

Utilisation des vecteurs propres de la matrice spectrale dans l'espace temps. Application à la prospection sismique

The Use of the Eigenvectors of the Spectral Matrix, Seismic Application



François GLANGEAUD
CEPHAG, Unité de Recherche Associée
au CNRS 346
ENSIEG BP 46,
38402 St Martin d'Hères Cedex
Observatoire de Grenoble

Directeur de Recherche au CNRS, François Glangeaud est docteur de Géophysique Externe de l'Université de Paris VI. Ancien élève de SUPELEC (1961), il travaille au CEPHAG depuis 1972, plus particulièrement sur le traitement des signaux sismiques depuis 1984. Il enseigne cette dernière spécialité à l'INPG, ENS Lyon, ENSPM. Ses recherches sont axées plus spécialement sur l'identification et la séparation de signaux.



Philippe GAVIN
Institut Français du Pétrole
1 et 4, avenue de Bois Préau
BP 311,
92506 Rueil-Malmaison Cedex

Philippe Gavin est docteur de l'INPG (1989); il est ingénieur de recherche en Géophysique à l'Institut Français du Pétrole depuis 3 ans. Ses recherches ont trait essentiellement à la sismique de puits. Actuellement il est détaché à ELF Aquitaine Production (EAP), pour le développement de méthodologie en séparation d'onde.



Jean-Luc MARI
Institut Français du Pétrole
1 et 4, avenue de Bois Préau
BP 311,
92506 Rueil-Malmaison Cedex

Ancien élève de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg et de l'École Nationale Supérieure de Pétrole et des Moteurs, Jean-Luc Mari est docteur-ingénieur. Il est actuellement ingénieur de recherche en géophysique à l'Institut Français du Pétrole, où il poursuit ses recherches dans le domaine du traitement du signal appliqué aux données sismiques et diagrapiques.

RÉSUMÉ

La matrice spectrale est un outil utilisé pour séparer les signaux reçus sur une antenne en une partie signal et une partie bruit. Dans certains cas elle est utilisée pour séparer les ondes constituant la partie signal. La méthode consiste à estimer des modèles de propagation de ces ondes au niveau de l'antenne; les signaux sont alors obtenus par estimation aux moindres carrés. Appliquée à la sismique, cette méthode nécessite des opérations particulières d'estimation de la matrice spectrale. La détermination des

modèles s'avère particulièrement efficace lorsque l'on utilise la représentation des vecteurs propres (de la matrice spectrale) dans le domaine temporel. A partir de cette représentation deux nouvelles méthodes de séparation d'onde sont proposées: méthodes du modèle adapté et du modèle contraint. Pour estimer les performances obtenues, on analyse l'évolution du produit scalaire entre deux ondes. Les résultats obtenus sur quatre exemples de données sismiques sont présentés.

ABSTRACT

The spectral matrix filtering is a technique that enables separation of data obtained from an antenna into a signal part and a noise part. In certain circumstances it has been used for wave separation. The aim of the process is to build models of propagation at the antenna level. Using these models each wave is then estimated by a least-squares method.

When this process is applied to seismic data, the spectral matrix has to be estimated in a special way. The estimation of models is particularly

efficient using a time-domain representation of the eigenvectors of the spectral matrix.

Two new separation processes are proposed, the matched model and the tapered model. The scalar product of the two different waves is a parameter to be used when estimating the performance of the process. Application to four different types of seismic data illustrates the efficiency of this type of filtering.

1. Introduction

La prospection sismique a pour but d'identifier la suite des contrastes d'impédance acoustique associée aux différentes formations du sous-sol. Pour cela on met en œuvre un dispositif d'émission, que l'on peut considérer comme ponctuel, et un dispositif de réception (capteurs à différentes positions) assimilé à une antenne. Le signal reçu sur un capteur, convolution du signal émis et de la réponse impulsionnelle du sous-sol, est appelé **trace**. L'ensemble des traces qui constituent le vecteur des données est appelé **enregistrement sismique**.

La méthode sismique la plus utilisée est la méthode de sismique réflexion [1], [2] dont la mise en œuvre et le traitement sont basés sur le principe de la couverture multiple [3]. Cette méthode fournit au géologue ou au géophysicien d'interprétation des sections sismiques qui sont des images en temps du sous-sol (temps de propagation). Elle permet le suivi d'horizons sismiques sur plusieurs kilomètres, voire plusieurs centaines de kilomètres. La sismique réflexion est pratiquement le seul moyen d'obtenir une information sismique continue entre puits. Pour obtenir un calage en profondeur plus précis que celui obtenu en utilisant les informations de vitesse déduites des traces de sismique réflexion, le géophysicien utilise les données de puits, notamment les enregistrements obtenus par profil sismique vertical [4]. Le profil sismique vertical (PSV) est une opération de sismique de puits pour laquelle un signal est émis à la surface et enregistré par un capteur situé successivement à différentes profondeurs dans le puits.

Les ondes sismiques sont des signaux certains, elles sont dues à des réfractions, réflexions, diffractions et à des propagations en guide d'onde (ondes de surface). À la réception sur l'antenne ces diverses ondes interfèrent. L'un des objectifs du traitement sismique est l'identification et la séparation des différentes ondes [5] pour une meilleure compréhension du sous-sol.

Nous proposons ici une méthode de séparation d'ondes utilisant la représentation dans le domaine temporel des

vecteurs propres de la matrice spectrale [6] avec une évaluation de la séparabilité des ondes, basée sur un critère de ressemblance.

Il convient d'abord d'identifier le « modèle de propagation » de chaque onde au niveau des capteurs, puis de séparer sur les enregistrements sismiques les contributions dues à chaque onde (par exemple par une méthode de moindres carrés). Pour une onde donnée, le modèle de propagation est constitué des fonctions de transfert (filtres linéaires) entre le premier capteur et les autres capteurs. Des hypothèses a priori concernant la géologie du sous-sol permettent d'établir des modèles sommaires traduisant les relations entre capteurs pour chaque onde. Ces modèles sont modifiés pour tenir compte des données. La matrice composée des autospectres et des interspectres contient les informations relatives aux fonctions de transfert. La partie signal appartient à l'espace signal défini par le premier ou les premiers vecteurs propres de cette matrice. Dans cet article, nous utilisons pour l'identification de ces modèles la matrice spectrale moyennée de telle sorte que les ondes soient décorréélées. Nous introduirons les notions de modèles adaptés et de modèles contraints.

Nous présenterons divers processus de séparation d'ondes à appliquer selon la complexité des sections à traiter. La complexité est évaluée en terme de « distance » entre les ondes. L'évaluation des performances obtenues est faite à partir de données synthétiques et illustrée sur quelques exemples de traitement de sections sismiques réelles.

La sommation en couverture multiple est une des méthodes classiquement employées en sismique pour améliorer le rapport signal sur bruit et isoler une onde particulière. D'autres méthodes comme le filtrage f-k (dans l'espace fréquences temporelles-fréquences spatiales) ou la transformation de Karhunen-Loève sont classiques en sismique, elles ne sont pas présentées ici. Ces méthodes sont robustes, mais dans certains cas elles ne donnent pas de résultats satisfaisants, par exemple quand on cherche à isoler une onde et qu'il n'est pas possible de la mettre à incidence normale, ou alors quand on veut séparer deux ondes dont les fonctions de transfert ne sont pas de simples retards ou encore très voisines. La méthode utilisant les propriétés de la matrice spectrale sera alors utilisée.

2. La section sismique

2.1. LA COUVERTURE MULTIPLE EN SISMIQUE

La méthode généralement la plus simple et la plus efficace pour identifier et séparer des ondes est la « couverture multiple » [3]. Les couches réfléchissantes sont supposées **planes non rugueuses, localement horizontales, la vitesse du milieu surmontant le réflecteur est supposée constante**. A une vitesse donnée \mathcal{V} , les temps d'arrivée de l'onde sont représentés par un vecteur $\underline{u}(t)$, modèle de propagation des arrivées réfléchies au niveau de l'antenne. Le vecteur $\underline{u}(t)$ a N composantes qui correspondent aux N capteurs de l'antenne. Chaque composante est identifiée par la distance x (offset) séparant le capteur de la source. Dans ce modèle simplifié, la composante d'indice i de $\underline{u}(t)$ est un retard $\delta(t - t_i)$, le temps t_i étant fonction de \mathcal{V} et de x . Dans le domaine fréquentiel, le module $|\langle \underline{U}, \underline{R} \rangle|$ (produit scalaire de $\underline{U}(v)$ avec les données $\underline{R}(v)$) est maximal quand la vitesse choisie a priori pour la modélisation est bien celle de propagation de l'onde. Le résultat dans le domaine des temps (sommation multiple après correction de temps dite correction dynamique) fournit une trace à offset nul pour laquelle le rapport signal sur bruit est augmenté (en énergie) dans un rapport N.

Cette méthode suppose aussi que les autres ondes sont largement atténuées lors de la sommation. C'est-à-dire que les vecteurs modèles correspondants sont orthogonaux à celui qui est choisi comme référence. Si cette dernière hypothèse n'est pas vérifiée, la méthode de « couverture multiple » est moins efficace. Nous montrons ici que l'utilisation des vecteurs propres de la matrice spectrale dans l'espace temps est une solution à ce problème. Nous illustrons l'efficacité de cette méthode sur différents exemples.

La méthode proposée permet de séparer des ondes d'amplitudes différentes, de vitesses apparentes très proches, et d'extraire des ondes diffractées ou associées à des interfaces rugueuses.

2.2. CRITÈRE DE RESSEMBLANCE ENTRE DEUX ONDES

On peut définir un critère de ressemblance fonction de la fréquence basé sur le module du produit scalaire de deux ondes.

Soit deux ondes $w_1(t)$ et $w_2(t)$ reçues sur les N capteurs d'indice k . Le vecteur $w_1(t)$ a pour composantes $w_{1,k}(t)$. Nous utiliserons des minuscules pour décrire les signaux dans le domaine des temps et des majuscules dans le domaine des fréquences.

Le produit scalaire de ces deux ondes est par définition :

$$\langle \underline{W}_1(v), \underline{W}_2(v) \rangle = \sum_{k=1}^N W_{1,k}(v) W_{2,k}^*(v)$$

avec $W(v) = \text{TF}[w(t)]$

où * indique le conjugué et TF la transformée de Fourier.

Dans le domaine temporel, le produit scalaire est la somme des intercorrélations des deux ondes sur toutes les traces.

Dans le domaine fréquentiel, nous proposons un critère de ressemblance (Res) entre deux ondes, défini par le module normé du produit scalaire :

$$\text{Res}_{1,2}(v) = \frac{|\langle \underline{W}_1(v), \underline{W}_2(v) \rangle|}{\sqrt{\langle \underline{W}_1(v), \underline{W}_1(v) \rangle \langle \underline{W}_2(v), \underline{W}_2(v) \rangle}}$$

C'est une extension de la notion de cohérence aux signaux vectoriels. Cette fonction est toujours inférieure ou égale à 1. Dans le cas où les deux ondes sont liées par une relation de filtrage monodimensionnel $G(v)$, indépendant de la trace k :

$$\underline{W}_2(v) = G(v) \underline{W}_1(v), \quad \text{alors} \quad \text{Res}_{1,2}(v) = 1.$$

Quand $\text{Res}_{1,2}(v) = 1$, les deux ondes ne sont pas séparables. C'est le cas de deux arrivées sismiques ayant la même fonction de transfert $F(v)$ entre capteurs.

2.3. DÉFINITION DU « VECTEUR PROPAGATION » \underline{U}

Plus généralement, on peut écrire $\underline{W}_1(v) = A_1(v) \underline{U}_1(v)$. $\underline{U}_1(v)$ est appelé « vecteur propagation ». Sa composante d'indice k s'exprime sous la forme :

$$U_{1,k}(v) = \frac{W_{1,k}(v)}{W_{1,1}(v)} \cdot U_{1,1}(v).$$

Le vecteur de propagation est par la suite normé :

$$\langle \underline{U}_1(v), \underline{U}_1(v) \rangle = 1; \quad A_1(v) = \langle \underline{W}_1(v), \underline{U}_1(v) \rangle.$$

Ce vecteur $\underline{U}_1(v)$ est défini à une phase près. Pour des raisons de commodité, on impose une phase nulle à la première composante :

$$\Phi[U_{1,1}(v)] = 0.$$

$a_1(t) = \text{TFI}[A_1(v)]$ est la somme des N intercorrélations de $w_{1,k}$ et $u_{1,k}$. dans cet article, nous appellerons $a_1(t)$ ondelette.

$$a_1(t) = \sum_{k=1}^N w_{1,k}(t) * u_{1,k}(-t),$$

avec * : produit de convolution.

Dans le domaine fréquentiel, $A_1(v)$ est le produit scalaire entre l'onde et le vecteur de propagation :

$$A_1(v) = \langle \underline{W}_1(v), \underline{U}_1(v) \rangle.$$

Remarque : Dans le cas où ce vecteur \underline{U}_1 n'est fonction que des retards liés à la vitesse apparente de l'onde au niveau des capteurs, on retrouve le résultat de la couverture multiple présentée au paragraphe 2.1.

$$\langle \underline{W}_1(v), \underline{W}_2(v) \rangle = A_1(v) A_2^*(v) \langle \underline{U}_1(v), \underline{U}_2(v) \rangle.$$

Il en résulte que :

$$\begin{aligned} \text{Res}_{1,2}(\nu) &= \frac{|\langle \underline{U}_1(\nu), \underline{U}_2(\nu) \rangle|}{\sqrt{\langle \underline{U}_1(\nu), \underline{U}_1(\nu) \rangle \langle \underline{U}_2(\nu), \underline{U}_2(\nu) \rangle}} \\ &= |\langle \underline{U}_1(\nu), \underline{U}_2(\nu) \rangle| \\ \text{Res}_{1,2}(\nu) &= |\langle \underline{U}_1(\nu), \underline{U}_2(\nu) \rangle|. \end{aligned}$$

La ressemblance entre deux ondes est égale à la distance entre les vecteurs de propagation associés. Cette ressemblance est fournie par le module du produit scalaire. Cette propriété est due au fait que les signaux sismiques sont des signaux certains. L'ondelette et le vecteur propagation sont certains. La ressemblance est indépendante de la phase $\Phi[\underline{U}_{1,1}(\nu)]$.

Pour toutes les fréquences où les ondes sont présentes si $|\langle \underline{U}_1(\nu), \underline{U}_2(\nu) \rangle| = 1$, alors les ondes sont dites **colinéaires** ;

quand $|\langle \underline{U}_1(\nu), \underline{U}_2(\nu) \rangle| = 0$, elles sont dites **orthogonales**.

Deux ondes à une fréquence donnée peuvent être quasi-orthogonales au sens de notre définition si leurs vecteurs de propagation sont différents. En traitement des signaux sismiques, plusieurs situations ou types d'onde sont possibles (présentation § 2.4). Deux ondes peuvent se différencier par :

- a) des vitesses apparentes différentes ;
- b) des variations d'amplitude ;
- c) des fluctuations des temps d'arrivée ;
- d) et e) la présence de fonctions de transfert affectant l'une des ondes, correspondant à des filtres sélectifs ou à des filtres passe-bas (à phase nulle (d) ou à phase minimale (e)) ;
- f) des fonctions de transfert de type déphaseur affectant l'une ou l'autre des ondes.

En sismique, les ondelettes sont en général de durée limitée. Il est alors possible de distinguer des ondes qui n'interfèrent pas dans le domaine des temps. La séparation de telles ondes est triviale. Dans cet article, nous nous plaçons dans le cas où les ondes interfèrent en temps et en fréquence. La séparation de deux ondes est liée à la valeur de leur produit scalaire.

2.4. TYPES D'ONDES EN SISMIQUE

Sur une section sismique, l'expert dénommé « *interpréteur* » reconnaît les ondes selon divers critères qui peuvent être très complexes, voire intuitifs. Par exemple, une arrivée réfractée et une arrivée réfléchie n'ont pas les mêmes lois de vitesses apparentes. Une onde est suivie par continuité d'une trace à l'autre. Ceci suppose des stationnarités locales, en distance, des fonctions de transfert de chaque onde. L'interpréteur peut aussi tolérer de petites fluctuations d'amplitude ou de temps d'arrivée dans la mesure où ces variations restent inférieures à un seuil et ont une signification géophysique.

Sur la figure 1 où nous avons illustré de façon synthétique les divers cas observés ; l'onde 1 est une onde que nous

appellerons « *retard pur* », c'est-à-dire une onde telle que toutes les traces comportent le même signal, à un décalage près constant d'une trace à la suivante. Elle débute au même capteur et au même temps ($14p$, avec p le pas d'échantillonnage en temps) pour les 6 exemples présentés sur la figure 1. Pour les 4 premiers exemples, l'onde 1 a une incidence nulle. Pour les deux derniers, les reatrds Δt_1 entre deux capteurs adjacents sont de $\frac{9}{8}p$, l'onde se termine au temps indiqué par une flèche. L'onde 2 se différencie de l'onde 1 selon un des critères précédemment mentionnés (§ 3.3 de a) à f).

La vitesse apparente \mathcal{V}_i est liée à la vitesse du milieu V_m par la relation : $V_m = \mathcal{V}_i \sin \alpha_i$ avec α_i angle d'incidence. Soit Δt_i la différence des temps d'arrivée d'une onde i entre deux traces adjacentes distantes de d , Δt_i est indépendante de la trace k ; en supposant l'antenne rectiligne, $\Delta t_i = \frac{d \sin \alpha_i}{\mathcal{V}_i}$.

a) Cas de deux ondes de vitesses apparentes constantes \mathcal{V}_i (fig. 1 a).

Le déphasage entre les deux ondes observé entre les traces 1 et k s'écrit à une fréquence ν .

$$2 \pi \nu (\Delta t_2 - \Delta t_1) (k - 1).$$

Si l'on considère la même ondelette pour les deux ondes, les ondes se différencient uniquement par leurs vecteurs de propagation \underline{U}_1 et \underline{U}_2 , qui s'écrivent à la fréquence ν

$$\underline{U}_1 = \frac{1}{\sqrt{N}} \begin{Bmatrix} 1 \\ e^{-i\phi_1} \\ \dots \\ e^{-i(N-1)\phi_1} \end{Bmatrix} \quad \text{avec} \quad \phi_1 = 2 \pi \nu \Delta t_1$$

$$\underline{U}_2 = \frac{1}{\sqrt{N}} \begin{Bmatrix} 1 \\ e^{-i\phi_2} \\ \dots \\ e^{-i(N-1)\phi_2} \end{Bmatrix} \quad \text{avec} \quad \phi_2 = 2 \pi \nu \Delta t_2.$$

Le produit scalaire $\langle \underline{U}_1, \underline{U}_2 \rangle$ en fréquence s'écrit :

$$\langle \underline{U}_1, \underline{U}_2 \rangle = e^{i(N-1)\phi} \frac{\sin(N\phi)}{N \sin \phi},$$

$$\text{avec} \quad \phi = \frac{\phi_2 - \phi_1}{2} = \pi \nu (\Delta t_2 - \Delta t_1) = \pi \nu \Delta T.$$

Dans le cas de deux traces ($N = 2$)

$$\langle \underline{U}_1, \underline{U}_2 \rangle = e^{i\phi} \cos(\phi).$$

Dans le domaine des fréquences, pour ϕ suffisamment petit, le module du produit scalaire $\frac{\sin(N\phi)}{N \sin \phi}$ est proche d'un $\sin x/x$ ayant son maximum à la fréquence zéro et dont le premier passage à zéro se fait à ν_0 , $\nu_0 = \frac{1}{N(\Delta t_2 - \Delta t_1)}$.

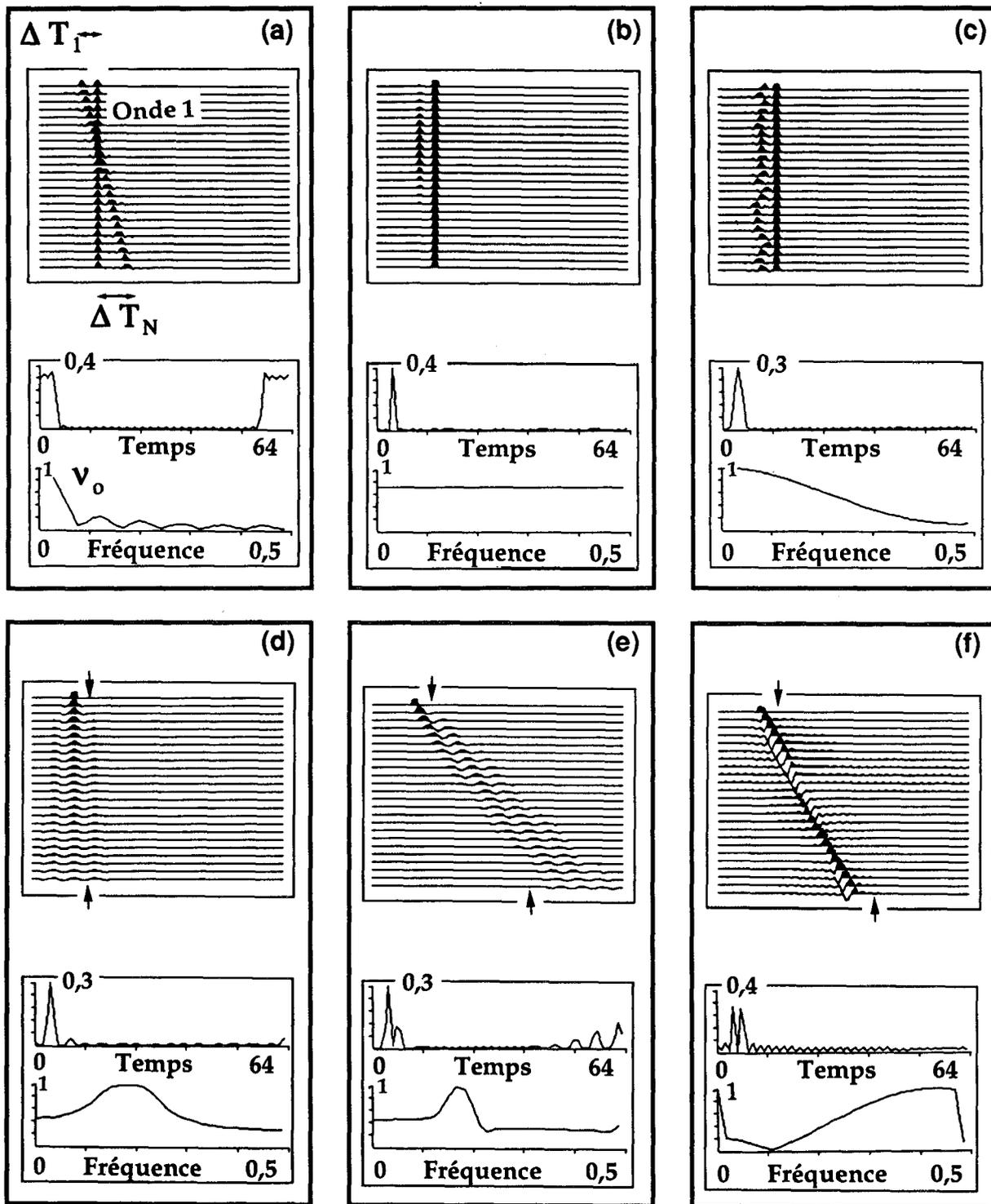


Figure 1. — Exemples de produit scalaire de deux ondes. Chaque exemple encadré noté de « a à f » montre de haut en bas :

— les données dans le domaine temps (axe horizontal) — distance (axe vertical). Les données sont composées de 24 enregistrements de 64 échantillons. Les positions de l'onde 1 sur le premier et dernier capteurs sont représentées par des flèches pour les parties d, e et f.

— TFI [$\langle W_1(v), W_2(v) \rangle$]: le produit scalaire des deux ondes (présenté en temps de 0 à 63 pas d'échantillonnage, axe horizontal) varie entre 0 et A^2 (amplitude au carré). Le module normé du produit scalaire varie entre 0 et 1. Le domaine des fréquences est gradué en fréquence réduite.

a) Vitesses différentes. Les deux ondes ne diffèrent que par leur vitesse de phase $\Delta t_2 = p/2$ pour l'onde 2 ; p : pas d'échantillonnage en temps.

b) Variations d'amplitude différentes.

L'onde 2 est modulée en amplitude en fonction de la distance.

c) Le temps d'arrivée de l'onde 2 subit des fluctuations.

d) L'onde 2 est issue d'un filtrage sélectif du 2^e ordre à phase nulle.

e) L'onde 2 est issue d'un filtrage causal sélectif du 2^e ordre, le produit scalaire est fonction du choix de la vitesse de phase relative de l'onde 1, ici $\Delta t_1 = 9 p/8$.

f) Effet d'un déphasage. La fonction de transfert (entre deux capteurs consécutifs) de l'onde 2 est composée d'un retard de $\Delta t_2 = p/8$ et d'un déphasage de 20° . Le produit scalaire est plus grand si la vitesse de l'onde 1 suit la vitesse de phase apparente de l'onde 2, ici le $\Delta t_1 = p/8$.

Quelles que soient les ondes planes, il y a toujours un domaine basse fréquence où elles sont corrélées, c'est-à-dire indissociables.

On vérifie en effet que le produit scalaire de cette fonction par elle-même est égal à 1 pour $\nu = 0$.

Si ΔT_1 et ΔT_N sont les écarts de temps entre les ondes 1 et 2 mesurées sur la première (1) et la dernière trace (N), ΔT_1 est négatif lorsque les ondes se croisent. La largeur ΔT est indépendante de la position relative des deux ondes en temps. Dans le domaine temporel, le produit scalaire est proche d'une porte de largeur $\Delta T = \Delta T_1 - \Delta T_N$.

b) *Variations d'amplitude différentes pour les deux ondes* (fig. 1 b).

Les deux vecteurs de propagation se différencient uniquement par des variations d'amplitude. Pour simplifier, nous supposons que l'onde 1, de modèle de propagation \underline{U}_1 , a une amplitude indépendante de la distance. Le modèle de propagation de l'onde 2 s'écrit alors :

$$\underline{U}_2 = \underline{U}_1 \underline{b}^T e^{-2i\pi\nu t_0} \quad (\underline{b}^T \text{ est le vecteur transposé de } \underline{b})$$

où \underline{b} traduit les variations d'amplitude de l'onde 2, t_0 le retard constant de l'onde 2 par rapport à l'onde 1. Le produit scalaire exprimé en temps est :

$$\left[\frac{1}{\sqrt{N}} \sum_{i=1}^N b_i \right] \delta(t - t_0).$$

Son module ne dépend que de la moyenne des amplitudes de l'onde 2 et n'est pas fonction de l'ordre des traces. Le module du spectre est constant.

c) *Fluctuation ou dérive des temps d'arrivée* (fig. 1 c).

Pour des signaux identiques, le produit scalaire de deux vecteurs de propagation est une constante dans l'espace des fréquences, c'est-à-dire un dirac dans l'espace des temps.

Les deux vecteurs de propagation se différencient ici uniquement par des écarts de temps d'arrivée. D'une trace à l'autre, cette différence des temps d'arrivée fluctue aléatoirement. Le produit scalaire est un filtre passe-bas. Présenté dans le domaine des temps, il est proportionnel à l'histogramme (en fonction des divers capteurs) de ces écarts de temps.

Étant donné que le résultat est indépendant de l'ordre des traces, en ordonnant les traces en écart de temps croissant, on obtient un produit scalaire identique. L'interprétation physique n'est plus en termes de fluctuation mais en termes de dérive.

d) *Onde non dispersive* (fig. 1 d)

L'onde 1 est plane : l'arrivée est rectiligne. L'onde 2 a une fonction de transfert à phase nulle ou qui varie linéairement en fonction de la fréquence (les vitesses de phase et de groupe sont identiques). Dans ce cas, les ondes sont dites non dispersives. Le produit scalaire est proportionnel à la sommation de l'onde 2 selon la vitesse de l'onde 1 le long de l'antenne.

e) *Onde dispersive* (fig. 1 e)

L'onde 1 est toujours plane : l'arrivée est rectiligne.

L'onde 2 a une fonction de transfert qui est un filtre sélectif causal du 2^e ordre. Le produit scalaire en temps favorise la fréquence à laquelle la vitesse de phase de l'onde 2 est identique à la vitesse de phase de l'onde 1.

f) *Déphaseur* (fig. 1 f)

Quand l'onde 1 a la vitesse de groupe de l'onde 2, le produit scalaire est très faible. Dans cet exemple, ce sont les vitesses de phase qui sont égales.

2.5. LE BRUIT EN SISMIQUE

Un dispositif sismique est constitué d'un émetteur (soit explosif, soit vibreur) et d'un ensemble de capteurs (antenne). Une section sismique correspondant à un tir est composée d'une partie qui ne change pas si l'on recommence l'expérience avec le même dispositif et d'une partie aléatoire. Cette partie aléatoire, ou « *bruit pur* », est fluctuante d'une expérience à l'autre. Elle peut être rendue négligeable si l'on moyenne un certain nombre d'expériences.

Après cette opération, il reste une grande partie de la section sismique qui ne peut pas être interprétée. Ces signaux ne peuvent être modélisés, ils constituent la partie « *bruit sismique* » lié au sous-sol. En l'absence d'émission, ce bruit sismique disparaît. Physiquement, on peut considérer qu'il est dû aux hétérogénéités, à la non stationnarité des réflecteurs et à l'existence d'un grand nombre d'événements sismiques non identifiables et de faible énergie.

En sismique, souvent les ondes modélisables de fortes amplitudes (par exemple les ondes de surface et les ondes de tube) ne sont pas porteuses d'information utile à l'interpréteur. Elles constituent des ondes parasites, que nous n'appellerons pas bruit. Nous les considérerons en effet comme des signaux à identifier et à sélectionner pour pouvoir ensuite les éliminer.

Les vibrations du sol ne se limitent pas à des oscillations selon l'axe vertical du capteur usuellement enregistré. L'enregistrement peut se faire à trois composantes, mais le traitement de ces données [7], [8], [9] ne sera pas abordé ici.

Séparer des ondes du bruit et séparer des ondes entre elles est une opération classique quand les ondes sont bien orthogonales au sens du produit scalaire. Des filtrages par filtre $f-k$ (fréquence-nombre d'onde) ou l'utilisation de la transformée de Karhunen-Loève (TKL) [10], [11] ou d'autres méthodes appliquées au traitement multicomposante [12], [13] sont couramment employés. Quand les ondes sont voisines ou quand leurs vecteurs de propagation ne sont pas simples à modéliser, la méthode utilisant les propriétés de la matrice spectrale est efficace [14], [15], [16], [17]. L'efficacité de la séparation des ondes a été comparée à celle obtenue avec des algorithmes classiques (filtrage de Wiener et filtrage en vitesse apparente sur des données réelles de type PSV [16]). La séparation des ondes du bruit a été largement traitée en sismique [18] et ne sera pas étudiée ici. Nous nous attacherons au problème de la séparation des ondes entre elles.

3. La matrice spectrale en sismique

3.1. LA MATRICE SPECTRALE

L'utilisation de la matrice spectrale a été introduite par Mermoz [5], puis par Bienvenu avec des applications en acoustique sous-marine [19]. Son utilisation en géophysique externe est plus récente [20]. Elle a été utilisée en géophysique interne par Samson [15]. Sa première utilisation en sismique a été publiée par Glangeaud et Lacoume en 1985 [21].

La séparation des ondes est obtenue par projections soit sur les vecteurs propres de la matrice spectrale soit sur des modèles établis [16], [22], [23] en utilisant ces mêmes vecteurs propres et des informations a priori concernant la vitesse de propagation des ondes.

La trace sismique au capteur k est la composante k d'un vecteur $\underline{x}(t)$ qui a pour transformée de Fourier $\underline{R}(v)$. $\underline{x}(t)$ est le vecteur des observations sur l'antenne ou section sismique. $\underline{x}(t)$ est composé d'un certain nombre d'ondes w_i et de bruit additif. La matrice d'interaction en fréquence est :

$$\underline{R}(v) = \underline{R}(v) \underline{R}^\dagger(v);$$

† indique le transposé conjugué. Cette matrice est de rang 1 (son déterminant est nul). Physiquement, toutes les composantes de \underline{R} sont certaines, donc tout couple de deux capteurs reçoit des signaux cohérents. Divers types de moyennes sont appliqués à la matrice $\underline{R}(v)$. Il est ainsi possible de :

- découpler les diverses ondes entre elles ;
- découpler la partie signal de la partie bruit. Les données seront ainsi par la suite séparées en une partie signal et une partie bruit. La première définition d'un espace signal et d'un espace bruit a été donnée par Mermoz [5].

Le choix des moyennes à appliquer est fonction des données sismiques et résulte de compromis.

La matrice moyennée est alors décomposée en éléments propres. Ses valeurs propres λ_i sont ordonnées selon les amplitudes décroissantes. Les projections des données sur les vecteurs propres \underline{V}_i associées constituent les sections propres :

$$\langle \underline{R}, \underline{V}_i \rangle \underline{V}_i.$$

Remarque : la TKL procède aussi par une décomposition de matrice selon ses vecteurs propres. Il s'agit d'une matrice unique calculée en temps et non pas de n matrices dont chacune correspond à une fréquence. L'interprétation des vecteurs propres issue de la TKL n'est pas aussi générale que celle qui est présentée ici à partir de la matrice spectrale. Cependant les calculs sont plus rapides. La TKL n'est pas applicable aux ondes d'incidence éloignées de la normale. Elle reste très utile pour identifier une onde proche de l'incidence normale et ayant des fluctuations d'amplitude.

3.2. MOYENNES APPLIQUÉES

Soit $\underline{M}(v)$ la matrice carrée résultant de l'opération de moyenne « \mathcal{M} » appliquée sur $\underline{R}(v)$: $\underline{M}(v) = \mathcal{M} \{ \underline{R}(v) \}$ [17]. L'opération de moyenne \mathcal{M} permet de rendre la matrice $\underline{M}(v)$ non singulière. Plus la moyenne sera importante, plus le rang de la matrice sera proche du nombre N des ondes présentes sur la section (en l'absence de bruit). On dit que \mathcal{M} décorrèle les ondes. Ce rang, en présence de bruit, est égal au nombre de capteurs. Différents types de moyennes sont utilisés.

3.2.1. Moyenne d'épreuves

Par exemple, entre plusieurs tirs avec le même dispositif ou entre diverses positions du dispositif en supposant le milieu invariant.

3.2.2. Moyenne en distance

$$M_{i,j}(v) = \frac{1}{2m+1} \sum_{k=-m}^m r_{i+k,j+k}(v)$$

la moyenne porte sur $2m+1$ termes.

La nouvelle matrice sera de dimension $N-2m$. Pour retrouver des sections propres ayant N traces, il sera nécessaire d'extrapoler les vecteurs propres obtenus. Pour utiliser cette moyenne, il est nécessaire que les fonctions de transfert soient localement stationnaires sur la distance $2md$ (d : inter-trace ou distance entre capteurs).

Dans les cas où la stationnarité en distance est respectée sur tout le dispositif, la moyenne porte sur toutes les traces d'une même diagonale.

$$\text{si } i \geq j \quad M_{i,j} = M_{i-j,0}; \quad \text{si } i < j \quad M_{i,j} = M_{0,j-i}$$

la matrice carrée obtenue est de dimension N .

3.2.3. Moyenne glissante en fréquence

Pour des raisons pratiques, la moyenne glissante en fréquence est équivalente à une pondération des fonctions de corrélation en utilisant une fenêtre de hanning élevée à une puissance P . Le choix de P permet de fixer la largeur de cette fenêtre. Quand la fonction d'intercorrélation n'est pas centrée (retard non nul), cette moyenne introduit un biais. Seule l'onde à incidence normale est non biaisée. Toutes les autres ondes le sont. Le biais est d'autant plus important que l'incidence est grande.

En présence de deux ondes sans bruit dont l'une est à incidence normale, le rang de la matrice ne sera plus de 2, mais sera égal à N . L'énergie de l'onde à incidence normale se trouve principalement selon le premier vecteur propre. L'énergie de l'autre onde est répartie sur les N vecteurs propres.

Ce type de moyenne permet de favoriser une onde, lorsque cette onde a été ramenée à une incidence voisine de la normale par prétraitement.

La méthode de séparation d'onde la plus simple est d'associer λ_1 et \underline{V}_1 à cette onde quelle que soit la fréquence. Un exemple réel [24] sera présenté au § 4-2.

Dans le cas où l'onde recherchée est d'amplitude faible, on peut soit éliminer tout à tour toutes les ondes d'amplitudes

dominantes [25], soit rechercher dans l'espace signal un modèle de propagation de cette onde. C'est le cas traité par deux autres méthodes décrites ici : la méthode du « modèle adapté » et la méthode du « modèle contraint » [26].

3.3. SÉLECTION D'UNE ONDE

La méthode classique [21] consiste à projeter les données sur les vecteurs propres. Projection sur le vecteur i :

$$\text{Proj} [R/V_i] = \langle R, V_i \rangle V_i.$$

Cette projection est significative sous deux conditions :

a) les ondes (observées sur N capteurs) sont effectivement décorrélées par la moyenne utilisée,

b) à un vecteur propre donné correspond une seule onde dans toute la bande passante.

Les articles [27] et [16] présentent les divers types de moyennes et les conditions de validité de la projection sur les vecteurs propres ainsi qu'un exemple réel d'utilisation en profil sismique vertical.

Les résultats obtenus sur divers exemples synthétiques sont présentés dans le paragraphe suivant.

3.4. PROJECTION DES DONNÉES SUR CHAQUE VECTEUR PROPRE

Trois exemples sont présentés sur la figure 2.

Ondes d'amplitudes égales (cas a et b).

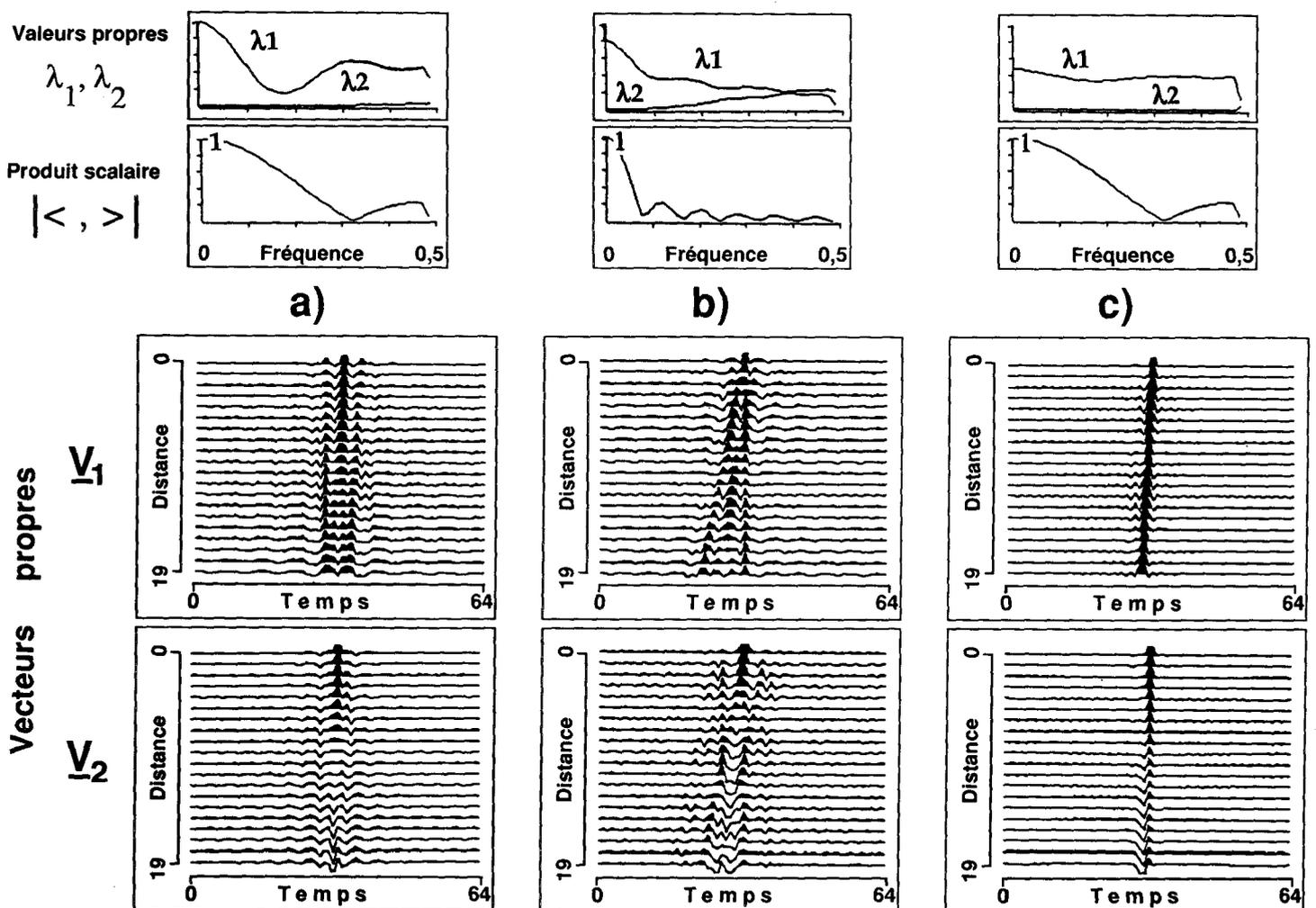


Figure 2. — Vecteurs propres représentant l'espace signal lié à deux ondes planes (retard pur). L'onde 1 est le vecteur retard pur composée de diracs d'amplitude 1 ; l'onde 2 est aussi un vecteur retard pur d'incidence nulle.

- a) Faible écart de temps $p/8$, même amplitude.
- b) Écart de temps important $p/2$, même amplitude.
- c) Amplitudes différentes et faible écart de temps $p/8$.

De haut en bas :

- Les deux premières valeurs propres λ_1 et λ_2 en fonction de la fréquence.
- Le module du produit scalaire des ondes 1 et 2 en fonction de la fréquence et de la distance.
- Les premier et deuxième vecteurs propres (V_1, V_2) présentés en fonction du temps et de la distance.

Si les deux ondes sont d'amplitudes égales, les deux premiers vecteurs propres en temps ne réalisent ni la séparation ni l'identification des ondes, bien que l'espace contienne toute l'information sur ces deux ondes, même si elles sont relativement orthogonales (figs. 2 a et 2 b).

Ondes d'amplitudes différentes : (fig. 2 c).

Dans le cas de deux ondes de ressemblance (Res) proche de 1 ($\Delta t_1 = -0,125 p$ et $\Delta t_2 = 0 p$, où p est le pas d'échantillonnage) et quand le rapport des amplitudes est de 0,1, le 2^e vecteur propre contient principalement la 2^e onde. Un exemple réel est présenté § 4-1. Le gain obtenu par cette méthode de sélection du 2^e vecteur propre est estimé comme étant le rapport des projections des ondes 2 et 1 sur le deuxième vecteur propre. Ce gain présenté dans

l'article [27] est décroissant en fonction de l'angle des deux ondes. Il est aussi fonction du rapport des amplitudes.

3.5. MODÈLE ADAPTÉ ; PROJECTION D'UNE « ONDE MODÈLE » SUR L'ESPACE SIGNAL

La projection d'une « onde modèle » sur l'espace signal est réalisée pour extraire la partie de l'espace signal proche du modèle. En pratique, dans le domaine temporel, l'onde modèle est généralement un dirac décalé d'une trace à l'autre d'un temps estimé à partir de l'observation de l'espace signal.

Cette projection est obtenue par la somme des projections du vecteur onde modèle \underline{M} sur chacun des vecteurs \underline{B} de la base, on la note Proj $[\underline{M}/\underline{B}]$. Dans la pratique on se

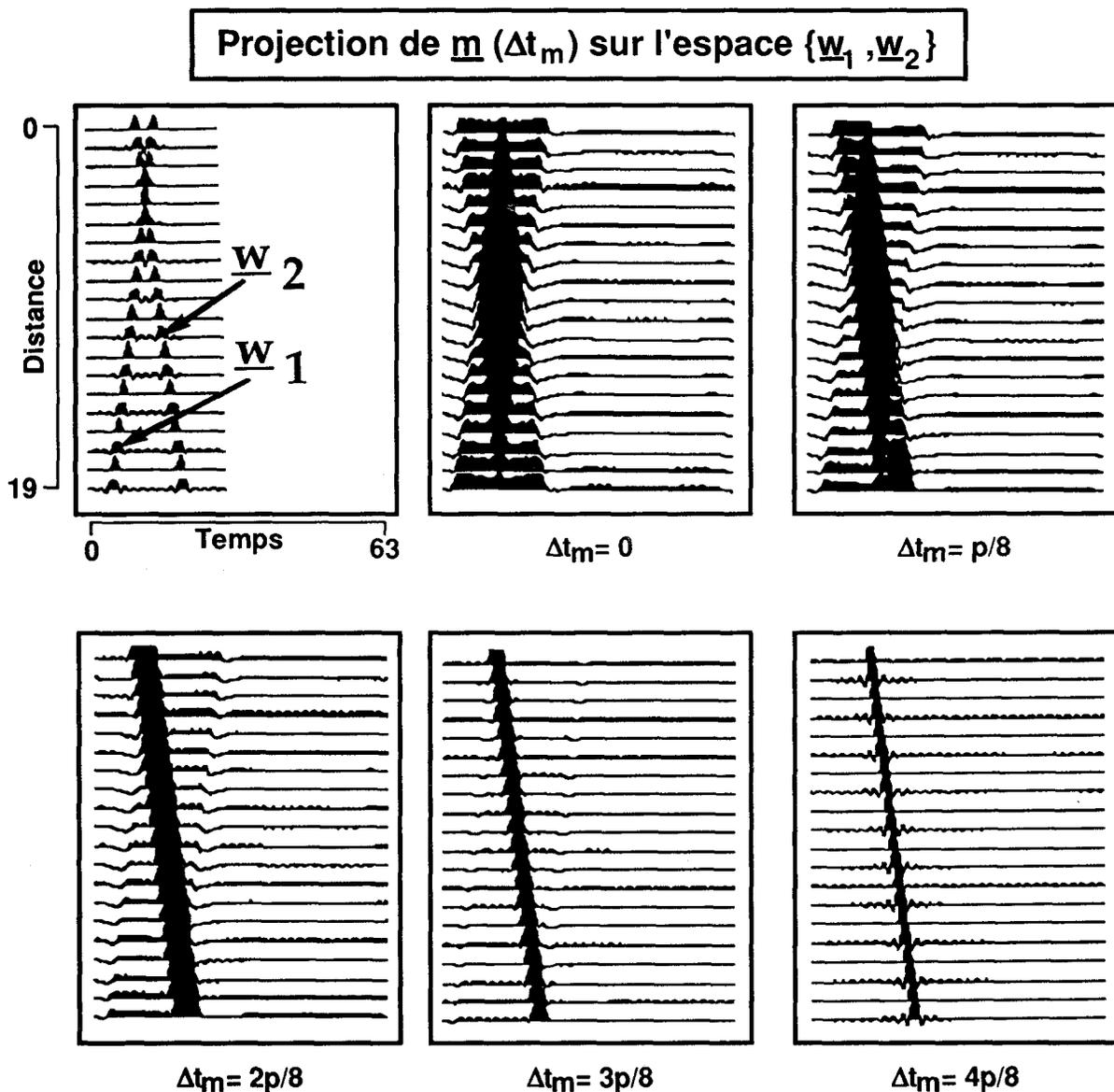


Figure 3. — Projection d'un vecteur retard sur un espace composé de deux vecteurs retards. Cinq vecteurs retards m_m (avec $\Delta t_m = mp/8$; m variant de 0 à 4) sont projetés sur le plan défini par deux vecteurs retards w_1 et w_2 ($\Delta t_{w_1} = -p/2$ $\Delta t_{w_2} = p/2$). La base orthonormée caractérisant ce plan est composée de deux vecteurs b_1 et b_2 .

$$b_1 = w_1 \quad \text{et} \quad b_2 = w_2 - \text{proj}[w_2/b_1].$$

sert de \underline{V}_1 et \underline{V}_2 (cf. 3.1) les vecteurs propres de l'espace signal. Cette projection s'écrit en temps $\text{proj} [m/b]$.

Pour dissocier les effets de l'estimation de l'espace signal de ceux de la projection, l'interprétation de la projection (présentée en temps) sera discutée dans un premier temps sur un espace engendré par deux ondes particulières w_1 et w_2 . Les vecteurs orthonormés associés seront :

$$b_1 = w_1 \quad \text{et} \quad b_2 = \{w_2 - \text{proj} [w_2/w_1]\} \text{ normé.}$$

Si le vecteur m associé à une onde particulière est parallèle à l'un des vecteurs w_1 ou w_2 , le résultat est trivial : il n'y a pas de résidu. C'est le cas pour $\Delta t_m = \frac{p}{2}$.

Soit w_1 et w_2 les deux ondes composant les données, soit m l'onde modèle utilisée pour estimer w_2 . m est un vecteur retard. Examinons divers cas de figure types.

a) Cas où w_1 et w_2 sont des « vecteurs retards » (fig. 3)

La projection sur l'espace signal fait apparaître les deux ondes dont les angles d'incidence sont ceux des ondes w_1 et de w_2 .

— Leurs amplitudes sont égales, pour un vecteur m de retard nul.

— L'onde proche de w_2 devient dominante quand le retard Δt_m tend vers $\Delta t_2 = p/2$.

— Quand le vecteur m a une vitesse apparente identique à celle de w_2 la restitution est parfaite.

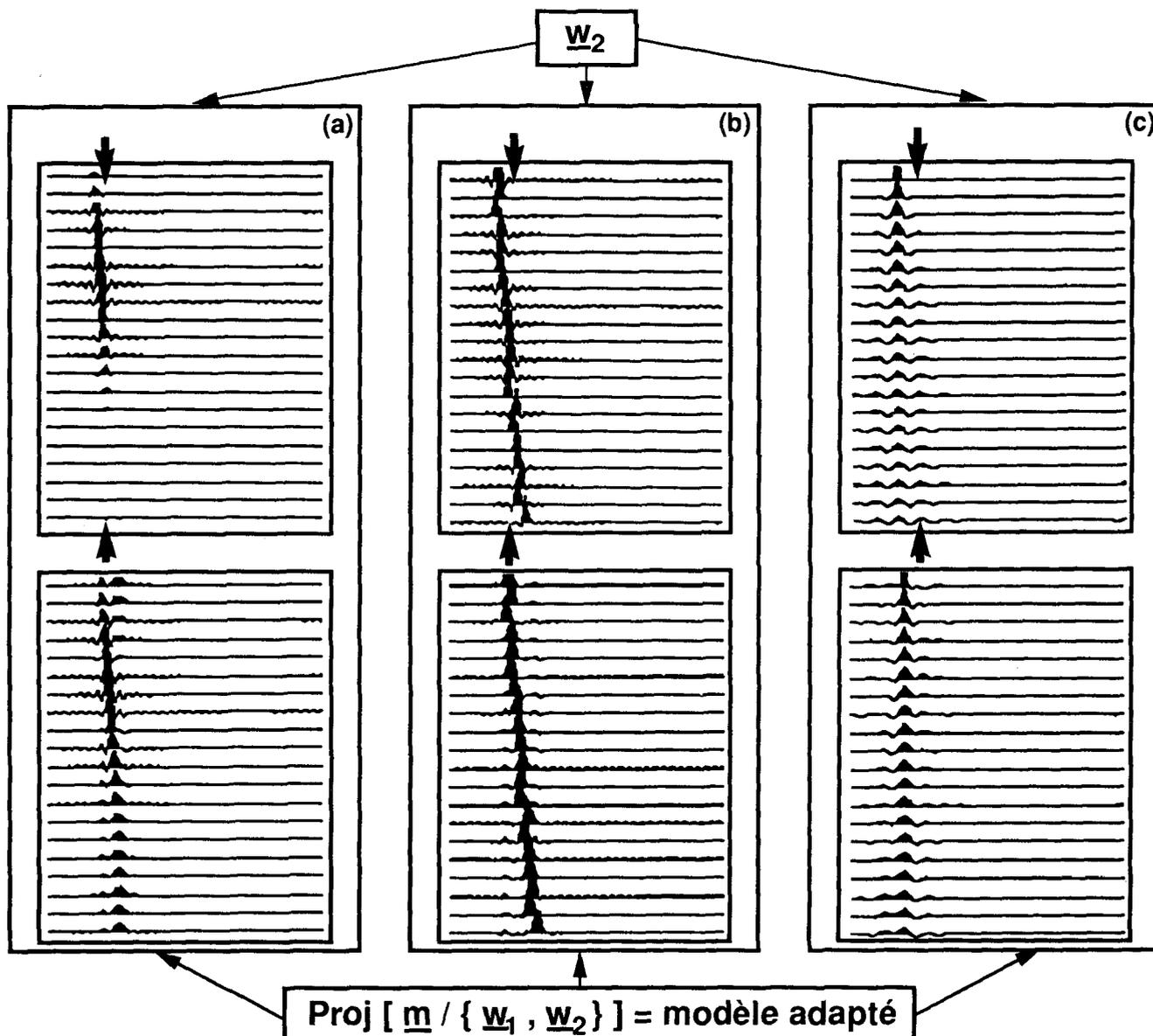


Figure 4. — Modèle adapté : projection d'un vecteur retard $m(\Delta t_m)$ sur l'espace signal $\{w_1, w_2\}$ issu de la matrice spectrale définie par w_1 (vecteur retard d'incidence nulle, dont la position est représenté par des flèches) et w_2 . Cette projection est présentée pour les trois types de comportement de w_2 .

- a) Modulation d'amplitude.
- b) Fluctuation de temps.
- c) Signal dispersif (filtre sélectif à phase nulle).

— m est beaucoup plus proche de w_2 que de w_1 : ainsi la projection de m sur w_1 sera négligeable et la projection sur w_2 sera conforme à la propagation de w_2 avec une **ondelette élargie**.

— m est de pente intermédiaire entre les deux ondes engendrant l'espace de base. Lors de la projection, la section sismique met en évidence les deux projections de m sur w_1 et sur w_2 d'amplitudes relatives variables selon les distances.

b) Cas où w_1 est un vecteur retard et w_2 est variable soit en amplitude, soit en temps d'arrivée, soit en phase ou en bande passante (fig. 4).

Dans ce cas nous avons utilisé \underline{V}_1 et \underline{V}_2 , les vecteurs propres issus de la décomposition de la matrice spectrale des signaux constitués des ondes w_1 et w_2 . Ils définissent l'espace signal noté $\{w_1, w_2\}$ qui a pour vecteur de base \underline{V}_1 et \underline{V}_2 . Le modèle m est projeté sur cet espace.

Trois exemples sont analysés pour certaines valeurs de Δt (exprimées en 1/8 de pas d'échantillonnage) associées à w_1 , w_2 , m et certaines caractéristiques de l'onde w_2 .

	$\Delta t(p/8)$			Type d'onde w_2
Ex. :	w_1	w_2	m	
a)	0	2	2	modulation d'amplitude
b)	0	2	3	fluctuation de temps
c)	0	0	0	filtre sélectif à phase nulle

Si m a une vitesse apparente proche de celle de w_2 , cas a et c, les fluctuations caractéristiques propres à celle de w_2 (fig. 4 en haut) sont généralement reconnaissables sur la projection de m sur l'espace signal défini par \underline{V}_1 et \underline{V}_2 (fig. 4 en bas). Cette propriété est très intéressante car il est difficile d'imaginer ou de prédire les fluctuations d'une onde correspondant à la réalité du milieu. On observe que :

- a) la modulation d'amplitude de w_2 est reconnaissable. Bien que l'onde modèle soit proche de l'onde w_2 , l'influence de w_1 est reconnaissable sur la projection ;
- b) les fluctuations de temps sont bien reproduites, l'ondelette est un peu élargie ;
- c) un filtre à phase nulle est reconnaissable.

La séparation est obtenue en utilisant un modèle défini par un vecteur retard ayant une vitesse apparente proche de celle de l'onde recherchée. L'espace signal contient les caractéristiques des ondes. La projection du modèle sur l'espace signal restitue alors toutes les caractéristiques de cette onde y compris sa vitesse apparente réelle. C'est tout l'intérêt de cette **méthode dite du modèle adapté**. Dans l'exemple présenté § 4-3, deux modèles adaptés ont été utilisés.

3.6. MODÈLE CONTRAINT

Nous avons vu (fig. 2) que dans le cas de deux ondes proches, la projection sur les vecteurs propres ne permet pas de séparer les deux ondes si leurs amplitudes sont égales. Pour un rapport d'amplitude de 0,1, la plus grande

partie de l'énergie des deux ondes est sur le premier vecteur propre. Sur le 2^e vecteur propre il reste, en première approximation, la partie de l'onde 2 orthogonale à \underline{V}_1 (résidu de l'onde 2 projetée sur \underline{V}_1). Un exemple de ce genre a été représenté figure 5. L'onde w_1 (fig. 5 a) a une grande amplitude, l'onde w_2 (fig. 5 b) est l'onde que l'on cherche. La partie de l'onde 2 orthogonale à l'onde 1 est représentée en c). En fait les ondelettes ont un spectre de bande passante limitée, en particulier aux basses fréquences, nous avons représenté la dérivée en temps de c). Sur cette dernière figure on retrouve l'onde w_2 cherchée et deux ondes parasites qui sont des artefacts d'estimation bien mis en valeur par le calcul de la dérivée. Pour les éliminer on propose d'opérer une troncature par une pondération représentée par la fenêtre P sur la figure 5 d). Le modèle alors obtenu est appelé modèle contraint.

En pratique on reconnaît que le modèle contraint s'impose quand après traitement on obtient l'onde recherchée plus deux ondes de polarité opposées parallèles à une autre onde.

De la même façon les artefacts qui peuvent apparaître sur le modèle adapté peuvent être éliminés pour obtenir un modèle contraint.

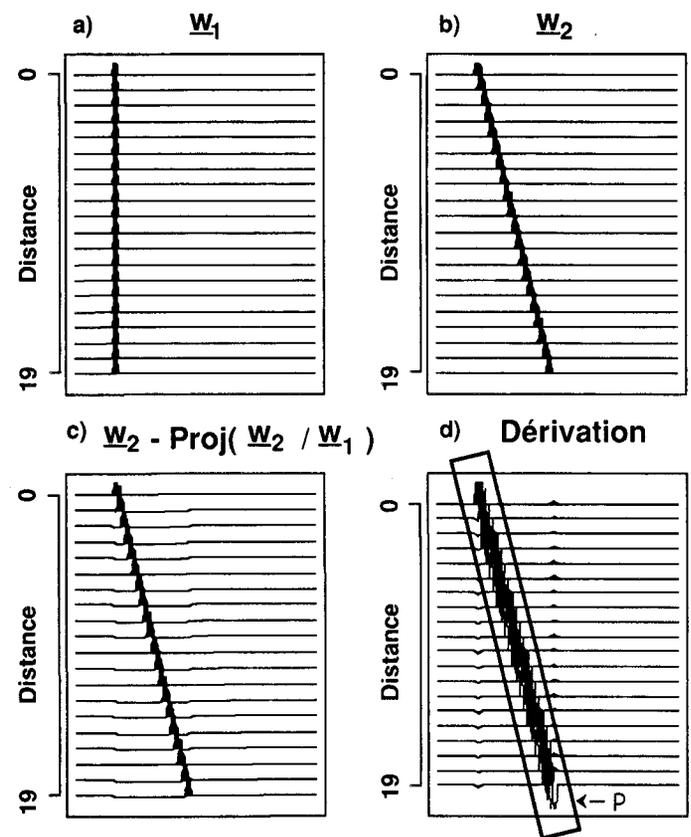


Figure 5. — Modèle contraint. Soit $Proj [w_1/w_2]$ la projection d'une onde w_1 sur une autre onde w_2 . Sont représentés :

- a) L'onde w_1 .
- b) L'onde w_2 .
- c) La composante de w_1 orthogonale à w_2 .
- d) La dérivée de c) et le modèle contraint dans la fenêtre P.

Remarque : Ces résultats ont été possibles parce que les observations sont faites dans le domaine des temps. Dans le domaine des fréquences, il n'est pas possible d'identifier la vitesse de l'onde recherchée sur la phase du vecteur propre V_2 .

4. Application à des sections sismiques

Nous présentons quatre applications d'utilisation des vecteurs propres de la matrice spectrale pour la séparation des ondes en sismique. Cette séparation des ondes pouvant être une étape nécessaire à une meilleure compréhension de la structure du sous-sol [28] par l'analyse des variations d'amplitude, de spectre et de vitesse de ces ondes qui n'interfèrent plus entre elles.

4.1. PROJECTION SUR LES PREMIERS VECTEURS PROPRES : CAS DE DEUX ONDES D'AMPLITUDES DIFFÉRENTES [16]

Dans le paragraphe 3-4, nous avons vu que, dans le cas de deux ondes d'amplitudes différentes, la projection sur les deux premiers vecteurs propres permet de séparer ces ondes. Nous présentons ici l'application sur des données de profil sismique vertical (PSV). Nous rappelons qu'un PSV est une opération de sismique de puits pour laquelle le signal est émis en surface et enregistré par un géophone à différentes profondeurs dans le puits. Le géophone est soit un capteur à une composante (verticale) soit un capteur à 3 composantes (1 verticale et 2 horizontales). L'étude des enregistrements permet d'analyser les divers types d'onde en fonction de la profondeur et de mieux caractériser les formations géologiques. C'est un complément à la sismique de surface pour la prospection.

On peut distinguer deux familles d'ondes, l'une de vitesse apparente positive : événements descendants, l'autre de vitesse apparente négative : événements montants, caractérisant une réflexion sur un marqueur géologique. Chaque famille est constituée de plusieurs types d'onde, ce sont principalement les ondes de compression « P », et de cisaillement « S ». La séparation et l'analyse de ces différentes ondes permettent de donner une image structurale autour du puits. Dans cet exemple, nous ne disposons que des données enregistrées sur la composante verticale du géophone. Une correction de vitesse préalable a été appliquée à l'onde descendante P pour l'amener à l'incidence nulle (voir *fig. 6 a*). Sur ces données initiales on ne distingue que l'onde dominante P descendante. Après avoir estimé la matrice spectrale avec une moyenne suffisante, on projette ces données sur les deux premiers vecteurs propres (*fig 6 b et 6 c*).

Uniquement sur ces figures, les données ne sont pas représentées avec la même échelle en amplitude : la projection sur le deuxième vecteur propre a été faite avec un gain en amplitude de 15. Il est alors possible de reconnaître une deuxième onde de vitesse plus lente, c'est une onde S convertie. Cette onde est une onde S étant donnée sa vitesse de propagation, elle est convertie car elle est créée à partir de l'onde P qui la précède. Il est important

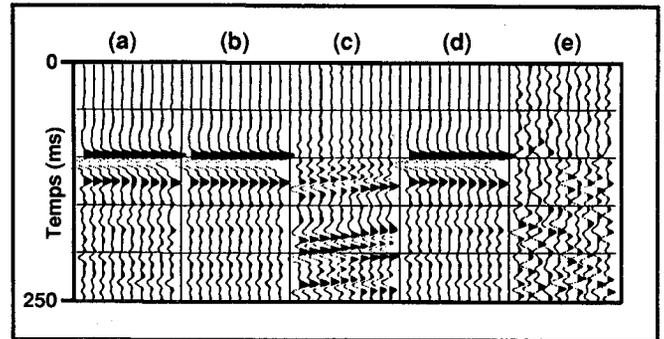


Figure 6. — Profil sismique vertical (PSV).

Une portion du profil sismique vertical est représentée après une correction de vitesse telle que la première arrivée soit à incidence nulle (à 100 ms) ; en abscisse les profondeurs croissantes de droite à gauche ; en ordonnée l'échelle des temps.

- a) Données initiales.
- b) et c) Projection sur les deux premiers vecteurs propres (V_1, V_2).
- d) et e) espace signal ; espace bruit.

de vérifier qu'il n'y a pas d'autres ondes : le calcul de l'espace bruit (*fig. 6 e*) permet de le vérifier.

Remarque : en sismique, la stationnarité en temps est de courte durée : en effet avec les données présentées ici, sur une durée supérieure à 250 ms, d'autres ondes apparaissent. Ces diverses ondes ne sont ni orthogonales, ni d'amplitudes nettement différentes. Pour éviter le problème de non-stationnarité, il est alors préférable de séparer les ondes sur des fenêtres temporelles courtes. Dans cet esprit, le traitement a été fait sur une durée de 250 ms.

4.2. UTILISATION DU MODÈLE ADAPTÉ, APPLICATION A LA MISE EN ÉVIDENCE D'UNE INTERFACE RUGUEUSE [24]

Cet exemple est un exemple synthétique réalisé à partir d'un modèle géologique constitué de 3 couches surmontant un substratum (*fig. 7 a*). Les diverses interfaces sont lentement variables en profondeur en fonction de la distance. La première interface présente une rugosité qui a été choisie périodique. Le tir est au centre. Les calculs de sismogrammes synthétiques (*fig. 7 b*) ont été réalisés par la méthode des éléments de frontière [24] qui permet d'inclure correctement la diffraction dans la solution. La présence de la rugosité se traduit par l'apparition d'ondes diffractées. Les trois ondes A, B, C sont estimées séparément par la méthode du modèle adapté. A chaque étape, une onde est mise à une incidence voisine de la normale (opération de correction de vitesse). La matrice spectrale est obtenue par un lissage en fréquence important. L'onde proche de la normale est contenue dans l'espace signal composé des premiers vecteurs propres (pas uniquement le premier, car l'onde n'est pas plane ; il y a des variations d'amplitude, de phase ou de vitesse). L'utilisation d'un modèle constitué d'une onde plane à incidence normale permet d'estimer l'onde recherchée après l'opération inverse de la correction de vitesse.

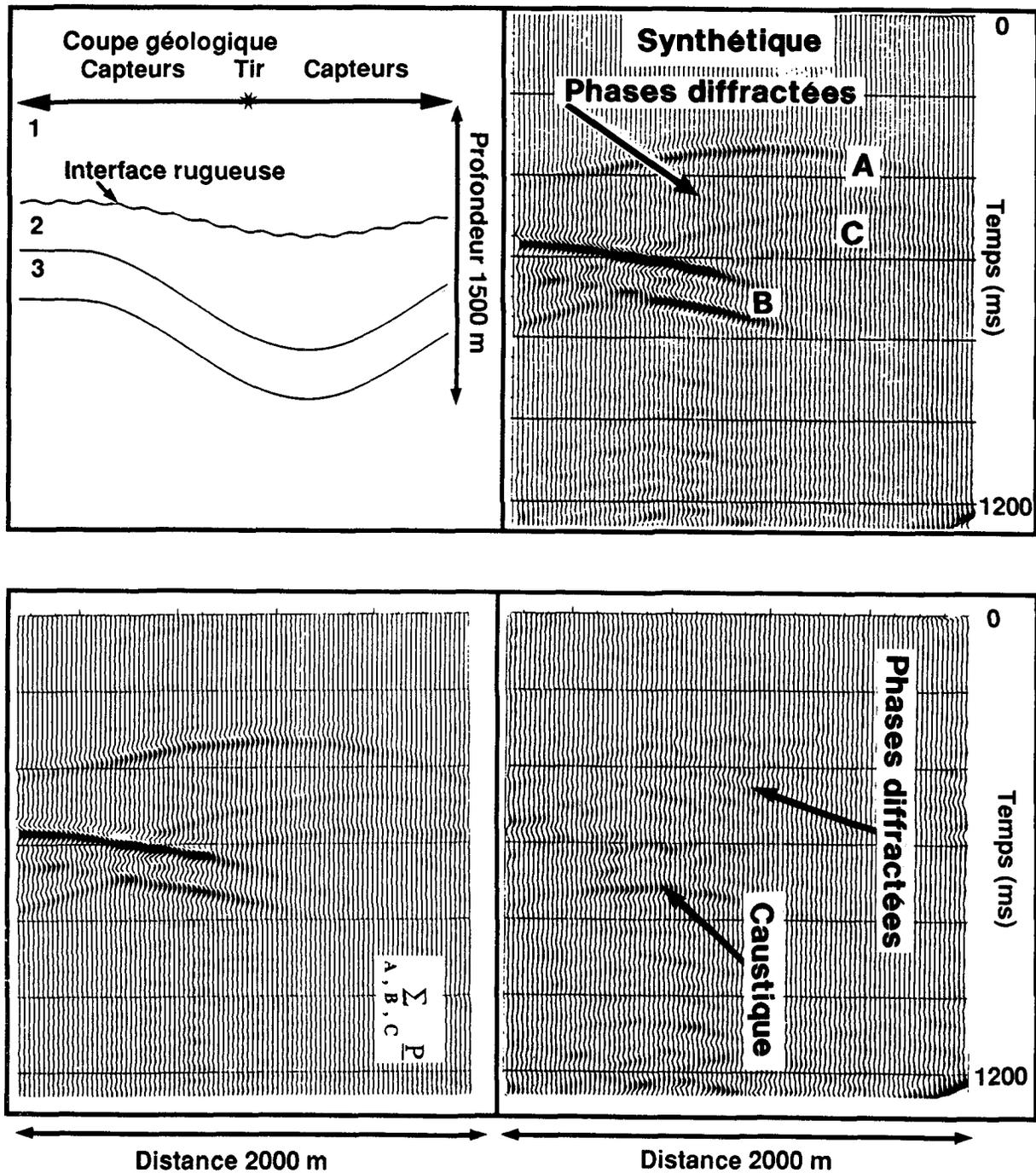


Figure 7. — Estimation de l'espace bruit par utilisation de modèles adaptés.

- a) Modèle géologique échelle, 0-2 km, tir au centre. Ce modèle est composé de trois couches notées 1 à 3. La limite entre les couches 1 et 2 est une interface rugueuse, la couche trois a une forme synclinale (en forme de U).
- b) Sismogramme synthétique (110 capteurs ; temps de 0,2 à 1,2 s).
 A : Réflexion sur l'interface rugueuse.
 B et C : Réflexions sur le synclinal.
- c) La somme des trois ondes estimées.
- d) Section résiduelle. Noter la présence de la caustique et des effets de diffraction dues à l'interface rugueuse périodique.

Le premier réflecteur, dont la limite présente des fluctuations donne naissance à deux ondes ; l'onde A (première arrivée) et des phases diffractées que l'on cherche à isoler. La couche (en forme de U) produit deux ondes réfléchies B et C. En effet du fait de la forme en synclinal (U) de cette couche, un capteur (point émetteur-récepteur) peut enregistrer 2 réflexions provenant des 2 flancs du synclinal.

Ainsi, après avoir estimé les trois ondes (fig. 7 c), on obtient par soustraction, la section résiduelle (fig. 7 d) qui est constituée de l'onde diffractée que l'on cherche à mettre en évidence et d'une caustique.

4.3. UTILISATION DE MODÈLES ADAPTÉS POUR LA SÉPARATION D'ONDES SISMIQUES ENREGISTRÉES DANS LE GOLFE DE GASCOGNE [25], [26]

Dans cet exemple, les modèles relatifs aux deux ondes sont voisins. La stratégie est alors la suivante :

- estimation de chaque modèle ;
- estimation simultanée des deux ondes.

Les données utilisées ont été enregistrées dans le golfe de Gascogne, au niveau du bassin de Parentis. Le bassin de Parentis est rempli de sédiments du mésozoïque et du tertiaire identifiables sur les sections de sismique réflexion. Il est bordé, au nord par la plateforme continentale Armoricaine, et au sud par la marge Cantabrique. Ce bassin se situe sur une zone de rift où tout un ensemble de blocs basculés rend complexe les structures géologiques. Cette campagne de prospection fait partie d'un vaste programme « ECORS » qui cherche à mettre en évidence des bassins profonds sur le territoire français ainsi que leurs extensions aux marges continentales, ces bassins pouvant être des pièges à hydrocarbures.

La technique d'acquisition à deux bateaux est utilisée : un « bateau émetteur » envoie un signal (ici à l'aide d'un canon à air) qui est reçu par le « bateau récepteur ». Celui-ci est équipé d'une flûte d'une longueur de 2 400 m, composée de 96 capteurs équidistants. Les deux navires font route en sens inverse, ce qui permet d'obtenir une image sismique telle qu'elle est présentée sur la (fig. 8 a). Cette configuration est dite à point de réflexion commun « ESP » (Expanded-Spread Profile).

Sur ce type d'enregistrement les arrivées d'énergie qui suivent une loi hyperbolique sont caractéristiques de réflexions sur des marqueurs géologiques horizontaux. La section sismique est en fait composée de diverses ondes qui interfèrent. Toutes ne sont pas identifiables à première vue et demandent un traitement particulier. Nous nous sommes attachés à l'étude d'une anomalie présentée (fig. 8 b) après « correction de vitesse » (correction d'un écart de temps proportionnel à la distance). Nous utiliserons ici la technique du modèle adapté pour séparer les deux ondes A et B.

4.3.1. Amélioration du rapport signal-sur-bruit

Si l'on estime qu'il n'y a que deux ondes, toute l'information est contenue dans l'espace composé des deux premiers vecteurs propres \underline{V}_1 et \underline{V}_2 de la matrice spectrale. L'estimation de cette matrice est faite avec une moyenne en distance (portant sur 5 traces, voir § 3-2-2) et une moyenne en fréquence (utilisant une fonction de Hanning à la puissance 8, voir § 3-2-3). Les projections sur les deux vecteurs propres (Proj \underline{V}_1 et Proj \underline{V}_2) ne permettent pas de séparer les deux ondes (fig. 9 b, 9d), mais de séparer les données en un espace signal et un espace bruit. Dans le cas présent, il est ainsi possible d'améliorer le rapport signal sur bruit. Sur la figure 9 c aucun signal utile n'est visible ; ceci représente la partie bruit (Noise Space). La partie signal

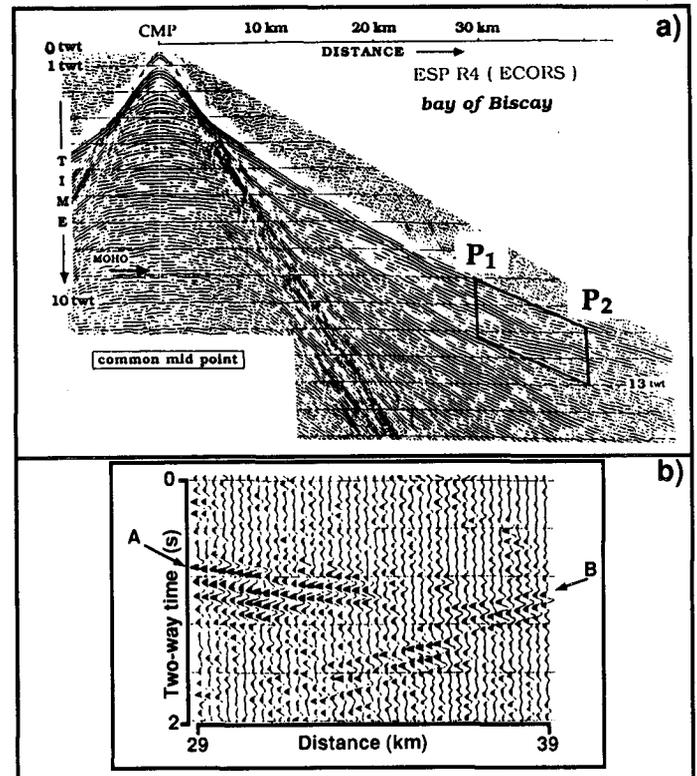


Figure 8. — Image sismique obtenue par un enregistrement de type ESP. La partie encadrée a) entre 29 et 39 km est celle étudiée ici. Elle est représentée b) après une correction de vitesse annulant l'écart de temps entre les points P_1 et P_2 , l'échelle de temps est alors de 0 à 2 s (seconde temps double : temps aller et retour).

(Proj \underline{V}_1 + Proj \underline{V}_2) est représentée sur la figure 9 a, l'amélioration par rapport aux données initiales (fig. 8 b) est importante. Toutes ces sections sont représentées normalisées à la même échelle d'amplitude.

4.3.2. Séparation des ondes en utilisant le modèle adapté

Pour séparer les deux ondes, nous utilisons le fait qu'elles ont des vitesses apparentes distinctes. Les deux modèles adaptés (fig. 10 b et 10 f) sont alors estimés à partir de deux « vecteurs retard » (fig. 10 a et 10 e). Ces nouveaux modèles sont plus réalistes que les vecteurs retard. Ils comportent des variations de spectre, d'amplitude et même de phase qu'il était difficile d'imaginer ou de prédire par simulation (propagation d'onde dans un milieu représentant le « terrain »). Les projections respectives sur les vecteurs retard et sur les modèles adaptés sont présentées (fig. 10 c, 10 d, 10 g, 10 h). L'utilisation du modèle adapté permet une réelle séparation.

4.3.3. Conclusion

Le filtrage par projection sur des modèles adaptés permet d'extraire des données initiales les deux ondes et d'estimer le bruit. Dans sa thèse P. Gavin [26] interprète l'onde A comme une réflexion sur une couche profonde qui s'inter-

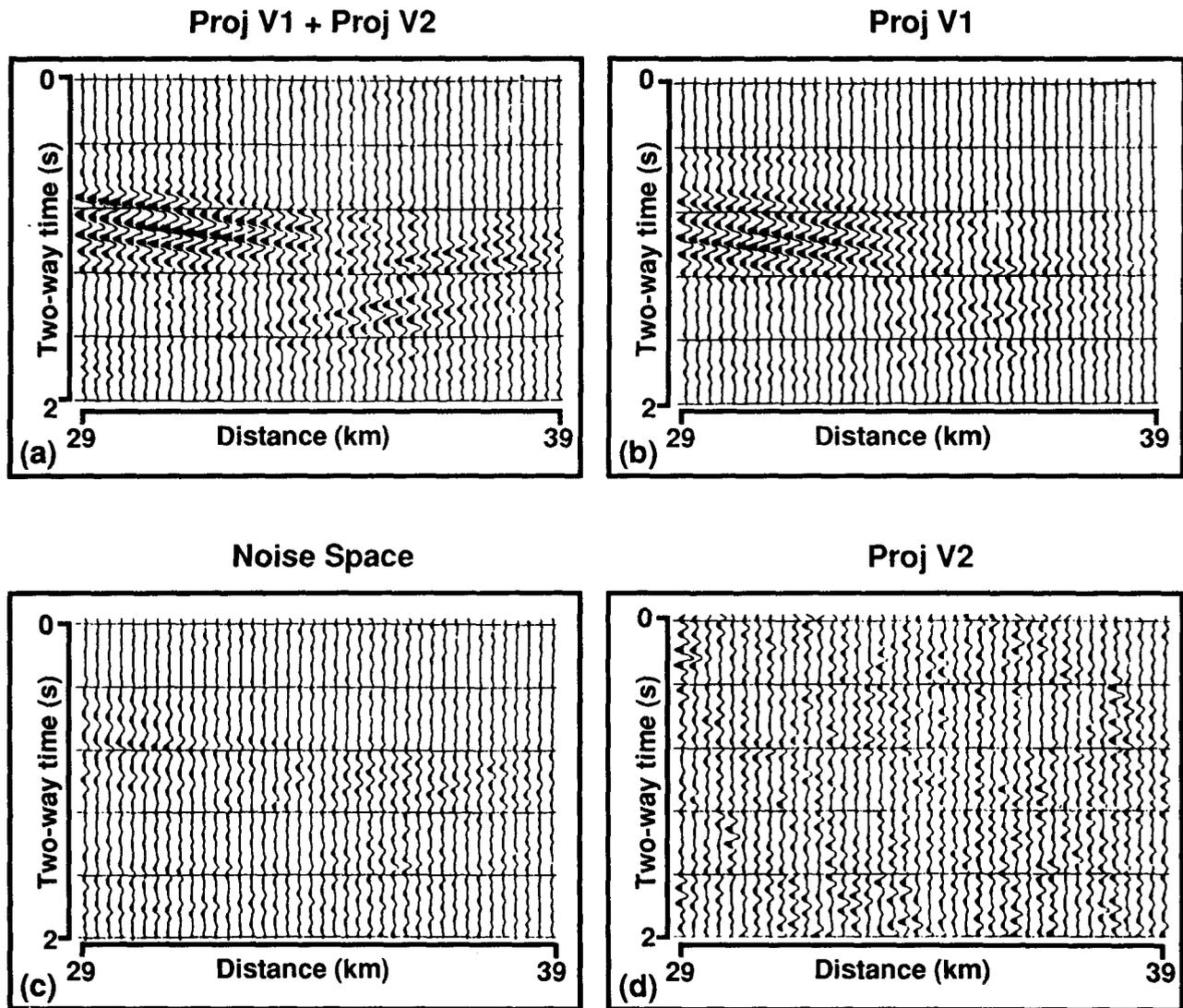


Figure 9. — Séparation de deux ondes utilisant le modèle adapté :
 a) Espace signal (proj V_1 + proj V_2).
 b) Projection sur le premier vecteur propre (proj V_1).
 c) Espace bruit.
 d) Projection sur le deuxième vecteur propre (proj V_2).

rompt brusquement à une distance de 35 km du point milieu de la section, et l'onde B comme une diffraction sur une faille du rift. L'onde A disparaît au point diffractant caractérisé par le sommet de la faille, dont la position est nettement visible sur la figure 10 b. D'autres méthodes de séparation d'ondes plus classiques ne permettent pas d'obtenir ce résultat à cause des réponses impulsionnelles importantes de ce type de filtre sur une discontinuité latérale.

4.4. SÉPARATION D'ONDES SUR UN ENREGISTREMENT DE TYPE PSV (PROFIL SISMIQUE VERTICAL) EN UTILISANT LES MODÈLES CONTRAINTS [26]

Dans cet exemple, les géophones récepteurs étant à trois composantes, l'information totale du champ d'onde peut

être rapportée à un axe vertical parallèle au puits et deux axes horizontaux. Les données traitées sont composées de 16 enregistrements au pas de 2 ms, la durée du signal est de 500 ms (fig. 11).

4.4.1. Filtrage par projection sur les vecteurs propres

Les ondes P (montantes et descendantes) se situent préférentiellement sur la composante verticale (notée z) et les ondes S sur la composante horizontale (notée h) située dans le plan passant par la source et le puits.

A priori, nous cherchons 2 ondes sur chaque composante (une onde montante et une onde descendante). Nous devrions nous contenter d'observer les projections sur les deux premiers vecteurs propres. La figure 11 b montre la projection de la composante z sur les 3 premiers vecteurs

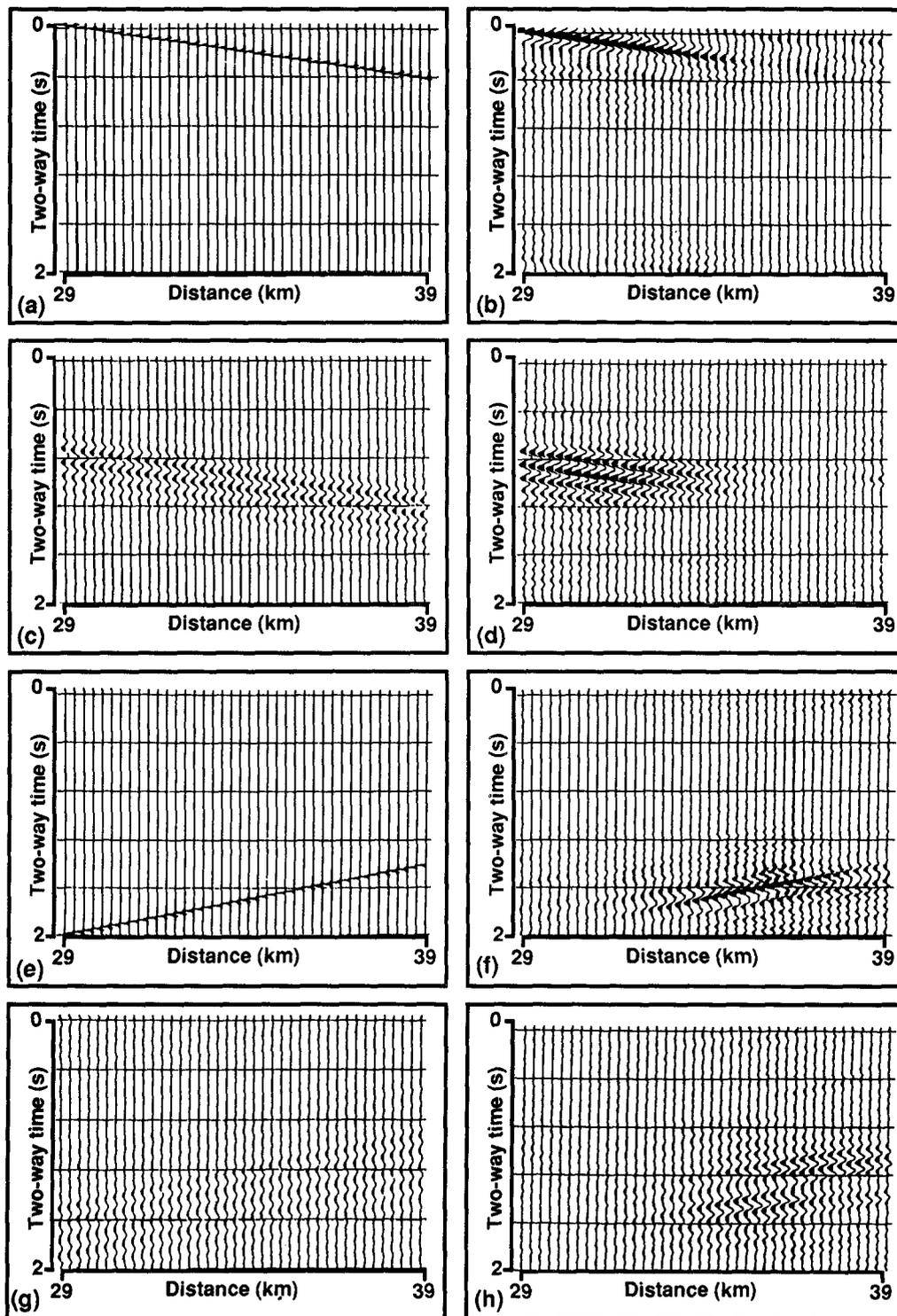
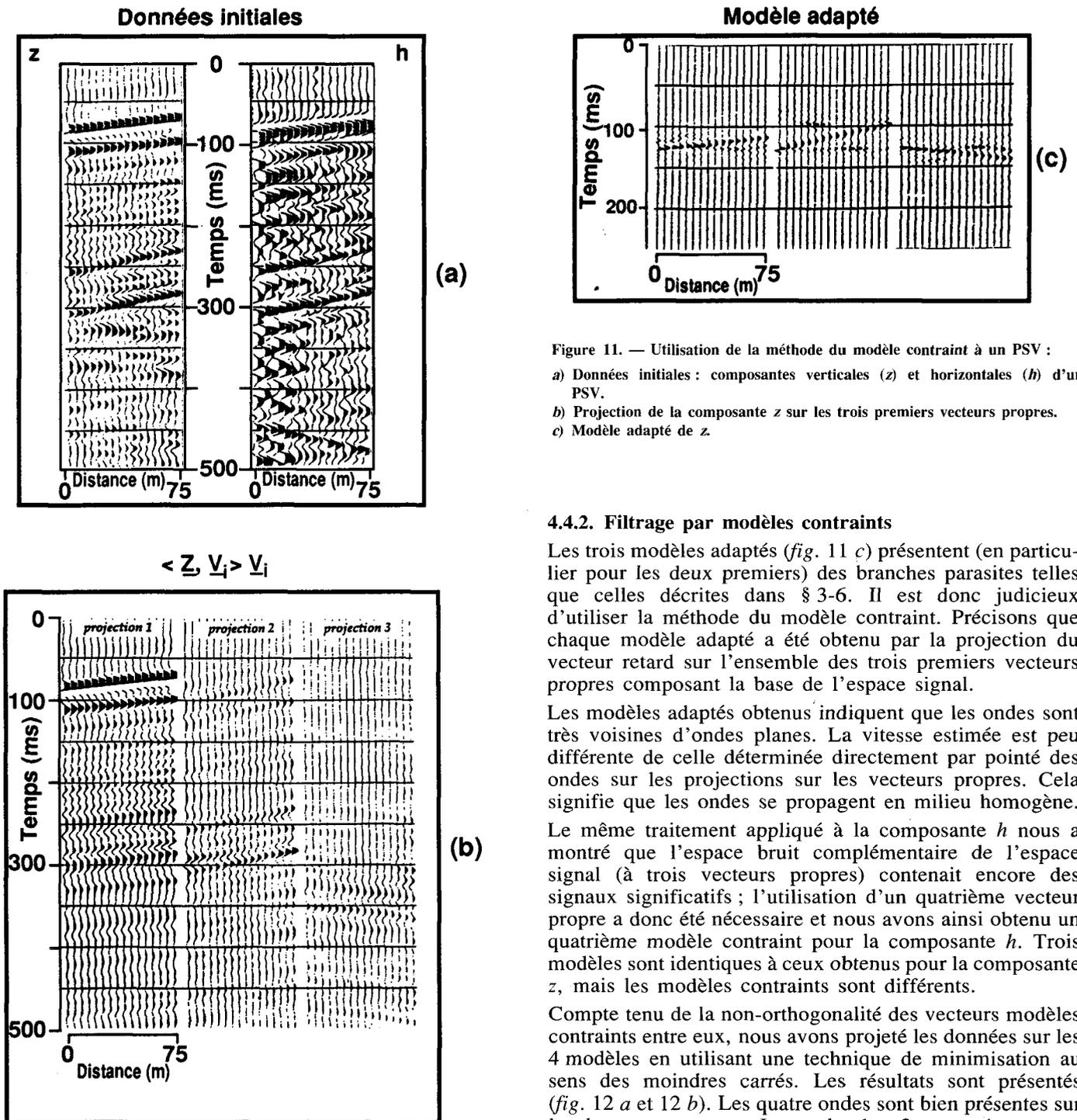


Figure 10. — Elaboration des modèles adaptés (utilisés figure 9) :

- a) m_A : vecteur retard ou modèle a priori de l'onde A.
- b) m_A : modèle adapté A (projection de m_A sur l'espace signal).
- c) Projection des données $\Gamma(t)$ sur m_A : TFI [$\langle R, M_A \rangle M_A$].
- d) Projection des données $\Gamma(t)$ sur m_A adapté.
- e), f), g) h) Idem pour l'onde B.



propres. En fait la projection sur le troisième vecteur propre (fig. 11 b) n'appartient pas à l'espace bruit. On obtient par projection sur chaque vecteur propre une séparation incomplète des ondes : une P descendante, une S descendante et une P montante. Une séparation correcte est obtenue en utilisant des modèles a priori décrivant les vitesses apparentes des ondes de plus forte énergie. Ces vecteurs retard seront adaptés dans l'espace signal, puis contraints (limités dans l'espace des temps).

Figure 11. — Utilisation de la méthode du modèle contraint à un PSV :
 a) Données initiales : composantes verticales (z) et horizontales (h) d'un PSV.
 b) Projection de la composante z sur les trois premiers vecteurs propres.
 c) Modèle adapté de z .

4.4.2. Filtrage par modèles contraints

Les trois modèles adaptés (fig. 11 c) présentent (en particulier pour les deux premiers) des branches parasites telles que celles décrites dans § 3-6. Il est donc judicieux d'utiliser la méthode du modèle contraint. Précisons que chaque modèle adapté a été obtenu par la projection du vecteur retard sur l'ensemble des trois premiers vecteurs propres composant la base de l'espace signal.

Les modèles adaptés obtenus indiquent que les ondes sont très voisines d'ondes planes. La vitesse estimée est peu différente de celle déterminée directement par pointé des ondes sur les projections sur les vecteurs propres. Cela signifie que les ondes se propagent en milieu homogène.

Le même traitement appliqué à la composante h nous a montré que l'espace bruit complémentaire de l'espace signal (à trois vecteurs propres) contenait encore des signaux significatifs ; l'utilisation d'un quatrième vecteur propre a donc été nécessaire et nous avons ainsi obtenu un quatrième modèle contraint pour la composante h . Trois modèles sont identiques à ceux obtenus pour la composante z , mais les modèles contraints sont différents.

Compte tenu de la non-orthogonalité des vecteurs modèles contraints entre eux, nous avons projeté les données sur les 4 modèles en utilisant une technique de minimisation au sens des moindres carrés. Les résultats sont présentés (fig. 12 a et 12 b). Les quatre ondes sont bien présentes sur les deux composantes. Les ondes 1 et 2 sont présentes sur les composantes h et z , l'onde 3 de type P, préférentiellement sur z et l'onde 4 de type S convertie en P, préférentiellement sur h .

4.4.3. Interprétation et conclusion

A partir des résultats obtenus par les projections des composantes verticales z et horizontales h , on a recomposé une section en sélectionnant les différentes projections pour lesquelles les ondes P et S sont séparées. Le résultat est présenté sur la figure 13.

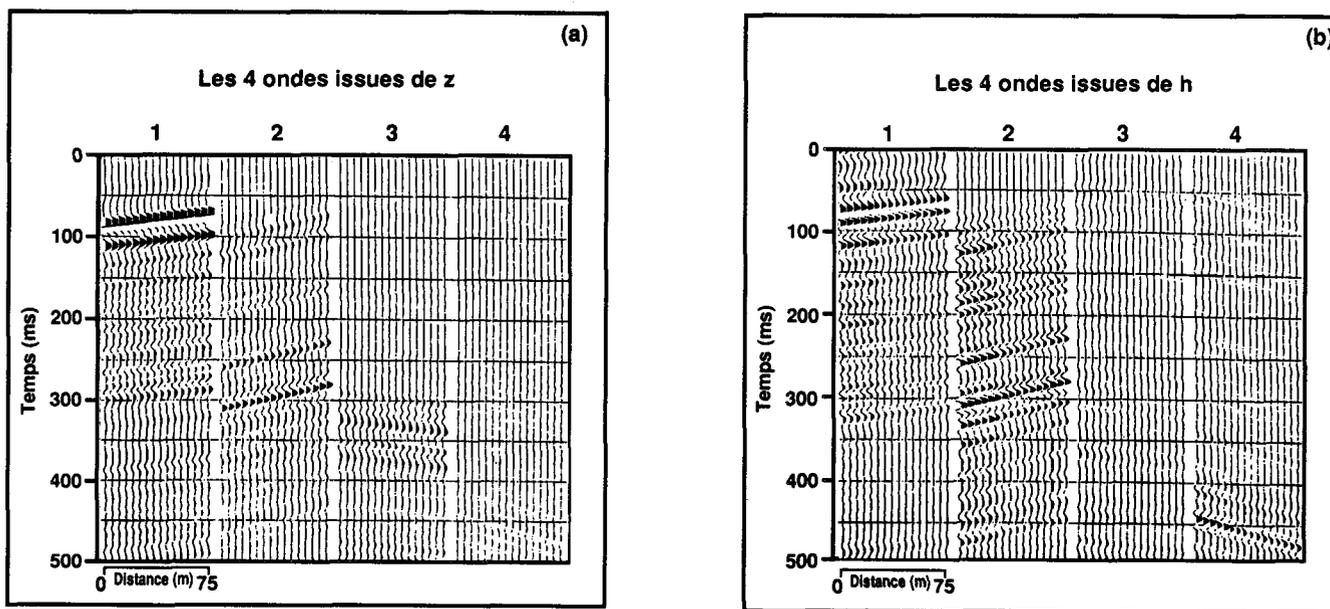


Figure 12. — Séparation d'ondes :

- a) Projections sur les quatre modèles contraints, numérotés de 1 à 4, de la composante z .
- b) Projections sur les quatre modèles contraints, numérotés de 1 à 4, de la composante h .

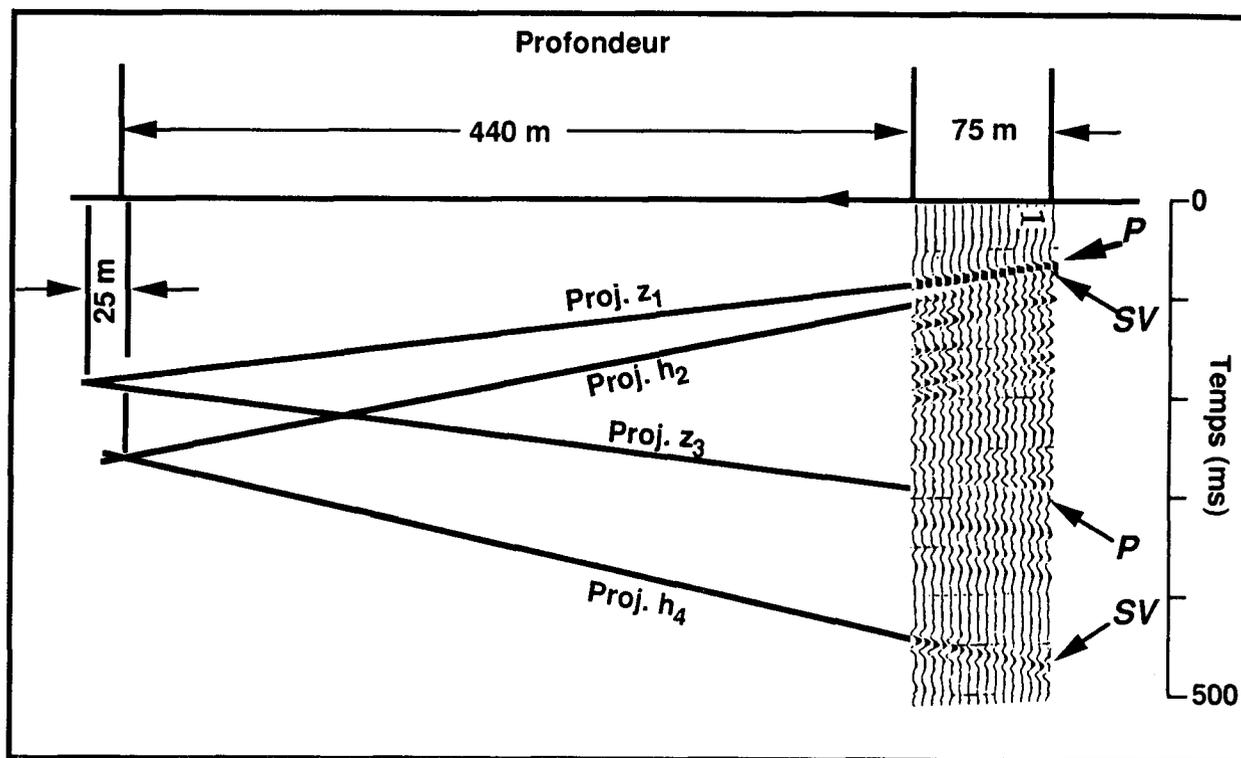


Figure 13. — Estimation du réflecteur situé sous le puits. Section recomposée à partir de deux projections de la composante z (1 et 3) et deux projections de la composante h (2 et 4) de la figure 12. Cette section montre les ondes descendantes P et SV, les ondes montantes P et SV, réfléchies sur une interface située à environ 440 m sous le fond du puits avec une erreur d'environ 25 m.

L'onde de cisaillement S descendante est probablement une onde convertie S issue d'une onde P réfléchie au sommet d'une formation homogène. Les ondes P et S montantes sont réfléchies à la base de ce milieu (bien en dessous du puits). Nous montrons sur cet exemple l'intérêt de la méthode du modèle contraint. L'identification de toutes les ondes nécessite l'utilisation des deux composantes z et h et ne peut se déduire uniquement de l'observation des vecteurs propres de la matrice spectrale.

5. Conclusion

L'identification d'ondes dans les sections utilisées en prospection sismique nécessite parfois de séparer ces ondes.

A chaque onde peut être associé un modèle vecteur de propagation au niveau de l'antenne. Le produit scalaire dans l'espace des fréquences de deux ondes est un critère de proximité de ces deux ondes. Il est fonction de la fréquence. Ceci nous a permis de mieux interpréter les opérations de projection.

Classiquement, la matrice spectrale est utilisée pour définir l'espace signal. Nous avons montré que l'interprétation des vecteurs propres de la matrice spectrale dans le domaine des temps est très instructive. La séparation des ondes par projection sur les vecteurs propres est efficace quand ces ondes sont orthogonales et d'énergies différentes. Pour traiter les autres cas, nous avons proposé deux nouvelles techniques : les données sont projetées soit sur un modèle adapté soit sur un modèle contraint.

Le modèle adapté utilise a priori une information de vitesse de propagation pour chaque onde. La projection du vecteur propagation associé sur l'espace signal est le modèle adapté. Il convient pour des ondes d'énergies voisines, à condition que l'angle entre les vecteurs propagation de chaque onde soit suffisant.

Dans le cas contraire et pour des vecteurs de propagation très proches, le modèle adapté est modifié pour obtenir le modèle contraint. Cette modification est basée sur l'hypothèse a priori que la réponse impulsionnelle de la fonction de transfert est limitée dans l'espace des temps.

La notion de ressemblance entre ondes basée sur le produit scalaire a permis d'interpréter les mécanismes de ces diverses décompositions.

En traitement du signal on travaille souvent dans le domaine des fréquences, les sismiciens eux, peut-être pour des raisons historiques de temps de calcul préfèrent travailler dans le domaine des temps. Dans tous les cas l'examen des opérations faites dans un domaine (temps ou fréquence) complète celui qui est fait dans l'autre.

Il est ainsi possible :

- d'améliorer le rapport signal sur bruit
- de séparer les diverses ondes
- d'estimer la propagation de chaque onde au niveau de l'antenne.

Les multiples applications à des données réelles illustrent

l'efficacité de ces techniques de séparation d'ondes, par contre l'application à un nouveau type de données nécessite un contrôle des performances pour choisir la meilleure méthode et le type de moyenne à utiliser.

Manuscrit reçu le 6 septembre 1991.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] K. H. WATERS, Reflection seismology, John Wiley and sons, 1981, pp. 1-453.
- [2] M. LAVERGNE, Méthodes sismiques, éditions Technip, 1986, pp. 1-207.
- [3] W. H. MAYNE, Common reflection point horizontal data stacking techniques, *Geophysics*, 1962, N° 27, pp. 927-938.
- [4] J. L. MARI et F. COPPENS, La sismique de puits, éditions Technip, 1989, pp. 1-89.
- [5] H. MERMOZ, « Imagerie, corrélation et modèles », *Ann. des Télécommunications*, 1976, Vol. 31, pp. 17-36.
- [6] O. YILMAZ, Seismic data processing, Society of exploration Geophysicists, series Investigation in geophysics N° 2, 1988, pp. 155-230.
- [7] C. ESMERSOY, Polarisation analysis, rotation and velocity estimation in three-component VSP, dans Toksöz M. N. et Stewart R. R., Eds, Vertical Seismic Profiling, Part B : Advanced concepts, Geophysical Press, 1984, pp. 236-255.
- [8] C. ESMERSOY, Velocity estimation from Offset VSPs Using direct P and converted SV-Waves, 58th SEG Meeting, Anaheim, Expanded Abstracts, 1988, pp. 538, 541.
- [9] F. GLANGEAUD, Ch. CLIET, Surface wave identification and filtering in multicomponent seismics, Society of Exploration Geophysicists 16th annual meeting, 60th SEG Meeting San Francisco, 1990, Expanded Abstracts, pp. 1557-1560.
- [10] Ch. HÉMON et D. MACÉ, Essai d'une application de la transformation de Karhunen-Loève au traitement sismique, *Geophysical Prospecting*, 1978, Vol. 26, N° 4, p. 600-626.
- [11] Sergio FREIRE L. M. et Tad J. ULRYCH, Application of singular value decomposition to vertical seismic profiling, *Geophysics*, 1988, Vol. 53, N° 6, pp. 778-785.
- [12] J. P. FAIL, G. GRAU, Les filtres en éventail, *Geophysical Prospecting*, 1963, N° 11, pp. 131-163.
- [13] W. S. HARLAN, J. F. CLEARBOUT et F. ROCCA, Signal-Noise separation and velocity estimation, *Geophysics*, 1984, Vol. 49, N° 11, pp. 1869-1880.
- [14] J. MUNIER, L'identification de fronts d'ondes corrélés et distordus, *Traitement du signal*, 1987, Vol. 4, N° 4, pp. 281-296.
- [15] J. C. SAMSON, The spectral matrix, eigenvalues, and principal components in the analysis of multichannel geophysical data, *Ann. Geophys.*, 1983, Vol. 1, N° 1, pp. 115-125.
- [16] J. L. MARI, F. GLANGEAUD, Spectral matrix filtering applied to VSP Processing, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 1990, Vol. 45, N° 3, pp. 417-434.
- [17] J. MARS, Séparation d'ondes, *Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique Grenoble*, 1988.
- [18] F. NICOLLIN, Spectral matrix filtering applied to explosion seismology data : examples from western Alps. The European geotraverse, Part 7, Tectonophysics, 1991, Vol. 199, N° 2, pp. 299-309.
- [19] G. BIENVENU et KOPP L., Optimality of high resolution array processing using the eigensystem approach, *IEEE ASSP*, 1983, Vol. 31, N° 5, pp. 1235-1248.
- [20] F. GLANGEAUD et C. LATOMBE, « Multicomponent filtering of magnetic signals », *Signal Processing*, 1986, Vol 11, N° 2, pp. 133-143.

- [21] F. GLANGEAUD et J. L. LACOUME, « Corrections of seismic traces by adaptive signal processing », IASTED, *Applied Signal Processing*, 1985, pp. 263-266.
- [22] J. L. MARI et P. GAVIN, Séparation des ondes P et S à l'aide de la matrice spectrale avec informations a priori, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 1990, Vol. 45, N° 5, pp. 587-603.
- [23] J. MARS, F. GLANGEAUD, J. L. LACOUME, J. M. FOURMANN et S. SPITZ, « Separation of seismic waves », 57th SEG Meeting, New Orleans, Expanded Abstracts, 1987, pp. 489-492.
- [24] O. BARDOU, M. CAMPILLO et F. GLANGEAUD, Analyse du champ diffracté par une surface rugueuse, *Colloque Société française d'acoustique*, 1990, pp. 667-670.
- [25] P. GAVIN, F. GLANGEAUD et B. PINET, Wave separation of wide-angle seismic profiles using spectral filtering and velocity constraints, *Ecors Revue Société géologique de France*, 1992, à paraître.
- [26] P. GAVIN, Séparation d'ondes sismiques à partir d'un modèle a priori et de l'estimation de l'espace signal. *Thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble*, 1989.
- [27] F. GLANGEAUD, J. L. MARI et J. L. LACOUME, Estimation de la matrice spectrale de signaux certains : application à la séparation d'ondes en sismique, *GRETSI*, 1989, pp. 225-228.
- [28] F. GLANGEAUD, Du signal sismique à la structure du sous-sol, signaux et images, *Courrier du CNRS*, 1991, N° 77, p. 58.