



## Caractérisation des ondes sismiques dispersives

A. Essebbar \*, F. Glangeaud\* , C. Cllet \*\* , M. Campillo\*\*\*

\* CEPHAG  
BP 46 38402 Saint Martin d'Hères Cedex

RÉSUMÉ

\*\* Pétrosystems (CGG) 91341 Massy Cedex  
\*\*\* IRIGM-LGIT 38400 Saint Martin d'Hères

ABSTRACT

**Résumé.** On sait séparer des ondes reçues sur un réseau de capteurs dans le cas d'une propagation n'introduisant que des retards. Nous traitons un cas dans lequel le milieu de propagation introduit une variation de retard en fonction de la fréquence, les ondes sont dites dispersives. On s'intéresse à l'estimation de la phase de la fonction de transfert de ces ondes en utilisant un modèle polynomial de degré 2. On applique la méthode à des signaux synthétiques et expérimentaux

**Abstract.** We know how to separate the waves received on a sensor array in the case of a propagation which introduces only delays. We treat here a case in which the propagation medium introduces a delay variation function of the frequency. In that case, the waves are dispersive. We are concerned with the estimation of the phase of the transfer function using a two degree polynomial model. In order to valid the method, we applied it on synthetic signal and on seismic records.

### I. Introduction

Dans cet article, nous présentons le traitement des signaux sismiques bande large. Depuis longtemps, on sait séparer des ondes reçues sur un réseau de capteurs dans le cas d'une propagation n'introduisant que des retards. Ces méthodes multidimensionnelles utilisent la notion d'onde plane ( la fonction de transfert entre capteurs est constante ).

Le phénomène de dispersion intervient quand la vitesse des ondes dépend de la fréquence. Les ondes sismiques de surface sont générés par des ondes P ( onde de compression ) et S ( onde de cisaillement ) piégées dans la zone altérée ( premiers mètres du sol ). Ces ondes sont dispersives. On montre que la phase de la fonction de transfert entre capteurs permet les identifier. Une fois estimée, cette phase nous permet de calculer les vitesses de phase ( déplacement de la porteuse ) et de groupe ( déplacement de l'enveloppe ). Ces ondes interfèrent en temps et en fréquence.

Les méthodes de traitement multidimensionnel [1], la transformation  $(\tau-p)$  ( la transformation de Radon ) ou la représentation FK, utilisées pour des ondes non dispersives permettent de détecter la dispersion, mais l'interprétation des résultats est délicate. Les méthodes paramétriques utilisant PRONY [2] ou FBLP ( Forward Backward Linear Prediction ) [3] permettent de calculer la vitesse de phase des ondes guidées.

D'autres méthodes [1] de mesure de vitesse de groupe, dans le cas monodimensionnel utilisent la variation du maximum de l'enveloppe en fonction de la distance des signaux filtrés.

La phase  $\phi$  de la fonction de transfert entre deux capteurs successifs permet de discriminer ces ondes. La méthode qu'on va présenter ici a été appliquée à des données sismiques multicomposantes pour séparer des ondes qui interfèrent [4].

### II. Modélisation

Sur une bande passante du signal, la phase  $\phi$  peut être modélisée comme un polynôme en fréquence de degré deux. On travaille dans le domaine fréquentiel sous l'hypothèse de stationnarité locale en distance autour de quelques capteurs ( milieu homogène et isotrope ).

On modélise la phase de la fonction de transfert de l'onde  $j$  autour d'une fréquence  $\nu_0$  sur le capteur  $l$  par le polynôme suivant :

$$\phi_{lj}(\nu) = \sum_{k=0}^2 a_{jk} [2\pi(\nu - \nu_0)]^k \quad (1)$$

$a_{j0}$  le déphasage ,  $a_{j1}$  le retard et  $a_{j2}$  le terme du second ordre pour l'onde  $j$  . Soit

$s_l$  : le signal enregistré au capteur  $l$ , et à la fréquence  $\nu$  (ou trace sismique ).

$n$  : nombre d'ondes

$w$  : ondelette



$$s_l(v) = \sum_{j=1}^n w_{lj}(v) e^{i\phi_{lj}(v)} \quad (2)$$

La méthode consiste à utiliser une fenêtre spatiale glissante le long des capteurs et centrée sur chaque capteur. L'équation (2) s'écrit sous forme vectorielle pour une fenêtre spatiale de  $m$  capteurs :

$$\mathbf{G} \mathbf{w} = \mathbf{s} \quad (3)$$

Avec

$$\mathbf{s} = [s_1 \dots s_m]^T; \mathbf{w} = [w_1 \dots w_n]^T \quad (4)$$

$$g_{lj} = e^{i\phi_{lj}} \quad (5)$$

$g_{lj}$  fonction de transfert de l'onde  $j$  sur le capteur  $l$ .

$T$ : représente la transposée.

La matrice  $\mathbf{G}$  de dimension  $(m,n)$  contient les modèles de propagation ( les fonctions de transfert ).  $\mathbf{s}$  contient les données correspondant à la fenêtre spatiale.

La solution aux moindres carrés est donnée par :

$$\mathbf{w} = [\mathbf{G}^H \mathbf{G}]^{-1} \mathbf{G}^H \mathbf{s} \quad (6)$$

$H$ : représente la transposée conjuguée.

Pour résoudre ce système surdéterminé ( $m > n$ ), on utilise la DSV (Décomposition en Valeurs Singulières), un outil très utilisé en algèbre linéaire, on a donc :

$$\mathbf{G} = \mathbf{U} \mathbf{\Lambda} \mathbf{V}^H \quad (7)$$

Soit  $\theta$  le vecteur des paramètres de la phase à estimer pour les  $n$  ondes.

$$\theta = [a_{jk}] ; j=1,n \text{ et } k=0,2 \quad (8)$$

Soit  $r$  le rang estimé de la matrice  $\mathbf{G}$  correspondant à la dimension du modèle (ici  $r=n$ ).

L'inverse généralisé est donné [5] par :

$$\mathbf{G}^{-1} = \mathbf{V}_r \mathbf{\Lambda}_r^{-1} \mathbf{U}_r^H \quad (9)$$

Pour estimer  $\theta$  ( qui ne dépend pas de la fréquence  $v$  ), on minimise l'erreur  $\varepsilon$  sur la bande du signal utile ( $v_1, v_2$ ) :

$$\varepsilon(\theta, v) = \sum_{v_1}^{v_2} \left\| \mathbf{s}(v) - \mathbf{U}_r \mathbf{U}_r^H \mathbf{s}(v) \right\|^2 \quad (10)$$

Le vecteur d'onde est obtenu par une résolution d'un système linéaire à chaque fréquence  $v$  :

$$\mathbf{w}(v) = \mathbf{V}_r \mathbf{\Lambda}_r^{-1} \mathbf{U}_r^H \mathbf{s}(v) \quad (11)$$

Par transformée de Fourier inverse, on retrouve l'onde en temps.

Pour estimer les paramètres, on utilise une méthode d'optimisation non linéaire : la méthode de Quasi-Newton. Le gradient est calculé par différences finies. Etant, dans un cas multidimensionnel, on utilise pour estimer les paramètres du capteur (1+1) l'estimation initiale obtenue au capteur (1).

Lors de la reconstruction des ondes, il arrive qu'à certaines fréquences le système soit singulier, on introduit alors un paramètre de régularisation  $\mu$ , la relation (11) devient :

$$\mathbf{w}(v) = \mathbf{V}_r (\mathbf{\Lambda}_r + \mu \mathbf{I}_r)^{-1} \mathbf{U}_r^H \mathbf{s}(v) \quad (12)$$

Avec  $\mathbf{I}_r$  matrice identité de dimension  $(r,r)$ . Le choix de ce paramètre dépend du rapport signal à bruit.

### III.Applications

Dans un premier temps, on va s'intéresser à des signaux synthétiques, pour valider la méthode qui sera ensuite appliquée à des données expérimentales de sismique de surface. On se limite au cas de deux ondes ( $n=2$ ).

Le traitement se déroule en deux étapes :

- une première étape consiste à estimer les paramètres des fonctions de transfert associées aux deux ondes;
- la deuxième étape consiste à séparer les deux ondes en les reconstruisant en temps.

Du fait de la méthode de la fenêtre glissante les premiers et derniers capteurs ne peuvent être estimés.

Toutes les figures de section sismique présentées ont été normalisées par le maximum des données initiales.

#### Données Simulées

On a simulé une section sismique semblable aux données réelles de 20 traces, de 128 échantillons contenant deux ondes. On a utilisé une fonction de transfert constante sur les 20 traces. Les paramètres de la phase de la fonction de transfert sont en terme de déphasage, retard et terme du second ordre:

pour l'onde 1 :

$$[a_{10} = 10^\circ \quad a_{11} = 2. \quad a_{12} = -1.]$$

pour l'onde 2 :

$$[a_{20} = 25^\circ \quad a_{21} = 3. \quad a_{22} = 1.5]$$

Le bruit aléatoire additif décorrélé et filtré dans la bande du signal. Le rapport signal sur bruit est de 10 dB. ( l'ondelette utilisée est un Ricker avec une fréquence dominante à  $v_0 = 15\text{Hz}$  pour les deux ondes ). Les données initiales sont représentées en figure 1.

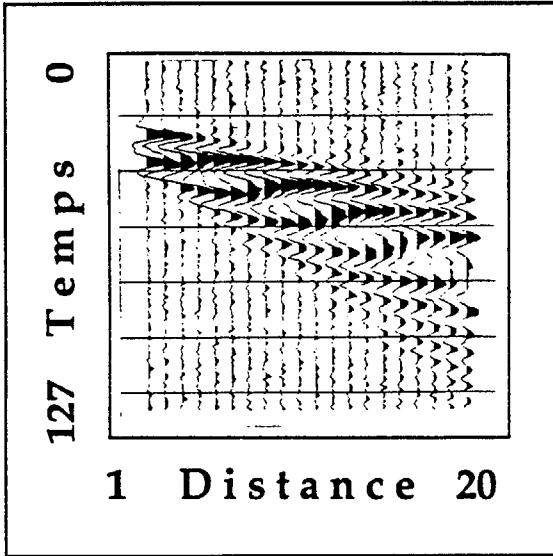


figure 1. Données initiales simulées

On a utilisé pour estimer les six paramètres une fenêtre spatiale glissante de sept capteurs et la bande de fréquence 10-20Hz. Les valeurs moyennes, sur les quatorze capteurs, de l'estimation de ces différents paramètres sont très voisines des valeurs simulées ( de l'ordre de 0.01) .

Dans le cas sans bruit, l'estimation est parfaite en utilisant une fenêtre glissante de cinq capteurs.

Les fluctuations observées nous donne une estimation des erreurs résiduelles dûes au bruit.

### Données expérimentales

Les données expérimentales utilisées (figure 3) sont constituées de 20 traces, de 128 échantillons. C'est la composante Z ( verticale ) d'un enregistrement sismique de surface. La distance intertrace est constante. L'onde directe n'est pas dispersive, elle a été éliminée par un filtrage en vitesse. Les amplitudes ont été corrigées par une fonction linéaire en distance pour tenir compte de la divergence et de l'atténuation.

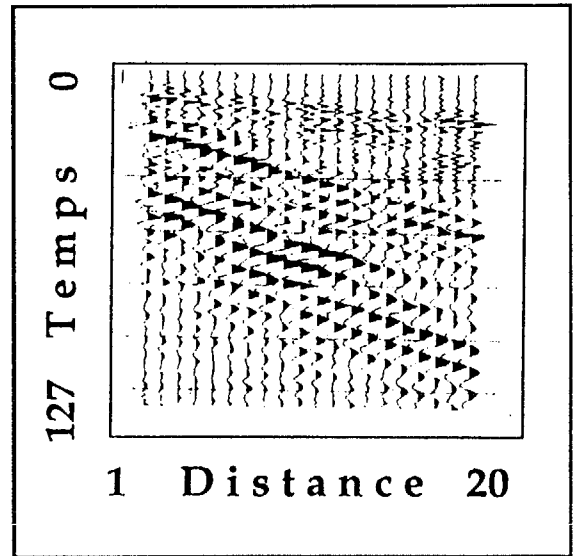


figure 3. Données initiales

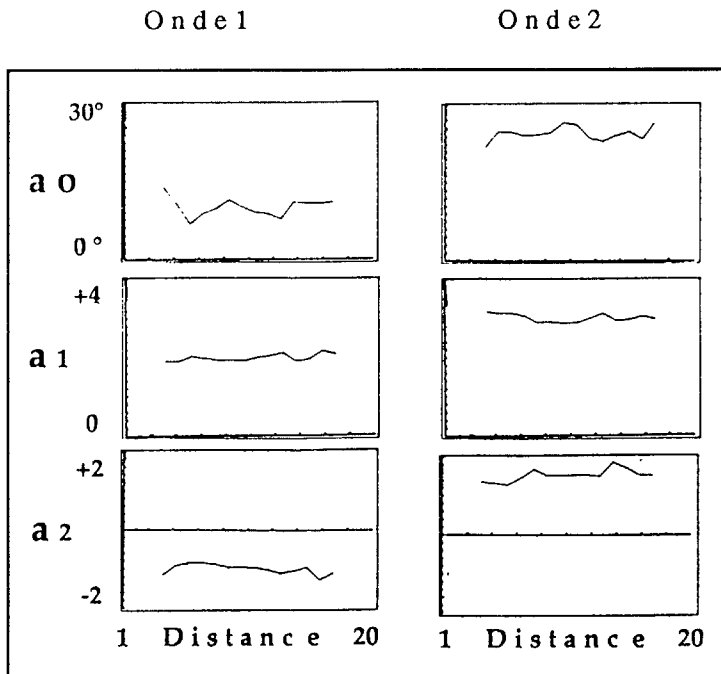


figure 2 Paramètres estimés pour les deux ondes

Ces données ont été traitées par la méthode de la matrice spectrale, cette dernière fait appel à des notions d'autospectre et d'interspectre . Dans certaines conditions de prétraitement et de moyenne de la matrice, le premier vecteur propre de cette matrice donne une estimation du modèle de propagation. Cette méthode a été utilisée pour la séparation des ondes sismiques non dispersives [6]. La phase du premier vecteur propre de cette matrice permet de détecter la dispersion [7]. Ce traitement nécessite une appréciation préalable des paramètres à utiliser.

Notre méthode à un temps de calcul beaucoup plus faible et ne nécessite pas d'information a priori.

On a utilisé une fenêtre spatiale glissante sur sept capteurs. Pour mieux estimer les  $\phi$ , on a appliqué des pondérations en temps sur les données initiales pour chacune des deux ondes. On a estimé :

- la première onde ( arrivant dans le domaine temps ). Dans la bande passante 19-25Hz à la fréquence centrale  $\nu_0 = 21$  Hz.
- la deuxième onde (12-18Hz) à  $\nu_0 = 15$ Hz.

La figure 4 présente les déphasages et les retards estimés pour les deux ondes.

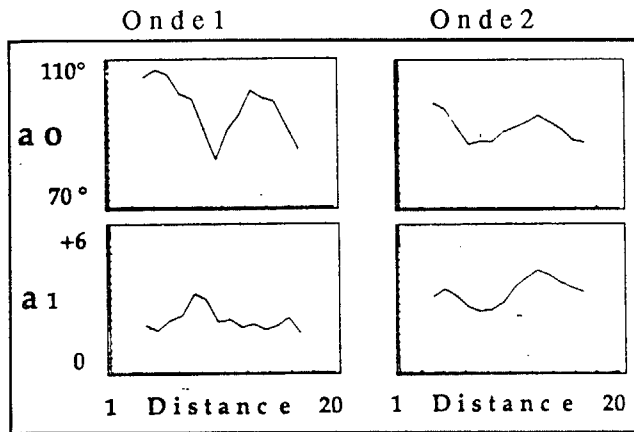


figure 4. Paramètres estimés pour l'onde 1 et l'onde 2.

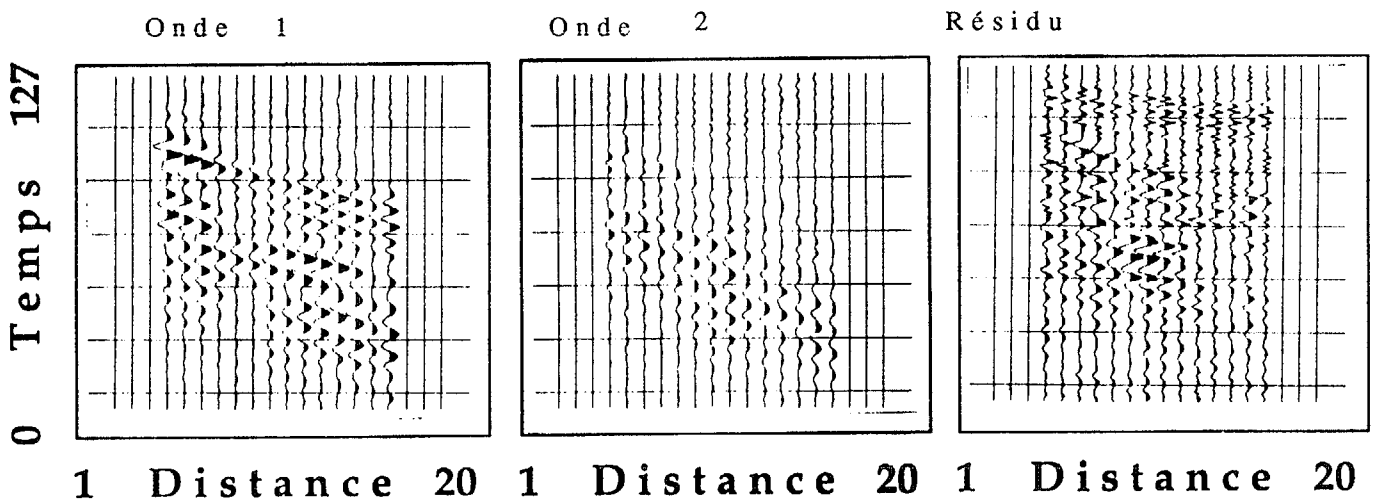


figure 5 Onde 1 , Onde 2 et Résidu

Les termes ( $a_{2j}$ ,  $j=1,2$ ) ne sont pas représentés ici, car ils sont négligeables pour l'onde 1 et pour l'onde 2, seules les traces 10 à 14 représentent un terme  $a_{22}$  non négligeable ( de l'ordre 0.4 ).

Il semble que les variations observées en fonction de la distance ne sont pas uniquement imputable au bruit ( résidu des ondes 1 et 2 ).

Sur la figure 5 sont représentées : l'onde 1 et l'onde 2 estimées ainsi que le bruit résiduel.

- l'onde 1 trouvée comporte plusieurs arrivées sismiques qui, d'après nos mesures ont des paramètres voisins caractérisant la première arrivée.

- il n'en est pas de même pour l'onde 2 qui est bien localisée en temps. Elle comporte une forte dispersion.

- le bruit résiduel ( du même ordre d'amplitude que l'onde 1 ) comporte des arrivées sismiques d'incidences faibles ( voir à  $t = 64$  ). Ce sont les ondes P réfléchies qui intéressent les prospecteurs : sur les données initiales elles sont masquées par les ondes de surface. L'interprétation des autres événements plus pentés peut être faite en utilisant les autres composantes X et Y des traces sismiques [7].

La valeur moyenne des retards et des déphasages pour les deux ondes sur les 14 capteurs correspond aux valeurs obtenues par la méthode de la matrice spectrale qui prend comme

hypothèse une stationnarité en distance globale ( sur les 20 capteurs ).

#### IV. Conclusion

La modélisation de la phase  $\phi$  de la fonction de transfert par un polynôme de degré deux nous a permis d'estimer le déphasage et le retard des deux ondes qui interfèrent en temps et en fréquence, ainsi que de séparer ces ondes en temps. Cette méthode utilise une analyse locale et permet de détecter les nonstationnarités en distance des données. Cette méthode n'utilise pas d'information à priori. Elle sélectionne les deux ondes dominantes et permet de détecter la nonstationnarité en distance des fonctions de transfert.

#### V. Références

- [1] Haykin S., (85), " Array Signal Processing ", Prentice Hall.
- [2] Lang S.W., Kurkjian, A.L., McClellan J.H, Morris C.F., Parks T.W., " Estimating slowness dispersion from arrays of sonic logging waveforms", Geophysics, vol 52, 1987, p. 530-544.
- [3] Ellefsen K.J., Cheng C.H., Tubman K.M., " Estimating phase velocity and attenuation of guided waves in acoustic logging data ", Geophysics, vol 54, 1989, p.1054-1059.
- [4] Esmersoy C., (90), "Inversion of P and SV waves from multicomponent offset vertical seismic profil", Geophysics 55, p. 39-50.
- [5] Menke W., (84), " Geophysical data analysis : Discrete inverse theory ", Academic Press Inc.
- [6] Glangeaud F., Mari J.L., Lacoume J.L., "Estimation de la matrice spectrale ", GRETSI 1989
- [7] Glangeaud F., Cllet C., (90), " Surface waves identification and filtering multicomponent seismics", SEG 90 San-Francisco.

#### Remerciements :

Nous remercions la société Amoco de nous avoir fourni les données.