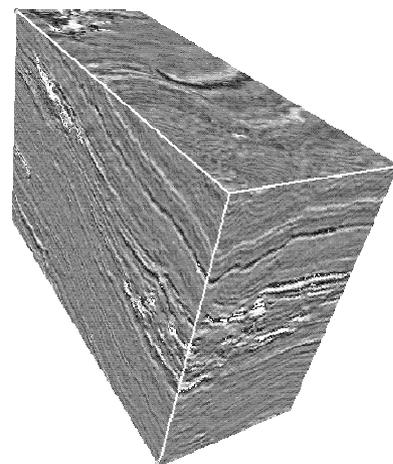
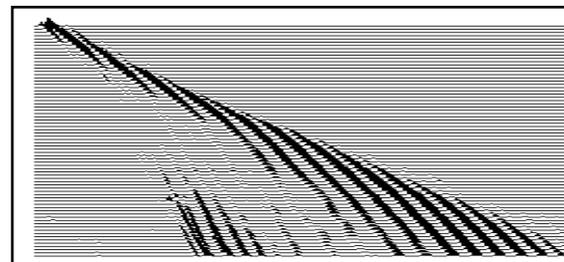
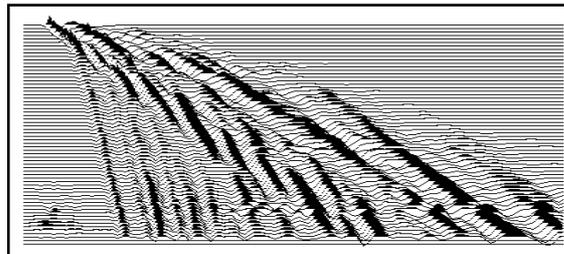
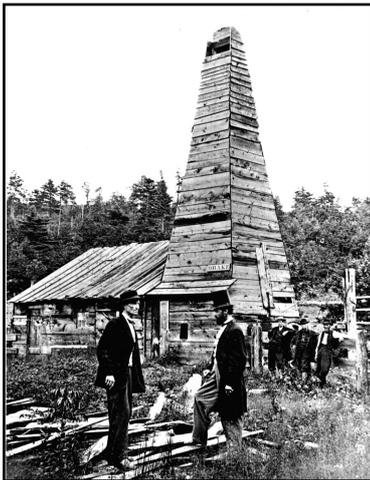


SISMIQUE

FILTRAGE MULTIDIMENSIONNEL



Préambule :

Ce cours est destiné aux élèves de troisième année de l'option SICOM (Signal, Image Communication et Multimédia). Cette option est commune aux deux écoles ENSE3 (Ecole d'ingénieurs pour l'Eau, l'Energie l'Environnement et PHELMA (Ecole d'ingénieurs pour le Physique, l'Electronique et les Matériaux) ainsi qu'au élèves de Master 2 Recherche « Terre Solide » de l'école doctorale « Terre Univers Environnement » de l'Université Joseph Fourier. Pour le rédiger je me suis d'une part largement inspiré d'ouvrages déjà existants citées ci-dessous et de l'expérience que j'ai pu acquérir dans le domaine de la séparation d'ondes des signaux géophysiques depuis une vingtaine d'années et des travaux menés au Laboratoire GIPSA-Lab notamment par les doctorants. Il est destiné à des élèves qui ont déjà une expérience en traitement du signal classique, et qui voudrait en savoir un peu plus sur ces fameux signaux géophysiques et multidimensionnels. Il est clair que certaines notions sont traitées superficiellement, mais j'ai toujours essayé de donner des points d'entrés bibliographiques dans la mesure du possible. A ce cours est associé un fichier power point contenant une centaine d'illustrations disponible.

Bonne lecture

Jérôme Mars Professeur
Directeur Adj de Gipsa-Lab
Responsable du département Images Signal.
GIPSA-Lab, ENSE3, BP 46, 38492 Saint Martin D'hères

Téléphone : 04 76 82 62 53

Email : Jerome.Mars@gipsa-lab.grenoble-inp.fr

Adresse web du laboratoire : <http://www.gipsa-lab.grenoble-inp.fr/>

Adresse web de l'école : www.ense3.inpg.fr

Les ouvrages qui m'ont fortement inspirés :

Mari J.L, Glangeaud F. et Coppens F, **Traitement du signal pour géologues et géophysiciens : Vol. 1, Prospection sismique**, 2000, Editions Technip.

Glangeaud F., Mari J.L. et Coppens F, **Traitement du signal pour géologues et géophysiciens : Vol. 2, Traitement du signal de base**, 2000, Editions technip.

Mars J, Mari J.L., Lacoume J.L. et Glangeaud F., **Traitement du signal pour géologues et géophysiciens : Vol. 3, Traitement du signal : Techniques avancées en Traitement du signal**, 2005, Editions technip, 501p

CD1, Traitement du signal en Géosciences : Glangeaud F, Mari J.L., Baribaud D., Lejeune G., Lienard J et Armstrong G., 2000, Editions Technip.

CD2, Traitement du signal en Géosciences : Techniques avancées, Mari J.L., Glangeaud F, Mars J.L., Corazzi M., Lejeune G., Lienard J., 2006, Editions Technip.

Seismic Data Processing Vol 1. et 2., 2002, O, Yilmaz, SEG Editions.

Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, 1994, R. E. Sheriff, Geophysical References Series, SEG Editions.

Géophysique de Gisement et de Génie civil, 1998, J.L Mari, G. Arens, D. Chapellier, P. Gaudiani, Publications de l'IFP.

TABLES DES MATIERES

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION.....	8
<i>Un peu d'histoire :</i>	8
CHAPITRE 2 : OUTILS ET DISPOSITIFS.....	9
CHAPITRE 2 : OUTILS ET DISPOSITIFS.....	10
LES SOURCES	10
<i>Les sources sismiques en terrestre:</i>	10
<i>Les sources sismiques en marine:.....</i>	11
LES CAPTEURS.....	12
<i>Les géophones:</i>	12
<i>Les hydrophones:.....</i>	13
<i>La manipulation des streamers:</i>	14
<i>Les capteurs multicomposantes (OBS –OBC):.....</i>	14
LES TYPES DE CAMPAGNES	16
<i>La sismique réflexion</i>	16
Les dispositifs.....	17
Les collections.....	18
<i>La sismique réfraction.....</i>	18
<i>La sismique de puits.....</i>	20
Le profil sismique vertical	20
Le walkaway	21
La sismique de puits à puits.....	22
<i>La diagraphie acoustique.....</i>	22
<i>Le radar.....</i>	23
CHAPITRE 3 : RAPPELS SUCCINCT D'ACOUSTIQUE.	24
LES DIFFERENTS TYPES D'ONDES.....	24
<i>Les ondes de compression.....</i>	24
<i>Les ondes de cisaillement</i>	24
<i>Les ondes converties</i>	25
<i>Les ondes de surface</i>	26
Les ondes de Rayleigh	26
Les ondes de Stoneley	26
Les ondes de Love	26
Le ground roll	27
<i>Les ondes de diffraction.....</i>	27
<i>Les multiples</i>	28
<i>Le bruit</i>	28
CHAPITRE 4 : LE TRAITEMENT DES DONNEES SISMIQUES.	29
Pré traitement	29
PREMIERE PHASE : LES PRE-TRAITEMENTS.....	29
<i>L'édition</i>	29
<i>La récupération des amplitudes</i>	29
<i>Filtre en fréquence et en vitesse apparente</i>	30
<i>Déconvolution et démultiplication.....</i>	30

DEUXIEME PHASE : CORRECTIONS DIVERSES ET ANALYSE DE VITESSE	31
<i>Zone altérée et corrections statiques</i>	31
<i>Analyse de vitesse et corrections dynamiques</i>	31
TROISIEME PHASE : LES SOMMATIONS	32
QUATRIEME PHASE : MIGRATION ET INVERSION	32
<i>Migration</i>	33
<i>Inversion</i>	33
CINQUIEME PHASE : ESTIMATION DES ZONES RESERVOIRS.....	33
<i>Indicateurs d'hydrocarbures</i>	33
CHAPITRE 5 : SEPARATION D'ONDES ET AMELIORATION DU RSB... 36	
Introduction	36
1. INTRODUCTION.....	36
2. LES METHODES A GABARIT	36
<i>Filtre médian</i>	36
<i>Le filtre de polarisation</i>	37
<i>Le filtre de Wiener</i>	39
<i>Le filtre τ-p (filtre de Radon)</i>	41
<i>Le filtre f-k</i>	42
<i>Les filtres en ondelette</i>	44
<i>Ondelette continue (Morlet)</i>	44
<i>Ondelette Discrète</i>	47
3. LES METHODES MATRICIELLES	48
<i>Séparation par SVD (Singular Value Decomposition)</i>	49
<i>Séparation par TKL</i>	50
<i>Séparation par SMF (Spectral Matrix filtering)</i>	51
<i>Estimation de la matrice spectrale</i>	53
<i>Conclusion</i>	54
<i>Extension de la SVD - ICA</i>	55
<i>Extension de la SVD à 3 dimensions</i>	59
<i>Matrices dépliantes</i>	59
<i>Rang d'un tableau 3D</i>	60
<i>Décomposition en valeurs singulières des tableaux 3D</i>	60
<i>Séparation d'espaces par la 3D-SVD</i>	61
REFERENCES.	64
INDEX.....	69

Chapitre 1 : Introduction

Dans le domaine de la géophysique, la sismique est de loin la discipline, la plus importante comparée aux autres types d'exploitation tant en terme de budget qu'en nombre de personnel s'y consacrant et de moyens associés. Les méthodes sismiques sont essentiellement utilisées en prospection pétrolière et minières. L'implantation d'un forage, but ultime d'une campagne sismique est rarement décidé sans information sismique. Les méthodes sismiques sont maintenant largement utilisées en génie civil et en géophysique de sub-surface notamment pour la construction de grands ouvrages (ponts, autoroutes, digue, etc.) et pour le monitoring de certains ouvrages (barrage, digue, pylône etc.). La technique fondamentale utilisée consiste à produire des ondes sismiques (artificielles) et de mesurer le temps de propagation mis par ces ondes pour atteindre un ou des capteurs, une antenne, un réseau. A partir des temps de trajet des ondes, des variations d'amplitudes et des fréquences des signaux, on pourra **imager le sous-sol** et en particulier obtenir des informations sur la structure du sous-sol. A l'heure actuelle, toutes les compagnies pétrolières s'appuient sur l'interprétation sismique, pour choisir l'implantation de ces forages d'exploitation.

Un peu d'histoire :

L'observation et la compréhension des phénomènes géophysiques terrestres ont toujours été une préoccupation pour l'homme. C'est ainsi que la sismologie d'observation a précédé les applications liées à l'exploitation proprement dite. En effet pour se prémunir des risques naturels et comprendre ces phénomènes, le mathématicien Cheng Heng (132 BC) mis au point le premier sismographe permettant de connaître approximativement la direction d'arrivée d'un séisme.

Après cette instrumentation ingénieuse mais très naturaliste, une grande partie de la théorie sismique a été mise au point bien avant que soient disponibles des instruments assez sensibles pour permettre des mesures significatives. On doit à Knott, la théorie de réflexions et de la réfraction sur des interfaces, il y a plus de 120 ans. La théorie des ondes décrite par Zoeppritz et Wichert date de 110 ans (1907). Pendant la première guerre mondiale, les différents protagonistes ont fait de nombreuses recherches, pour déterminer la position des pièces lourdes d'artillerie en enregistrant l'arrivée des ondes sismiques émises par le recul des canons. Au cours de ce conflit, la maîtrise des besoins en huile et pétrole sont devenus des paramètres essentiels et stratégiques. Après la première guerre mondiale, les ingénieurs se sont servis de ces travaux fondamentaux et nombreux sont ceux qui par la suite, ont été les pionniers des techniques et des instruments de prospection sismique (Mintrop en Allemagne, Karcher et Mac Collum aux Etats Unis notamment).

Après une époque de balbutiement entre 1920 et 1940, la fin de la deuxième guerre mondiale, marque le début de l'âge d'or de la prospection sismique avec notamment la création de nombreuses compagnies pétrolières (Elf-Aquitaine, Mobil, Exxon, Texaco, Shell, BP, Amoco etc.) et de sociétés de service (Schlumberger, Compagnie Générale de Géophysique, Geco, Prakla, Western Geophysical, Halliburton etc). Cette époque correspond également à un boum de la technologie d'investigation.

En 1953, parallèlement à l'avènement des premiers enregistrements magnétiques, débuta au MIT à Boston, les premières applications utilisant la théorie de l'information. Des méthodes de traitement du signal pour la géophysique furent ainsi proposées par le **Geophysical Analysis Group** (GAG) grâce à la technologie des ordinateurs. L'impact de ses deux évolutions (théorie et ordinateur) sur le domaine de la sismique et tel que certains auteurs ont parlé de **révolution numérique**. Par la suite, les redondances d'information et de données ont permis d'initier un certain nombre de méthodes ayant pour but initialement d'atténuer les bruits, et les réflexions multiples et d'augmenter la qualité des résultats.

Au début, la théorie de l'information était formulée au moyen d'expression très complexe et utilisait un vocabulaire non familier pour les géophysiciens. Mais avec le nombre croissant des applications, les concepts fondamentaux furent exprimés plus simplement et plus clairement. C'est ainsi que l'on a pu voir apparaître les premiers ouvrages fondamentaux en traitement de signaux sismiques écrits par des géophysiciens et pour des géophysiciens. (Silverman en 1967 avec son premier livre « The digital

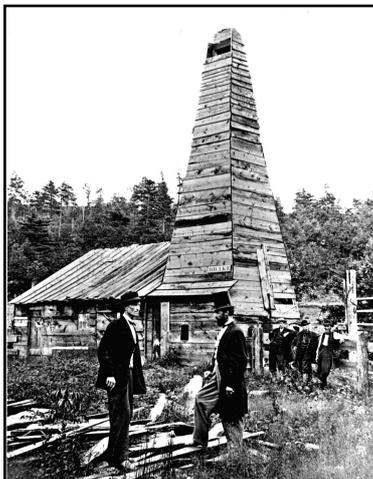
signal processing of seismic data », Robinson et Treitel et leurs ouvrages sur le filtre de Wiener et la déconvolution (pour ne citer que cela...) puis Yilmaz et son bestseller Seismic Signal Analysis.

Depuis les années soixante, les objectifs des traitements sismiques n'ont pas changés, seul le contexte international a varié car les enjeux économiques sont dorénavant énormes et les lieux de prospection de plus en plus variés. En ce troisième millénaire, en plus des campagnes sismiques terrestres 3D, les compagnies pétrolières étendent leurs activités notamment dans l'exploration marine grande profondeur. Par ailleurs, elles se penchent également sur le monitoring des gisements déjà exploités ou en cours d'exploitation pour améliorer la rentabilité de ces gisements.

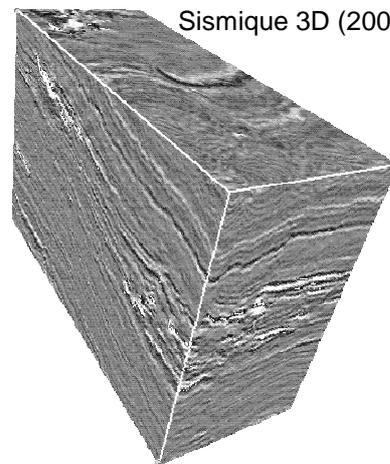
Depuis les années 1990, de nombreux regroupement ont eu lieu notamment en France (Elf Aquitaine + Fina + Total est passée TotalFinaElf pour devenir Total ; La CGG a racheté le groupe américain Veritas pour devenir CGG-Veritas puis CGG tout court ; le groupe SERCEL a racheté le leader mondial des capteurs Mark & Products pour devenir SERCEL, leader mondial dans ce domaine etc).

Actuellement les méthodes utilisées en prospection pétrolière sont de plus en plus complexes et font appels aux **développements les plus récents en traitement du signal et des images**. Les liens entre la géophysique et le traitement du signal ont toujours été très forts et particuliers. En effet, les nouvelles techniques de traitement du signal utilisant les méthodes temps-fréquence ou les statistiques d'ordre supérieur par exemple ont trouvé un domaine d'application formidable en géophysique dans le domaine de la déconvolution et de la séparation de sources. Les premiers articles parus autour des méthodes temps-fréquence et temps-échelle, ont eu pour auteur des gens comme Jean Morlet, Goupillaud, (géophysicien de ELF-Aquitaine). Les exemples sont actuellement encore nombreux. Donc on le voit les activités géophysiques ont toujours su bénéficier des apports des techniques du traitement du signal, qui lui-même a toujours su trouver en la géophysique, un formidable domaine d'expression.

Le premier puit de Drake en Pennsylvanie (1859)



Sismique 3D (2005)



Acquisition marine 3D



Courtesy: Western Geophysical

Acquisition terrestre.



Chapitre 2 : Outils et dispositifs.

Les sources

Les capteurs.

Les types de campagnes.

La mise en œuvre d'une campagne nécessite un dispositif émetteur (source) un dispositif récepteur (capteurs, antenne, réseaux) et un laboratoire d'enregistrement numérique et de transmission. L'enregistrement sismique est une fonction échantillonnée suivant le temps d'écoute t et la distance x émetteur récepteur (antenne).

LES SOURCES

Les sources sismiques en terrestre:

L'explosif (source historique) : Il en existe deux catégories, la dynamite gomme (un mélange de nitroglycérine et coton azotique assez dangereux car instable) et le nitrate d'ammonium. L'explosif est la source qui a le spectre le plus large (réponse impulsionnelle très courte, vitesse de déplacement de l'explosion dans le corps de la cartouche estimé à 7000 m/s) et qui fournit des enregistrements avec la meilleure résolution verticale. La gamme des charges peut être très variable, (de quelques centaines de gramme pour les études de génie civil (cordon détonnant) à plusieurs dizaines de kilo pour les campagnes grande distance. Son emploi nécessite des précautions particulières de mise en œuvre et de stockage. Quelques personnes (artificiers) sont habilitées. Ce type de source a de nombreux inconvénients (coût élevé) liés au temps et à la dépense pour le forage des trous de tir et des dommages possibles aux constructions (impact sur l'environnement). Pour « la petite sismique », il existe le **Geoflex**, (cordon détonnant) qui s'enterre sous une vingtaine de centimètres à l'aide d'une charrue spéciale.

Le thrumper ou chute de poids : Elles sont initialement commercialisées par la *McCullum Geophysical Corp.* Beaucoup moins énergétiques que les sources explosives, leur diffusion a été rendue possible grâce à la possibilité de l'addition verticale ou **stack** qui permet d'additionner les effets d'un grand nombre d'impulsions faible pour donner un résultat utilisable. C'est généralement une plaque de 3 tonnes qui tombe d'une hauteur de 3 mètres. L'instant d'impact est rigoureusement déterminé par un capteur situé sur la plaque contrairement aux sources explosives. On utilise volontiers deux ou trois sources en parallèle (la première lâche son poids, la deuxième le relève et la troisième va au pas de tir suivant). L'emploi des sources de ce type est maintenant réservé aux zones désertiques ou arides où les énormes camions peuvent circuler sans grande difficulté.

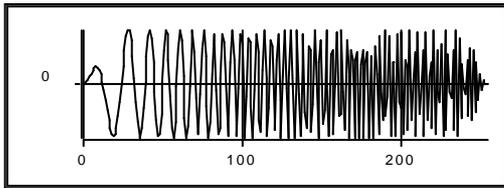
Une version active de ce type d'engin existe. Ce sont les **Dinoseis** (un mélange de propane et d'oxygène explose dans une chambre élastique provoquant le déplacement d'un piston vers le sol). Toutes ces sources ont pour but de faire passer le maximum d'énergie en minimum de temps.

Les camions vibreurs en P ou en S. Les **vibroseis** (camion vibreur) au contraire émettent un train d'onde pendant 7 secondes ou plus. Un vibreur actionné hydrauliquement agit sur une plaque d'acier fermement pressée sur le sol. Le train d'onde émis est une sinusoïde dont la fréquence croît régulièrement de 6 à 50 (100) Hz pendant un temps de balayage de 7 secondes. Comme l'intervalle entre réflexions est bien inférieur à cette durée, on reçoit donc sur le capteur la superposition de nombreux trains d'ondes. Un traitement sera nécessaire pour compresser chaque train d'onde réfléchi en un signal faisant disparaître la plupart des recouvrements. (Ce type d'étude fera l'objet d'une séance de travaux pratiques). La source « vibroseis » est une source de faible énergie, elle s'emploie donc dans les zones où l'explosif est proscrit. Pendant longtemps, ce type de source n'existait qu'en génération d'ondes de compression. Maintenant, il existe des vibroseis générant des ondes de cisaillement.

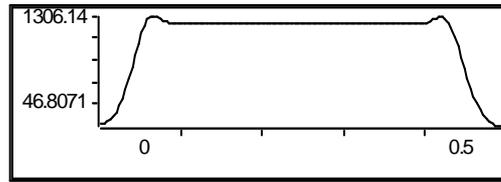


Cours de sismique- Filtrage multidimensionnel

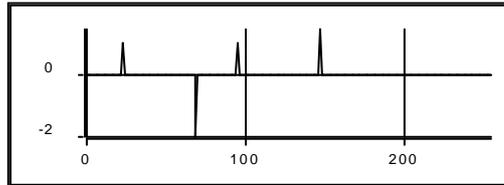




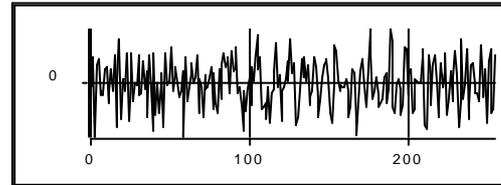
Signal temporel d'un camion vibreur $e(t)$



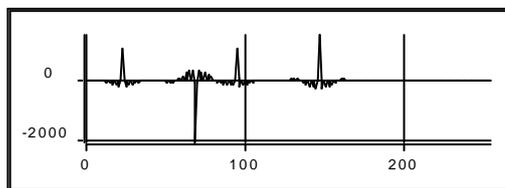
Spectre du signal émis par le camion



Exemple de réponse impuls. de terrain $h(t)$



Signal temporel issu de la convolution $s(t)$



Résultat du traitement

Les sources (vibroiseurs) sont très utilisées car elles permettent de retrouver grossièrement les réflecteurs du sous sol par simple intercorrélacion entre la source et le capteur.

Si on pose $e(t)$ la source sismique **connue** (camion), $r(t)$ la réponse impulsionnelle du terrain (réflectivité) **inconnue**, $y(t)$ l'enregistrement sur un capteur **connu** et $b(t)$ le bruit additionnel en temps, alors : $y(t) = e(t) \cdot r(t) + b(t)$. Si on sait qu'une intercorrélacion entre deux fonctions a et b s'écrit par la convolution comme : $\Gamma_{ab} = a(t) \cdot b(-t)$. Donc l'intercorrélacion entre le capteur $y(t)$ et la source $e(t)$ s'écrit : $\Gamma_{ye} = e(t) \cdot r(t) \cdot e(-t) + b(t) \cdot e(-t)$. La convolution étant commutative, on obtient $\Gamma_{ye} = e(t) \cdot e(-t) \cdot r(t) + b(t) \cdot e(-t)$. Soit $\Gamma_{ye} = \Gamma_{ee} \cdot r(t) + b(t) \cdot e(-t)$.

Si on a une source à large spectre, sa fonction de corrélation sera proche d'un Dirac (élément neutre de la convolution) et si l'intercorrélacion source-bruit est négligeable, alors, $\Gamma_{ye} = r(t)$.

Les sources sismiques en marine:

Parmi les sources sismiques les plus puissantes, la plus utilisée est le **canon à air** (*Bolt Associates, SERCEL*). C'est un appareil qui envoie dans l'eau de l'air à très haute pression. La bulle d'air comprimée oscille ensuite comme une bulle de gaz résultant d'une explosion, mais comme son énergie est moindre, elle oscille dans la gamme des fréquences sismiques. La détente intervient en 1 à 4 ms. Le cycle total dure de 25 à 40 ms. On peut disposer de plusieurs canons en batterie. Étant donné que la fréquence dominante de l'impulsion dépend de l'énergie (c'est à dire de la pression par le volume d'air expulsé), on obtient un spectre large en utilisant des canons de taille (volume de la chambre) de 33 litres.

Le **vaporchoc** (canon à eau) est une source sismique appelée canon à eau. C'est une marque déposée de la *Compagnie Générale de Géophysique*. On injecte de la vapeur sèche dans l'eau. À l'ouverture de la valve, la vapeur est libérée dans l'eau sous forme d'une bulle. Celle-ci s'écrase et disparaît par condensation. **Il n'y a donc pas d'oscillations de la bulle.** L'injection se fait sur une durée de 10 à 50 ms et l'on tire entre 5 à 10 fois par minute. Cependant le temps entre l'ouverture de la valve et l'écrasement de la bulle n'est pas constant et n'est pas parfaitement contrôlé. On ne peut donc pas employer simultanément plusieurs sources de ce type. De plus, il existe un problème de dédoublement. En effet, à l'ouverture de la valve se produit une première impulsion sismique précédant de 50 ms le signal principal qui lui est provoqué par l'écrasement de la bulle.

L'enregistrement sismique prend comme zéro le moment de l'ouverture de la valve et l'on est donc obligé de corriger le retard pendant le traitement.

Le **fléxotir** marque déposée de l'*Institut Français du Pétrole* met en œuvre une explosion d'une faible charge de dynamite (50g) dans une cage d'acier percée de nombreux trous. Les gaz émis par l'explosion projettent alors l'eau vers l'extérieur. Le flexotir ne peut s'utiliser qu'en eau profonde car si la pression hydrostatique est trop faible, le diamètre de la bulle d'explosion excède celui de la sphère et celle-ci peut être endommagée lors de l'explosion. Divers systèmes existent, l'**acquapulse** (sleeve exploder) développé par *Western Geophysical Company* utilise un mélange de propane et d'oxygène. Une version marine du Dinoseis qui projette un piston dans l'eau a été mise au point par *Shell (Gassp)*. L'**acquaseis** d'*Imperial Chemical Industries* utilise du cordon détonnant sur des centaines de mètres filé derrière le navire (charge de 500 g tous les 30 mètres).

Des **sparkeurs** ou étincelleurs sont maintenant très également utilisés en sismique marine. La décharge d'un condensateur crée un arc électrique entre deux électrodes immergées. La chaleur de l'étincelle vaporisera l'eau et donnera un effet équivalent à une petite explosion. La mise en parallèle de plusieurs sparkers permet d'augmenter l'énergie et donc la pénétration dans le sous-sol. Les fréquences admises pour les sparkers sont de l'ordre de 50 à 2000 Hz et peut permettre des investigations jusqu'à 6000 mètres. Actuellement les sparkeurs vibreurs sont en exploitation. La plupart de ces sources peuvent être regroupées pour former une antenne émettrice directionnelle.

LES CAPTEURS

Les géophones:

Les capteurs sismiques sont très variés. On les appelle **géophones** en sismique terrestre et **hydrophones** en marine. De nombreux types ont été utilisés dans le passé, mais les géophones modernes sont tous à peu près du type électromagnétique à bobine mobile pour le travail en terre et du type piézoélectrique pour le travail en mer ou en puits.

Un géophone classique est composé d'une bobine suspendue à un ressort mobile par rapport à un axe fixe constitué par un barreau aimanté. Lorsque le sol se déplace verticalement, l'aimant suit son mouvement mais la bobine à cause de son inertie reste d'abord stable. Ensuite le mouvement relatif de la bobine dans le champ magnétique crée une tension aux extrémités de la bobine. La tension de sortie du géophone sera directement proportionnelle à la force du champ magnétique du à l'aimant permanent et au nombre de tours de la bobine. Les géophones modernes de haute sensibilité ont une sortie de 0.5 à 0.7 Volts pour un mouvement du sol de vitesse 1cm/s. La bobine et le ressort constituent un système oscillant dont la fréquence propre est comprise entre 1 et 15 Hz. Comme la bobine a tendance à continuer ses oscillations une fois que le mouvement du sol a cessé, il faut amortir son mouvement. Ceci est réalisé en ajoutant à la bobine des anneaux de métal dans lesquels des courants de Foucault sont induits par le déplacement. Leurs effets s'opposent au mouvement et réalisent un amortissement.

La réponse d'un géophone à une sinusoïde dépend de la relation entre la fréquence du signal et la fréquence propre du géophone ainsi que du degré d'amortissement. Il faut généralement prendre en compte les courbes d'étalonnage des capteurs qui réagissent différents en termes d'amplitude et de phase selon la fréquence. Les géophones ont des fréquences de coupure de l'ordre de 8, 15 ou 30 Hz. Pour des acquisitions dites **haute résolution** (HR) on peut utiliser des géophones coupant à 100 Hz.

Classiquement on utilise des géophones verticaux qui enregistrent les mouvements de particules suivant la verticale. Mais il est également possible d'utiliser des géophones à deux composantes ou à trois composantes (**triphone**) et ainsi de restituer le mouvement des particules suivant trois directions orthogonales (X suivant l'axe du profil (**in-line**), Y perpendiculaire au profil (**cross-line**), Z verticale).



Géophone en position



Ecorché de géophone



OBC (Sercel)

L'amplificateur : A l'exception des signaux directs très forts et reçus immédiatement après la mise à feu, le signal reçu sur un géophone est trop faible pour être enregistré sans amplification. Les amplificateurs sismiques ont des gains très élevés (de l'ordre de 100 dB à 140 dB). 100 dB signifie qu'un signal de 5 μ V d'amplitude correspond au signal de sortie de 0.5 V. Le gain varie pendant la durée de l'enregistrement. Il est d'abord faible puis fort. Cette variation de gain avec le temps est réalisée par un contrôle automatique de gain (**AGC**). En gros, ce système adapte le gain au cours du temps de façon à ce que la sortie du capteur soit toujours à peu près constante. Les amplificateurs ont une réponse impulsionnelle plate pour toutes les fréquences comprises entre 1 et 200 Hz.

Les hydrophones:

Les **hydrophones** sont des capteurs piézo-électriques équivalent à un condensateur sensible à la pression. Une pression appliquée sur certaines céramiques produit une tension électrique qui apparaîtra entre deux faces de ce corps. Dans sa bande passante normale, un hydrophone enregistre un signal proportionnel à la surpression produite par les ondes auxquelles il est soumis. Les hydrophones sont câblés par groupe et disposés dans une **flûte** ou **streamer** (câble traîné derrière un bateau). Un streamer est classiquement composé de 96 ou plus (240) sections actives contenant des séries d'hydrophones séparées par des sections mortes permettant de donner au dispositif la longueur souhaitée. Normalement un streamer a une flottabilité neutre assurée par une huile ou un composant néoprène. La position de la profondeur du streamer généralement comprise entre 10 et 20 mètres est assurée par des contrôleurs de profondeur. Un streamer peut avoir une longueur de 3 à 6 km. Un élément de tête de 100 mètres de longueur ou plus est placé entre l'arrière du navire et le premier groupe de géophones de manière à réduire le bruit du navire. Le dernier groupe est d'habitude prolongé par une queue à laquelle est attachée une bouée avec un réflecteur radar flottant en surface. La visée de cette bouée permet de préciser la dérive de la flûte par rapport au cap du navire. Elle permet également de retrouver la flûte si celle-ci se brise accidentellement. En dehors des opérations, on stocke la flûte sur des tambours de grandes dimensions. Lors de la mise à l'eau, des contrôleurs de profondeur et d'autres instruments (manomètres) permettent de positionner la flûte à la profondeur désirée. Par ailleurs des hydrophones à hautes fréquences (500 à 5000 Hz) sont placés le long de la flûte pour enregistrer l'onde directe et calculer ainsi la distance entre les points de tirs et les différents points de la flûte.



Mise à l'eau d'un hydrophone OBS



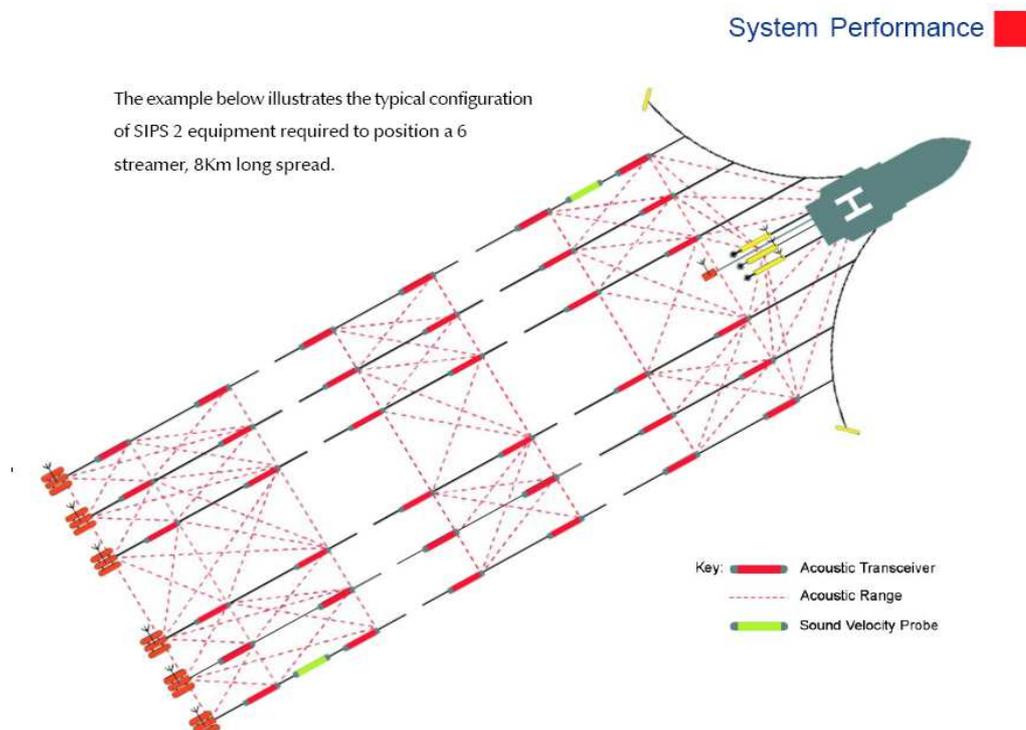
Câble sous marin



Streamer

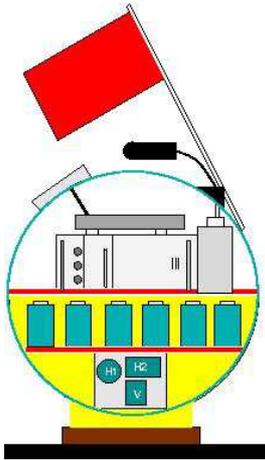
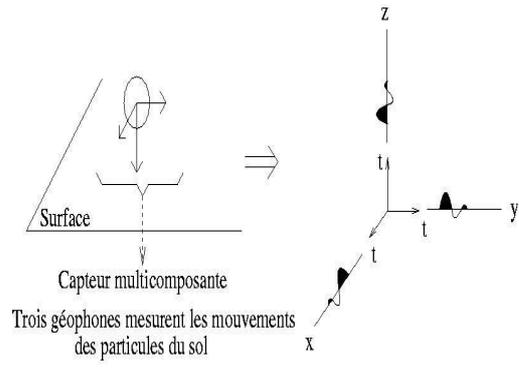
La manipulation des streamers:

Lors d'une campagne d'acquisition, le navire sismique ne doit pas stopper, ni même réduire son allure, ni tourner brusquement sans quoi la flûte peut dériver ou venir dans les hélices. Les contrôleurs de profondeur ne fonctionnent que si la flûte est en mouvement. Si un tir est manqué, il ne peut être répété. Si trop de tirs sont manqués, le navire doit effectuer un cercle de diamètre supérieur à la longueur de la flûte. Par ailleurs, en sismique marine, il existe un réel problème de positionnement et de précision absolue et relative. La précision absolue permet d'une part de relier une campagne en mer à une campagne à terre (par exemple), et d'autre part de revenir à un point précis plus tard. La précision relative mesure la qualité de l'implantation d'un profil par rapport au précédent. Généralement il faut arriver à une précision relative de ± 20 mètres et une précision absolue de ± 100 mètres. On dispose de nombreuses méthodes pour connaître ces paramètres : positionnement radioélectrique, acoustique et par satellite. Chacune a ses avantages et inconvénients et généralement on les combine pour obtenir le meilleur résultat possible. Par ailleurs, les campagnes sismiques sont très sensibles à l'état de mer et actuellement les navires sont très difficilement opérationnels en présence de houle ou de vagues de plus de 4 mètres. Pour toutes ces raisons, une acquisition sismique en mer est très chère.



Les capteurs multicomposantes (OBS –OBC):

Depuis la fin des années 1995, on utilise de plus en plus de capteurs multicomposantes. Ce sont des ensembles de 3 géophones qui sont placés perpendiculairement les uns aux autres et qui permettent d'enregistrer le passage d'une onde dans les trois dimensions de l'espace. L'utilisation de ces 3 composantes permet d'accéder à l'information 'polarisation' des ondes qui est un des paramètres discriminants pour la séparation des champs d'ondes. Couplé à un hydrophone, on parle d'Ocean Bottom Seismometer. Suite à certains travaux au Laboratoire (thèse de M. Dagany financée par Thomson Marconi Sonar), un problème de couplage a été mis en évidence sur les OBS classiques. Ce résultat a permis de prédéfinir nouveau modèle d'OBC appelé ARMSS de la société Sercel qui possède un cou flexible permettant d'assurer un découplage du châssis et de la tête d'enregistrement. Placé dans des câbles flexibles, on les appelle alors d'Ocean Bottom Cable. L'avantage de ces capteurs est qu'ils peuvent enregistrés les ondes se propageant dans le sol et dans l'eau. En combinant astucieusement les ondes enregistrées par le géophone (polarité négative) et l'hydrophone (polarité positive), on peut éliminer un certain nombre d'artéfact indésirable sur les documents sismiques (Soudani et al. 2005).



Ecorché d'un OBS



L'OBC de SERCEL



LES TYPES DE CAMPAGNES

La mise en œuvre des différents types de campagne est principalement liée aux objectifs recherchés.

Types	Fréquence Moyenne	Résolu.	Pénétration	Utilisateurs	Objectifs
BATHY	10 KHz	CM	Couche d'eau	Plate-forme	Reconnaissance des fonds (Indice gazeux)
THR de surface très haute résol	1 KHz	DM	20 à 100 m		
THR profonde	200 Hz	M	500 à 1000 m	Foreurs	Danger de forage
Haute Résolution	50 Hz	Ordre M	1000 à 2000 m	Producteurs	Amélioration des réservoirs
Sismique conventionnelle	25 Hz	10 m	5000 à 10.000 m	Géologie d'exploration	Campagne sismique

La sismique réflexion

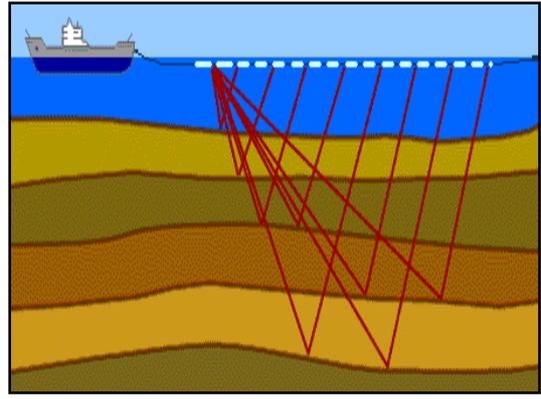
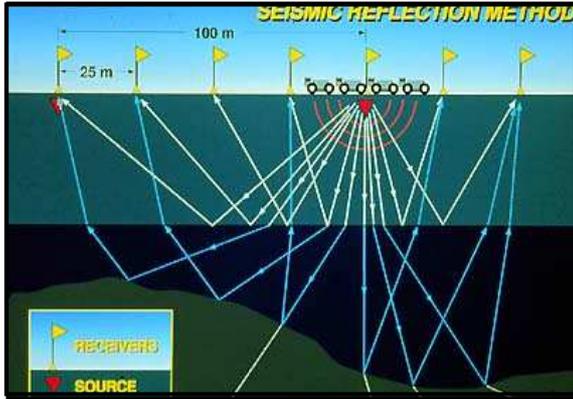
La méthode la plus utilisée pour déterminer les structures du sous-sol est la méthode sismique. La mise en œuvre la plus répandue est celle de la couverture multiple en sismique réflexion. Cette technique fournit une échographie du sous-sol en deux ou trois dimensions.

En 2D, l'image obtenue est une **section sismique** où l'axe horizontal représente les abscisses géographiques (le long du profil d'acquisition) et l'axe vertical représente le temps d'écoute. Les événements sismiques qui apparaissent sur la section correspondent à des arrivées d'ondes réfléchies à incidence normale sur des **marqueurs** sismiques (discontinuités d'impédance acoustique égale au produit densité-vitesse). L'analyse des attributs et des événements ouvrent la voie vers les interprétations stratigraphiques et lithologiques. En 3D, l'image obtenue est un cube composé d'un ensemble de sections sismiques parallèles entre elles.

La sismique de surface a une résolution **verticale décimétrique** pour une investigation latérale limitée à la longueur des profils (qq. km à plusieurs dizaines de km).

La sismique réflexion tente de privilégier les ondes de volume (ondes P et S) qui remontent en surface après réflexion aux limites des couches géologiques présentant une différence d'impédance acoustique. Le rapport amplitude de l'onde réfléchie sur amplitude de l'onde incidente définit le **coefficient de réflexion**. En sismique réflexion, une formation est définie par les paramètres mécaniques suivants :

- La vitesse de propagation de l'onde de compression P dans la roche : V_p
- La vitesse de propagation de l'onde de cisaillement D dans la roche : V_s
- La masse volumique appelée abusivement densité : ρ
- Le facteur de qualité caractérisant le pouvoir de la roche à absorber l'énergie.

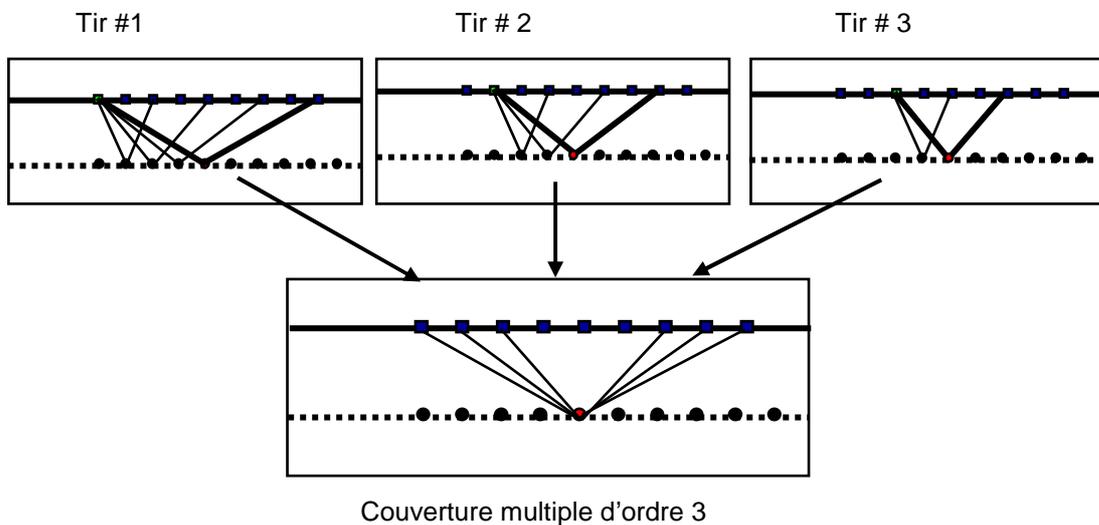


Les dispositifs

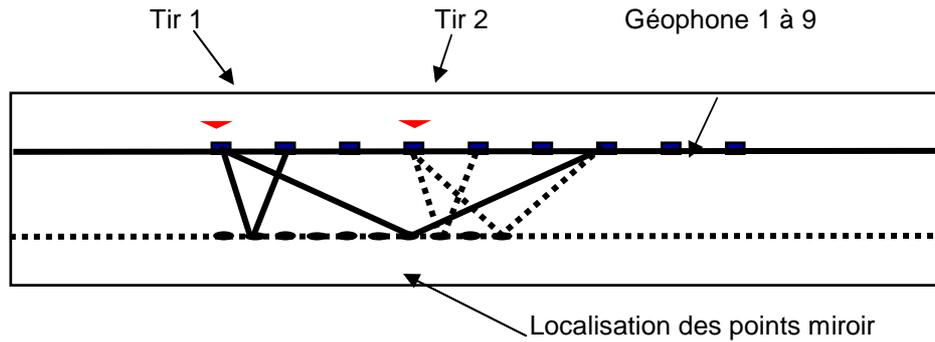
Les dispositifs de mise en œuvre les plus utilisés en sismique réflexion sont les **tirs en bout** et les **tirs au centre**. La distance maximale entre la source et le capteur le plus lointain est de l'ordre de la profondeur maximale de l'objectif géologique.

On appelle **point milieu**, le point situé à mi-distance entre le point de tir et la trace réceptrice. Le point de réflexion sur une interface (discontinuité d'impédance entre deux couches, est appelé **point miroir**). Point milieu et point miroir sont situés sur la même verticale si l'interface est horizontale. S'il y a un pendage, le point miroir est décalé latéralement par rapport au point milieu.

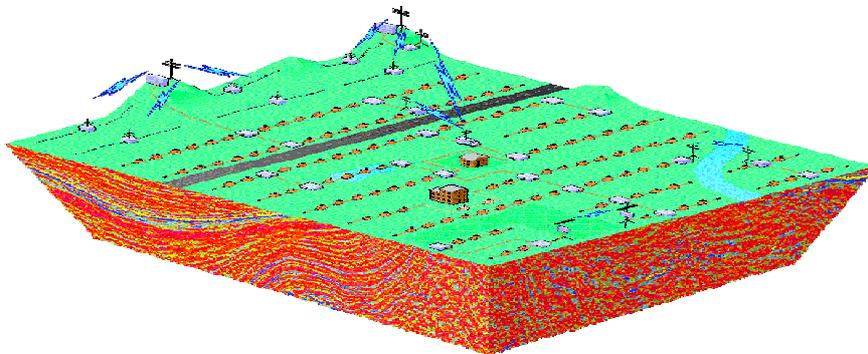
Seules les réflexions primaires intéressent les interpréteurs car elles sont le reflet des différentes couches géologiques. Pour ne conserver que celles-ci, l'opération la plus efficace est l'acquisition en **couverture multiple**.



La distance Δx entre **traces** est de l'ordre de 10 à 50 mètres. Le **déport** (offset) est opté pour minimiser l'interférence entre les ondes de surface et les arrivées réfléchies. La distance entre point miroir est égale à la demi-distance entre traces. Pour un dispositif d'une longueur L , La longueur du miroir éclairée est égale à la demi-longueur du dispositif ($L/2$). D'un tir à l'autre, si le dispositif est déplacé d'une longueur $L/2$, la zone du miroir éclairée jouxte la zone du miroir éclairée par le tir précédent. C'est la **couverture simple**



En sismique marine, seuls les dispositifs de tirs en bout sont utilisés. En sismique 3D marine, l'acquisition est faite de façon analogue à une 2D. Le bateau remorque un dispositif source qui peut être un ensemble de sources déportées latéralement les unes par rapport aux autres. En 3D terrestre, la mise en œuvre est plus complexe. Les lignes de sources et de capteurs sont disposés de façon à assurer une couverture miroir la plus homogène possible.



Exemple synthétique de campagne 3D

Les collections

Les données sismiques peuvent être classées suivant plusieurs types de collection selon l'objectif recherché.

- La collection **point de tir commun**. C'est l'ensemble des traces associées au même point de tir pour différents points de réception. C'est la collection naturelle d'acquisition
- La collection **point récepteur commun**. C'est l'ensemble des traces acquises au même point de réception pour différents points de tir.
- La collection **point milieu commun** (CMP ou bin). C'est l'ensemble des traces associées à des couples « point de réception-point de tir » communs tels que le point situé à mi-distance entre le récepteur et la source soit le même.
- La collection **déport commun** ou iso-déport. C'est l'ensemble des traces ayant la même distance par rapport au point de tir.

En fonction du domaine de mise en œuvre, l'acquisition de sismique réflexion nécessite un matériel particulier. On peut distinguer trois domaines :

1. La sismique marine en eaux profondes (>10 mètres).
2. La sismique en eaux peu profonde (shallow water) ou zone de transition.
3. La sismique terrestre.

La sismique réfraction

La méthode réfraction a été la première technique sismique utilisée en exploration pétrolière (1920). Elle a permis de détecter les dômes de sel dans la Gulf Coast (US). Dans les années 50-60, elle a permis de trouver les gisements du Sahara (Hassi Messaoud). Actuellement l'emploi de la sismique réfraction est limité au génie civil et à l'hydrogéologie. Dans le domaine pétrolier, elle reste encore très employée pour déterminer les caractéristiques des couches superficielles, les paramètres de la zone altérée (WZ) et au calcul des **corrections statiques**. La sismique réflexion et réfraction possède des similitudes et des différences. Les différences sont dues essentiellement au distance de tir qui sont

très grandes en réfraction. L'énergie de la source doit être aussi plus forte (dynamite). Du fait des longs trajets, les hautes fréquences sont très souvent absorbées et les arrivées sont donc beaucoup plus basses fréquences. On tire beaucoup plus lentement en sismique réfraction à cause des distances à parcourir qui sont plus grandes, par contre les profils ne sont pas aussi serrés qu'en sismique réflexion de sorte que le coût n'est pas forcément supérieur. Malheureusement, elle possède des désavantages certains :

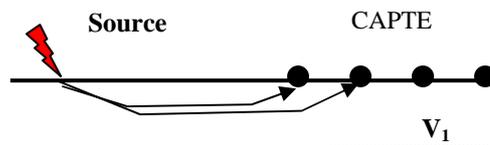
- La vitesse des couches doit impérativement augmenter avec la profondeur ;
- Une couche trop petite peut échapper si le contraste de vitesse n'est pas important ;
- Cette méthode ne permet pas de cartographier en détail des structures.

Généralement, la méthode fondamentale d'analyse des sections en sismique réfraction est le profil inverse (c'est à dire avec un point de tir à chaque extrémité du dispositif). La réfraction nécessite uniquement la mesure des temps d'arrivées des ondes qui arrivent en premier (ondes directes et ondes réfractées) pour fournir un modèle géologique. L'imagerie par réfraction est donc basée sur l'analyse des **hodochrones** des ondes directes et des ondes réfractées. L'hodochrone d'une onde directe ou réfractée est appelée **dromochronique** alors que le terme **d'indicatrice** est réservée aux ondes réfléchies.

Un phénomène de réfraction se passe quand l'angle d'incidence limite est atteint ou dépassé et lorsque l'on passe d'un milieu lent à un milieu rapide. Alors, tout point situé au toit du marqueur fonctionne comme une source secondaire et l'onde transmise suit le toit du marqueur à la vitesse du milieu V_2 . L'angle critique est donné par la relation : $\sin i_c = V_1/V_2$

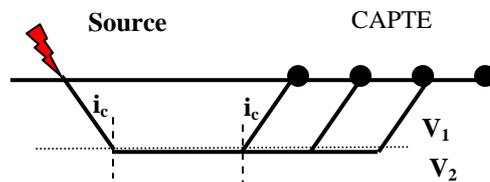
Onde directe

$$t = x/V_1$$



Onde réfractée

$$t = x/V_2 + T_1 ; \sin i_c = V_1/V_2$$



Onde réfléchie

$$S'R^2 = SS'^2 + SR^2$$

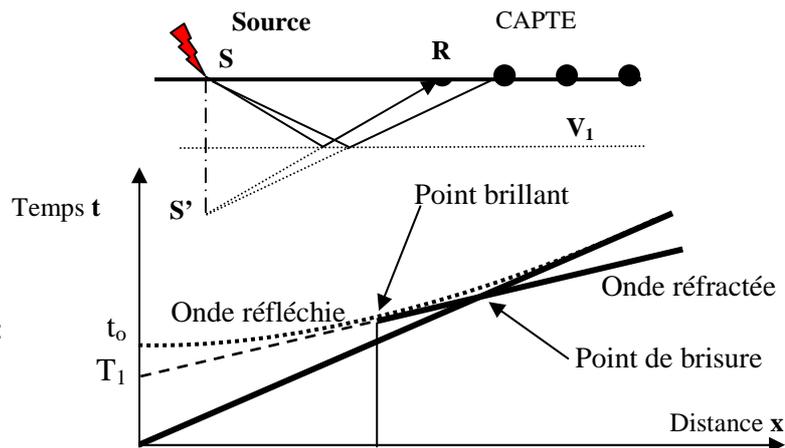
$$t^2 = t_0^2 + X^2/V_1^2$$

$$t_0 = 2H/V_1$$

Le point brillant est :
 $2H \tan i_c$

le point de brisure est :

$$2H \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}}$$



Les observations sont :

A partir du **point brillant**, les ondes réfractées arrivent avant les ondes réfléchies.

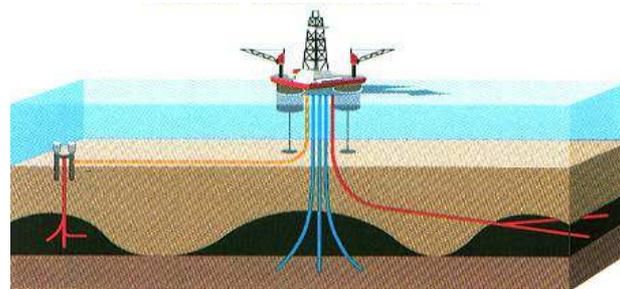
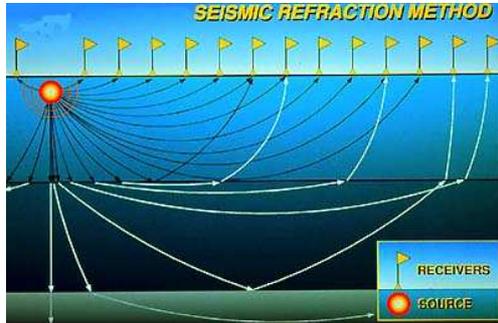
A partir du **point de brisure**, les ondes réfractées arrivent avant les ondes directes.

A partir des données de réfraction, on peut obtenir les vitesses vraies de chaque réflecteur, son pendage et sa hauteur en utilisant le méthode d'Intercept. Cette méthode ne sera pas développer ici. Pour plus d'informations on peut se référer au ouvrage de base en sismique [Lavergne].

On peut faire de la réfraction en mer, mais cela nécessite deux navires pour assurer les grandes distances. Pour effectuer un profil inverse, il faut trois navires (deux tireurs à chaque bout). On peut également utiliser des bouées perdues qui feront office de capteurs.

Synoptique de la sismique réfraction

et de la sismique de puits.



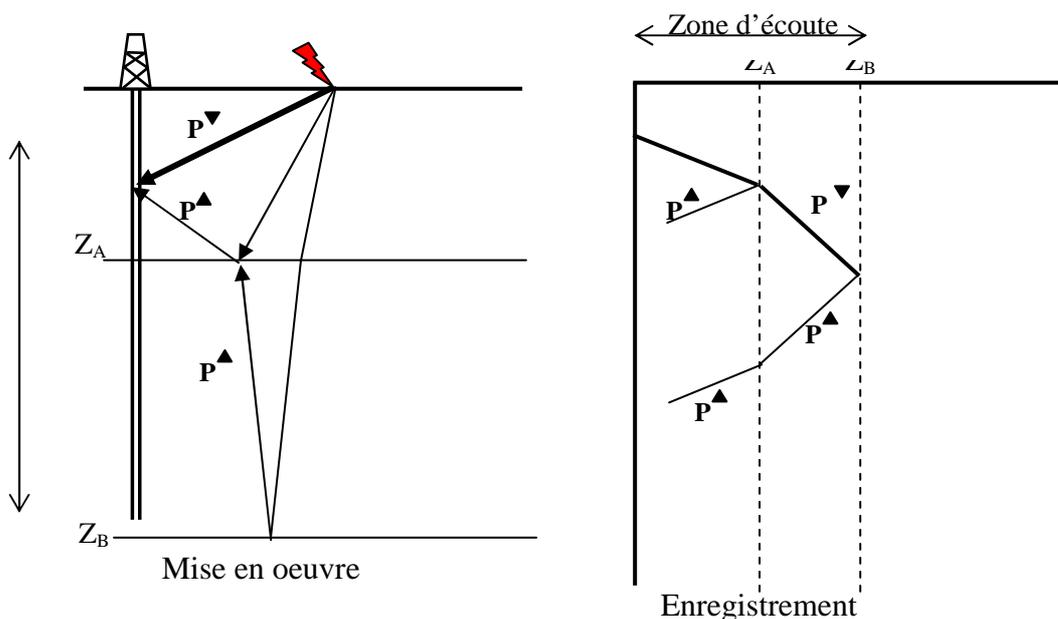
La sismique de puits

Après une campagne sismique terrestre ou marine et l'exploitation des données par des interpréteurs, il convient souvent d'effectuer une sismique de moins grande ampleur mais qui apportera des informations plus précises en terme de résolution sur la zone exploitée. On fait alors une sismique de puits. Plusieurs types de sismique de puits peuvent être appareillés selon la configuration du puits ou des puits. On parle alors de puits verticaux, de puits déviés (drains) ou de sismique inter-puits (tomographie).

Le profil sismique vertical

La sismique de puits dont la mise en œuvre principale est le **profil sismique vertical (PSV)** avec ou sans déport de la source, a une résolution verticale métrique à décimétrique et une investigation latérale de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres. Elle a pour but d'effectuer un calage fin de la sismique de surface en profondeur et parfois elle peut être également utilisée pour résoudre des problèmes structuraux complexes. Contraintes par les données diagraphiques (**sonique** et **densité** et **carottage**), elle fournit au puits un **log d'impédance acoustique** (Mari et Coppens 1989).

Le PSV est une opération pour laquelle un signal sismique émis à la surface du sol est enregistré par un géophone situé successivement à différentes profondeurs dans le puits. Le PSV doit être considéré comme une diagraphie acoustique aux fréquences sismiques.



Quelques règles simples d'utilisation doivent être respectées notamment celle liant la vitesse minimale de la formation V_{\min} , la fréquence maximale d'échantillonnage F_{\max} et ΔZ_{\max} le pas d'échantillonnage en profondeur.

$$\Delta Z_{\max} = V_{\min} / 2 F_{\max}$$

A titre d'exemple si $V_{\min} = 1500$ m/s, $F_{\max} = 150$ Hz, alors $\Delta Z_{\max} = 5$ m.

L'enregistrement PSV est composé d'ondes de volume de type P et/ou S **descendantes** et **montantes** ainsi que des modes guidés d'interface liés à la présence du puits et du fluide de puits.

- Ces modes guidés couramment appelés ondes de tube sont des ondes de type Stoneley.
- Les ondes montantes sont des ondes réfléchies primaires ou multiples sur des interfaces généralement situés au dessous du capteur.
- Les ondes de volume descendantes sont les ondes émises par la source et venant directement d'en haut.

Les ondes descendantes sont caractérisées par des vitesses apparentes ($\Delta Z/\Delta t$) positives, les ondes montantes par des vitesses apparentes négatives. Avant toutes interprétations, il est nécessaire d'effectuer des traitements pour s'affranchir des problèmes liés à la manipulation des sondes dans les puits. La première séquence de traitement comprend :

- La corrélation si la source utilisée est vibratoire ;
- La correction de l'effet de fluctuation de signature ;
- La correction de rotation d'outil de déviation de puits ;
- L'élimination des enregistrements de mauvaise qualité ;
- La sommation des enregistrements obtenues à la même cote ;
- Les corrections de type divergence sphérique et absorption ;
- Le tri en composantes si l'outil est un trois composantes.

Si le calage au puits est le principal objectif du PSV, l'information pertinente est portée par les ondes montantes. Les traitements perpétrés sur les données PSV sont généralement à base de filtres permettant de **séparer champs montants et champs descendants**. On peut également déconvoluer les ondes montantes par les ondes descendantes. Il existe également des techniques appelées PSV Inverse est qui consiste à utiliser le **drill-bit** comme source. Pour de plus amples informations, il est conseillé de consulter l'ouvrage de Hardage (1985)



Mise en place de l'outil

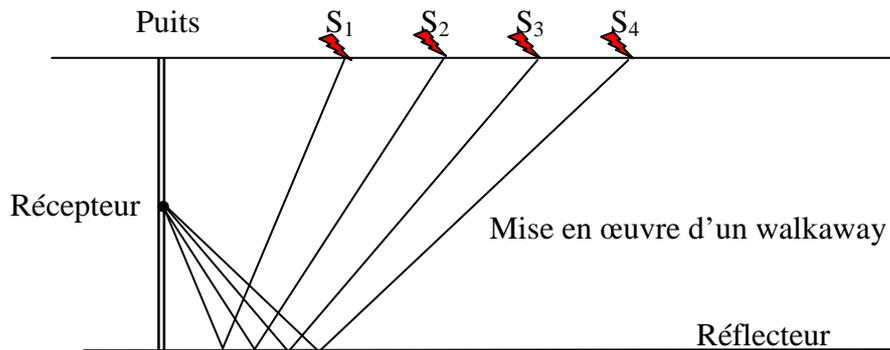


Sonde de PSV

Le walkaway

Le **walkaway** ou la **ballade sismique** est une collection PSV déportés enregistrée sur une antenne réceptrice composée d'un nombre limité de capteurs. Les sources sont généralement réparties sur une ligne rectiligne passant par le puits. Traiter un walkaway revient finalement à traiter un ensemble de PSV déportés comportant peu de capteurs. Ce type d'acquisition est très utile pour contrôle des

zones réservoirs ou des zones de stockage car les capteurs peuvent être laissés de façon permanente dans le puits. (à montrer).



La sismique de puits à puits

La sismique de puits à puits ou inter-puits consiste à faire une émission dans un puits émetteur et la réception dans un puits récepteur. Les sources et les réceptions pouvant être à des positions variables, il est alors possible d'obtenir une tomographie du champ exploité. Utilisé principalement dans le génie civil, les études sismiques inter-puits sont dorénavant utilisées pour caractériser ou étudier dans le temps une zone réservoir entre deux ou plusieurs puits. Cet intérêt s'est traduit par de nombreux articles dans les revues spécialisées notamment dans *Geophysics* (1995, Vol 60 : « Special topics on crosswell imaging »).

Ainsi lorsque l'on dispose de deux ou plusieurs puits, une étude tomographique peut être effectuée pour caractériser finement la région ou le réservoir. Selon les configurations plusieurs types d'études sont envisageables.

- La tomographie par transmission, résultant d'observations collectées par un dispositif récepteur situé dans un puits alors que l'émission est effectuée soit dans un autre puits soit à la surface.
- La tomographie par réflexion, où l'on cherchera à caractériser une distribution des vitesses à partir des réflexions obtenues à des profondeurs et des offset différents.
- La tomographie par diffraction. Dans cette approche, les champs d'ondes secondaires seront utilisés pour produire une estimation quantitative des champs de vitesse entre deux puits.

(Exemple à montrer).

La diaggraphie acoustique

La diaggraphie acoustique permet une investigation avec une très bonne résolution verticale (quelques décimètres) et une faible investigation latérale (quelques centimètres à dizaine de centimètres). Elle est utilisée pour connaître les lenteurs et les paramètres mécaniques des formations (**coefficient de poisson, paramètres de Lamé, porosité perméabilité**).

Les outils utilisés pour la diaggraphie acoustique sont de type **monopôle** (10-40 KHz) ou **dipôle** (1-3 KHz) avec émetteur et récepteur sur le même outil et permettent d'enregistrer généralement cinq modes de propagation.

- L'onde de compression réfractée ;
- L'onde de cisaillement réfractée uniquement dans les formations rapides ;
- L'onde de fluide ;
- Deux modes guidés dispersifs (les ondes de Stoneley et les ondes de pseudo Rayleigh).

Les ondes de cisaillement ne peuvent être générées que si la vitesse S de la formation est supérieure à la vitesse de l'onde de compression dans la boue ; la formation est dite rapide. En formation lente, la vitesse des ondes S peut être estimée indirectement en puits non tubé à partir de l'équation de dispersion des ondes de Stoneley faisant intervenir le diamètre de puits, les densités de fluide et de la formation et les vitesses des ondes de Stoneley et de compression.

Pour un état de l'art sur les diagraphies, je conseillerais la lecture du livre « Géophysique de gisement et de génie civil » de J. L. Mari et al aux éditions Technip (p 232-278).

Le radar

La méthode radar en géophysique est très comparable à la méthode de sismique réflexion. Mis au point dès les années 1930, le radar a touché très rapidement de nombreux domaines.

A partir des années 1960, la technologie a été appliquée dans la gamme des mégahertz au domaine de la prospection de sub-surface pour la géotechnique. Certaines études ont notamment été abordées pour la mesure de l'épaisseur de glace des sols gelés, l'étude de permafrost (Annan et Davis, 1976), l'auscultation de terrain à partir de galerie de mines, la détection de cavités (Morey, 1974) ou de sites archéologiques.

Depuis les années 1980, l'amélioration des techniques électroniques a permis la mise au point de radar de puits pour la prospection fournissant des images de massif jusqu'à des distances de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Pour de plus amples informations, je conseillerais pour les aspects fondamentaux la lecture des ouvrages suivants, Marcuse (1974) et Gardiol (1984), pour les aspects « application », les thèses de Ulriksen (1982), Tillard (1991), Hollender (1999) et les nombreux articles dans les proceedings GPR. C'est actuellement, un outil très précieux en hydrogéologie pour suivre les mouvements des nappes phréatique car le toit des nappes présentes un très fort contraste d'impédance électromagnétique. Il est aussi très utilisé pour contrôler et évaluer la santé des formations de surface et des ouvrages d'art, de mettre en évidence des zones de karstification.

Le dispositif émetteur est une antenne générant une impulsion électromagnétique très haute fréquence (de qq. dizaines de MHz au GHz). Les ondes propagées sont enregistrées sur une antenne réceptrice. L'utilisation la plus courante est la section à déport constant, obtenue en déplaçant les antennes émettrices et réceptrices le long d'un profil en gardant entre ces dernières une distance constante. Le traitement des données est très comparable aux traitements des données sismiques classiques.

Chapitre 3 : Rappels succinct d'acoustique.

Les différents types d'ondes.

Après avoir présenté les différents types d'outil et de mise en œuvre de campagne, nous allons maintenant voir un panorama rapide des différents types d'ondes rencontrées dans les documents sismiques. En résumé on peut rencontrer :

- Des ondes de compression (onde P ou P-wave) ;
- Des ondes de cisaillement (Ondes S ou Shear-Wave) ;
- Des ondes converties (P-S, S-P) ;
- Des ondes de surface (ground-roll, ondes de Love, onde de Rayleigh, onde de Stoneley) ;
- Des ondes de diffraction ;
- Des ondes multiples ;
- Des bruits.

Les différents types d'ondes

Les ondes de compression

En prospection sismique, l'énergie générée par la source est faible et le milieu peut être considéré comme élastique. L'équation des ondes peut s'écrire de plusieurs façons en fonction du tenseur des contraintes et du tenseur des déformations. Cette équation des ondes peut aussi s'exprimer comme :

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \text{ avec } \nabla^2 \text{ l'opérateur laplacien et } \phi \text{ le potentiel de dilatation. Cette équation est}$$

l'équation de propagation des **ondes P de compression** (ondes premières) correspondant à des vibrations longitudinales qui en tout point du milieu agitent les particules parallèlement à la direction de propagation c'est à dire dans le plan du profil (x, y). La vitesse de propagation des ondes P, notée

V_p est égale à : $V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$ ou λ et μ sont les paramètres de Lamé et ρ la densité. Les ondes P se propagent dans les solides et les liquides.

Les ondes de cisaillement

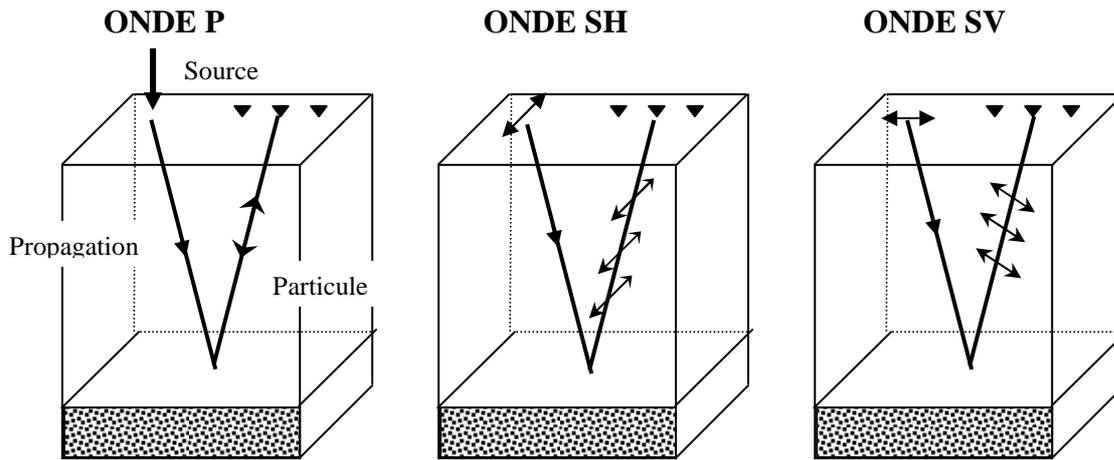
Si on considère un mouvement rotationnel pur, l'équation des ondes devient $\nabla^2 \psi_i = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \psi_i}{\partial t^2}$ avec

$\forall i \in (1,2,3,4)$. Cette équation est l'équation de propagation des **ondes S de cisaillement** (ondes secondes), correspondant à des vibrations transversales qui en tout point du milieu agitent les particules perpendiculairement à la direction de propagation. La vitesse de propagation des ondes S,

notée V_s est égale à : $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$. Les ondes S ne se propagent pas dans les liquides. Le rapport V_p/V_s

est indépendant de la formation et permet de calculer σ le coefficient de Poisson caractérisant la consolidation d'une formation et d'indicateur de présence d'hydrocarbure. Si σ est supérieur à 0.35 on est en présence de roches consolidées, si il est inférieur à 0.2 on se trouve en présence de sables à gaz.

Les ondes S ont deux degrés de liberté et peuvent être polarisées de deux façons différentes. Les déplacements de particules s'il est perpendiculaire à la direction de propagation, peut se faire soit dans le plan (x, y) et ces ondes sont appelées **ondes SV**, soit perpendiculairement au plan du profil et ces ondes sont appelées **ondes SH**.

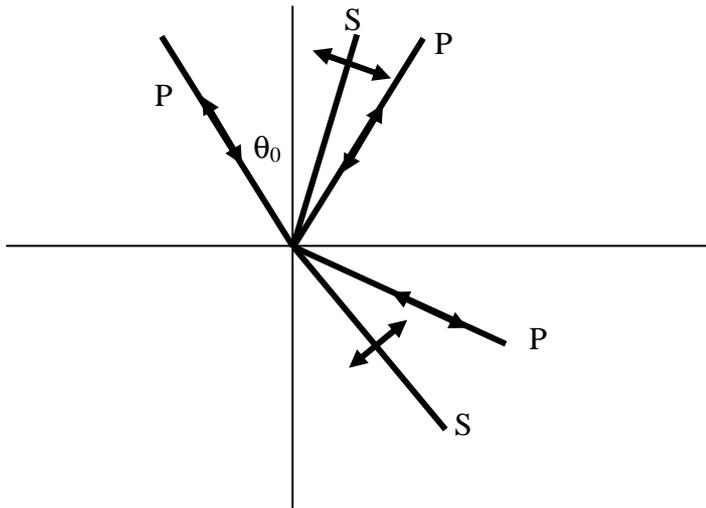


Direction de vibration et de propagation des ondes P, SH et SV.

Les ondes converties

Lorsqu'une onde P ou SV atteint une interface sous un angle d'incidence, elle donne naissance à quatre ondes, deux transmises (une onde P et une onde SV) et deux ondes réfléchies (une onde P et SV). Les relations angulaires entre les directions de propagation des différentes ondes sont données par les lois de Descartes définies par :

$$\frac{\sin\theta_1}{V_{P1}} = \frac{\sin\theta'_1}{V_{S1}} = \frac{\sin\theta_2}{V_{P2}} = \frac{\sin\theta'_2}{V_{S2}} \quad \text{et} \quad \theta_2 = \frac{\pi}{2} \quad \text{et} \quad \theta_0 = i_c \quad \text{et} \quad \sin i_c = \frac{V_i}{V_{i+1}}$$



avec θ_1 , l'angle entre P réfléchi et la verticale ;
 avec θ'_1 , l'angle entre S réfléchi et la verticale ;
 avec θ_2 , l'angle entre P transmis et la verticale ;
 avec θ'_2 , l'angle entre S transmis et la verticale.

La création d'une onde S (réciproquement onde P) à partir d'une onde P (réciproquement onde S) est appelée phénomène de conversion ou **ondes converties**. Les modes de conversion sont petits pour des angles d'incidence faible, ils deviennent très importantes si l'offset augmente. Lorsqu'une onde incidente P ou S atteint l'interface sous un angle critique, il y a création d'ondes coniques ou réfléchies. Ce phénomène ne se produit que si les ondes passent d'un milieu de vitesse V_1 à un milieu de vitesse V_2 supérieure.

Les ondes de surface

Dans un milieu infini et homogène il n'existe que des ondes P et S. Cependant dans un milieu naturel, comme celui-ci est limité par une surface, il va y avoir d'autres types d'ondes. Ces ondes sont des ondes de surface car elles n'existent qu'à proximité de la surface, leur amplitude décroît rapidement (exponentiellement) avec la profondeur. On les appelle aussi **ondes guidées**.

En prospection sismique, les seules ondes de surface importantes sont les ondes de Rayleigh et les ondes de Love. Ces ondes sont souvent étudiées car elles permettent de retrouver les caractéristiques des zones de sub-surface (Glangeaud et al, 1999, Mars et al 2004).

Les ondes de Rayleigh

Les **ondes de Rayleigh** ont un mouvement des particules elliptique et rétrograde, limité au plan vertical passant par la direction de propagation. En fait, on n'a jamais d'onde de Rayleigh car pour cela il faudrait strictement un milieu semi-infini à vitesse constante. En réalité la vitesse est variable avec la profondeur, aussi, en milieu naturel, on dispose d'ondes **Pseudo-Rayleigh**. Mais par abus de langage, ces ondes pseudo-Rayleigh sont appelées ondes de Rayleigh.

La vitesse des ondes de Rayleigh dépend des constantes élastiques au voisinage de la surface et elle est toujours inférieure à la vitesse V_s des ondes S. Pour un coefficient de Poisson de 0.25, elle est égale à $0.92 V_s$. Cette vitesse varie également avec la longueur d'onde (ou la fréquence) c'est le phénomène de **dispersion** qui se traduit par un changement de forme du train d'ondes avec la distance.

Les ondes de Rayleigh sont généralement enregistrées par des géophones verticaux classiques et sont très étudiées en sismologie car elles fournissent de nombreux renseignements sur les caractéristiques des zones à grandes échelles. (Cotte et al 1999). Un chapitre est entièrement consacré à l'étude des ondes de surfaces dans le livre *Traitement du Signal pour Géologues et Géophysiciens, Vol 3, Techniques avancées* (Mars et al 2004).

Les ondes de Stoneley

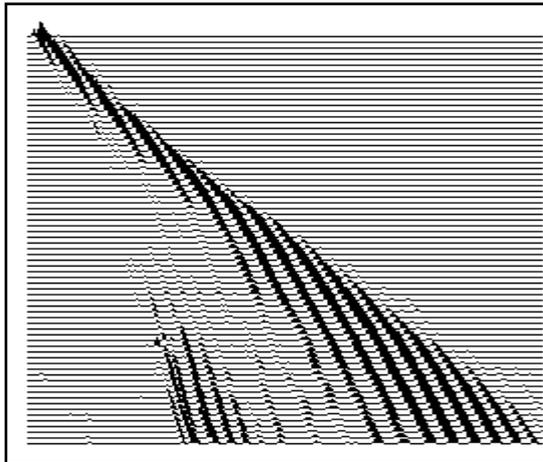
Les **ondes de Stoneley** sont des ondes de surface qui existent sous certaines conditions particulières d'interface solide-liquide. Ce sont les équivalents des ondes de Rayleigh dans les puits. On les appelle également **ondes de Tubes**.

Les ondes de Love

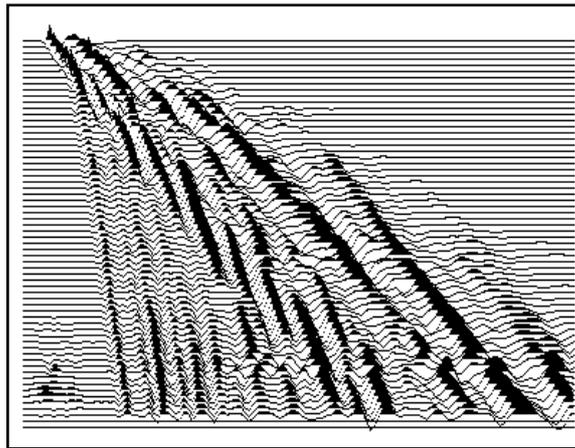
Il existe un autre type d'onde de surface qui s'appelle **onde de Love**. Elles sont souvent présentes dans les données sismologiques. Ces ondes sont caractérisées par un mouvement horizontal perpendiculaire à la direction de propagation et sans déplacement vertical. On les nomme aussi onde SH. Les ondes de Love ont des vitesses intermédiaires entre celle des ondes S à la surface et en profondeur. Elles sont également dispersives. Cette dispersion peut être utilisée pour calculer les caractéristiques de la zone altérée (Mari, 1984) et calculer les corrections statiques en sismique réflexion.

Les sources sismiques en P ne produisent pas facilement d'ondes de Love. Il faut utiliser des sources en S et des capteurs horizontaux car les géophones verticaux ne détectent aucune onde de Love. Les ondes de Love issues de tremblement de terre sont plus rapides que les ondes de Rayleigh et ont des vitesses supérieures à 4500 m/s.

Ondes de Love

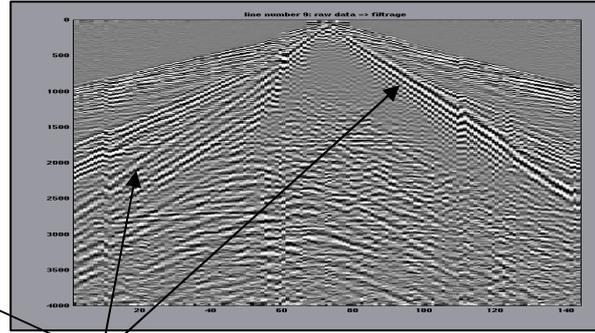
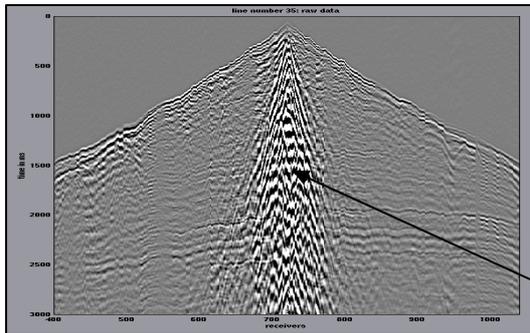


Onde de Rayleigh



Le ground roll

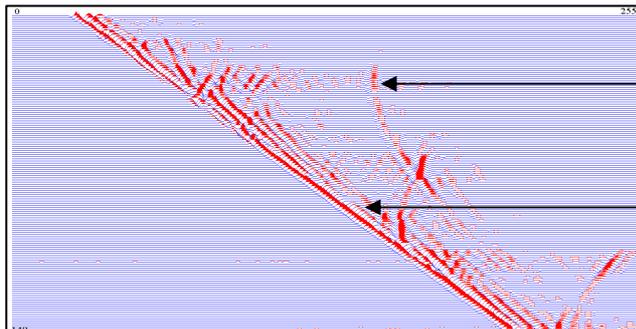
Le **ground-roll** est un ensemble d'ondes organisées caractérisant le bruit de surface. Il est présent dans beaucoup de document sismique et notamment dans les tirs de bruit. Elles sont caractérisées par une très grande énergie (grande amplitude), par des vitesses relativement faible, et un contenu fréquentielle basse fréquence. La plupart du temps se sont des ondes de Rayleigh ou de pseudo Rayleigh. Le ground-roll a tendance à masquer les évènements intéressants (onde réfléchies par exemple). Pour le géophysicien pétrolier se sont des ondes à éliminer, généralement par des filtrages. Pour le géotechnicien s'est plutôt l'inverse car l'étude de ces ondes lui donnera des informations sur les formations proches de la surface.



Exemple de Ground roll

Les ondes de diffraction

La diffraction est un phénomène qui se produit en sismique lorsqu'une onde arrive sur un point anguleux ou sur une hétérogénéité dont l'extension est inférieure à la longueur d'onde de l'onde incidente. L'hétérogénéité ou **point diffractant** renvoie alors de l'énergie dans toutes les directions. Cela fait apparaître sur les diverses traces, un alignement de forme hyperbolique. En généralisant, un marqueur peut être considéré comme une succession de point diffractant. L'hyperbole de réflexion est alors l'enveloppe de diffraction associés à chaque point diffractant.



Onde diffractée

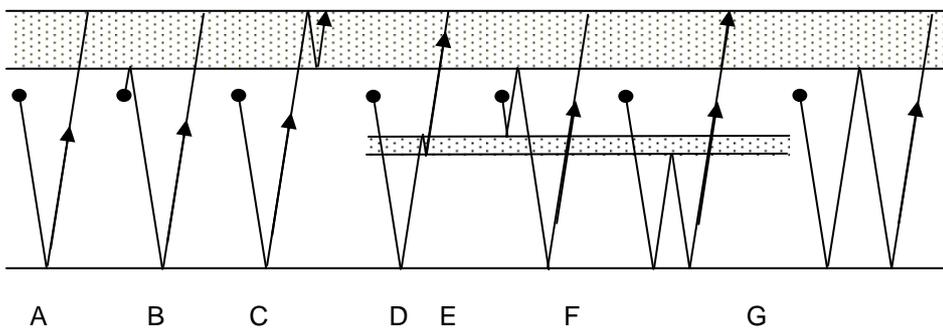
Onde P

Les multiples

On appelle **multiple** toute énergie sismique qui a été réfléchiée plus d'une fois et généralement un nombre impair de fois. Virtuellement toute énergie sismique produit des ondes multiples. La chose importante est de faire la distinction entre les multiples long-trajet (long-path multiples) qui se présente comme des arrivées distinctes et les multiples court-trajet (short-path multiple) qui arrive trop tôt après l'onde primaire de telle sorte qu'elles sont souvent mélangées à l'onde primaire.

Les multiples les plus caractéristiques sont :

- Les multiples de fond de l'eau en sismique marine ;
- Les multiples internes (à l'intérieur d'une couche) appelé aussi **peg-leg**.
- Les multiples **fantômes** présents en sismique marine lorsque la source est immergée.

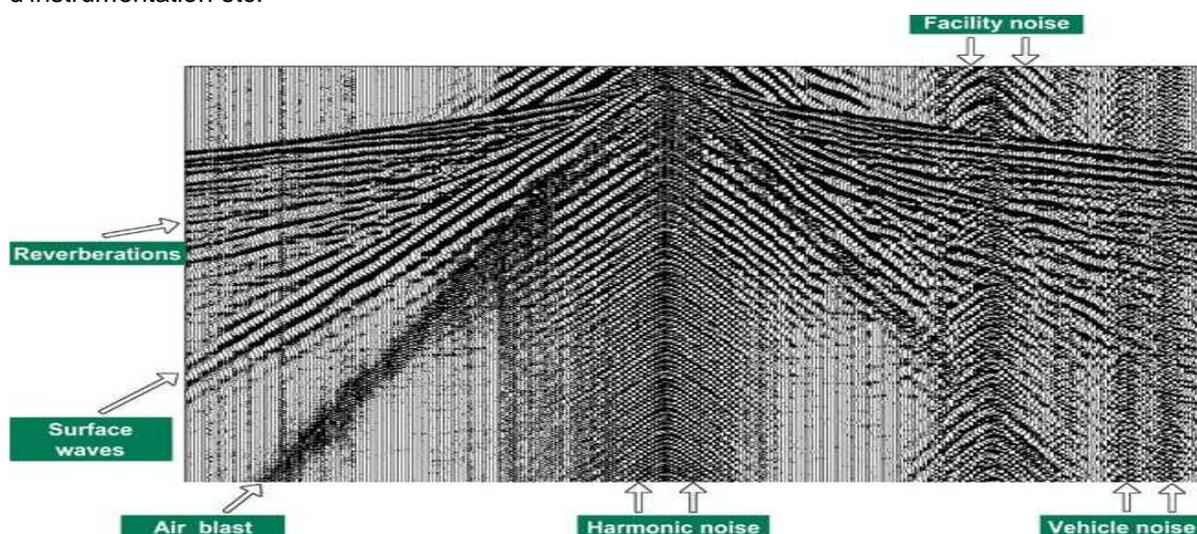


A: réflexion simple, B: fantôme, C-E multiple de surface, D-F: Peg-leg, G: double multiple.

Une technique pour éliminer le bruit consiste à utiliser l'information reçue sur un hydrophone et celle reçue sur le capteur de pression.

Le bruit

Le **bruit** est une notion très spéciale dépendante de l'interlocuteur et/ou de l'objectif de l'étude. Par exemple, une onde de Rayleigh sera considérée comme du bruit pour un sismicien pétrolier, et comme un signal utile pour un géotechnicien. On peut donc dire que tout ce qui n'est pas signal utile est du bruit. Le bruit est donc un signal, une perturbation qui ne comporte pas de message spécifique venant d'une source. Généralement on peut le séparer en deux parties, le bruit incohérent et le bruit cohérent. Une liste exhaustive du bruit peut être difficilement établie, mais si l'on se plie à ce genre d'exercice, on devrait y retrouver les termes suivants : bruit aléatoire, micro-seimes, distorsion d'harmoniques, parasites électriques ou magnétiques, événement cohérent non réfléchies, bruit d'instrumentation etc.



Chapitre 4 : Le traitement des données sismiques.

Les cinq phases de traitement.

Pré traitement

Corrections dynamiques et statiques

Sommation

Migration et Inversion

Estimation des zones réservoirs.

Le traitement sismique est un des domaines privilégiés d'application du traitement du signal. Cela consiste en une succession de traitements élémentaires permettant de passer des données terrain à une section sommée à 2D ou 3D. Elle est composée de cinq grandes phases.

- Première phase : Pré-traitement (harmonisation des enregistrements, amélioration de la résolution, extraction de ondes réfléchies, filtrage des ondes indésirables)
- Deuxième phase : Calcul des corrections statiques et dynamiques, détermination des champs de vitesse ;
- Troisième phase : Sommation en couverture multiple ;
- Quatrième phase : Migration et inversion ;
- Cinquième phase : Estimation des zones réservoirs.

Première phase : les pré-traitements

Cette première phase comprend des opérations telles que l'édition, la récupération des amplitudes, les filtrages en vitesse apparente, les déconvolutions et démultiplications.

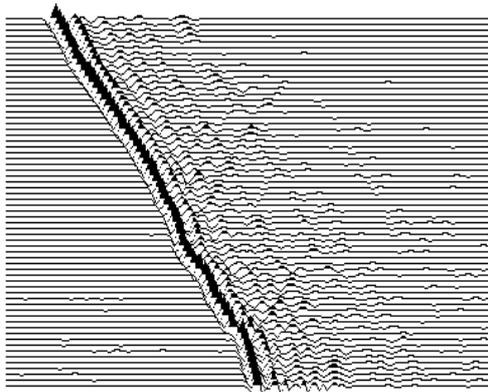
L'édition

L'édition désigne toutes les opérations qu'il faut faire sur les enregistrements avant tout traitement. L'édition comporte la mise des enregistrements terrain au format de traitement. Chaque tir est représenté par une succession de traces. Chaque trace comporte une **étiquette** (de 128 cases) donnant toutes les caractéristiques de la mise en œuvre (numéro de tir, de trace, distance source-trace, altitude, pas d'échantillonnage temporel). Par la suite, cette étiquette indiquera l'historique des traitements réalisés. L'édition comprend également la suppression des mauvaises traces, l'application de filtre en fréquence. Dans cette étape est parfois réalisé le tri en collection point milieu commun.

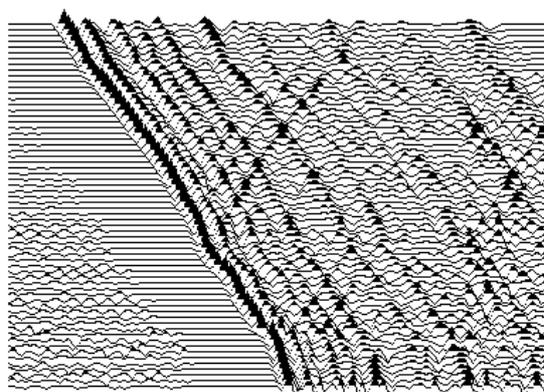
La récupération des amplitudes

L'énergie d'une trace en fonction du temps décroît comme le rapport inverse du carré des rayons. L'amplitude donc décroît en $1/R$ ou $1/V$. Comme généralement la vitesse augmente avec la profondeur, donc avec le temps, la décroissance est plus forte. Pour compenser la décroissance en amplitude, on utilise une loi de gain de la forme : $A_0 = A_0 t^n$ avec $n=1.5$.

Lorsque l'on utilise une loi de gain pour chaque trace, on dit que l'on travaille en **amplitude vraie** ou préservée. Parfois on applique une **égalisation dynamique**, c'est à dire que sur une fenêtre glissante, la somme de la valeur absolue des échantillons est ramenée à une valeur constante. Dans ce cas, on perd l'information amplitude surtout si la fenêtre est courte.



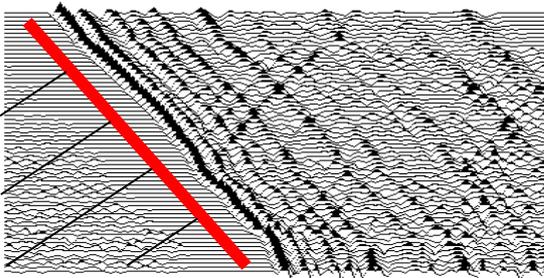
Amplitude vraie.



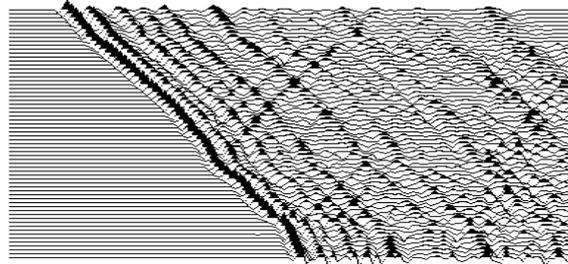
Amplitude égalisée.

Filtre en fréquence et en vitesse apparente

Les traces sismiques peuvent avoir des contenus fréquentiels très variés. Si les bruits ont des fréquences différentes du signal utile, on peut les atténuer par un filtre en fréquence classique (passe-haut, passe-bas ou passe-bande). On peut également utiliser des filtres à deux dimensions (filtre en vitesse apparente) qui élimineront les bruits organisés (voir Chapitre Séparation des ondes). Un filtrage brutal consiste à mettre à zéro une partie des traces. Cette opération s'appelle un **mute**. Elle est souvent utilisée pour éliminer du signal parasite arrivant avant la première arrivée directe.



Données de départ



Données mutées

Déconvolution et démultiplication

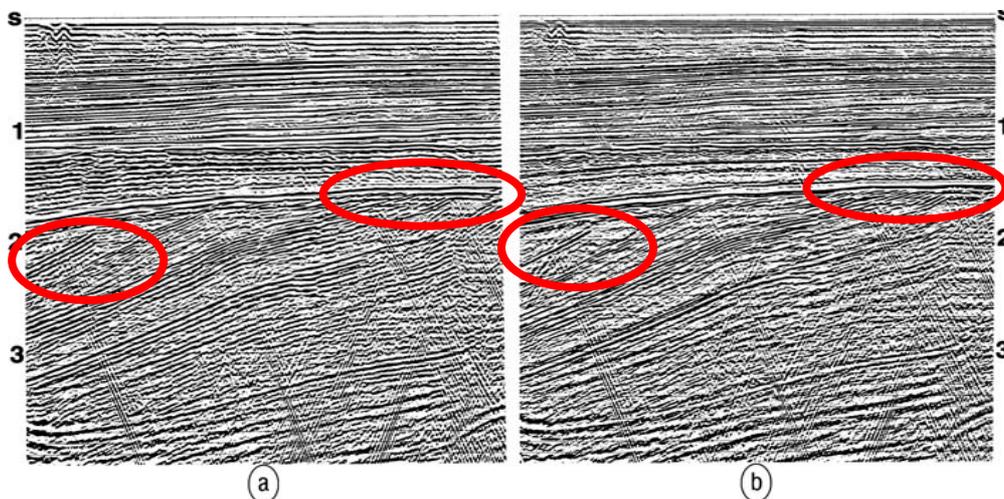
Ces termes recouvrent un grand nombre de traitements que nous ne pouvons pas tous expliquer ici. Un chapitre sera consacré aux techniques de déconvolution. Nous donnerons dans ce paragraphe quelques explications simples. Un chapitre est entièrement consacré à la déconvolution par différentes méthodes (ordre 2, filtre de Wiener et ordre supérieur) dans le livre **Traitement du Signal pour Géologues et Géophysiciens, Vol 3, Techniques avancées** (Mars et al 2004).

La déconvolution est une opération qui va agir sur le spectre d'amplitude et/ou le spectre de phase d'un signal. Quand on joue sur le spectre de phase, on parle de déconvolution de mise en forme (shaping filter), et l'on rend généralement le signal original en un signal à phase nulle (si la source est un sweep). Une autre fonction de la déconvolution est d'agir sur le spectre d'amplitude en essayant de l'élargir autant que possible sans trop augmenter le bruit. Pour ce faire on utilise souvent l'égalisation spectrale ou l'algorithme de Wiener-Levinson (Robinson et Treitel 1967). Ces opérations de déconvolution sont nécessaires et obligatoires lorsque l'on utilise une source vibratoire, et si l'on effectue une campagne marine (déconvolution du fantôme, et des sources).

La démultiplication est une opération utilisée en sismique marine pour éliminer les multiples engendrées par la couche d'eau. Ici aussi, il existe un arsenal de méthodes permettant d'éliminer ces multiples. Les principales sont des méthodes prédictives basées sur la construction de modèle de multiples qui est ensuite retranché des données de départ.

AVANT

APRES

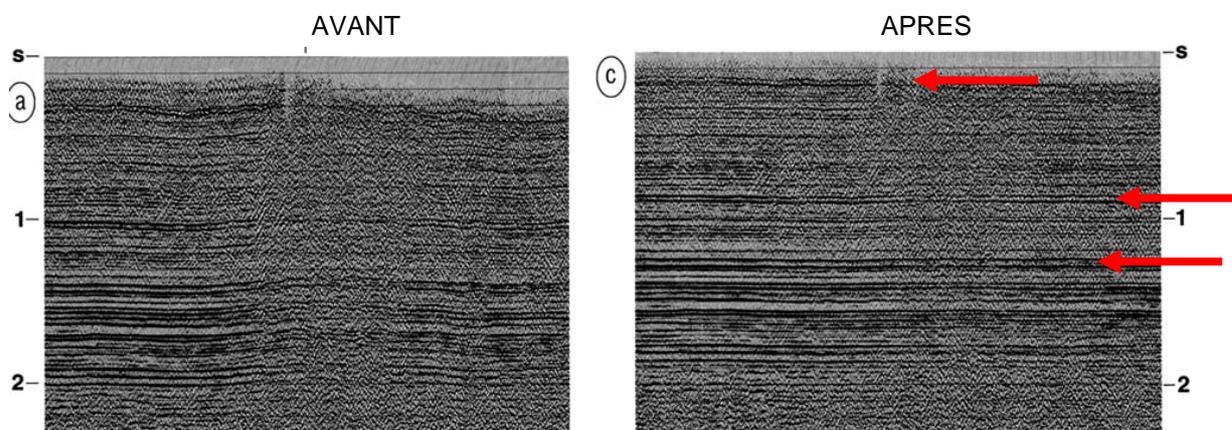


Deuxième phase : corrections diverses et analyse de vitesse

La deuxième phase consiste à déterminer les paramètres de la zone altérée, à appliquer des corrections statiques, à déterminer les analyse de vitesse et à appliquer des corrections dynamiques.

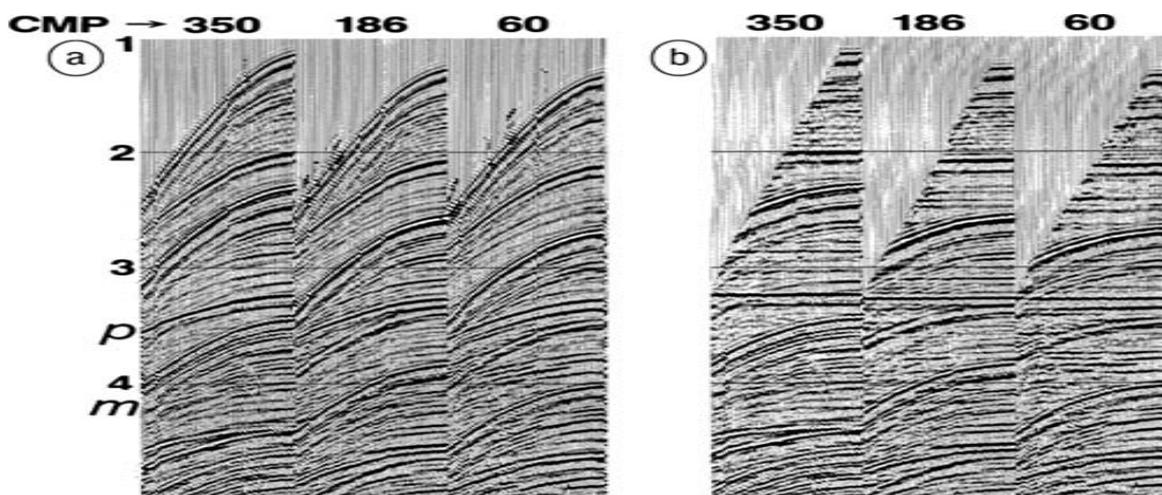
Zone altérée et corrections statiques

Les différences d'altimétrie ajoutées aux variations latérales de vitesse engendrées par la **WZ (Weathering Zone)** produisent des retards constants en fonction du temps sur les traces sismiques en terrestre. Cela se traduit par le fait que l'arrivée correspondant à un horizon n'a plus la forme d'hyperbole. Le but des corrections statiques est de corriger les temps de façons à faire comme si tous les points de tir et trace étaient sur la même surface plane telle que la vitesse sous cette surface soit une constante sur tout le profil. Cette surface de référence est appelée DP (**Datum Plane**). Il existe tous un lot de programme automatiques calculant les corrections statiques et corrections résiduelles. Pour de plus amples informations, voir le livre de Mari et al (1999) à partir de la page 101 (Traitement du signal pour géologues et géophysicien).



Analyse de vitesse et corrections dynamiques

La **correction dynamique** compense l'effet d'obliquité des trajets et ramène les temps d'arrivée des réflexions à ceux de traces de déport nul (incidence normale). La correction dépend de la distance entre le capteur et la source, et elle dépend également du temps d'arrivée de l'onde réfléchie, d'où le terme de correction dynamique. On distingue deux types de corrections dynamiques, la NMO (Normal Move Out) et DMO (Dip Move Out).

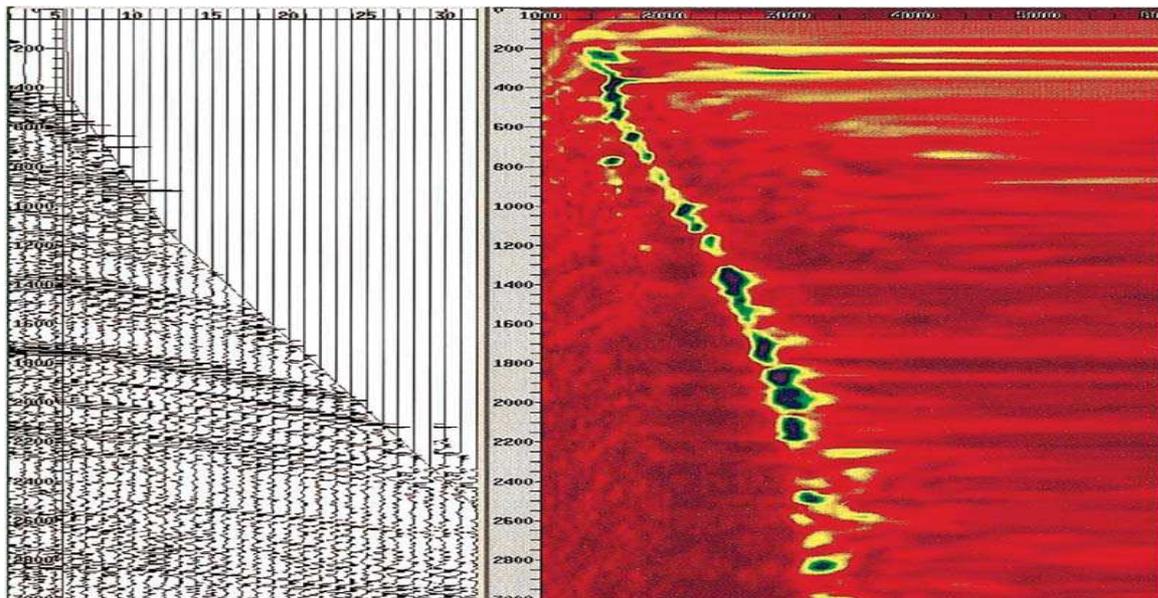


3 CMP avant et après NMO (La vitesse de correction prise est celle de ondes primaires).

La **NMO** est la valeur de la vitesse utilisée pour corriger une indicatrice de sa courbure et ramener les temps (dépendant de l'offset) au temps d'écho $t(0)$ (temps à l'incidence nulle). Une correction NMO avec la vitesse des ondes réfléchie primaire va « horizontaliser » le signal lié à ces réflecteurs. Si les traces sont stackées, les réflexions primaires vont s'additionner de façon constructive (car alignées). Les réflexions multiples n'étant pas "remise à plat", elles ne se stackeront pas de façon constructive. Le succès du stack en CMP pour l'atténuation des multiples dépend du degré de différence entre la vitesse des ondes primaires et des ondes multiples.

Si l'interface est présente un pendage α , l'analyse de vitesse fournira une loi affectée de ce pendage. Pour pallier cet inconvénient, il est nécessaire de transformer les collections point-milieu en collection point-miroir de façon à ce que chaque collection point-milieu contiennent les arrivées réfléchies provenant du même point-miroir. Cette transformation est appelé DMO pour Dip Move Out. En d'autres termes, la correction de pendage (DMO) consiste donc à transformer les sections à déport constant en section à déport nul. Les corrections dynamiques entraînent une distorsion du signal pour les réflexions proches de la surface et les grands offsets.

Pour une collection en point miroir commun, l'analyse de vitesse consiste à faire l'hypothèse qu'à chaque pas d'échantillonnage sur la traces des temps doubles à $x=0$ est enregistrée une réflexion, et à faire un balayage de vitesse pour obtenir celle donnant le meilleure sommation suivant l'indicatrice hyperbolique qu'elle définit.



Analyse de vitesse

Troisième phase : les sommations

Cette phase aboutit à l'obtention d'une section sismique à deux ou trois dimensions. Elle correspond à la sommation des traces groupées en collection point milieu-commun. Cette sommation améliore le rapport signal sur bruit aléatoire d'un facteur \sqrt{n} ou n est l'ordre de la sommation. Presque tous les traitements que nous avons évoqués dans les deux premières phases doivent être impérativement faits avant la sommation. Certains traitements peuvent être faits après notamment tous les filtrages linéaires vis à vis de la sommation (filtre en fréquence), l'enlèvement des multiples et les filtres basées sur des séparations d'espaces.

Quatrième phase : migration et inversion

Cette phase comprend des traitements spécifiques tels que la migration, l'inversion des sections sismiques pour les transformer en sections d'impédance acoustique.

Migration

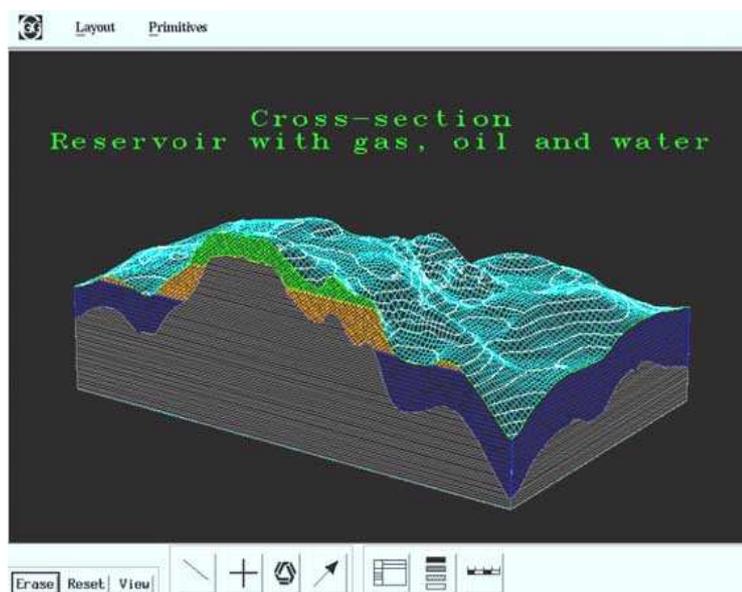
La migration est une opération consistant à réarranger l'information sismique telle que les réflexions et les réfractions soient positionnées à leurs vraies positions. Originellement effectué à la main par les interpréteurs, les migrations sont basées une intégration le long des courbes de diffraction (Migration de Kirchoff), effectuées par des algorithmes nombreux et variés utilisant soit des différences finies, soit des déphasages de champs d'ondes et/ou leurs équivalents dans les domaines duales. Pour de plus amples informations, il est conseillé de lire le chapitre consacré à la migration du livre de Yilmaz (Seismic data Processing).

Inversion

L'inversion des données sismiques est basée sur la comparaison des données acquises avec des données synthétiques modélisées représentant des temps théoriques calculés à partir d'un modèle géologique donné a priori et d'un algorithme de lancé de rayons. Le but de l'inversion est de trouver les paramètres du modèle (limite de couches, et vitesse de couches) tels que les temps théoriques soient les plus proches possibles des temps mesurés (minimisation d'une fonction coût moindre carrés). Ici aussi, il existe une littérature très vaste sur l'inversion qui n'est d'ailleurs pas spécifique à la sismique. En peut quand même citer quelques classiques : (Lines et Treitel 1984, Tarantola 1982).

Cinquième phase : estimation des zones réservoirs

Une fois les données correctement traitées du point de vue du signal, migration etc., l'image qui en ressort est donc le plus proche possible de la réalité terrain. L'étape finale consiste à faire une interprétation stratigraphique pour obtenir des informations sur les formes structurales, mais aussi sur la nature des dépôts, leurs environnements et les processus de sédimentation. Cette étude aura pour finalité la reconnaissance d'indicateurs directs d'hydrocarbure. Il existe une littérature abondante sur la stratigraphie qui est une science à part entière. Un point d'entrée possible est : Mitchum et al 1977, Chapman 1973, Sherbon Hills 1972.



Exemple de modélisation réservoir.

Indicateurs d'hydrocarbures

De nombreux auteurs ont étudiés et étudient encore les influences de la présence d'hydrocarbures et de gaz dans les roches sur le comportement du signal sismique. Pour une bonne synthèse de ces phénomènes, on vous conseillera par exemple les travaux de Dilay (Dilay 1982) qui présentent les IDH (Indicateurs Direct d'Hydrocarbure). Ils sont liés au changement des propriétés acoustiques du réservoir, notamment à la diminution de la vitesse de l'onde P dans les réservoirs à gaz.

La présence d'hydrocarbure peut être mise en évidence par :

- Anomalie d'amplitude : On peut observer une réflexion avec une amplitude forte sur le toit du réservoir à gaz. C'est le phénomène de **Bright spot** du à la faible impédance acoustique de la roche à gaz.
- **Flat spot** : on peut observer une réflexion isochrone associée au contact gaz-huile ou gaz-eau bien marquée sur les sections en phase instantanée.
- Changement de polarité. On peut observer un changement de polarité de la réflexion aux frontières du réservoir au changement du coefficient de réflexion au toit et au mur du réservoir.
- Retard temporel : Une augmentation du temps de trajet peut être observées en raison de la faible vitesse des ondes dans les réservoirs.
- Zone à faible amplitude : Sous les réservoirs à gaz, il existe une zone où les réflexions ont une faible amplitude due à une perte d'énergie des ondes dans les réservoirs. C'est le phénomène de **Dim spot**.
- Diminution de fréquences : A l'intérieur des réservoirs, on peut observer des réflexions basses fréquences dues à l'absorption et à la vitesse faible des ondes dans le gaz.

Pour de plus amples informations, je conseillerais la lecture de « Reservoir Geophysics » de Sheriff (éditions SEG).

Chapitre 5 : Séparation d'ondes et amélioration du RSB.

Introduction

Les méthodes à gabarit: filtre médian, filtre F-K, filtre tau-p, filtre en ondelette, filtre de Wiener.

Les méthodes matricielles: filtrage TKL, SVD, matriciel

1. Introduction

Nous avons vu dans les phases de traitement que les opérations de filtrage intervenaient de façon régulière dans les processus. Les méthodes de séparation peuvent être classées en deux catégories :

- Les méthodes à gabarit ;
- Les méthodes matricielles

Dans la première catégorie, où nous procédons à un changement de domaine, nous placerons le filtrage f-k, le filtre de tau-p, le filtrage par ondelette, ou l'idée de base est de placer judicieusement un gabarit pour éliminer ou atténuer les parties bruitées.

La deuxième catégorie est basée sur la construction d'une matrice ou d'un cube de données qui est décomposée en deux ou plusieurs espaces. Les données de départ sont ensuite projetées sur ces différents espaces. L'idée prédominante est d'utiliser dans l'ensemble des méthodes existantes, le filtre le plus efficace dans la collection la plus appropriée pour obtenir l'objectif désiré.

L'ensemble de ces méthodes sont décrites finement et largement illustrée dans l'ouvrage de J. Mars et al 2005, Traitement pour Géologues et Géophysiciens : Techniques avancées. Elles font l'objet d'un chapitre 1 de cet ouvrage.

2. Les méthodes à gabarit

Les filtrages qui sont abordés ici, concernent les filtrages dans le plan temps-distance (t,x). Nous nous placerons dans le cas où l'on désire conserver les amplitudes des ondes. Nous mentionnerons d'autres filtrages dit non linéaires qui sont simples et très efficaces. Ce sont les filtres médians. Ces deux filtres nécessitent "**une mise à plat**" parfaite de l'onde que l'on veut sélectionner. La mise à plat correspond à une correction des temps d'arrivées. Après correction, l'onde est à incidence normale (Paulus et al, 2004). Notons aussi que dans la classe des filtres linéaires il est parfois judicieux d'introduire des seuils pour définir les gabarits des filtres à partir des données elles-mêmes. (Par exemple un seuil pour ne garder que les points du diagramme ω -k ou τ -p tels que le module de la transformée de ω -k soit supérieur à un seuil).

Les filtres peuvent être classés selon l'espace dans lequel ils opèrent. Partant d'une section temps distance {x,t}, on peut appliquer diverses transformations qui sont par exemple :

La transformée de Radon [Deans, 1983]

$$\{x,t\} \Rightarrow \{ \tau, p \} \quad \text{avec } p = 1/V \text{ la lenteur; } \tau = t-px$$

La Transformée de Fourier en temps,

$$\{x,t\} \Rightarrow \{ x, v \} \quad \text{avec } v \text{ fréquence temporelle issue de la TF en temps}$$

La transformée de Fourier en distance

$\{x,v\} \Rightarrow \{ \omega, k \}$ $\omega = 2\pi v_t$: "**pulsation**"; $k = 2\pi v_x$: "**nombre d'onde**" avec v_x fréquence spatiale issue de la TF en distance et v_t fréquence temporelle.

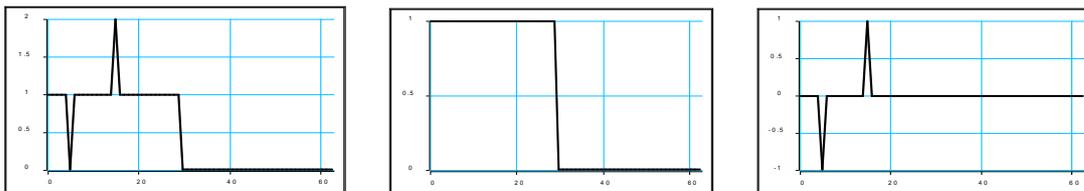
Filtre médian

Le **filtre médian** est un filtre non linéaire qui, appliqué à une fonction, remplace chaque échantillon par la valeur médiane des échantillons reclassés par valeur croissante situés dans une fenêtre

centrée sur l'échantillon à filtrer. Le filtre médian opère aussi de façon glissante soit en temps soit en distance. Sur un nombre impair L de point, il sélectionne les points dont l'amplitude est la médiane des L valeurs.

Exemple : Pour la suite d'échantillon suivante : 3 5 7 6 2 3 5, le filtrage par un médian d'ordre 3 sera : 3 5 6 6 3 3 5. Les échantillons du début et de la fin ne sont pas modifiés (effet de bord).

Ce filtre est très utile pour supprimer l'effet de pics parasites ou encore pour compenser la disparition locale du signal selon la variable distance x. Il présente aussi l'intérêt de respecter des paliers. L'amélioration du stack obtenu par cette méthode est relative comme le montre Duncan et Beresford en 1995. Il est parfois aussi utilisé pour séparer des ondes en PSV (Hardage, 1985). Nous présentons ici son utilisation dans le domaine des temps pour séparer sur une trace synthétique, des points parasites. Le filtrage est effectué pour éliminer les Dirac. Le résultat montre la sortie du filtrage exempte de pics parasites. La différence permet de vérifier que seul les pics ont été enlevés.



Filtre médian temporel 3 pts : A) Trace initiale, B) Après filtrage, C) Différence

Sur les données sismiques, les filtres médians sont appliqués généralement en distance après une correction NMO ou mise à plat du réflecteur à sélectionner. C'est-à-dire que le temps d'arrivée de ce réflecteur sera le même pour toutes les traces. Ainsi le filtre médian appliqué à un temps donné sélectionnera ce réflecteur. Les filtres médians peuvent être appliqués en cascade et forment alors des filtres médians composites. Pour traiter des PSV, ce type de filtrage, très efficace, est le plus rapide. Le filtre composite (association de plusieurs filtres médians en cascade) donne les meilleurs résultats.

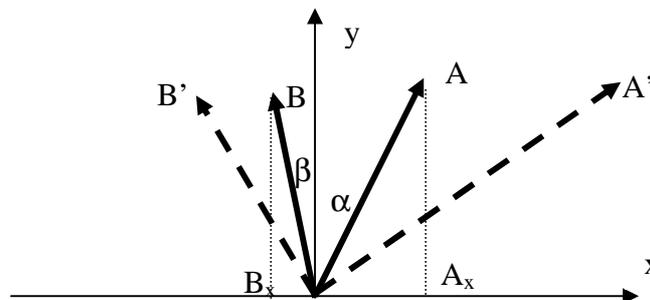
Le filtre de polarisation

Ce filtre est utilisé pour améliorer un mode de propagation vis à vis des autres, ou pour déterminer la direction de propagation d'une onde sismique par combinaison des amplitudes des enregistrements trois composantes. Un filtre de polarisation simple peut être également utilisé pour séparer deux ondes A et B polarisées et dont aucune n'est alignée sur un axe d'observation. On peut amener ces polarisations à être orthogonales en changeant l'échelle de l'un des axes par une opération simple de compression ou de dilatation. En effet, soit α et β les angles respectifs de ces deux polarisations avec l'axe y, une compression ou une dilatation selon l'axe x modifie les directions de polarisation. Les tangentes des nouveaux angles sont :

$$\text{tg}\alpha' = k \frac{A_x}{A_y} = k \text{tg}\alpha \quad \text{et} \quad \text{tg}\beta' = k \frac{B_x}{B_y} = k \text{tg}\beta. \quad (\text{avec } \alpha \text{ et } \beta \text{ de signe opposé}) \quad \text{avec } \alpha' \text{ et } \beta' \text{ les angles}$$

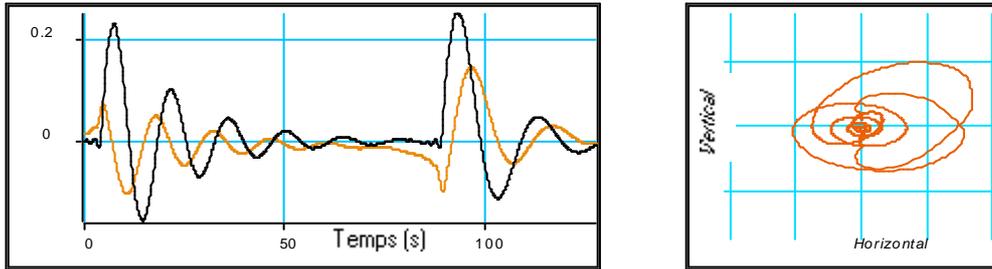
entre A' et B'.

La condition d'orthogonalité est donnée par : $\text{tg}\alpha_1 \cdot \text{tg}\beta_1 = -1$. Une fois que les deux polarisations sont orthogonales, une simple rotation permet de séparer les deux ondes. Le paramètre k étant connu, il est toujours possible de revenir aux axes d'origine.



Cette technique détaillée dans Mars et al, 1999 donne de bons résultats dans les cas de deux ondes.

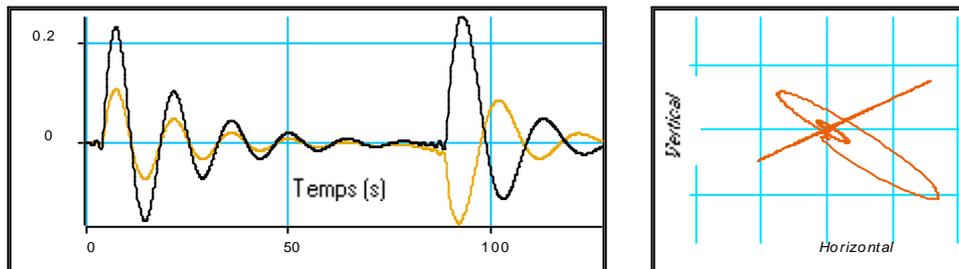
Exemple de séparation : Nous vous proposons un signal synthétique à 2 composantes V (composante verticale, en noir) et H (composante horizontale, en rouge) comportant 2 ondes de polarisation différente. À titre pédagogique, les 2 ondes sont séparées en temps pour mieux comprendre les transformations.



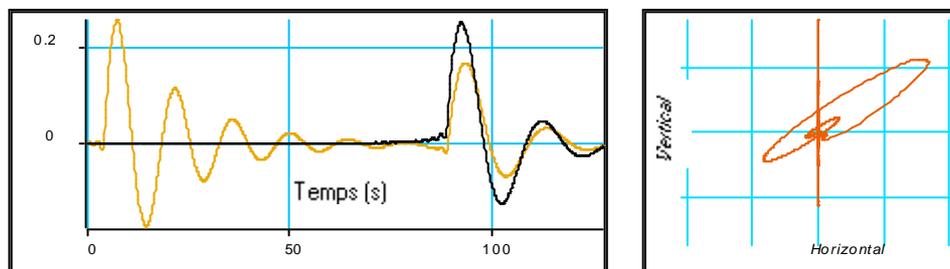
Signal synthétique à deux composantes avec sa figure de polarisation.

Les différentes étapes de séparation par filtre de polarisation sont les suivantes :

- 1) **Estimation de la polarisation de la première onde.** La polarisation est fournie par un déphasage pour rendre la polarisation linéaire et une rotation pour amener l'oscillation sur la composante verticale V. La première onde est alors entièrement localisée sur la composante V. La composante verticale V est choisie comme sous espace signal.

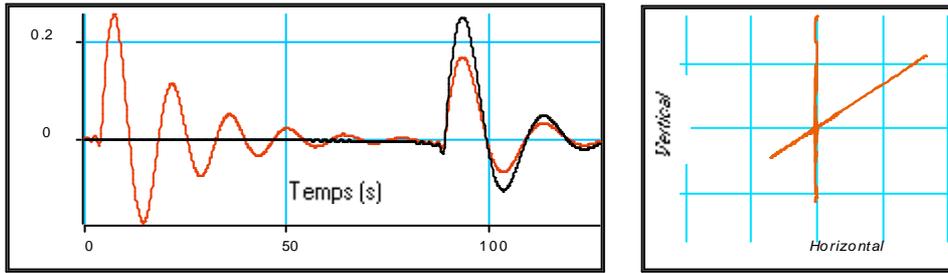


Après un déphasage de 95° : Polarisation linéaire.



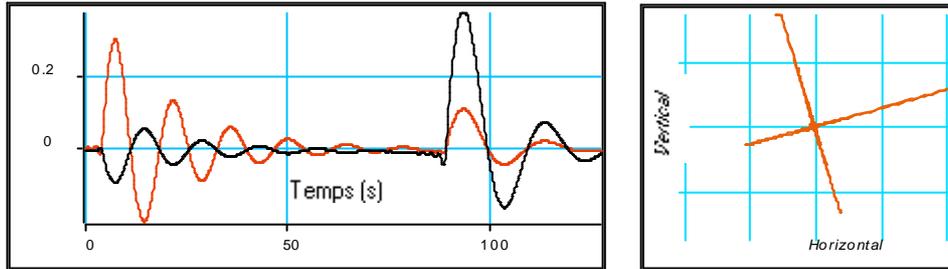
Après déphasage et rotation de -65° : Séparation de la première onde.

- 2) Une fois cette opération faite (ou par choix par défaut), la deuxième onde se répartit sur les deux composantes car sa polarisation n'est pas orthogonale à P. La séparation peut être réalisée en 3 étapes :
- 3) Déphasage de la composante horizontale de la deuxième onde pour obtenir une polarisation rectiligne. Il faut noter que la polarisation de la première onde entièrement projetée sur la composante verticale n'a pas changée.



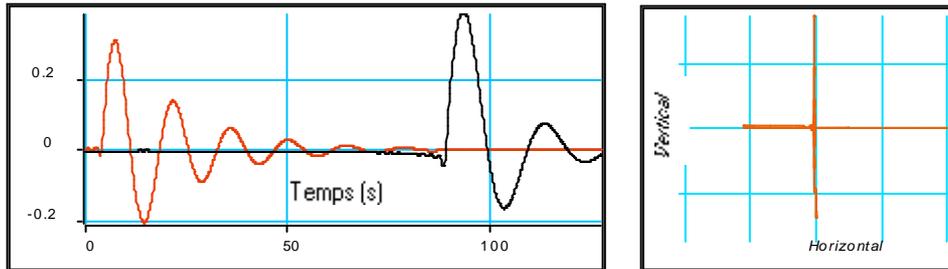
Déphasage de la composante H de la deuxième onde. (20°)

- 4) Orthogonalisation des deux ondes orthogonales par amplification de la composante horizontale.



Amplification (polarisation rendue orthogonale)

- 5) Opérer une rotation pour remettre la première onde sur la composante verticale.



Rotation finale de 20° pour séparer les deux composantes.

Cette technique de filtre de polarisation est très facilement exploitable en données réelles. La détermination des paramètres de déphasage, de rotation et d'amplification peuvent être effectuée soit sur une trace unique soit sur un stack des traces. En effet, la polarisation étant assez stable le long d'un dispositif, il n'est pas forcément nécessaire d'avoir une connaissance précise au capteur près. Dans Mars et al 1999, deux exemples sont présentées, l'un concerne des données de puits, l'autre des données de sismique de surface présentant des ondes de Rayleigh. Dans Paulus et Mars 2005, on présente une technique permettant de retrouver directement la polarisation d'une onde à partir d'une matrice spectrale.

Le filtre de Wiener

C'est un filtre causal permettant de transformer un signal d'entrée en un signal de sortie aussi proche que possible d'une référence (proche au sens des moindres carrés). Nous savons que l'interspectre entre deux signaux sélectionne les parties communes, c'est à dire celle ayant une relation de filtrage.

La cohérence définit par :
$$\text{cor}(f) = \frac{\overline{C}_{xy}(f)}{\sqrt{\overline{C}_{xx}(f)\overline{C}_{yy}(f)}}$$
 illustre les bandes de fréquences où ces relations

sont bien définies. Le terme $\overline{C}_{yy}(f)$ est une densité spectrale de puissance du signal $y(t)$ estimé par exemple par périodogramme lissé. Le terme $\overline{C}_{xy}(f)$ est une fonction interspectre ou dspl. La cohérence permet d'estimer les limites en fréquence de la bande passante de validité. On peut dire que deux signaux sont cohérents si la fonction $\text{cor}(f)$ est supérieure à 0.8.

Si on suppose que l'on a deux signaux $x(t)$ et $y(t)$ différents issus du même phénomène avec un bruit différent sur chaque capteur, alors $y(t) = x(t) \cdot w(t) + b(t)$.

Le filtre qui relie ces deux parties communes est le filtre de Wiener qui a pour réponse impulsionnelle $w(t)$.

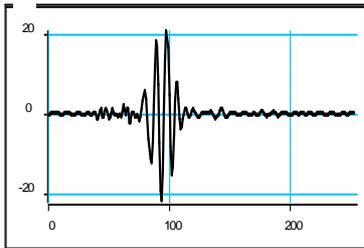
Après Transformation de Fourier, on obtient :

$$\begin{aligned}
 Y(f) &= X(f) \cdot W(f) + B(f). \\
 \Rightarrow Y(f) \cdot X^*(f) &= X(f) X^*(f) \cdot W(f) + B(f) \cdot X^*(f) \\
 \Rightarrow E[Y(f) X^*(f)] &= E[X(f) \cdot X^*(f) W(f)] + E[B(f) \cdot X^*(f)]. \\
 \Rightarrow \overline{C}_{xy}(f) &= \overline{C}_{xx}(f) W(f) + \varepsilon(f) \\
 \Rightarrow \text{Le filtre de Wiener } W(f) &\text{ est : } \overline{C}_{xy}(f) / \overline{C}_{xx}(f)
 \end{aligned}$$

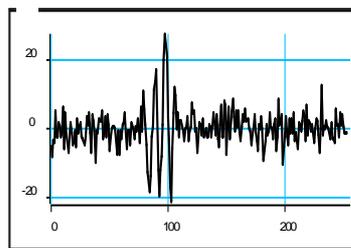
On peut distinguer le filtre de Wiener calculé en temps et celui calculé en fréquence. Le premier conserve la causalité alors que le deuxième non. Le filtre de Wiener est une estimation aux moindres carrés qui minimise la partie non corrélée de la sortie du filtre avec l'entrée.

Le filtre de Wiener est utilisé pour :

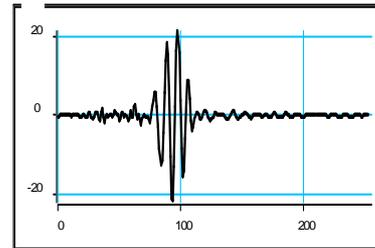
- Améliorer le Rapport Signal à Bruit d'une trace bruitée connaissant une trace non bruitée ou référence,
- Retrouver la sortie d'un filtre en présence d'un bruiteur,
- Identifier le bruiteur,
- Chercher ce qui est cohérent entre deux traces,
- Identifier le filtre connaissant l'entrée et une sortie bruitée.



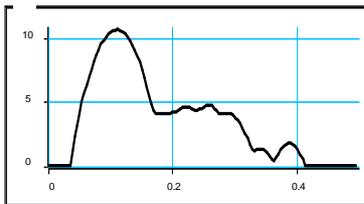
Trace initiale (référence)



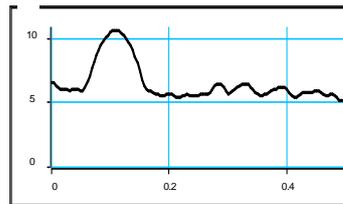
Trace bruitée



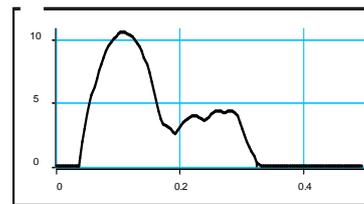
Trace filtrée par Wiener.



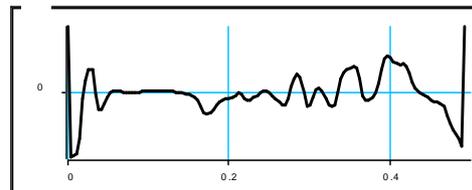
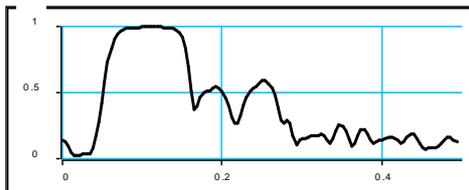
Module de la trace référence



Module de la trace bruitée



Module de la trace filtrée.



Module et phase de la cohérence entre les deux signaux.

Le filtre τ - p (filtre de Radon)

La transformée de Radon en sismique consiste à faire la sommation de la section selon une droite de pente $p=1/V$ (V : la vitesse apparente). On obtient ainsi une fonction du temps (à offset nul); le temps est alors noté τ . Le résultat est présenté selon les variables τ et p (lenteur).

La transformation directe est :

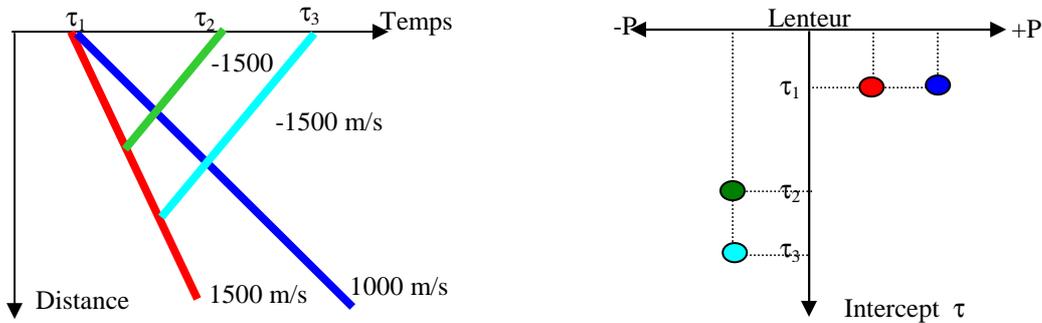
$$R(p,\tau) = TR [r(x,t)] = r(j\Delta_x, \tau+jp\Delta_x) \text{ avec } \Delta_x \text{ le pas d'échantillonnage en distance}$$

La transformation inverse est :

$$r(x,t) = TRI [R(p,\tau)] = \sum_{j=1}^{N_x} R'(j\Delta_p, \tau_j x \Delta_p) (p, t - px) ; R' = \frac{d}{dt} TH_{\tau} [R(p,\tau)]$$

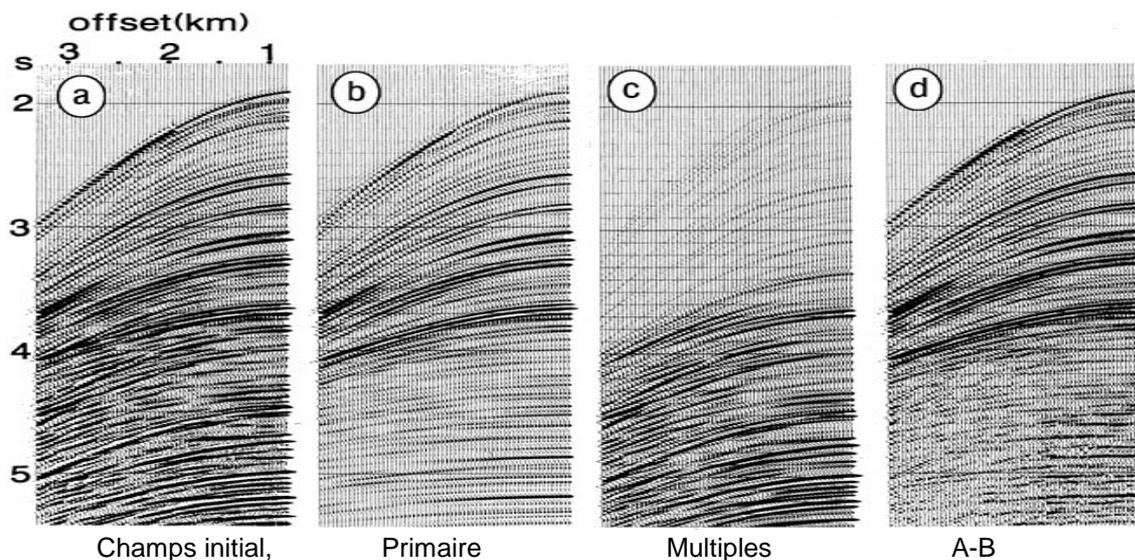
avec Δ_p le pas d'échantillonnage en lenteur

où R' est la dérivée selon τ de la Transformée de Hilbert de R selon τ (cette dérivée est obtenue par multiplication dans l'espace de v_{τ} par v_{τ}) (cette opération peut être présentée par une convolution avec une fonction dénommée $\rho(\tau)$). Cette transformation ne sera pas discutée en détail. Le principe est présentée par Claerbout. Son intérêt est de focaliser (approximativement) en un point de l'espace $\{p,\tau\}$ chaque arrivée d'onde plane de vitesse $1/p$ dont la position de cette onde à l'offset nul est τ .



O.

Yilmaz illustre abondamment cette méthode et montre son intérêt pour la suppression des multiples ou le suréchantillonnage en x , il fait aussi une bonne analyse critique de ses avantages et limitations. En résumé, il convient de disposer de sections ayant un d'échantillonnage fin en distance et une investigation détaillée en p . Diverses fonctions de propagation dans le domaine τ - p sont présentées dans son ouvrage.



Le filtre f-k

Filtre basé sur la discrimination en vitesse apparente des arrivées cohérentes Soit une fonction $r(t,x)$;
Par définition sa double transformée de Fourier est :

$$\boxed{TF_{2D} \{ r(t,x) \} = TF_x \{ TF_t [r(t,x)] \} = R (n_t , n_x)}$$

- f_t : fréquence temporelle; $\omega = 2\pi f_t$ est la pulsation.

- k_x : fréquence spatiale; $k = 2\pi f_x$ est le nombre d'onde

Cette transformation est particulièrement intéressante pour des fonctions représentant des signaux se propageant à vitesse V constante et observés sur un réseau de capteurs régulièrement espacés car :

$$\boxed{r(t,x) = g(t - x/V)}$$

$$TF[g(t)] = G(f); \quad TF_t [g(t-x/V)] = G(f) e^{-2i\pi f x/V}$$

$$TF_x [G(f) e^{-2i\pi f x/V}] = G(f) \delta(k + f/V)$$

dans le plan f, k ou ω, k

$\delta(k + f/V) \Rightarrow$ droite $k = -f/V$

$$TF_x \{ TF_t [g(t - x/V)] \} = G(f) \delta(k - \frac{f}{V})$$

Dans le plan $\omega-k$, $\delta(k - f/V)$ représente la droite $k = f/V$ passant par l'origine et de pente V .

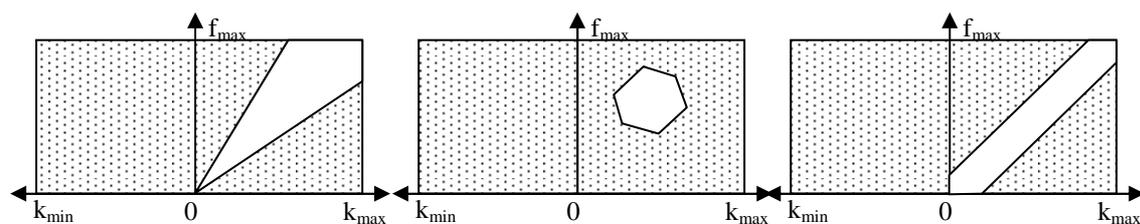
Ainsi une onde plane de vitesse V dans le plan $[X,T]$, aura un motif au point $f/k = V$. Si cette onde possède une **vitesse de groupe** différente de la **vitesse de phase**, il y a donc dispersion. La vitesse de groupe est la vitesse de l'enveloppe des signaux et la vitesse de phase celle d'une arche à l'intérieur de l'enveloppe. Quand une onde est déphasée d'un capteur à l'autre, cela veut dire que :

$$TF_x [G(f) e^{-2i\pi f x/V} \cdot e^{-ik_0 x}] = G(f) \delta(k - f/V + k_0/2\pi).$$

La double transformée permet de :

- mettre en évidence les ondes planes ,
- estimer les vitesses apparentes les vitesses de groupes et de phase,
- filtrer les ondes de vitesse différentes,
- améliorer le rapport signal sur bruit.

Ce filtrage sera réalisé par des filtres à gabarit de différents types selon l'application.



Filtre en éventail

Filtre en polygone

Filtre en bande

Le filtrage est réalisé selon les opérations suivante:

- a) Mise en incidence normale (*mise à plat*);
- b) TF2D filtrage en bande ou éventail;
- c) TF12D double transformée de Fourier inverse;
- d) Correction de vitesse inverse à la mise à plat.

On trouvera une bibliographie dans l'ouvrage de M. Bath [Bath, 1974].

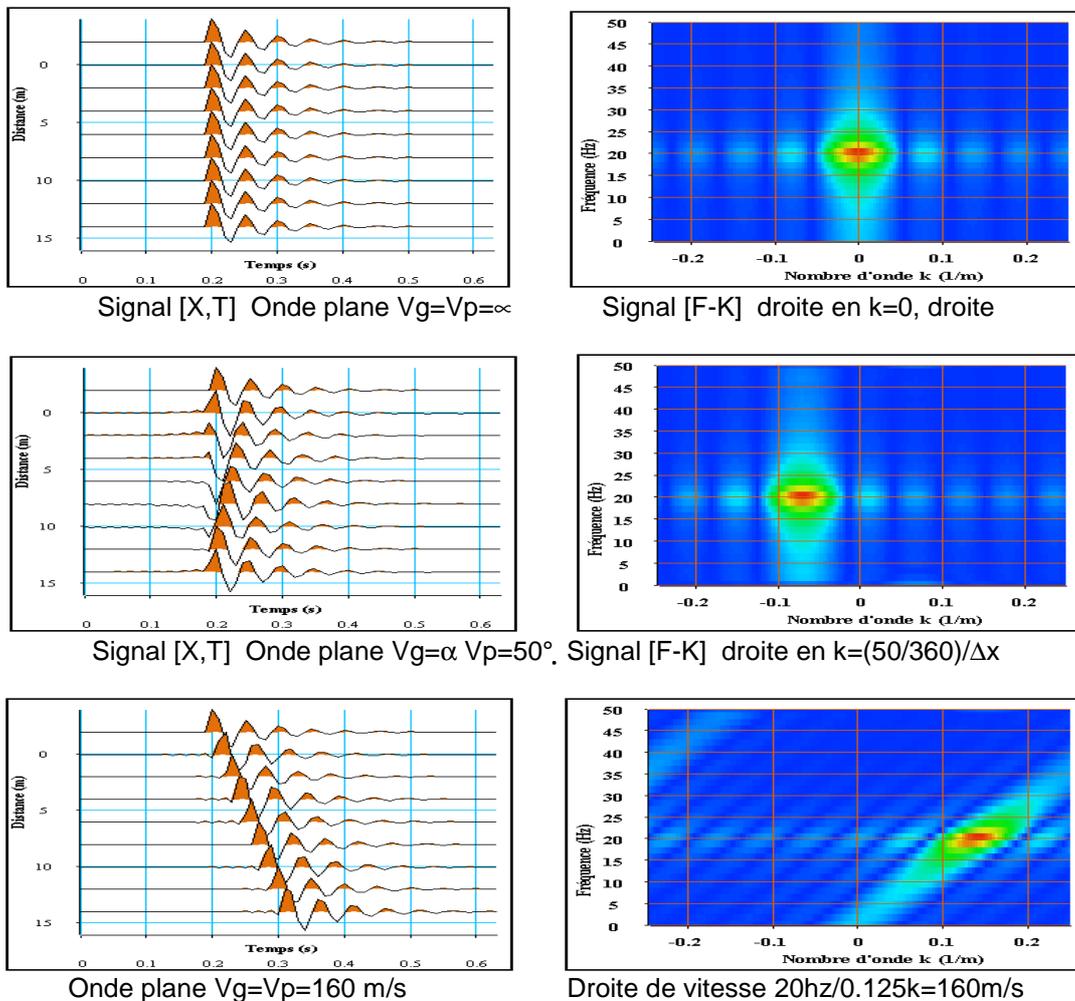
Dans le domaine des basses fréquences, le filtre en éventail est inefficace pour séparer deux ondes proches (peu de point). Ce filtrage peut être appliqué à n'importe quelle onde après "mise à plat" de celles-ci et sera particulièrement efficace sur les ondes réfractées et sur toutes les ondes planes dans le domaine $[X-T]$. Le filtrage $\omega-k$ peut s'appliquer aux ondes dispersives donnant des informations sur la vitesse de groupe et la vitesse de phase. Dans F. Glangeaud et al 1999, et Mars et al 2004, une étude détaillée sur les ondes dispersives est présentée. Sheriff et Geldart, 1983, le recommandent

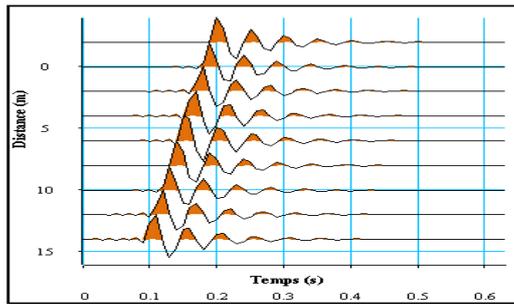
pour atténuer le ground-roll ou les multiples dans des sections à point de tir commun. Il est d'usage simple et rapide. Yilmaz souligne qu'en sismique réflexion il convient d'utiliser deux fois ce filtrage : avant et après le stack.

Remarque: pour que ce filtrage soit performant il est nécessaire que l'onde que l'on cherche à sélectionner ne s'écarte que peu d'une onde parfaitement plane. L'hypothèse de stationnarité locale n'est pas suffisante. Ainsi le cas d'une onde approximativement plane n'est pas favorable à l'utilisation d'un filtrage ω - k . Le cas d'une onde plane discontinue est paradoxalement plus favorable au filtrage ω - k .

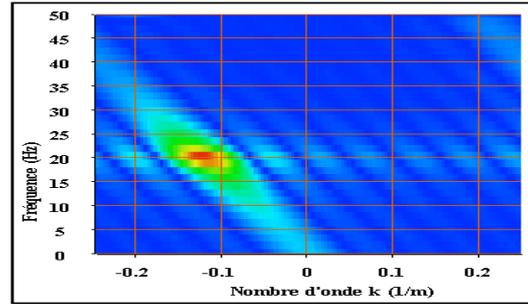
Cependant il est peu recommandé pour les ondes s'interrompant ou démarrant brusquement (cas des ondes montantes en PSV [Hardage, 1985], [Waters, 1981]. D'une façon générale, il nécessite un grand nombre de capteurs pour être efficace, et provoque des "effets de bord" en début et fin de section (en particulier si on l'utilise de façon très sélective pour isoler deux ondes proches où dans le cas où ces ondes ont des amplitudes fortes aux limites de l'antenne). Les signaux seront d'autant mieux filtrés qu'ils sont bien localisés dans le plan ω - k . Il faut cependant remarquer que dans ce cas d'une onde dispersive, l'alignement des maxima d'énergie ne passe pas par l'origine (ceci est due à la dispersion). Par ailleurs, ce type de filtre est à proscrire en cas d'aliasing spatial.

Exemple de document synthétique, permettant de comprendre le filtrage FK dans différentes situations de vitesse de groupe et de vitesse de phase.

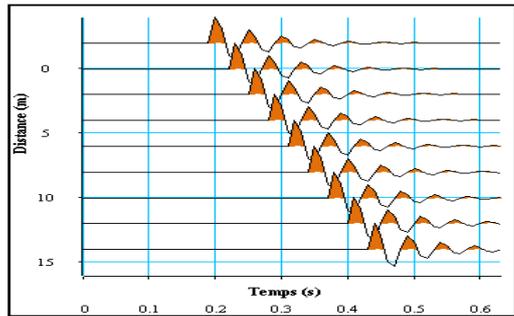




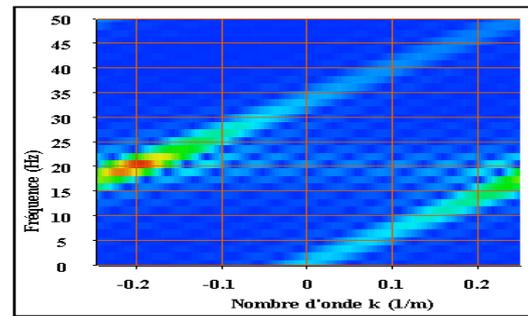
Onde plane $V_g=V_p=-160$ m/s



Droite de vitesse $20\text{Hz}/-0.125\text{k}=-160\text{m/s}$



Onde plane $V_g=V_p=66$ m/s



Aliasing : vitesse $20\text{Hz}/-0.20\text{k}=-100\text{m/s}$
Vrai vitesse : $20\text{Hz}/0.3\text{k} = 66\text{m/s}$

Les vitesses supérieures à $20/0.25=80\text{m/s}$ seront aliasées.

Pour les vitesses de phase. Si j'ai un déphasage de ϕ , le motif dans le plan f-k sera positionné sur l'axe des k en $(k/360)/\Delta x$. Pour les vitesses de groupe la position f/k donne la vitesse de l'onde. Pour éviter un aliasing, il faut soit diminuer l'inter trace soit augmenter la fréquence des signaux.

Les filtres en ondelette

L'inconvénient majeur du filtre F-K, est qu'il ne tient pas en compte des caractéristiques temporelles du signal. En effet deux ondes positionnées à des temps d'arrivées différents mais ayant la même vitesse auront leurs motifs à la même place dans le plan f-k. Aussi nous allons décrire une méthode qui tient compte à la fois des positions temporelles et fréquentielles.

Le filtrage abordé ici, est une méthode à gabarit qui s'utilise dans un domaine particulier qui est celui du domaine temps-fréquence ou temps-échelle. Il est clair que nous n'allons pas développer ici les aspects théoriques des méthodes temps-fréquence, ceci étant fait dans le cours de représentation temps-fréquence, temps-échelle. Vous pouvez trouver dans la littérature actuellement plusieurs ouvrages qui font référence dont celui de P. Flandrin intitulé Temps fréquence et temps échelle (P. Flandrin). Je citerai également un certain nombre d'articles qui font appel aux méthodes temps-fréquence et aux méthodes temps échelles appliquées à des signaux géophysiques notamment la thèse de Minh Quy Nguyen (Nguyen 1999). Par ailleurs, dans l'excellent ouvrage Traitement du Signal pour géologues et géophysiciens, Vol 3 : Techniques avancées de J. Mars et al, un chapitre entier est consacré aux méthodes temps-fréquences, temps-échelle avec des applications géophysiques.

Nous allons simplement illustrer ici une opération de filtrage opérée à partir de la transformée en ondelette continue d'un signal sismique. Une deuxième application utilisant des ondelettes discrètes sera également présenté.

Ondelette continue (Morlet)

La transformée en ondelettes continue est un outil bien adapté aux traces sismiques qui tient compte de la stationnarité des signaux et décrit leur évolution dans le plan temps-fréquence ou temps échelle. Elle peut être définie comme la projection du signal sur une base d'ondelettes obtenue à partir d'une ondelette mère. Cette transformation est réversible sous certaines conditions. L'intérêt de travailler avec des ondelettes et qu'elles sont à durée finie contrairement aux exponentielles de Fourier. Nous étudions ici l'ondelette de Morlet (Morlet) qui est une ondelette complexe assez utilisé en sismique, car elle se rapproche fortement des signaux sismiques.

Si ψ est l'ondelette mère, la famille des (ψ_{ab}) est obtenue par translation et dilatation de la fonction de base est décrite par : $\Psi_{ab} = \frac{1}{\sqrt{a}} \left(\frac{t-b}{a} \right)$ ou a est le paramètre d'échelle et b le paramètre de translation. La transformée en ondelette directe est donnée par :

$$\text{TO}[f(a, b)] = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \Psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt = \text{TO}[f(a, b)] = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \Psi_{a,b}^* dt$$

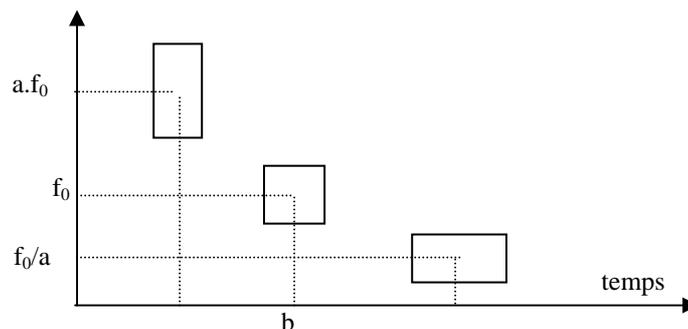
Cette transformée est continue car les paramètres a et b décrivent l'ensemble du demi plan défini par $a > 0$ et $b \in \mathfrak{R}$. La transformée en ondelette inverse est inversible sous certaines conditions d'admissibilité telle que :

- $\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) dt < +\infty$ (Oscillations décroissantes) ;
- $\int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 dt < +\infty$ (Conservation de l'énergie) ;
- $C_{\psi} = \int_0^{\infty} \frac{|\Psi(f)|^2}{|f|} df < +\infty$ (TF de l'ondelette = 0 en 0).

Alors la formule de reconstruction par transformée en ondelettes inverse est :

$$f(t) = \frac{1}{C_{\psi}} \int_{b \in \mathfrak{R}} \int_{a > 0} \text{TO}[f(a, b)] \frac{1}{\sqrt{a}} \psi \left(\frac{t-b}{a} \right) \frac{dad b}{a^2} .$$

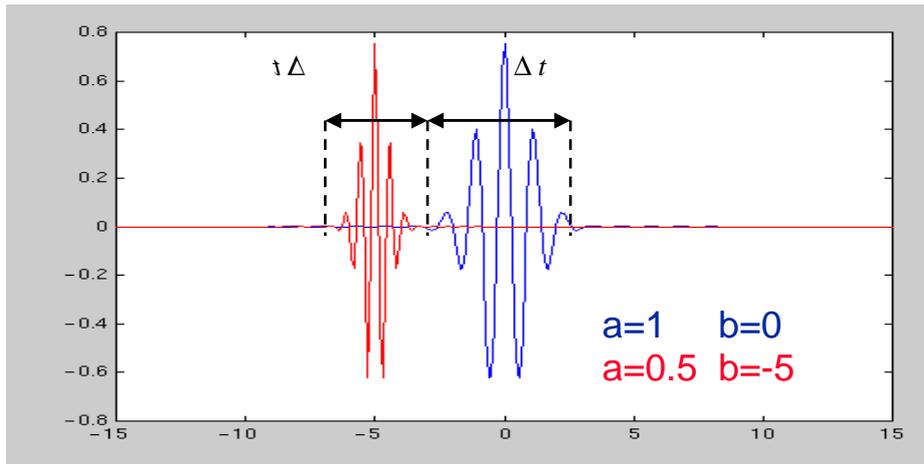
Si on appelle f_0 la fréquence centrale de l'ondelette mère, la fréquence centrale de l'ondelette ψ_{ab} sera $f_{0a} = f_0/a$. C'est à dire qu'à f_0 on aura une cellule carré respectant l'incertitude d'Heisenberg-Gabor $\Delta t \cdot \Delta f \geq \frac{1}{4\pi}$. A la position « $a.f_0$ » la cellule aura le même surface mais la résolution temporelle sera meilleure que la résolution fréquentielle et à la position « f_0/a », la cellule aura inversement une meilleure résolution en fréquence qu'en temps contrairement à la transformée de Fourier glissante qui possède un pavage temps fréquence identique en tout point de l'espace.



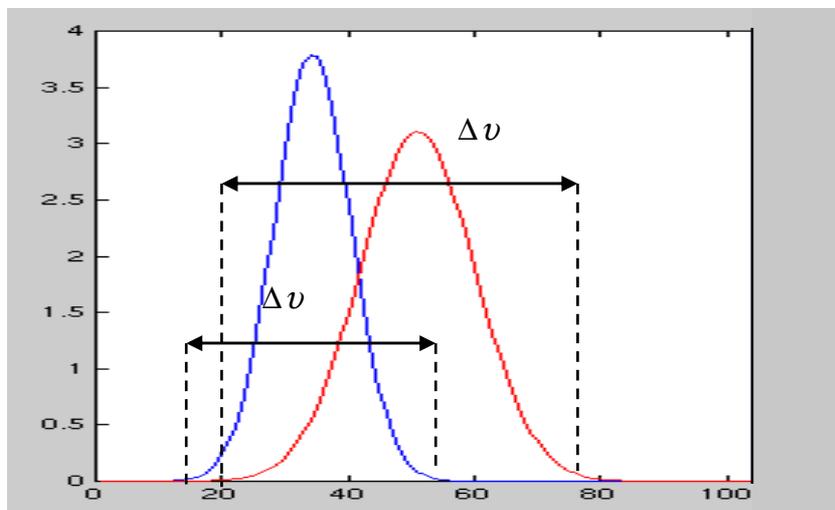
L'ondelette de Morlet est obtenue par dilatation d'une modulation de gaussienne qui offre un bon compromis entre résolution temporelle et fréquentielle. Elle est définie par :

$$\psi(t) = \left(\pi t_0 \right)^{-\frac{1}{4}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{t}{t_0} \right)^2 + 2i\pi f_0 t \right] .$$

Cette ondelette ne vérifie pas le critère d'admissibilité car sa TF ne s'annule pas à l'origine, aussi la solution proposée par Morlet est de prendre t_0 et f_0 de manière à imposer une valeur presque nulle à la fréquence continue. Ainsi on prendra $5 \leq 2\pi t_0 f_0 \leq 6$.

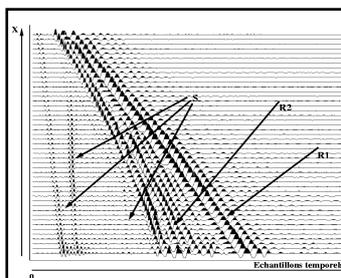


Partie réelle de l'ondelette de Morlet

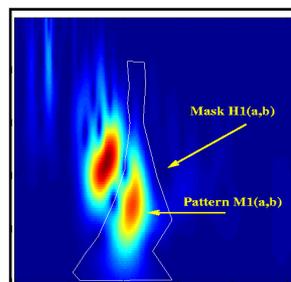


Spectre des ondelettes de Morlet à deux échelles différentes

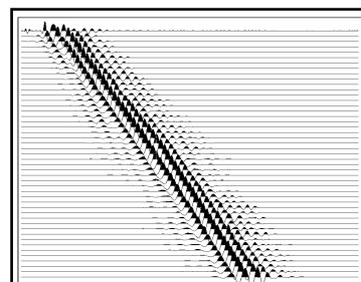
Donc l'idée de base de ce filtrage sera d'appliquer la transformée en ondelette sur un signal pour en sortir une « carte temps-échelle ». Si les motifs associés à une onde particulière se trouvent bien identifiés et séparés dans ce plan, il sera alors possible de poser un gabarit sur le motif et de faire la transformation inverse pour caractériser cette onde (élimination si le gabarit est constitué de zéro). Nguyen a montré que comme dans la TF la forme du gabarit n'influe pas sur le résultat final. (Nguyen et Mars, 1999). Les travaux de thèse d'Antoine Roueff (ex ENSIEG) ont montré que cette technique pouvant être automatisée et qu'une estimation des polarisations pouvait être obtenues par une cross-scalogramme (Roueff et al 2005).



Exemple de données réelles



Masque sur le TOC

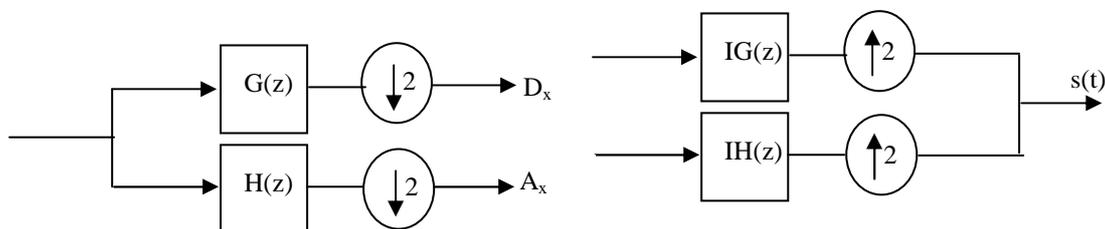


Filtrage inverse.

Ondelette Discrète

Nous avons vu que la transformée en ondelette continue était très redondante, nous allons décrire une famille d'ondelette qui ne soit pas redondante ce qui reviendrait à trouver des familles d'ondelette orthogonales. C'est l'analyse multirésolution. Nous utiliserons ici des systèmes simples qui sont basés sur des filtrages passe-bas $H(f)$ et passe-haut $G(f)$ orthogonaux d'un signal (Meyer 1985) largement décrits notamment pour les algorithmes de compression. C'est le principe de base de la transformée en ondelette discrète.

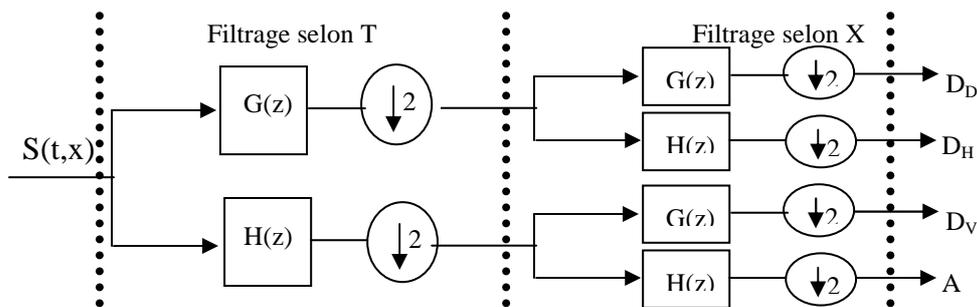
L'algorithme de décomposition à une dimension est très simple et se décrit selon le schéma suivant ou le signe $\downarrow 2$ correspond à une décimation d'un facteur 2, c'est à dire que l'on garde un coefficient sur deux. On peut alors obtenir un algorithme en cascade qui permet d'obtenir tous les niveaux de résolution inférieure au niveau de départ. Ainsi à partir d'un signal on va obtenir une partie basse fréquence appelée « résidu » et une partie haute fréquence appelée « détail ». A chaque niveau, on peut prendre le résidu et le détail du niveau précédent pour obtenir à nouveau une succession de résidu et de détail. La reconstruction du signal se fera par le même processus ou le symbole $\uparrow 2$ correspond à une interpolation d'un facteur 2.



Algorithme de décomposition et de reconstruction pour une cellule 1D

Sur des signaux sismiques, donc à deux dimensions, on va s'intéresser à des décompositions en ondelette discrètes à 2D. La cellule élémentaire à 1D doit être dupliquée pour créer une cellule 2D. Le schéma multi-échelle pourra également être obtenu en appliquant cette cellule 2D sur chacun des résidus.

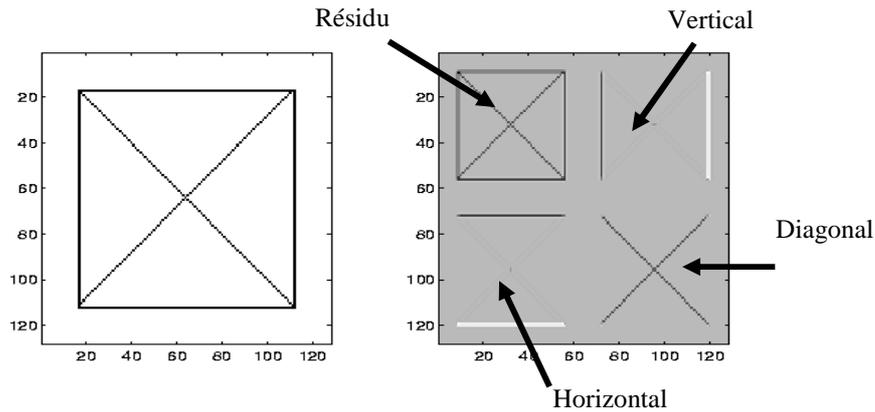
Donc pour des données sismiques, on va créer l'algorithme suivant :



Algorithme de décomposition et de reconstruction pour une cellule 2D

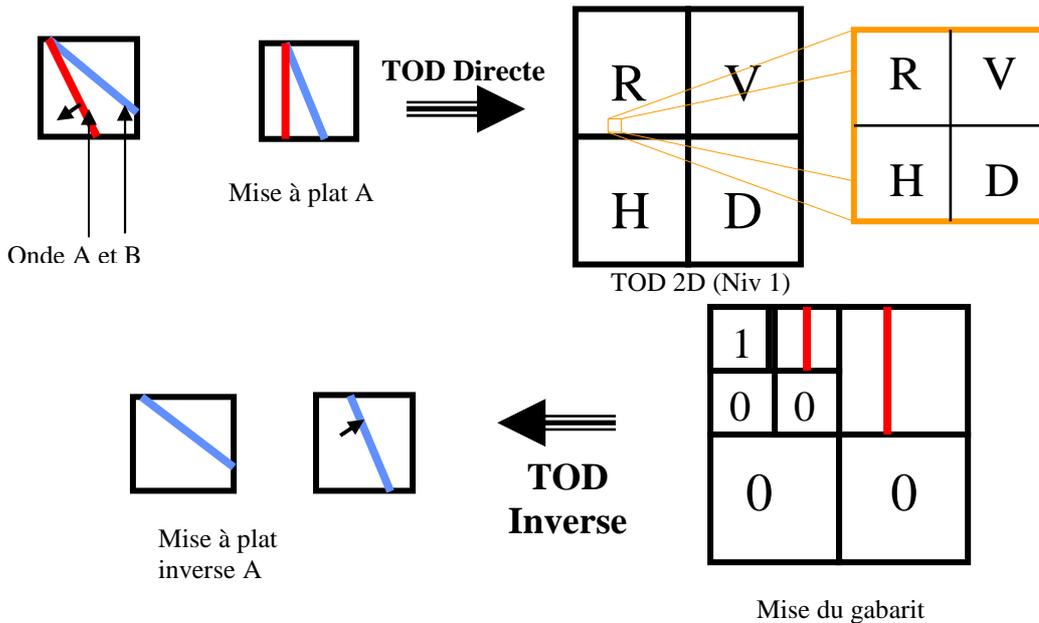
A partir d'une matrice de départ $S(t,x)$ on obtient alors 4 sous bandes générées D_D , D_H , D_V et A correspondant respectivement aux détails diagonaux, horizontaux, verticaux et au résidu passe-bas. L'étape de reconstruction est effectuée en inversant les bornes des cellules et en utilisant les filtres de synthèse appropriés et en intervertissant décimation et interpolation.

Un exemple de décomposition à 1 niveau appliqué sur une image contenant un motif carré et deux diagonales est présenté dans la figure ci dessous. On y voit qu'en filtrant passe-bas sur les temps puis passe-haut sur les directions, on obtient les éléments verticaux, en filtrant passe-haut sur les temps puis passe-bas sur les directions, on obtient les éléments horizontaux, en filtrant passe-haut sur les temps et les distances, on obtient les éléments diagonaux, et en filtrant passe-bas sur les temps et les distances, on obtient le résidu.



1^{er} niveau de décomposition par la TOD à 2D

Une bonne utilisation de la TOD 2D à travers ces paires de filtres en quadratures, permet ainsi de choisir les éléments désirés. En sismique, le document de travail pourra être considéré comme une image. Ainsi une onde plane pourra être décomposée à condition qu'elle soit verticale. Il faudra au préalable effectuer un alignement pour aligner cette onde sur la vitesse infinie. La méthodologie se résumera à la chaîne de traitement suivante :



Une application a été réalisée par Nguyen (ex ENSIEG) dans Nguyen et al 1999. Ils montrent que ce type de filtrage peut être donner des bons résultats dans le cas de l'élimination d'ondes guidées souvent très difficile à éliminer par filtre f-k. Dans sa thèse, Nguyen présente aussi très largement les avantages et les inconvénients de ce type de filtrage.

3. Les méthodes matricielles

Les filtrages qui sont abordés ici, concernent les méthodes associées à une décomposition d'une matrice. On pourra y trouver la méthode basée sur :

- la décomposition en valeurs singulières de la matrice de données brutes (SVD) ,
- la décomposition en valeurs singulières de la matrice de covariance des données (ou Transformée de Karhunen-Loeve,
- la décomposition en vecteurs et valeurs propres de la matrice interspectrale (SMF).

On abordera également, les extensions possibles envisageables de ces diverses méthodes.

Séparation par SVD (Singular Value Decomposition)

Le filtrage utilisant la transformation SVD est appliqué aux données dans l'espace $\{x,t\}$. Le principe est de trouver un espace dans lequel les ondes recherchées sont représentées dans un espace de dimension la plus faible possible. En géophysique, le principal but de la SVD est donc de décomposer l'ensemble des données initiales en deux sous-espaces complémentaires appelés sous-espace signal et sous-espace bruit. Avant de réaliser la décomposition en valeurs singulières, il est nécessaire de faire un pré-traitement qui consiste à mettre à plat l'onde que l'on souhaite isoler en rendant sa vitesse infinie.

Une section sismique est une matrice \underline{m} de dimension (N_t, N_x) , où une colonne est une trace fonction du temps (axe vertical : Temps = profondeur) et une ligne représente les variations d'amplitude à un temps donné en fonction de la distance x (géométrie de l'antenne). La SVD de la matrice \underline{m} décompose cette matrice en un produit de matrices orthogonales \underline{u} et \underline{v} et d'une matrice diagonale $\underline{\lambda}$:

$$\underline{m} = \underline{u} \cdot \underline{\lambda} \cdot \underline{v}^T = \sum_{k=1}^N \lambda_k \underline{u}_k \cdot \underline{v}_k^T \quad \text{avec } N = \min(N_x, N_t) = N_x.$$

- $\underline{u} = [\underline{u}_1, \dots, \underline{u}_k, \dots, \underline{u}_{N_t}]$ est une matrice orthogonale de dimension (N_t, N_t) constituée des vecteurs singuliers à gauche. Le vecteur \underline{u}_k est nommé « ondelette normalisée ».
- $\underline{v} = [\underline{v}_1, \dots, \underline{v}_k, \dots, \underline{v}_{N_x}]$ est une matrice orthogonale de dimension (N_x, N_x) constituée des vecteurs singuliers à droite. Le vecteur \underline{v}_k est nommé vecteur de propagation et correspond à 'amplitude dans le cas de signaux réels.
- $\underline{\lambda}$ est une matrice pseudo-diagonale de dimension (N_x, N_t) dont seuls les éléments diagonaux peuvent être non-nuls. Sur la diagonale, on trouve les valeurs singulières ordonnées : $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_{N_x} \geq 0$.

Le produit $\underline{u}_k \cdot \underline{v}_k^T$ est une matrice de rang unitaire de dimension (N_t, N_x) appelée la $k^{\text{ième}}$ image singulière ou section singulière de la matrice des données \underline{m} . La SVD décompose donc la matrice \underline{m} en une somme pondérée de N_x matrices de rang unitaire de même dimension appelées sections singulières.

Ces matrices sont rangées par ordre décroissant (ordre de 1 à N_x) des énergies (valeurs singulières). Ces énergies λ sont les valeurs singulières attribuées à chaque section. Le vecteur singulier \underline{u}_k d'une section singulière en temps décrit une ondelette. Le vecteur singulière \underline{v}_k décrit les variations d'amplitude de l'ondelette en fonction de la distance.

Par conséquent, \underline{m} est égale à la somme des images singulières multipliées par les valeurs singulières correspondantes. Une section singulière est égale à :

$$S_k = \lambda_k \underline{u}_k \underline{v}_k^T$$

Le rang de la matrice \underline{m} est donnée par le nombre de valeurs singulières différentes de zéro.

Par exemple, en absence de bruit, si les signaux enregistrés sur chaque capteur sont linéairement dépendants (c'est à dire égaux à un facteur d'amplitude près), la matrice \underline{m} est de rang 1 et la reconstruction parfaite nécessite seulement la première section singulière. Deux sections singulières sont nécessaires dans le cas où un déphasage entre capteur est introduit.

Pour d'autres cas, le nombre de vecteurs propres nécessaires est fonction des positions extrêmes des arrivées. Aussi pour éviter d'avoir un trop grand nombre de vecteurs à rechercher, il est judicieux de mettre à plat l'onde que l'on souhaite isoler (correction de vitesse l'onde sélectionnée).

Pour effectuer la réduction d'espace, il est nécessaire d'analyser la décroissance des valeurs singulières et d'évaluer le nombre de valeurs singulières significatives pour caractériser le sous-espace signal et le sous-espace bruit. Le sous-espace signal est donnée par les P premières sections singulières et le sous-espace bruit par les $N_x - P$ dernières sections singulières. La séparation en 2 sous-espaces est donnée par la relation suivante :

$$\underline{m} = \underline{m}^{\text{sig}} + \underline{m}^{\text{bruit}} = \sum_{k=1}^P \lambda_k \underline{u}_k \cdot \underline{v}_k^T + \sum_{i=P+1}^{N_x} \lambda_i \underline{u}_i \cdot \underline{v}_i^T$$

Exemple d'application:

Nous illustrons le filtrage par SVD sur un exemple synthétique de sismique réflexion caractérisant une arrivée de vitesse apparente infinie en présence de failles. De part et d'autre de la faille, les arrivées

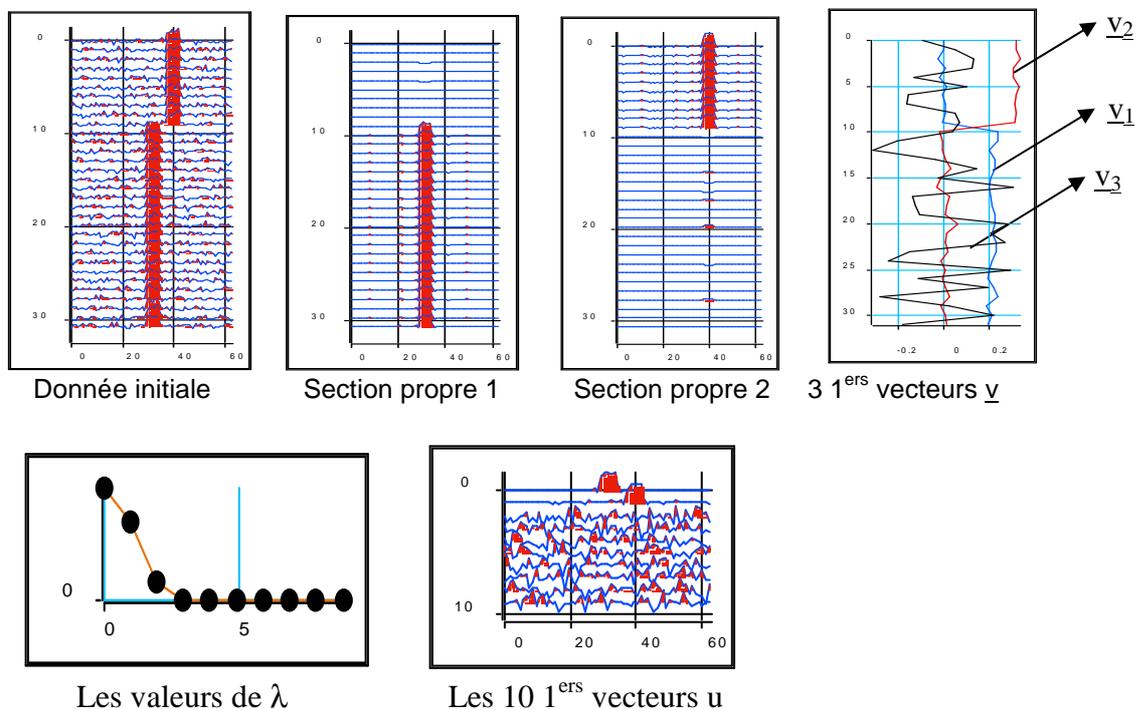
sont simultanées sur tous les capteurs. La discontinuité due à la faille se traduit par un décalage en temps.

L'amplitude des valeurs singulières nous indiquent que la totalité de l'énergie se trouve sur les deux premières valeurs singulières.

Les 2 premiers vecteurs singuliers \underline{u}_1 et \underline{u}_2 sont des représentations normalisées des deux signaux sources identiques au décalage en temps près. Le vecteur \underline{u}_3 et les suivants caractérisent le bruit : ils n'ont aucune structure particulière.

Les vecteurs \underline{v}_1 et \underline{v}_2 traduisent les variations d'amplitude avec la distance. Si on observe l'amplitude de \underline{v}_1 , on constate que l'onde associée à la première section singulière aura une amplitude égale à 0 sur les 10 premiers capteurs. A l'inverse, l'amplitude de \underline{v}_2 associée à la deuxième section singulière traduit que l'onde associée aura une amplitude nulle sur tous les capteurs exceptés sur les 10 premiers.

La décomposition en SVD sépare donc les deux arrivées de part et d'autre de la faille comme deux signaux distincts (cf. figure). La section propre ayant la plus grande valeur propre (1^{ère} section) correspond au signal présent sur le plus grand nombre de capteurs, donc d'énergie la plus grande.



Ce type de filtrage sera donc très efficace s'il on a un nombre réduit d'ondes et si l'onde sélectionnée est mise à plat.

De nombreux auteurs ont utilisé cette technique et actuellement, nous proposons une adaptation multi-composantes de cette technique aux données trois composantes (3DSVD). On peut procéder en recherchant sur chaque couple de trois composantes les ondes cohérentes permettant de retrouver les paramètres de la polarisation [Le bihan et al]. Il existe également un développement récent prenant en compte la totalité des capteurs et des composantes et travaillant non plus sur des matrices de points mais sur des tenseurs. Cette approche est développée au laboratoire LIS par Le bihan et J. Mars [Le bihan et al].

Séparation par TKL

Ce filtrage est ressemblé beaucoup au précédent à la différence que la décomposition en valeurs singulières n'est plus réalisée sur les données brutes mais sur la matrice de covariance issue des données.

Le principe de base reste le même : il faut trouver un espace dans lequel les ondes recherchées sont représentées dans un espace de dimension la plus faible possible. La partie signal des données de départ est ensuite obtenue par projection de ces données sur ce sous-espace. La transformation TKL permet de définir une nouvelle base constituée des premiers vecteurs propres de la *matrice de covariance* des données.

La fonction $m(t,x)$ est représentée par $m_k(t)$ où k est le numéro de la trace. $m_k(t)$ est composé de N_t échantillons et peut s'écrire sous forme vectorielle par \underline{m}_k (vecteur colonne selon le temps de dimension N_t). La matrice relative à la trace k est obtenue par le produit (ligne-colonne) $\underline{m}_k^T \underline{m}_k$ où T dénote l'opération de transposition. La moyenne de ces N_x matrices (selon toutes les traces k) est la matrice de covariance \underline{cov} de dimension (N_x, N_x) :

$$\underline{cov} = \underline{m} \cdot \underline{m}^T = 1/N_x \sum_{k=1}^{N_x} \underline{m}_k \underline{m}_k^T$$

Les éléments de cette matrice sont liés à la valeur des intercorrélations et des autocorrélations entre traces. L'idée maîtresse est qu'au cours de cette moyenne, la partie signal est conservée alors que la partie bruit incohérente d'une trace à la suivant est détruite.

Cette matrice est décomposée en N_x sections propres :

$$\underline{cov} = \sum_{j=1}^{N_x} \lambda_j \underline{u}_j \underline{u}_j^T$$

λ_j définit les amplitudes relatives des diverses section propres. Les vecteurs \underline{u}_j sont une fonction du temps $u_j(t)$. C'est l'ondelette $a(t)$ associée à la valeur propre j . Le produit scalaire $\langle \underline{m}_k, \underline{u}_j \rangle$ entre la trace k et ce vecteur est le vecteur propagation qui appliqué à \underline{v}_j donne la trace k associée à la valeur propre j .

La section propre j est associée au vecteur propre $n^o j$. Elle est composé de N_x traces k :

$$\underline{m}_{j,k} = \langle \underline{m}_k(t), \underline{u}_j(t) \rangle \underline{u}_j(t) = (\underline{m}_k, \underline{u}_j^T) \underline{u}_j$$

Comme pour les méthodes SVD et SMF, la méthode de Karhunen-Loeve a été utilisé pour atténuer les effets des multiples et du Ground-roll.

Séparation par SMF (Spectral Matrix filtering)

La séparation d'ondes utilisant la matrice spectrale est basée elle aussi sur la recherche d'un sous espace défini par les vecteurs propres d'une matrice : la matrice spectrale.

Introduction

On considère toujours une antenne rectiligne constitué de N_x capteurs équidistants. Dans le domaine temporel, le signal reçu par le capteur j résulte de la combinaison linéaire des P ondes détectées par l'antenne auxquelles s'ajoute un bruit supposé blanc, gaussien et indépendant des ondes :

$$m_j(t) = \sum_{i=1}^P a_i(t) * u_{i,j}(t) + b_j(t)$$

avec :

- * le produit de convolution
- i = indice de l'onde
- $a_i(t)$ = ondelette sismique de la $i^{\text{ème}}$ onde
- $u_{i,j}(t) = j^{\text{ème}}$ composante du vecteur de propagation de la $i^{\text{ème}}$ onde

En fréquence, cette équation s'écrit : $W(f) = \underline{U}(f) \cdot \underline{A}(f) + \underline{B}(f)$

avec :

- $\underline{W}(f) = [W_1(f), \dots, W_{N_x}(f)]^T$: la TF des traces
- $\underline{A}(f) = [A_1(f), \dots, A_P(f)]^T$: la TF des ondelettes
- $\underline{U}(f) = [\underline{U}_1(f), \dots, \underline{U}_P(f)]$ avec $\underline{U}_i(f) = [U_{i,1}(f), \dots, U_{i,N_x}(f)]^T$ matrice de propagation de dimensions (N_x, P)

La matrice spectrale de dimension (N_x, N_x) est :

$$\underline{\underline{M}}(f) = E [\underline{\underline{W}}(f)\underline{\underline{W}}(f)^\dagger] = E \left[\sum_{i=1}^P \underline{U}_i(f) \cdot \underline{U}_i(f)^\dagger \cdot |A_i(f)|^2 \right] + E \left[\sum_{i,m \neq i}^P \underline{U}_i(f) \cdot \underline{U}_m(f)^\dagger \cdot A_i(f) \cdot A_m(f)^* \right] + E[\underline{\underline{B}}(f) \cdot \underline{\underline{B}}(f)^\dagger]$$

où E représente un opérateur de moyenne et \dagger indique l'opération transposée conjuguée. Il y a autant de matrices que d'échantillons en fréquence. Cette matrice est complexe hermitienne, définie positive. Sa TFI est composée des autocorrélations et intercorrélations entre les traces. Ceci implique que à chaque fréquence, la matrice spectrale est composée sur sa diagonale principale d'éléments relatifs aux densités spectrales de puissance (dsp) et sur les autres diagonales d'éléments de densités spectrales de puissance d'interaction (dsp_i).

L'estimée de cette matrice se compose de 3 termes : le 1^{er} caractérise les interactions des ondes avec elles-mêmes, le second est dû aux interactions des diverses ondes entre elles, et le troisième est représentatif du bruit.

L'opérateur de lissage E joue un rôle très important car il permet d'obtenir une décorrélation des ondes et du bruit et des ondes entre elles (diminution du 2^{ème} et du 3^{ème} terme), tout en préservant la matrice associée à chaque onde. L'estimation de la matrice $\underline{\underline{M}}(f)$ permet également d'obtenir une matrice spectrale de déterminant non nul (et donc inversible et de rang plein).

Il existe plusieurs opérateurs de lissage que nous verrons par la suite.

Diagonalisation et étude des valeurs propres

Toute matrice carrée peut se décomposer selon ses éléments propres en effectuant une EVD (Eigenvalue Decomposition). Ainsi, on obtient la relation suivante :

$$\underline{\underline{M}}(f) = \underline{\underline{U}}(f) + \underline{\underline{\Lambda}}(f) + \underline{\underline{U}}(f)^\dagger = \sum_{i=1}^{N_x} \lambda_i(f) \cdot \underline{U}_i(f) \cdot \underline{U}_i(f)^\dagger$$

Avec:

- $\underline{\underline{U}}(f)$: une matrice inversible de dimension (N_x, N_x) . Les colonnes sont les vecteurs propres normés de la matrice $\underline{\underline{M}}(f)$. A chaque fréquence, chacun de ces vecteurs représente un modèle de propagation entre les diverses traces. L'ensemble de ces vecteurs forment une base orthonormée car la matrice est hermitienne.
- $\underline{\underline{\Lambda}}(f)$: matrice diagonale contenant les valeurs propres et de dimension (N_x, N_x) . Chaque valeur propre représente l'énergie associée à chaque vecteur propre associé.

Une fois la matrice spectrale diagonalisée, il faut séparer l'espace initial des données en deux sous-espaces : sous-espace signal et sous-espace bruit. Cette séparation a pour but d'améliorer le rapport signal-sur-bruit.

Cette réduction d'espace nécessite d'abord une estimation du nombre de sources. Si le signal et le bruit sont décorrélés et si le bruit est spatialement blanc, alors le nombre de sources NS est égale au nombre de valeurs propres dominantes (discontinuité ans les valeurs propres rangés par ordre décroissant). On peut ensuite décomposer la matrice spectrale en 2 sous-espaces :

$$\underline{\underline{M}}(f) = \sum_{i=1}^{NS} \lambda_i(f) \cdot \underline{U}_i(f) \cdot \underline{U}_i(f)^\dagger + \sum_{i=NS+1}^{N_x} \lambda_i(f) \cdot \underline{U}_i(f) \cdot \underline{U}_i(f)^\dagger = \underline{\underline{E}}_s(f) + \underline{\underline{E}}_b(f)$$

Avec :

- $\underline{\underline{E}}_s$: sous-espace signal défini par les NS premiers vecteurs propres associés aux NS premières valeurs propres. Cet espace contient la part signal plus la partie du bruit colinéaire au signal.
- $\underline{\underline{E}}_b$: sous-espace bruit, orthogonal au sous-espace signal, qui ne contient que du bruit.

Projection sur le sous-espace signal

Pour obtenir les données finales filtrées dans le plan $\{x,t\}$, il est nécessaire de projeter les données de départ $\underline{\underline{W}}(f)$ sur l'ensemble des vecteurs propres constituant le sous-espace signal puis de repasser dans le domaine $\{x,t\}$ par une TFI. Si on projette les données sur le sous-espace signal, on a la relation suivante :

$$\underline{\underline{R}}(f) = \sum_{i=1}^{NS} \langle \underline{U}_i(f), \underline{\underline{W}}(f) \rangle \cdot \underline{U}_i(f)$$

Pour obtenir la projection des données sur le sous-espace bruit, soit on projète $\underline{W}(f)$ sur les $N_x - NS$ derniers vecteurs propres, soit on soustrait la projection des données sur le sous-espace signal aux données initiales $\underline{W}(f)$.

La base des vecteurs propres orthonormé du sous-espace signal n'est pas toujours confondue avec la base des ondes car les ondes ne sont pas forcément orthogonales entre elles.

Pour conclure, la méthode de filtrage basée sur la matrice spectrale est efficace pour améliorer le rapport signal-sur-bruit. En séparation d'ondes, elle donne de très bons résultats dans le cas où les ondes à séparer présentes des énergies très différentes.

Estimation de la matrice spectrale

L'opération de moyenne permet de rendre la matrice $\underline{M}(f)$ non singulière et de rang supérieur à NS en présence de bruit. Nous précisons maintenant les trois moyennes les plus utilisées en sismique et leurs qualités.

- **La moyenne glissante en distance.**

Cette moyenne suppose que les toutes ondes soient localement planes sur une distance de L traces. Chaque élément $M_{i,j}(f)$ de la matrice spectrale estimée est égal à :

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

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

La nouvelle matrice sera de dimension $N_x - 2m$. Pour retrouver éventuellement des sections propres ayant N_x 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 et chaque terme de la diagonale est remplacé par cette moyenne. La matrice carrée obtenue est dite de Toeplitz, elle est de dimension (N_x, N_x) .

En présence de NS ondes et du bruit il faut que : $L > NS + 1$

- **Moyenne glissante en fréquence**

La "*moyenne glissante en fréquence*" est équivalente à appliquer une pondération sur les fonctions de corrélation. Pour des raisons pratiques nous utilisons ici une pondération de Hanning élevée à une puissance P . Le choix de P permet de fixer la largeur de cette fenêtre et donc le nombre de moyenne en fréquence. Quand la fonction d'intercorrélation n'est pas centrée (retard non nul), cette moyenne introduit un biais. Seule l'onde à incidence normale (retard nul) est non biaisée. Par contre, toutes les autres ondes le sont et le biais est d'autant plus important que l'incidence est grande. Soit Δt l'écart extrême des temps d'arrivées sur la section, si Δt est inférieur à la largeur équivalente de la pondération utilisée alors l'onde dominante est bien représentée sur le premier vecteur propre.

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_x . 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_x 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 pré-traitement (mise à plat). Il est aussi utilisé pour éliminer des bruits pentés ou encore tout signal ayant un grand angle d'incidence. Ce type de moyenne ne décorrèle pas localement deux ondes qui se croisent dans le plan x,t . Appliqué à des signaux ayant une bande passante étroite ce type de moyenne nécessite une égalisation spectrale préalable.

Pour donner un poids égal à chaque trace, les amplitudes de chaque trace ont été normalisées avant traitement et corrigées après. Cette précaution évite aussi de donner de l'importance à une trace fortement parasitée.

En pratique un faible lissage en fréquence est toujours admissible, il est appliqué en addition au lissage en distance. L'effet de moyenne est alors cumulatif et permet de mieux orthogonaliser les ondes.

- **La moyenne de dispositif**

Cette moyenne se rapproche de la moyenne d'épreuves utilisée en statistique. En sismique, le bruit non sismique est faible; une moyenne de plusieurs sections faites dans les mêmes conditions de dispositif n'apporte pas grand chose. Par contre si l'on peut faire des hypothèses sur la stationnarité du milieu soit à capteur, tir ou déport constant, la moyenne des matrices associées est toujours très profitable.

En conclusion sur l'estimation de la matrice \underline{M} , les conditions d'onde plane ou de stationnarité du dispositif ne sont malheureusement approximées que très localement. Il est donc fort utile de combiner au mieux les trois types de moyennes. La moyenne équivalente est le produit des trois moyennes. Notons aussi qu'en présence d'une section ayant des traces dont les niveaux énergétiques varient de façon importante (effet de couplage variable), il convient de normaliser les traces entre elles avant le calcul de la matrice spectrale. Les amplitudes vraies seront par la suite restituées après la séparation d'onde.

Une question importante est celle du choix de NS pour représenter l'espace signal dans la réalité d'une arrivée sismique. Il existe de nombreuses méthodes traitant de cette question. En fait, elles ne sont guère efficaces en sismique, en effet on a vu que le nombre d'ondes présentes était sans doute très grand, bien supérieur au nombre de capteurs. La démarche fixant la procédure de l'estimation est fonction de l'amplitude relative de l'onde que l'on cherche à localiser. Si c'est l'onde d'amplitude la plus forte la méthode est simple, dans le cas contraire il convient de bien identifier toutes les ondes d'amplitude plus importantes. Il est donc raisonnable de se donner une valeur de NS assez grande et éventuellement de procéder à plusieurs essais.

Conclusion

L'application du filtrage matriciel ne nécessite qu'une correction de vitesse approximative. Un avantage est de pouvoir interpréter les vecteurs propres et les valeurs propres de cette décomposition. La matrice spectrale est utilisée :

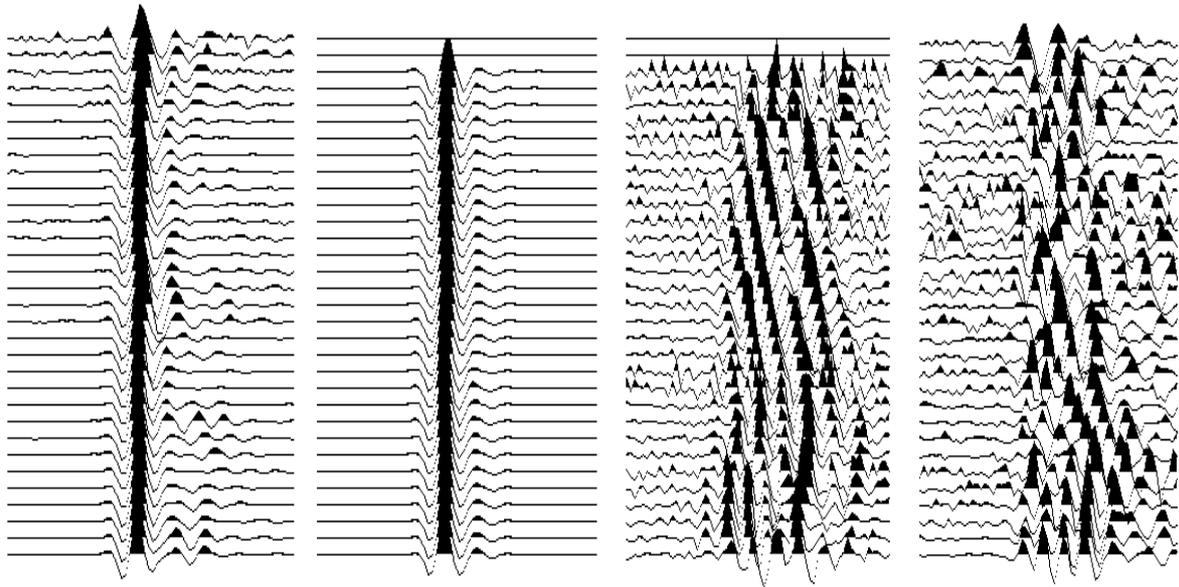
- pour améliorer le rapport signal sur bruit ;
- pour sélectionner ou éliminer une onde dominante ;
- mesurer les fonctions de transfert entre capteurs pour l'onde sélectionnée ;

Les inconvénients du filtrage tiennent au fait que :

- le temps de calcul est assez long ;
- le résultat peut être biaisé par l'effet de la moyenne ;
- la méthode n'est pas toujours efficace si l'onde sélectionnée n'est pas dominante.

Thirion et al dans [Thirion et al 1996] ont montré les liens existant entre les vecteurs propres et les valeurs propres. Ils sont aussi proposés une méthode basée sur une description de la matrice spectrale aux ordres supérieurs permettant de s'affranchir de ce problème de puissance de source. Par ailleurs, de nouvelles estimations de matrice ont été également implémentées pour augmenter le nombre de moyenne [Gounon et al 1998] et des techniques particulières de projection ont également été proposées par Gavin et al]. Les derniers travaux autour de la matrice spectrale concernent la description d'un algorithme de décomposition d'une matrice spectrale large bande et multidimensionnelles (PAULUS C., and J.I. MARS C, 2005, 2006)

Exemple d'utilisation du filtre SMF



Données initiales
avec moyenne en fréquence et moyenne en distance.

Section propre 1

Section propre 2

Somme Section 3-N

Extension de la SVD - ICA

Nous allons présenter les dernières avancées en matière de traitement multidimensionnels présentées au Laboratoire par les différents doctorants que j'ai pu encadrer. (V. Vrabie, N. Le Bihan)

Comme on l'a vu, la SVD permet comme la matrice spectrale d'obtenir un sous-espace signal associé aux vecteurs singuliers dominants et un sous-espace bruit qui en est le complémentaire. Freire et Ulrych [Freire and Ulrych 1988] ont introduit dans le sous-espace signal, deux nouveaux sous-espaces :

- Le sous espace passe bas \underline{W}^{sigPB} qui contient les ondes ayant un fort degré de corrélation inter capteurs ;
- le sous-espace passe haut \underline{W}^{sigPH} contenant les ondes ayant un faible pourcentage de corrélation intercapteurs.

Le sous-espace \underline{W}^{sigPB} caractérise les ondes les plus énergétiques qui ont été alignées par le pré-traitement. Le sous-espace est formé par les Q premières sections singulières associées aux Q vecteurs singuliers dominants. Le sous-espace \underline{W}^{sigPH} est le sous-espace complémentaire dans le sous-espace signal initial. La partition en sous-espace passe bas et passe haut est réalisée en pratique si les amplitudes des valeurs propres du sous-espace signal se présentent en deux paquets d'amplitudes nettement différentes. Nous allons montrer que l'utilisation de l'analyse en composante indépendante (ICA) permet d'améliorer cette partition [Vrabie et Mars 2002].

Nous avons vu que la décomposition SVD de la matrice de données initiales \underline{W} , fournit deux matrices orthogonales composées par les vecteurs de propagation \underline{v}_k , les ondelettes normalisés \underline{u}_k , et une matrice diagonale $\underline{\lambda}$ portant les valeurs singulières. Il n'y a aucune raison physique pour que les ondes sismiques aient des vecteurs de propagation orthogonaux. Ainsi, la condition de l'orthogonalité engendrée par la SVD classique pour les vecteurs de propagation force les ondelettes normalisées à être un mélange d'ondes et peut impliquer des erreurs dans les sous-espaces estimés [Mars and Rector 1995]. Exploitant le concept de l'analyse en composantes indépendantes (ICA), nous calculons une autre matrice des ondelettes normalisées statistiquement indépendante à l'ordre quatre. Pour de plus amples renseignements sur l'analyse en composantes indépendantes, nous recommandons au lecteur de consulter la littérature abondante [ICA 1999, 2000, 2001] notamment les travaux de Comon, Cardoso et Hyvarinen [Comon 1994B ; Cardoso and Souloumiac 1993 ; Hyvarinen 1999, De Lathauwer *et al.* 2001].

Ceci a pour conséquence de « détendre » la contrainte non-physique d'orthogonalité pour les vecteurs de propagation et d'améliorer la qualité des sous-espaces estimés. L'efficacité de cette nouvelle méthode conjointe SVD-ICA est illustrée sur des données sismiques synthétiques et réelles.

Après SVD classique, le sous-espace signal est donné classiquement par les P premières sections singulières et le sous-espace bruit par les $N_x - P$ sections singulières. Pour séparer les ondes ayant un fort degré de corrélation inter-capteurs, nous définissons un sous-espace passe-bas \underline{w}^{sigPB} associé aux premières Q valeurs singulières les plus fortes parmi les P valeurs singulières donnant le sous-espace signal. Le sous-espace des résidus \underline{w}^{bruit} contient les ondes avec un faible degré de corrélation inter-capteurs (\underline{w}^{sigPH}) et le bruit (sous-espace bruit initial). La matrice de donnée s'écrit :

$$\underline{w} = \underline{w}^{sigPB} + \underline{w}^{bruit} = [\underline{u}_1, \dots, \underline{u}_Q] \underline{\lambda}_Q [\underline{v}_1, \dots, \underline{v}_Q]^T + [\underline{u}_{Q+1}, \dots, \underline{u}_P, \dots, \underline{u}_{N_x}] \underline{\lambda}_{N-Q} [\underline{v}_{Q+1}, \dots, \underline{v}_P, \dots, \underline{v}_{N_x}]^T$$

Le choix de Q et P dépend du poids relatif des valeurs singulières.

Avec la SVD classique, les ondelettes normalisées $[\underline{u}_1, \dots, \underline{u}_P] = \underline{u}_P$ décrivent le sous-espace signal, et par construction, les vecteurs de propagation $[\underline{v}_1, \dots, \underline{v}_P] = \underline{v}_P$ sont orthogonaux. Imposant l'orthogonalité pour la matrice \underline{v}_P , nous forçons donc les ondelettes normalisées à être un mélange linéaire des ondes. Pour mieux séparer les sources, l'idée proposée par Vrabić et Mars est de trouver par rotation dans le sous-espace signal, une nouvelle matrice orthogonale $[\hat{\underline{u}}_1, \dots, \hat{\underline{u}}_P] = \hat{\underline{u}}_P = \underline{u}_P \underline{B}$, dans laquelle les nouvelles ondelettes normalisées $\hat{\underline{u}}_k$ sont les plus indépendantes possibles. Cette extension de la méthode est appelée SVD-ICA. Notant C la famille des cumulants de \underline{u}_P et K ceux de $\hat{\underline{u}}_P$, la matrice [unitaire] de rotation $\underline{B} = [b_{mn}]$ de dimension (P, P) est donnée par la diagonalisation de la famille des cumulants de la base $\hat{\underline{u}}$ [Comon 94] :

$$K_{ijkl} = \sum_{pqrs} b_{ip} b_{jq} b_{kr} b_{ls} C_{pqrs}$$

En utilisant la SVD-ICA, le sous-espace signal sera donné par :

$$\underline{w}^{sigPB} = \underline{u}_P \underline{\lambda}_P \underline{v}_P^T = \underline{u}_P \underline{B} \underline{B}^T \underline{\lambda}_P \underline{v}_P^T = \hat{\underline{u}}_P \underline{\alpha}_P \hat{\underline{v}}_P^T = [\hat{\underline{u}}_1, \dots, \hat{\underline{u}}_P] \underline{\alpha}_P [\hat{\underline{v}}_1, \dots, \hat{\underline{v}}_P]^T$$

- $[\hat{\underline{u}}_1, \dots, \hat{\underline{u}}_k, \dots, \hat{\underline{u}}_P]$ est une matrice orthogonale de dimension (N_t, P) composée par les nouvelles ondelettes normalisées $\hat{\underline{u}}_k$, statistiquement indépendantes à l'ordre quatre.

- $[\hat{\underline{v}}_1, \dots, \hat{\underline{v}}_k, \dots, \hat{\underline{v}}_P]^T$ est une matrice de dimension (N_x, P) donnant la variation d'amplitude.

- $\underline{\alpha}_P$ est une matrice diagonale de dimension (P, P) dont la diagonale k est égal à la norme de la $k^{ième}$ colonne du produit matriciel $\underline{v}_P \underline{\lambda}_P \underline{B}$. Les entrées dans cette nouvelle matrice diagonale $\underline{\alpha}_P$ ne sont pas généralement ordonnées. Une opération de permutation entre les vecteurs $\hat{\underline{u}}_k$ et aussi entre les vecteurs $\hat{\underline{v}}_k$ est alors nécessaire pour ordonner les valeurs de la matrice $\underline{\alpha}_P$ en ordre décroissant.

Le sous-espace passe-bas \underline{w}^{sigPB} (nouveau sous-espace signal) est donné par les Q sections singulières dominante de $\underline{\alpha}_P$.

$$\underline{w}^{sigPB} = [\hat{\underline{u}}_1, \dots, \hat{\underline{u}}_Q] \underline{\alpha}_Q [\hat{\underline{v}}_1, \dots, \hat{\underline{v}}_Q]^T$$

Le sous-espace complémentaire ou nouveau sous espace bruit \underline{w}^{bruit} est déterminé par :

$$\underline{w}^{bruit} = [\hat{\underline{u}}_{Q+1}, \dots, \hat{\underline{u}}_P, \underline{u}_{P+1}, \dots, \underline{u}_{N_x}] \begin{bmatrix} \underline{\beta} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \underline{\lambda}_{N_x - P} \end{bmatrix} [\hat{\underline{v}}_{Q+1}, \dots, \hat{\underline{v}}_P, \underline{v}_{P+1}, \dots, \underline{v}_{N_x}]^T$$

Dans cette décomposition, en imposant un critère plus fort pour les ondelettes normalisées (indépendance statistique à l'ordre 4), nous avons détendu la condition d'orthogonalité pour les vecteurs de propagation.

L'exemple présenté propose une comparaison entre les résultats obtenus sur une section sismique synthétique avec les deux méthodes SVD (SVD classique et SVD-ICA). Les figures 1.25A et 1-26A présentent les données initiales : on peut observer la présence de deux ondes dispersives de vitesse apparente infinie sur le réseau de capteurs et une onde de vitesse non-infinie qui interfère sur les cinq premiers capteurs du réseau.

Les résultats présentés sur les figures 1.25 et 1.26 sont obtenus en utilisant respectivement la méthode SVD classique et la SVD-ICA. Après filtrage par SVD classique, les poids relatifs des valeurs singulières (fig. 1.25B) ne donnent pas d'informations fiables sur le nombre d'ondes réellement présentes dans le document. Les six premiers vecteurs singuliers \underline{u}_P (matrices \underline{u}_P) sont donnés figure 1.25C. Les ondelettes \underline{u}_P trouvées après décomposition classique sont une combinaison linéaire des ondelettes réelles. Le sous-espace signal obtenu pour $P=2$ et le sous-espace bruit complémentaire sont donnés respectivement figures 1.25D et 1.25E. La décomposition par SVD classique dans ce cas ne permet pas de faire une séparation correcte des ondes, en effet l'onde non alignée et des artefacts sont présents dans les deux sous espaces.

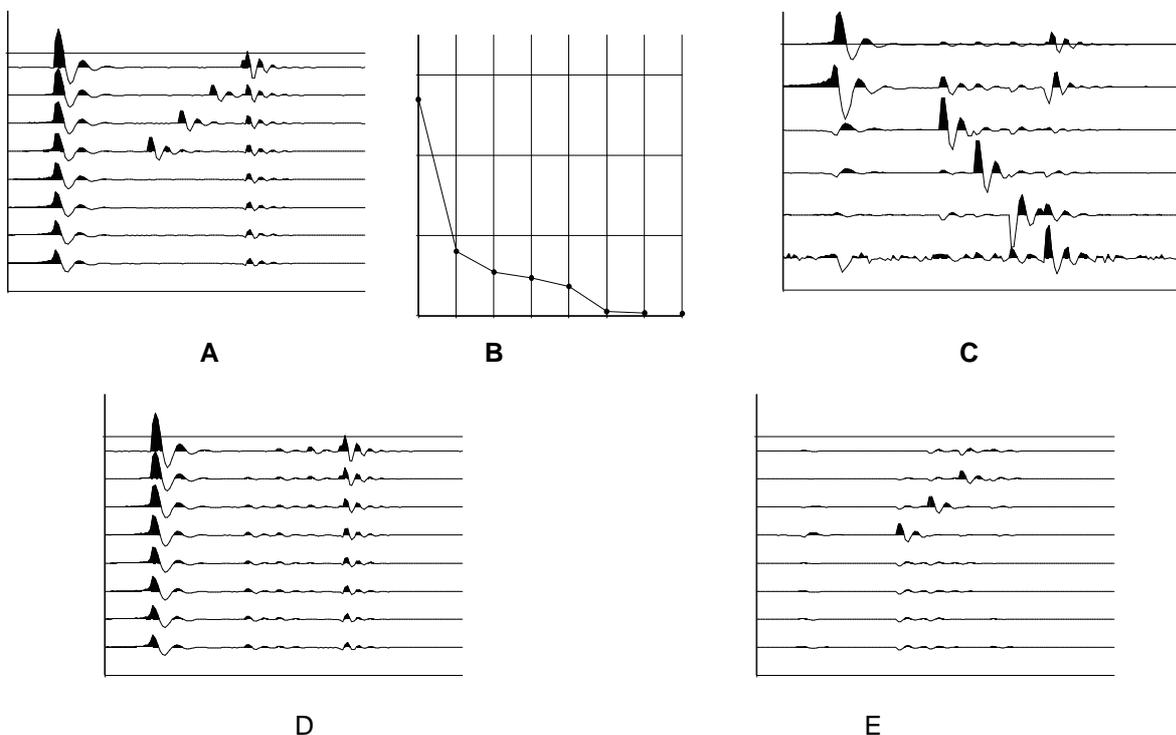


Figure 1-25: Séparation par SVD classique : Exemple synthétique

- A : Données initiales
- B : Valeurs singulières de 1 à 6 rangées par ordre décroissant;
- C : Les 6 premiers vecteurs \underline{u} normalisés, amplitude normalisée, (\underline{u}_1 en haut),
- D : Sous-espace signal \underline{w}^{sigPB} caractérisé par la projection des données initiales sur les deux premiers vecteurs singuliers ;
- E : Sous-espace « résidu » (projection sur les N_x-2 premiers vecteurs singuliers ou différence entre données initiales (A) et sous-espace signal (D)) ;

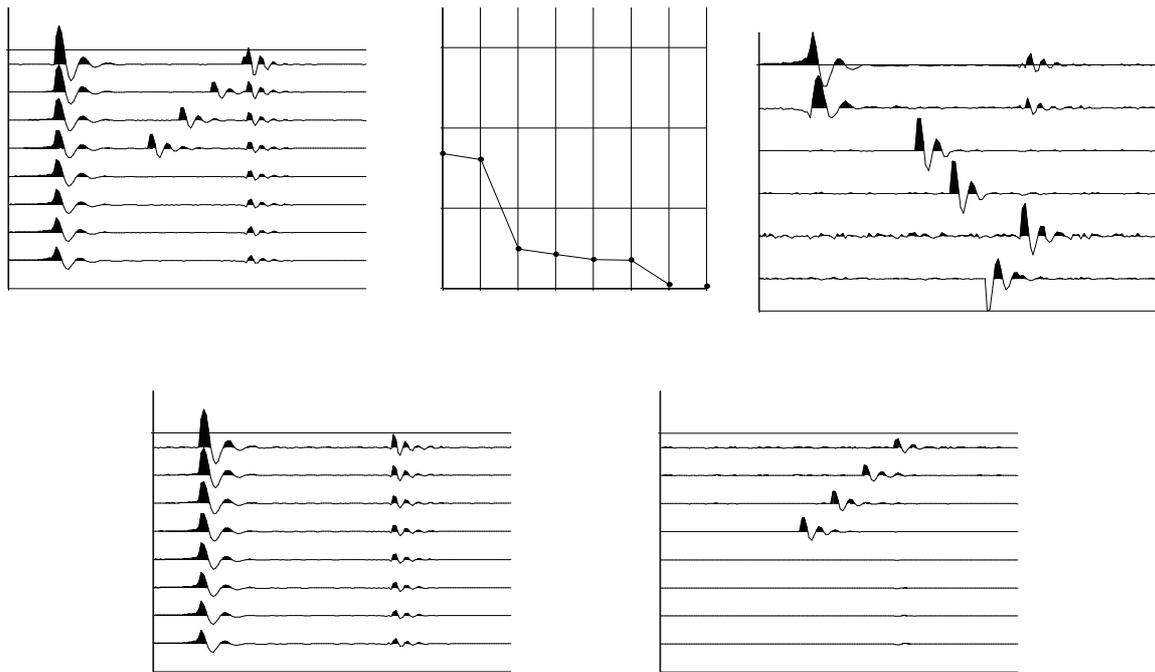


Figure 1-26 : Séparation par SVD-ICA : Exemple synthétique

- A : Données initiales
- B : Valeurs singulières de 1 à 6 rangées par ordre décroissant;
- C : Les 6 premiers vecteurs u normalisés, amplitude normalisée, (u_1 en haut);
- D : Sous-espace signal \underline{w}^{sigPB} caractérisé par la projection des données initiales sur les deux premiers vecteurs singuliers ;
- E : Sous-espace « résidu » (projection sur les N_x-2 premiers vecteurs singuliers ou différence entre données initiales (A) et sous-espace signal (D)) ;

L'évolution des P premières valeurs propres de la SVD-ICA (fig. 1.26B) aide au choix de la détermination du nombre Q . Ce choix des nombres Q et P est également guidé en regardant les sections des résidus (fig. 1.26E) et les ondelettes normalisées (fig. 1.26C). Après SVD-ICA, les valeurs singulières et les ondelettes \hat{u}_P sont mieux conditionnées (deux valeurs singulières dominantes existent).

On observe dans la section sous-espace signal passe-bas \underline{w}^{sigPB} (fig. 1.26D) que l'onde non alignée a disparu. La section des résidus ($\underline{w}^{sigPH} + \underline{w}^{bruit}$) présentée figure 1.26E montrent que les ondes à vitesse apparente infinie ont disparu alors qu'elles étaient encore présentes dans le sous-espace bruit après traitement utilisant la SVD classique. Un exemple réel sera présenté dans une prochaine section.

Une extension de la méthode SVD-ICA aux données multicomposantes est également proposée par Vrabie [Vrabie *et al.* 2002].

En conclusion, le filtrage par SVD classique est donc efficace s'il y a un nombre réduit d'ondes, si l'onde sélectionnée est mise à plat (pré-traitement) et si les ondes ne sont pas corrélées entre elles. Si les ondes sont corrélées, le filtrage SVD-ICA pallie les inconvénients de la SVD classique.

De nombreux auteurs ont utilisé la technique classique avec succès. Les enregistrements de capteurs multicomposantes sont des domaines d'application privilégiés du filtrage SVD. En effet, les ondes arrivant simultanément sur les composantes d'un même capteur sont naturellement alignées. Un exemple de ce traitement [Glangeaud *et al.* EAGE01] sera présenté dans la section application du présent chapitre. Nous proposons maintenant un développement récent de la SVD prenant en compte simultanément la totalité des enregistrements formant un cube de données.

Extension de la SVD à 3 dimensions

La SVD peut être appliquée soit à des cubes de données sismiques soit à des sections sismiques à plusieurs composantes $\{t, x, c\}$. Nous présentons tout d'abord la manière de modéliser les signaux reçus sur un réseau bidimensionnel de capteurs sismiques (tableaux de données 3D), et l'extension de la décomposition en valeurs singulières pour ces tableaux appelée : 3D-SVD. Cet outil, provenant de la psychométrie [Kroonenberg 1983] est introduit en traitement du signal par De Lathauwer [De Lathauwer 1997] dans le cadre de la séparation aveugle de sources. Il permet une analyse en éléments singuliers d'un volume de données tridimensionnel. Nous en exposons les caractéristiques et présentons les méthodes de calcul à l'aide d'outils matriciels. Nous proposons enfin une technique de séparation d'ondes à l'aide de cette 3D-SVD par sélection des sous-espaces basée sur l'étude des valeurs singulières. L'application de cette technique est faite sur un cube de données de sismique réflexion fourni par TotalFinaElf.

Dans le cas classique, les données sismiques sont stockées sous forme matricielle, généralement de taille (N_t, N_x) . La section sismique appartient donc à l'espace vectoriel contenant les matrices de cette taille. Pour les tableaux 3D, ou cubes sismiques, la dimension des données est (N_t, N_x, N_y) . Ces cubes de données appartiennent donc à l'espace vectoriel $\mathfrak{R}^{N_t \times N_x \times N_y}$. Cet espace est dit « trimodal » du fait des trois modes ou directions, dans le cube.

Plusieurs produits sont définissables pour les tableaux : produit scalaire (ou produit intérieur), produit extérieur, produit de Kronecker, etc. Nous nous concentrons ici sur le produit intérieur suivant un certain mode du tableau : le produit *n-modal*. Cette opération permet de faire le produit scalaire d'un tableau par une matrice, suivant une direction précise du tableau. Ainsi, pour un tableau, il existe trois produits n-modaux suivant les trois directions du tableau. Par définition, le *n-mode* produit suivant la dimension n , d'un tableau $\underline{\underline{A}}$, de $\mathfrak{R}^{I_1 \times I_2 \times I_3}$, par une matrice \underline{B} , de $\mathfrak{R}^{J \times I_n}$, est noté $\underline{\underline{A}} \times_n \underline{B}$. Il existe trois versions possibles ($n=1,2$ et 3) pour le produit d'un tableau 3D et d'une matrice. Ils sont donnés par :

$$\begin{aligned} (\underline{\underline{A}} \times_1 \underline{B})_{j_1 i_2 i_3} &= \sum_{i_1} a_{i_1 i_2 i_3} b_{j_1 i_1} \\ (\underline{\underline{A}} \times_2 \underline{B})_{i_1 j_2 i_3} &= \sum_{i_2} a_{i_1 i_2 i_3} b_{j_2 i_2} \\ (\underline{\underline{A}} \times_3 \underline{B})_{i_1 i_2 j_3} &= \sum_{i_3} a_{i_1 i_2 i_3} b_{j_3 i_3} \end{aligned}$$

La $P^{i\text{ème}}$ dimension du tableau $\underline{\underline{A}}$ et le nombre de colonnes de la matrice \underline{B} doivent donc être égaux.

Ce produit nous permettra de réécrire la SVD classique pour les matrices et facilitera sa généralisation aux tableaux 3D.

Matrices dépliantes

Il existe plusieurs façons de représenter les données tridimensionnelles. Souvent, elles sont réarrangées sous forme de matrices construites de façons arbitraires. Dans le cadre géophysique, les cubes sismiques sont souvent examinés tranches par tranches. Chaque tranche représentant une coupe de terrain à un offset donné par exemple. Nous présentons ici le concept de matrice dépliant. Elles sont les trois matrices qu'il est possible d'obtenir en découpant le tableau 3D par tranches suivant les trois modes du tableau. La façon de les obtenir est schématisée sur la figure 1.27 [Le Bihan 2001].

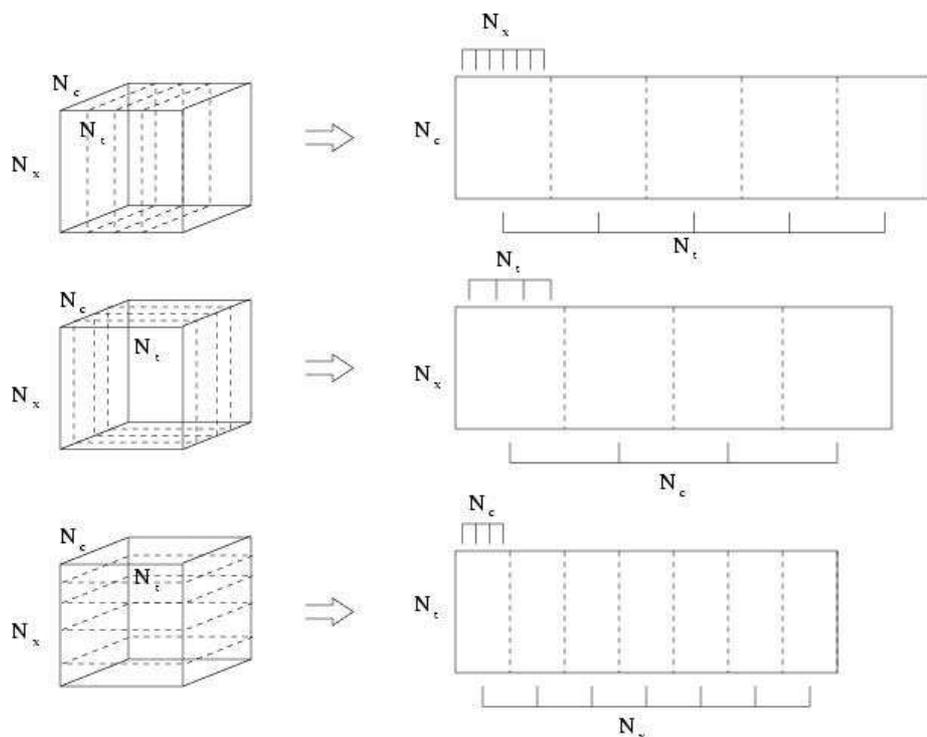


Figure 1-27 : Matrices dépliantes

Dans le cas d'un tableau $\underline{\underline{A}}$ de données 3D de sismique, de dimension (N_t, N_x, N_c) , les trois matrices dépliantes qui lui sont associées sont :

$$\underline{\underline{A}} \rightarrow \begin{array}{l} \underline{\underline{A}}_{(1)} \text{ de dimension } (N_c, N_x N_t) ; \\ \underline{\underline{A}}_{(2)} \text{ de dimension } (N_x, N_t N_c) ; \\ \underline{\underline{A}}_{(3)} \text{ de dimension } (N_t, N_x N_c). \end{array}$$

Ces trois matrices dépliantes sont des versions matricielles du cube de données. Elles constituent trois modes d'arrangement des données sous forme de matrices et il est nécessaire de les considérer toutes les trois dans le traitement. En effet, l'étude exclusive d'une de ces matrices conditionne le résultat des traitements effectués sur les données dépliées, et nous verrons plus tard l'intérêt de l'exploitation de toutes les matrices dépliantes pour le traitement de données 3D et ou 3C.

Rang d'un tableau 3D

La notion de rang d'un tableau 3D peut s'appréhender assez facilement, mais son estimation est une étape très délicate. Par définition (et par extension du cas matriciel), le rang d'un tableau 3D est le nombre minimal de tableau de rang 1 qui, par combinaison linéaire, construisent le tableau original. La particularité des tableaux vis à vis des matrices est que leur rang peut être supérieur à leur plus grande dimension (ce qui ne peut pas arriver pour les matrices). Il n'est pas possible de déterminer le rang d'un tableau mais il existe toutefois des moyens permettant de trouver une valeur approchée du rang d'un tableau 3D [Comon 1994A].

Dans le cas de la 3D-SVD, nous définissons donc une autre façon de sonder la structure du tableau en introduisant la notion de vecteur-rang (r_1, r_2, r_3) . Le vecteur-rang du tableau 3D est un triplet constitué des rangs des trois matrices dépliantes.

Décomposition en valeurs singulières des tableaux 3D

Après avoir reformulé la SVD à l'aide du n-mode produit, nous introduisons la décomposition en valeurs singulières des tableaux 3D.

La décomposition en valeurs singulières d'une matrice (ou section sismique), \underline{w} , est donnée par :

$$\underline{w} = \sum_{k=1}^N \lambda_k \underline{u}_k \underline{v}_k^T \text{ avec } N = \min\{N_x, N_t\} \Rightarrow N = N_x$$

Dans la plupart des cas, N est égal à N_x (le rang de la matrice). Cette décomposition peut se réécrire, à l'aide du n -mode produit, comme :

$$\underline{w} = \underline{\lambda} \times_1 \underline{u} \times_2 \underline{v}$$

Dans ce formalisme, l'extension de la SVD au cas 3D est assez naturelle. En effet, tout tableau $\underline{\underline{A}}$, de dimension (N_b, N_x, N_y) , peut se décomposer comme :

$$\underline{\underline{A}} = \underline{\underline{C}} \times_1 \underline{g} \times_2 \underline{r} \times_3 \underline{s}$$

où les matrices \underline{g} , \underline{r} et \underline{s} sont les matrices singulières (à gauche) dans les trois directions du tableau.

$\underline{\underline{C}}$ est le tableau, de dimension (N_b, N_x, N_y) , contenant l'équivalent des valeurs singulières. Cette écriture peut s'étendre au cas à N dimensions. Ainsi, la décomposition en valeurs singulières 3D d'un cube de données sismiques ou d'une antenne de capteurs multicomposantes de dimension (N_b, N_x, N_c) s'écrira :

$$\underline{\underline{W}} = \underline{\underline{C}} \times_1 \underline{u}_1 \times_2 \underline{u}_2 \times_3 \underline{u}_3$$

Les trois matrices singulières (à gauche) \underline{u}_1 , \underline{u}_2 et \underline{u}_3 sont obtenues directement à partir de la décomposition en valeurs singulières classiques des matrices dépliantes $\underline{A}_{(1)}$, $\underline{A}_{(2)}$, $\underline{A}_{(3)}$. Le tableau $\underline{\underline{C}}$ équivalant à la matrice des valeurs singulières dans le cas 2D, est obtenu par :

$$\underline{\underline{C}} = \underline{\underline{W}} \times_1 \underline{u}_1^T \times_2 \underline{u}_2^T \times_3 \underline{u}_3^T$$

On peut donc identifier les éléments singuliers de $\underline{\underline{W}}$ grâce aux matrices singulières et aux valeurs singulières des matrices dépliantes de $\underline{\underline{W}}$. La différence avec le cas matriciel réside dans le fait que le tableau $\underline{\underline{C}}$ ne soit pas hyperdiagonal. L'information énergétique est retrouvée par l'application d'une norme au sens de Frobenius sur chacune des directions du tableau.

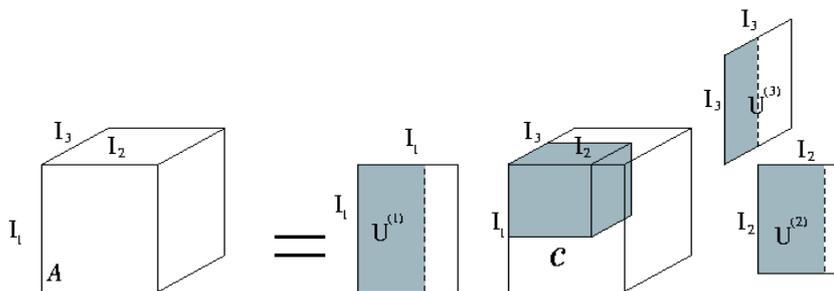


Figure 1-28 : Décomposition 3D-SVD

Séparation d'espaces par la 3D-SVD

Comme dans le cas des sections sismiques 2D où la SVD est utilisée pour faire de la séparation d'ondes, la 3D-SVD permet de séparer un cube de données en un sous-espace signal de dimension 3 et un sous-espace bruit de dimension 3 par la relation :

$$\underline{\underline{W}} = \underline{\underline{W}}^{\text{signal}} + \underline{\underline{W}}^{\text{bruit}}$$

La construction des sous-espaces signal et bruit s'appuie comme pour la SVD classique sur la partition des matrices singulières issues des trois matrices dépliantes. Le sous-espace signal s'écrit comme :

$$\underline{\underline{W}}^{\text{signal}} = \underline{\underline{C}}^{\text{signal}} \begin{matrix} \text{signal} & \text{signal} & \text{signal} \\ X_1 \underline{\underline{u}}_1 & X_2 \underline{\underline{u}}_2 & X_3 \underline{\underline{u}}_3 \end{matrix}$$

Dans cette expression les matrices indicées « signal » sont les matrices de la décomposition de $\underline{\underline{W}}$ tronquées. Chacune est formée d'un certain nombre de vecteurs singuliers associés aux premières valeurs singulières, et les autres colonnes sont mises à zéro (fig. 1.28). On fait donc une approximation de rang sur les trois matrices $\underline{\underline{u}}$ (On parle alors d'approximation de rang r_1, r_2, r_3). Le vecteur $\underline{\underline{u}}_1$ de taille N_t , colonne de la matrice $\underline{\underline{u}}_1^{\text{signal}}$, correspond aux diverses formes d'ondes ou ondelettes sismiques présentes dans le mélange. L'interprétation des vecteurs de $\underline{\underline{u}}_2^{\text{signal}}$ et $\underline{\underline{u}}_3^{\text{signal}}$ se fait respectivement en termes de comportement le long de l'antenne de capteurs et de polarisation.

Le sous-espace bruit sera obtenu de la même façon en conservant les valeurs singulières les plus faibles et donc les derniers vecteurs singuliers des matrices $\underline{\underline{u}}$. Ce sous-espace bruit sera de dimension $(N_t - r_1, N_x - r_2, N_c - r_3)$ si, $N_t, N_x,$ et N_c sont les dimensions dans les trois directions du cube sismique à traiter. Une application de cette décomposition sera présentée dans la section suivante.

Références.

- Annan A.P. et Davis J.L., 1976, Impulse radar sounding in permafrost, *Radio Science*, 11, 383-394.
- Bath M., 1974, *Spectral Analysis in Geophysics*, Elsevier.
- Chapman R. E., 1973, *Petroleum Geology, A concise study*, Elsevier, Amsterdam..
- Cardoso J.F and Souloumiac A., 1993, Blind beamforming for non gaussian signals, *IEEE Proc. Part F.Vol. 140, 6, 362-370, Issue on application of High Order Statistics*.
- Cary P.W., 1998, The simplest discrete Radon transform, *Expanded Abstract, 68th Meeting of Society of Exploration Geophysicists*.
- Clearbout J.F., 1985, *Imaging the Earth's Interior*, Blackwell.
- Comon P., 1994B, Independent Component Analysis, A new Concept?, *Signal Processing, Special Issue HOS, Vol. 36, No. 3, pp. 287-314*.
- Cotte N., Pedersen. H., Campillo. M., Mars. J., Ni. J.F., Kind. R., Dandvol. E. and Zhao. W. 1999, Determination of the crustal structure in Southern Tibet by dispersive and amplitude analysis of Rayleigh waves, *Geophysical.*, Vol 138, 809-819.
- Dagany X., 2002, *Analyse de données multicomposantes issues de capteurs sismiques offshore : Instrument, Signal et Traitement*, Thèse de l'Institut National Polytechnique de Grenoble.
- De Franco R. and Musacchio G., 2001, Polarization filter with singular value decomposition: *Geophysics*, 66, 932-938.
- De Lathauwer L., 1997, *Signal processing based on multilinear algebra*, PhD thesis, Université Catholique de Louvain.
- De Lathauwer L., De Moor B. and Vandewalle J., 2001, Independent component analysis and (simultaneous) third-order tensor diagonalization, *IEEE Transaction on Signal Processing*, vol. 49, 10, 2262-2271
- Deans S.R, 1983, *tau-p, the Radon transform and some of its application*, John Wiley.
- Dilay A. J., 1982, Direct hydrocarbon indicators lied to a Canadian gas field, *World Oil*, 195, 149-164.
- Duncan G., Beresford G., 1995, Median filter behaviour with seismic data, *Geophysical Prospecting*, 43, 329-345.
- Esmersoy C., 1984, Velocity estimation from offset VSPs using P direct and converted SV waves; 58th SEG Meeting, Anaheim, Expanded Abstract.
- Essebbar A., 1996, *Séparation paramétriques des ondes sismiques multicomposantes*, Thèse de l'INPG.
- Flandrin P., 1993, *Temps Fréquences, Traité des nouvelles technologies, Série Traitement di Signal*, Hermès.
- Freire S. and Ulrych T., 1988, Application of Singular Value Decomposition to Vertical Seismic Profiling, *Geophysics*, 53, 778-785.
- Gardiol F. E., 1984, *Introduction to microwaves*, Arthec house, Boston.

- Gavin P., Mars, J., and Essebar, A., 1994, Wavefield Decomposition of Offset VSP Data Using Parametric Separation, 56th Meeting of European Association of Exploration Geophysicists Vienna, Austria, pp G030.
- Gounon P., Mars, J.I. and Goncalves, D., 1998, Wideband Spectral Matrix Filtering, 68th Meeting of Society of Exploration Geophysicists, New-Orleans, Expanded Abstract
- Glangeaud F., Gavin P. and Mari J. L., 1993, Utilisation des vecteurs propres de la matrice spectrale dans l'espace des temps, traitement du Signal, Vol 10, N°2..
- Glangeaud F., Mari J. L., Lacoume J. L., Mars J. and Nardin M., 1999, Dispersive seismic wave tools in geophysics, European Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Vol 3, pp 265-306.
- Glangeaud F. Mari J.L. and Meunier J., 2001, 4C-sensor orientation using multicomponent-SVD method applied on shallow water data, 63th Meeting of EAGE, Amsterdam, A020.
- Hardage B. A., 1985, Vertical Seismic Profiling : Part A, Vol. 14 A, Geophysical Press.
- Hollander F., 1999, Traitement du Signal et technique géoradar, thèse, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Hyvarinen A., 1999, Survey on independant compenent analysis, Neural computing Surveys, 2, 94-128.
- ICA 1999, Proceeding of the first workshop on Blind Source Separation and Independent Component Analysis, Aussois, France.
- ICA 2000, Proceeding of the second workshop on Blind Source Separation and Independent Component Analysis, Helsinki, Finlande.
- ICA 2001, Proceeding of the third workshop on Blind Source Separation and Independent Component Analysis, San Diego, USA.
- Klema V. C., A.J. Laub, 1980, The Singular Value Decomposition : its Computation and Some Applications", IEEE. Trans on Auto. Control, AC. 25, No. 2, 164-176.
- Kroonenberg P. M., 1983, Three-mode principal component analysis, DSWO Press.
- Le Bihan N. and Mars J., 1999, Blind waves separation using vectors sensors, International Conference on Acoustics, Speech and Signal Processing, ICASSP2000, Istanbul, Expanded.
- Le Bihan N. and Mars J., 2000, Wavefield separation on multicomponent sensors, 62nd Meeting of European Association of Exploration Geophysicists, Glasgow, June 2000, Expanded Abstract.
- Le Bihan N. and Mars J., 2000, Blind waves separation using vectors sensors, International Conference on Acoustics, Speech and Signal Processing, BREST, Istanbul, Expanded.
- Le Bihan N., 2001, Traitement algébrique des signaux vectoriels. Application en séparation d'ondes sismiques, Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Le Bihan N, Lariani S and Mars J. I. 2001, Seismic Cube Decomposition before Reservoir Characterization, 71st Meeting of Society of Exploration geophysicists, San Antonio, Expanded Abstract.
- Le Bihan N and J. Mars, 2002, Subspace method for vector-sensor wave separation based on quaternion algebra, XI European Signal Processing Conference (EUSIPCO), Toulouse, France, September 2002

- Lines L. R. and Treitel S., 1984, Tutorial : A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems, *Geophysical Prospecting*, 32, pp159-186.
- Mari J. L., 1984, Estimation of static corrections for shear waves profiling using the dispersion properties of the Loves Waves, *Geophysics*, 49, pp 1169-1179.
- Mari J. L. et Coppens F., 1989, *La sismique de puits*, Editions Technip.
- Mari J. L., Arens G., Chapelier D. et Gaudiani P., 1998, *Géophysique de gisement et de génie civil*, Editions Technip.
- Marcuse D., 1974, *Theory of dielectric optical wave guides*, Academic Press, New-York.
- Mars J. and Rector J.W.III, 1995, Constrained eigenvectors : A means to separate aliased arrivals, 65th Meeting of Society of Exploration Geophysicists, Houston, USA, pp 49-52.
- Mars J., Thirion, N. and Boelle, J.L., 1996, Wavefield separation based on a blind algorithm, 66th Meeting of Society of Exploration Geophysicists, Denver, USA, pp 1547-1550.
- Mars J., Rector J.W.III and Lazaratos S., 1999, Filter formulation and wavefield separation of crosswell seismic data, *Geophysical Prospecting*, vol. 47, pp 611-636.
- Mars J. I., Glangeaud F., Vanpé J. M., and Boelle J. L., 1999, Wave separation by an oblique polarization filter, First International Symposium on Physics in Signal and Image Processing, PSIP'99, Paris, 18-19 January 1999, pp 94-100.
- Mars. J. I, Glangeaud F., and Mari J.L, 2004, Advanced Signal Processing Tools for Dispersive Waves , *Near Surface Geophysics*, 2(4), pp 199-210.
- Meyer Y., 1985 *Ondelettes, algorithmes et applications*, Armand Colin, Paris.
- Mitchum R. M, Vail P. R. and Sangree J. B., 1977, Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflexions Patterns in Depositional Sequences, in *Seismic Stratigraphy – Applications to hydrocarbon Exploration*, AAPG Memoir 26.
- Morey R. M, 1974, Detection of sub-surface cavities by ground penetrating radar, *Proceedings Highway Geological Symposium*, 27, 28-30.
- Neidell N. S. and Taner M., T., 1971, Semblance and others coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, 36, 482-497.
- Nguyen M.Q., 1999, *Analyse multi dimensionnelle et analyse par les ondelettes de signaux sismiques*, thèse de l'INPG.
- Nguyen M.Q. and Mars J.I., 1999, Filtering Surface Waves using a 2D Discrete Wavelet Transform, 69th Meeting of Society of Exploration Geophysicists, Houston, Expanded Abstract.
- Nguyen M.Q. and Mars J.I., 1999, Mixed surfaces waves elimination, 61st Meeting of European Association of Exploration Geophysicists, Helsinki, June 99 Expanded Abstract.
- Paulus C., Roueff A. and Mars J., 2004, "Dispersion correction based on gradient computation", 66th Meeting of European Association of Geoscientists and Engineers, Paris, France, June 2004.
- Paulus C, & Mars J.I., 2005, "Filtrage matriciel muticomposante et estimation de la polarisation", GRETSI 2005, Louvain-la-Neuve, Belgium, Sept. 6-9, 2005.

- Paulus C, Mars J.I. & J.L. Mari, 2005, "High resolution wavefield filtering for near surface multicomponent dataset" in *67th Meeting of European Association of Geoscientists and Engineers*, Madrid, Spain, June 2005
- Paulus C, & Mars J.I., 2006, New multicomponent filters for geophysical data processing, *IEEE Geosciences and Remote Sensing*, Vol 44, 8, pp 2260-2270
- Rector J. W. III, and Mars, J., 1995, Preconditioning and Analysis of Different Wavefield Separation Techniques on Crosswell Data, *57th Meeting of European Association of Exploration Geophysicists*, Glasgow, Scotland, pp B052.
- Robinson E. A., and Treitel S., 1967, Principles of digital Wiener filtering, *Geophysical Prospecting*, 15, 3, 311-333.
- Sherbon Hills E., 1972, *Element of Structural Geology*, Chapman and Hall, London.
- Sheriff R. E. and Geldart, L. P., 1982, *Exploration seismology* Vol 1, 2 Cambridge University Press.
- Tarantola A. and Valette B., 1982, Inverse problems : Quest of information, *J. Geophysics*, 50, pp 159-170
- Thirion N., Mars J., Volant P. and Mari J. L., 1994, Wavelet transform, : Application to acoustic logging, *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, Vol. 49, 2, pp 149-163.
- Roueff. A, Chanussot J., Mars J.I. and Nguyen M.Q, 2004, Unsupervised separation of seismic waves using the watershed algorithm on time-scale images, *Geophysical Prospecting*, 52(4), pp 287-300
- Roueff A., Mars J.I., Chanussot J. and Pedersen H., 2005, *Dispersion estimation from linear array data in the time-frequency plane*, *IEEE Transactions on signal processing*, Vol. 53, Issue 10, Part 1, pp 3738-3748.
- Sheriff .L., 1998, *Reservoir Geophysics*, SEG ed.
- Soudani M.A., Boelle J.L., Mars J.I, 2005, "New methodology foe water layer multiple attenuation in OBC Data" in *67th Meeting of European Association of Geoscientists and Engineers*, Madrid, Spain, June.
- Thirion N., Mars, J. and Lacoume, J.L., 1996, Analytical links between steering vectors and eigenvectors, *EUSIPCO-96, Signal Processing VIII, Theories and Applications*, Trieste, pp 81-84.
- Thirion N., Mars, J. and Boelle, J.L., 1996, Separation of seismic signals: A new concept based on a blind algorithm, *EUSIPCO-96, Signal Processing VIII, Theories and Applications*, Trieste, pp 85-88.
- Tillard S., 1991, *Evaluation des performances de la technique radar en prospection géophysique*, thèse, Université de Strasbourg
- Ulriksen C. P. F., 1982, *Application of impulse radar to civil engineering*, Thesis, Lund University of Technology.
- Vrabie. V, Mars, J.I and Lacoume. J.L, 2004, Singular value decomposition by means of independent component analysis. *Signal Processing*, 84(3), pp 645-652.
- Vrabie V. and J. I. Mars, 2002, SVD-ICA: A New Tool to Enhance the Separation Between Signal and Noise Subspaces, *XI European Signal Processing Conference, EUSIPCO02*, pp 79-82, Toulouse.

Vrabie V., Le Bihan N. and Mars J. I., 2002, "3DSVD and Partial ICA for 3D arrays sensors", 72nd Meeting of Society of Exploration geophysicists, Salt Lake City, October 2002 Expanded Abstract, pp 1065-1068.

Waters K. H., 1978, Reflection seismology, Wiley Intersciences publication.

White R. E., 1991, Properties of instantaneous seismic attributes, Geophysics, The Leading edge, pp 26-32.

Yilmaz O, 1987, Seismic Signal Processing, SEG Editors.

Index.

AGC : Voir contrôle de gain automatique.

Amplificateur : Système mis en cabine d'acquisition permettant d'amplifier le signal sismique.

Amplitude vraie : Amplitude des données sur laquelle a été appliquée une loi de gain pour compenser la décroissance d'amplitude en $1/V$ des traces réelles.

Aquapulse : Source sismique marine caractérisée par l'explosion dans un ballon de caoutchouc immergée dans l'eau, de butane. L'expulsion des gaz directement dans l'air atténue grandement l'oscillation de la bulle. Marque déposée de Western Geophysical. Appelé également « Sleeve explode ».

Acquaseis : Source sismique marine caractérisée par l'explosion d'un cordon détonnant tracté par un navire. Marque déposée de Imperial Chemical Industries..

Ballade sismique : Type d'enregistrement en sismique de puits utilisant un ou plusieurs capteurs fixes dans le puits et des sources qui sont positionnées à intervalle régulier sur une ligne rectiligne passant par le puits. Appelé également walkaway.

Bin : C'est l'ensemble des traces associées à des couples point de réception-point de tir commun tels que le point situé à mi-distance entre le récepteur et la source soit le même. Voir « Point milieu commun ou CMP ».

Biphone : Géophones à deux composantes couplés mutuellement enregistrant généralement les composantes du déplacement ou de l'accélération d'une onde sismique selon une direction X (dans le sens du profil) et une direction Z (verticale).

Bright spot : Anomalie de forte amplitude de la réflexion sur le toit du réservoir à gaz due à la faible impédance acoustique de la roche à gaz.

Bruit : Toute énergie qui n'est pas un signal utile. Le bruit est donc un signal, une perturbation qui ne comporte pas de message spécifique venant d'une source.

Canon à air : Source sismique marine caractérisée par la création dans l'eau, d'une bulle d'air hautement compressée. Le spectre de cette source dépend de la quantité d'air et de la pression d'air dans la bulle et de la profondeur à laquelle elle est générée.

CMP : C'est l'ensemble des traces associées à des couples point de réception-point de tir commun tels que le point situé à mi-distance entre le récepteur et la source soit le même. Voir « Point milieu commun ou bin ».

Coefficient de poisson : Exprime la déformation latérale d'un matériau en fonction de la déformation axiale et est compris entre 0 et 0.5. Pour 0.5 il n'y a pas de déformation latérale (liquide). Plus le coefficient est faible, mieux se propagent les ondes de cisaillement.

Coefficient de réflexion : Rapport amplitude de l'onde réfléchie sur amplitude de l'onde incidente ou rapport de résistivité.

Contrôle de gain automatique : Système dans lequel l'amplitude de sortie est utilisée pour contrôler automatiquement la gain des **amplificateurs** permettant ainsi d'avoir du jus sur les traces situées très loin de la source.

Couverture multiple : Système d'acquisition relative à la multiplicité de point miroir commun. Quand le point miroir est le même pour 12 offset différents, on a une couverture 12. Voir fold.

Corrections statiques : Ensemble de corrections appliquées aux données sismiques pour compenser les divers effets de la topographie et de la couche altérée caractérisés par des retards constants en fonction du temps.

Corrections dynamiques : Ensemble de corrections appliquées aux données sismiques pour compenser l'effet d'obliquité des trajets donc dépendant de la distance entre le capteur et la source et du temps d'arrivée de l'onde réfléchi. Ces corrections ramènent les temps d'arrivée des réflexions à ceux de traces de départ nul.

Cross-line : Perpendiculaire à la ligne sismique. Une composante *cross-line* d'un géophone est perpendiculaire à la direction de la ligne sismique.

Datum Plane : surface plane fictive créée pour calculer les corrections statiques telle que la vitesse sous cette surface soit une constante sur tout le profil.

Déport : Distance entre la source et le premier géophone ou le premier groupe de géophones. voir « offset ».

Déport commun : C'est l'ensemble des traces ayant la même distance par rapport au point de tir. Voir « Iso-déport »

Dim spot : Anomalie de faible amplitude sous le réservoir due à une perte d'énergie des ondes dans les réservoirs

Dinoseis : Source sismique terrestre constituée d'une plaque actionnée vers le sol par une explosion confinée. Version active du Thrumper. Marque déposée de ARCO Oil and Gas.

Dipôle : Outil de diagraphie possédant un ou deux émetteurs (3-10 KHz) et 2, 4 ou 8 récepteurs espacés de 10 à 50 cm. L'outil génère une onde de compression polarisée perpendiculairement à l'axe du puits créant ainsi des ondes flexurales.

Dispersion : Phénomène présent notamment dans les ondes de surface due à la variation de cette vitesse avec la longueur d'onde (ou la fréquence) amenant un changement de forme du train d'ondes avec la distance.

Drill bit : Outil de forage (trépan ou tête de forage) permettant de creuser les puits. Utilisé comme source pour les PSV Inverse.

Dromochronique : Mesure du temps d'arrivée d'une onde directe ou réfractée. Terme utilisé en sismique réfraction.

Egalisation dynamique : Modification d'amplitude des traces qui consiste à ramener à une valeur constante, la somme de la valeur absolue des échantillons sur une certaine fenêtre.

Etiquette : Zone mémoire de 128 cases devant chaque trace (carte d'identité de la trace) permettant de donner toutes les caractéristiques terrain et de traitement.

Fantôme : Onde générée vers haut par une source sismique marine immergée et ensuite réfléchi par la surface de la mer.

Filtre f-k : Filtre basé sur la discrimination en vitesse apparente des arrivées cohérentes. Appelé également filtre en vitesse apparente, filtre de vitesse, filtre en éventail ou pie-slice filter.

Filtre de polarisation : Filtre utilisé pour améliorer un mode de propagation vis à vis des autres, ou pour déterminer la direction de propagation d'une onde sismique par combinaison des amplitudes des enregistrements trois composantes.

Filtre de Semblance : Filtre équivalent à une mesure de cohérence multidimensionnelle.

Filtre de vitesse : Filtre basé sur la discrimination en vitesse apparente des arrivées cohérentes . Appelé également filtre f-k, filtre en vitesse apparente, filtre en éventail ou pie-slice filter.

Filtre de Wiener : Filtre causal s'il est utilisé en temps, permettant de transformer un signal d'entrée en un signal de sortie aussi proche que possible d'une référence. (proche au sens des moindres carrés).

Filtre de vitesse : Filtre basé sur la discrimination en vitesse apparente des arrivées cohérentes . Appelé également filtre f-k, filtre en vitesse apparente, filtre en éventail ou pie-slice filter.

Filtre en éventail : Filtre basé sur la discrimination en vitesse apparente des arrivées cohérentes . Appelé également filtre f-k, filtre de vitesse, filtre en vitesse apparente ou pie-slice filter.

Flat Spot : Réflexion isochrone associée au contact gaz-huile ou gaz-eau bien marquée sur les sections en phase instantanée.

Flexotir : Source sismique marine caractérisée par l'explosion dans une cage d'acier percée de trous immergée dans l'eau, de gaz comprimé. La dissipation à travers les trous des gaz atténue grandement l'oscillation de la bulle. Marque déposée de l'Institut Français du Pétrole.

Flûte : Câble contenant des hydrophones utilisé en marine. Voir **streamer**.

Fold : Système d'acquisition relative à la multiplicité de point miroir commun. Quand le point miroir est le même pour 12 offset différents, le stack est référé comme fold-12. Voir couverture multiple.

Geoflex : Source sismique terrestre constitué d'un cordon détonnant enterré. Marque déposée de Imperial Chemical Industries.

Géophone : Instrument utilisé en sismique terrestre pour transformer l'énergie sismique en énergie électrique. Les géophones enregistrent généralement une composante du déplacement ou de l'accélération de la particule due au passage de l'onde sismique. Trois géophones couplés orthogonalement et mutuellement constituent un **triphone**.

Ground roll : Onde de surface, généralement des ondes de Rayleigh, caractérisant du bruit de surface organisé.

Haute résolution (HR) : Type d'exploration sismique utilisant des fréquences au dessus du cadre classique d'investigation (80-150 Hz parfois 500Hz et plus). L'augmentation des fréquences permet un d'obtenir une résolution plus grande. Ce type de sismique est très utilisée pour imager des réflecteurs proches de la surface ou pour la détection d'objet enfouis.

Hodochrone : Ensemble de mesure des temps d'arrivées des ondes sismiques.

Hydrophone : Détecteur sensible au variation de pression et utilisé en sismique marine. La plupart des hydrophones sont construit à base de céramique piézo-électrique.

Impédance acoustique : Paramètre relatif à une couche égale au produit densité-vitesse.

Indicatrice : Mesure du temps d'arrivée d'une onde réfléchie. Terme utilisé en sismique réflexion.

In-line : Le long de la ligne sismique. Une antenne *inline* a tous ses capteurs positionnés le long de la ligne sismique.

Iso-déport : C'est l'ensemble des traces ayant la même distance par rapport au point de tir. Voir « Déport commun ».

Log d'impédance acoustique : Mesure de temps de trajet d'ondes P dans un puits généralement en microsecondes par pieds. Utilisé pour déterminer la porosité des roches encaissantes.

Marqueur sismique : Couche ou ensemble de couches présentant des discontinuités **d'impédance acoustique** significatives.

Migration : La migration est une opération consistant à réarranger l'information sismique telle que les réflexions et les réfractons soient positionnées à leurs vraies positions.

Monopôle : Outil de diagraphe possédant un ou deux émetteurs (10-40 KHz) et 2, 4 ou 8 récepteurs espacés de 10 à 50 cm. L'outil génère une onde de compression.

Multiple : Onde sismique qui a été réfléchié plus d'une fois, appelé également onde multiple.

Mute : Filtrage 2D généralement spatial permettant de mettre à zéro une partie déterminée des données

Offset : Distance entre la source et le premier géophone ou le premier groupe de géophones. voir « déport ».

Onde converties : L'énergie sismique qui voyage partiellement en P ou S est converties en S ou P lors du réflexion ou d'une réfraction. Les modes de conversion sont petit pour des angles d'incidence faible, les ondes converties deviennent très importantes si l'offset augmente.

Onde de Love : Onde de surface dispersive se propageant essentiellement dans la sub-surface. Ces ondes sont caractérisées par un mouvement horizontal perpendiculaire à la direction de propagation et sans déplacement vertical. Elles ont des vitesses intermédiaires entre celle des ondes S à la surface et en profondeur.

Onde multiple : Onde sismique qui a été réfléchié plus d'une fois, appelé également multiple.

Onde de Rayleigh : Onde de surface dispersive se propageant essentiellement dans la sub-surface ayant un mouvement des particules elliptique et rétrograde, limité au plan vertical passant par la direction de propagation. La vitesse dépend des constantes élastiques au voisinage de la surface et elle est toujours inférieur à la vitesse des ondes S. En réalité se sont des ondes Pseudo-Rayleigh appelé ondes de Rayleigh par abus de langage.

Onde de Stoneley : Onde de surface qui existent sous certains conditions particulières d'interface solide-liquide. Ce sont les équivalents des ondes de Rayleigh dans les puits. On les appelle aussi onde de Tubes.

Onde de tube : Onde de surface qui existent sous certains conditions particulières d'interface solide-liquide. Ce sont les équivalents des ondes de Rayleigh dans les puits. On les appelle aussi onde de Stoneley.

Onde P : Onde de volume dite de compression ou onde première correspondant à des vibrations longitudinales qui en tout point du milieu agitent les particules parallèlement à la direction de propagation c'est à dire dans le plan du profil. Présente des les solides et les liquides. Voir P-wave.

Onde S : Onde de volume dite de cisaillement ou onde secondaire correspondant à des vibrations longitudinales qui en tout point du milieu agitent les particules perpendiculairement à la direction de propagation. Présente que dans les solides sous deux formes SV et SH. Voir S-wave.

Onde SH: Onde de cisaillement ou onde secondaire correspondant à des vibrations longitudinales agitent les particules perpendiculairement à la direction de propagation mais perpendiculairement au plan du profil. Voir SH-wave.

Onde SV : Onde de cisaillement ou onde secondaire correspondant à des vibrations longitudinales agitent les particules perpendiculairement à la direction de propagation mais dans le plan du profil. Voir SV-wave.

Paramètres de Lamé : Ensemble de paramètres caractérisant les propriétés mécaniques d'un milieu.

Peg-leg : Onde multiple impliquant une succession de réflexion entre deux interfaces.

Perméabilité : Caractéristique mécanique des roches réservoirs exprimant la possibilité d'un fluide de passer à travers les pores.

Pie slice filter : Filtre basé sur la discrimination en vitesse apparente des arrivées cohérentes . Appelé également filtre f-k, filtre de vitesse, filtre en vitesse apparente ou filtre en éventail.

Point brillant : Point d'intersection entre l'onde réfractée et l'onde réfléchi sur une hodochrone ou point de naissance de l'onde réfractée.

Point de brisure : Point d'intersection entre l'onde directe et l'onde réfractée sur une hodochrone.

Point de tir commun : C'est l'ensemble des traces associées au même point de tir pour différents points de réception. C'est la collection la plus naturelle.

Point diffractant : Point anguleux ou hétérogénéité dont l'extension est inférieure à la longueur d'onde de l'onde incidente et générant des ondes diffractées.

Point milieu : Point situé à mi-distance entre le point de tir et la trace réceptrice.

Point milieu commun : C'est l'ensemble des traces associées à des couples point de réception-point de tir commun tels que le point situé à mi-distance entre le récepteur et la source soit le même. Voir « bin ou CMP ».

Point miroir : Point de réflexion sur un interface.

Point récepteur commun : C'est l'ensemble des traces acquises au même point de réception pour différents points de tir.

Porosité : Caractéristique mécanique des roches réservoirs exprimant le volume des pores.

Profil sismique vertical : (PSV) Mise en œuvre la plus classique utilisée en sismique de puits consistant à tirer en surface et enregistrer les signaux dans un puits.

P-wave : Onde de volume dite de compression ou onde première correspondant à des vibrations longitudinales qui en tout point du milieu agitent les particules parallèlement à la direction de propagation c'est à dire dans le plan du profil. Présente des les solides et les liquides. Voir Onde P.

Section sismique : Image sismique 2D où l'axe horizontal représente les abscisses géographiques (le long du profil d'acquisition) et l'axe vertical représente le temps d'écoute.

Sleeve exploder : Source sismique marine caractérisée par l'explosion dans un ballon de caoutchouc immergée dans l'eau, de butane. L'expulsion des gaz directement dans l'air atténue grandement l'oscillation de la bulle. Marque déposée de Exxon production research. Appelé également Acquapulse.

Sparker: Source sismique marine caractérisée par une décharge électrique entre deux électrodes plongées dans l'eau. La chaleur générée par la décharge vaporise l'eau de mer créant l'effet d'une petite explosion.

Stack : Enregistrement composite constitué de l'addition de plusieurs trace issues de différentes sources.

Streamer : Câble contenant des hydrophones utilisé en marine et remorqués de façon continu. Un streamer est classiquement composé de 96 ou plus sections actives contenant des séries d'hydrophones séparés par des sections mortes. Normalement un streamer a une flottabilité neutre. La position de la profondeur du streamer est assuré par des contrôleurs de profondeurs. Un streamer peut avoir une longueur de 3 à 6 km.

S-wave : Onde de volume dite de cisaillement ou onde secondaire correspondant à des vibrations longitudinales qui en tout point du milieu agitent les particules perpendiculairement à la direction de propagation c'est à dire dans le plan du profil . Présente que dans les solides sous deux formes SV et SH. Voir onde S.

SH-wave : Onde de cisaillement ou onde secondaire correspondant à des vibrations longitudinales agitent les particules perpendiculairement à la direction de propagation mais perpendiculairement au plan du profil. Voir Onde SH.

SV-wave : Onde de cisaillement ou onde secondaire correspondant à des vibrations longitudinales agitent les particules perpendiculairement à la direction de propagation mais dans le plan du profil. Voir Onde SV.

Sweep : Nom courant donné à la source vibroseis caractérisant une fréquence variant continuellement linéairement ou non pendant une durée d'au moins 7 secondes.

Thrumper : Source sismique terrestre constitué d'une partie grutée relâchant un poids généralement de 3 tonnes d'une hauteur de 3 mètres. Marque déposée de Geosources Inc.

Tir au centre : Mise en œuvre sismique ou le tir est généralement situé au milieu d'une ligne sismique.

Tir en bout : Mise en œuvre sismique ou le tir est généralement situé en bout ou au début d'une ligne sismique.

Trace : Enregistrement d'une donnée obtenue sur un capteur.

Triphone : Géophones trois composantes couplés mutuellement enregistrant généralement les composantes du déplacement ou de l'accélération d'une onde sismique selon trois directions (X **inline**, Y **crossline** et Z verticale). Chacun des éléments fait un angle de 54°35' avec la verticale.

Vaporchoc : Source sismique marine caractérisée par la création dans l'eau, d'une bulle de vapeur d'eau à très haute température. La condensation immédiate de la vapeur atténue grandement l'oscillation de la bulle. Marque déposée de CGG.

Vibroseis : Source sismique terrestre constitué d'un vibreur (une vibration sinusoidal variant continûment en fréquence) qui est contrôlé pour générer un train d'onde pendant au moins 7 secondes. L'enregistrement terrain qui consiste en une superposition de plusieurs train d'onde réfléchies est corrélé avec le **sweep**. L'enregistrement corrélé donne des résultats similaires à un enregistrement issue de source explosive. Développé par Conoco, le vibroseis est passé dans le langage courant.

Vitesse de groupe : La vitesse de groupe est lié au déplacement de l'enveloppe des signaux.

Vitesse de phase : La vitesse de phase est lié au déplacement d'une arche à l'intérieur de l'enveloppe. Elle est fonction du retard des porteuses.

Walkaway : Type d'enregistrement en sismique de puits utilisant un ou plusieurs capteurs fixes dans le puits et des sources qui sont positionnées à intervalle régulier sur une ligne rectiligne passant par le puits. Appelé également ballade sismique.

Weathering Zone : ou WZ. Zone altérée en surface présentant des variations latérales de vitesse engendrant des retards constant en fonction du temps sur les traces.

