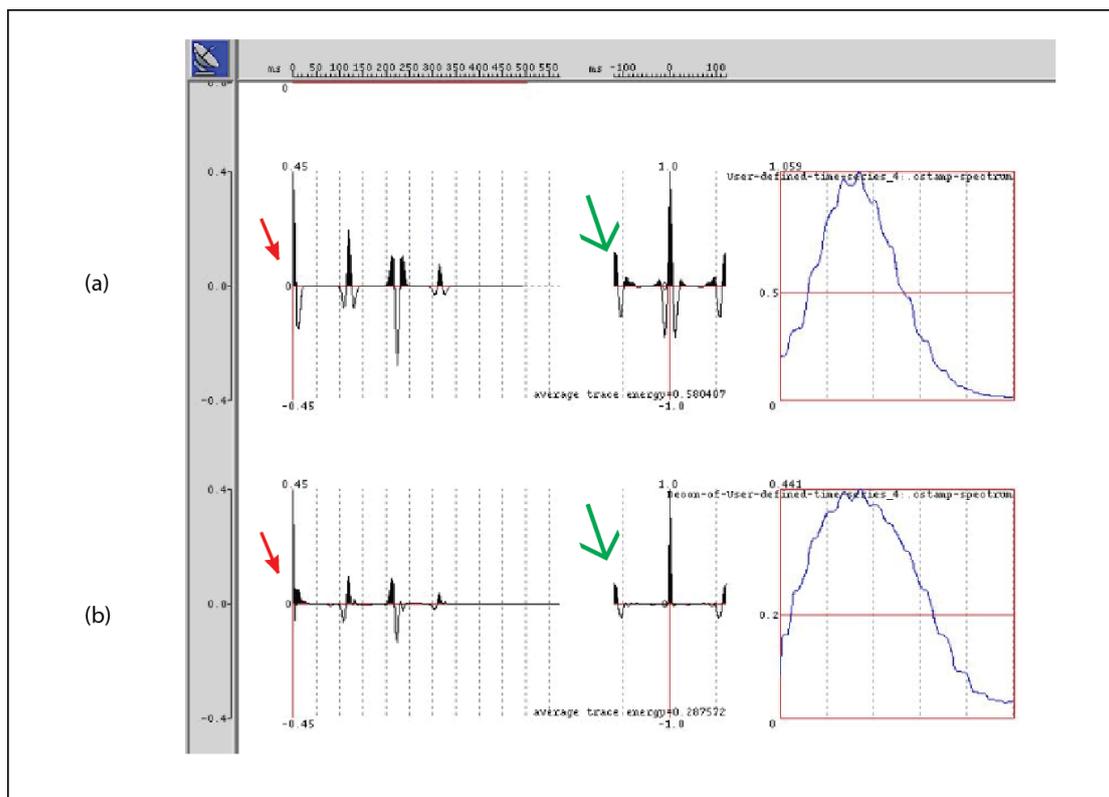


Planche. IX. 7. Déconvolution spike utilisant ondelette de ricker (zéro phase) (a) la trace sans déconvolution (b) la trace déconvoluée

Permet les hypothèses fondamentales de la déconvolution est que notre ondelette doit être à phase minimale, on fait la conversion (zéro phase to min phase) planche IX.8. Cette planche montre que les deux ondelettes possèdent le même spectre d'amplitude et différent spectre de phase.

a.2) rephaseur (rephasing) de l'ondelette

C'est une opération qui nous permet de changer la phase (conversion) de l'ondelette, d'une ondelette zéro phase a une ondelette minimum phase planche IX.9

Par le processus filtre generation sur MATCALC, on effectue cette opération de rephasing.

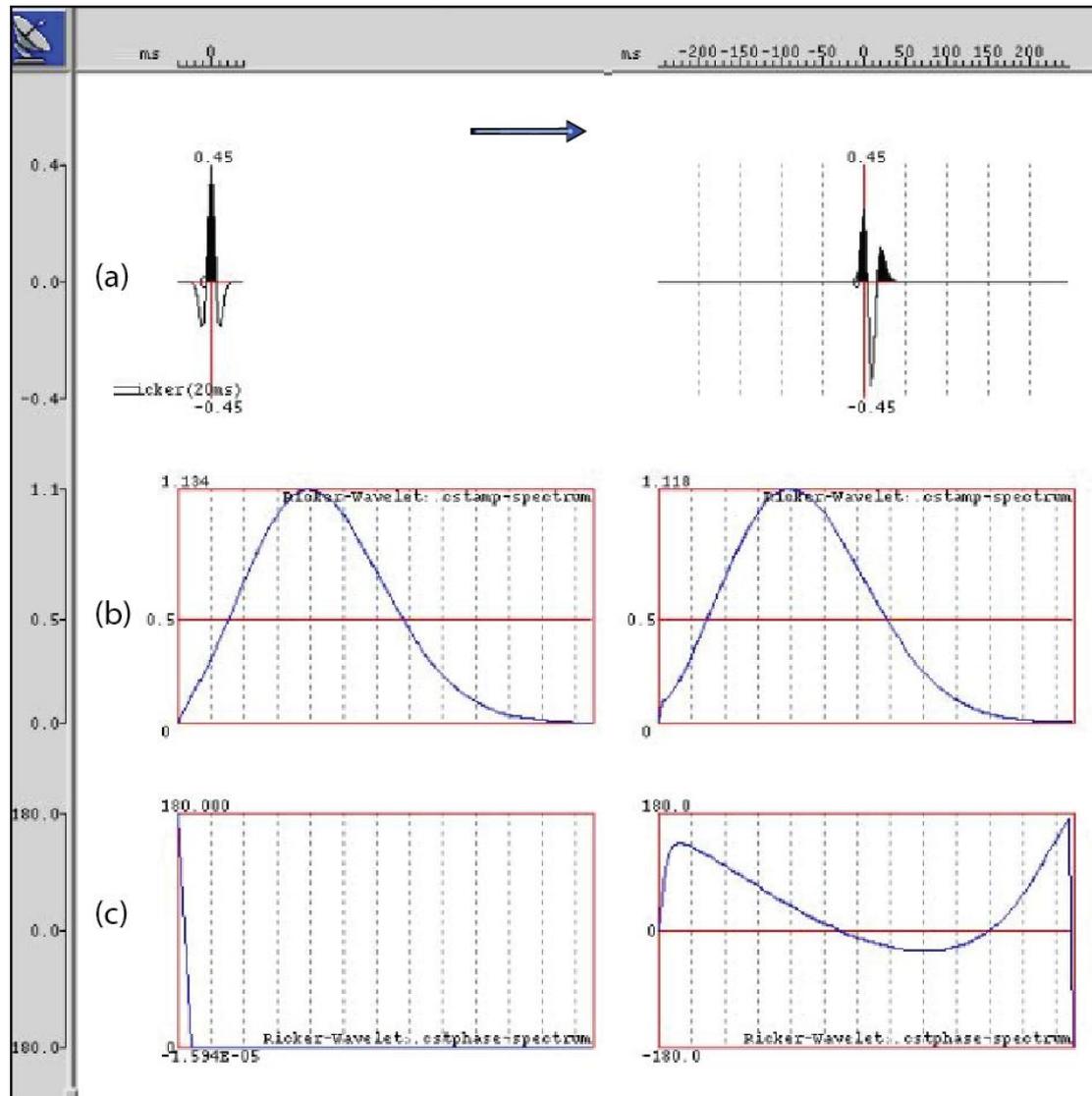


Planche. IX. 8. La conversion (zéro phase to min phase) (a) l'ondelette de ricker à gauche et l'ondelette a phase minimale à droite (b) le spectre d'amplitude et (c) spectre de phase

a.3) Déconvolution spike utilisant une ondelette a minimum phase

a.3.1) Paramètres testées dans le calcul de la déconvolution :

1) Bruit blanc (Préwhitening)

Pour une longueur de l'opérateur fixe de valeur donnée, on varie le taux bruit blanc avec différents pourcentages, Ainsi, on calcule la déconvolution (planche IX.9).

$\varepsilon=1\%$ à donner un spectre d'amplitude large et plat (flèche rouge (b)).

Pour $\varepsilon=10\%$ et $\varepsilon=50\%$, le spectre devient de plus en plus petit (flèche rouge) dans ce cas le bruit blanc a un effet similaire au bruit aléatoire.

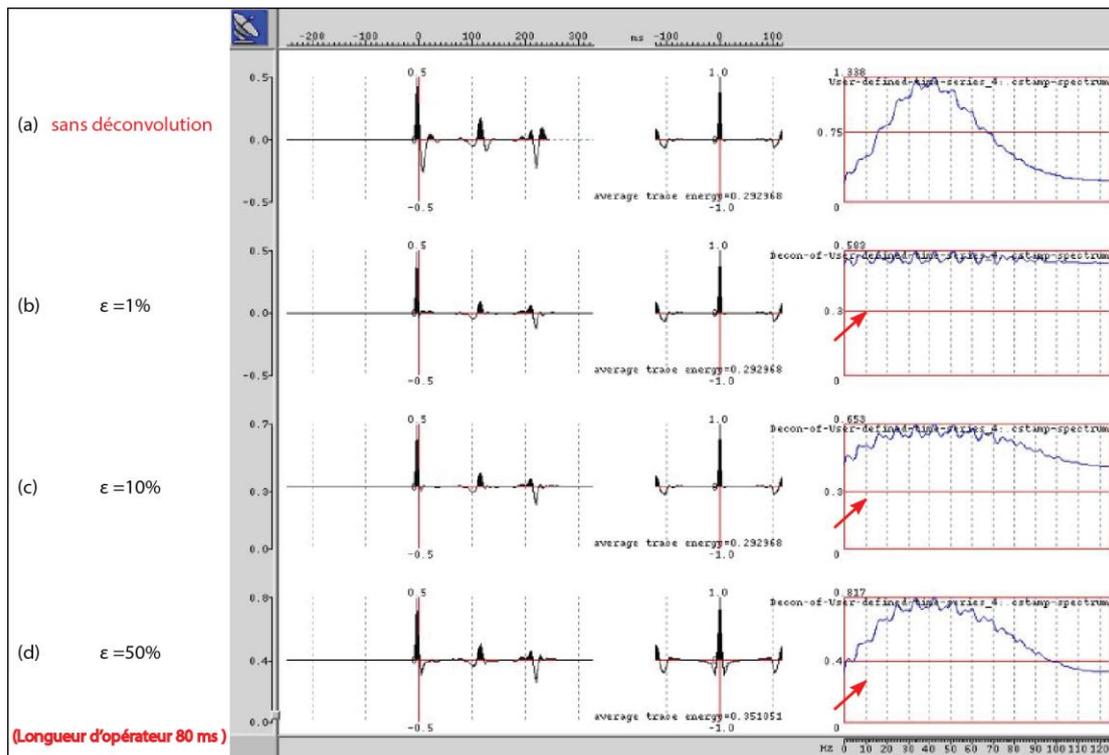


Planche. IX. 9.L'effet du bruit blanc (préwhitening) sur la déconvolution

On ajoute le bruit blanc pour stabiliser le filtre, mais de préférence le pourcentage du bruit blanc soit petit pour obtenir un résultat meilleur dans le calcul de la déconvolution.

2) La longueur d'opérateur

Dans cet étape le pourcentage de bruit blanc étant fixé on fait varier la longueur de l'opérateur (L) (plancheIX.10).

On remarque qu'on a une meilleure contraction de notre ondelette (flèche vert), les lobes secondaires à l'extrémité de l'autocorrélation de la trace déconvoluée sont

atténuées (flèche bleu clair), et le spectre devient plus en plus large avec un aplatissement parfait et le rehaussé de l'amplitude (flèche rouge).

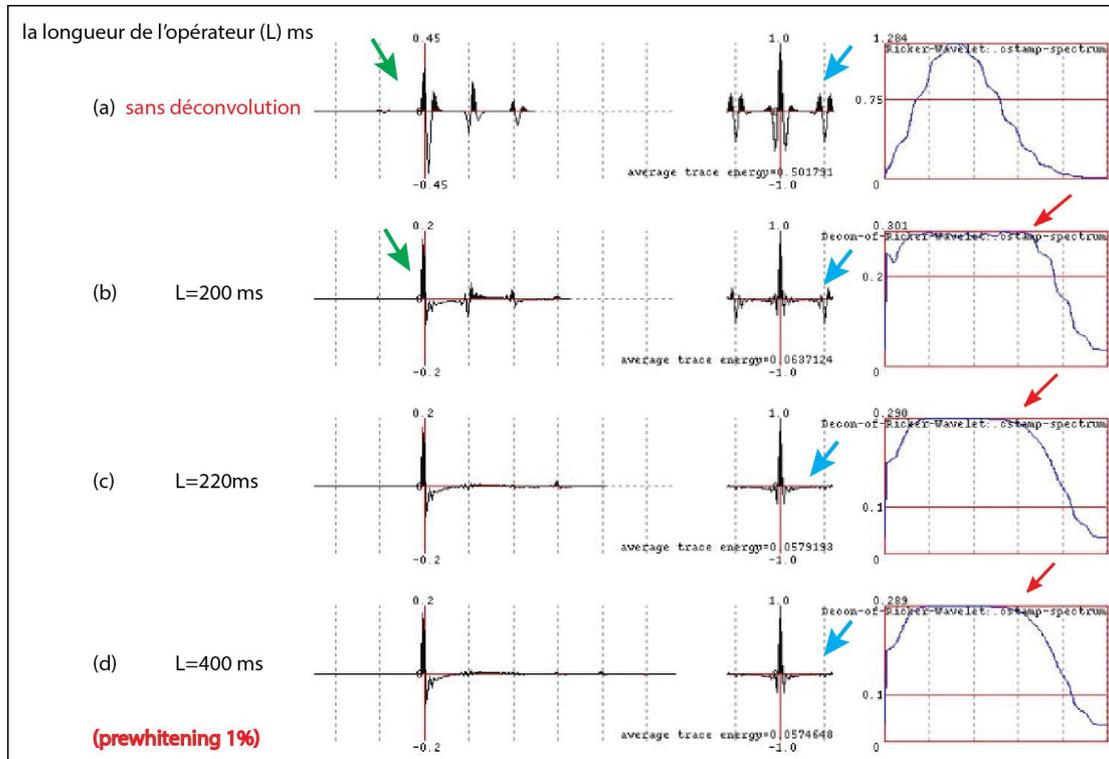


Planche. IX. 10. L'effet de la longueur de l'opérateur dans la déconvolution

a.4) Influence des bruits sur la déconvolution

Afin d'estimer l'effet des bruits sur le calcul du filtre (opérateur de la déconvolution), on a généré trois types de bruits (planche.IX.11)

(a) Génération d'un bruit aléatoire ;

Paramètres utilisés :

Longueur : 300m/s

Le pas d'échantillonnage : 4ms

Type de ce bruit : Gaussien

Gamme (la zone de variation entre les limites supérieure et inférieure) : 0.5

(b) Génération de fantômes (ghost) ;

Paramètres retenus :

Coefficient de réflexion : -0.9

Profondeur : 6 m

Le pas d'échantillonnage : 4 ms

(c) Génération de multiples ;

Paramètres adoptés :

Longueur : 500 m/s

Le pas d'échantillonnage : 4ms

Période : 120 ms

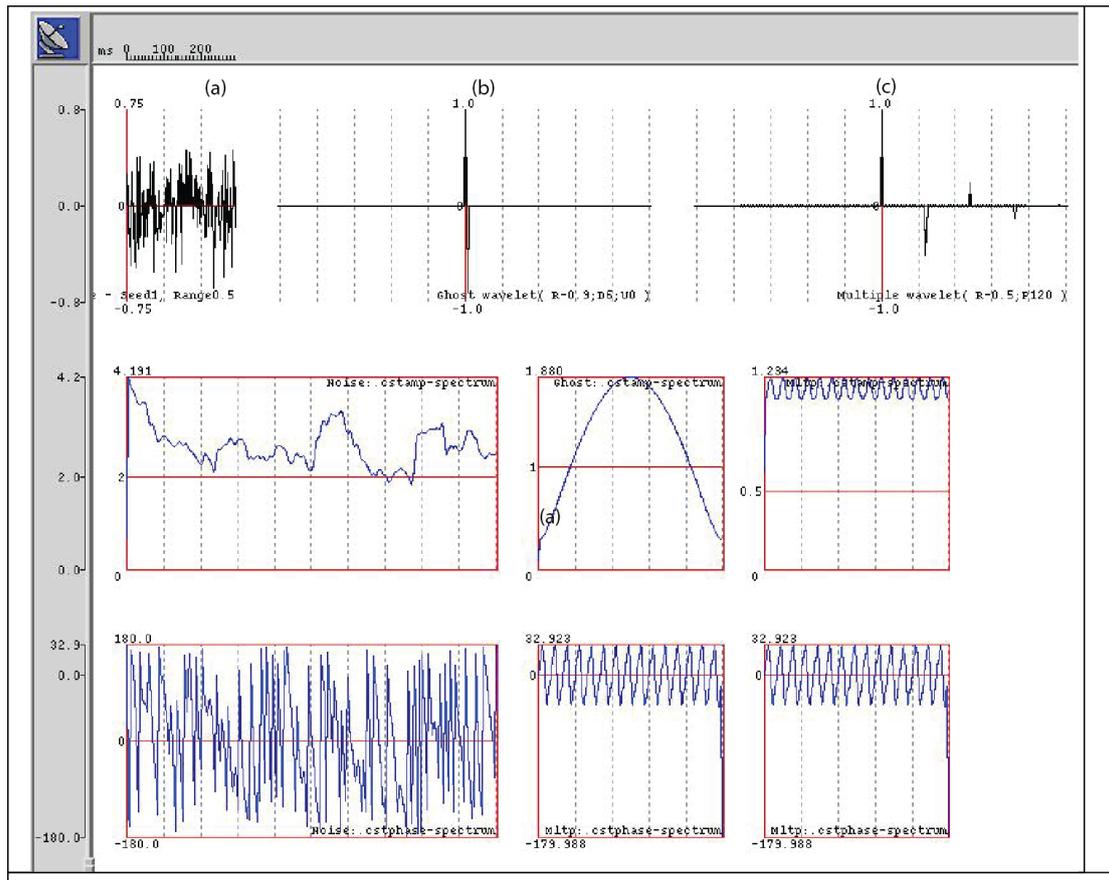


Planche. IX. 11. Les différents types de bruit avec leurs spectres d'amplitude et phase (a) bruit aléatoire (b) fantôme (ghost) et (c) multiple.

En introduisant ces différents types de bruits à notre trace, les tests sur les paramètres de la déconvolution ont été régénérés avec un préwhitening fixé et longueur d'opérateur variable (plancheIX.12)

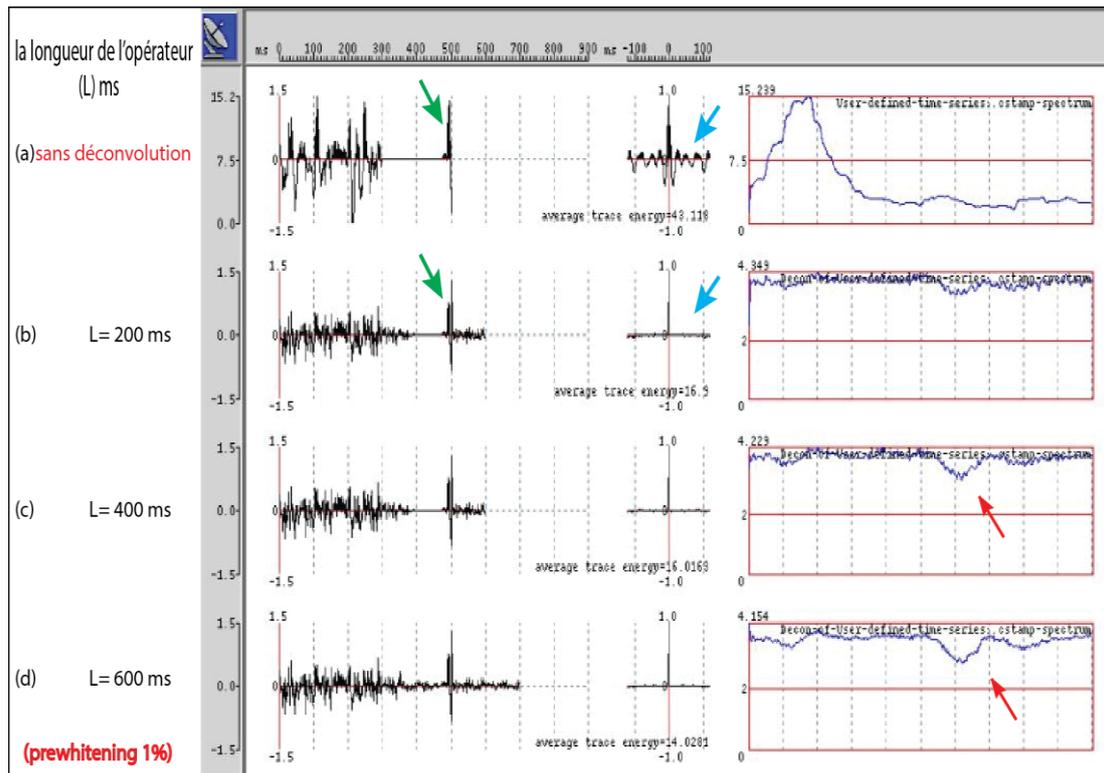


Planche. IX. 12. L'effet de la déconvolution spike sur les bruit

On remarque une bonne contraction de notre ondelette (flèche vert), les lobes secondaires qui se trouve à l'extrémité de notre autocorrélation sont atténuées (flèche bleu), l'effet des bruits sont traduites par le spectre d'amplitude avec un élargissement et aplatissement (influence du contenu fréquentiel de ces signaux).

En augmentant la longueur d'opérateur le spectre d'amplitude sera influencé par certaine fréquences (flèche rouge). La longueur d'opérateur affecte la fréquence dominante.

b) La déconvolution prédictive

La déconvolution spike est un cas particulier de la déconvolution prédictive ou la distance de prédiction est nulle.

La convolution de l'ondelette à phase minimale par les multiples générés précédemment (planche.IX.11-c) est présenté pour un opérateur fixe de 500 ms et un bruit blanc (prewhitening) de 1 % et ce pour différentes distances de prédiction (GAP) (planche IX.13).

Dans le cas (a) et (b) on a une distorsion (flèche vert) de notre ondelette, La distance de prédiction nous permet de conserver notre lobe principal, les multiples désignés sur l'autocorrélation (flèche bleu) sont fortement atténués après une déconvolution avec une distance de prédiction de 28ms, il nous reste que la réflectivité principale représentée par une ondelette a phase minimale qui rien d'autre que la réflexion.

Cette planche est pour le but de monter l'effet de gap et l'efficacité de la déconvolution prédictive a atténuées les multiples.

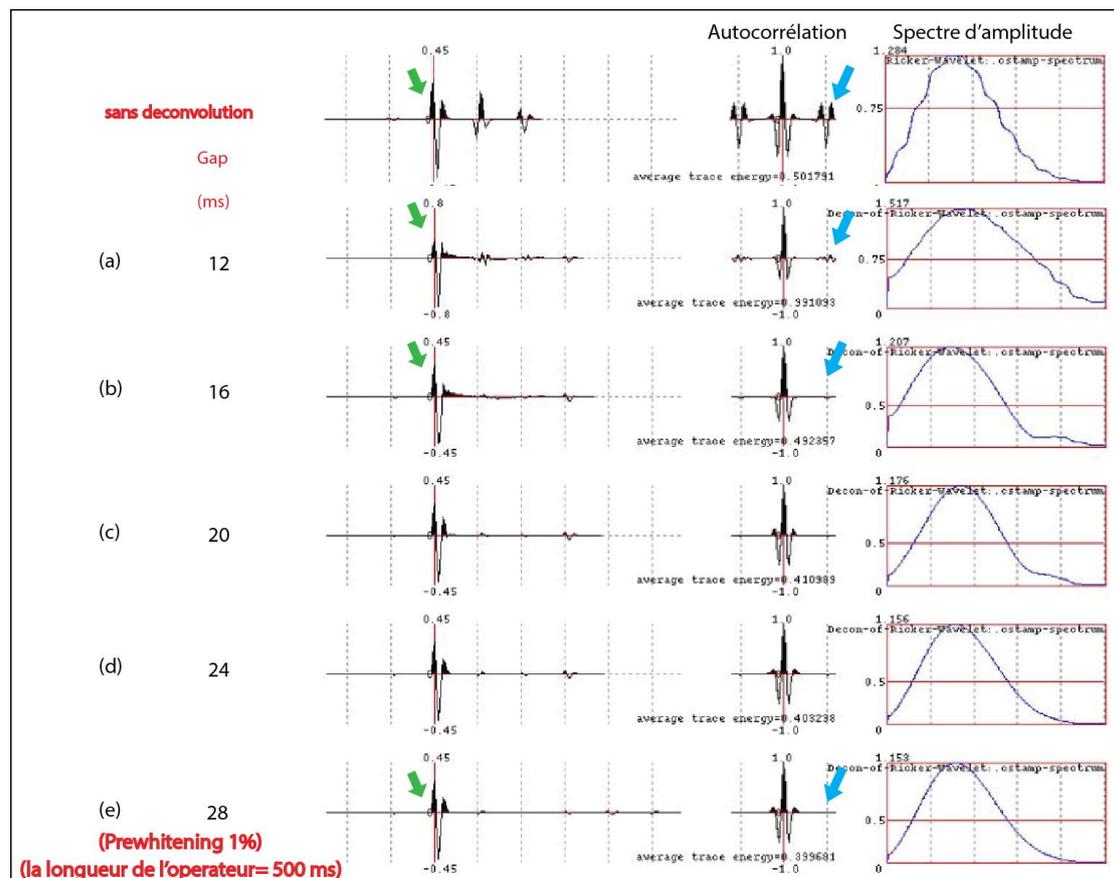


Planche. IX. 13. La déconvolution prédictive

IX.4. Application sur MATLAB

IX.4.1. Définition de Matlab :

Matlab (MATrix LABoratory) est un logiciel interactif, développé par Math Works Inc. et destiné notamment au traitement numérique des données.

Les sous-systèmes de traitement (toolboxes) étendent les fonctions de MATLAB et réalisent des opérations spécifiques à différents domaine de traitement numérique, tel que : le traitement d'images, l'optimisation, la statistique, l'identification et le contrôle des systèmes, les réseaux de neurones, les systèmes flous, etc. [Ivan Graham, 2005]

Le data et le toolbox utilisées dans cette partie est d'après le livre (Processing Surface Seismic Reflection Data Using MATLAB by Wail A. Mousa & Abdullatif A. Al-Shuhail ,2011), sur cette toolbox on a la possibilité d'appliquer la déconvolution spike.

IX.4.2. Les différentes fonctionnalités utilisées ANNEXE(B)

- 1- **auto_correlation_map.m** : Cette code est pour le but d'obtenu l'autocorrélation de la trace sismique.
- 2- **Mwighb.m** : cette fonction est pour le but d'affichage,
- 3- **extracting_shots.m** : est pour le but d'extraite un point de tir ou plusieurs La
- 4- **Spiking_decon.m**: pour le but d'appliquer la déconvolution spike
- 5- **seis_env_dB** Générer l'enveloppe d'amplitude pour les traces sismique

IX.4.3. Application de la déconvolution sous MATLAB

IX.4.3.1. Extraction des point réels sur MATLAB

Les data qui sont utilisé pour exécuter les codes consistent des data 2D. Certains importants paramètres sur les data :

- Le nombre de tirs : 18.
- Le type de la source : dynamites en 80 – 100 ft de profondeur
- Nombre de Canal par tir (shot) = 33.
- Le type de géophone : Vertical compenent géophones.
- Le type de dispositif : 12 élément en ligne.
- Le nombre des traces en line= 594.

- Intervalles des géophones = 220 ft.
- Intervalle de tir est variable.
- Le pas d'échantillonnage = 2 ms.

On a 18 point de tirs, nous avons affiché les points de tir 6,7, et 8 avant la déconvolution (planche.IX.14) :

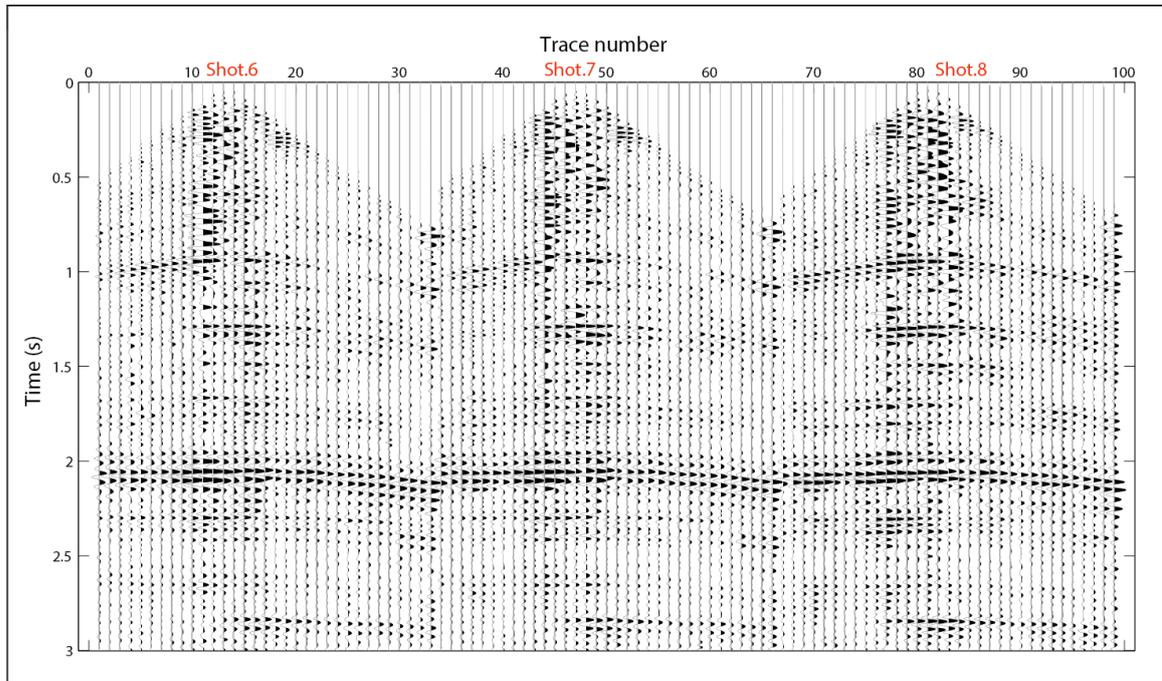


Planche. IX. 14. Les point de tirs avant déconvolution

IX.4.3.2. Application de la déconvolution

Les paramètres de déconvolution testés sur MATLAB sont le bruit blanc (préwhitening $\epsilon = 0.1\%$) puis appliqué directement la déconvolution spike ($L = 300\text{ms}$)

Nous avons sélectionné le point de tir numéro 7 pour effectuer les tests et voir l'effet du bruit blanc, puis appliqué la déconvolution spike avec une longueur d'opérateur $L = 300\text{ ms}$,

a) Test du bruit blanc (préwhitening)

Pour une longueur d'opérateur de 300 ms .On a effectué des tests sur le bruit blanc
Planche. IX. 15. Après test nous avons opté pour un bruit blanc 0.1%

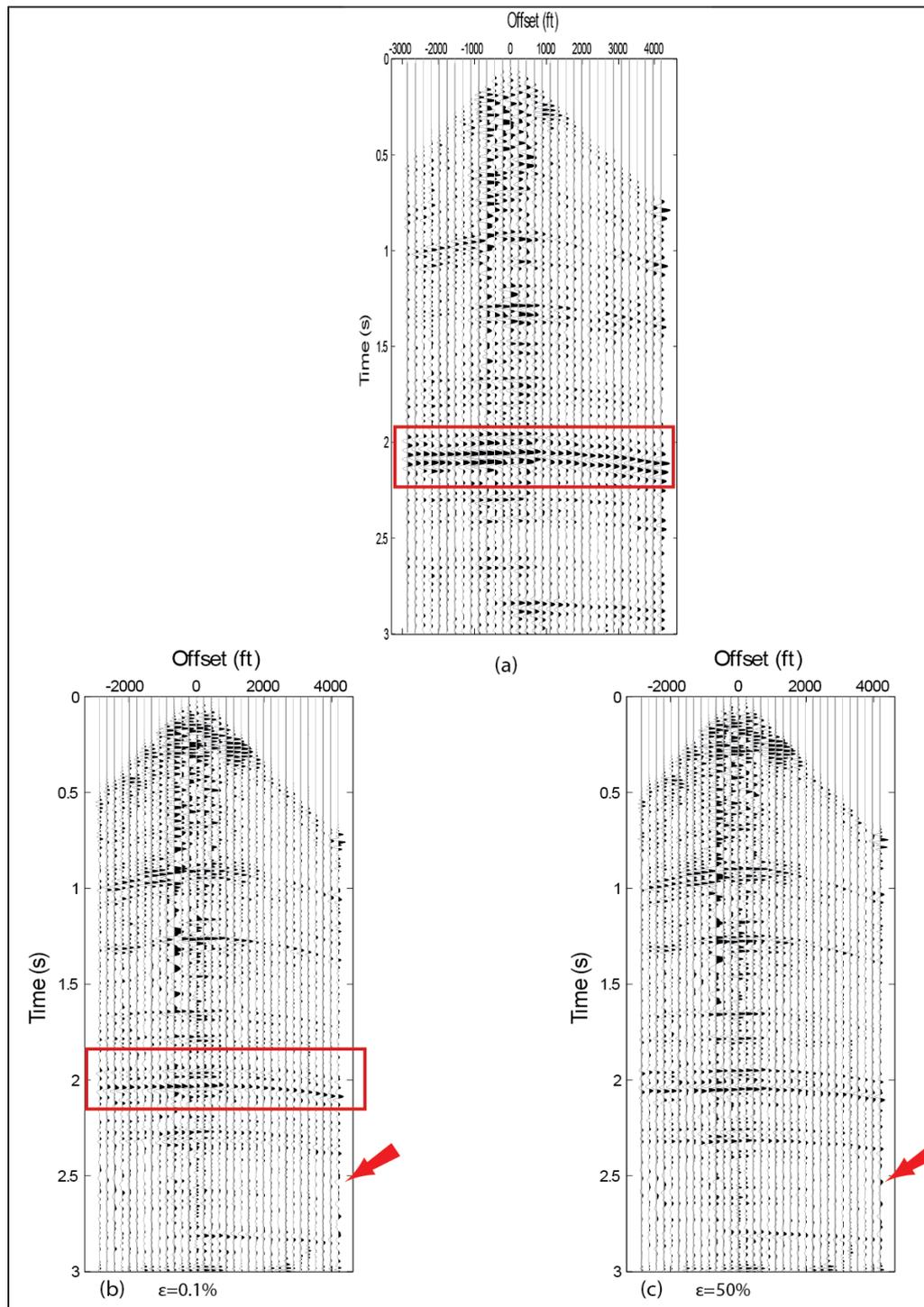


Planche. IX. 16. Test du bruit blanc sous Matlab (a) point de tir avant déconvolution (b) après déconvolution pour $\epsilon=0.1\%$ (c) et $\epsilon=50\%$

Les trois points de tir quand a déjà sélectionné. la planche IX.16 montre bien la différence avant (a) et après (b) déconvolution

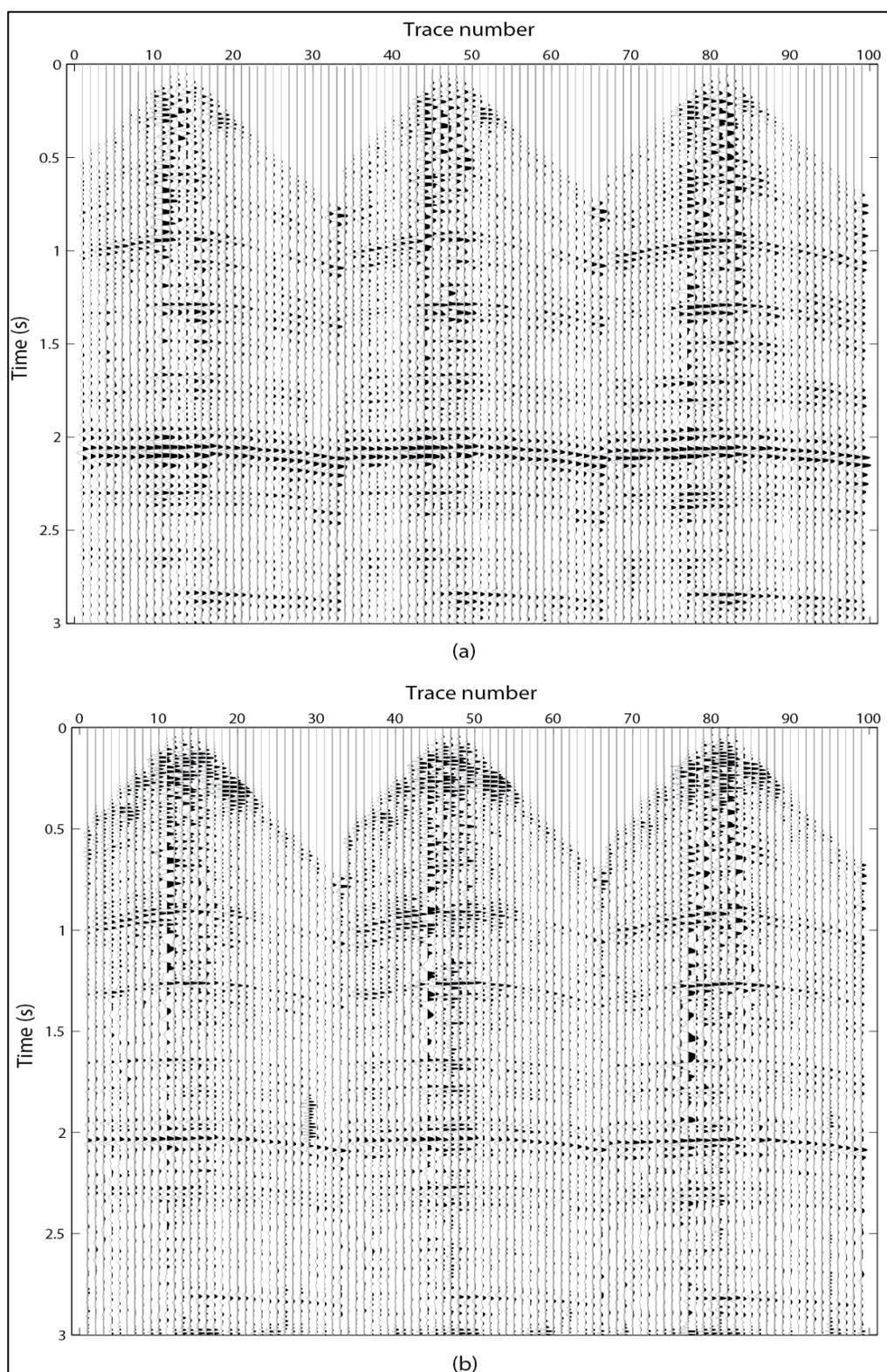


Planche. IX. 17. Points de tirs (a) avant déconvolution spike et (b) après déconvolution

Planche IX.17(a) représente l'autocorrélogramme déconvolution spike. L'analyse spectral : (b) le spectre de densité d'énergie montre la récupération d'énergie après la déconvolution spike. (a) est l'autocorrélogramme après déconvolution spike.

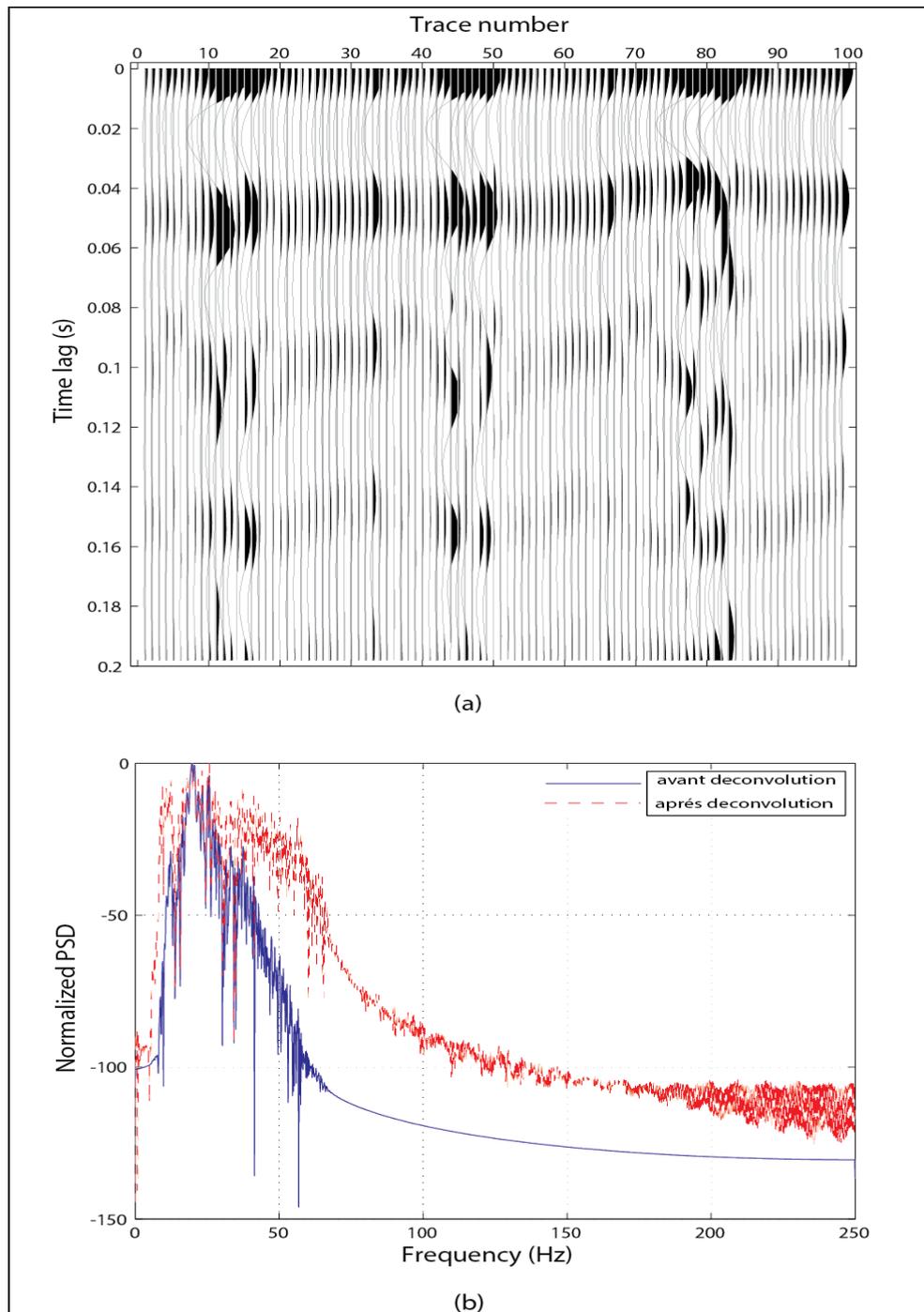


Planche. IX. 18. L'autocorrélogramme (a) et le spectre de densité d'énergie (b) après déconvolution spike

IX.4.4. Conclusion

Grace à la toolbox disponible et les datas disponible sur MATLAB on a pu exploiter et comprendre le déroulement de l'opération de déconvolution sous Matlab.

IX.5. Application sur des données réelle sous Geovecteur

IX.5.1. Introduction

GEOVECTEUR est un logiciel de traitement des données qui a pour but :

- L'édition et le traitement de toutes données géophysiques.
- De travailler simultanément les deux domaines temps et profondeurs.
- La manipulation et l'édition numérique et graphique de tout genre de données.

Dans notre étude, le logiciel *GEOVECTEUR* (CCG entreprise) a été utilisé pour traiter les données brutes terrains afin de préparer ces données pour une utilisation optimum de la déconvolution.

Les modules de prétraitement utilisés sont :

- Habillages des données,
- Editions des traces,
- correction de la divergence sphérique,
- filtrage en f-k.,
- correction de l'absorption,
- la déconvolution
- correction statique,
- Correction dynamique,
- Sommutation.

IX.5.2. Paramètres d'acquisition :**IX.5.2.1. Le plan de position de la campagne GOU 2015**

Le profil traité est représenté en vert sur la figure IX.3 :

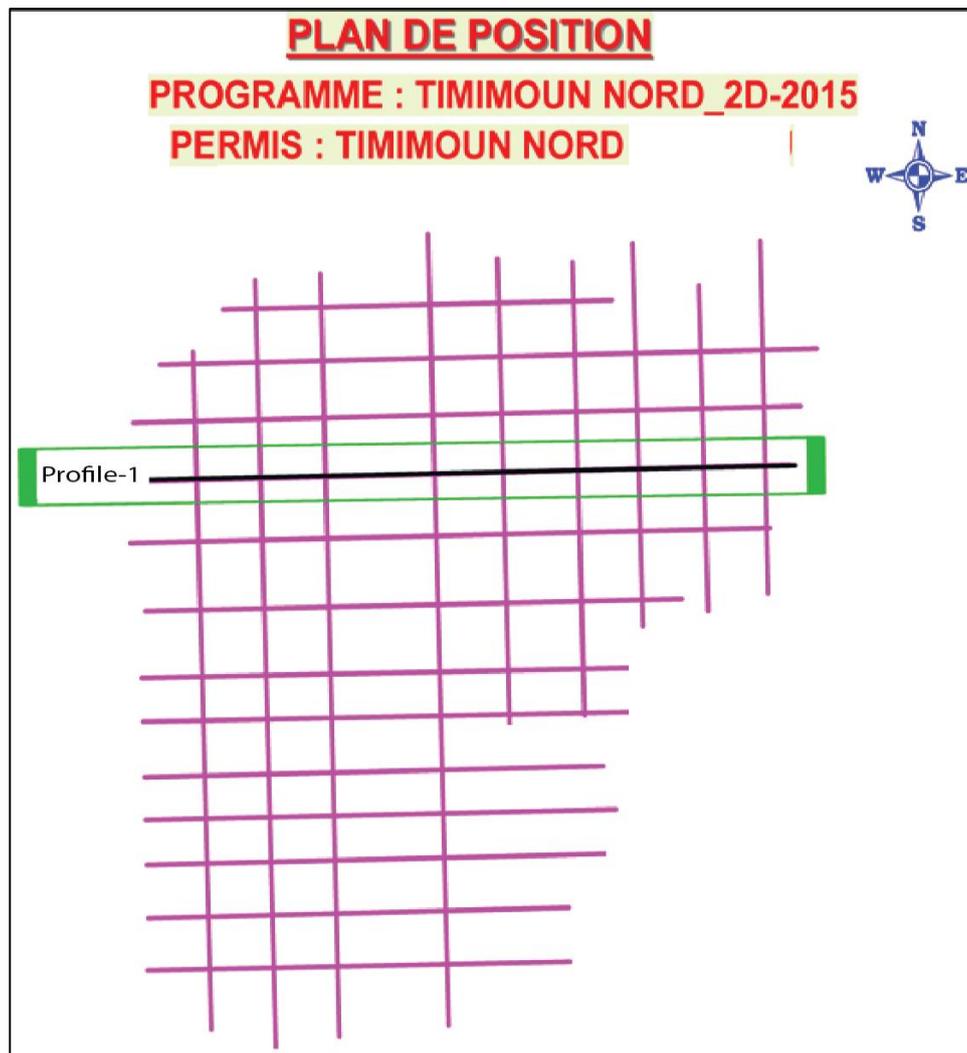


Figure. IX. 3.Plan de position (document SONATRACH)

. Les paramètres d'acquisition son comme suit :

a) Nappe de réception

Deux grappes linéaires de 12 géophones centrées au piquet, 24 géophones au total.

Intervalle entre géophone : 0,83 m

Longueur total : 19.17 m

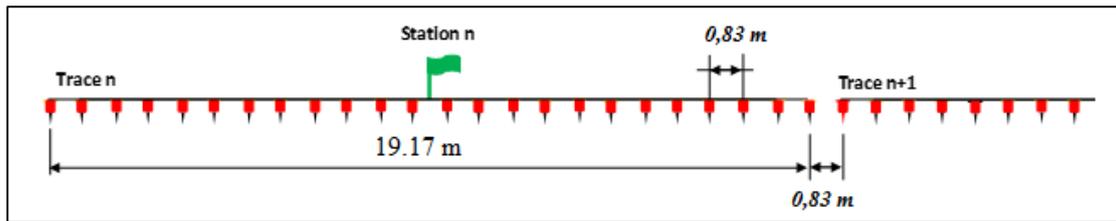


Figure. IX. 4.Nappe de réception

b) Nappe de source :

Source	: vibratoire
Nombre de vibrateurs	: 05
Inter Vibro	: 12,5 m
Move up	: 10 m
Longueur de la nappe	: 47,5 m
Nombre de sweep	: 2sweep/vp
Bande de sweep	: 8-80 Hz
Longueur de sweep	: 10 ms
Type de sweep	: non linéaire
Taper	: 300 ms

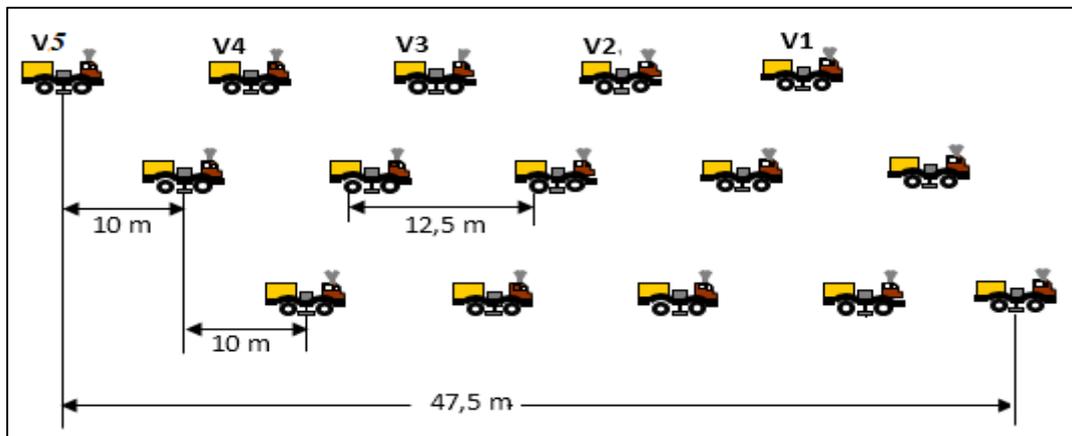


Figure. IX. 5.Nappe de source.

c) Configuration du dispositif

Intervalle entre source	: 30 m
Offset longitudinale	: 10 m
Couverture	: 12000 %
Longueur d'enregistrement	: 5 s
Pas d'échantillonnage	: 2 ms

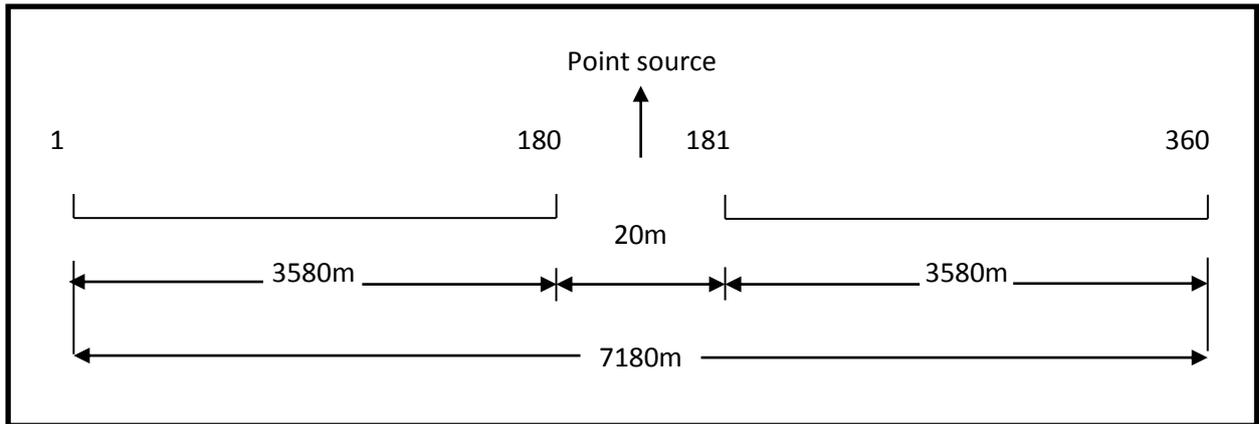


Figure. IX. 6.. Configuration du dispositif.

IX.5.2.2 Séquence de traitement appliqué sur le profil -1

Les données sismiques terrains nécessitent une amélioration du rapport signal sur bruits avant l’application de la déconvolution afin de bien restitué les réflectivités de manière optimum.

Afin de satisfaire les conditions nécessaires d’application de la déconvolution ;

Ces données ont été pré conditionné en appliquant la séquence suivante (figure.IX.7) :

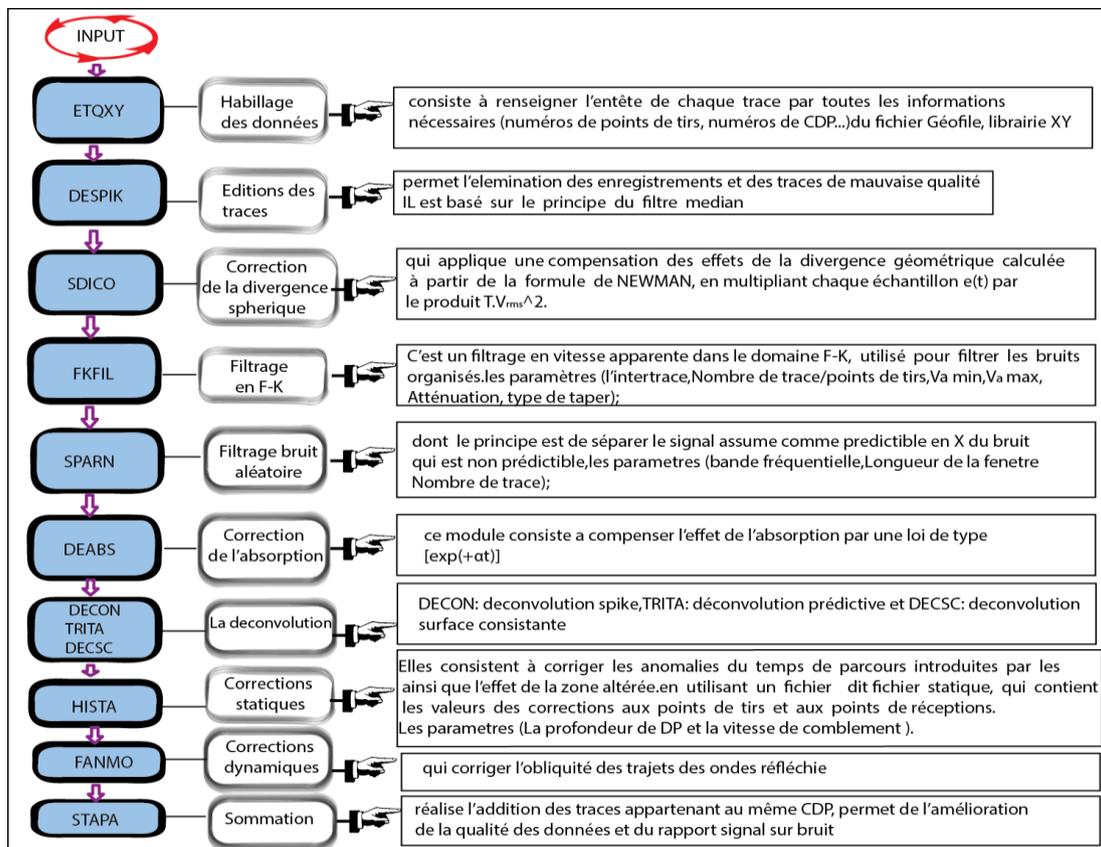


Figure. IX. 7.La séquence du traitement appliquée

a) Les modules utilisés et paramétrages

- **ETQXY** (Habillage des données) : *après faire la conversion du format (SEG D ⇒ CST)*

On fait l'habillage à partir du fichier Géofile, librairie XY. Ces derniers sont créés à partir de trois fichiers :

1-Fichier XPS : contient les informations concernant le dispositif d'enregistrement.

2-Fichier RPS : contient les informations concernant les stations et les coordonnées des points récepteurs.

3-Fichier SPS : contient les informations relatives aux stations et coordonnées des points de tirs.

- **HISTA** (corrections statiques) : Les paramètres de la WZ déterminés à partir du carottage :

- DP (datum plane)300 m.
- Vitesse de correction.....: 2200 m/s.
- Vitesse de réfracteur : :4000m/

- **SDICO** (correction de la divergence sphérique): L'application de ce module utilise le fichier de vitesses.

-**FKFIL** (Filtrage en F-K)

Son principe théorique est le calcul de la Transformée de Fourier Bidimensionnelle (TFBD) du signal d'entrée :

$$S(f, k) = \iint_{-\infty}^{+\infty} s(x, t) e^{-2\pi j(ft-kx)} dt dx$$

$$S(f, k) = A(f, k) + jB(f, k)$$

Avec : $j^2 = -1$

$$|S(f, k)| = \sqrt{A^2(f, k) + B^2(f, k)}$$

- Distance entre traces :20 m
 - Nombre de traces/points de tirs :360
 - Va min : 200 m/s
- (C'est-à-dire que les événements de $V_a < 200\text{m/s}$ ne seront pas atténués).
- Va maximum4000 m/S

C'est-à-dire que les événements de $V_a > 4000$ m/s ne seront pas atténués).

-Atténuation6 db

-**SPARN** (Filtrage bruits aléatoires)

Les Paramètres :

- Bande fréquentielle : 6-70 Hz.
- Longueur de la fenêtre : 3000 ms.
- Nombre de trace.

-**DEABS** est basé sur l'utilisation le filtre Q inverse, $Q=80$.

IX.5.3. Etude comparative des différents types déconvolution étudiées

Les méthodes de déconvolution appliquées sur les données réelles sont résumées sur la figure IX.8 :

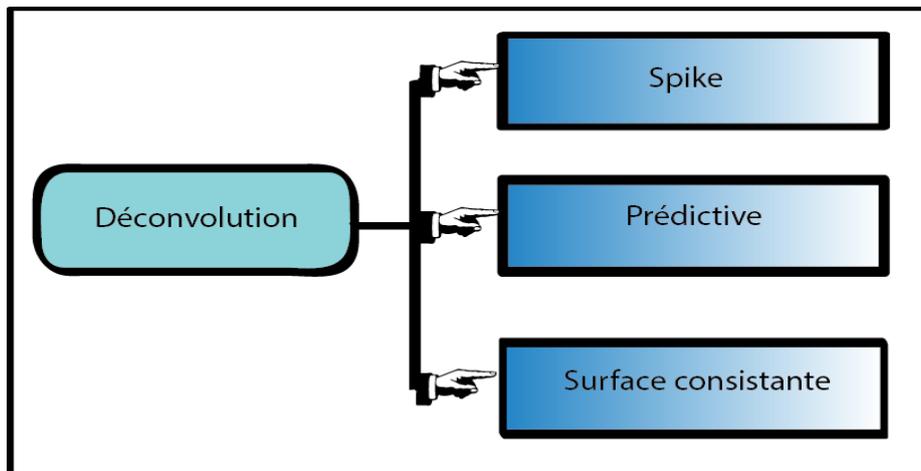


Figure. IX. 8. Les différents types de déconvolution appliquées

IX.5.3.1. La déconvolution avant addition

Pour l'application du filtre de déconvolution spike, il faut que le signal soit minimum phase, or le signal vibroseis est un signal zéro phase. Pour cela on procède au traitement de la signature qui consiste à calculer l'opérateur de passage de zéro phase à minimum phase. Il est appelé opérateur minimum phase, ou filtre rephasing planche IX.18, qui sera appliqué sur toutes les traces sismiques pour les rendre à phase minimum.

a) Calcul du rephasing

Le calcul s'effectue par l'application **MATCALC planche**, on suit les étapes ci-après :

- (a) Générer un Sweep
- (b) Autocorrélation du sweep ;
- (c) Calcul du signal minimum phase équivalent à l'autocorrélation du sweep
- (d) Opérateur de conversion minimum phase,
- (e) Control de l'opérateur par son application sur le sweep.
- (f) Vérification par la convolution (c) (signal minimum phase) par (d) opérateur de minimum phase(d) le résultat est un ondelette zéro phase (ricker)

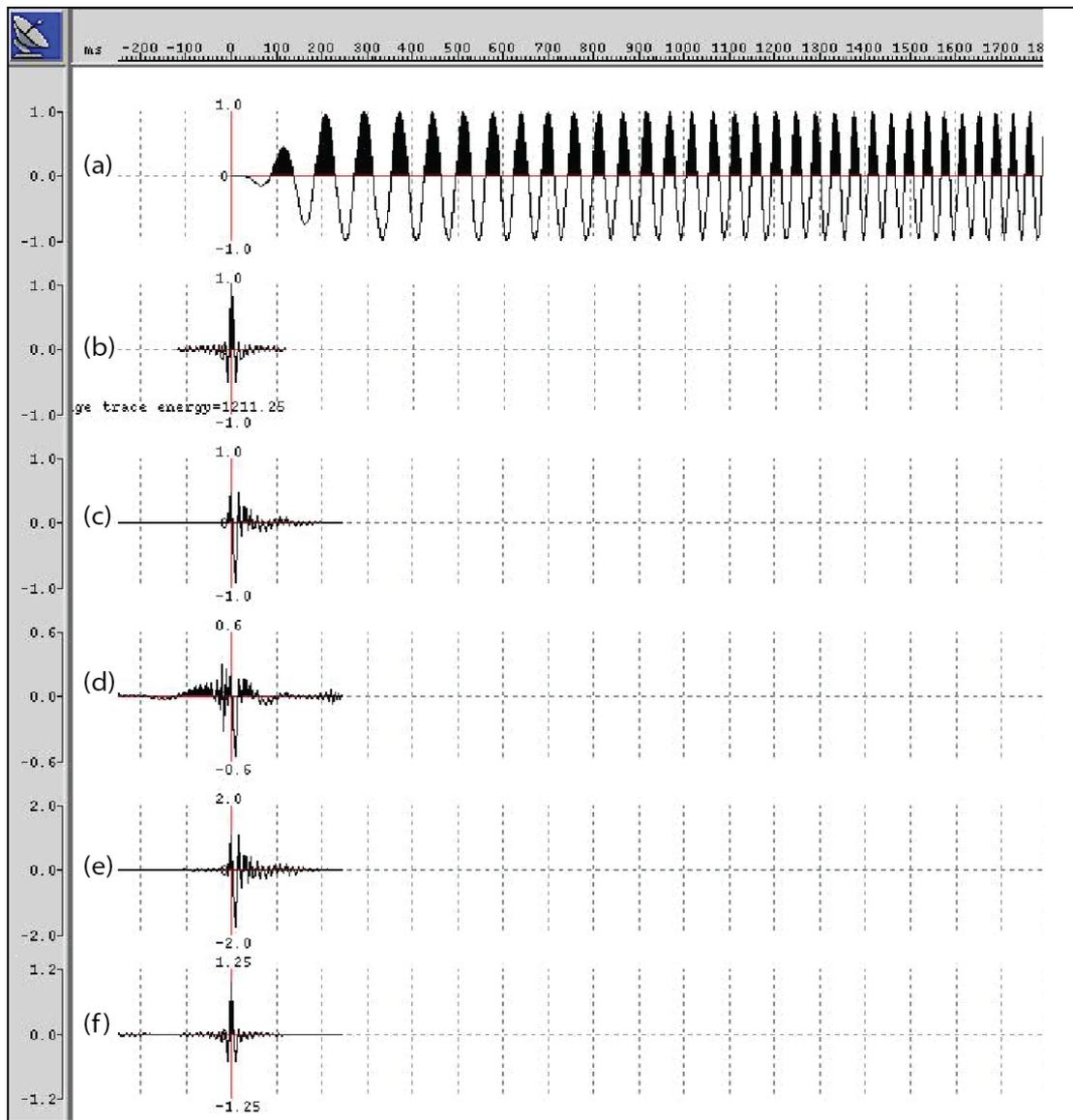


Planche. IX. 19.Séquences de calcul du filtre de conversion minimum phase

On applique cet opérateur sur toutes les traces par la convolution pour les rendre à phase minimale.

La représentation de la section additionner avec ondelette zéro phase et ondelette à phase minimale représenté sur la planche IX.19, le cadre en couleur rouge illustre la différence entre les deux sections avant et après rephasing.

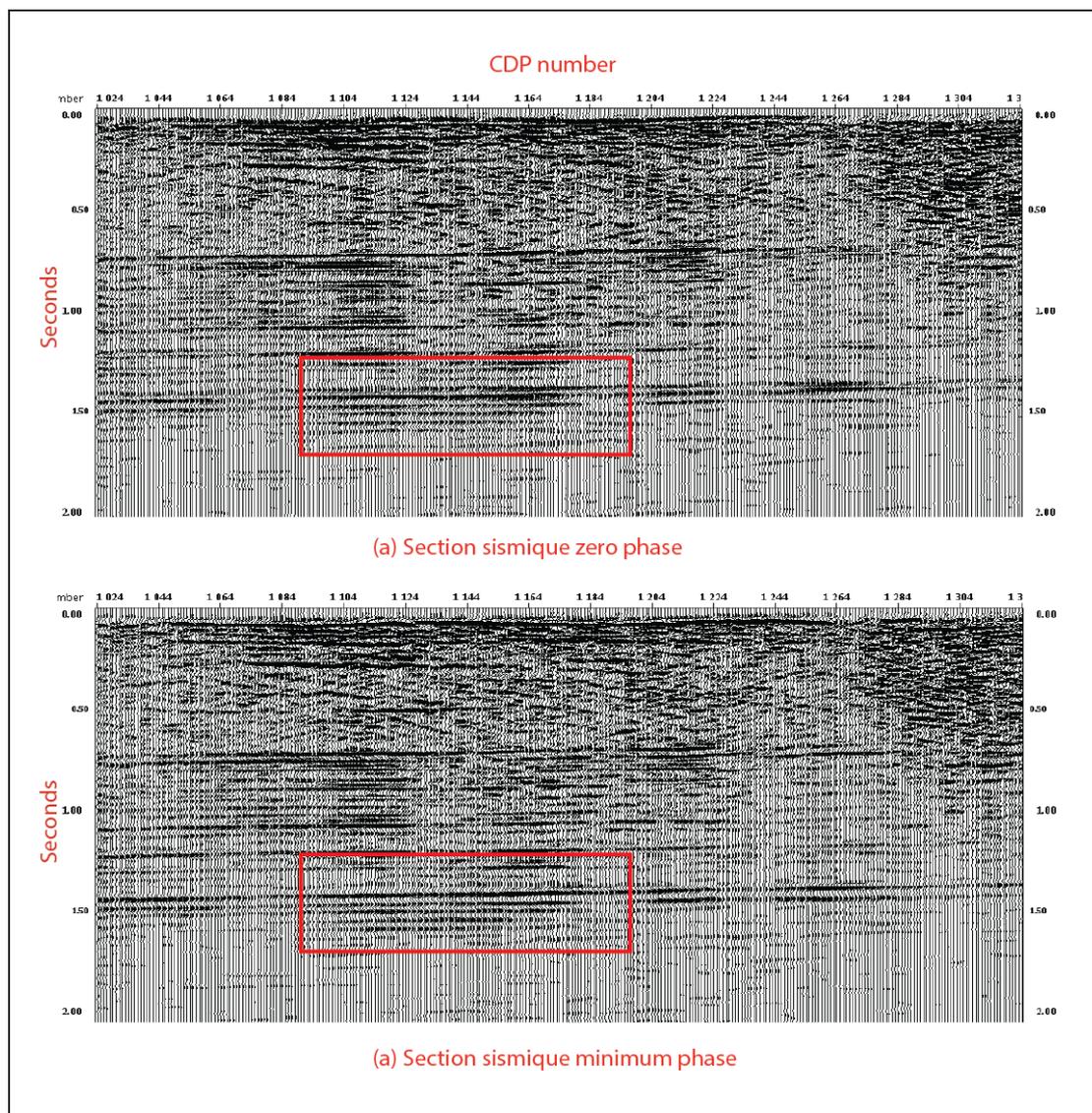


Planche. IX. 20. Zéro phase et minimum phase présentation

Pour chaque méthode de déconvolution étudiée, nous avons commencé par réaliser des tests sur les paramètres pour chaque méthode afin de déterminer les paramètres optimums.

Les critères utilisés lors de l'interprétation des résultats après application de chaque méthode sont :

- Le critère de l'amplitude (énergie).
- Le critère de continuité (cohérence).
- Le critère de caractère.

Contrôle qualité sur l'autocorrélogramme des traces sismiques :

- L'atténuation des réverbérations multiples.
- La contraction de l'ondelette.

Contrôle qualité sur la représentation dans domaine F-K

- Atténuation du bruit après l'application de la déconvolution
- Le regroupement du signal utile autour de l'origine

IX.5.3.2. Déconvolution spike

L'intérêt de la déconvolution spike réside dans l'augmentation du contenu fréquentiel qui se traduit par la contraction du signal.

Les paramètres qui optimisent au mieux la déconvolution spike c'est:

- La longueur de l'opération de déconvolution (filtre) L (ms).
- Le taux de bruit blanc ε (%).

Le module qui permet d'exécuter la déconvolution Spike utilisé au niveau du logiciel Geovecteur s'appelle **DECON**.

a.1) Test de la longueur de l'opérateur

La longueur de l'opération a été testée pour un bon rapport signal sur bruit, avec un bruit blanc de 3 %, représentées sur le tableau IX.1.

L(ms)	ε (ms)
50	3
100	3
150	3
200	3
250	3

Tableau. IX. 1. Les longueurs de l'opérateur testées

La section traitée (en couverture multiple) sans déconvolution est représenté sur la planche IX.20. Sur cette section, on montre notre objectif (fenêtre en couleur bleu) et la fenêtre en couleur rouge est de la déconvolution [500-2500] ms.

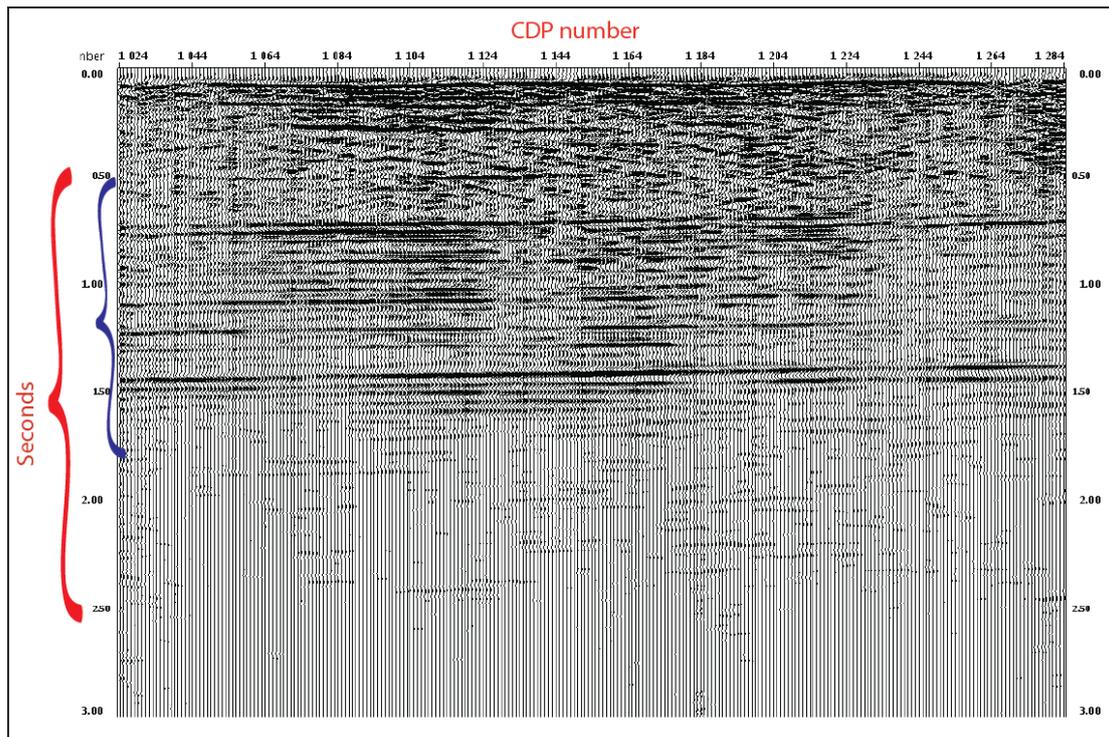


Planche. IX. 21.Section avant déconvolution montrant la fenêtre de calcul (rouge) et l'objectif (bleu)

Les résultats de l'application de la déconvolution spike avec les différents paramètres de la longueur d'opérateur sont indiqués dans le tableau. IX.1 et sont représentés sur les planches IX.21., 22 Le flèche en couleur rouge est pour le but de montrer la différence entre les sections utilisant des différent paramètres.

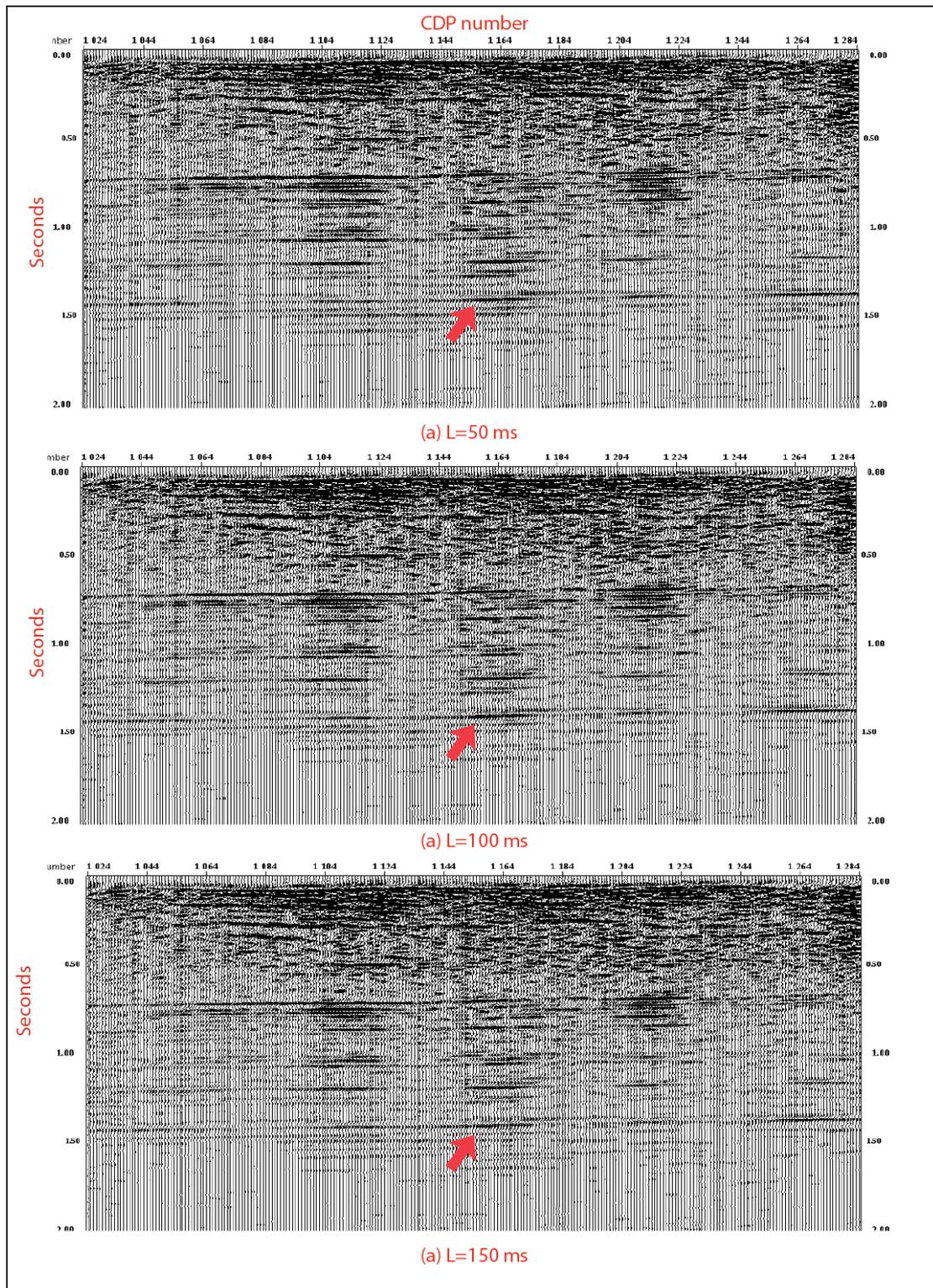


Planche. IX. 22. Test de la longueur d'opérateur de déconvolution

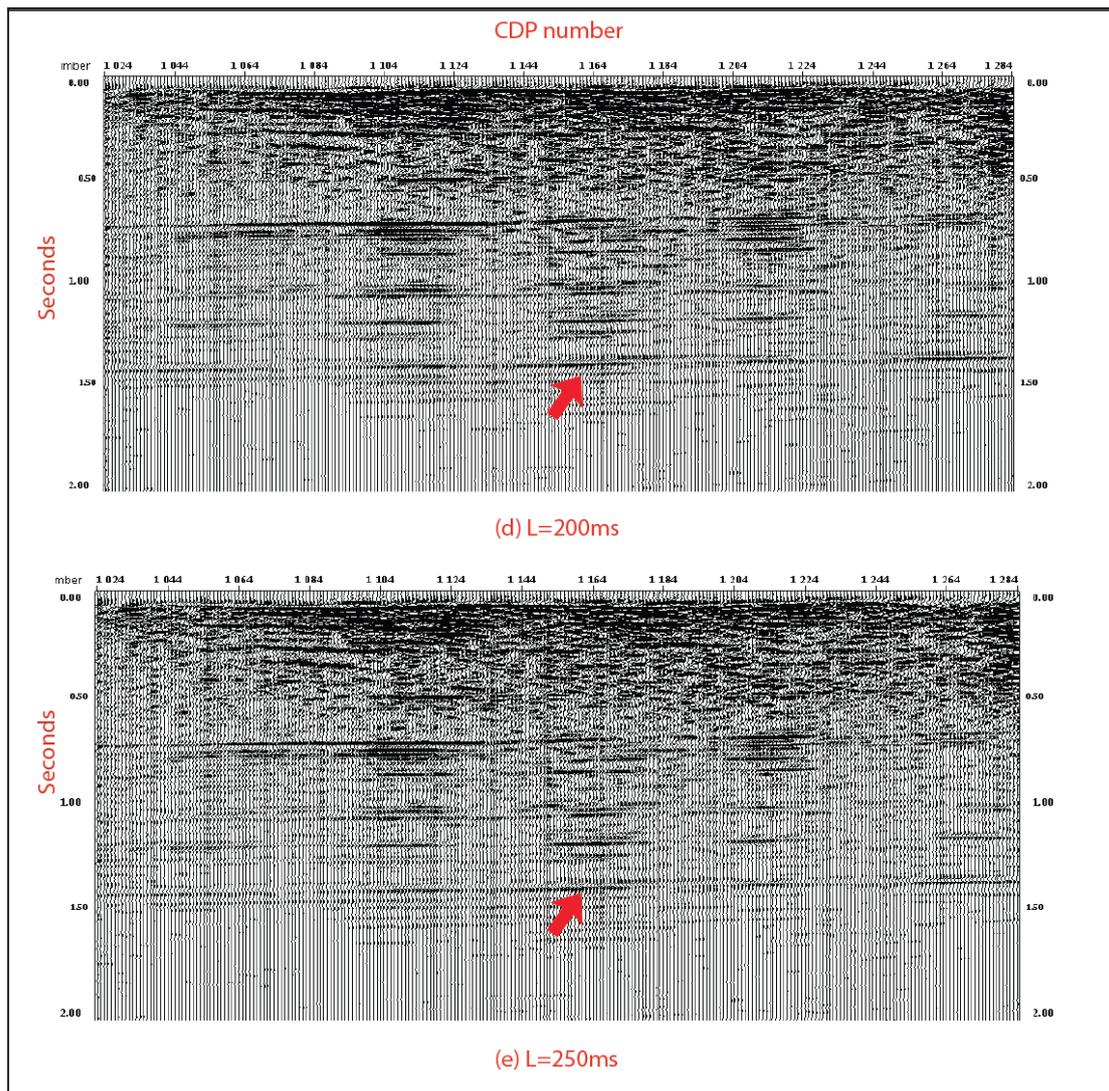


Planche. IX. 23. Test de la longueur d'opérateur de déconvolution (suite)

Sur la planche IX.22 (e), on constate une bonne résolution et une bonne cohérence des réflexions bien énergiques surtout au niveau de l'objectif et la remise en place de certaines portions de réflecteurs. En comparant les longueurs de l'opérateur de déconvolution L testées, on constate une différence remarquable (flèche rouge) pour une longueur d'opérateur $L=250$ ms.

a.2) Test du pourcentage de bruit blanc(ϵ)

Pour une longueur d'opérateur $L=250$ ms retenu nous avons testé différents pourcentages de bruit blanc représentés dans le tableau IX.2. Les résultats obtenus sont représentés dans la planche IX.23.

L(ms)	ϵ (ms)
250	3
250	5
250	10

Tableau. IX. 2. Pourcentage de bruit blanc testés

En comparant ces planches, on note que le résultat est presque identique, donc on estime un taux de bruit blanc $\epsilon=3\%$, est acceptable et donne une meilleure continuité des réflecteurs relativement.

Sur la planches IX.24, nous avons représenté les spectres d'amplitudes des sections sismiques pour les différents pourcentages de bruit blanc testés. On note que les spectres ont la même allure.

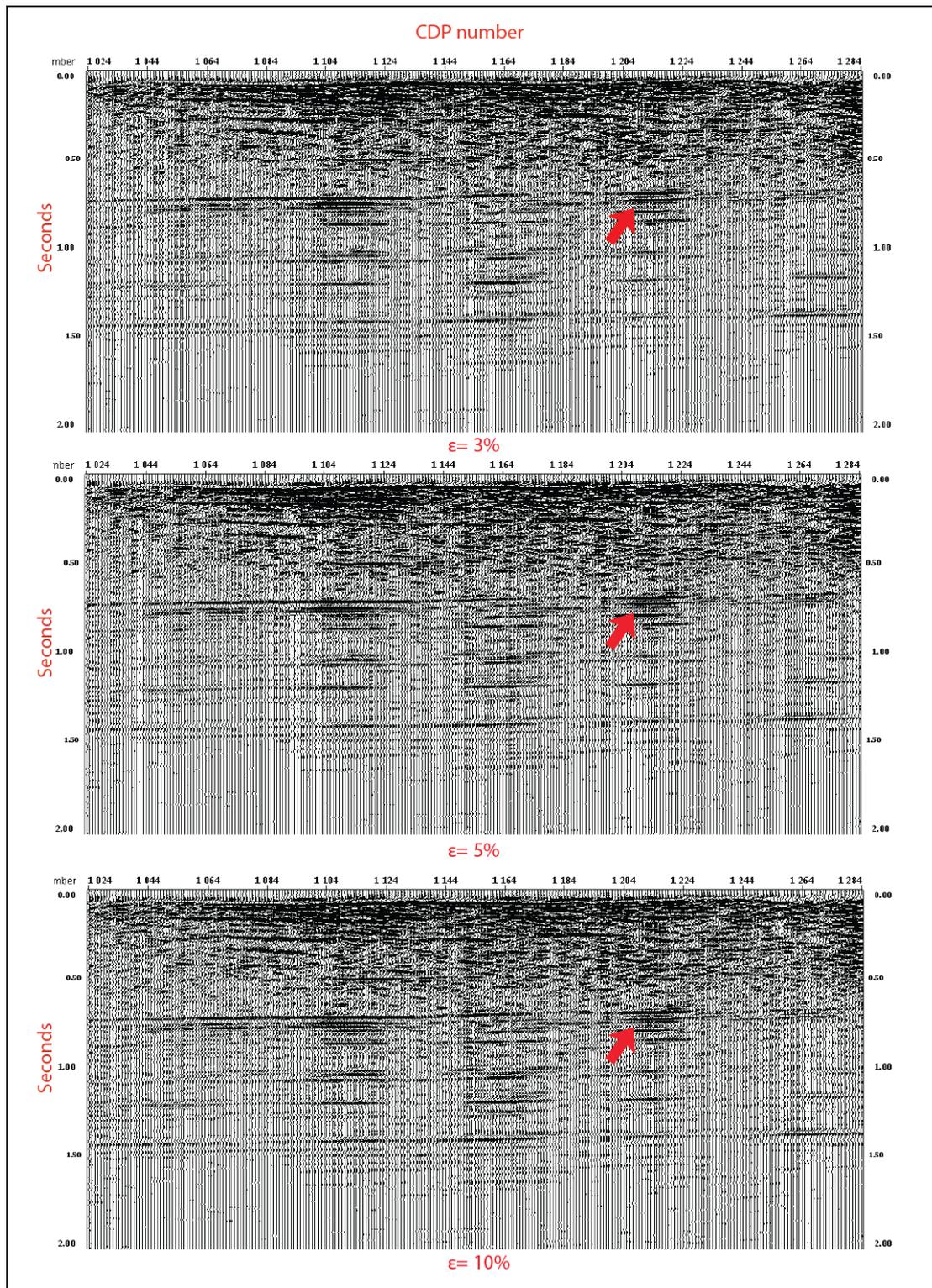


Planche. IX. 24. Test de la longueur d'opérateur de déconvolution (suite)

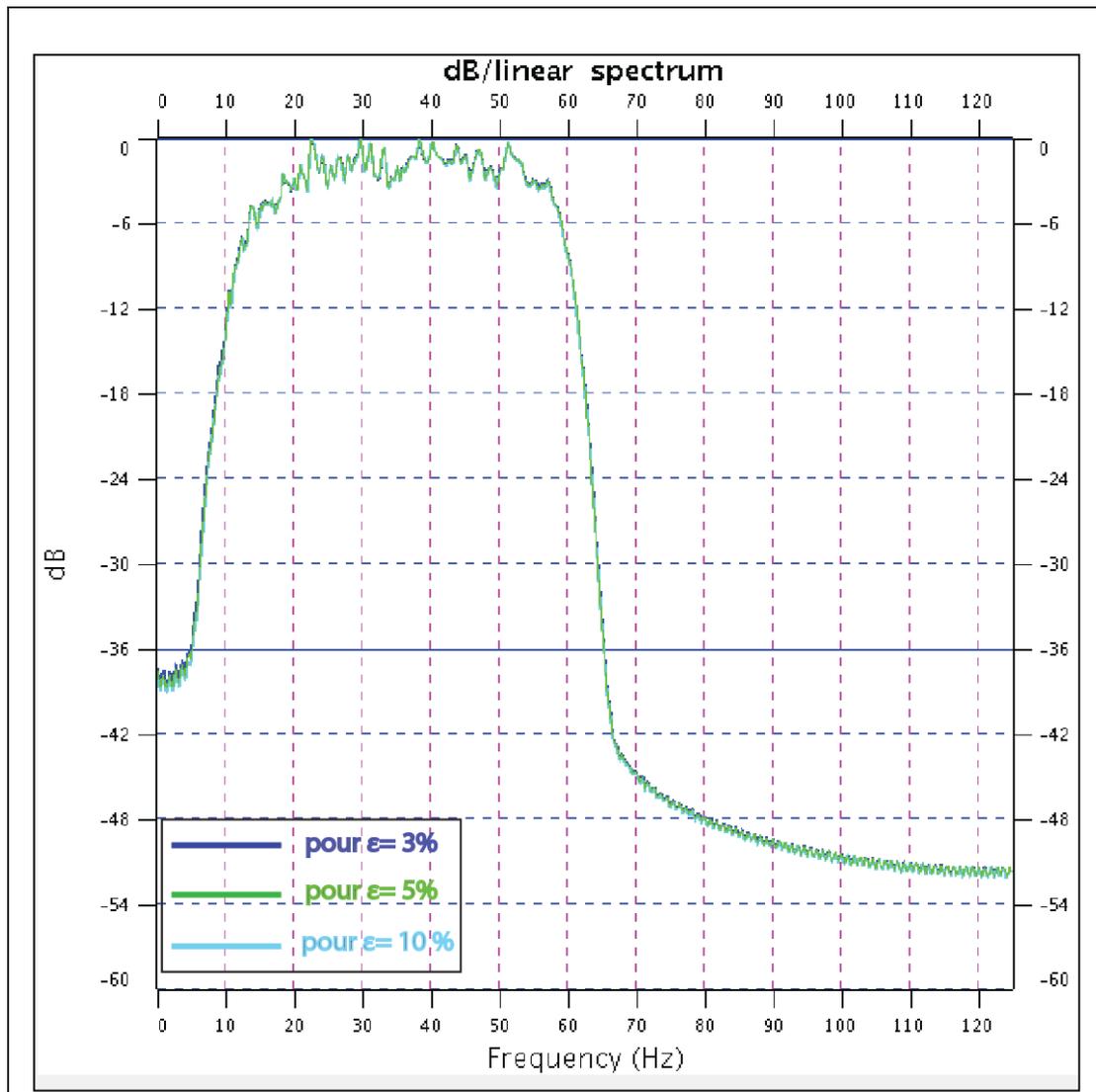


Planche. IX. 25. Spectres d'amplitudes de la section pour les différents taux de bruit blanc testés

Sur Planche IX.25, nous avons représenté un enregistrement brut avant et après déconvolution spike pour $L=250$ et $\epsilon=3\%$. Sur cet enregistrement, nous remarquons qu'après déconvolution on a une meilleure résolution. Les réflexions sont bien visibles, énergique et cohérentes.

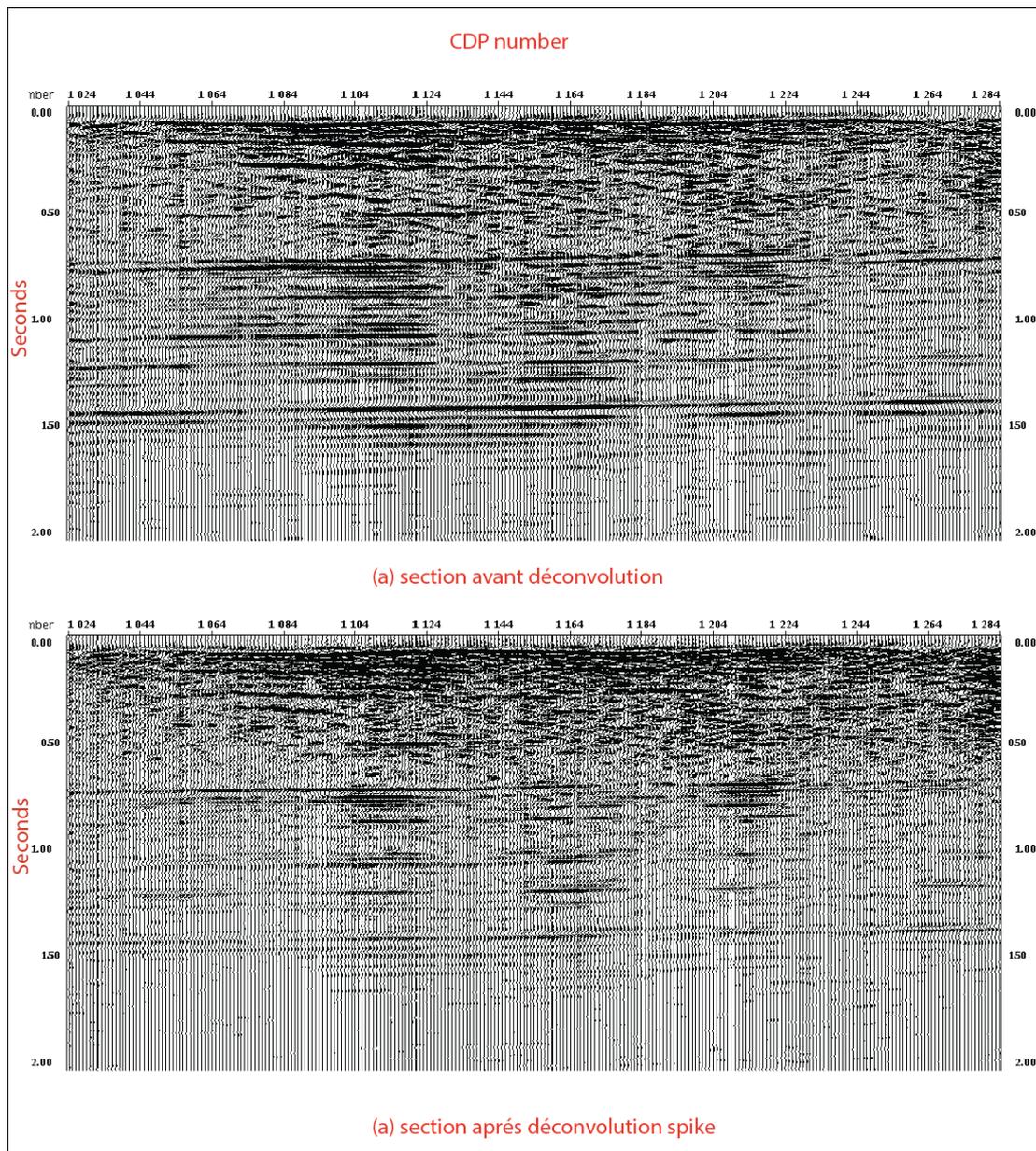


Planche. IX. 26. La déconvolution spike

La Planche IX.26, représente une portion de la section sismique avant et après déconvolution on note une meilleure résolution au niveau de tous les réflecteurs particulièrement au niveau de la zone intérêt.

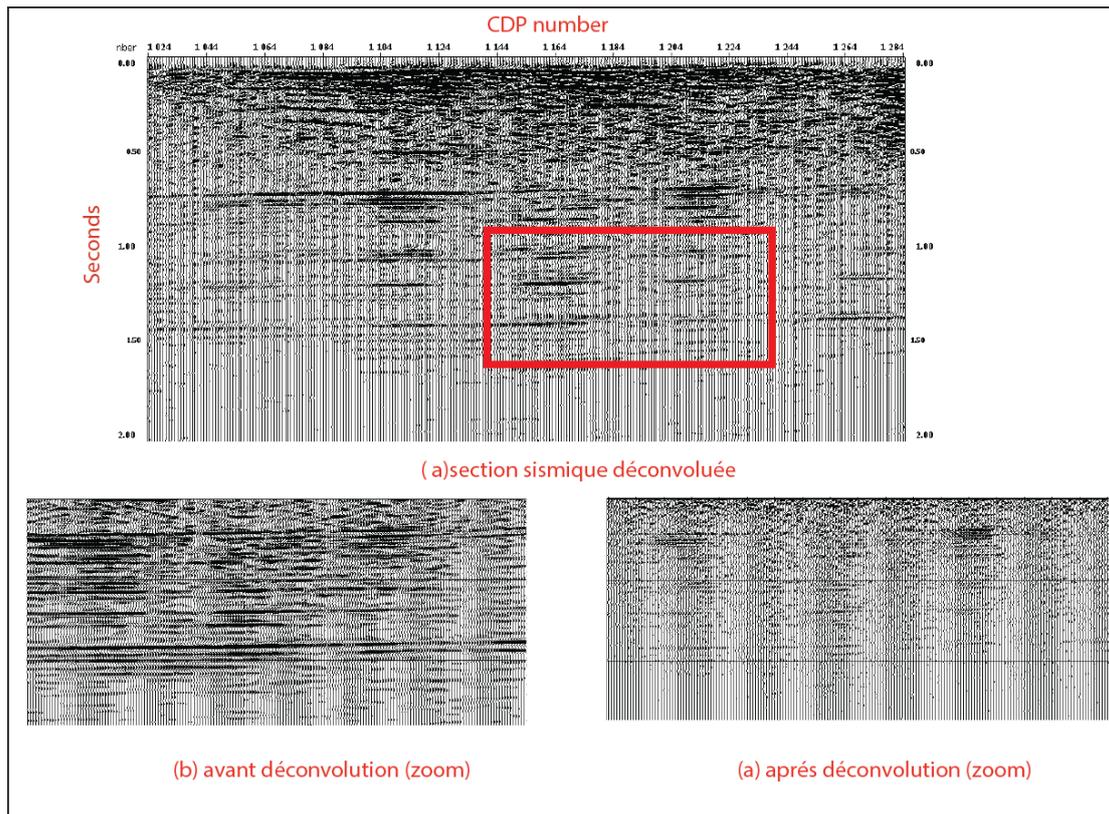


Planche. IX. 27. Résultat de la déconvolution spike sur une portion de la section sismique

L'autocorrélogramme calculé avant et après déconvolution sont représenté sur la planche IX.27. On remarque que l'énergie est bien centrée autour de l'axe central avec un maximum (b). La partie centrale est composée d'un ensemble d'oscillations (flèche bleu (a)). Le cadre en couleur rouge montre l'atténuation des lobes secondaires (multiples).

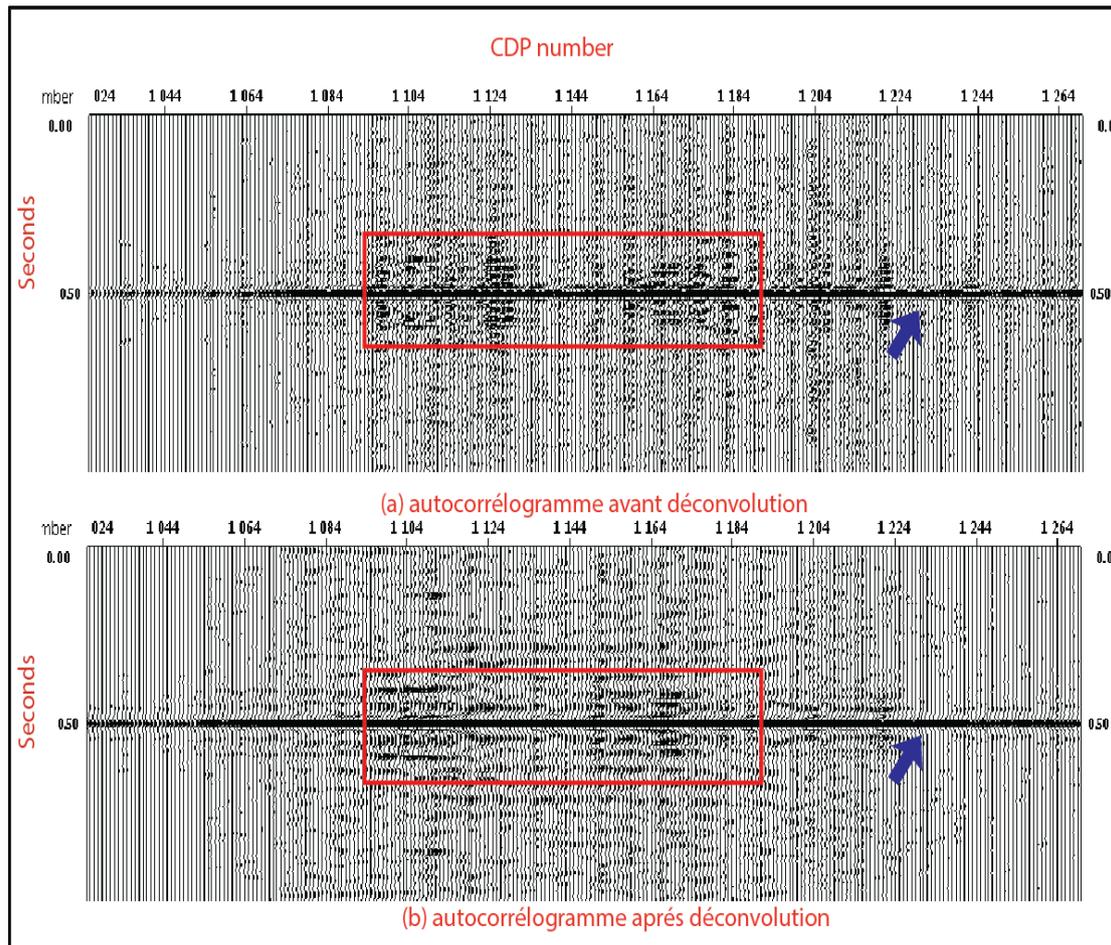
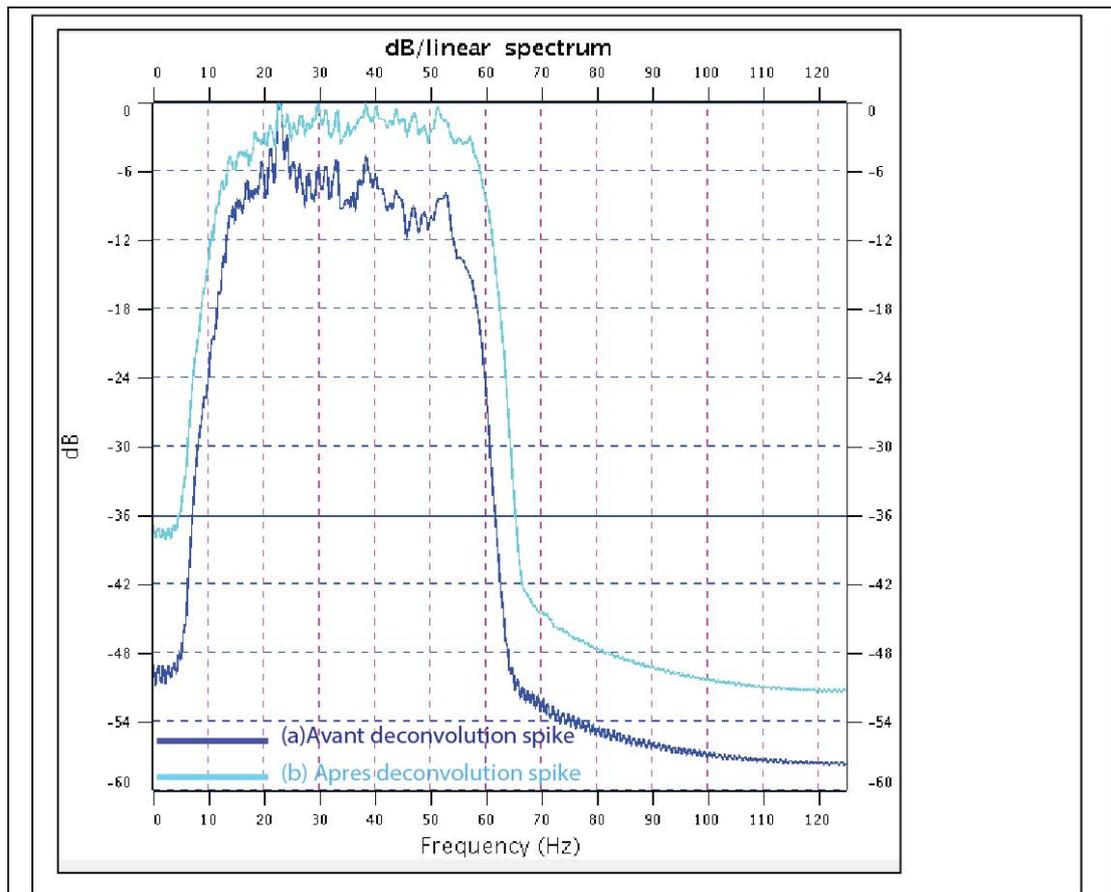
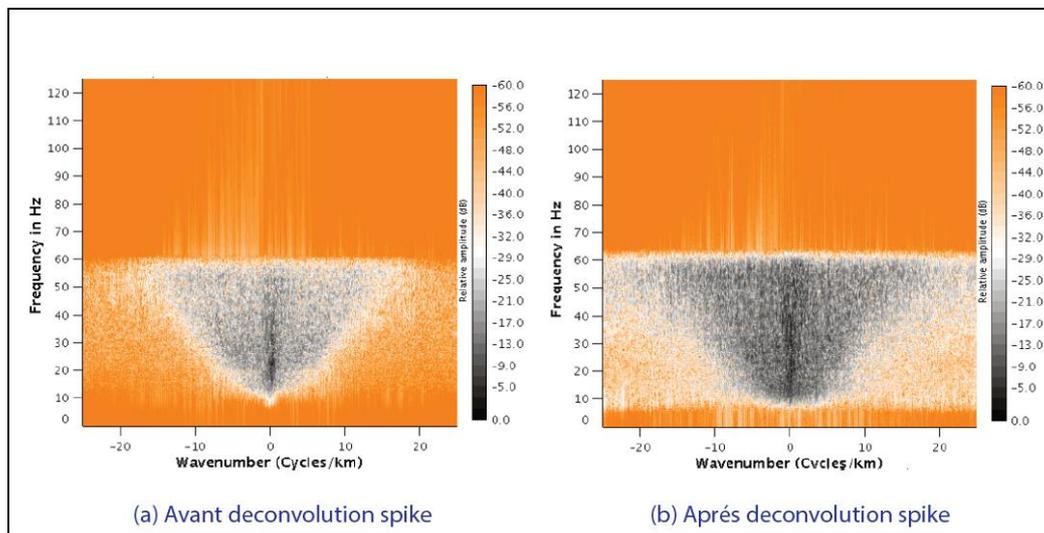


Planche. IX. 28.Autocorrélogramme

L'analyse spectrale des sections sismique avant et après déconvolution montre clairement que le spectre d'amplitude est devenu plus large avec un rapport signal sur bruit bien rehaussé. Le spectre f-k (b) montre que le bruit a été atténué et le signal utile est regroupé autour de l'origine. (Planche IX.28)



(a) Spectre d'amplitude de la section avant et après deconvolution spike



(b) Spectre F-K calculé pour la section

Planche. IX. 29. Comparaison avant et après l'application de déconvolution spike utilisant le spectre d'amplitude et le spectre F-k

a.3) Conclusion

Pour une longueur de l'opérateur ($L=250$ ms) et une valeur du taux de bruit blanc ($\epsilon=3\%$), la déconvolution spike a donné un bon résultat, on note :

- Amélioration du rapport signal sur bruit (S/B) quasiment sur toute la section
- Une meilleure continuité des réflecteurs.
- Une bonne résolution verticale.
- Un bon regroupement de signal autour de l'origine

IX.5.3.3. Déconvolution prédictive

La déconvolution prédictive va utiliser l'information du début des traces sismiques pour prédire la partie répétitive des traces (réverbérations, rebond, multiples courte période) et ensuite les éliminer, il est caractérisé par trois paramètres importants :

- La longueur du filtre de prédiction (opérateur) L (ms) ou $L= LAR/2$
- La distance de prédiction (gap) P (ms).
- Le taux de bruit blanc ϵ (%).

Pour cette déconvolution, nous avons commencé par tester la distance de prédiction (gap) P ensuite la longueur de l'opérateur L (ms). Pour le paramètre ϵ , nous avons gardé la valeur optimum trouvée précédemment. Le module utilisé au niveau du logiciel Geovecteur s'appelle **TRITA**.

La figure IX.9 montre les paramètres importants pour la déconvolution prédictive.

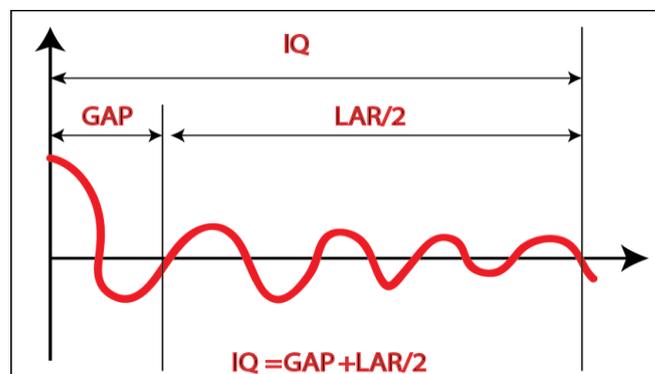


Figure. IX. 9.Schéma représentant les différents paramètres de la déconvolution prédictive

a.1) Test de la distance de prédiction P (gap) :

Le taux de bruit blanc $\varepsilon=3\%$ et retenu pour le test de la distance de prédiction. On a fixé comme longueur de l'opérateur ($L=200$ ms), les différentes distances de prédiction testées sont représentées dans le tableau IX.3 cette distance est choisie pour réaliser un compromis entre la contraction de l'ondelette et l'atténuation des multiples.

GAP (ms)	L (ms)	IQ
8	200	208
12	200	212
16	200	216
20	200	220
24	200	224

Tableau. IX. 3. Test de la distance de prédiction

Les résultats de l'application de la déconvolution prédictive pour les différentes valeurs de la distance de prédiction sont représentés sur les planches IX.29, 30 il existe une différence entre les résultats obtenus par ces paramètres tests de gap, le cadre en couleur rose montrer une portion de la section sismique ou on voit une différence entre les différentes valeurs choisies.

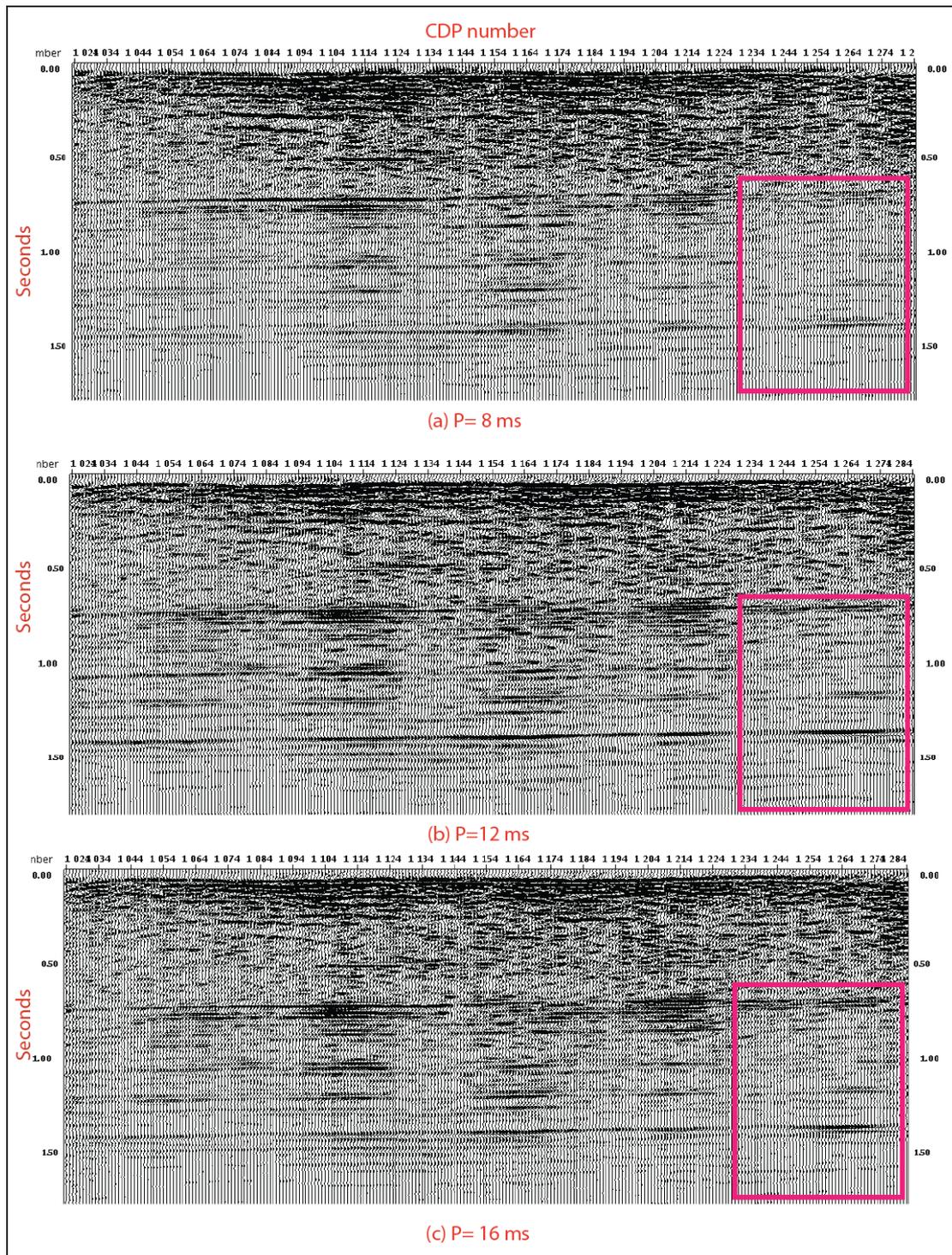


Planche. IX. 30. Test de la distance de prédiction

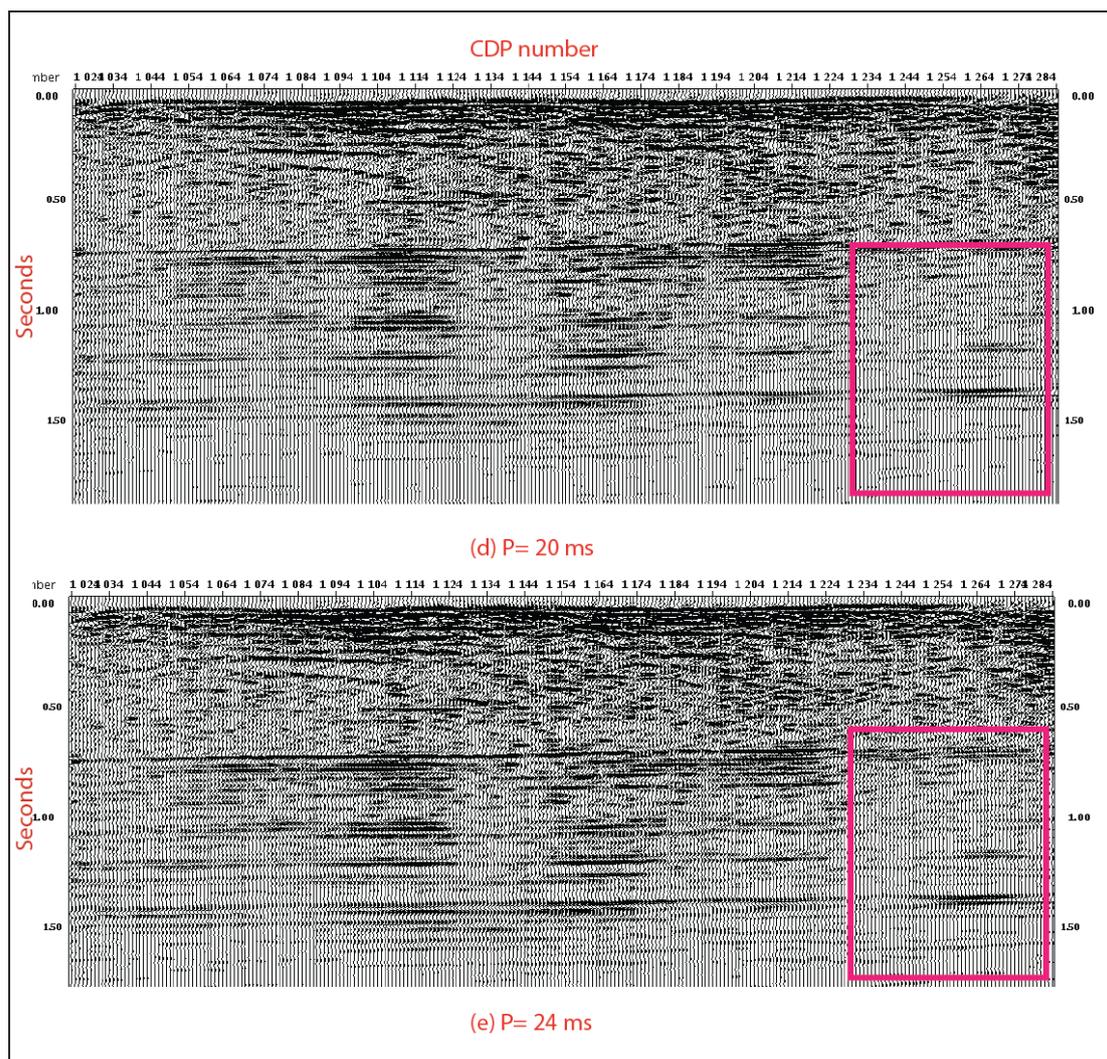


Planche. IX. 31. Test de la distance de prédiction

Après analyse des résultats nous avons opté pour la distance prédiction $P=24$ ms. On fait varier la longueur d'opérateur pour une distance de prédiction fixé soit $P= 24$ ms, Les différentes distances de prédiction testées sont citées dans le tableau IX.4

GAP (ms)	L (ms)	IQ
24	50	74
24	100	124
24	150	174
24	200	224

Tableau. IX. 4. Test de la longueur de l'opérateur

Les résultats de l'application de la déconvolution prédictive pour les différentes valeurs de la longueur de prédiction sont représentés sur la planche IX.31, 32. On remarque qu'on obtient de bon résultat avec des images de subsurface de plus en plus meilleure en allant de la petite longueur (50 ms) jusqu'à la grande longueur (200 ms), cette amélioration est traduite par l'atténuation des multiples (cadre en couleur rouge), on a ciblé un multiples (flèche rouge) et on voit l'évolution de son atténuation jusqu'à la suppression de ce multiple.

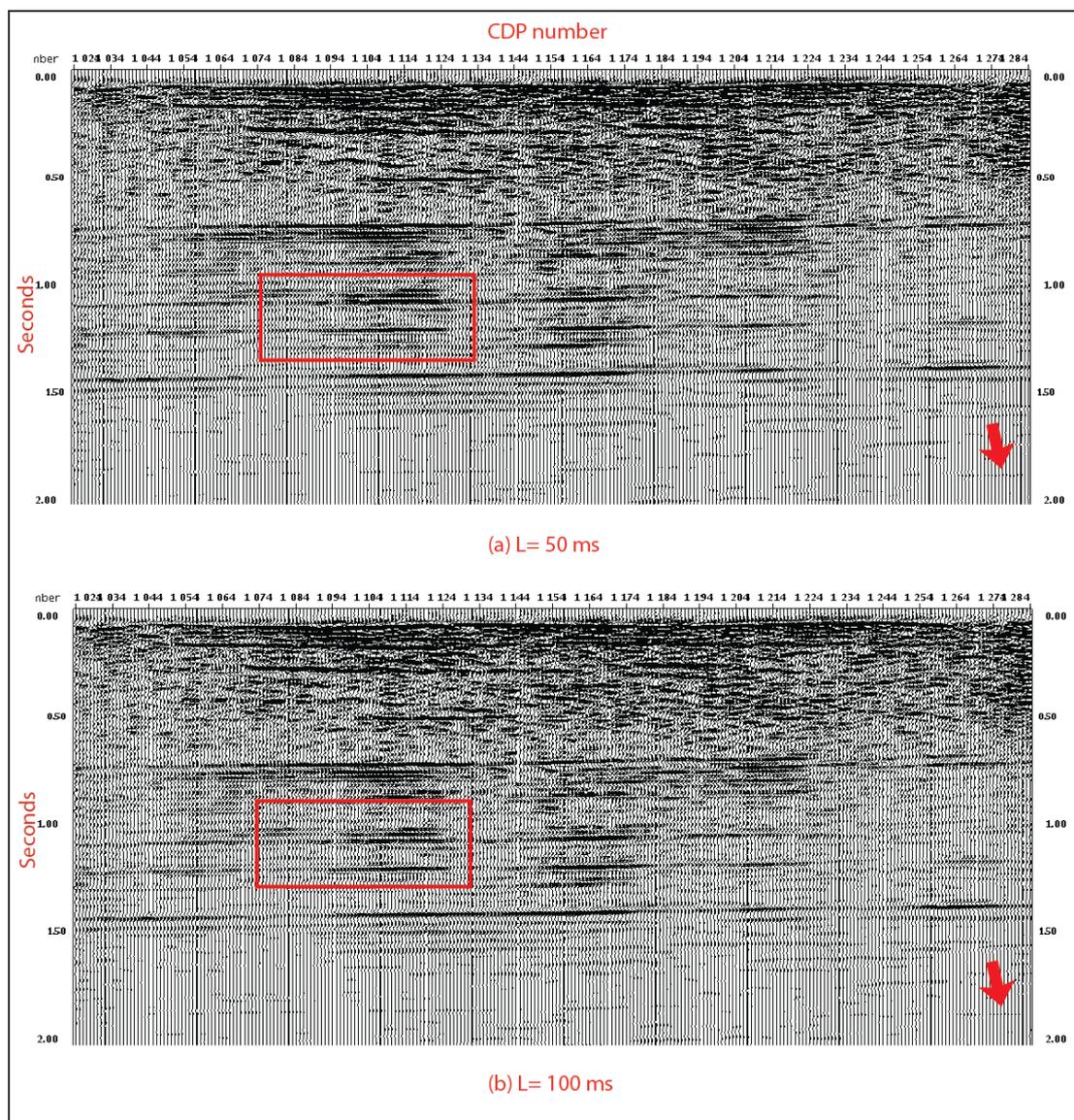


Planche. IX. 32. Test de la longueur de l'opérateur

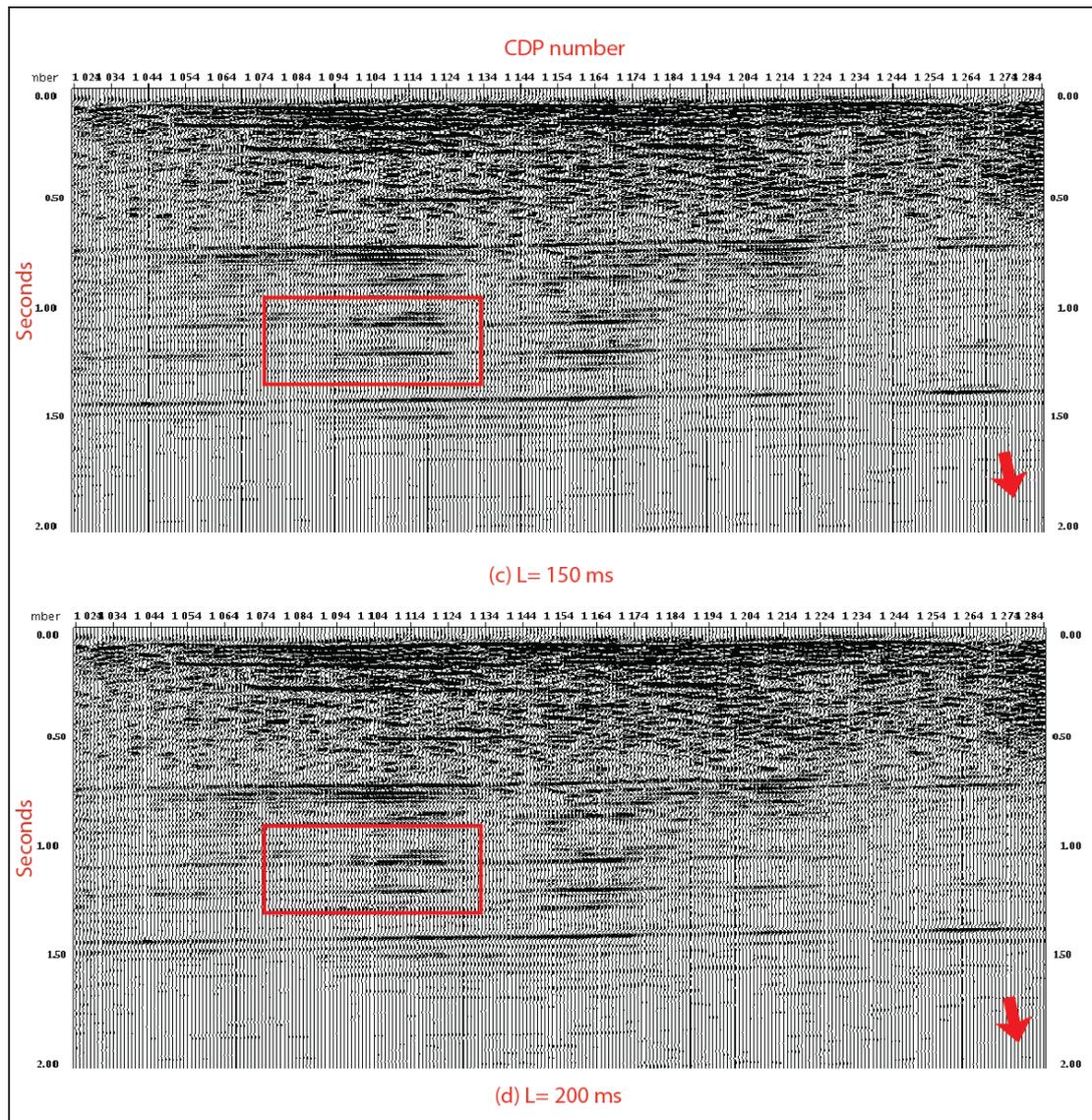


Planche. IX. 33. Test de la longueur de l'opérateur

Après analyse des résultats nous avons opté pour la distance prédiction $L=200$ ms

Dans la planches IX.33 on présente la comparaison entre deux sections à phase minimale avant et après déconvolution prédictive, en utilisant les paramètres optimaux ($P=24$ ms et $L=200$ ms), l'effet de la déconvolution est nettement visible voir zoom sur une portion de notre section planche IX.34

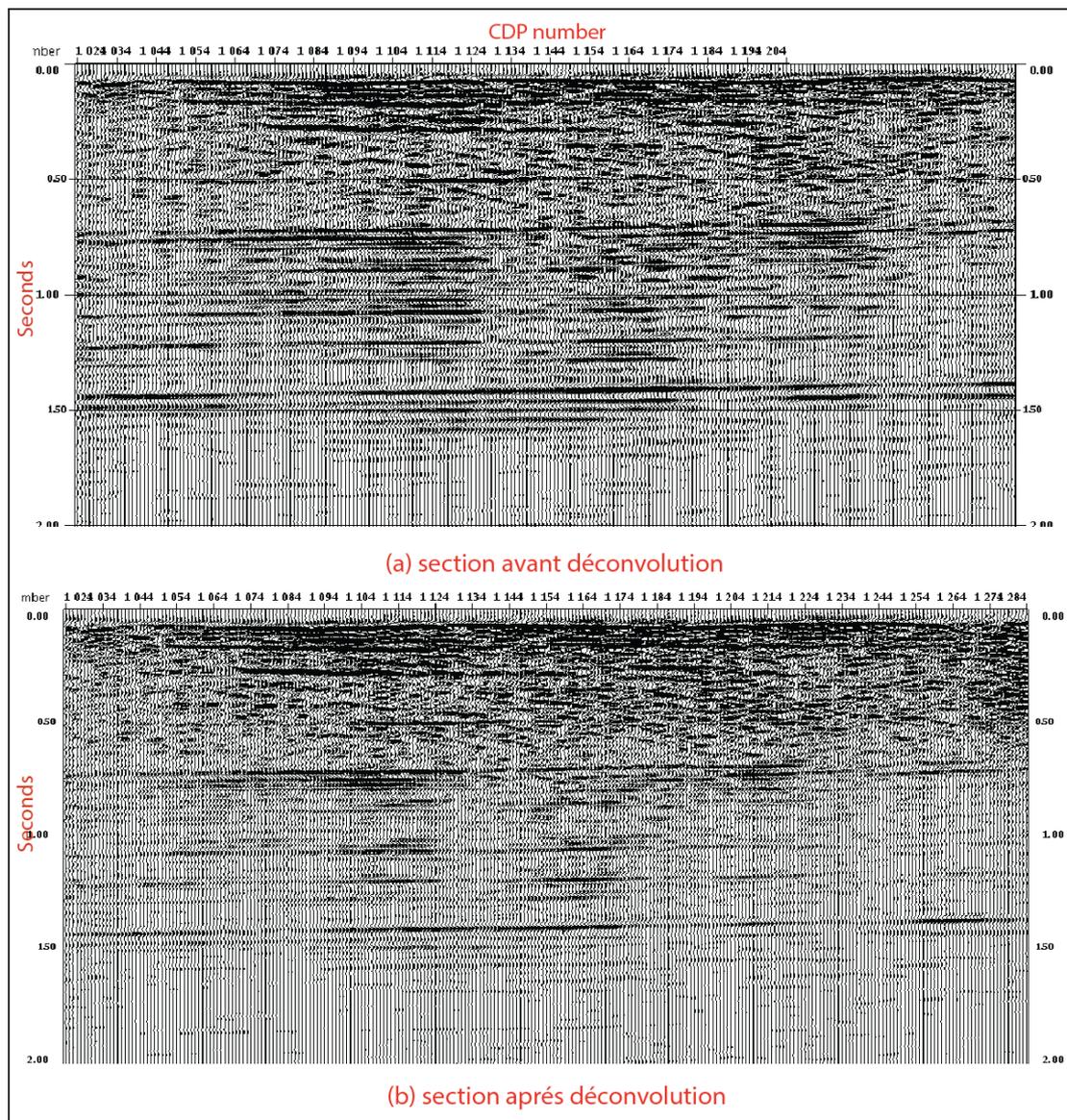


Planche. IX. 34. la déconvolution prédictive

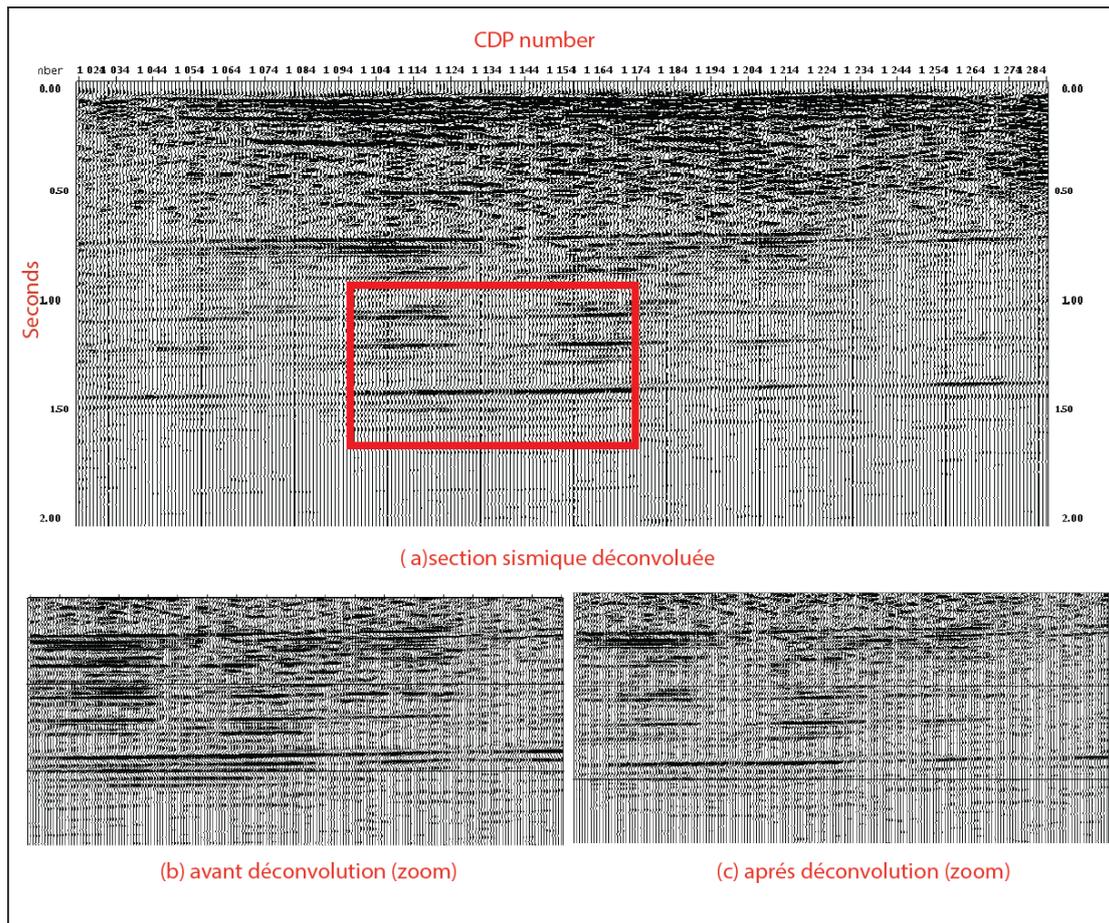


Planche. IX. 35. Résultat de la déconvolution prédictive sur une portion de la section sismique

L'autocorrélogramme calculé avant et après déconvolution sont représenté sur la planche IX.35. On remarque que l'énergie est bien centrée autour de l'axe central avec un maximum (b). La partie centrale est composée d'un ensemble d'oscillations. La flèche en vert et montre une élimination d'un multiple.

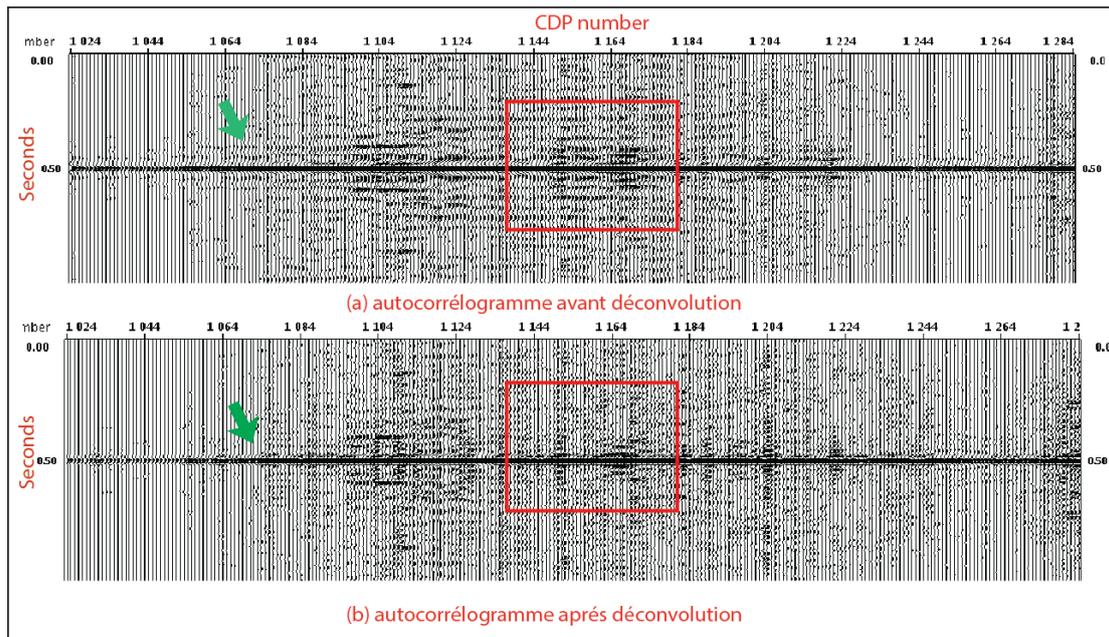
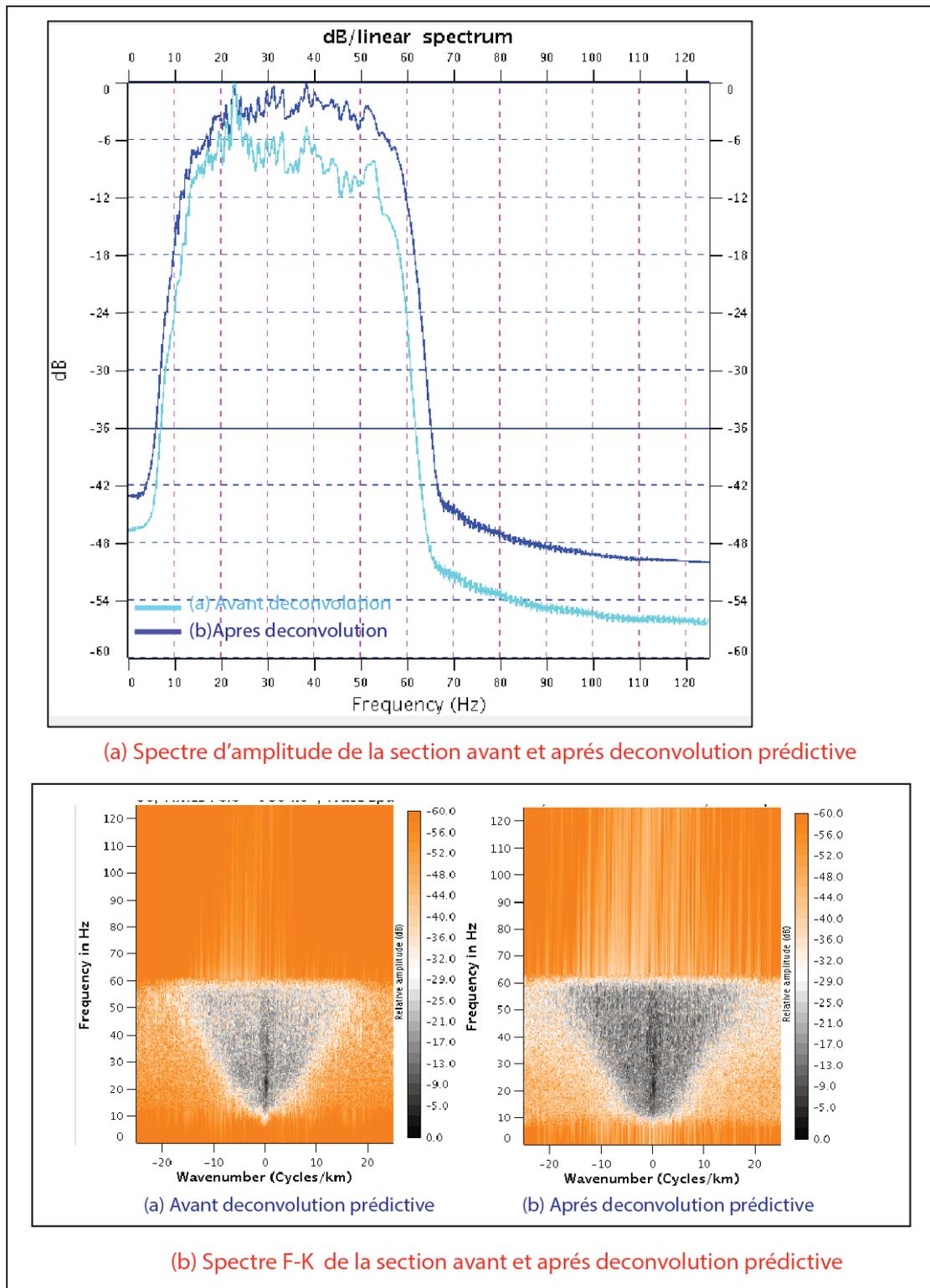


Planche. IX. 36. Autocorrélogramme

L'analyse spectrale des sections sismique avant et après déconvolution montre clairement que le spectre d'amplitude est devenu plus large et que le signal a été bien rehaussé. Le spectre f-k (b) montre bien que le bruit a été atténuée et le signal utile est regroupé autour de l'origine. (Planche IX.36)



(a) Spectre d'amplitude de la section avant et après deconvolution prédictive

(b) Spectre F-K de la section avant et après deconvolution prédictive

Planche. IX. 37. Comparaison avant et après l'application de déconvolution prédictive utilisant le spectre d'amplitude et la représentation dans le domaine f-k

a.2) Conclusion

Pour une longueur de l'opérateur ($L=200$ ms), une distance de prédiction ($P=24$) et une valeur du taux de bruit blanc ($\epsilon=3\%$), la déconvolution prédictive a donné de bon résultat particulièrement au niveau de la zone d'intérêt e, on note :

- Amélioration du rapport signal sur bruit (S/B).
- Une meilleure continuité de réflecteurs.
- Dans le spectre FK on constate bon regroupement de signal autour de l'origine et rehaussement d'amplitude

IX.5.3.4. Déconvolution Surface consistante

Cette déconvolution consiste à calculer un filtre pour chaque collection du point de tir, offset, position des récepteurs et point miroir. Ainsi, les traces constituant une même collection auront le même filtre. Le filtre final à appliquer à chaque trace est la multiplication des filtres relatifs au même point de tir, offset, récepteur et même CMP.

L'application de ce traitement est faite par le module **DECSC** du logiciel Geovecteur, pour une distance de prédiction $P=24$ ms avec un contre test sur la longueur d'opérateur, Les différentes paramètres testées sont représentés dans le tableau IX.5

GAP (ms)	L (ms)	IQ
24	150	216
24	200	220

Tableau. IX. 5. Les paramètres de la déconvolution surface consistante

Les résultats de l'application de la déconvolution surface consistante pour les différentes valeurs de la longueur d'opérateur sont représentés sur les planche IX.37, on remarque sur le cadre en couleur rouge l'obtention d'un résultat meilleure traduit par une image plus claire et nette avec les paramètres ($L=200$, $P=24$ et $\epsilon=3$).

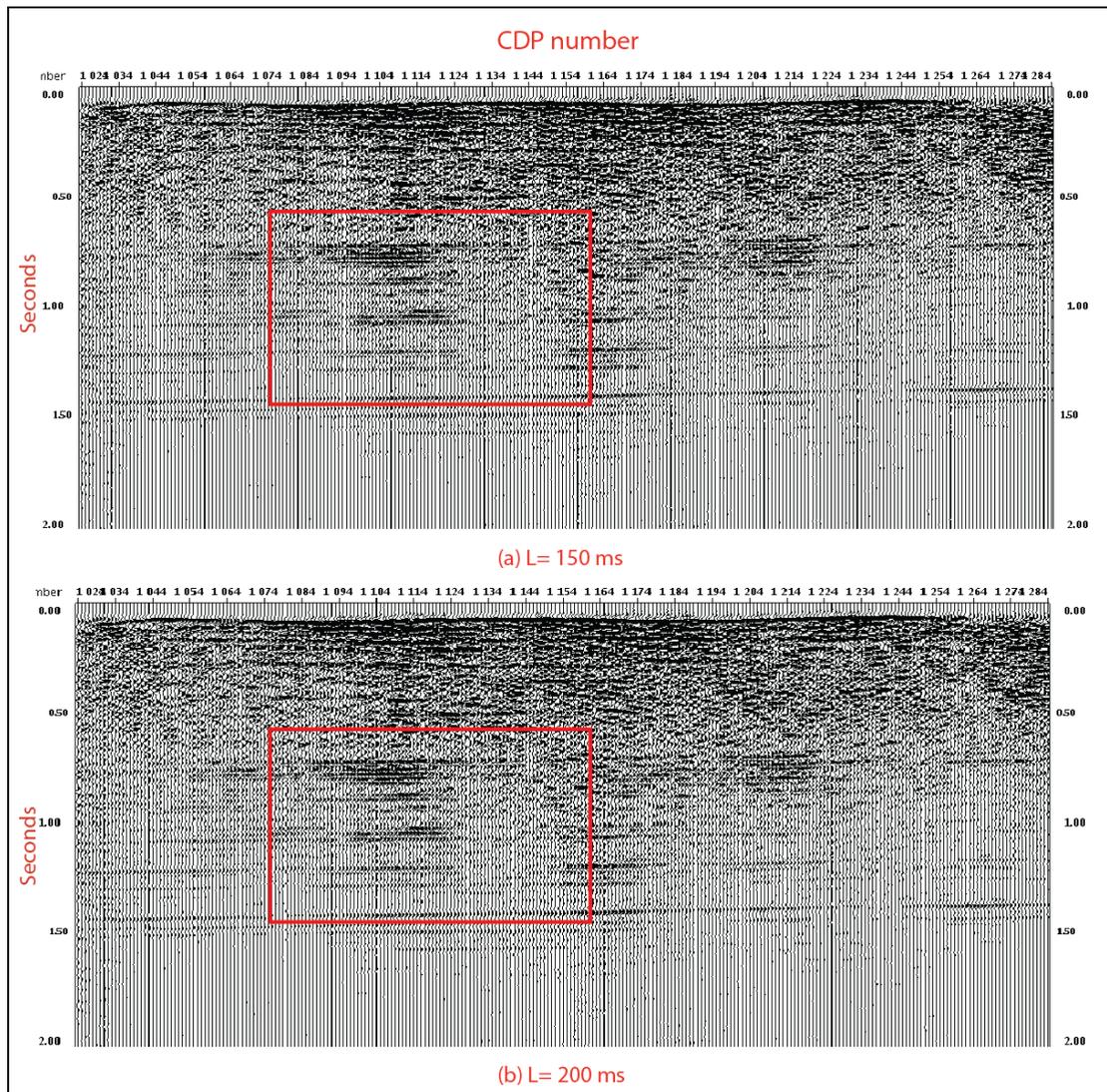


Planche. IX. 38. Test de la longueur de l'opérateur en déconvolution surface consistante

Sur la planches IX.38 on propose de faire une comparaison entre deux sections à phase minimale avant et après déconvolution, l'effet de la déconvolution est remarquable ,voir aussi le zoom sur une portion de notre section plancheIX.39, on remarque une bonne continuité des réflecteurs avec atténuation des multiples.

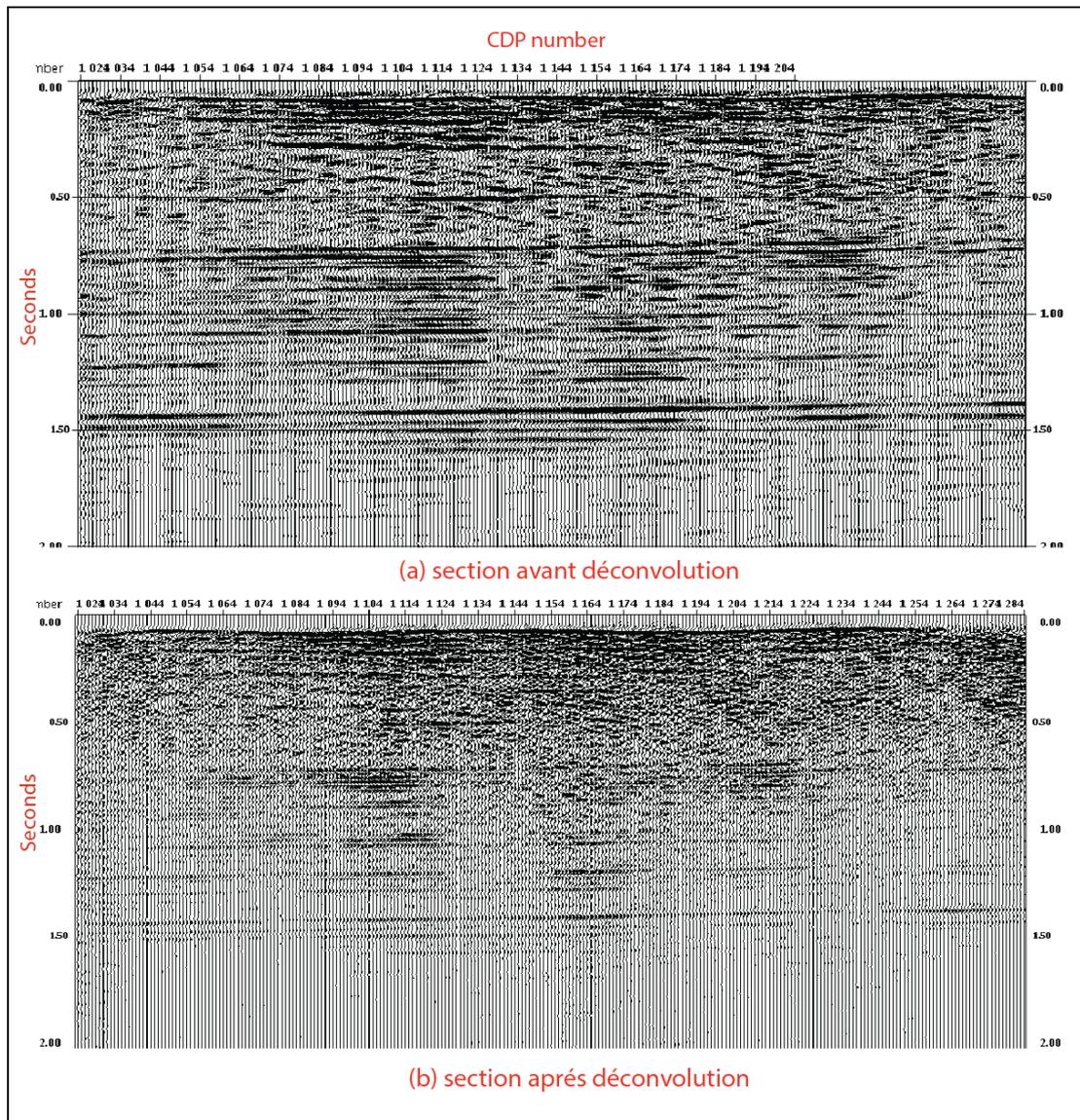


Planche. IX. 39. Section sismique avant et après La déconvolution surface consistante

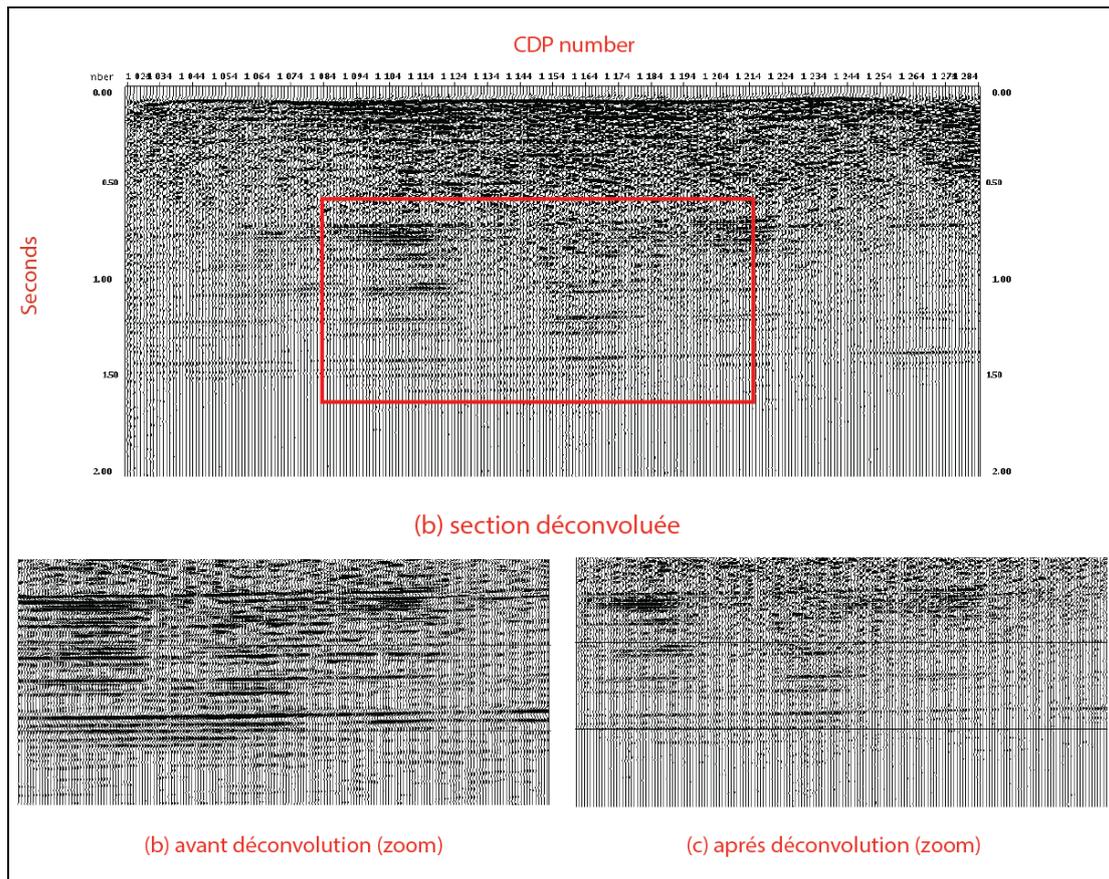


Planche. IX. 40. La déconvolution surface consistante sur une portion de la section sismique

L'autocorrélogramme calculé (planche IX.41). Avant et après déconvolution aux enregistrements de la planche précédente. L'énergie est bien centrée autour de son maximum (flèche bleu), le cadre en couleur rouge montre une portion de l'autocorrélogramme ou on voit l'atténuation des multiples

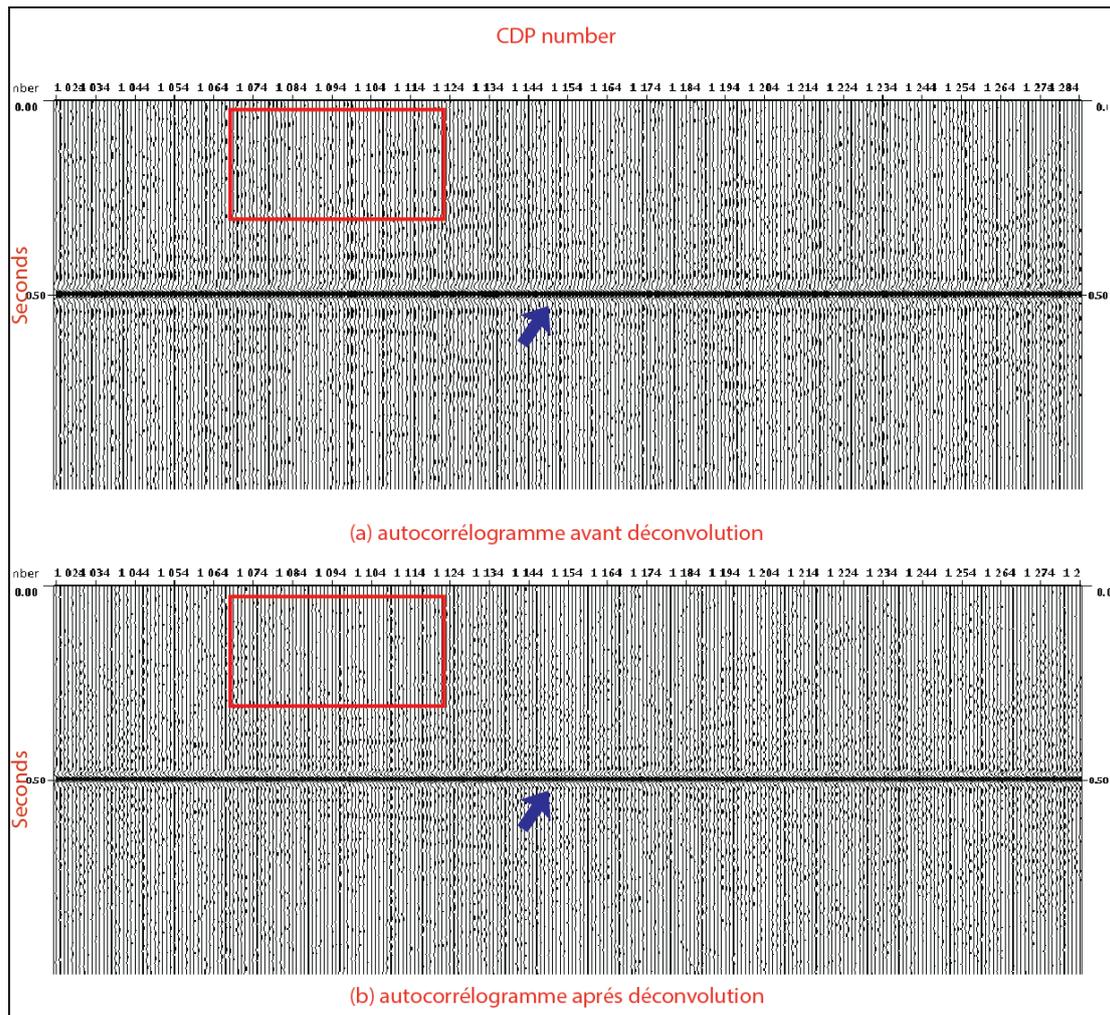


Planche. IX. 41.. Autocorrélogramme avant et après déconvolution surface consistante

L'analyse spectrale des sections sismiques (planche IX.42) avant et après déconvolution montre clairement que le spectre d'amplitude est devenu plus large et que le signal utile est bien rehaussé. Le spectre f-k (b) montre bien le bruit a été atténuée et le signal utile est regroupé autour de l'origine.

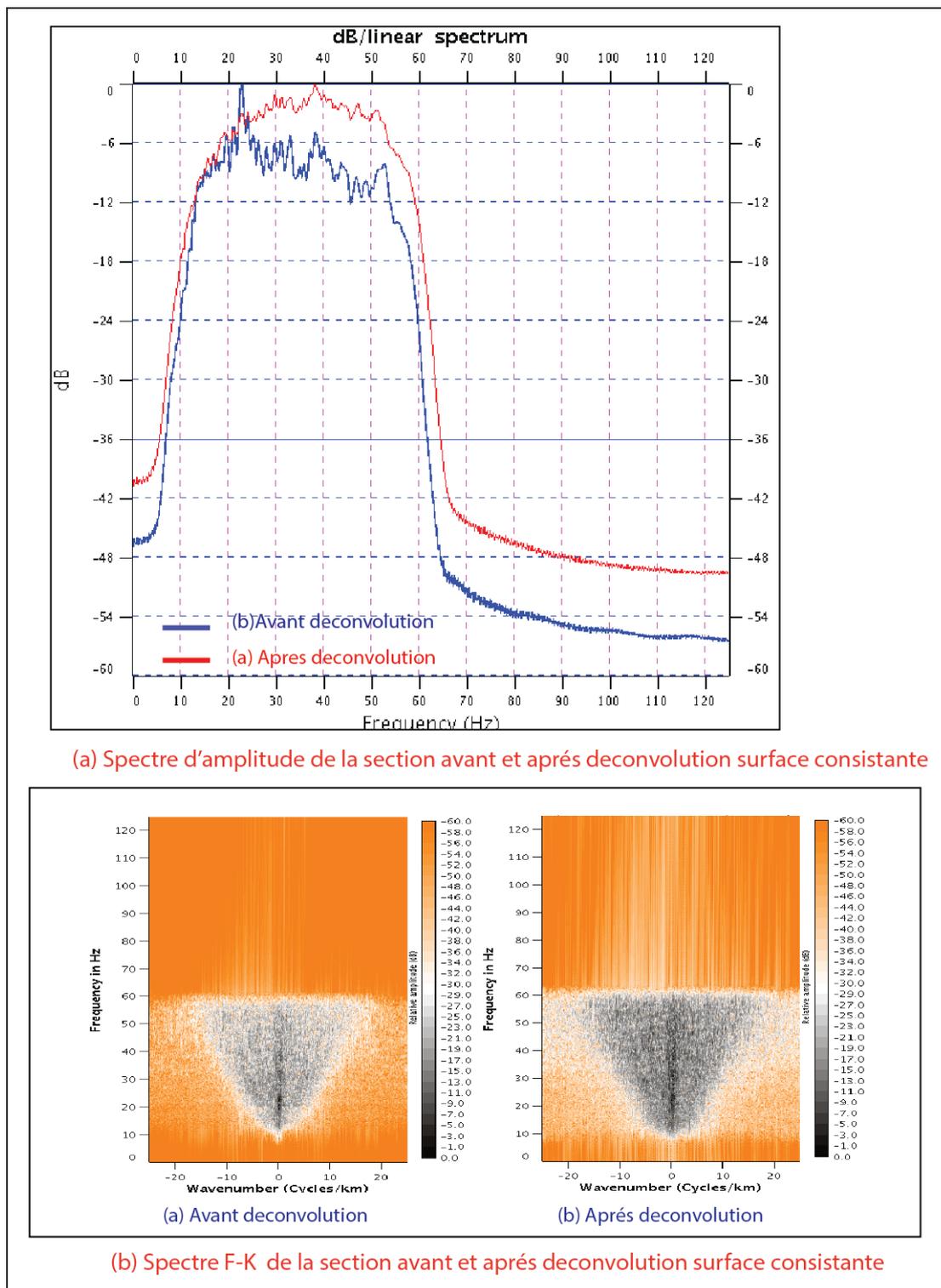


Planche. IX. 42. Comparaison avant et après l'application de déconvolution surface consistante utilisant le spectre d'amplitude et la représentation dans le domaine f-k

a.1) Conclusion

Pour une longueur de l'opérateur ($L=200$ ms), une distance de prédiction ($P=24$) et une valeur du taux de bruit blanc ($\epsilon=3\%$), On constate que la déconvolution surface consistante a données les meilleurs résultats, elle a amélioré la résolution et le rapport signal sur bruit.

IX.5.3.5. Cas ou le rapport S/B faible

Dans le but de voir l'influence des bruits sur la déconvolution, on suggère de faire la comparaison entre deux sections la première avec un rapport S/B faible et la section précédente ou les bruits organisés et aléatoires ont été atténué (S/B bon).

La comparaison avant la déconvolution de ces deux sections est illustré par la planche IX.43

Le cadre en couleur rouge montre bien la différence entre les deux sections, le bruit masque notre signal utile et on observe une mauvaise continuité des réflecteurs (a) traduite par la diminution de la résolution.

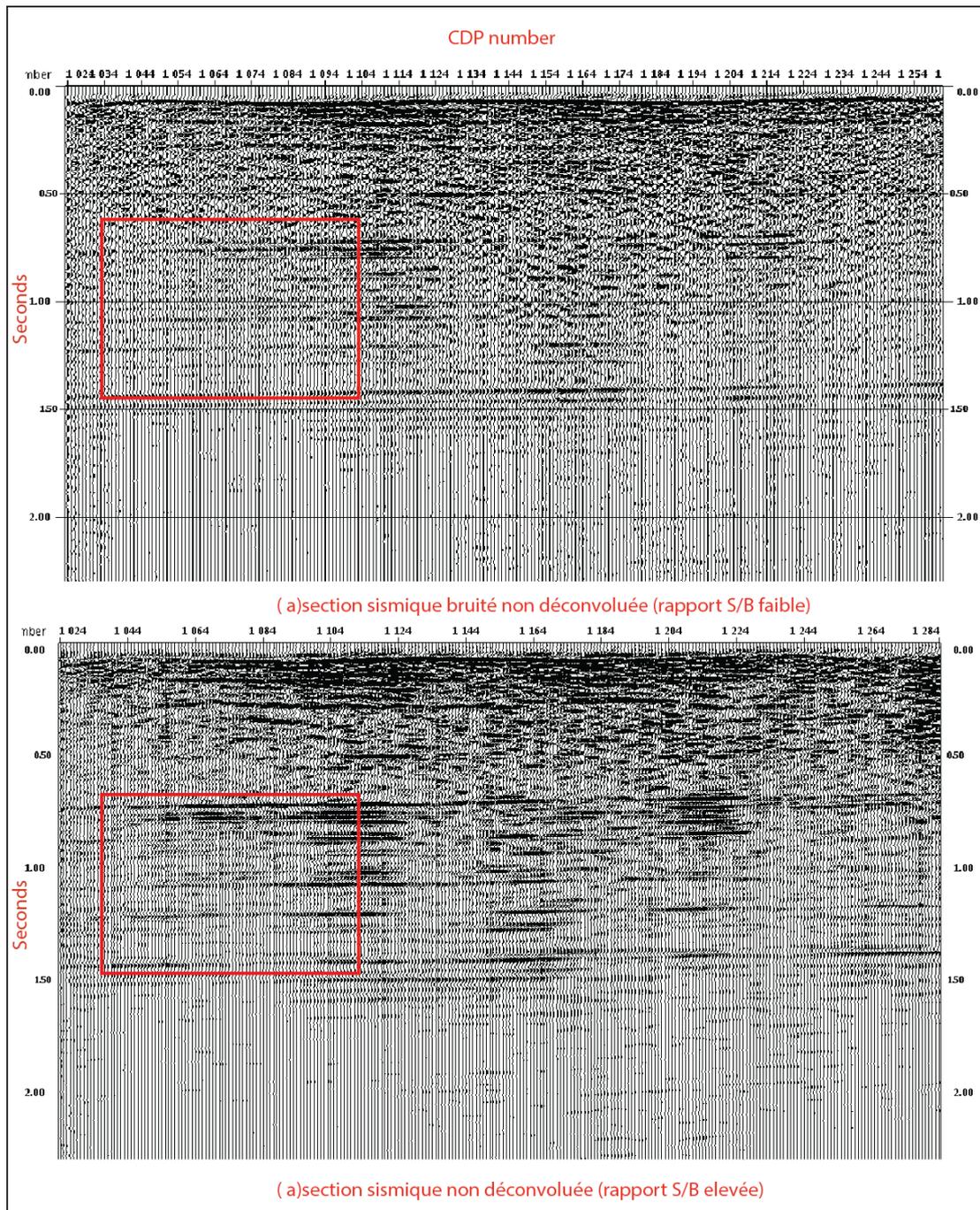


Planche. IX. 43. Comparaison entre deux sections

Nous avons appliqué la déconvolution prédictive avec les paramètres suivants

- La distance de prédiction $P = 24$ ms
- La longueur de l'opérateur $L = 200$ ms
- Le taux du bruit blanc $\varepsilon = 3\%$.

Les résultats de la déconvolution sur la section bruité est représenté sur la planche IX.44, la déconvolution a amélioré la continuité des horizons (cadre en couleur rouge (a)), et a améliorée le rapport S/B par élimination des bruits (cadre bleu (a)).

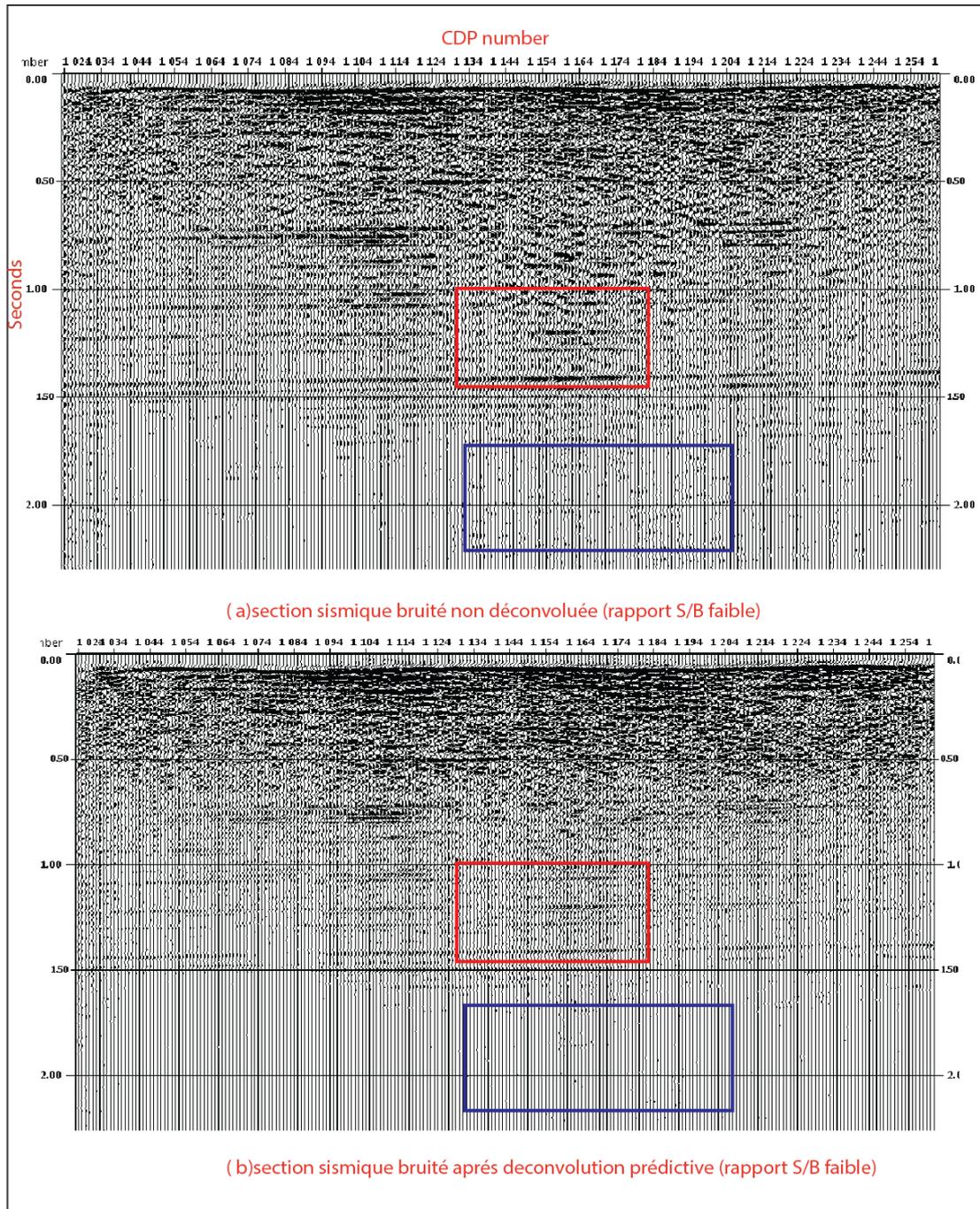


Planche. IX. 44. Section sismique (faible rapport S/B) avant et après déconvolution

L'autocorrélogramme calculé (planche IX.45). Avant et après déconvolution aux enregistrements de la planche précédente. L'énergie n'est pas bien centrée autour de son maximum à cause du niveau de bruit élevé, on voit atténuation de multiples.

L'analyse spectrale des sections sismiques (planche IX.45) avant et après déconvolution montre clairement que le spectre d'amplitude est devenu plus large (a) et que le signal est bien rehaussé. Le spectre f-k (b) montre bien le bruit a été atténué et le signal utile est regroupé autour de l'origine (b).

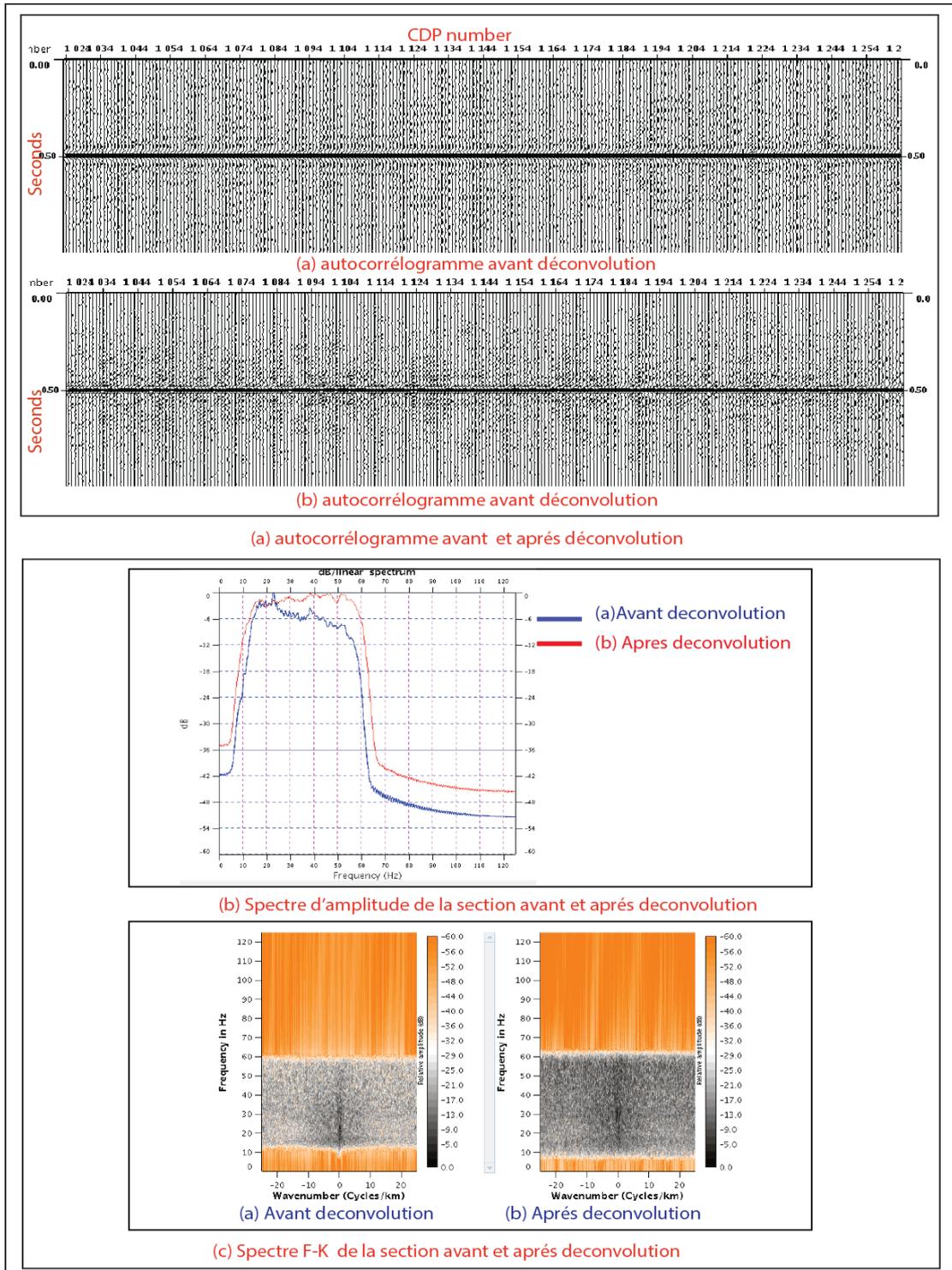


Planche. IX. 45. Autocorrélogramme (a), spectre d'amplitude et spectre f-k (b) avant et après déconvolution (rapport S/B faible)

La comparaison de cette section (bruit élevé) avec une section où le bruit est faible sur la planche IX.46, on note que la déconvolution donne un meilleur résultat dans les cas rapport S/B élevé par contre pour S/B faible on constate de faible énergie des marqueurs principale visible sur le cadre en couleur rouge, avec une meilleure continuité des réflecteurs dans le cas rapport S/B bon.

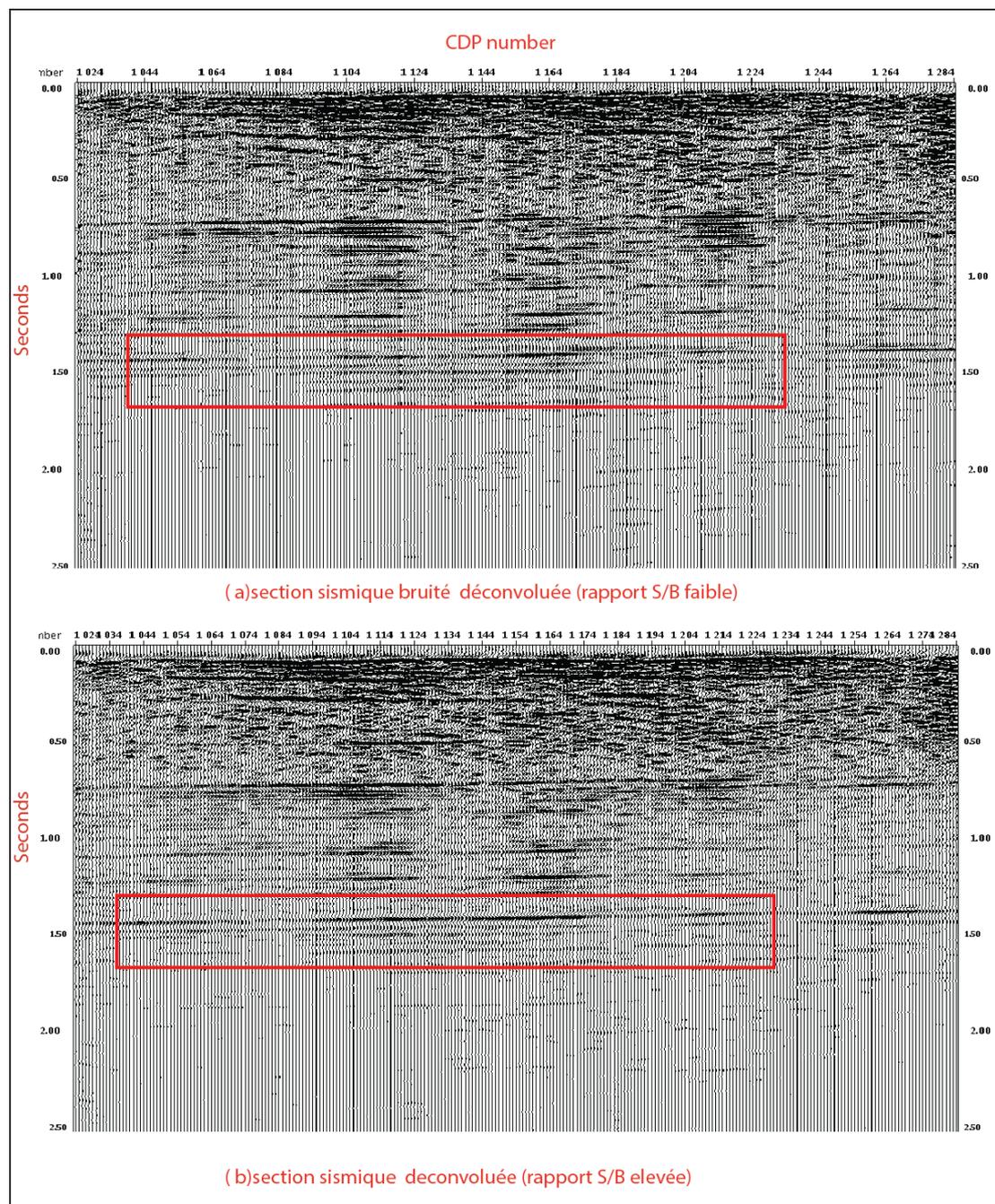


Planche. IX. 46. Résultat de la déconvolution dans les deux cas (rapport S/B faible et rapport S/B élevée)

IX.5.3.6. Comparaisons des trois types de déconvolution

Sur la planche IX.47 les sections obtenues après déconvolution des trois types de déconvolution spike, prédictive et prédictive Surface Consistante

La comparaison entre les différentes sections montre que :

- Quel que soit la méthode de déconvolution utilisée on a une meilleure résolution par rapport à la section non déconvoluée.
- La section obtenue après la déconvolution Spike, nous a donné une très bonne résolution des horizons.
- La déconvolution surface consistance procure un meilleur rapport S/B et d'une bonne résolution.
- Toutes les types précédents nous permettent d'améliorer le signal et rehausser le spectre de l'amplitude et avoir un regroupement du signal utile autour de l'origine

Pour avoir un bon résultat de déconvolution il faut avoir un bon rapport S/B, on conclut qu'un bon rapport S/B est une condition nécessaire. (Planche IX.46)

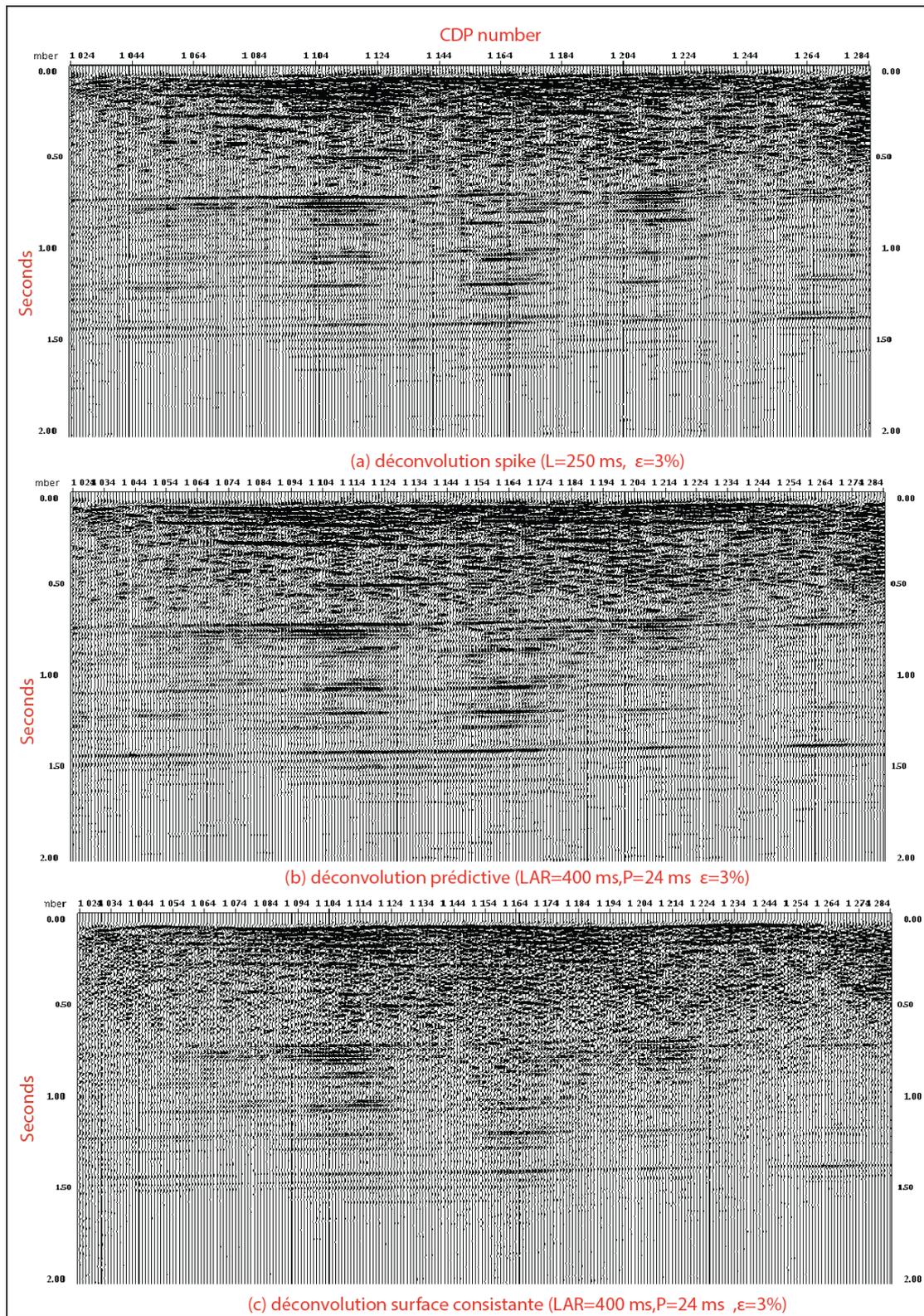


Planche. IX. 47. Comparaisons des trois méthodes de déconvolution

IX.6 Conclusion

Dans le traitement des données sismiques, la déconvolution représente une des étapes la plus importantes pour l'amélioration de la résolution verticale.

Dans l'industrie, il existe plusieurs méthodes de déconvolution. Chacune d'elle est basé sur un modèle mathématique de la trace sismique moyennant un certain nombre d'hypothèses sur le signal, les coefficients, les bruits, etc....

Dans notre étude, nous avons étudié différents types de la déconvolution et que nous avons appliqué sur des données réelles les méthodes suivantes :

- Spike
- Prédictive
- Surface consistante (multicanal) de type Prédictive.

Cette étude nous a permis de dégager les points suivants :

- Les résultats obtenus montrant que la déconvolution est un traitement qui nous permet d'améliorer la résolution et la continuité des réflecteurs. Ceci est un point important pour le traitement ultérieurs (amélioration de l'analyse des vitesses, du calcul des corrections statiques résiduelles et l'addition en couverture multiple) et enfin pour le pointé en interprétation sismique.
- Le spectre d'amplitude et F-K sont des outils de contrôle qualité dans la comparaison avant et après l'application de la déconvolution ainsi que l'autocorrélation.
- L'application de déconvolution sur le profil P.1 Gourara à montrer que la déconvolution surface consistante a donné de meilleurs résultats, ou on a obtenu une meilleure qualité pratiquement sur toute la section sismique.

En conclusion, Les tests sont nécessaires pour montrer la fiabilité d'une méthode par rapport à une autre lors de l'application sur les données réelles.

Conclusion générale

Le but principal de l'exploration reste celui d'extraire le maximum d'information possible à partir des données sismiques et celui aussi de concevoir le modèle géologique le plus réaliste et le plus probable qui puisse concorder aux données autres que sismiques avec une meilleure connaissance de la géologie et éventuellement qui peuvent déboucher sur une découverte de champ. Plus de 90% des données sismiques sont traitées avec l'hypothèse de la phase minimum.

Il est utile de signaler que l'approche adoptée dans ce mémoire se résume en trois phases, la première est un travail sur des données synthétiques réalisé sur MATLAB ; la deuxième phase comporte une faisabilité sur MATCALC et enfin une exécution sur un profil sismique réel utilisant CGG software.

La déconvolution est une opération de traitement du signal qui corrige les effets de la convolution imposée par un système linéaire et invariant dans le temps avec un signal d'entrée. Généralement dans une déconvolution, le signal de sortie et le système linéaire sont connus ; l'objectif étant de reconstruire le signal d'entrée.

Dans la partie théorique différentes méthodes de déconvolution et d'estimation de l'ondelette ont été étudiées, avec de nombreuses suppositions simplificatrices souvent faites pour la déconvolution des données sismiques. Des méthodes telles que la déconvolution homomorphique est introduite dans le but d'éviter l'emploi de certaines suppositions restrictives. L'application de ces techniques peut faciliter la résolution du problème de la déconvolution des données sismiques et montrer l'apport des différentes méthodes de déconvolution au traitement des données sismiques, ces méthodes sont développées théoriquement uniquement du à la non disponibilité de ces programmes sur CGG software tel que :

- La Déconvolution par égalisation spectrale : pour remonter l'énergie des hautes fréquences au même niveau que celle des basses fréquences c'est à dire égaliser les spectres d'amplitude sans modifier les phases.
- La déconvolution homomorphique : elle répond bien au problème de séparation de la source et des coefficients de réflexion.

Conclusion générale

- La déconvolution à Norme : est utilisée pour améliorer la résolution verticale dans les zones de forts contrastes d'impédances acoustiques comme le cas d'une succession du sable et de carbonate ou de tectonique complexe
- La déconvolution vibrosismique : est impérative en traitement des données sismiques enregistrées par vibroseis ; Car les échos sismiques resteront toujours noyés dans la trace terrain chaotique non assujetti à aucune possibilité d'interprétation.

Il est à signaler que ces méthodes ne prennent en considérations la phase ondelettes
Alors que la spike exige une phase minimum pour des considération de convergence du filtre inverse.

L'application sur Geovecteur a été effectuée sur les trois types de déconvolution :

- La déconvolution spike : c'est un cas particulier de la déconvolution prédictive, il tente de contracter le signal, pour ce type de déconvolution on fait des tests sur la longueur de l'opérateur et le préwhitening, nous avons opté ($L=250$ ms et $\varepsilon=3\%$), qui nous donne une bonne contraction et continuité de horizons et amélioré le rapport S/B.
- La déconvolution prédictive : est un processus d'application de l'information de la première partie d'une trace sismique pour prédire le bruit systématique tels que la réverbération et les multiples. Il tente d'atténuer les multiples qui impliquent la subsurface ou près de la surface des réflecteurs. Pour ce type de déconvolution nous avons fait des tests sur la distance de prédiction (P) et la longueur L, nous avons opté $P=24$ ms et $L=200$ ms, le résultat est d'atténuer les multiples, améliorer le rapport S/B.
- La déconvolution surface consistante : prennent en compte un ensemble des facteurs qui influencent la perte d'amplitude des signaux sismiques, ce type nous donne meilleur résultat après la comparaison avec la déconvolution spike et prédictive. au niveau de l'industrie on a appliqué la déconvolution surface consistante de type prédictive, il y a aussi déconvolution surface consistante de type spike, la différence est que la déconvolution prédictive est monocanal, et la déconvolution surface consistante de type prédictive est multicanal, les paramètres optimale ($P=24$ ms et $L=200$ ms).

Conclusion générale

- Avant d'appliquer la déconvolution, il faut assurer que le rapport S/B doit être élevé, comme on a déjà vu dans la partie application. (La comparaison entre deux cas bruités et filtrés),

Avant de faire l'application sur les données réelles, nous avons fait une partie sur MATCALC ont appliqué la déconvolution sur des signaux pour approfondir la connaissance de déroulement de l'opération de déconvolution, et voir l'effet de chaque paramètre, et l'effet du bruit.

La réalisation de l'application sous Matlab nous a permis d'approfondir nos connaissances dans l'utilisation de la programmation en langage Matlab.

Bibliographie

- Backus, M. M. 1959, Water reverberations — their nature and Elimination Geophysics, 24, 233–261.
- Benhamma, A. 2000, traitement sismique 1^{er} partie . Institut Algerian de pétrole.
- B. P. Bogert, M. J. R. Healy and J. W. Tukey .1963 The Quefreny Alanysis of Time Series for Echoes: Cepstrum, pseudo-Autocovariance, Cross-Cepstrum, and Saphe-Cracking". (M. Rosenblatt, Ed) .
- Burg, J., 1975, Maximum entropy spectral analysis: Ph.D. these, Stanford University.
- Cabrelli Carlos, A., 1985. Minimum entropy deconvolution and simplicity: A no iterative algorithm.
- Cambois, G. and Stoffa, P. L. 1992. Surface-consistent deconvolution in the log/fourier domain.
- Cary, P. W. and Lorentz, G. A. (1993). Four-component surface consistent deconvolution.
- Clay, C. S., 1990, Elementary exploration seismology: Prentice-Hall
- Coppens, F. et Mari, J. L., 1984. L'égalisation spectrale (un moyen D'améliorer la qualité des données sismiques)
- Djeddi, M., Nov. 2013, *Divergence sphérique et absorption* des données sismique. 11pp, 06 figures. Laboratoire de Physique de la Terre, Université M'Hamed Bougara Boumerdes –Algérie <http://djeddimabrouk.fr.gd/>
- Djeddi, M., Mai. 2015, *Cours de traitement de l'information sismique – les corrections dynamique*, Département de Géophysique FHC, boumerdes
- DJEDDI. M, A. KASSOURI, M. BENIDIR, M.-A. AITOUICHE 2004, estimation de l'ondelette et de la trace impulsionnelle par filtrage homomorphique.
- Eric fagot, 2013. Fundamentals of seismic processing and imaging (document IFP).
- Gary F. Margrave and Carlos A. Montana, 2006. Surface-consistent Gabor deconvolution, SEG
- Gary. F. Margrave. 2003. Numerical Methods of Exploration Seismology with algorithms in MATLAB

Bibliographie

- GUERCHAOU, A J-C. BALLUET, J-L LACOUME, 1989, étude comparative des principales méthodes de déconvolution sur des Données de type sismique.
- Guy Binet .2013. Traitement numérique du signal - Signaux et systèmes Discrets. Ellipses.
- Hanna. Pierre. 2010. Traitement du Signal Numérique.
- Hart, D. I. 1997. Enhancing wavelet stability with surface-consistent deconvolution.
- Ivan Graham, 2005, MATLAB MANUAL AND INTRODUCTORY TUTORIALS
- Juan Martin P. 2005. Apport d'une expérience de sismique mer-terre a la reconnaissance de la croûte sous le rift de corinthe (thèse)
- Kearey. P, M. Brooks, and I. Hill. 2002. An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science 3rd edition
- Kheddiou .ELM .2015 automatique linéaire analogique (signaux et systèmes)
- Lavergne, M., 1986. *Méthodes sismiques* , Technip. Paris.
- Levin, S. A. 1989. Surface-consistent déconvolution. Geophysics,
- Lindseth .R 1968 Digital Processing of Geophysical Data Review, ,SEG Course Notes,
- Mahdi H. Al Mutlaq, 2013, Surface-consistent matching filters for time-lapse processing, these (UNIVERSITY OF CALGARY)
- Mari, J. L., & Coppens, F., 2000, *La sismique de puits*, Technip.
- Mari et al., 1998 Traitement des données acoustiques Edition Technip
- Mihoubi. Abdelhafid ,2014. Imagerie sismique de la structure profonde de la marge Algérienne orientale (secteur de Jijel) Implications en termes de potentiel pétrolier, thèse (UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE)
- Morgan, N. A. 1970. Wavelet maps: A new tool for reflection seismograms. Geophysics, (35):447–460.
- Morley et Claerhout . Morley, L. and Claerhout, J. 1983. Predictive deconvolution in shot-receiver space.
- Otis, M. O. et Smith, R. B., 1977. Homomorphic deconvolution by log spectral averaging
- Peacock, K. L., and Treitel, S., 1969, Predictive deconvolution: theory and practice: Geophysics, v. 34,

Bibliographie

- Prakash, A, V. Singh, U.C.Saxena & Gautam Sen; 1998. Impact of Surface Consistent Deconvolution on Wavelet Stability and Seismic Attributes
- Ristow and Jurczyk. 1982. Vibroseis deconvolution, Geophysical Prospecting, vol.33
- Robinson.A et S. Treitel. .2000. Geophysical Signal Analysis. SEG.
- Robinson, E. A., 1954, Predictive decomposition of time series with applications to seismic exploration
- Robinson, E. A., and Treitel, S., 1980, Geophysical signal analysis, Prentice-Hall I
- Sacchi, M., D., D. R. Velis, and A. H. Cominguez, 1994, Minimum entropy deconvolution with frequency-domain constraints
- Smaine Zeroug, Nouredine Bounoua, Rabih Lounissi . 2007. WELL EVALUATION CONFERENCE ALGERIA, Schlumberger
- Stewart.A, 1993 surface consistent deconvolution, geophysics, vol 54,N9
- Shah, P. 1973. Use of wavefront curvature to relate seismic data with subsurface parameter. geophysics vol 34
- Scheuer.E and D. E. Wagner 1985, Deconvolution by autocepstral windowing, GEOPHYSICS, VOL. 50, NO. 10
- Taner, M. T., Koehler, F., and Alhilali, K. A. 1974. Estimation and correction of near-surface time anomalies.
- Taner, M. T. and Coburn, K. W. 1980. Surface consistent estimation of source and receiver response functions. 50th Annual International SEG Meeting.
- Taner, M. T. and Koehler, F. 1981. Surface consistent corrections.
- Tufekčić, D., Claerbout, J. F. et Rašperić, Z., 1981. Spectral balancing in the time domain
- Michael Unser. 2000. Sampling — 50 Years After Shannon, Proceedings of the IEEE, vol. 88,
- Wiggins, R. A., 1978, Minimum entropy deconvolution: Geoprospection, 16,
- Wail A. Mousa & Abdullatif A. Al-Shuhail ,2011, Processing Surface Seismic Reflection Data Using MATLAB. Morgan and Claypool Publishers
- YILMAZ. OZ .1988. Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data. Society of Exploration Geophysicists
- YILMAZ. OZ, 2001. seismic signal processing, Society of Exploration Geophysicists

Annexe A : Algorithme de Levinson

Cette partie est inspirée du site internet www.algorithmes.com (Levinson recursion-wikipédia).

L'algorithme de Levinson-Durbin calcule la solution d'une équation qui contient une matrice de Toeplitz, L'équation de la matrice est de la forme suivante :

$$\vec{y} = M \cdot \vec{x} \quad (A-1)$$

Ou M (N×N) : Matrice de toeplitz connue, Elle est carrée et symétrique.

\vec{y} : Vecteur unicolonne connu.

\vec{x} : Vecteur unicolonne inconnu.

Soit la Matrice de type toeplitz définie comme suit :

$$T^n = \begin{bmatrix} t_0 & t_{-1} & t_{-2} & \dots & t_{-n+1} \\ t_1 & t_0 & t_{-1} & \dots & t_{-n+2} \\ t_2 & t_1 & t_0 & \dots & t_{-n+3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ t_{n-1} & t_{n-2} & t_{n-3} & \dots & t_0 \end{bmatrix} \quad (A-2)$$

Avec $T_{ij}^n = M_{ij}$.

Pour atteindre la solution désirée, l'algorithme procède en deux étapes, en établissant deux vecteurs appelés forward et backward vecteurs. Le forward vecteur est utilisé pour obtenir le backward vecteur, Le backward vecteur est nécessaire dans la deuxième étape. Ils sont définis comme suit

$$T^n \cdot \vec{f}^n = \hat{e}_1 \quad (A-3)$$

$$T^n \cdot \vec{b}^n = \hat{e}_n \quad (A-4)$$

Ou \vec{f}^n : forward vecteur

Et \vec{b}^n : backward vecteur

Pour une matrice M symétrique, on aura :

$$b_i^n = f_{n+1-i}^n \quad (A-5)$$

1-Obtention des vecteur backward

Même si la matrice M n'est pas symétrique le n^{ieme} forward et backward vecteur peuvent s'écrire comme suit :

$$T^n \begin{bmatrix} \vec{f}^{n-1} \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} & T^{n-1} & & t_{-n+1} \\ & & & t_{-n+2} \\ & & & \vdots \\ t_{n-1} & t_{n-2} & \dots & t_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \vec{f}^{n-1} \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \\ \epsilon_f^n \end{bmatrix} \quad (A-6)$$

$$T^n \begin{bmatrix} 0 \\ \vec{b}^{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} t_0 & \dots & t_{n-2} & t_{-n+1} \\ \vdots & & & \\ t_{n-2} & & T^{n-1} & \\ t_{n-1} & & & \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 \\ \vec{b}^{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \epsilon_f^n \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix} \quad (A-7)$$

Les termes d'erreur sont exprimés comme suit

$$\epsilon_f^n = \sum_{i=1}^{n-1} M_{ni} f_i^{n-1} = \sum_{i=0}^{n-1} t_{n-1} f_i^{n-1} \quad (A-8)$$

$$\epsilon_b^n = \sum_{i=2}^{n-1} M_{1i} b_{i-1}^{n-1} = \sum_{i=1}^{n-1} t_{-1} b_i^{n-1} \quad (A-9)$$

Les deux termes d'erreur peuvent être utilisés pour éliminer l'une de l'autre, en utilisant la linéarité des matrices

$$\forall(\alpha, \beta) T \left(\alpha \begin{bmatrix} \vec{f} \\ 0 \end{bmatrix} + \beta \begin{bmatrix} 0 \\ \vec{b} \end{bmatrix} \right) = \alpha \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \\ \epsilon_f^n \end{bmatrix} + \beta \begin{bmatrix} \epsilon_f^n \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \\ 1 \end{bmatrix} \quad (A-10)$$

Pour trouver les coefficients, α_f^n et β_f^n , on a :

$$\vec{f}_n = \alpha_f^n \begin{bmatrix} \vec{f}_{n-1} \\ 0 \end{bmatrix} + \beta_f^n \begin{bmatrix} 0 \\ \vec{b}_{n-1} \end{bmatrix} \quad (A-11)$$

On détermine, α_b^n et β_b^n , comme suit :

$$\vec{b}_n = \alpha_b^n \begin{bmatrix} \vec{f}_{n-1} \\ 0 \end{bmatrix} + \beta_b^n \begin{bmatrix} 0 \\ \vec{b}_{n-1} \end{bmatrix} \quad (A-12)$$

En multipliant les équations (A-11) et (A-12) par T^n , on obtient les équations suivantes :

$$\begin{bmatrix} 1 & \epsilon_b^n \\ 0 & 0 \\ \vdots & \vdots \\ 0 & 0 \\ \epsilon_f^n & 1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \alpha_f^n & \alpha_b^n \\ \beta_f^n & \beta_b^n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 0 \\ \vdots & \vdots \\ 0 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (\text{A-13})$$

En négligeant tous < les zeros > qui sont au milieu des vecteurs, on obtient les équations suivantes

$$\begin{bmatrix} 1 & \epsilon_b^n \\ \epsilon_f^n & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \alpha_f^n & \alpha_b^n \\ \beta_f^n & \beta_b^n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (\text{A-14})$$

Les nouveaux forward et backward vecteurs sont exprimés comme suit

$$\vec{f}^n = \frac{1}{1-\epsilon_b^n \epsilon_f^n} \begin{bmatrix} \vec{f}^{n-1} \\ 0 \end{bmatrix} - \frac{\epsilon_f^n}{1-\epsilon_b^n \epsilon_f^n} \begin{bmatrix} 0 \\ \vec{b}_{n-1} \end{bmatrix} \quad (\text{A-15})$$

$$\vec{b}^n = \frac{1}{1-\epsilon_b^n \epsilon_f^n} \begin{bmatrix} 0 \\ \vec{b}^{n-1} \end{bmatrix} - \frac{\epsilon_b^n}{1-\epsilon_b^n \epsilon_f^n} \begin{bmatrix} \vec{f}^{n-1} \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{A-16})$$

Les premiers vecteurs backward et forward sont exprimés comme suit :

$$\vec{f}^1 = \vec{b}^1 = \begin{bmatrix} 1 \\ M_{11} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ t_0 \end{bmatrix} \quad (\text{A-17})$$

2-Utilisation des vecteurs backward

La procédure précédente nous donne N backward vecteurs pour la matrice M. Une équation arbitraire est :

$$\vec{y} = M \cdot \vec{x} \quad (\text{A-18})$$

\vec{x} : doit être généralisé à une séquence \vec{x}^n . Donc la solution est construite récursivement en remarque que si :

$$T^{n-1} \begin{bmatrix} x_1^{n-1} \\ x_2^{n-1} \\ \vdots \\ x_{n-1}^{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_{n-1} \end{bmatrix} \quad (\text{A-19})$$

Alors, en prolongeant avec zéro et en définissant une erreur constante quand c'est nécessaire :

$$T^n \begin{bmatrix} x_1^{n-1} \\ x_2^{n-1} \\ \vdots \\ x_{n-1}^{n-1} \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_{n-1} \\ \epsilon_x^{n-1} \end{bmatrix} \quad (\text{A-20})$$

On peut maintenant utiliser le $n^{\text{ième}}$ backward vecteur pour éliminer le terme d'erreur et le remplacer avec une formule désirée, comme suit :

$$T^n \left(\begin{bmatrix} x_1^{n-1} \\ x_2^{n-1} \\ \vdots \\ x_{n-1}^{n-1} \\ 0 \end{bmatrix} + (y_n - \epsilon_x^{n-1}) \vec{b}^n \right) = \begin{bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_{n-1} \\ y_n \end{bmatrix} \quad (\text{A-21})$$

En prolongeant cette méthode jusqu'à $n=N$, on obtient pour la solution de \vec{X} .

Annexe B : Codes MATLAB relatifs à l'opération de déconvolution

Les différentes fonctionnalités et codes utilisées sous MATLAB, sont extraire d'après le toolbox de de Processing Surface Seismic Reflection Data Using MATLAB by Wail A. Mousa & Abdullatif A. Al-Shuhail ,2011)

1- auto_correlation_map.m : Cette code est pour le but d'obtenu l'autocorrélation de la trace sismique.

Les paramètres d'entrée :

- Data sismique
- max_lag : la valeur maximale du lag
- dt :le pas d'échantillonnage

Résultat : DS : data sismique déconvoluée

```
function [Dauto,lags]=auto_correlation_map(Data,max_lag,dt)
    N=round(max_lag/dt);
    [nt,nx]=size(Data);
    Dauto=zeros(N,nx);
    for i=1:nx
        Dauto(:,i)=my_xcorr(Data(:,i)',N)';
    end
    lags=[0:N-1]*dt;
```

2- Mwigb.m : cette fonction est pour le but d'affichage,

Les paramètres d'entrée :

- Data sismique
- L'échelle
- L'axe « x »
- L'axe vertical « z ». (“x” et “z” sont des vecteurs avec offset et temps)

3- extracting_shots.m : est pour le but d'extraite un point de tir ou plusieurs point de tir :

L'entrée :

- Data sismique
- **Segyheader.m** : les informations de header du data.
- **Shot_num.m** : le nombre de point de tir ou collection des points de tir

La sortie:

- D : le point de tir sélectionné
- dt : le pas d'échantillonnage
- dx : le pas d'échantillonnage spatial
- Offset : c'est le data dans L'axe « x ».

```

function [D,dt,dx,t,offset]=extracting_shots(Data,SegyHeader,shot_num,p)
[nt,nx]=size(Data);
XX=[SegyHeader.fldr];
dt = SegyHeader(1).dt/1000/1000;
t=[0:1:nt-1]*dt;

if length(shot_num)==1
    [ii,jj]=find(XX==shot_num);
    ll=1;
    for i=min(jj):max(jj)
        offset(ll)=SegyHeader(i).offset;
        ll=ll+1;
    end
    dx=offset(3)-offset(2);
    D=Data(:,jj);
    [nt_D,nx_D]=size(D);
else
    for shot=shot_num(1):shot_num(length(shot_num))
        [ii,jj]=find(XX==shot);
        ll=1;
        for i=min(jj):max(jj)
            offset(ll)=SegyHeader(i).offset;
            ll=ll+1;
        end
        D=Data(:,jj);
        if shot==shot_num(1)
            Db=Data(:,jj);
            offset_b=offset;
        elseif shot>shot_num(1)
            offset_b=[offset_b,offset];
            Db=[Db,D];
        end

        end
        dx=offset(3)-offset(2);
        offset=offset_b;
        D=Db;
        [nt_D,nx_D]=size(D);
    end
    if p==1 || length(shot_num)>1
        offset=[1:nx_D];
    end
end

```

4- Spiking_decon.m: pour le but d'appliquer la déconvolution spike

L'entrée :

- Data : les collections point de tir

- **Max_lag.m** : la valeur maximale du lag (remarque que le lag minimal est le premier pas d'échantillonnage)
- **Mu** : le pourcentage de bruit blanc
- **dt** : le pas d'échantillonnage

La sortie

Ds : data sismique déconvoluée

```
function Ds=spiking_decon(Data,max_lag,mu,dt)
N=round(max_lag/dt);
p_noise=mu/100;
[nt,nx]=size(Data);
Dauto=zeros(N,nx);
Ds=zeros(nt+N-1,nx);
Rxd=zeros(1,N);

for i=1:nx
    Dauto(:,i)=my_xcorr(Data(:,i)',N)';
    Rxd=Rxd+my_xcorr(Data(:,i)',N,1);
end
Rxd=abs(Rxd);

DDauto=sum(Dauto,2);
Rxx=toeplitz(DDauto);
Rxx(1,1)=Rxx(1,1)*(p_noise);

h_opt=(inv(Rxx+eps))*Rxd';
for i=1:nx
    Ds(:,i)=conv(Data(:,i),h_opt);
end

Ds=Ds(1:nt,:);
```

5- seis_env_dB Générer l'enveloppe d'amplitude pour les traces sismique avant et après déconvolution.

L'entrée :

- **Data** : les collections des points de tirs avant déconvolution.
- **Data_g** : collection des points de tirs après déconvolution.
- **t** : les valeurs de temps des axes
- **tnum** : nombre du trace.

ANNEXE

```
function seis_env_dB(Data,Data_g,t,tnum)

if nargin==4
    trace1=Data(:,tnum)';
    trace1=trace1/max(trace1);
    trace1_env_dB=20*log10(abs(hilbert(trace1+eps)));%log of envelop
    trace1_towp=Data_g(:,10)';%topw
    trace1_towp=trace1_towp/max(trace1_towp);
    trace1_env_dB_towp=20*log10(abs(hilbert(trace1_towp+eps)));%log of envelop %check envelop
    figure
    plot(t,trace1_env_dB,'b',t,trace1_env_dB_towp,'r-.','LineWidth',3)
    xlabel('Time (s)','FontSize',14)
    ylabel(['Envelope (dB) trace number :',num2str(tnum),'], 'FontSize',14)
    grid
    legend('Before gain correction','After gain correction',3)
else
    trace1=mean(Data)';
    trace1=trace1/max(trace1);
    trace1_env_dB=20*log10(abs(hilbert(trace1+eps)));%log of envelop
    trace1_towp=mean(Data_g)';%topw
    trace1_towp=trace1_towp/max(trace1_towp);
    trace1_env_dB_towp=20*log10(abs(hilbert(trace1_towp+eps)));%log of envelop %check envelop
    figure
    plot(t,trace1_env_dB,'b',t,trace1_env_dB_towp,'r-.','LineWidth',3)
    xlabel('Time (s)','FontSize',14)
    ylabel('Envelope (dB) of the average trace','FontSize',14)
    grid
    legend('Before gain correction','After gain correction',3)
end
```

Introduction générale

Chapitre I

Quelques notions de traitement du signal

Chapitre II

Traitement en

sismique réflexion

Chapitre III

Déconvolution par égalisation spectrale

Chapitre IV

Méthodes

Déterministes

Chapitre V

Déconvolution vibrosismique

Chapitre VI

Déconvolution à norme

Chapitre VII

Déconvolution

Homomorphique

Chapitre VIII
Déconvolution
Surface consistante

Chapitre IX

Application

Conclusion générale

ANNEXE