Estimation de la Dispersion par une Analyse Multi-Signaux dans le plan Temps-Fréquence

Antoine ROUEFF[1], Jérôme MARS[1], Jocelyn CHANUSSOT[1], Helle PEDERSEN[2]

[1]Laboratoire des Images et des Signaux (LIS)
38402 Saint Martin d'Hères Cédex France
CNRS, UMR 5083, OSUG, GDR Information Signal Image viSion (ISIS)

[2]Laboratoire de Géophysique Interne
et de Tectonophysique BP 53 - 38041 Grenoble

antoine.roueff@lis.inpg.fr, jerome.mars@lis.inpg.fr
jocelyn.chanussor@lis.inpg.fr, helle.pedersen@obs.ujf-grenoble.fr

Résumé – Ce papier traite de l'estimation de la dispersion d'une onde à partir de l'étude d'un profil sismique. Contrairement aux méthodes classiques qui sont basées sur l'analyse soit d'une représentation temps-fréquence soit d'une représentation fréquence-vitesse, nous proposons une alternative en proposant une représentation temps-fréquence-vitesse. Cette analyse plus longue en nombre de calculs a cependant l'avantage de pouvoir favoriser une onde se propageant à une vitesse donnée à un instant donné et à une fréquence donnée. Le point clef de la mis en place de la méthode proposée réside dans l'approximation de la modélisation de la propagation d'onde par une double correction un retard plus un déphasage autour de chaque fréquence. Une comparaison sur un profil synthétique complexe entre les différentes méthodes classiques et la méthode proposée est présentée.

Abstract – This paper deals with the estimation of the propagation of a dispersive wave from a seismic profile. Compared with classical methods which are based on time-frequency representations or time-velocity representations, we propose another way by designing a time-frequency-velocity representation. This analysis costs more in term of computation, however, it allows to separate waves using time, frequency and velocity variables. The key point of the method is in the modelisation of the propagation by a double correction phase shift plus delay around each frequency. A comparison on a complex synthetic profile between classical methods and the proposed method is presented.

1 Introduction

L'analyse des ondes de surface appliquée à la caractérisation des structures du sol est un sujet d'intérêt croissant en génie civil et en géologie. Le fait que ces ondes se propagent le long de la surface et ont une profondeur de pénétration dans le sol qui dépend de la fréquence implique une dispersion des ondes. Au niveau traitement du signal, ce phénomène signifie que les différents harmoniques de l'onde se propagent à des vitesses différentes. Une des particularités de ces ondes est que la durée de l'onde augmente au cours de la propagation alors que la largeur de bande reste constante (voir figure 2(a)).

Dans ce papier nous nous concentrons sur l'estimation de la dispersion des ondes de surface à partir de l'étude d'un profil sismique. Cette analyse a deux applications. Premièrement en géologie, les paramètres de dispersion permettent de caractériser les propriétés du sol. Deuxièmement, en géophysique, ces ondes de surfaces sont considérées comme du bruit et leur extraction (facilitée par la correction de la dispersion) augmente le Rapport Signal à Bruit (RSB) des données [1].

Dans la littérature, il existe deux types de méthodes. La première est basée sur une interprétation temps-fréquence des données de chaque trace séparément [2], [3] alors que la deuxième est basée sur une analyse multi-traces menant à une représentation fréquence-vitesse du profil [1]. Après avoir décrit chacune de ces deux méthodes dans la partie 2, nous présentons dans la partie suivante un nouvel algorithme d'estimation proposant une représentation temps-fréquence-vitesse du profil. Le but de cette approche est d'avoir un degré de liberté supplémentaire pour pouvoir séparer plus efficacement les ondes. La dernière partie compare les résultats des différentes méthodes sur un exemple synthétique.

2 État de l'art des méthodes d'estimation de la dispersion

2.1 Analyse 1D

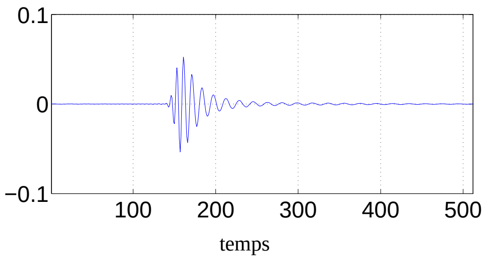
Considérons une onde w enregistrée par un capteur sismique. En supposant qu'à la source tous les harmoniques de l'onde partent d'un même instant t_o, la fonction de transfèrt H entre la source et le capteur peut être modélisée par :

$$H(\nu) = e^{-i2\pi \int_0^\nu (\tau_g(f) - t_o) df}, \tag{1}$$

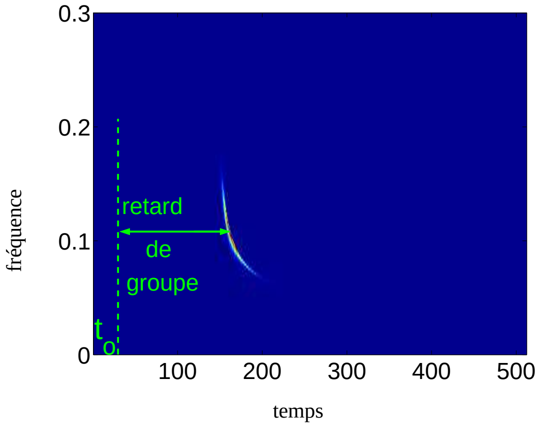
où $\tau_g(f)$ est le retard de groupe de l'onde. Dans ce cas, pour estimer H, il suffit d'évaluer le retard de groupe τ_g à partir d'une représentation temps-fréquence, puis d'intégrer (voir équation (1)) [3]. Par exemple, sur la figure 1(a) est présenté en temps une trace, en (b) son spectrogramme réalloué [3] et en (c) le signal filtré par $\frac{1}{H}$. Cette méthode estime le retard de groupe entre la source et le capteur. Elle reste efficace tant que les motifs des ondes ne se recouvrent pas dans le plan temps-fréquence. Lorsque les motifs interfèrent les uns avec les autres la représentation n'est plus compréhensible.

2.2 Traitement multi-signaux

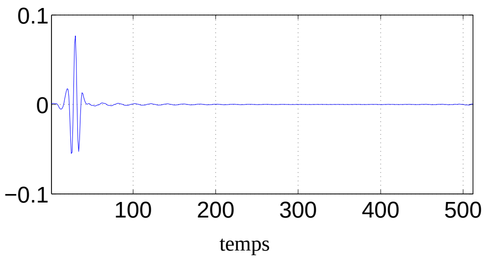
Le deuxième type de méthode est basé sur la description du profil entier (c'est à dire l'empilement de différentes traces sismiques) dans une représentation fréquence-vitesse. Considérons le profil sismique présenté en temps figure 2(a) et en fréquence figure 2(b) (module de la transformée de Fourier à deux dimensions ($TF2D$) du profil). Pour trouver la dispersion à une fréquence ν_t, les méthodes classiques filtrent le profil à la fréquence ν_t (voir les sinuoïdes figure 2(c) en temps et le point figure 2(d) en fréquence), et ensuite trouve la correction qui aligne les sinusoïdes en temps et déplacent le point sur l'axe vertical en fréquence (symbolisée par la flèche figure 2(d)). Le critère d'alignement est la maximisation de l'énergie de la somme des traces après correction. Quand cette correction est un déphasage, la représentation obtenue est la $TF2D$ (à 2π près). Quand cette correction est un retard, on obtient la transformée de Fourier (TF) de la transformée de Radon (appelée transformée $p - \omega$ en géophysique [4]).



(a) Trace initiale.

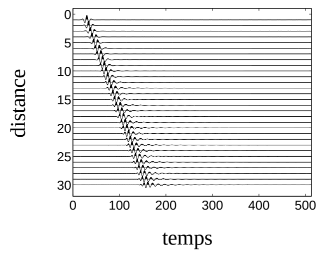


(b) Spectrogramme réalloué.

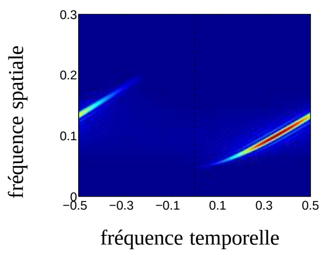


(c) Trace après la correction de la dispersion.

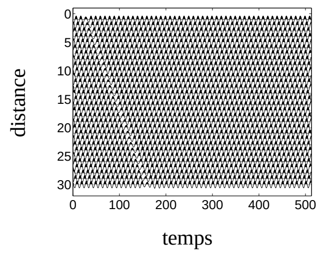
FIG. 1: *Estimation de la dispersion à partir de la représentation temps-fréquence d'une trace sismique.*



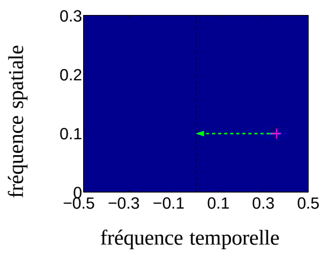
(a) Profil initial.



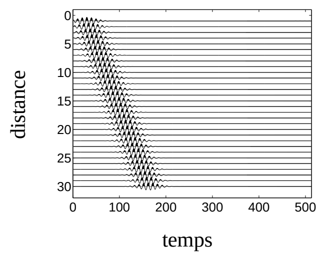
(b) $|TF2D|$ du profil (a).



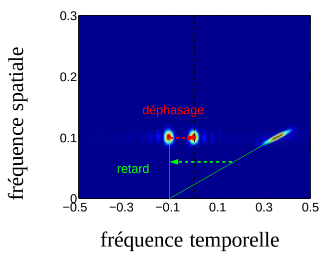
(c) Profil filtré par un exponentielle complexe



(d) $|TF2D|$ du profil (c).



(e) Profil filtré par une ondelette.



(f) $|TF2D|$ du profil (e).

FIG. 2: *Filtrage d'un profil sismique par une exponentielle complexe (c) et (d) et par une ondelette ((e) et (f)).*

L'utilisation de ces représentations fréquence-vitesse (par exemple le module de la TF2D figure 2(b)) permet d'estimer la dispersion d'une onde entre les capteurs. Cette méthode reste efficace tant que les motifs des ondes ne se recouvrent pas dans le plan fréquence-vitesse. Cette limite est atteinte quand par exemple plusieurs ondes se déplacent à la même vitesse.

Finalement, les méthodes classiques proposent soit une représentation temps-fréquence ce qui permet de séparer des ondes avec des temps d'arrivée différents, soit une représentation fréquence-vitesse, ce qui permet de séparer des ondes avec des vitesses différentes. Dans la partie suivante, nous proposons une représentation temps-fréquence-vitesse pour laquelle, il est possible de séparer des ondes avec des temps d'arrivée différents ou des vitesses différentes.

3 Description temps-fréquence-vitesse

Notre but est d'effectuer une analyse multi-signaux avec un compromis entre la résolution temporelle et fréquentielle. Ainsi, pour trouver la dispersion à une fréquence ν_t, au lieu de filtrer le profil avec une exponentielle complexe comme pour les figures 2(c) et (d), le profil est filtré par une ondelette (ondelette analytique dont le spectre est centré sur ν_t). Le résultat obtenu est présenté figure 2(e) et (f). L'avantage par rapport aux figures 2 (c) et (d) est que lorsque la dispersion est corrigée (c'est à dire les ondelettes sont alignées), il est possible de connaître l'instant d'apparition de l'onde filtrée. On a donc introduit une résolution temporelle.

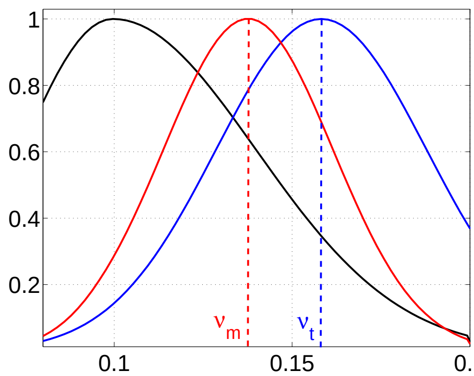
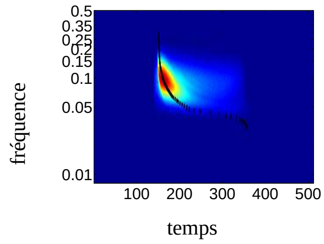


FIG. 3: *Problème de résolution fréquentielle. Le maximum d'amplitude des courbes est fixé à* 1. *En noir le module de la TF du profil* p, *en bleu le module de la TF de l'ondelette* ψ, *en rouge le module de la TF du profil filtré* p_ψ.

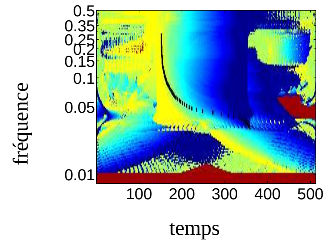
En contre partie, nous avons deux problèmes. Le premier est que le profil filtré par l'ondelette centré sur ν n'est pas centré sur la fréquence ν_t. Ceci est illustré figure 3. Ce problème se résoud en estimant la fréquence instantanée [5] afin de définir à quelle fréquence ν_m nous sommes en train d'estimer la dispersion. Le deuxième problème est que pour aligner les ondelettes, nous avons besoin de deux corrections : un déphasage ϕ_0 et un retard τ (symbolisées par les deux flèches de la figure 2(f)) alors qu'une seule était suffisante dans le cas des méthodes classiques multicapteurs. La conséquence est qu'estimer les deux corrections prend du temps, et que notre méthode demande donc plus de calculs que les méthodes classiques.

Le critère pour caractériser les deux corrections et l'instant d'apparition de l'onde sur la dernière trace est le suivant : parmis toutes les corrections, au lieu de chercher le maximum d'énergie de la somme des traces, on cherche le maximum d'amplitude de la somme des traces. L'instant d'apparition de ce maximum mène à la résolution temporelle puisqu'il indique le temps d'arrivée de l'onde sur le dernier capteur. Ensuite, afin de réduire cet espace retard-déphasage-temps, pour chaque instant on estime parmi toutes les doubles corrections (retards plus déphasage) le maximum d'amplitude de la somme des traces et on stocke les informations de retard, de déphasage et de fréquence instantanée correspondantes.

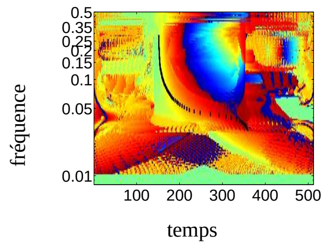
En effectuant une analyse similaire à toutes les fréquences, on obtient quatre images, une image des maxima d'amplitude $A(t,\nu)$ présentant les différentes ondes dans le plan temps-fréquence et trois autres images définissant les arguments correspondants de retard $\tau(t,\nu)$, de déphasage $\phi_0(t,\nu)$, et de fréquence instantanée. A partir de ces trois dernières images, une cinquième image peut être calculée définissant la phase du filtre de dispersion (noté $\phi(t,\nu)$) qui est la somme des deux corrections : déphasage plus retard. Un exemple sur le même profil que précédemment est présenté figure 4. Le retard de groupe et la phase du filtre $\phi(t,\nu)$ peuvent être lus sur les pixels des images 4(b) et (d) correspondant à la crête du motif de l'image d'amplitude (décrit en noir sur la figure 4(a)).



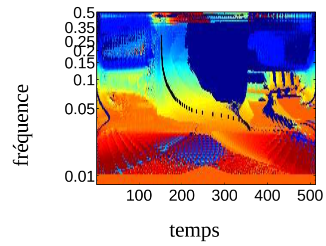
(a) Image d'amplitude $A(t,\nu)$.



(b) Image des retards $\tau(t,\nu)$.



(c) Image des déphasages $\phi_0(t,\nu)$.



(d) Image des phases $\phi(t,\nu)$.

FIG. 4: *Quatre images temps-tréquence décrivant les données.*

Afin d'accélérer les calculs, au lieu de chercher les deux corrections pour chaque fréquence, on calcule la représentation temps-fréquence linéaire [6] (pour nos données sismique est utilisée la Transformée en Ondelette continue) de la somme des traces pour chaque correction (ce qui est équivalent car linéaire). Ce procédé est décrit dans l'algorithme de la figure 5. Globalement, notre algorithme mène à un espace temps-fréquence-vitesse. Cependant, pour pouvoir représenter les données nous avons effectué une projection dans le plan temps-fréquence.

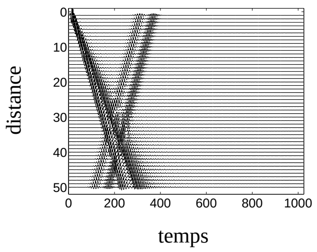
4 Résultats et comparaisons

Sur le premier exemple synthétique toutes les méthodes donnent de bon résultats car il n'y a qu'une onde présente et donc aucune difficulté. Maintenant considérons le profil de la figure 6. Le profil contient deux ondes avec des vitesses négatives et deux ondes dispersives avec des vitesses positives. Sur les figures 6(a) et (b) nous avons présenté le profil et sa $TF2D$

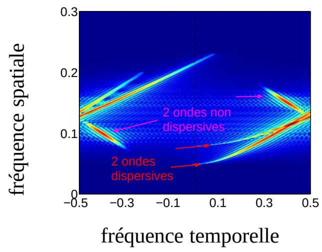
Initialisation : $A(t,f)=0$, $\tau(t,f)=0$, $\phi_0(t,f)=0$, and $\phi(t,f)=0$.
pour chaque ϕ_{0k} et τ_k :
- Correction de retard τ_k et déphasage ϕ_{0k}.
- Operateur moyenne $S(t)=\sum_n p_\psi(n,t)$.
- $A_k(t,\nu)=|TO[S(t)]|$
- Selection de la crête, en dehors de la crête $A_k(t,\nu)=0$.
  Estime la fréquence instantanée : $\nu_{ik}(t,f)=\frac{1}{2\pi}\frac{d\arg[TO(t,\nu)]}{dt}$.
- Pour toutes les coordonnées (t,f) :
  si $A_k(t,f)>A(t,f)$
  $A(t,f)=A_k(t,f)$.
  $\tau(t,f)=\tau_k$.
  $\phi_0(t,f)=\phi_{0k}$.
  $\phi(t,f)=\phi_{0k}+2\pi\tau_k\nu_{ik}(t,f)$.
  fin si.
  fin pour.
fin pour.

FIG. 5: *Algorithme de la transformation.*

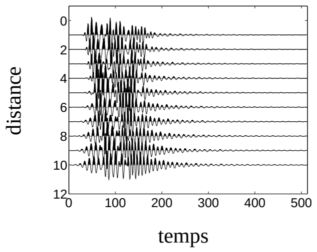
sur cinquante traces afin de montrer que quand le nombre de capteurs est important, il est difficile mais toujours possible de visualiser les quatre motifs des différentes ondes. Cependant, lorsque le nombre de capteur tombe à dix(voir figure 6(c) et (d)), la résolution spatiale (proportionnel à l'inverse du nombre de capteurs) est trop mauvaise pour pouvoir reconnaitre les motifs. Or en pratique, la variabilité de la nature du sol fait que le modèle est mieux respecté si on ne considère que quelque traces à la fois dans le profil. Ainsi pour le profil de la figure 6(d), l'image n'est pas interprétable. De plus dans ce cas, l'utilisation des méthodes classiques $1D$ n'est pas possible non plus car les motifs des ondes aux vitesses négatives interfèrent dans le plan temps-fréquence avec les motifs des ondes dispersives.



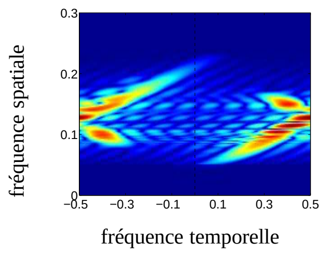
(a) Profil sur 50 traces.



(b) $|TF2D|$ du profil (a).



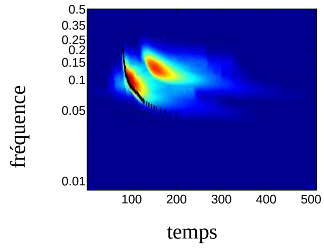
(c) Profil sur 10 traces.



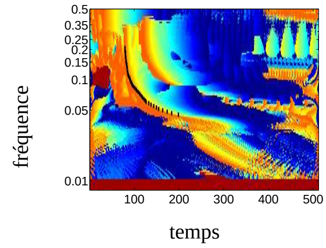
(d) $|TF2D|$ du profil (c).

FIG. 6: *Problème de résolution spatiale quand le nombre de trace est faible.*

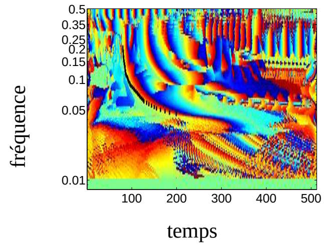
Avec notre représentation, en considérant connu l'information *a priori* que les ondes que l'on cherche on des vitesses positives, nous n'avons considéré parmis les corrections τ_k que les positives, si bien que les ondes aux vitesses négatives n'apparaissent pas sur l'image du maximum des amplitudes. Par contre les deux ondes dispersives sont bien représentées (voir figure 7(b) et (d)) et l'estimation de leur propagation est efficace.



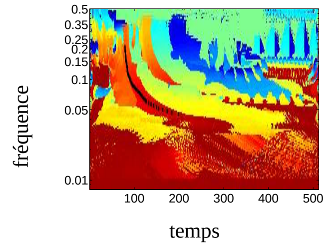
(a) Image d'amplitude.



(b) Image des retards.



(c) Image des déphasages.



(d) Image des phases.

FIG. 7: *Quatre images temps-fréquence présentant les deux ondes de surface.*

5 Conclusion

Notre algorithme permet de visualiser les profils sismiques dans le plan temps-fréquence tout en effectuant une analyse multi-traces des données. Sur l'exemple synthétique présenté, nous avons montré que la méthode proposée permet de présenter les motifs des ondes séparés alors que ce n'est pas le cas pour les méthodes classiques. D'une manière générale, l'algorithme présenté a l'avantage de pouvoir être appliqué sur un profil ne contenant que peu de trace, ce qui permet d'estimer localement les propriétés physiques du sol.

Références

[1] J. Mari, F. Glangeaud et F. Coppens, *Traitement du signal pour géologues et géophysiciens*, Ed Technip, Paris, 1997.

[2] A. Dziewonski, S. Bloch et M. Landisman, « A technique for the analysis of transient seismic signals », *Bulletin-of-the-Seismological-Society-of-America*, vol. 59, n° 1, pp. 427–444, 1969.

[3] H. A. Pedersen, J. Mars et P. Amblard, « Improving group velocity measurements by energy reassignment », *Geophysics*, vol. 68, n° 2, 2003.

[4] G. A. McMechan et M. J. Yedlin, « Analysis of dispersive waves by wave field transformation », *Geophysics*, vol. 46, n° 6, pp. 869–874, 1981.

[5] B. Boashash, « Estimating and interpreting the instantaneous frequency of a signal-part1 : Fundamentals », *Proceedins of the IEEE*, vol. 80, n° 4, pp. 519–538, 1992.

[6] P. Flandrin, *Temps-Fréquence*, Academic Press, 1998.