

TRAITEMENT NUMÉRIQUE DU SIGNAL SISMIQUE REFLEXION

(Digital Processing of the Seismic Reflection Signal)

Partie II

By Djeddi Mabrouk



By
DJEDDI Mabrouk

To cite This version - pour citer cette version

Tout usage est soumis au droit d'auteur, en particulier il est obligatoire de mentionner la référence en cas d'utilisation de ce cours comme suit :

DJEDDI Mabrouk. Traitement Numérique du Signal Sismique Réflexion(Partie-II). Département de Géophysique, Génie Parasismique et Phénomènes Aléatoires - Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie.Université M'Hamed Bougara de Boumerdes (UMBB)- Algérie. 8/2020(74)

AVERTISSEMENT

Ce cours est un support potentiel du cours de traitement du signal sismique réflexion. Le but n'est pas de concevoir un cours de référence, mais de fournir un support dans le but de faciliter le suivi du cours de traitement de l'information sismique que j'assure aux élèves en licence et master au sein du département. Pour écrire ce cours je me suis inspiré d'ouvrages déjà existants mentionnés dans la bibliographie et de l'expérience que j'ai pu acquérir dans le domaine du traitement des données de sismique réflexion depuis plus de quatre décennies. Ce cours est destiné essentiellement aux élèves préparant une licence et/ou un master en sismique d'exploration pétrolière mais aussi il peut être un support très utile pour la formation permanente et le recyclage des géophysiciens, des physiciens du globe et des géologues pétroliers.

Il contient incontestablement de nombreuses erreurs tant orthographiques que cognitives. Il est en constante perfectionnement en partie grâce aux retours que vous pouvez apporter par vos commentaires et suggestions pour améliorer ce cours

. Ces derniers sont les bienvenues à mon adresse : [**djeddimabrouk@yahoo.com**](mailto:djeddimabrouk@yahoo.com)

Ce document est disponible sur les sites :

[**https://djeddimabrouk.fr.gd/Accueil.htm**](https://djeddimabrouk.fr.gd/Accueil.htm)

[Pr. Djeddi MABROUK : Site web & Cours en ligne](#)

TRAITEMENT NUMÉRIQUE DU SIGNAL SISMIQUE REFLEXION

(Digital Processing of the Seismic Reflection Signal)

PARTIE II

INTRODUCTION

- Acquisition
- Interpretation
- Traitement

FILTRAGE EN SISMIQUE

- TF bidimensionnelle (2D)
- Filtrage spatial
- Couverture multiple
- Filtrage en fréquence au traitement
- Détermination de la bande passante
- Filtrage numérique
- Mode d'application du filtrage en fréquence
- Filtrage variable dans le temps

Méthodes de separation d'ondes

Filtre en éventail

- Principe du filtrage (f,k)
- Atténuation des multiples par filtrage $(f - k)$
- Atténuation des ondes descendantes en PSV

Domaine intercept – lenteur

Séparation par la matrice spectrale

Domaine spatio - fréquentiel

Essais en début de traitement

Multiplexage

Demultiplexage et manipulation des amplitudes

Reformatage

Gain à contrôle automatique

Rééchantillonnage

Recupération des amplitudes

- Atténuation

- Transmission

- Divergence sphérique

- Correction due à l'absorption

Corrections statiques

- Corrections altimétriques

- Principales propriétés de la wz

- Carottage sismique de la WZ

- Petite Sismique Réfraction

- Corrections statiques résiduelles

Transfert point de tir –point miroir

Couverture multiple

- Rôle de la couverture multiple

- Ordre de la couverture multiple

- Couverture multiple et réflexions multiples

MUTE

- Onde aérienne

- Ondes de surface

Atténuation du Ground – Roll

- Filtrage dans le domaine (f, k)

- Filtrage dans le domaine (τ, p)

- Mute chirurgical

- Mute externe

- Mute externe avant corrections dynamiques

- Mute externe après corrections dynamiques

- Mute interne

REFERENCES

INTRODUCTION

La sismique réflexion offre la meilleure résolution pour l'imagerie de la structure interne du sous-sol. Elle se compose habituellement de trois étapes : l'acquisition, le traitement et l'interprétation.

La qualité du traitement des données et de l'interprétation en terme de géologie dépendra de l'acquisition des données qui elle-même met en jeu trois éléments indispensables à savoir :

- La source d'émission des ondes sismiques qui produira l'énergie sismique .Les sources sismiques que l'on considère sont soit des explosions, soit des vibrateurs (vibroiseurs). Dans tout ce qui suit, on s'intéressera à la propagation d'ondes élastiques en se plaçant en champ suffisamment lointain pour considérer que la source qui les a générées peut être assimilée à une source ponctuelle.
- Le milieu géologique dans lequel se propagent les ondes sismiques.
- Le dispositif d'enregistrement tel que les géophones (traces sismiques) qui enregistrent les signaux utiles et les bruits.

Les enregistrements sismiques réflexion véhiculent une mesure à distance (indirecte) des propriétés du sous-sol acquises grâce à la propagation des ondes sismiques dans le sous-sol. Elles véhiculent non seulement la géométrie des surfaces de discontinuité du sous-sol mais aussi , les propriétés physiques de celui-ci observées à plusieurs dimensions .Les paramètres étudiés sont aussi variés que les vitesses de propagation des ondes, les coefficients de réflexion sur les discontinuités, l'anisotropie, l'atténuation etc. L'exploitation de ces enregistrements après traitement peut fournir des informations sur les propriétés cinématiques et dynamiques véhiculées par les signaux sismiques réflexion. La difficulté principale demeure dans l'interprétation de ces mesures indirectes de l'information géologique d'où l'intérêt du traitement des données de la sismique réflexion serait en quelque sorte effectuer un **décodage** de ces enregistrements en informations géologiques.

ACQUISITION

En exploration pétrolière, l'imagerie sismique réflexion est la principale méthode utilisée pour découvrir de nouveaux gisements d'hydrocarbures .

Pour prospecter une zone géographique par imagerie sismique réflexion en vue de découvrir d'éventuels nouveaux gisements de pétrole et de gaz , la première étape consiste à acquérir les données sismiques sur le terrain. Le sous-sol est excité en utilisant une source sismique impulsive ou vibratile placée en surface (camion vibreur ou explosif en terrestre). Les particules constituant le sous-sol en contact direct avec la source sismique sont ainsi agitées selon un mouvement vibratoire. Elles entraînent dans leur mouvement les particules voisines. L'onde sismique émise

en surface se répand de proche en proche dans le sous-sol. Elle se propage dans toutes les directions selon les lois de l'élasticité (loi de Hooke) et de l'optique géométrique (Principes de Huygens et de Fermat, loi de Snell-Descartes). L'onde sismique est réfléchi et/ou réfractée lorsqu'elle atteint des surfaces de séparation entre des milieux géologiques de propriétés physiques différentes (contrastes d'impédances acoustiques). Des capteurs placés en surface enregistrent au cours du temps la réponse sismique du milieu à cette agitation. Les capteurs (géophones ou hydrophones) transcrivent une ou plusieurs composantes du champ de vecteurs vitesse des particules du milieu auxquelles ils sont rattachés.

Toute acquisition des données sismiques sur le terrain visant à localiser les pièges où les hydrocarbures ont pu s'accumuler nécessite de définir les différents paramètres d'acquisition en fonction des objectifs sismiques à atteindre tels que l'objectif à imager, son aspect structural, sa profondeur, la résolution horizontale et verticale désirées, la longueur du dispositif d'enregistrement, la géométrie de la nappe des géophones et des sources sismiques etc.

Les traces sismiques enregistrées et rassemblées sur le terrain lors d'une campagne de sismique réflexion sont à l'état brut. Elles sont stockées sous forme digital et sur bande magnétique du laboratoire d'enregistrement. Ce sont des signaux enregistrés et échantillonnés en temps et en distance. Afin d'éviter une perte d'information, perte qui peut provoquer des phénomènes d'aliasing, ils sont échantillonnés avec une fréquence d'échantillonnage qui soit au moins deux fois supérieure à la plus haute fréquence du signal sismique à observer (théorème de Shannon). L'acquisition sur le terrain est généralement réalisée avec un pas d'échantillonnage de 2 ms.

INTERPRETATION

L'interprétation de l'imagerie sismique réflexion est l'étape finale qui permet d'obtenir d'une part l'imagerie des structures géométriques en plaçant convenablement les réflecteurs sismiques qui indiquent les événements transcrits en temps par les traces sismiques et possédant une continuation spatiale et d'autres part parvenir à une imagerie quantitative des propriétés élastiques des milieux reliant les paramètres élastiques et les propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité etc).

En exploration pétrolière, on se limite généralement à une interprétation structurale qui a pour objectif de relier les différents réflecteurs (horizons) sismiques observés sur une section sismique en position (x, t) , aux différentes couches géologiques du sous-sol.

TRAITEMENT

Les données sismiques brutes recueillies sur le terrain sont soumises à un traitement informatique hautement spécialisé pour leur mise en forme c'est à dire une amélioration de la qualité des données sismiques et du rapport signal sur bruit dans le but de mettre en évidence les caractéristiques des couches géologiques situées à différentes profondeurs.

Le traitement informatique fait appel à un personnel hautement qualifié en mathématiques appliquées, en théorie du signal, en physique des ondes acoustiques, en programmation informatique etc.

Sur le terrain, les données sismiques sont enregistrées sous forme digital sur support magnétique pour être suite traitées, soit immédiatement sur le terrain, soit encore au centre spécialisé. Au centre de traitement sismique spécialisé les données sont rejouées à volonté, démultipliées, et mises en forme sous un format acceptable avec le format du type d'ordinateur utilisé avec un échantillonnage de 4 ms.

L'étape traitement sismique est complexe et couteux, elle consiste en une succession de traitements élémentaires permettant de passer des données enregistrées sur le terrain généralement acquises en collection point de tir commun à une section sommée à **2D** ou à **3D**. Tout traitement sismique comprend plusieurs étapes qui ne sont pas agencées de manière identique, qui s'empîètent et qui dépendent du but et du type d'acquisition (tableau 1)

	Yılmaz (2001)	Pugin et al.	
	Ondes P	Ondes P	Ondes S (et PS)
1	Prétraitement Démultiplexage Reformatage Édition Correction de la dispersion géométrique Géométrie de terrain Corrections statiques	Prétraitement Conversion du SEG2 à KGS-SEG Y AGC: 1s Corrélation vibroseis Séparation des trois composantes Géométrie de terrain Triage par CMP	
2	Déconvolution et normalisation des traces	*Identification des premières arrivées	Filtre passe-bande
3	Triage par CMP	Filtre passe-bande	Normalisation des traces
4	Analyse de vitesse	Normalisation des traces	Sourdine chirurgicale du bruit
5	Corrections statiques résiduelles	Sourdine chirurgicale du bruit	Analyse de vitesse
6	Analyse de vitesse	Analyse de vitesse	Correction NMO
7	Correction NMO	*Corrections statiques	Sommation
8	Correction DMO	Correction NMO	Filtre passe-bande
9	Correction NMO inverse	Sommation	*Migration
10	Analyse de vitesse	*Déconvolution	Corrections statiques de topographie
11	Correction NMO	Filtre passe-bande	Conversion temps-profondeur
12	Sommation	*Migration	
13	Déconvolution	Corrections statiques de topographie	
14	Blanchiment de spectre à temps variable	Conversion temps-profondeur	
15	Filtre à temps variable		
16	Migration		
17	Gain		

Tableau 1 .Séquence de traitement des données de sismiques réflexion de base en exploration pétrolière (Yılmaz) et séquences adoptées par Pugin et al pour des investigations à faible profondeur.

La finalité du traitement des données sismiques réflexion pétrolière est de parvenir à des sections sismiques à **2D** ou **3D**, qui permettront d'aboutir à une imagerie du sous-sol la plus proche possible de la réalité géologique. Le traitement consiste à convertir les données sismiques brutes sur support magnétique en vue d'obtenir des images de la géométrie du sous-sol dévoilant ainsi l'agencement des réflecteurs sismiques le long du profil s'apparentant à des coupes géologiques du sous-sol. Certains traitements permettent de se rapprocher de la géologie du sous-sol (nature des dépôts, détermination de la suite des séquences de dépôts etc.)

Chaque société de service de traitement sismique propose dans ce dessein son propre ensemble de programmes par ordinateur. Le traitement des données sismiques a subi et continue de subir des progrès, parallèlement aux progrès spectaculaires de l'informatique et des ordinateurs.

Nous n'entrerons pas dans les détails d'un système spécifique, qui de toute façon fait l'objet de progrès constants, mais nous définirons les principes mis en jeu. Des progrès récents de la technologie ont permis également de développer des algorithmes d'inversion donnant accès à certains paramètres petro - physiques des réservoirs pétroliers tels que les contenues en fluides ou la porosité. Au centre de calcul, les données sismiques subissent une série de traitement qui permet d'aboutir à partir des bandes magnétiques terrain à un document définitif interprétable (section sismique). L'équipe chargée du traitement des données sismiques doit avoir une expérience et une expertise certaine.

Nous décrivons dans ce qui suit les différentes étapes du traitement sismique classique dans l'ordre où elles sont normalement exécutées dans la pratique.

FILTRAGE EN SISMIQUE

Le dispositif terrain enregistre les signaux sismiques dans le domaine spatio-temporel (x, t) . Le traitement le plus fréquemment utilisé en prospection sismique consiste à analyser les signaux sismiques dans le domaine (x, t) ou dans le domaine de Fourier. Ce type de traitement courant est commode à mettre en œuvre et permet de produire des informations utiles sur la distribution énergétique des signaux sismiques. Toutefois il ya d'autres domaines de traitement pour la séparation d'ondes

T.F bidimensionnelle (2D)

La trace sismique simplifiée étant le produit de convolution de la réflectivité par le signal émet par la source sismique plus (+) le bruit additif. La convolution décrit l'effet du système linéaire invariant dans le temps sur le signal d'entrée pour fournir la réponse.

Dans le cas de la sismique réflexion l'entrée étant le signal émis par la source sismique $W(t)$, le système linéaire représente la réflectivité du sous-sol $k(t)$ et la trace sismique enregistrée représente la sortie $T(t)$ **fig1**.

$W(t) * k(t) + b(t) = T(t)$: Modèle simplifié d'une trace sismique

$b(t)$: bruit additif

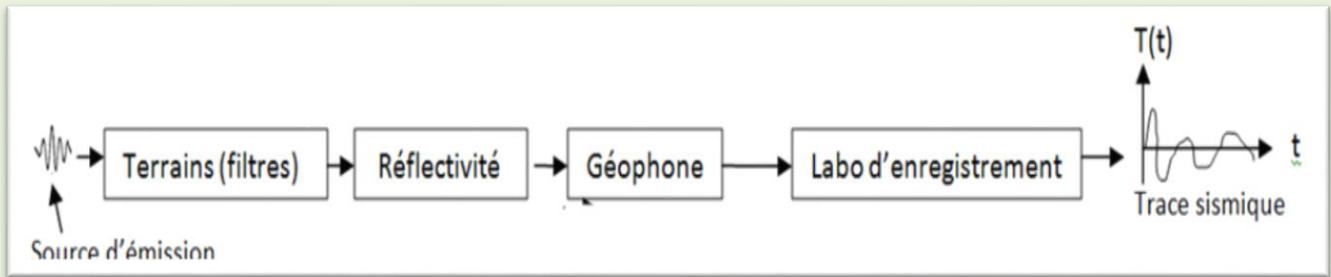


Fig 1 chaîne d'enregistrement d'une trace sismique sur le terrain

Une section sismique représente un ensemble de traces sismiques $T(t, x)$, où l'axe vertical est le temps t (profondeur en temps) double et l'axe horizontal spatial x (distance trace-point de tir).

Le domaine nombre d'onde-fréquence (f, k) est obtenu par utilisation de la transformation de Fourier bidimensionnelle discrète sur les données sismiques spatio-temporelles (t, x) , l'une selon la variable x spatiale et l'autre selon la variable temporelle t .

Dans le domaine bidimensionnel ($2D$), la transformée de Fourier devient

$$TFD[T(t, x)] = T(f, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} T(t, x) e^{-i2\pi(ft + kx)} dx \cdot dt$$

Il s'agit de la projection $T(t, x)$ sur un ensemble de fonctions $2D$ de base $e^{-i2\pi(ft + kx)}$; $(f, k) \in \mathbb{R}^2 =$ image de base.

Principales propriétés de la TF -2D :

Séparabilité

Par permutation de l'ordre d'intégration, on obtient

$$T(f, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} T(t, x) e^{-i2\pi(ft + kx)} dx \cdot dt = \int_{-\infty}^{\infty} [\int_{-\infty}^{\infty} T(t, x) e^{-i2\pi ft} dt] e^{-i2\pi kx} dx \cdot$$

$$= TF_x \{ TF_t [T(t, x)] \}$$

Linéarité

Pour deux traces $T_1(t, x)$ et $T_2(t, x)$ ayant respectivement pour transformée 2D

$$TFD[T_1(t, x)] = T_1(f, k) \quad \text{et} \quad FFD[T_2(t, x)] = T_2(f, k)$$

Soient c_1 et c_2 deux scalaires

$$\text{On a : } TFD[c_1 T_1(t, x) + c_2 T_2(t, x)] = c_1 T_1(f, k) + c_2 T_2(f, k)$$

Homothétie

Si $TFD[T(t, x)] = T(f, k)$, alors on démontre que :

$$TFD[T(at, bx)] = \frac{1}{|a \cdot b|} T\left(\frac{f}{a}, \frac{k}{b}\right)$$

Propriété du retard

$$TFD[T(t - t_0, x - x_0)] = e^{-i2\pi(ft_0 + kx_0)} \cdot T(f, k)$$

On peut reconstruire la trace sismique $T(t, x)$ en utilisant la transformée de Fourier inverse:

$$TFD^{-1}[T(f, k)] = T(t, x) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} T(f, k) e^{i2\pi(ft + kx)} df \cdot dk$$

k : Correspond au nombre d'onde (fréquence spatiale) selon l'axe du profil sismique (cycles/m)

f : Correspond aux fréquences temporelles en Hz

x : Distance (m)

t : Temps (ms)

La partie réelle a pour expression :

$$T_r(f, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} T(t, x) \cos[2\pi(ft + kx)] dt \cdot dx \quad \text{Paire}$$

La partie imaginaire a pour expression :

$$T_i(f, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} T(t, x) \sin[2\pi(ft + kx)] dt \cdot dx \quad \text{Impaire}$$

Le Spectre d'amplitude (module) est :

$$|T(f, k)| = \sqrt{T_r^2(f, k) + T_i^2(f, k)}$$

Le spectre de phase est :

$$\text{Arctan} \frac{T_i(f, k)}{T_r(f, k)}$$

La fréquence fondamentale est pour $f = k = 0$

$$\mathbf{T}(\mathbf{0}, \mathbf{0}) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \mathbf{T}(\mathbf{t}, \mathbf{x}) \, d\mathbf{t} \cdot d\mathbf{x}$$

Les traces sismiques $T(x, t)$ recueillies sur le terrain sont généralement enregistrées sur support numérique sous la forme discrète $T(n)$.

Une trace sismique est l'effet de la convolution du signal émis par la source sismique par le log impulsif du terrain. Ce dernier est une suite de Dirac espacés dans le temps et d'amplitudes variables dont l'espacement est l'inter-couche et l'amplitude le coefficient de réflexion.

Si T_e est le pas d'échantillonnage (généralement 2 ms au terrain), la trace sismique discrète est $T(n) = T(nT_e)$.

En pratique, les données sismiques sont échantillonnées en espace et en temps, vérifiant les conditions de Shannon $\Delta t \leq \frac{1}{2f_{max}}$ et $\Delta x \leq \frac{1}{2k_{max}}$

Pour une trace sismique contenant N échantillons sa transformée de Fourier discrète directe est :

$$T(k) = \sum_{n=0}^{N-1} T(n) e^{-i2\pi k \frac{n}{N}}$$

Son inverse est :

$$T(n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} T(k) e^{i2\pi n \frac{k}{N}}$$

Si M est le nombre de traces sismiques et N les échantillons de chacune d'elles, la transformée bidimensionnelle discrète a pour expression :

$$TFD[T(m, n)] = T(p, l)$$

$$= \frac{1}{M.N} \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} T(m, n) e^{-i2\pi(\frac{m.p}{M} + \frac{l.n}{N})} = \frac{1}{M.N} \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} T(m, n) e^{-i2\pi \frac{m.p}{M}} e^{-i2\pi \frac{l.n}{N}}$$

$$\text{En posant } W_M = e^{-i2\pi \frac{1}{M}} \quad W_N = e^{-i2\pi \frac{1}{N}}$$

$$TFD[T(m, n)] = T(p, l) = \frac{1}{M.N} \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} T(m, n) W_M^{mp} W_N^{ln}$$

W_N^{ln} est une matrice carrée de type $N \times N$

W_M^{mp} est une matrice carrée de type $M \times M$

$T(\mathbf{m}, \mathbf{n})$ Matrice image type $M \times N$

$$\mathbf{T}(\mathbf{p}, \mathbf{l}) = \frac{1}{M \cdot N} [W_M^{mp}] [T(\mathbf{m}, \mathbf{n})] [W_N^{ln}]$$

La transformée de Fourier discrète $2D$ inverse

$$T(\mathbf{m}, \mathbf{n}) = \sum_{p=0}^{M-1} \sum_{l=0}^{N-1} T(\mathbf{p}, \mathbf{l}) e^{i2\pi(\frac{m \cdot p}{M} + \frac{l \cdot n}{N})}$$

Donc la trace sismique représente une suite de nombre représentant l'amplitude de la trace analogique à intervalle de temps régulier. Comme l'intervalle de temps entre deux échantillons d'une trace est T_e , le nombre d'échantillons par unité de temps est la fréquence d'échantillonnage $f_e = \frac{1}{T_e}$

Il existe différentes techniques de filtrage qui sont appliquées sur l'enregistrement des données sismiques en vue d'améliorer le rapport signal sur bruit (S/B).

Les filtrages les plus couramment en sismique réflexion utilisés sont :

Filtrage en fréquence

ce type de filtrage est appliqué en deux tapes

filtrage spatial

Sur le terrain au moment de l'acquisition sismique, on utilise le filtrage spatial (en nombre d'onde). Celui-ci est réalisé par les dispositifs sismiques d'enregistrement et d'émission des ondes sismiques. Le dispositif d'émission est constitué par un arrangement ou un groupement de point de tir tandis qu'un dispositif de réception est composé d'un certain nombre de traces sismiques dont le nombre de géophones et la forme géométrique de la nappe sismographique par trace sismique sont préalablement choisies par des essais en début d'étude.

La disposition relative du dispositif de réception et l'émission conduit à trois types de dispositif d'enregistrement : dispositif à tir au centre, dispositif à tir en bout et dispositif déporté.

Or, d'après les relations $V_a = \frac{v}{\sin i}$, $\lambda = V_a \cdot T = \frac{v}{f \cdot \sin i}$ et $k = \frac{1}{\lambda}$

Les ondes sismiques réfléchies ont des vitesses grandes car, l'angle d'incidence est petit (habituellement la profondeur est très supérieure devant la distance entre les

éléments) alors que les ondes parasites se propagent avec des vitesses faibles dans une direction radiale.

- Lorsque i tend vers 0, alors V tend vers ∞
- Lorsque i tend vers $\frac{\pi}{2}$, alors $\lambda = V/f$ donc k devient grand

Ainsi, les signaux sismiques utiles se distinguent des bruits par leur longueur d'onde et selon leur vitesse apparente. Grâce au filtrage spatial, il est possible d'effectuer un filtrage basé sur la séparation des événements sismiques qui se distinguent par leur nombre d'onde. Les signaux sismiques utiles atteignent les géophones composant la trace sismique en phase, ce qui entraîne une multiplication du signal par le nombre n de géophones et de charge alors que le bruit sera multiplié par \sqrt{n} .

Couverture multiple

La couverture multiple est un procédé utilisé pendant l'étape acquisition. Elle consiste à additionner les signaux sismiques issus d'un même point miroir provenant de points d'émission différents à des traces sismiques différentes. Après application des corrections statiques et dynamiques, on observe que les signaux réfléchis sont en phase et donc amplifiés par n (degré de la couverture multiple) tandis que les bruits aléatoires ne s'alignent pas en phase et sont atténués de \sqrt{n} . La couverture multiple est un procédé de filtrage assez efficace pour atténuer certains bruits aléatoires et en particuliers les réflexions multiples.

Filtrage en fréquence au traitement

Au cours du traitement des données sismiques, le filtrage en fréquence est habituellement un filtrage passe-bande qui permet d'éliminer les fréquences de mauvais rapport sur bruit.

Détermination de la bande passante

la bande passante du filtre en fréquence est déterminée expérimentalement à l'aide de tests de filtrage. L'analyste choisit une ou plusieurs portions de profil sismique de bonne qualité sélectionnées sur la couverture simple ou sur une section addition brute. Le but est de garder une bande de fréquence donnée du signal utile avec un minimum de modification et supprimer le reste des fréquences appartenant aux signaux parasites autant que possible.

L'analyste teste la portion du profil sismique avec plusieurs types bandes passantes. Nous présentons ci-dessous un exemple de test pour mettre en évidence la bande passante du filtrage en fréquence. Il procède à des tests comme suit.

Premier type de bande fréquentielle

L'analyste essaye de tester la portion du profil avec un filtre de bande passante par exemple (fig.2) .

10 - 20Hz, 20 - 30Hz, 30 - 40Hz, 40 - 50Hz, 50 - 60Hz, 60 - 70Hz, 70-80Hz .

La mise côte à côte des 7 portions de profil sismique correspondants aux 7 bandes permet de faire un premier jugement sur le rapport signal sur bruit sur chacune d'elles (fig.2).

Deuxième type de bande fréquentielle

L'analyste teste avec les bandes passantes suivantes par exemple.

6 - 12 Hz, 9 - 18 Hz, 12 - 24Hz , 15 - 30 Hz 18 - 36Hz , 21 - 42 Hz

L'analyse d'une telle bande de fréquence de coupure basse en progression géométrique permet de déterminer les fréquences de coupures du filtre passe bande

Troisième type de bande fréquentielle

Le test se fait avec une série de filtres qui permet de mettre en évidence l'influence de la fréquence de coupure basse

6 - 40Hz , 9 - 40Hz, 12 - 40Hz ,15-40 Hz, 18 - 40Hz.

Puis l'analyste réalise une analyse de la série de filtres à fréquence de coupure haute en progression arithmétique afin de mettre en évidence l'influence de la fréquence de coupure haute

12-32 Hz, 12-36 Hz, 12-40 Hz, 12-44 Hz, 12-48 Hz, 12-52 Hz, 12-56 Hz, 12-60 Hz

Quatrième type de bande fréquentielle

Le quatrième type de bande permet de sélectionner la bande de fréquence qui ne contient pas le signal utile. On peut voir , par exemple, que la bande 6-8Hz ne referme aucun signal utile .

6-8Hz, 6-10Hz, 6-12Hz, 6-14Hz, 6-16Hz, 6-18Hz,

Les bandes passantes des filtres tests suivants permet de mettre en évidence la fréquence de coupure haute

52-56Hz, 48-56Hz ,44-56Hz ,40-56 Hz , 36-56 Hz , 32-56 Hz.

Finalement, l'analyse des bandes des filtres tests de ces quatre types d'analyse de filtre permettent de déterminer le meilleur filtre passe bande.

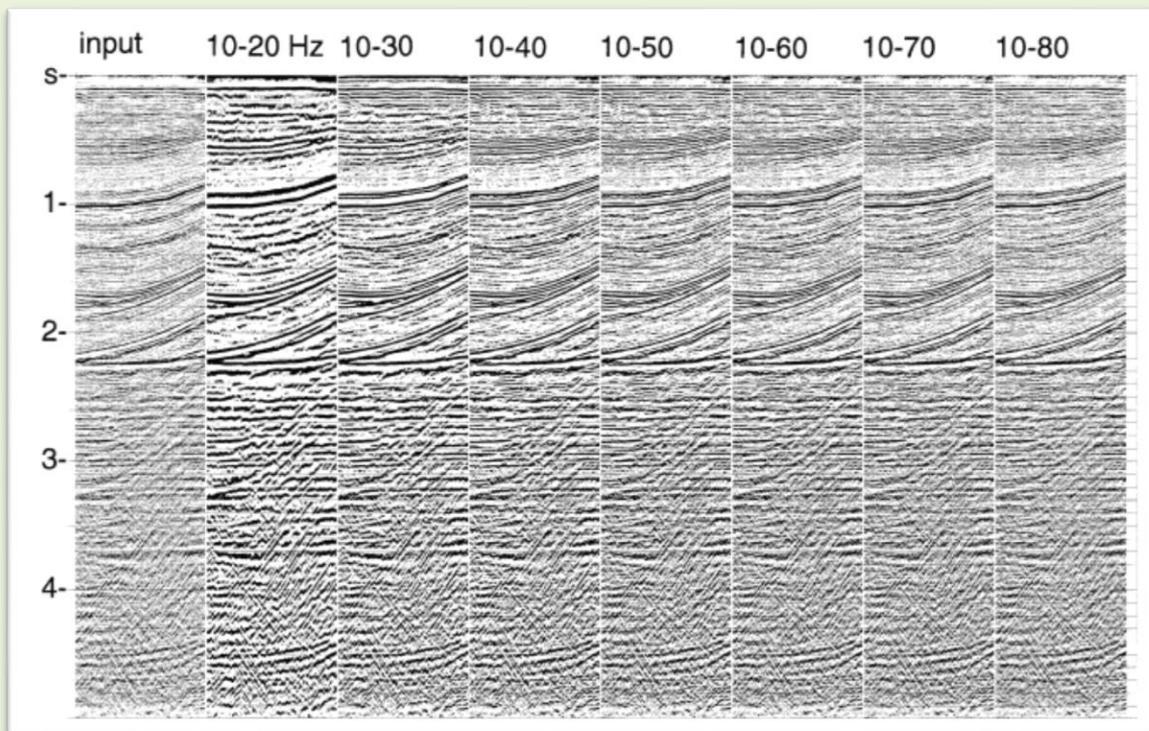
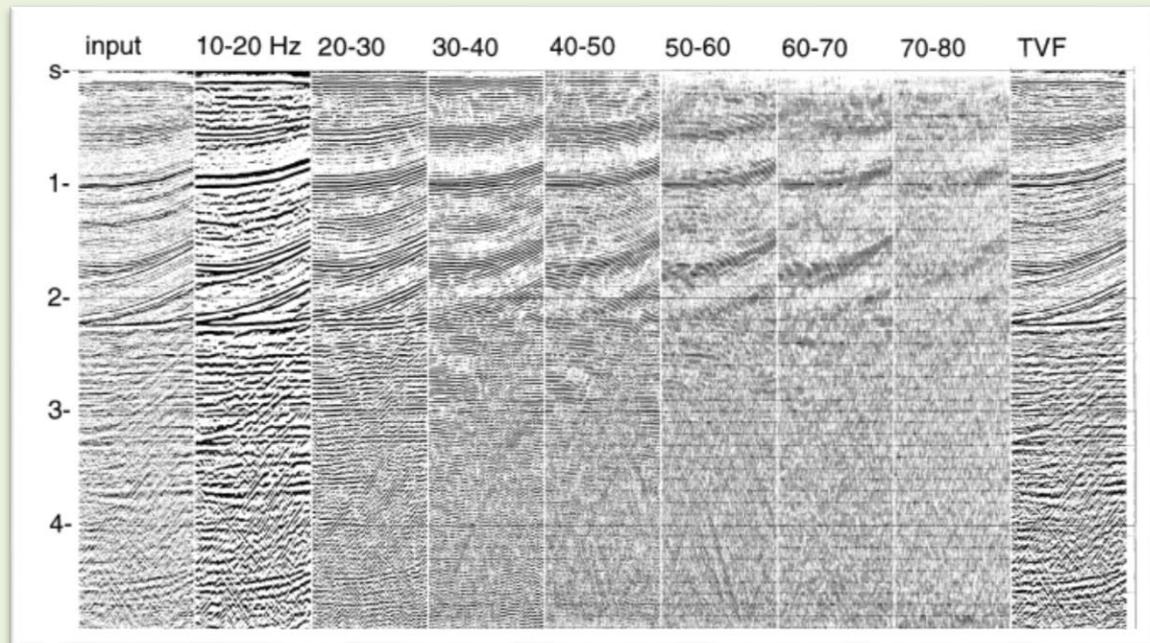


Fig 2 test de la bande passante du filtre en fréquence

Filtrage numérique

Une fois le filtre passe bande déterminé, l'analyste applique le filtrage numérique qui consisterait à filtrer numériquement les données sismiques. L'opération utilisée est la convolution arithmétique. Cette opération peut être faite dans le domaine temporel. Si $T(t)_b$ est le signal sismique brut et $h(t)$ l'opérateur de filtrage. On a dans le domaine temporel le signal filtré $T(t)_f$

$$T(t)_f = T(t)_b * h(t) = \int_{-\infty}^{\infty} T(t - \tau)_b h(\tau) d\tau = \int_{-\infty}^{\infty} T(\tau)_b h(t - \tau) d\tau$$

Si $T(n)$ est le signal numérisé et $T(z)$ sa transformée en Z , $h(n)$ l'opérateur de filtrage numérisé et $H(z)$ sa transformée en Z (fig.3). On a :

Si $T(n)_b$ et $h(n)$ de durée finie respectivement N et M , la convolution est définie par

$$T(n)_f = T(n)_b * h(n) = \sum_{i=0}^{\infty} T(i)_b \cdot h(n - i) = \sum_{i=0}^{\infty} T(n - i)_b \cdot h(i)$$

Le signal filtré $T(n)_f$ est de durée $[0 \dots \dots \dots N + M - 2]$

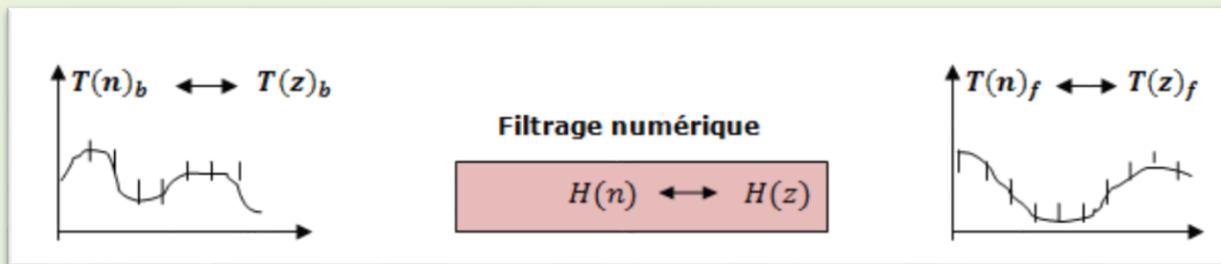


Fig 3 Principe du filtrage numérique

Le filtre numérique est représenté par sa fonction de transfert en Z (Fig4a,b,c)

$$H(z) = \frac{T(z)_f}{T(z)_b}$$

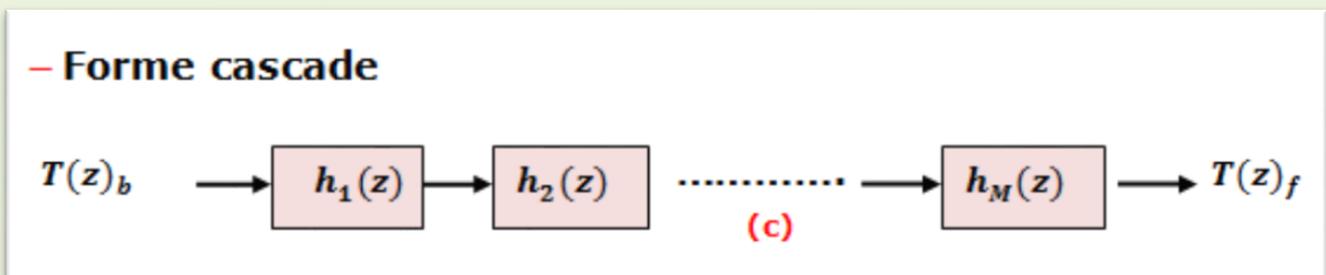
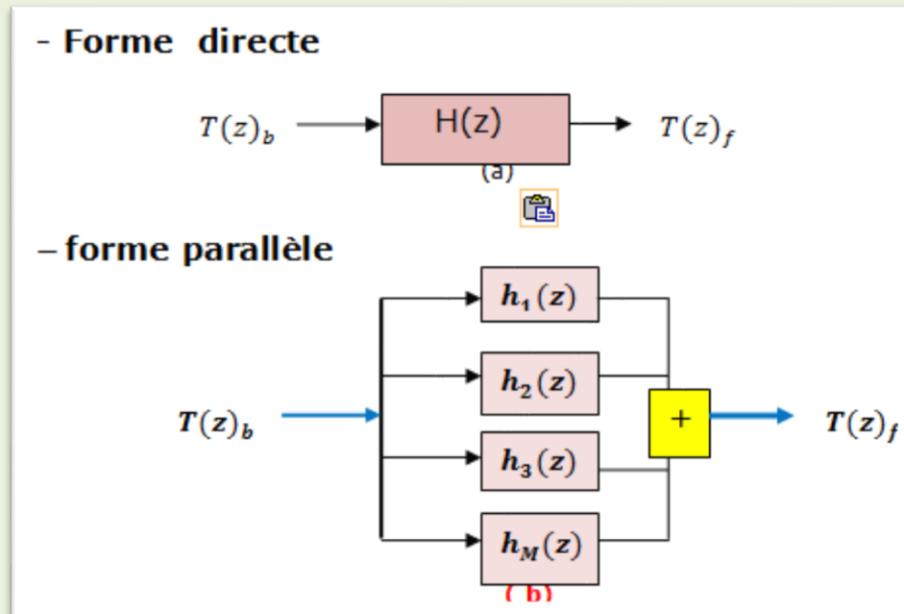
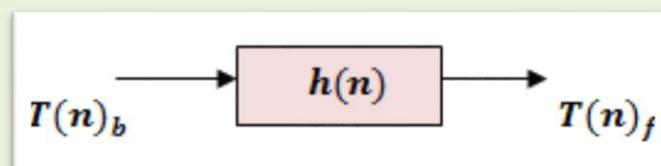


Fig 4. fonction de transfert en Z des différentes formes des filtres numériques.

$$T(nT_e)_f = \sum_{k=0}^{\infty} T(kT_e)_b \cdot h[(n-k)T_e]$$

$$T(n)_f = \sum_{k=0}^{\infty} T(k)_b \cdot h[(n-k)] = T(n)_b * h(n) = h(n) * T(n)_b$$



Un système discret est complètement caractérisé par sa réponse impulsionnelle $h(n)$. l'opération $*$ liant la sortie $T(n)_f$ à l'entrée $T(n)_b$ et à la réponse impulsionnelle du système $h(n)$ est appelée produit de convolution fig5.

Les filtres numériques peuvent être classés selon la durée de leur réponse impulsionnelle ou encore selon leur représentation temporelle.

Ils sont décrit par une équation aux différences de la forme.

$$T(n)_f = \sum_{i=0}^M b_i T(n-i)_b - \sum_{i=1}^N a_i T(n-i)_f$$

Si $T(n)_b = \delta(n)$ alors $T(n)_f = h(n)$

– Dans le premier cas de classement il ya les filtres à réponse impulsionnelle finie (RIF) ou $h(n) = 0$ pour $n < 0$ et les filtres à réponse impulsionnelle infinie (RII) c'est-à-dire des filtres à support infini.

– Dans le second cas de classement il ya les filtres récursifs pour lesquels la sortie $T(n)_f$ dépend de l'entrée courante, des entrées précédentes et des sorties précédentes et les filtres non recursifs (transversaux) pour lesquels la sortie $T(n)_f$ ne dépend que de l'entrée courante et des entrées précédentes.

- Pour les filtres recursifs

$$T(n)_f = \sum_{i=0}^M b_i T(n-i)_b - \sum_{i=1}^N a_i T(n-i)_f$$

$$H(Z) = \frac{\sum_{i=0}^M b_i Z^{-i}}{1 + \sum_{i=1}^N a_i Z^{-i}} \quad \text{Si } M = N, \text{ alors } N \text{ est l'ordre du filtre}$$

- Pour un filtre non recursif on a :

$$T(n)_f = \sum_{i=0}^M b_i T(n-i)_b$$

la transformée en Z est

$$T(Z)_b \cdot H(Z) = T(Z)_f \quad \text{Avec}$$

$$H(Z) = \sum_{i=0}^M b_i Z^{-i} = \sum_{n=0}^M h(n) Z^{-n} \quad \text{et}$$

$$h(n) = \sum_{i=0}^M b_i \cdot \delta(n-i)$$

Trace sismique brute (entrée)

Réponse impulsionnelle

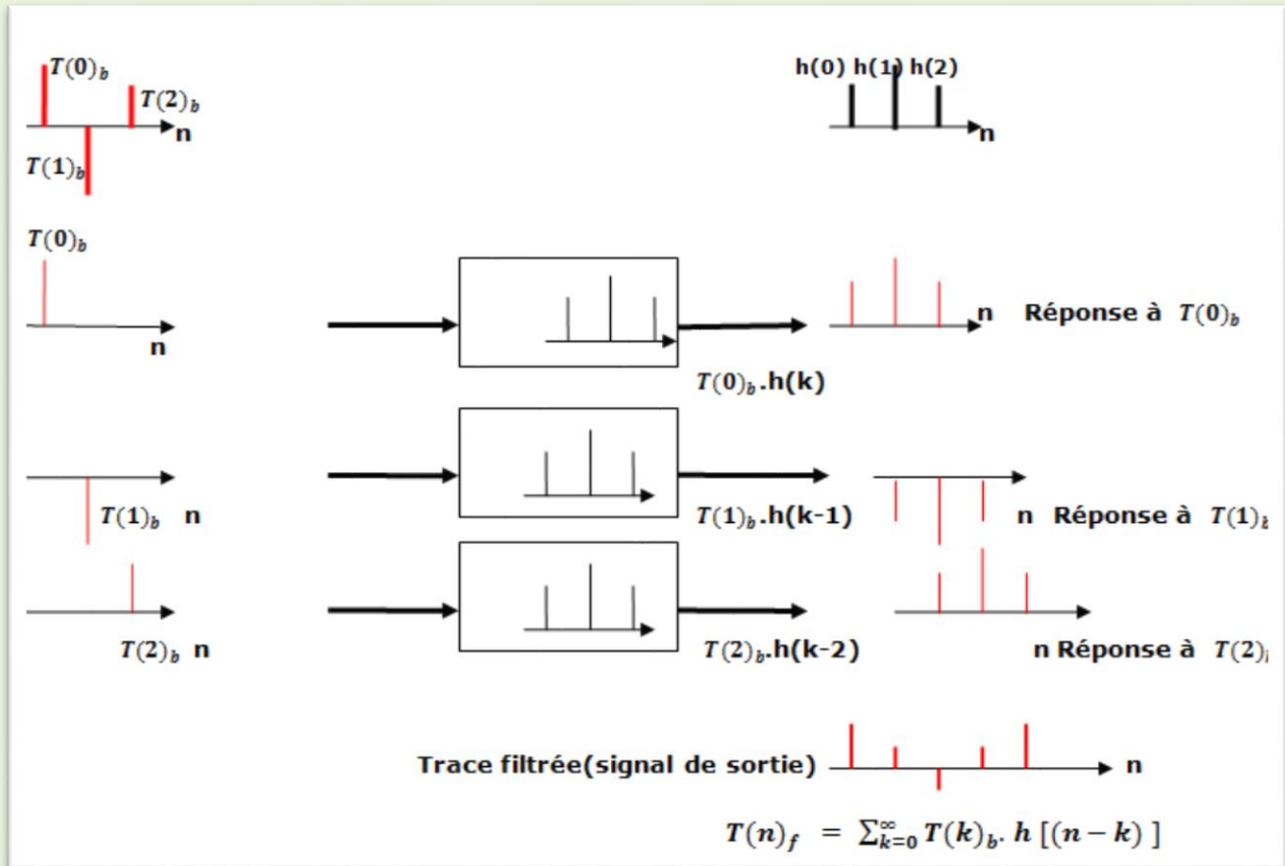


Fig.5 : Exemple de mode de calcul du filtre numérique

Domaine de Fourier

On a :

$$TF[T(t)_f] = TF[T(t)_b * h(t)] = TF \left[\int_{-\infty}^{\infty} T(t-\tau)_b h(\tau) d\tau \right] = TF \left[\int_{-\infty}^{\infty} T(\tau)_b h(t-\tau) d\tau \right]$$

* asterisque représente l'opérateur de convolution

TF[trace sismique filtrée] = TF[trace sismique brute] x TF[opérateur de filtrage]

$$TF[T(t)_f] = \int_{-\infty}^{\infty} T(t)_f e^{-i2\pi ft} dt = |T(f)_f| e^{i\phi(f)}$$

$$TF[T(t)_b] = \int_{-\infty}^{\infty} T(t)_b e^{-i2\pi ft} dt = |T(f)_b| e^{i\theta(f)}$$

$$TF[h(t)] = \int_{-\infty}^{\infty} h(t) e^{-i2\pi ft} dt = |h(f)| e^{i\alpha(f)}$$

$$|T(f)_f| e^{i\varphi(f)} = |T(f)_b| e^{i\theta(f)} \cdot |h(f)| e^{i\alpha(f)}$$

$$|T(f)_f| = |T(f)_b| \cdot |h(f)|$$

$$e^{i\varphi(f)} = e^{i\theta(f)} e^{i\alpha(f)} = e^{i[\theta(f)+\alpha(f)]}$$

$$\varphi(f) = \theta(f) + \alpha(f)$$

$|T(f)_f|$, $|T(f)_b|$, $|h(f)|$: Les spectres d'amplitudes de la trace sismique filtrée, de la trace sismique brute et de l'opérateur de filtre

$\varphi(f)$, $\theta(f)$, $\alpha(f)$ sont les spectres de phase correspondants

Le filtre cherché doit être donc un filtre qui n'apportera pas de déphasage aux composantes utiles de la trace sismique brute .Pour satisfaire cette condition, il faut que le spectre phase de l'opérateur soit nul fig 6.

$$e^{i\varphi(f)} = e^{i\theta(f)} e^{i\alpha(f)} = e^{i[\theta(f)+0]} = e^{i\theta(f)}$$

$$|T(f)_f| = |T(f)_b| \cdot |h(f)| e^{i\theta(f)}$$

Un tel opérateur est rectangulaire avec une valeur unité sur la bande $[f_1, f_2]$ est une valeur nulle en dehors de cette bande.

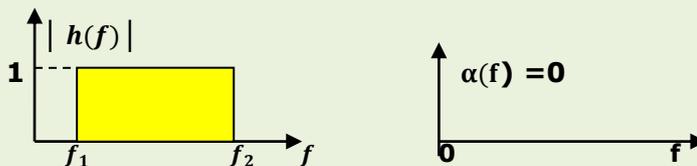


fig.6. operateur rectangulaire du filtre à phase nulle

f_1 : fréquence de coupure basse

f_2 : fréquence de coupure haute

Mode d'application du filtrage en fréquence

L'algorithme de filtrage en fréquence est comme suit fig 7 :

- Calcul de la Transformée de Fourier de la trace sismique brute $TF[T(t)_b]$
- Calcul de la Transformée de Fourier de l'opérateur filtrage $TF[h(t)]$
- multiplication de $TF[T(t)_b] \times TF[h(t)]$

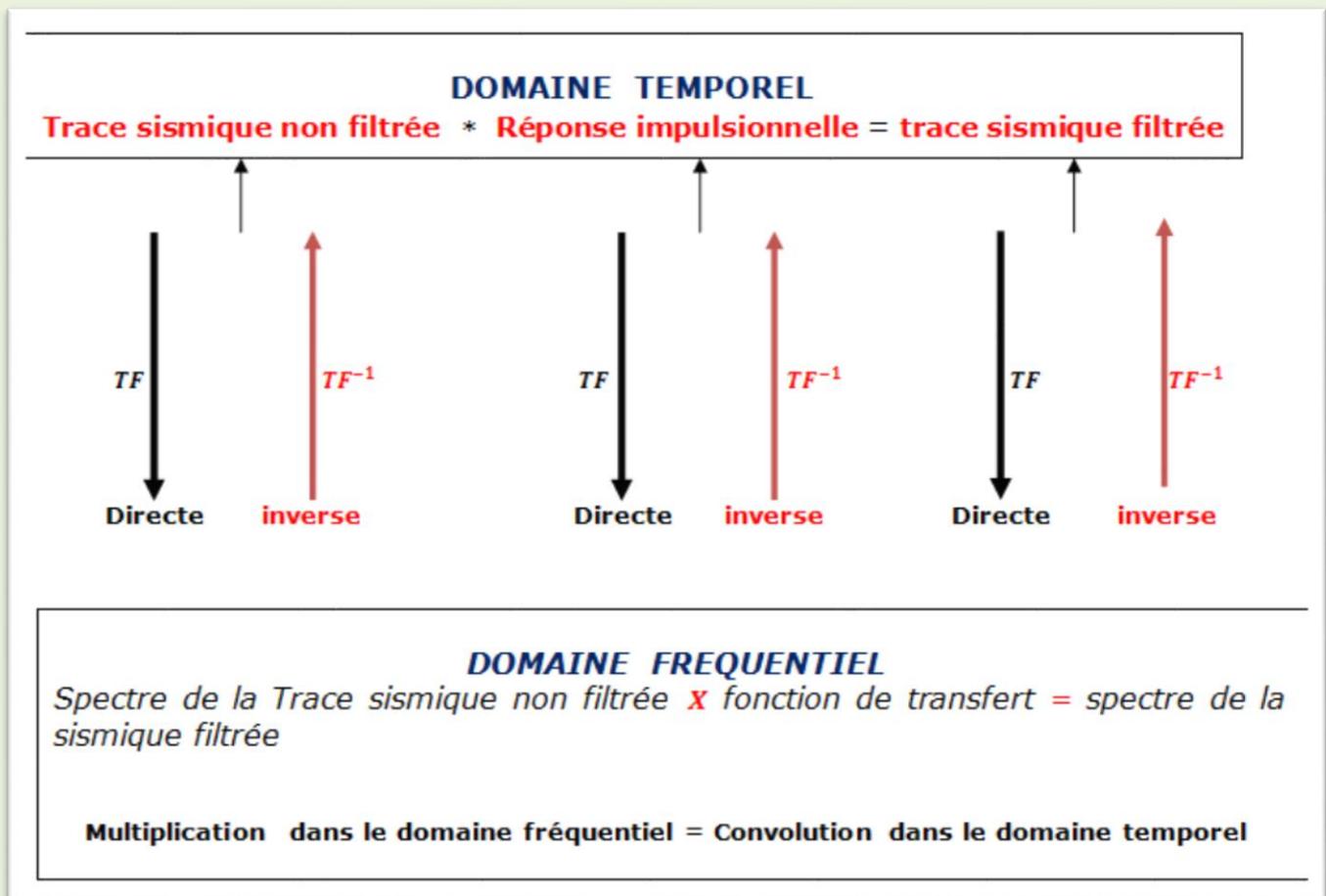


Fig 7 : Les deux domaines de la trace sismique filtrée

Filtrage variable dans le temps

Généralement la bande passante du signal utile en sismique n'est pas constante avec la profondeur d'investigation. Plus la profondeur est grande et plus la bande passante se déplace vers les basses fréquences en raison du phénomène d'atténuation des composantes de hautes fréquences et du rapport S/B meilleur des basses fréquences avec la disparition des ondes de surfaces. Pour remédier partiellement à ce problème, il est utilisé un filtrage variable avec la profondeur autrement un filtrage avec une bande passante variable (**TVF**). Le signal sismique est découpé généralement en fenêtres à l'intérieur desquelles un filtre passe bande déterminé est appliqué (fig8)

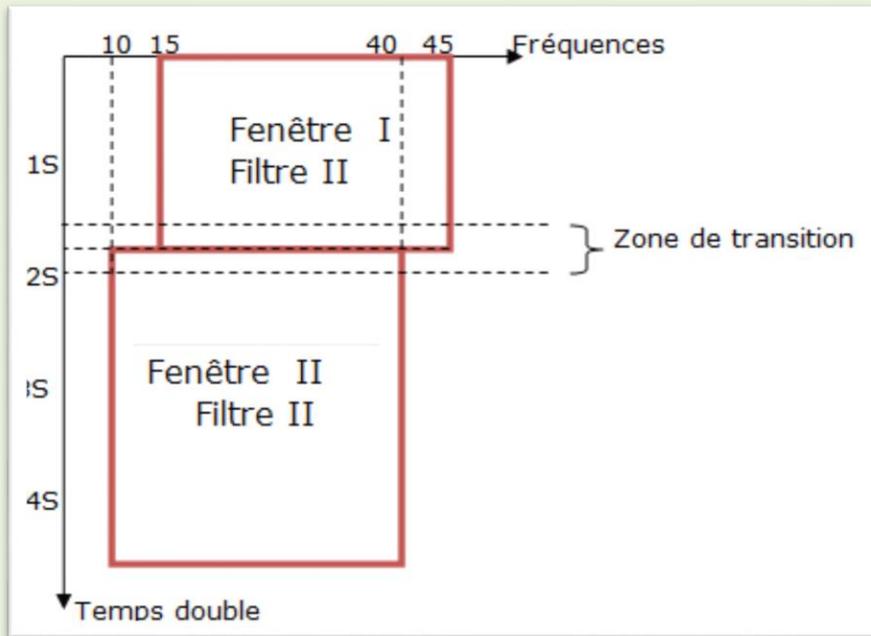


Fig 8 filtrage à bande passante variable

La transition d'une fenêtre à une autre fenêtre se fait avec une zone de recouvrement et par interpolation linéaire. En zone de transition (même longueur dans les 2 fenêtres), le résultat du filtrage est la somme des données de la première et seconde fenêtre.

METHODES DE SEPARATION D'ONDES

Dans de nombreuses situations de sismique conventionnelle comme en sismique de puits, il y a parfois nécessité d'appliquer différentes méthodes de séparation d'ondes. fig9. Les méthodes de séparation du champ d'ondes en sismique peuvent être classées en deux catégories :

- **Les méthodes à gabarit**. Il s'agit de procéder à un changement de domaine. Les méthodes les plus utilisées en sismique sont le filtrage f-k (filtre de Radon), le filtre de tau-p, filtre de Wiener, le filtrage par ondelettes, filtres médians (filtres non linéaires), filtre de polarisation etc.

- **Les méthodes matricielles**. Elles sont basées sur la construction d'une matrice ou d'un cube de données qui est décomposée en deux ou plusieurs espaces. Les méthodes les plus utilisées en sismique sont filtrage **TKL** (Transformée de **K**arhunen-**L**oeve ou décomposition en valeurs singulières de la matrice de covariance des données), SVD (décomposition en valeurs singulières de la matrice de données brutes), SMF (décomposition en vecteurs et valeurs propres de la matrice interspectrale) etc.

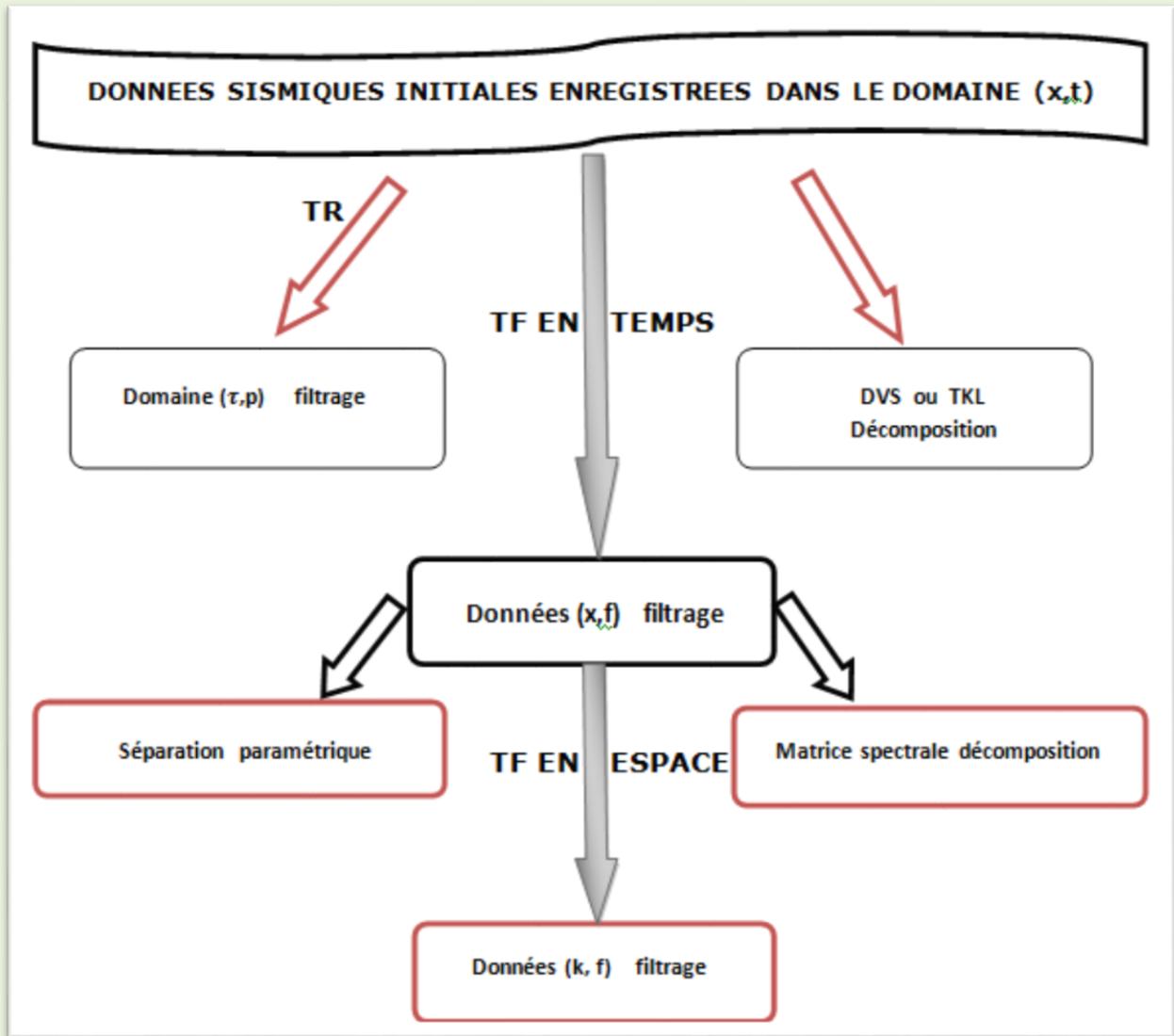


Fig.9 : Domaines de traitement des signaux sismiques

Seuls les domaines nombre d'onde-fréquence et intercept - lenteur sont passés en revue dans cette partie.

FILTRE EN EVENTAIL

La méthode de filtrage par la transformée fréquence - nombre d'onde ($f - k$), appelée également filtre de vitesse permet de séparer le champ d'onde qui ne peut pas être séparé dans le domaine (x, t).

On procède comme suit : deux ondes sismiques interférant peuvent être séparées grâce à la différence de leurs lenteurs (vitesses apparentes V_a différentes). Car, dans l'hypothèse des ondes planes, chaque onde est caractérisée par sa vitesse apparente

$$V_a = \frac{v}{\sin i}$$

V : vitesse de propagation de l'onde dans le milieu , i étant l'angle d'incidence.

Cela revient à faire correspondre qu'à une vitesse apparente positive ($x = V \cdot t$) dans le plan (x, t) correspond une vitesse apparente négative $f = -k \cdot V$ dans le plan (f, k) . Le filtrage $(f - k)$ est basé sur la double transformée de Fourier en temps et en distance. Deux ondes planes de lenteurs apparentes différentes et qui interfèrent entre elles dans le plan (x, t) sont séparées dans le domaine (f, k) . Il est ainsi possible de filtrer une onde , puis, avec une transformée de Fourier inverse , de séparer les différentes ondes . Ce type de filtrage est appliqué en sismique de puits (*PSV*) pour séparer les champs d'ondes descendants et montants et les ondes multiples en sismique conventionnelle.

Considérons une trace sismique $T(t, x)$ représentée par une onde plane $S(t)$ se propageant avec une vitesse constante correspondant à une lenteur p . on a :

$$T(t, x) = S\left(t - \frac{x}{V_a}\right) = S(t - x \cdot p)$$

La transformée de Fourier par rapport au temps est :

$$T(f, x) = TF_t [T(t, x)] = \int_{-\infty}^{\infty} S\left(t - \frac{x}{V_a}\right) e^{-i2\pi f t} dt = S(f) e^{-i2\pi f x / V_a} , \text{ avec}$$

$$TF[S(t)] = S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) e^{-i2\pi f t} dt$$

La transformée de Fourier par rapport à la distance x donne :

$$T(f, k) = TF_x [TF_t [T(t, x)]] = TF_x \left[\int_{-\infty}^{\infty} S\left(t - \frac{x}{V_a}\right) e^{-i2\pi f t} dt \right]$$

$$TF_x [S(f) e^{-i2\pi f x / V_a}] = \int_{-\infty}^{\infty} [S(f) e^{-i2\pi f x / V_a}] e^{-i2\pi k x} dx = S(f) \delta\left(k - \frac{f}{V_a}\right).$$

La Transformée de Fourier bidimensionnelle est donc :

$$T(k, f) = S(f) \delta\left(f - \frac{k}{p}\right) = S(f) \delta\left(k - \frac{f}{V_a}\right) = S(f) \cdot \delta(k - f \cdot p)$$

Cette équation montre qu'une onde sismique enregistrée sur plusieurs traces sismiques se range dans le plan (f, k) suivant une droite $k - fp = k - \frac{f}{V_a} = 0$ passant par l'origine et de pente égale à la vitesse apparente de l'onde sismique . Le tableau 2 résume les principales caractéristiques des événements sismiques dans les domaines (x, t) et (f, k)

Evenement dans le plan (t,x)	Evenement dans le plan (f,k)
<ul style="list-style-type: none"> - Caracterisé par sa periode T - Caracterisé par sa vitesse apparente 	<ul style="list-style-type: none"> - Caracterisé par sa fréquence $f = 1/T$ - Caracterisé par sa vitesse apparente
$V_a = \frac{\Delta x}{\Delta t}$	$V_a = \frac{\Delta f}{\Delta k}$
<ul style="list-style-type: none"> - Caracterisé par sa longueur d'onde $\lambda = V_a \cdot T$	<ul style="list-style-type: none"> - Caracterisé par son nombre d'onde $k = \frac{1}{\lambda}$

Tableau 2 : Principales caracteristiques des évènements sismiques dans les domaines (x,t) et (f,k)

La figure 10 représente l'organisation générale des événements sismiques dans le domaine (f,k). On remarque que les ondes réfléchies simples et les ondes multiples possèdent des nombres d'ondes faibles. Elles sont regroupées autour de l'axe $k = 0$, donc elles se situent à l'intérieur de la bande des fréquences de la sismique conventionnelle.

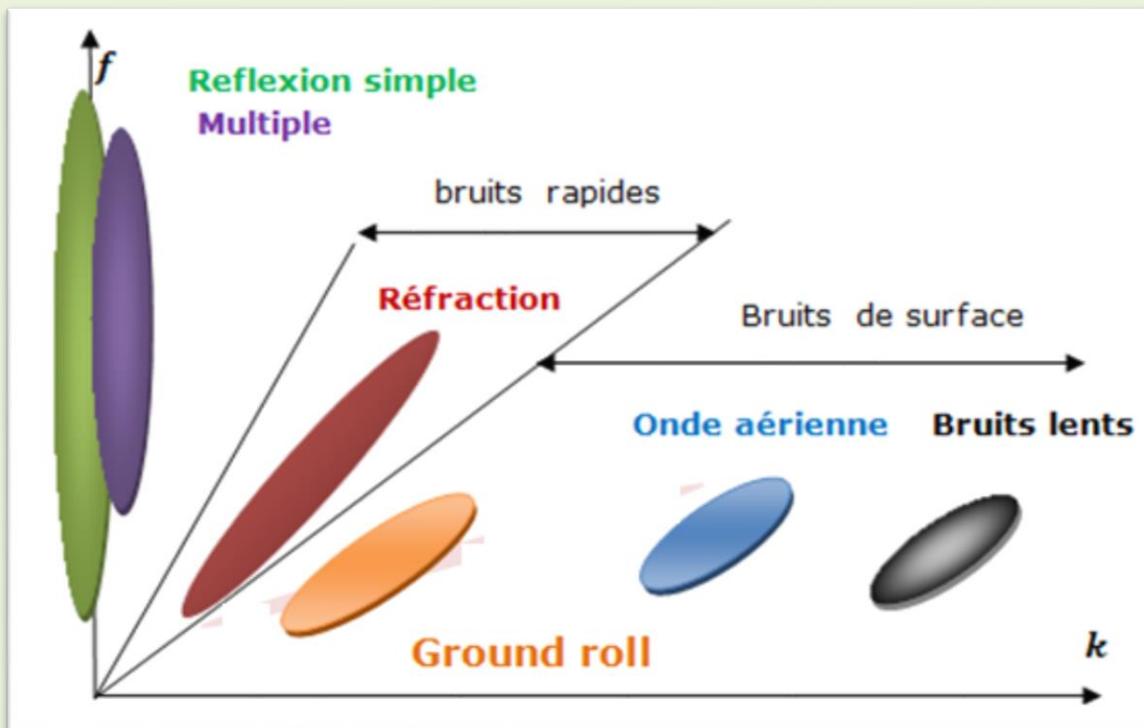
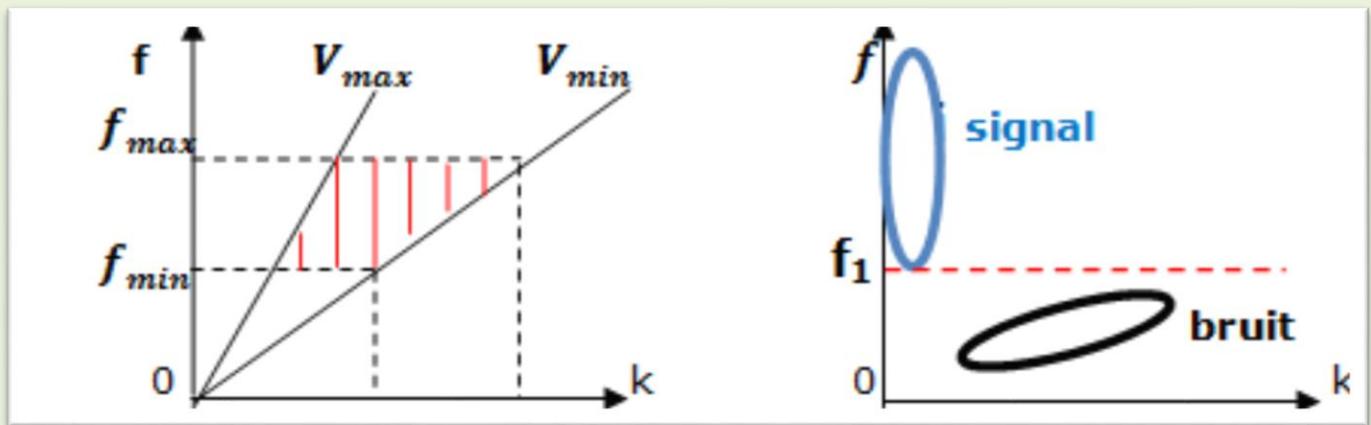


Fig.10 Distribution générale des événements sismiques dans le domaine (f-k)

Principe du filtrage (f,k)

Le filtrage en vitesse apparente (f, k) consiste à supprimer la zone des bruits organisés selon leurs vitesses apparentes. IL se fait généralement avant l'application de la sommation en couverture multiples et après application des corrections dynamiques. L'organisation des événements sismiques dans le domaine (f, k) permet de séparer les signaux utiles (reflexions simples) par des droites à vitesses constantes passant toutes par l'origine **fig11**.

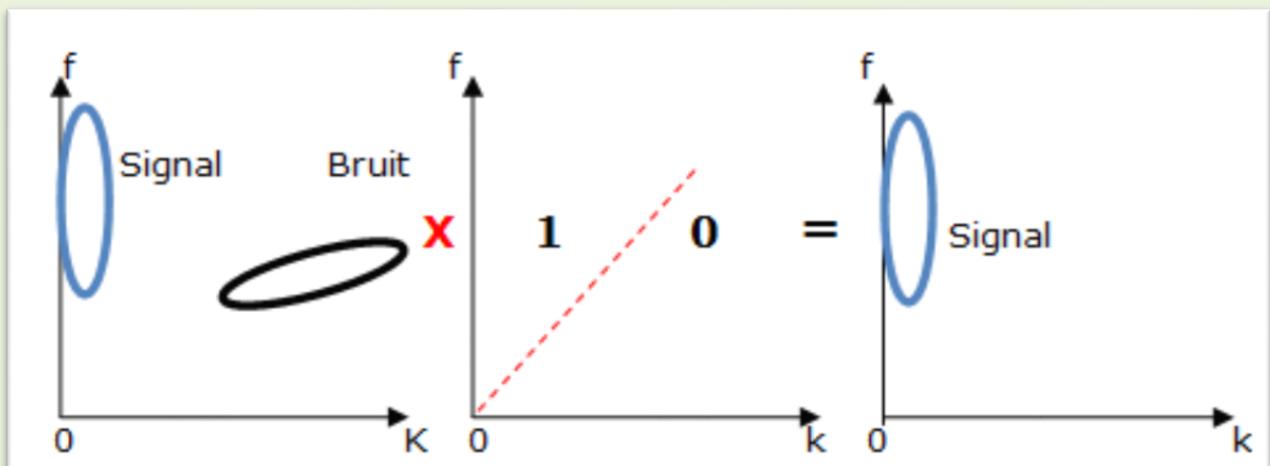


(a) Zone éventail d'un événement quelconque

(b) filtrage passe-haut dans le domaine $f-k$

© Filtrage spatial

(d) filtrage en éventail



(e) Principe d'application d'un filtrage dans le domaine ($f - k$)
FIG.11 .Organisation des évènements sismiques dans le domaine ($f-k$)

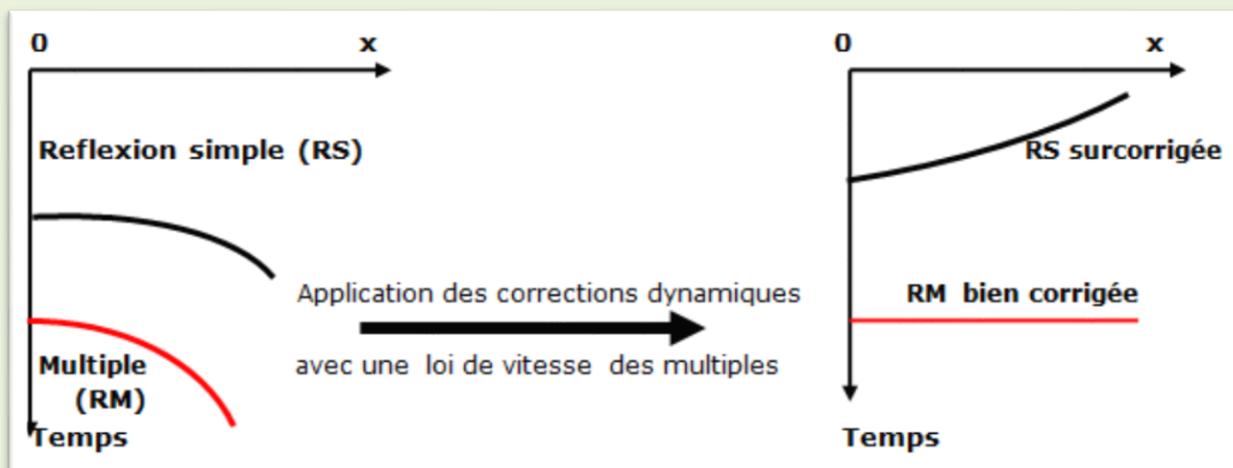
Atténuation des multiples

Le programme du filtrage $f-k$ pour atténuer les ondes multiples pendant la séquence de traitement s'effectue comme suit (fig 12) :

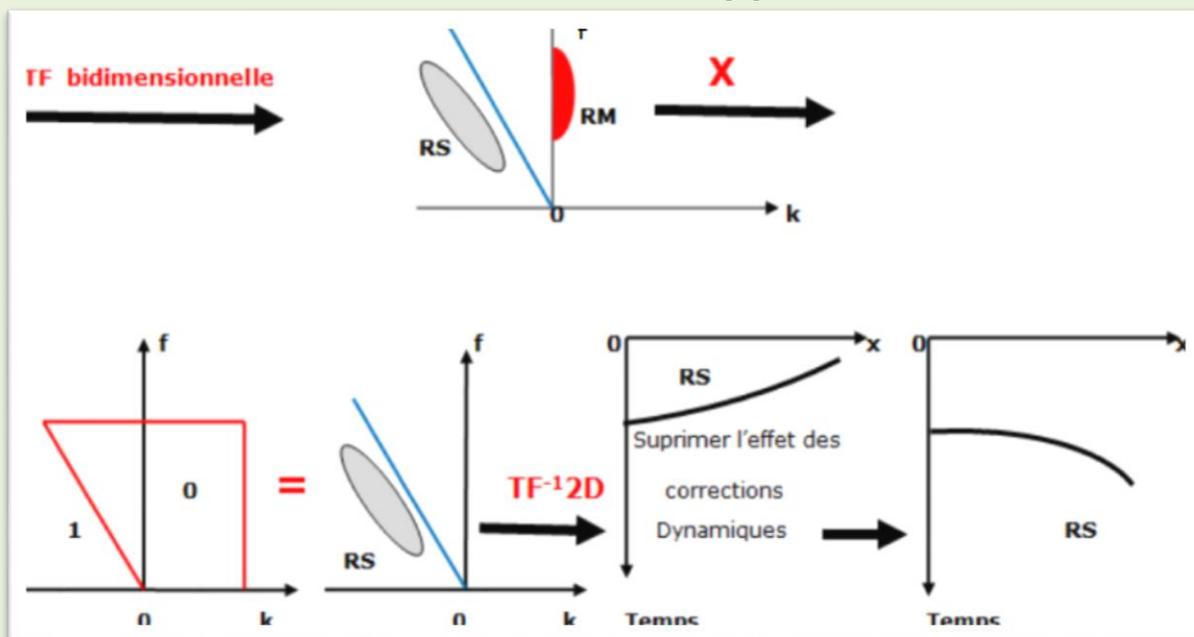
- Entrée des données en collection CDP
- Application des corrections dynamiques (NMO avec loi de vitesse des ondes multiples) . L'utilisation d'une loi de vitesse des ondes multiples permet de séparer les réflexions simples qui seront surcorrigées.
- Transformée de Fourier bidimensionnelle directe (fig12a)

Atténuation des ondes multiples dans le domaine $(f-k)$

- Transformation de Fourier bidimensionnelle inverse et correction dynamique inverse
- Sortie des données en collection CDP sans les ondes multiples (fig12b)



(a)



(b)

Fig.12 .Principe d'atténuation des réflexions multiples par le filtre $f-k$

Atténuation des ondes descendantes

La figure 13 très significative montre les différentes étapes utilisées en sismique de puits pour séparer les ondes montantes et descendantes et atténuer ces dernières par filtrage ($f - k$).

En sismique de puits (PSV), L'enregistrement d'un film est composé d'ondes de volume descendantes et montantes et des ondes de tube .En interprétation PSV ,on s'intéresse généralement aux ondes P montantes .Or Sur un enregistrement PSV , les ondes descendantes P sont caractérisées par des vitesses apparentes ($\Delta z/\Delta t$) positives tandis que les ondes montantes P se caractérisent par des vitesses apparentes négatives. Ces critères sont largement utilisés pour séparer des champs d'ondes P montantes des ondes P descendantes . L'anayse fréquence - nombre d'onde est donc largement utiisée pour séparer les ondes descendantes des ondes montantes P et améliorer le rapport signal sur bruit (S/B) en sismique de puits.

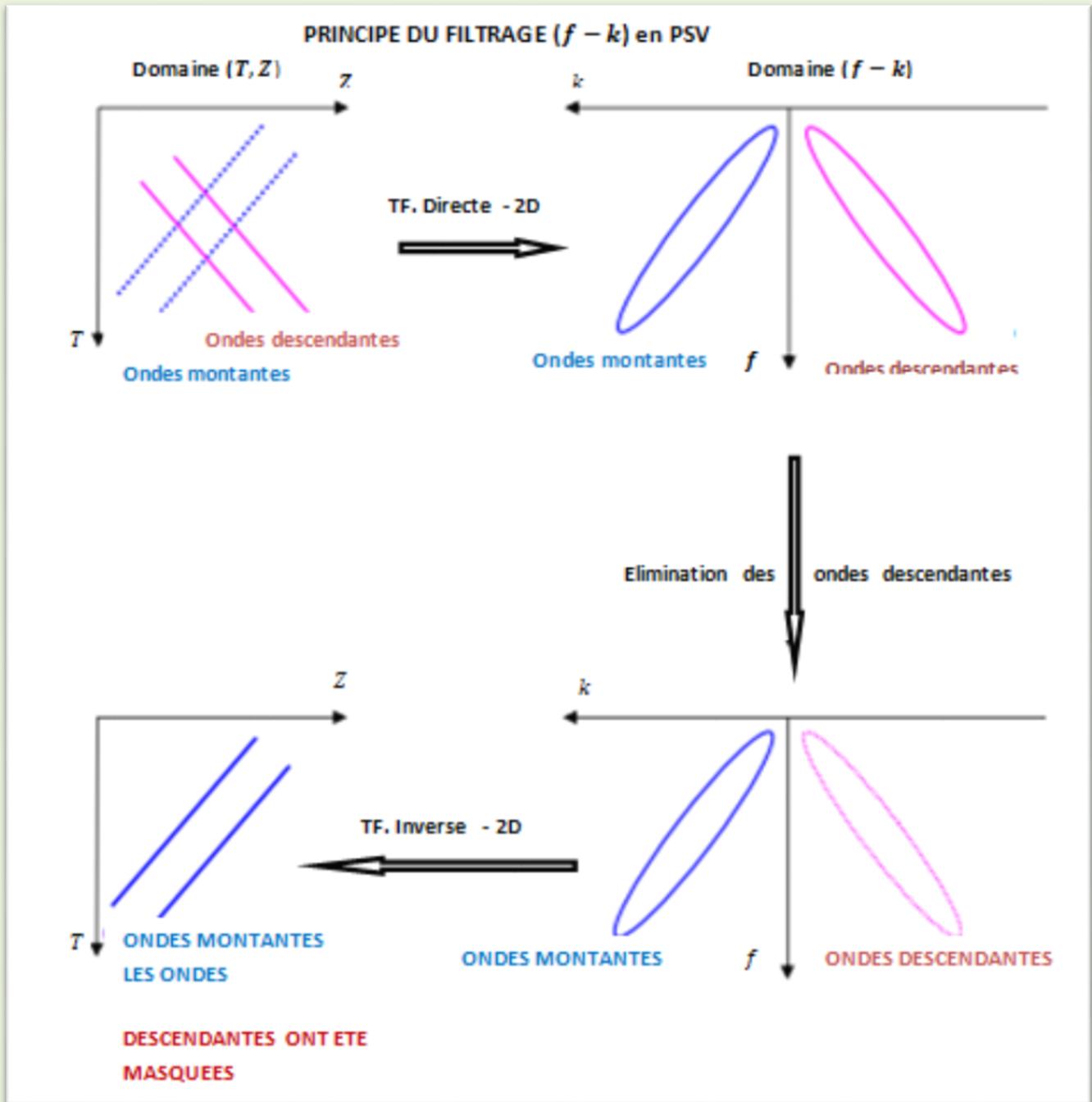


Fig 13. Atténuation des ondes descendantes à l'aide du filtre ($f - k$) en PSV

Remarque : L'analyse fréquence - nombre d'onde est une étape utilisée en traitement sismique d'exploration pour :

- mettre en évidence les ondes sismiques de vitesses apparentes constantes
- estimer ces vitesses
- filtrer les ondes sismiques de vitesses différentes .

En sismique conventionnelle, elle est utilisée pour atténuer le ground roll (ondes de surface composées des ondes pseudo- Rayleigh et Love), les réflexions multiples et l'onde aérienne.

Le filtrage en vitesse ($f - k$) est facile à utiliser et peu coûteux, toutefois il comporte quelques inconvénients tels que : il nécessite l'utilisation d'un grand nombre de traces sismiques bien équisistantes et respecter l'échantillonnage spatial pour éviter les effets de repliement.

Domaine intercept – lenteur

Dans certaines situations particulières l'amélioration du rapport signal sur bruit à l'aide d'un traitement classique des signaux sismiques observés dans le domaine (x, t) s'avère inefficace. Pour y palier on utilise le nouveau système de coordonnées $(\tau - p)$ ou le plan de projection $(\tau - p)$ appelé transformation de Radon (TR slant-stack ou transformée de Hough) ou encore plan de décomposition en ondes planes. Cette transformation permet de faire une décomposition en ondes planes ou domaine intercept – lenteur du champ d'ondes sismiques observées dans le nouveau plan de projection $(\tau - p)$.

La transformée de Radon est une transformation linéaire qui permet de transformer les traces sismiques enregistrées en fonction du temps t et de l'offset x en fonction de l'intercept τ et de la lenteur p . Elle conserve l'amplitude, la phase et la forme des ondes et elle se traduit par la sommation des amplitudes du champ d'ondes en ses composantes planes le long de droites définies par les droites τ et p . La TR renferme principalement la propriété de simplifier un front d'onde complexe à un ensemble d'ondes planes.

Pour une trace sismique enregistrée dans le domaine (x, t) , sa transformée de Radon (TR) est :

$$TR[T(x, t)] = T(\tau, p) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} T(t, x) \delta [t - (\tau + px)] dt \cdot dx$$

$$\delta [t - (\tau + px)] \cdot T(t, x) = T(\tau + px, x)$$

$$TR[T(x, t)] = T(\tau, p) = \int_{-\infty}^{\infty} T[(x, \tau + px)] \cdot dx$$

$$t = \tau + px$$

τ : intercept, il correspond au temps d'arrivée de l'onde sismique sur la première trace sismique

$p = \frac{\sin i}{v} = \frac{1}{v_a} = \frac{dt}{dx}$: pente, elle représente la lenteur c'est à dire l'inverse de la vitesse apparent V_a

La transformée de Radon trouve de nombreuses applications dans le domaine de géophysique. Parmi les applications les plus importantes, citons le filtrage pour la suppression des ondes sismiques multiples et du Ground-Roll.

La figure 14 représente un profil sismique en (x, t) contenant une onde directe à vitesse constante et des ondes réfléchies simples de vitesses variables et son équivalent en représentation (τ, p) . On remarque que dans le plan (τ, p) , l'onde directe se transforme en un point tandis que les deux ondes réfléchies se transforment en des hyperboles.

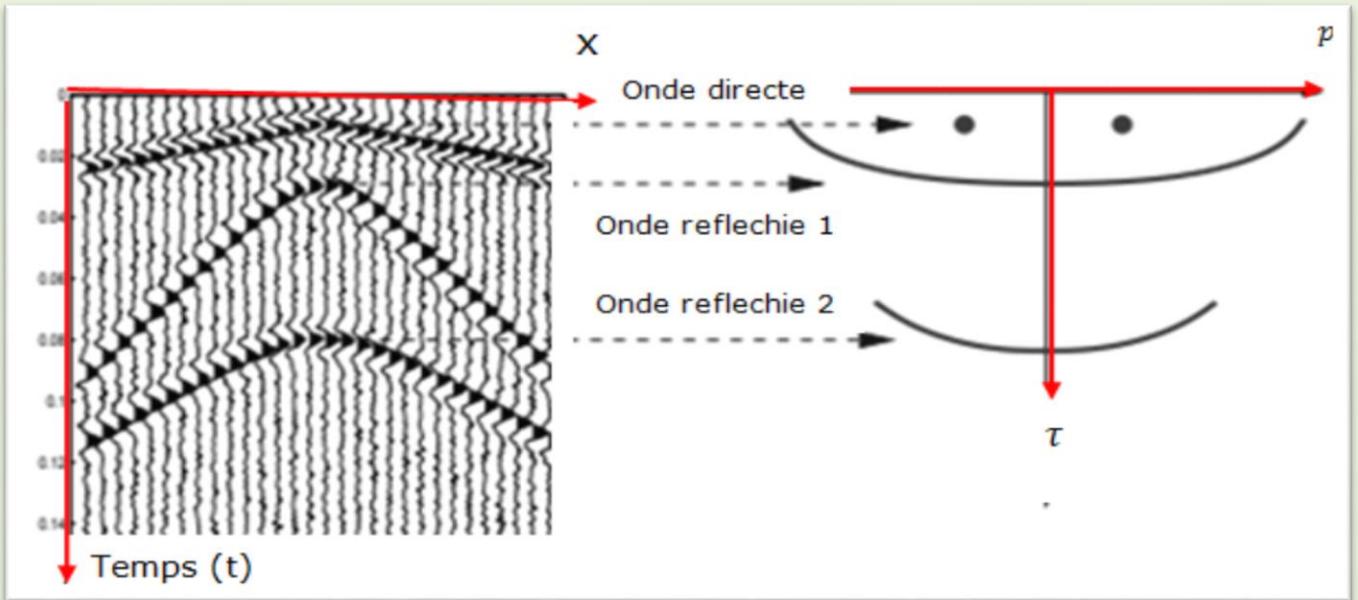


fig 14 Exemple de transformation d'une portion sismique dans le plan (x, t) dans le domaine intercept-lenteur

Séparation par la matrice spectrale

La matrice spectrale est une méthode de séparation basée l'utilisation des données dans le domaine (x, f) . Elle est fondée sur la décomposition de la matrice spectrale en éléments propres.

Domaine spatio - fréquentiel

Le domaine spatio - fréquentiel (x, f) est obtenu par transformée de Fourier (TF) des données sismiques dans (x, t) selon la variable temps t .

ESSAIS EN DEBUT DE TRAITEMENT

Avant d'entamer le traitement proprement dit d'une campagne sismique, on effectue généralement une suite de tests et d'essais au centre de traitement. Ces essais et tests permettent de déterminer les paramètres importants (optimaux) du traitement pour l'ensemble ou pour une partie de l'étude à réaliser. On réalise une série de tests et des essais portant sur l'analyse de vitesse, analyse de mute avec ordre de la couverture multiple variable, essais d'ordre de la couverture multiple, analyse de filtre et analyse spectrale, essais d'auto-corrélation (auto-corrélogramme), essais de déconvolution, essais de filtre en éventail, essai de migration et bien d'autres.

MULTIPLÉXAGE

Les données sismiques recueillies à l'issue d'une campagne sismique réflexion sont multiplexées, numérisées et amplifiées avant d'être enregistrées sur bandes magnétiques ou sur des disquettes. La technique de multiplexage consiste à acheminer sur un même canal (ligne) de transmission un ensemble de signaux sismiques provenant de différentes traces sismiques au laboratoire d'enregistrement sans pour autant engendrer d'interférence entre eux (fig.15a,b). Car, il est impossible de multiplier le nombre d'enregistreurs magnétiques d'où l'intérêt que toutes les informations provenant des différentes traces seront mises en mémoire sur le même appareil.

DEMULTIPLÉXAGE ET MANIPULATION DES AMPLITUDES

Le démultiplexage (fig.15a,b) a pour but de réorganiser les échantillons des signaux sismiques provenant de différentes traces de façon à rassembler séquentiellement la suite des échantillons correspondant à chaque trace sismique. Le démultiplexage est exécuté à l'aide d'un programme spécial et donne le choix de convertir des formats terrain SEG (A, B, C etc.) au format séquentiel.

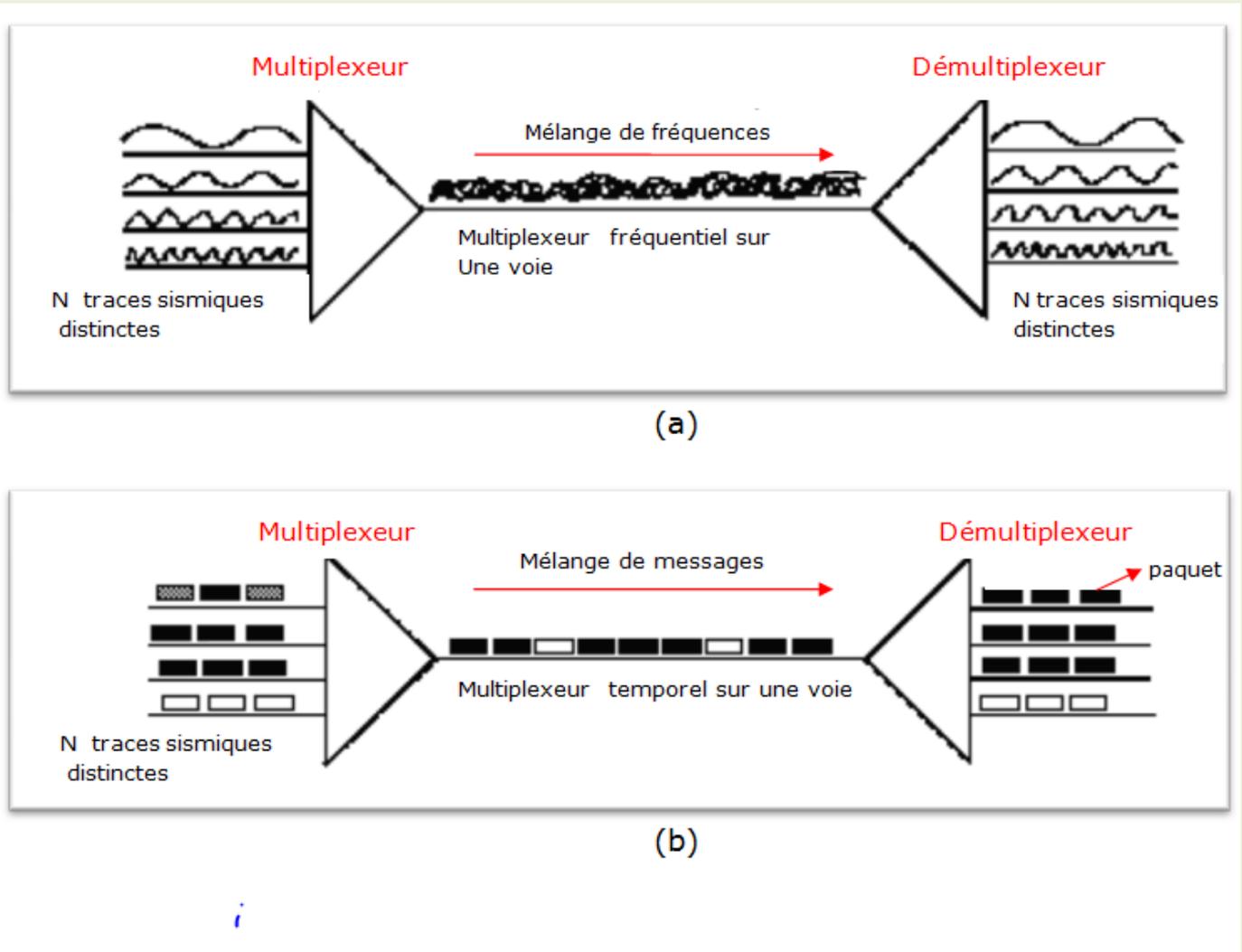


Fig15.Principe du multiplexage et démultiplexage spatial(a) et temporel(b)

REFORMATAGE

Les signaux recueillis lors d'une campagne sismique ont subi plusieurs opérations de multiplexage, de numérisation et d'amplification avant d'être enregistrés sur des bandes magnétiques ou sur des cassettes

Pour être lus dans une chaîne de traitement, il faut transcrire (transformer) les signaux sismiques du format terrain en format compatible (lisible) par le logiciel de traitement sismique. C'est donc changer le format des enregistrements obtenus sur le terrain au format adapté aux logiciels de traitement.

Autrefois, chaque fabricant de matériel d'enregistrement avait son propre format, et chaque entrepreneur de traitement avait son propre format. Les données sismiques sont enregistrées selon plusieurs standards. Il existe plusieurs types de formats, SEG-A, SEG-B, SEG-C, SEG-Y, SEG-2, SU/KGS, SEG-D,

Pour faciliter la mobilité des données d'un entrepreneur en traitement à un autre la SEG (Society of exploration Geophysicist) a développé un format SEG -X

GAIN A CONTROLE AUTOMATIQUE

La divergence spherique produit une redistribution (réduction) de l'amplitude de l'ondelette sismique émise en fonction du temps de parcours. L'énergie d'une trace sismique décroît avec le temps. Son amplitude décroît de $\frac{1}{r}$. Il est alors indispensable d'appliquer une fonction gain pour compenser cette décroissance des amplitudes et donc préserver les amplitudes selon la loi de gain de la forme selon : $A(t) = A_0 t^n$

Sur la figure 16, on remarque que les amplitudes des traces sismiques sont très faibles en fin d'enregistrement, il faut donc appliquer une fonction qui permettra d'amplifier ces signaux sismiques. Cette opération appelée AGC (automatic Gain Control) contrôle de gain automatique. Son but est d'égaliser les amplitudes des signaux sismiques dans le temps.

Cette opération se réalise à l'aide d'un programme de traitement dans lequel il faut lui fournir la grandeur en temps de la fenêtre d'amplification.

Le gain à contrôle automatique permet de normaliser la valeur RMS d'une trace sismique à l'intérieur d'une fenêtre glissante. A chaque échantillon d'une trace sismique, il est sélectionné une fenêtre centrée de N échantillons et sa valeur RMS est calculée.

La valeur RMS calculée est ensuite comparée à la valeur RMS désirée pour obtenir un gain $G(t)$

$$G(t) = \frac{\text{Valeur RMS désirée}}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N u(t_i)^2}}$$

N : étant le nombre d'échantillons dans une trace sismique

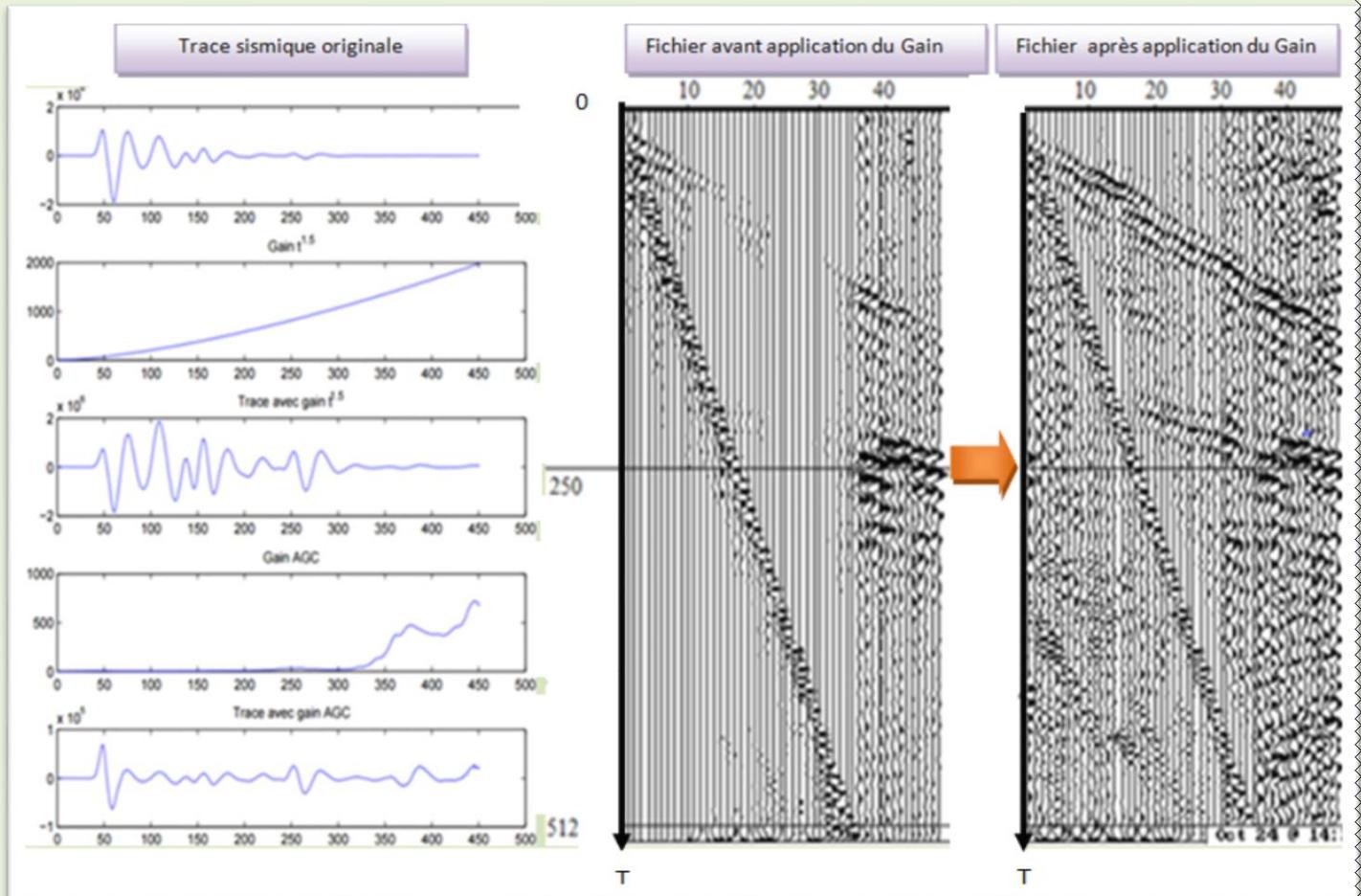


Fig.16. Principe du Gain à contrôle automatique

REECHANTILLONNAGE

Lors de l'enregistrement des données sismiques sur le terrain, on utilise généralement un pas d'échantillonnage de 2 ms, toutefois on doit rééchantillonner ces données au pas de 4 ms afin de réduire la taille des données sans pour autant les affecter. Pour éviter le phénomène d'aliasing (repliement du spectre), il est nécessaire de faire un filtrage passe-bas adapté au nouveau pas d'échantillonnage. La fréquence de coupure du filtre anti-aliasing est prise généralement égale au double de la fréquence de Nyquist (f_N).

L'analyse de l'information sismique recueillie sur le terrain peut nous fournir des informations sur la gamme de fréquences du signal sismique utile. À titre d'exemple si la bande utile du signal sismique est comprise entre 10 et 80 Hz, l'analyste pourra appliquer un filtre à pente raide appelé filtre anti aliasing (ou anti-repliement) pour éliminer les fréquences supérieures à 80 Hz.

On montre qu'un signal est bien échantillonné si la fréquence d'échantillonnage f_e est au moins égale à deux fois la fréquence la plus élevée des fréquences qui composent ce signal (Théorème de Shannon)

$$f_e \geq 2 f_{max} \quad , \quad f_N = \frac{1}{2} f_e$$

La demi fréquence d'échantillonnage est appelée fréquence de Nyquist f_N . Elle correspond à la fréquence la plus élevée des fréquences du signal échantillonné.

f_{max} : Fréquence maximale contenue dans le signal sismique. Cette fréquence est obtenue par la Transformée de Fourier selon l'expression :

$$S(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(t) e^{-2j\pi ft} dt$$

Dans le domaine temporel un signal $s(t)$ a pour échantillonnage

$$S_e(t) = s(t) \cdot \sum_{-\infty}^{\infty} \delta(t - nT_e)$$

Dans le domaine fréquentiel

$$TF[S_e(t)] = TF \left[s(t) \cdot \sum_{-\infty}^{\infty} \delta(t - nT_e) \right]$$

$$S_e(f) = \frac{1}{T_e} \sum_{n=-\infty}^{\infty} S \left(f - \frac{n}{T_e} \right)$$

Ainsi la transformée de Fourier de la distribution $S_e(t)$ est aussi une distribution $S_e(f)$ périodique, de période $\frac{1}{T_e}$

EDITION DES TRACES

Généralement après un tir sismique, on fait sortir un jeu analogique de l'enregistrement terrain sur papier en vue de contrôler et analyser toutes les traces et détecter celles qui ne sont pas enregistrées (traces mortes) ou fortement bruitées ainsi que celles de polarité inversée. De plus la sortie sur papier analogique est indispensable car, elle permet de pointer les arrivées réfractées pour calculer les corrections statiques lors du traitement sismique. L'édition est réalisée avant la sommation en couverture multiple.

RECUPERATION DES AMPLITUDES

En sismique d'exploration, au fur et à mesure que l'impulsion sismique se propage dans le sous-sol, l'amplitude d'une onde se propageant directement de la source vers

le récepteur décroît avec la distance r . Elle subit une atténuation qui doit être prise en considération lors du traitement.

Il y a une multitude de facteurs qui modifient les amplitudes des signaux sismiques. Le signal sismique qui se propage dans une roche perd de l'amplitude devant son trajet et s'allonge dans le temps. L'atténuation est le témoignage de manifestations d'interaction entre l'onde sismique et la nature du milieu de propagation. Elle est causée par différents mécanismes qui transforment l'énergie sismique sous d'autres formes. Le phénomène d'absorption agit ainsi comme un terme de perte d'énergie sismique.

- Atténuation

On distingue deux types d'atténuation :

- Atténuation intrinsèque (endogène) due à l'anélasticité (absorption) de la matrice et/ou le fluide saturant. Elle se caractérise par une diminution de l'amplitude de l'onde et une perte sélective de ses hautes fréquences.
- Atténuation extrinsèque (exogène), appelée aussi atténuation élastique (diffusion - scattering). Elle est provoquée par des hétérogénéités dont les dimensions sont faibles.

Les facteurs endogènes sont: [l'absorption](#) (atténuation inélastique), la divergence sphérique, la transmission, les diffractions, la morphologie du marqueur, effet de l'anisotropie etc.

Les facteurs exogènes (indépendants du sol) sont : angle d'émergence, effet tuning, mauvais couplage géophone sol et source-sol etc.

En traitement sismique seule les trois principaux facteurs endogènes qui sont l'absorption, la divergence sphérique, la transmission sont corrigés. Seule l'atténuation due à l'absorption et à la divergence sphérique seront traitées dans ce cours.

- Transmission

Lorsque l'onde sismique atteint l'interface de discontinuité, à part la réflexion et la transmission, il peut se produire le phénomène de conversion des ondes. L'onde P se convertit en onde S , ce qui implique une perte d'énergie sismique qui se convertit en chaleur.

- Divergence sphérique

La divergence sphérique est un phénomène purement géométrique. Les fronts d'onde issus de la source sismique s'étalent en se propageant et l'énergie se répartit sur une surface de plus en plus grande. C'est donc l'étalement du front d'onde qui représente la dispersion de l'énergie due à l'expansion des surfaces d'ondes.

Dans un milieu homogène à vitesse constante, les rayons sismiques sont rectilignes et les fronts d'ondes sont sphériques et donc la surface étant $(4\pi r^2)$

La quantité d'énergie (l'énergie se conserve à peu près) par unité de surface décroît en raison inverse du carré de la distance parcourue r c'est-à-dire que l'énergie varie comme $\frac{1}{r^2}$

L'énergie par unité de surface diminue comme l'inverse du carré de la distance

$$E_x = \frac{E_0}{r^2}$$

E_0 : Energie initiale émise

E_x : Énergie recueillie à la distance x

Aussi, l'amplitude ne cause pas de perte d'énergie mais une redistribution spatiale de cette dernière, elle décroît en raison inverse de $\frac{1}{r} = \frac{1}{V.t} = \frac{A_r}{A_0}$

A_r : Étant l'amplitude de l'onde sismique à une distance r au temps T

A_0 : étant l'amplitude de l'onde sismique à une distance $r = 1$ (distance de référence)

V : étant la vitesse moyenne au temps T

Pour le cas d'une stratification horizontale et à incidence normale et lorsque la distance r n'est pas connue, on utilise la vitesse quadratique moyenne (RMS), alors la décroissance de l'amplitude de l'onde sismique est inversement proportionnelle à

$$V_{RMS}^2 \cdot T$$

$$\frac{A_r}{A_0} = \frac{V_0}{V_{RMS}^2 \cdot T}$$

Newman (1973) a donné une expression du coefficient de divergence qui s'applique à des réflexions observées à une certaine distance de la source sismique.

Lorsque cette distance est réduite à zéro, on obtient une correction de divergence (cas d'incidence normale) ayant pour expression :

$$C_{DS} = \frac{V_{RMS}^2 \cdot T}{V_0}$$

$$V_{RMS}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n t_i V_i^2}{\sum t_i}$$

$T = \sum t_i$ Temps double de la réflexion

V_0 : Vitesse de la première couche

Pour des couches horizontales, les corrections de divergence sphérique $C_{DS(X,\varphi)}$ pour un offset quelconque X ont pour expression :

$$C_{DS(X,\varphi)} = \frac{\sqrt{X^2 + 2X \sum_{i=1}^n h_i \tan^3 \varphi_i}}{\tan \varphi_i}$$

$$X = 2 \sum_{i=1}^n h_i \tan \varphi_i$$

φ_i : Angle d'incidence dans la couche i

h_i : Epaisseur de la couche i

Il est alors indispensable de faire la compensation des variations des amplitudes des ondes sismiques réfléchies dues à l'expansion de leur front d'onde en fonction du temps.

En pratique la compensation de la divergence sphérique revient à utiliser une loi empirique du type $a \cdot t^n$ ou a : une constante

t : Temps de parcours de l'onde sismique

n : Un exposant compris entre **1** et **2**

Si $T(t)$ est la trace sismique brute, pour retrouver les amplitudes réelles du signal sismique affectées par l'effet de la divergence sphérique, il faut multiplier les amplitudes de chaque trace par la formule $y = at^n$

La trace corrigée de la divergence sphérique T_{cds} serait :

$$T_{cds} = T(t) \cdot at^n \quad (n = 1 \text{ pour la plupart des cas})$$

L'effet de la divergence sphérique change suivant le type d'onde se propageant, soit plane, cylindrique ou sphérique

Lorsqu'on ne connaît pas la loi de vitesse dans une région pour un sol stratifié la décroissance est approximativement estimée selon l'expression $\frac{1}{V(t)_{RMS}^2 \cdot t}$

Le gain à appliquer a pour expression :

$$G(t) = \frac{V(t)_{RMS}^2 \cdot t}{V_0^2 \cdot t_0}$$

V_0 est une vitesse de référence au temps t_0

Lorsque le sous -sol est composé d'un grand nombre de réflecteurs , l'expression du gain à appliquer a pour expression :

$$G(t) = t^n \quad n = 1.5 \text{ ou } 2$$

Les figures 17 illustrent respectivement l'image sismique avant et après application de la divergence sphérique.

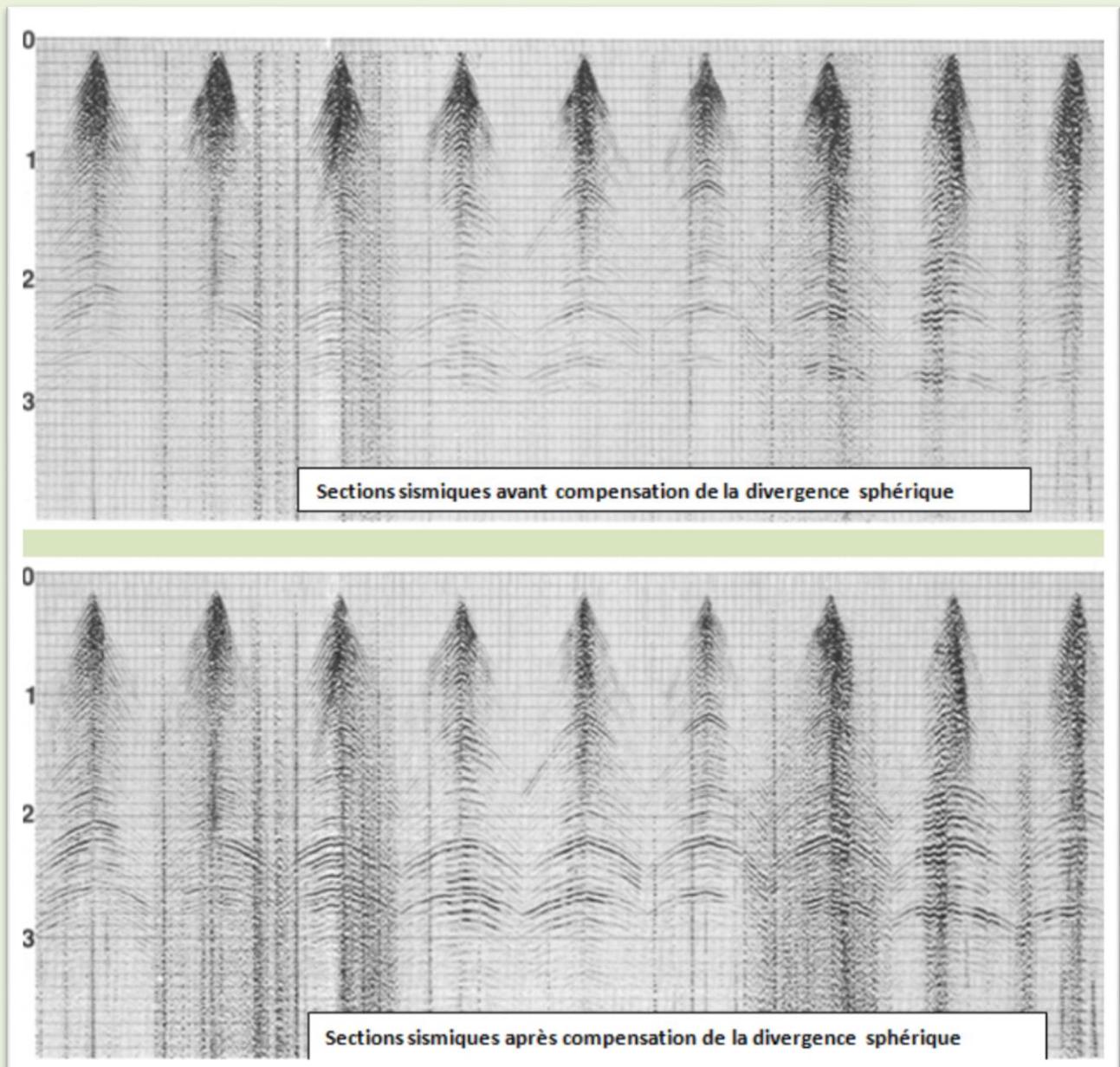


Fig. 17 .Exemple de compensation de la divergence sphérique

Correction due à l'absorption

Le principe fondamental qui caractérise la propagation des ondes sismiques dans un milieu parfaitement élastique est la conservation d'énergie et donc de l'amplitude des ondes. Ceci n'est que rarement observé dans un milieu réel. L'amplitude décroît avec le temps et la distance lorsque l'onde sismique se propage. Il y a donc amortissement et absorption de l'énergie résultant de la non parfaite élasticité des couches géologiques parcourues par les ondes sismiques. Il y a alors une transformation irréversible d'une partie de l'énergie sismique en chaleur. Le phénomène d'absorption est un phénomène complexe et encore mal maîtrisé, il est due d'une part au frottement des particules solides et d'autre part à la viscosité d'une roche poreuse imprégnée (phénomène de friction fluide-solide)

Bien qu'en sismique réflexion, le phénomène d'absorption est considéré comme un facteur néfaste, il n'en demeure pas moins que l'amplitude du signal sismique et l'atténuation peuvent être exploitées pour mieux connaître certaines propriétés physiques des roches et des sédiments.

L'atténuation par absorption dans les roches reliée à l'absorption de l'énergie sismique est une des propriétés de non élasticité. C'est une propriété physique des roches et des sédiments qui dépend de la nature des roches et des sédiments, des fréquences dominantes de l'onde sismique qui se propage, du trajet de propagation etc.

Les différents mécanismes responsables de l'atténuation sont nombreux. Elle peut être provoquée par des effets géométriques soit par des effets de pertes d'énergie.

Les effets géométriques sont principalement la réfraction, la réflexion, la dispersion etc. et ne sont pas directement liées aux propriétés non élastiques du milieu de propagation.

Le mécanisme dominant dans l'atténuation par absorption est le frottement ou friction entre particules solides (transformation de l'énergie acoustique en énergie calorifique) dans les roches sédiments, saturation en fluide des pores et la perte d'énergie par viscosité, la relaxation thermique etc. Cette conversion de l'énergie élastique en chaleur est causée par le frottement des particules entre elles au moment où elles participent à la propagation de l'onde. Certains des effets sus mentionnés ne sont pas discernables sur les enregistrements sismiques et ils ne peuvent pas être calculés ni corrigés à partir des données sismiques de surface. Généralement, on observe seulement un changement dans les amplitudes des ondes réfléchies

L'absorption des ondes sismiques est plus importantes dans les sédiments mal cimentés et plus poreux que dans les sédiments plus cimentés et de moindre porosité. C'est un phénomène très important qui favorise une sélection des

fréquences, les hautes fréquences étant atténuées au détriment des basses fréquences.

L'atténuation de l'amplitude de l'onde sismique située à une distance x de la source peut être exprimée par la formule.

$$A_x = A_0 e^{-\alpha x}$$

A_0 : Étant l'amplitude initiale (au point de la source)

A_x : étant l'amplitude après que celle-ci ait parcourue un trajet x en mètre

$\alpha = -\frac{1}{x} \cdot \ln \frac{A_x}{A_0}$ en Nepers /mètre , est appelé Coefficient d'absorption

Le passage au logarithme décimal donne

$$\alpha = -\frac{20}{x} \log_{10} \frac{A_x}{A_0} \text{ en Décibels /mètre}$$

L'absorption peut être également exprimée en fonction de la longueur d'onde λ $A_\lambda =$

$$A_0 e^{-\alpha \lambda}$$

$\alpha \lambda = \delta$ Est appelé le décrément logarithmique

$$\delta = -\ln \frac{A_\lambda}{A_0} \text{ Nepers}$$

Sachant que les amplitudes préservées sont en fonction du temps, il est intéressant de connaître l'absorption par unité de temps.

Il est également intéressant de caractériser l'absorption par le facteur de qualité Q .

$$A(t) = A(0) e^{-\frac{\pi f t}{Q}}, \quad Q = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{\Delta E}{E}$$

f : la fréquence

Q : facteur de qualité caractérisant les propriétés absorbantes du sous - sol. Un sous - sol est dit de bonne qualité quand le facteur de qualité est grand. A titre indicatif , les sables et grés ont $Q \approx 70-150$ et les granites et basaltes ont $Q \approx 200-600$ environ.

Cette précédente formule montre bien que l'atténuation dépend à la fois de la fréquence et du temps.

Remarque : On peut caractériser l'absorption d'un milieu en plus du facteur de qualité Q par le coefficient d'atténuation α et le décrément logarithmique δ .

Dans la bande de fréquences de la sismique , le facteur de qualité Q est généralement considéré constant (Kjartanson 1979) .le terme exponentiel se réduit à $1/t$ et donc l'atténuation des amplitudes avec le temps s'écrit (Claerbout,1985)

$$A(t) = 1/t^k$$

Le coefficient k est déterminé par des essais(Siliqi,1994)

Une compensation empirique et approximative est appliquée au centre de traitement par une courbe d'équation du type $y = e^{kt}$

La compensation de la divergence sphérique et d'absorption se réalise à l'aide d'une courbe de la forme fig 18

$$G(t) = e^{kt} \cdot at^n$$

ou k est une constante spécifique à chaque région d'étude et elle se détermine par des essais.

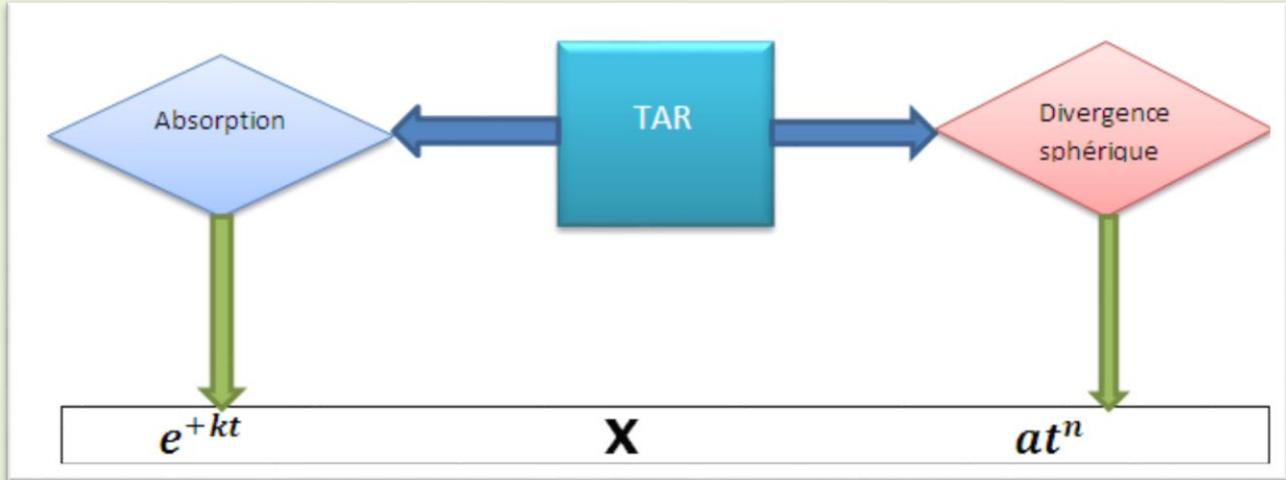


Fig 18 .Compensation globale de l'absorption et de la divergence sphérique

CORRECTIONS STATIQUES

Les corrections statiques consistent à corriger les anomalies de temps de parcours introduites par les variations d'altitude des traces sismiques, des sources d'émission et les variations latérales et verticales de la vitesse dans la zone altérée. Sur le terrain les traces sismiques (nappe des géophones) plantés à la surface du sol ne sont pas à la même altitude et sont situées à différentes distances du point d'émission (PT) ce qui engendre des délais entre les traces sismiques. Les temps de trajet mesurés différent des temps théoriques qui seraient enregistrés si la surface du sol était horizontale. C'est en quelque sorte ramener pour-ainsi-dire les traces sismiques et les points d'émission à une même altitude horizontale (DP). Ces corrections dépendent incontestablement des conditions de propagation, de ce fait de la WZ (Weathering layer, Near surface layer, Unconsolidated layer). La différence d'altitude des traces sismiques et des points d'émission et la variation des caractéristiques de la WZ (vitesse et épaisseur) introduisent des anomalies de temps dans les traces sismiques enregistrées sur le terrain. Pour remédier à cela, il est indispensable de faire des corrections statiques c'est-à-dire enlever (faire une translation en bloc) ces anomalies de temps des traces sismiques afin de les ramener à un plan de référence fixe (**DP**) pour une étude de prospection sismique. Cela reviendrait à ramener les traces sismiques et les points d'émission comme si elles se trouvaient sur le même DP. Les corrections statiques ne dépendent que de la côte des traces sismiques et des points d'émission par rapport au DP mais aussi de la vitesse de

propagation et de l'épaisseur de la WZ. Elles sont indépendantes de la distance traces sismiques – sources sismiques.

Pour effectuer les corrections de surface (corrections statiques), il est indispensable de savoir l'épaisseur de la zone altérée (**WZ** – weathered zone) superficielle, dont la vitesse est habituellement faible changeant environ entre 800 à 1200 m/s. On peut obtenir ces données de diverses façons et particulièrement en réalisant :

– Des tirs de WZ, qui est une étude de sismique réfraction à petite échelle appelée aussi **TPR**. Dans le tir de WZ, on diminue généralement l'espacement des géophones à proximité des points d'émission, de façon à observer avec plus de certitude les premiers segments de dromochroniques (onde directe).

– La seconde méthode de détermination de l'épaisseur et la vitesse de la WZ consisterait à utiliser un carottage sismique .

Les deux approches permettent d'éliminer l'effet de la WZ et de ramener les temps de propagation à ce qu'ils auraient été si la source sismique et les géophones se situaient sur un même plan de référence (**DP**) assez proche de la base de la WZ.

Corrections altimétriques

L'absence de la zone altérée **WZ** signifie que la couche superficielle située au-dessus du **DP** est homogène et à vitesse constante. Dans ce cas les corrections statiques sont uniquement les corrections d'altimétrie avec une vitesse constante. Les différences d'altimétrie entre le **E – DP** et **DP – G** introduisent des retards dans le temps d'arrivée. La correction d'altimétrie totale est composée de deux :

- Correction du point d'émission **CS_{PT}**: Elle représente le temps de trajet de l'onde sismique entre la source d'émission et le **DP**.

- Correction du point de réception **CS_G**: Elle représente le temps de trajet de propagation des ondes sismiques entre le **DP** et l'emplacement des géophones (traces sismiques)

La correction altimétrique totale est:

$$CS_{alt} = CS_{PT} + CS_G$$

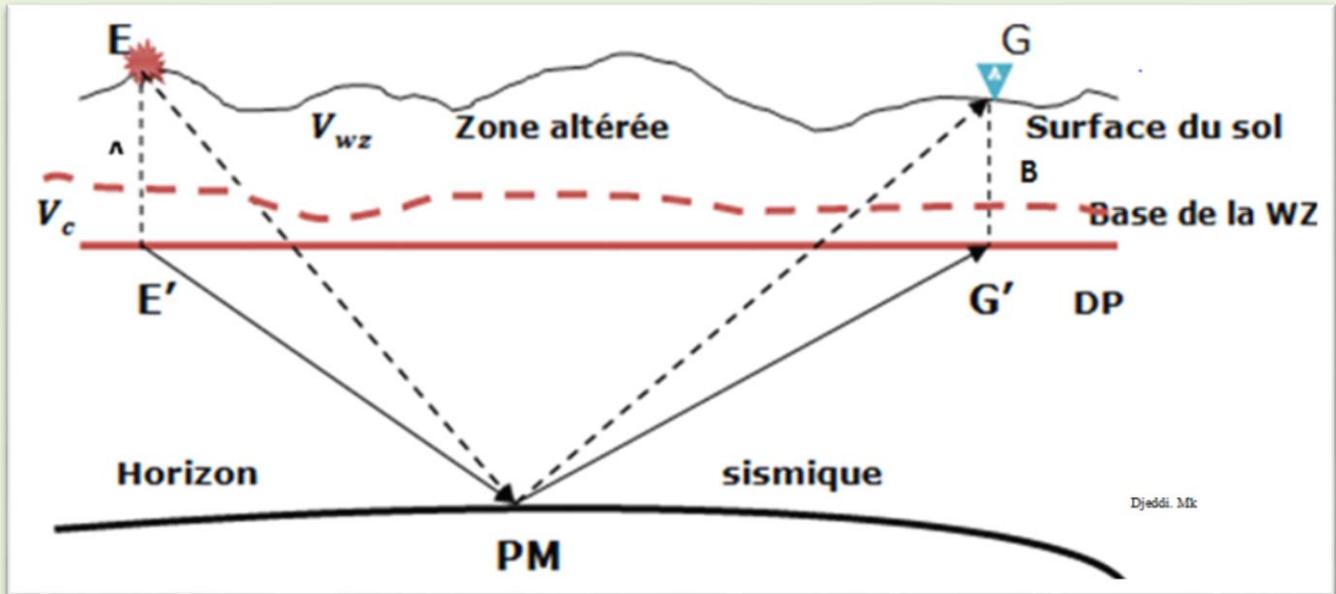


Fig19 Principe des corrections statiques des PT et traces sismiques.

T_{EPMG} : Le temps réel enregistré par la trace sismique

$T_{E'PMG'}$: Le temps après correction statique (Trace sismique corrigée)

La correction statique du point de tir :

$$CS_E = \frac{EA}{V_{wz}} + \frac{Z_E - EA - Z_{DP}}{V_c}$$

La correction statique de la trace sismique :

$$CS_G = \frac{GB}{V_{wz}} + \frac{Z_G - GB - Z_{DP}}{V_c}$$

Les corrections statiques peuvent prendre des valeurs négatives comme des valeurs positives selon que les points d'émission et les traces sismiques se situent au-dessus ou au-dessous du DP.

Principales propriétés de la wz

La wz (zone altérée) représente la partie superficielle du sous-sol, elle est désagrégée et donc peu consolidée. Elle se caractérise par les propriétés particulières suivantes :

- Zone exposée directement aux causes atmosphériques (mécaniques, biologiques et chimiques)
- Zone hétérogène
- Zone à épaisseur variable latéralement et horizontalement
- Zone à faible vitesse de propagation des ondes sismiques (comprise entre 300 et 1700 m/s environ)

- Zone à fort coefficient d'amortissement (forte absorption de l'énergie sismique) , rendant ainsi le spectre du signal sismique après sa traversée de plus basses fréquences
- Zone dans laquelle prennent naissance les ondes de surface (Rayleigh et Love - ground roll)
- Zone jouant le rôle d'un filtre coupe haut en raison de son pouvoir d'atténuation des hautes fréquences.
- Zone caractérisée par un fort contraste d'impédance acoustique à sa base, jouant ainsi un excellent marqueur sismique.
- Zone se caractérisant par une base qui brise beaucoup les rayons sismiques de sorte que les trajets de propagation dans celle-ci peuvent être assimilés à des trajets verticaux.
- Zone superficielle hétérogène (dispersive) d'épaisseur variable et possédant une vitesse variable horizontalement et verticalement.
-

Pour réaliser les corrections statiques totales il faut prendre en considération l'effet de la zone altérée .Pour cela il faut connaître son épaisseur, et sa vitesse.

Les caractéristiques (vitesse et profondeur) de la WZ sont connues par deux procédés sus mentionnés (carottage WZ ou par mesure de sismique réfraction).

Dans le calcul des corrections statiques, on suppose toujours que l'angle d'émergence est très petit, c'est à dire que les trajets dans la WZ sont verticaux.

Il existe plusieurs méthodes de corrections statiques : méthode altimétrique, méthodes des indicatrices, méthodes des dromochroniques et bien d'autres

Carottage sismique de la WZ

Ce sont des carottages sismiques miniatures effectués dans les trous peu profonds dont la profondeur forée doit dépasser généralement la base de la WZ (voir cours de **carottage sismique VT Uphole**) **fig20**. La source sismique est placée à différentes côtes -profondeur dans le trou et le géophone placé en surface. Les émissions se font de bas vers le haut. On peut aussi émettre en surface et enregistrer dans le trou de forage .Les mesures des temps de propagation des ondes entre les différentes positions des **PT** et le géophone en position fixe permet d'établir la relation directe entre la profondeur et le temps de propagation, la courbe **$P = f(t)$** . **fig 21**. À partir de celle-ci on tire les vitesses et les épaisseurs des différentes couches composant le sol le long du puits.

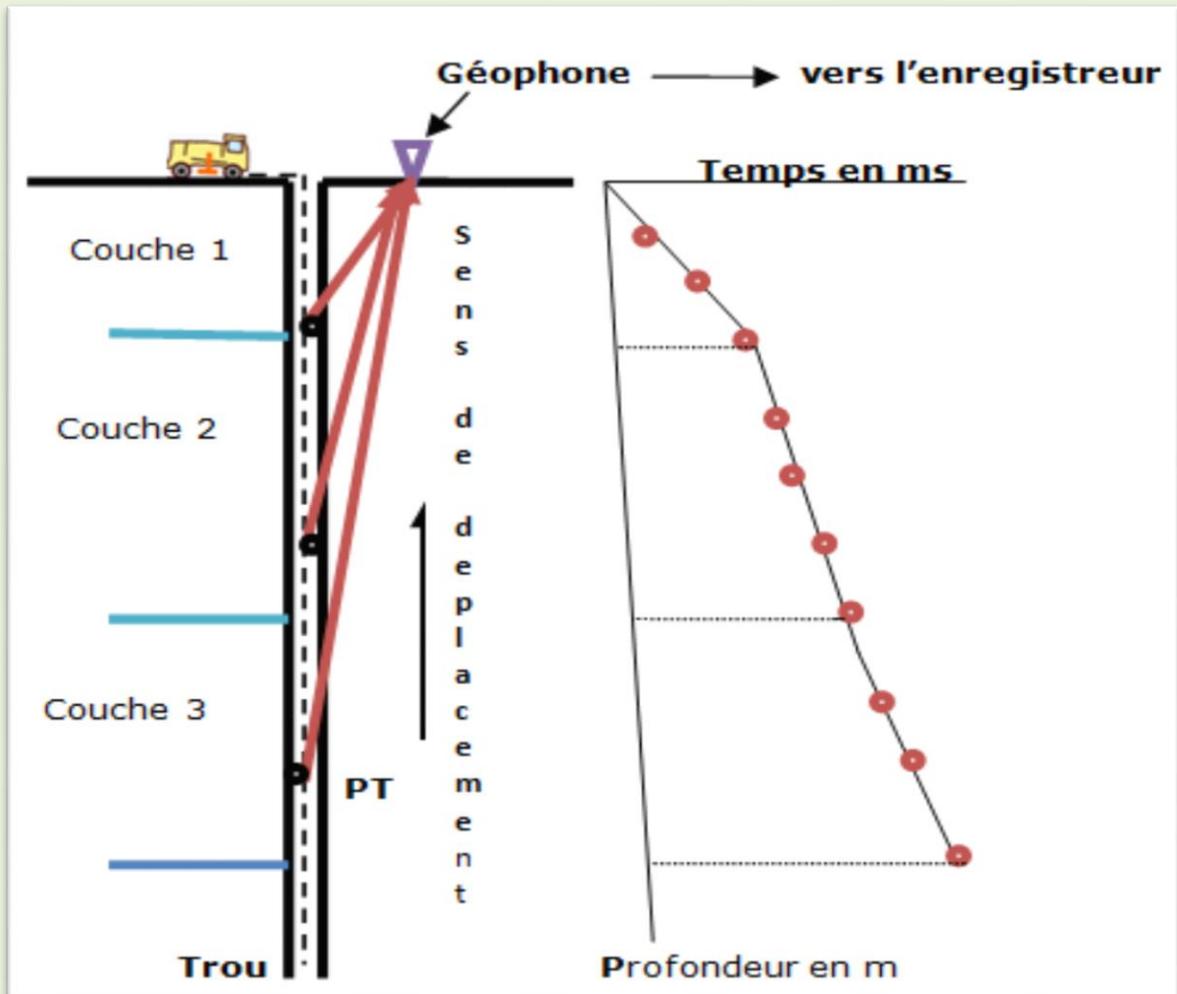


Fig20. Principe du carottage VT

- Déterminer la vitesse de la couche WZ à partir de la pente de la première droite
- Déterminer la vitesse de la couche sous jacente à partir de la pente de la deuxième droite
- Déterminer l'épaisseur de la WZ à partir du point de brisure des deux droites.

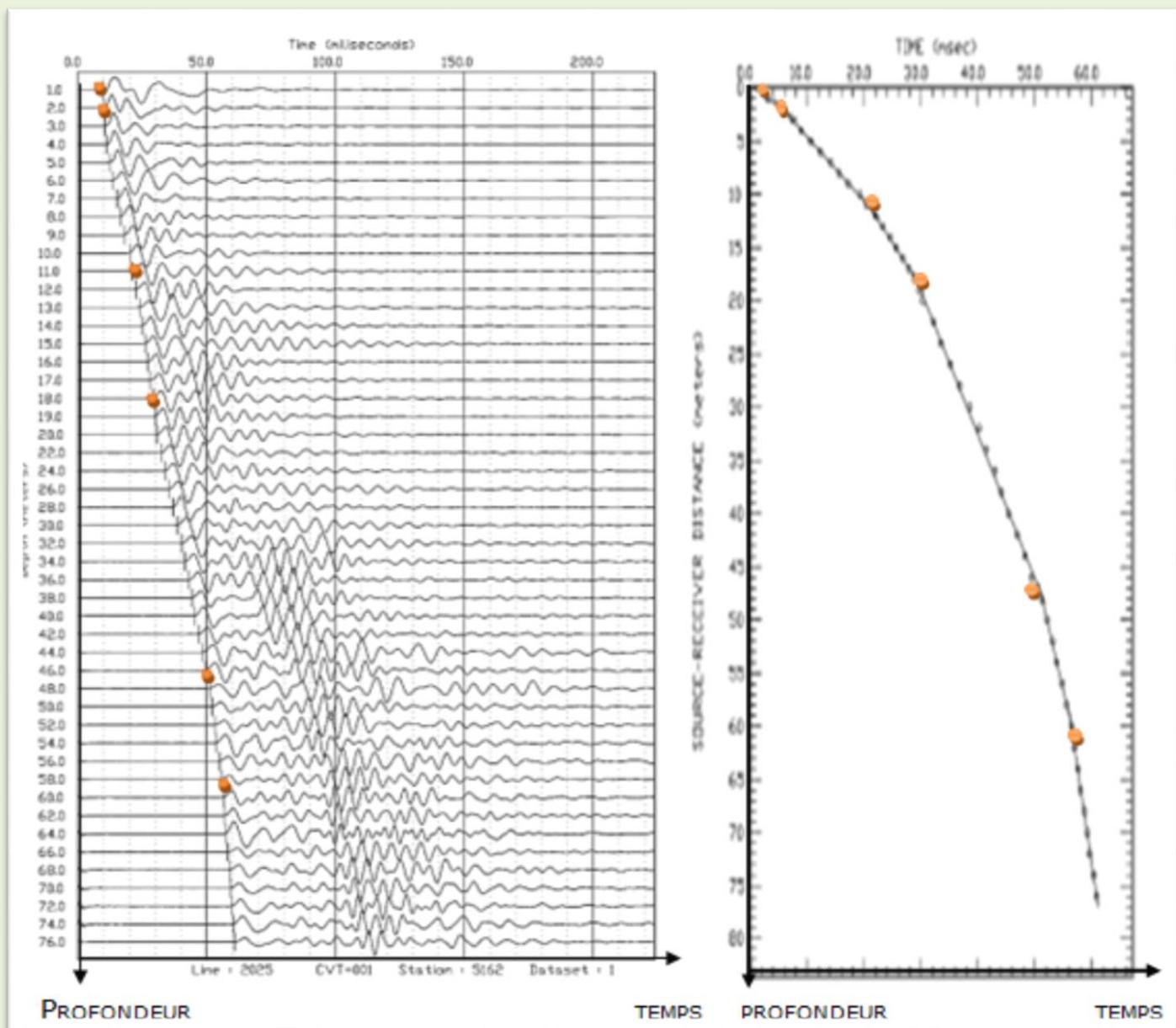


Fig 21 film d'un carottage et Courbe $P=f(t)$

Nombre de couches	Vitesses m/s	Epaisseur en m	Profondeur m
1	395	2.1	0.4
2	602	9.2	2.1
3	838	7.4	11.2
4	1350	29.3	18.2
5	2310	12.1	47.5
6	3631		59.6

Tableau 3 Interprétation des données de VT

Petite Sismique Réfraction

Il s'agit des enregistrements particuliers de petite sismique réfraction (TPR) destinés à déterminer l'épaisseur et la vitesse de la couche WZ. En effet, c'est en exploitant les rayons de parcours de l'onde conique et de l'onde directe sur les enregistrements que l'on détermine la vitesse et la profondeur de la zone altérée. Finalement, on ramène les points source et les traces sismiques au DP. C'est comme si les points sources et les traces sismiques étaient situés sur le DP.

Lors du traitement, les données des corrections statiques relatives aux points d'émission et des traces sismiques sont introduites dans l'ordre et automatiquement.

Corrections statiques résiduelles

Dans la pratique le pointé des films sismiques, les mesures altimétriques des différents points de tir et des différentes traces sismiques de même que les mesures de vitesses ne sont jamais précis. Les corrections statiques primaires réalisées durant la première phase de traitement ne sont pas toujours précises. Il persiste toujours des erreurs que l'on appelle statiques résiduelles. Cela s'observe parfois facilement sur les sections sismiques après l'application des corrections statiques primaires. Pour y remédier à cette imperfection, on applique au centre de traitement un programme spécial appelé corrections statiques résiduelles qui a pour but de corriger les résidus de ces corrections statiques mal faites.

La détermination de ces résidus se réalise à l'aide l'opération de corrélation entre les traces sismiques. Elle se base sur la détermination par inter - corrélation les décalages entre traces individuelles et trace modèle. Il existe différents programmes automatiques qui calculent et appliquent les corrections statiques résiduelles. Ce sont des programmes plus au moins automatiques qui permettent de calculer et d'appliquer les corrections statiques résiduelles en s'appuyant sur la notion de corrélation des signaux. Le programme calcule pour chaque point miroir le décalage en temps, par la corrélation avec une trace modèle qui est la somme de toutes les traces sismiques. **La figure 22** montre une section sismique avant et après application des corrections statiques résiduelles. On remarque une nette amélioration de la continuité des réflexions simples après application des corrections résiduelles

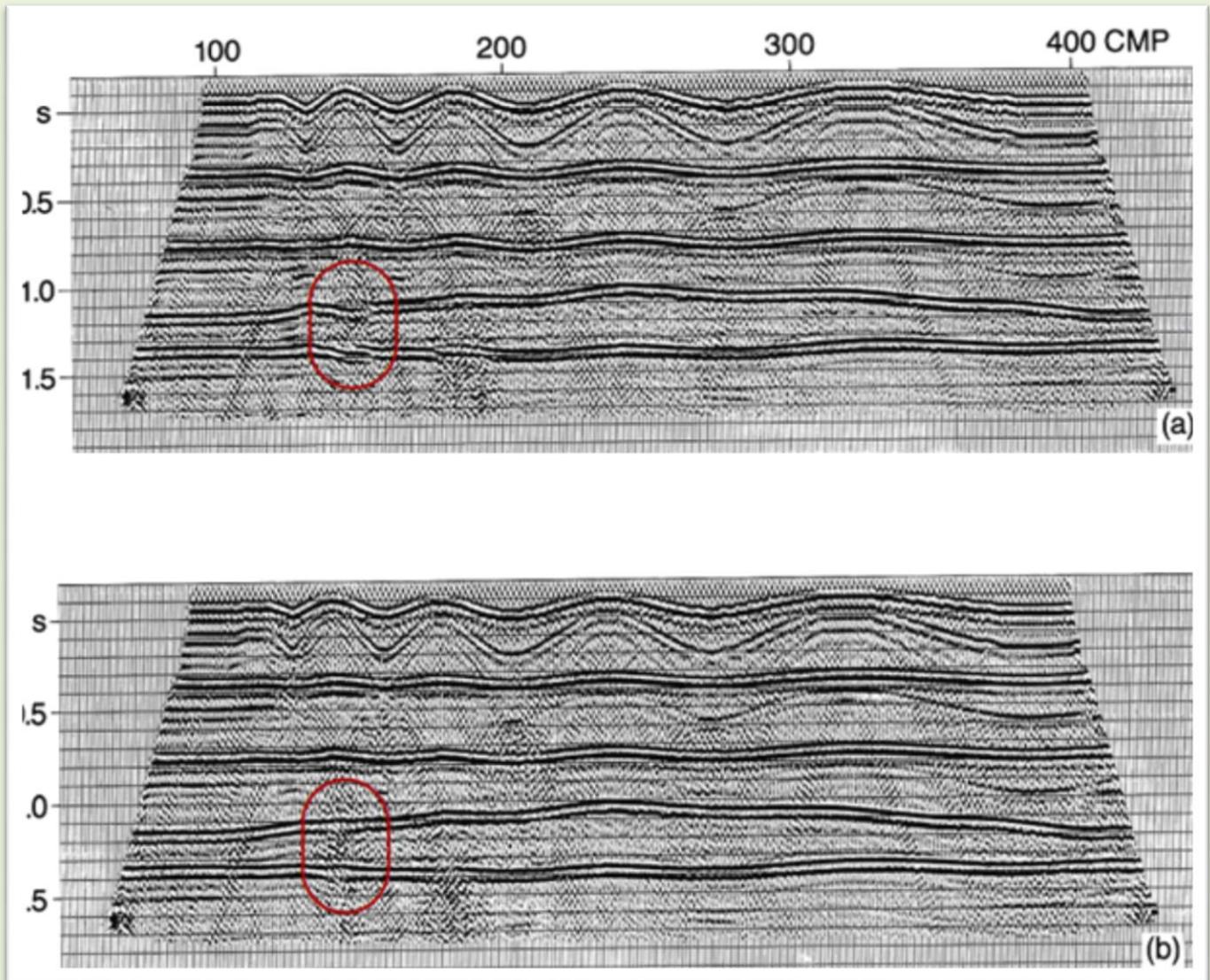


Fig.22 section sismique avant(a) et après corrections statiques résiduelles (b).On remarque une nette continuité latérale des réflecteurs sismiques sur la section corrigée.

TRANSFERT POINT DE TIR –POINT MIROIR

Après l'opération de démultiplexage , les traces sismiques sont inscrites successivement par ordre de point de tir (PT).Le transfert point de tir en point miroir est indispensable pour pouvoir réaliser le traitement ultérieur .Cette opération se réalise à l'aide d'un programme spécifique qui permet de réorganiser (regrouper) les traces sismiques démultiplexées en une famille de traces ayant le même point miroir commun (PM) ou en anglais common depth point (CDP)

COUVERTURE MULTIPLE

La couverture multiple (Mayne, 1962) en anglais, multiple coverage = common reflection point = common depth point (CDP) est une méthode de sismique réflexion qui consiste à enregistrer plusieurs fois un même point de réflexion d'un horizon sismique en combinant entre eux des trajets point d'émission - point de mesure différents (sous des incidences croissantes) fig23. Elle joue donc le rôle d'un filtrage par addition.

L'application de la couverture multiple exige le respect de certaines conditions telles que :

Les horizons sismiques doivent être horizontaux (ou pentes faibles ne dépassant 20° environ).

Les points d'émission et les traces sismiques doivent être disposés le long du profil sismique autant rectiligne que possible.

Pour réaliser un degré de couverture C , constant le long d'un profil, tous les points d'émission des ondes sismiques doivent être implantés dans des points espacés à intervalles réguliers et continus.

Rôle de l'addition en couverture multiple

La couverture multiple a pour but d'augmenter le rapport signal sur bruit par addition (stack - addition horizontale) de toutes les traces correspondant à un même point d'impact. Les divers trajets correspondants à un même point miroir sont sommés, après avoir été ramenés à l'incidence normale, pour former une trace sismique fig.23a,b. Ceci implique, bien entendu, des corrections statiques et dynamiques préalables. Après application de celles-ci toutes les réflexions provenant du même point miroir seront en phase alors que les bruits, mêmes organisés, n'ont aucune raison de se trouver en phase. On a alors une collection de traces sismiques qu'il est possible d'additionner. Après quoi, dans l'addition des traces correspondant à un même point d'impact, les amplitudes des signaux réfléchis seront proportionnels au nombre de traces sommées, par contre les amplitudes du bruit n'augmentent que comme la racine carrée du même nombre soit, $(\frac{S}{B} = \frac{n}{\sqrt{n}} = \sqrt{n})$ ou n est le nombre de traces enregistrant le même point miroir commun (CDP).

La sommation en couverture multiple est une étape importante qui consiste donc à sommer toutes les traces d'un même CMP ce qui permet d'améliorer la qualité des données sismiques et du rapport signal sur bruit et le rapport réflexions simples sur réflexions multiples.

La figure 23a représente un modèle géologique simple dont le réflecteur est quasiment horizontal et un enregistrement en couverture multiple 3

Généralement l'horizon sismique n'a pas la même profondeur sur toutes les 3 traces sismiques, cela est dû au fait que les sources sismiques et les géophones sont à des distances et à des altitudes différentes

L'ensemble des 3 traces associées à des couples géophone – source sismique tel que le point se trouvant à mi-chemin entre la source et le géophone est le même. Pour effectuer l'addition horizontale en couverture multiple il est nécessaire d'appliquer en premier lieu les corrections statiques .Il s'agit de faire une translation en bloc des trois traces sismiques à un plan de référence (DP) .Les trajets des rayons sismiques sont alors à corriger du point de vue altimétrique (au niveau et des sources et au niveau des géophones) et enfin annuler l'effet de la zone altérée. En second lieu, les trois traces sismiques ont subi des corrections dynamiques (corrections d'obliquité) qui convertissent les 3 trajets obliques à des trajets verticaux

La figure 23b montre les trois traces sismiques au même point miroir après corrections statiques et dynamiques .La trace somme est obtenue en combinant entre eux les 3 trajets sources sismiques – géophones différents , mais correspondant tous au même point de réflexion sur l'horizon sismique.

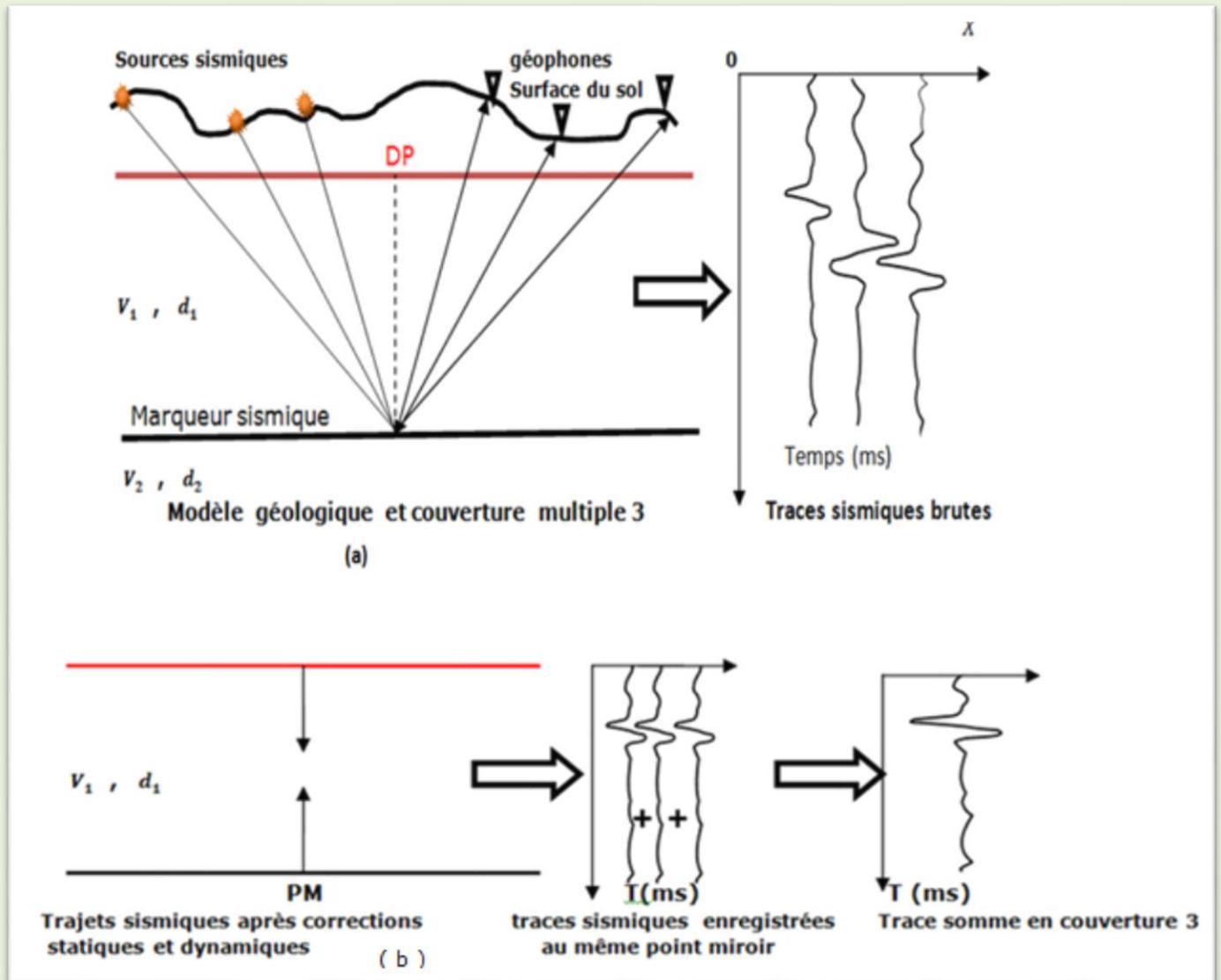


Fig 23 Principe de la Couverture multiple

Ordre de la couverture multiple

Les traces sismiques enregistrées pendant l'acquisition terrain sont enregistrées par regroupement pour un même point de tir. fig 24. Il est indispensable de les restituer en position point milieu commun. Cette procédure permet de les réorganiser de telle façon que tous les enregistrements provenant d'un même point d'un horizon sismique soient regroupés et ce en vue de tirer profit de la redondance de l'information. Le but de la couverture multiple consiste en effet, à additionner toutes les traces sismiques qui ont éclairé le même point d'un horizon sismique. Si C est le degré de la couverture multiple, n le nombre de traces, d l'intervalle entre les traces sismiques et P le pas d'avancement, c'est à dire la distance entre deux points de tir successifs (cette distance doit être un multiple de d), le degré de la couverture multiple est donné par l'expression :

$$C = \frac{n.d}{2.P}$$

Lorsque les déplacements entre point de tir sont égaux à l'intervalle séparant deux traces sismiques, les dispositifs sont appelés **Roll along** et le degré de couverture est égal à la moitié du nombre de traces.

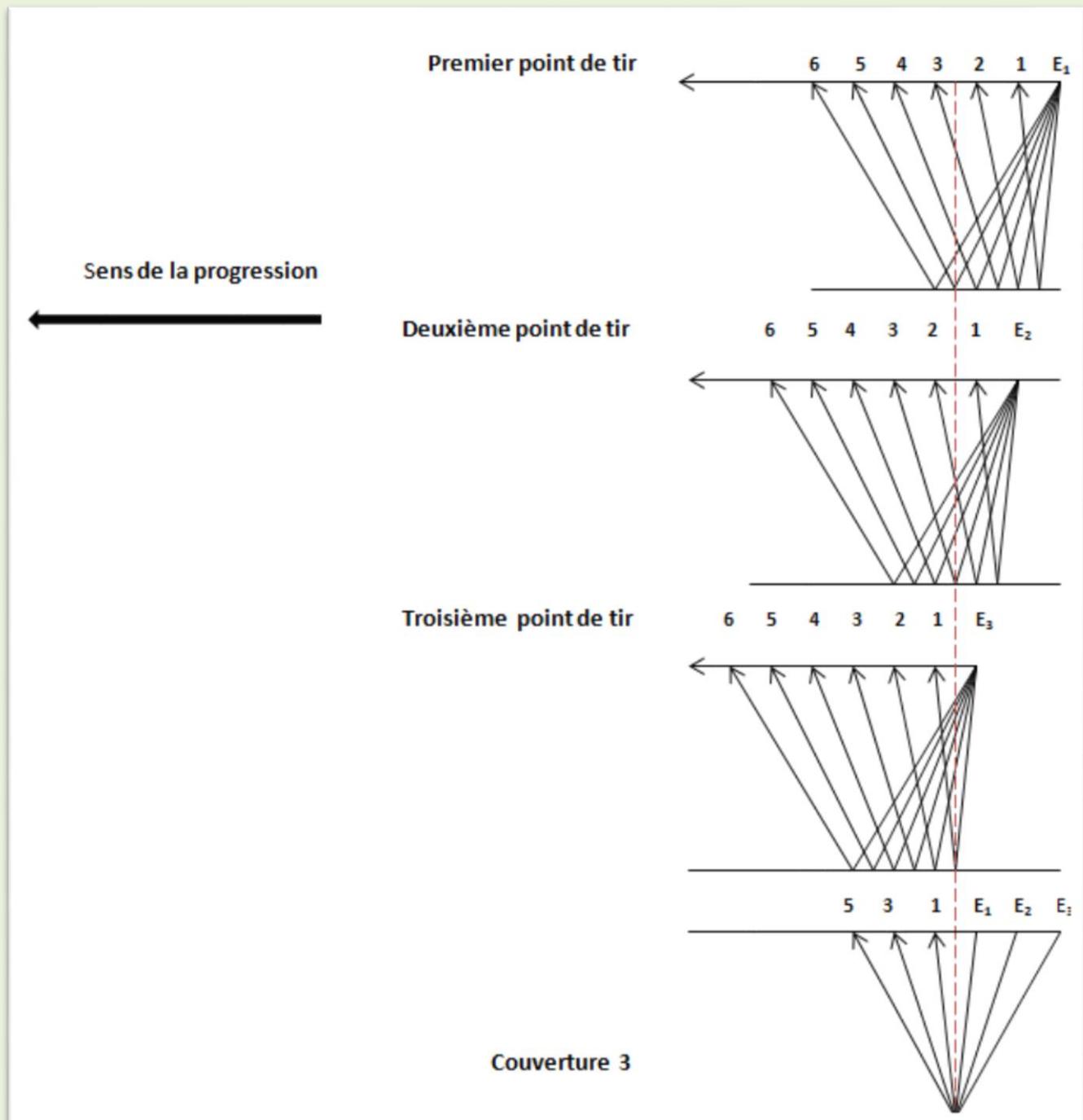


Fig24 Principe de mise en oeuvre sur le terrain d'une couverture 3

Cette figure 25 montre l'amélioration véhiculée par la couverture multiple du miroir. La figure représente une portion d'un profil sismique traitée en couverture simple et la même portion du profil traitée par sommation des 6 traces sismiques d'un même CMP. On observe une amélioration notable de la qualité apportée par la couverture multiple, elle est très distinctive à partir de 3 secondes.

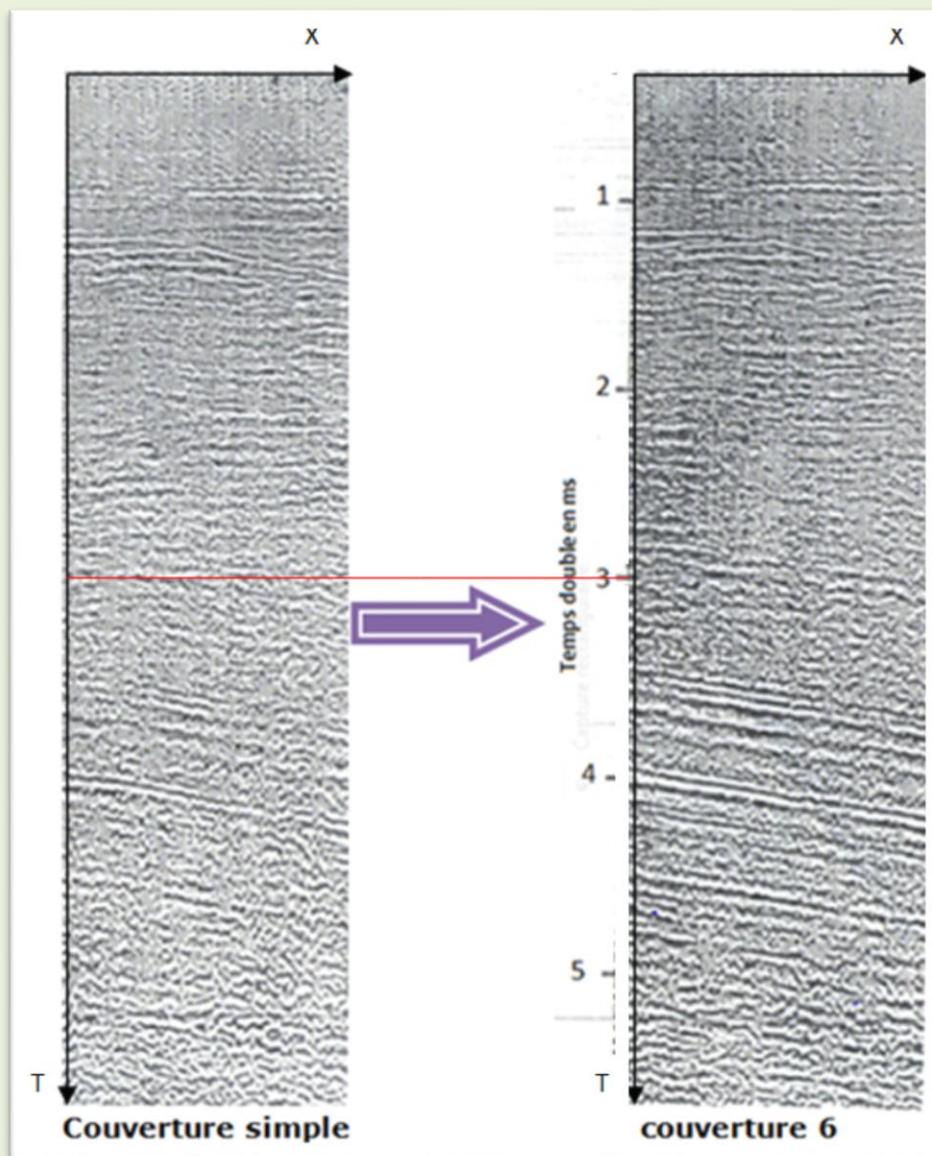


Fig.25. Exemple de section sismique en couverture simple et couverture 6

Couverture multiple et réflexions multiples

Les réflexions multiples (bruits organisés) sont des réflexions toutes les fois qu'un trajet sismique comporte plus d'une réflexion sur les horizons sismiques qu'il rencontre. Elles subissent également des atténuations par la couverture multiple lorsque la vitesse utilisée en corrections dynamiques a été convenablement choisie. Les réflexions multiples sont généralement des événements sismiques de basses vitesses, sous corrigés dynamiquement. Elles s'additionnent ainsi normalement moins bien. Les branches d'indicatrices des réflexions simples se distinguant des celles des réflexions multiples. Celles-ci (réflexions multiples à longs trajets) après addition en couverture multiples, donnent des horizons sismiques imaginaires et elles sont interprétées comme des réflexions sismiques simples. Quant aux réflexions multiples à courts trajets, elles additionnent des oscillations complémentaires à l'ondelette sismique réfléchie ce qui affecte (réduit) le pouvoir de résolution sismique. Pour rappel la résolution sismique est la capacité de distinguer en profondeur deux horizons sismiques. Il est de l'ordre de $\lambda/4$ à $\lambda/2$, ou $\lambda = V/f$. Il en résulte que la résolution diminue à cause des pertes des hautes fréquences du signal sismique avec la profondeur.

On remarque sur la figure 26 que la sommation en couverture multiple favorise le signal utile et tend à atténuer le bruit aléatoire par interférence destructive et les réflexions multiples dont les corrections dynamiques obéissent à des lois différentes.

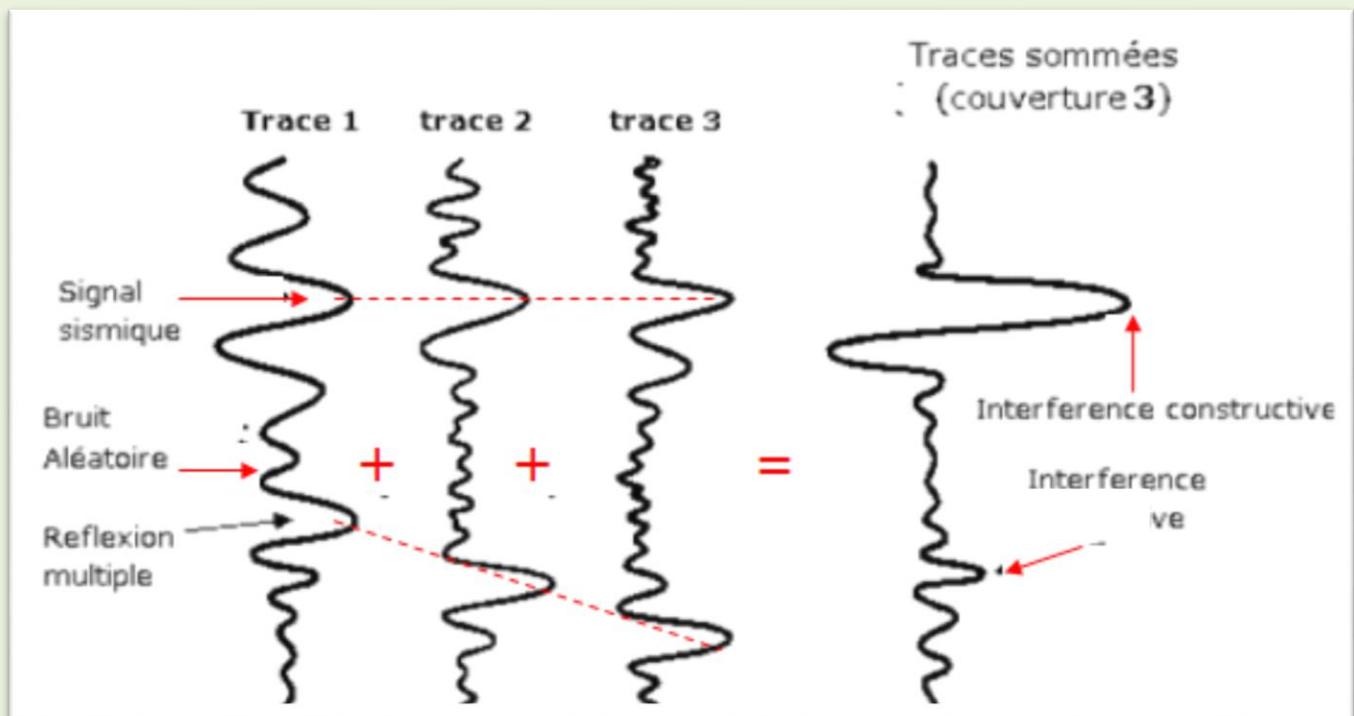


Fig 26 Exemple de 3 traces sismiques en provenance d'un même point d'impact corrigées statiquement et dynamiquement

MUTE

Le mute (en anglais blanking) est une suppression par une simple multiplication par zéro des échantillons d'une portion de la trace sismique qui peut nuire au rapport signal sur bruit résultant de l'addition et qu'il n'est pas possible d'une autre manière de filtrer des portions du signal. Le mute est appliqué dans la zone des arrivées premières réfractées, sur le cône de l'onde aérienne et bien d'autres.

Onde aérienne

L'onde aérienne est générée en cas de l'utilisation d'une source explosive notamment la dynamite. Elle se caractérise par un spectre des fréquences relativement élevé de l'ordre de 60 Hz. L'onde aérienne est une onde longitudinale (P) qui se propage dans l'air à la vitesse d'environ 330 m/s. D'amplitude importante, elle constitue un bruit perturbateur sur les traces sismiques proches du point d'émission. Pendant son passage, elle obscurcit les signaux réfléchis en formant un cône appelé cône de l'onde aérienne sur les films sismiques. Elle peut être atténuée sur le terrain soit en enterrant la charge explosive ou jouer sur l'offset de sorte afin qu'elle arrive bien après la zone d'intérêt pour éviter que les réflexions ne soient pas cachées ou par mute pendant la séquence de traitement.

Dans un milieu infini fractionné en deux milieux aux propriétés différentes que l'on peut supposer comme rigide, élastique homogène et isotrope sous l'effet d'une faible contrainte (charge explosive ou implosive) il subit des déformations liées à la propagation de différentes ondes sismiques fig 27. Ces dernières sont de deux types :

Les ondes de volume qui comprennent:

– **Les ondes longitudinales et (P) et transversales (S)** se propageant dans toutes les directions subissent des réflexions et des réfractions.

– **Les ondes de surface** : Elles sont des ondes guidées. Elles se caractérisent par des vitesses de propagation plus faibles que celles des ondes de volume mais, elles ont des amplitudes plus importantes à cause de la particularité relative à leur expansion géométrique $1/\sqrt{r}$ contre $1/r$ pour les ondes de volume.

Les ondes de surface se composent des ondes pseudo - Rayleigh, onde de Love, onde de Stoneley, l'onde de Scholte et l'onde de Lamb. Elles sont guidées par des interfaces entre deux milieux de propriétés physiques différentes.

– **Onde de Stoneley** (onde de tube) découverte en 1924 par Robert Stoneley (1894 – 1976) est rencontrée en sismique de puits. Elle se propage le long d'une limite séparant deux milieux semi-finis comme le cas d'une interface solide -solide. Son étude peut permettre d'évaluer les propriétés du milieu

– **Onde de Scholte** : elle prend naissance sur les interfaces solide-liquide (par exemple fond de l’océan).

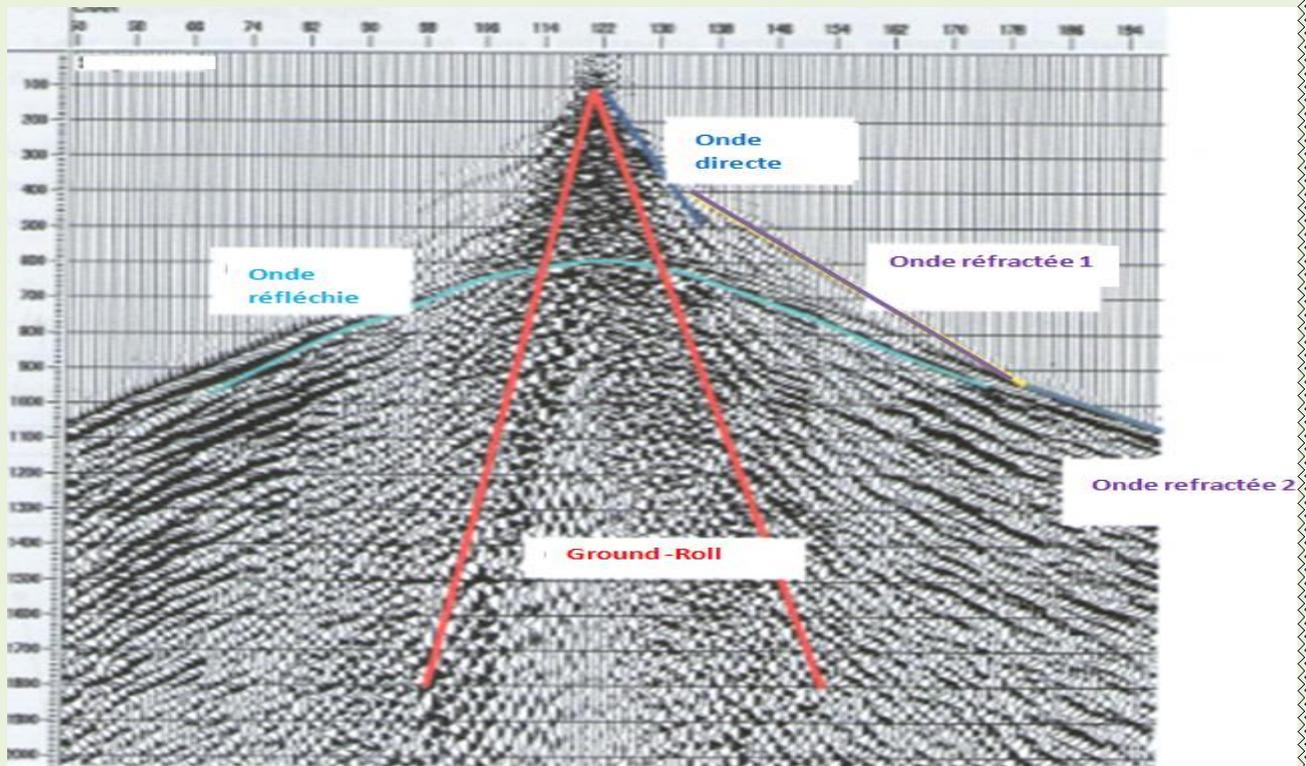


Fig.27 Principaux événements sismiques sur un enregistrement brut sur un tir(document ENAGEO)

– **Onde de Love** : Le deuxième type d’onde de surface existant dans un milieu élastique est l’onde de Love. Elle consiste en des vitesses particulières horizontales et perpendiculaires à la direction de déplacement du front d’onde (Elle apparaît lorsque le milieu semi- fini est surmonté d’une couche peu d’épaisse, avec des vitesses V_s et V_p faibles , et elle-même délimitée par une surface libre. Lors de sa propagation le long de la surface qui sert de guide d’ondes dans la couche superficielle, elle entraîne des déformations perpendiculaires à la direction de propagation c’est à dire que le mouvement des particules s’effectue dans le plan horizontal et perpendiculairement à la direction de propagation fig28.

L’Onde de Love résulte de l’interférence entre les ondes SH sous certaines conditions des propriétés des ondes transversales dans le milieu.Elle est dispersive du fait de l’absence d’une composante verticale.

– **Onde de Rayleigh** : Elle constitue la principale composante du bruit de surface (**Ground - Roll**) . Elle se propage avec une vitesse légèrement inférieure à celle de l’onde transversale .La particule atteinte par l’onde de Rayleigh décrit une ellipse dans le sens rétrograde vers le foyer de la source sismique dont le petit axe est selon le sens de la propagation et le grand axe est perpendiculaire à ce dernier fig.28

L'onde de Rayleigh est un mélange (interférences constructives) d'ondes longitudinales P et de celles transversales (composante S_V) polarisées dans le plan perpendiculaire à la surface libre. En acquisition sismique terrestre, les sources sismiques sont de coutume placées à la surface du sol qui peut être supposé semi-infini, elles engendrent régulièrement des ondes de Rayleigh. Ces dernières sont caractérisées par une décroissance d'amplitude exponentielle en fonction de la profondeur et une décroissance d'un facteur $\frac{1}{\sqrt{r}}$ avec la distance parcourue en surface.

Dans un milieu tabulaire stratifié horizontalement (milieu **1D**) on observe deux cas de figure :

-Les composantes hautes fréquences de l'onde de Rayleigh sont influencées exclusivement par les propriétés des matériaux superficiels.

-Les composantes basses fréquences dépendent des propriétés des matériaux situés à plus grandes profondeurs. La vitesse de l'onde de Rayleigh dépend de la fréquence et les vitesses de groupe et de phase se distinguent d'où son caractère dispersif.

L'équation de Rayleigh reliant la vitesse des ondes P et S à celle de l'onde de Rayleigh est :

$$\left(2 - \frac{V_R^2}{V_S^2}\right)^2 = 4 \cdot \sqrt{\left(1 - \frac{V_R^2}{V_P^2}\right)\left(1 - \frac{V_R^2}{V_S^2}\right)}$$

$$V_R < V_S < V_P \quad \text{pour} \quad 0 < \nu < 0.5$$

Une solution approchée de l'équation de Rayleigh en fonction de la vitesse de cisaillement V_S a été proposée par Victorov (1967).elle est sous la forme suivante:

$$V_r = \frac{0,718 V_p^2 - V_s^2}{0,750 V_p^2 - V_s^2} \cdot V_s \quad (\text{victorov,1967})$$

$$V_r = \frac{1.12\nu + 0.87}{1 + \nu} \cdot V_S$$

En sismique pétrolière la vitesse de l'onde de Rayleigh a pour valeurs

$$0.9 V_S < V_R < 0.95 \cdot V_S$$

Etant donné que le coefficient de Poisson varie dans la gamme comprise entre

$$0.1 < \nu < 0.5$$

Lorsque le milieu est non dispersif toutes les composantes fréquentielles de l'onde de Rayleigh se propagent avec la même vitesse (vitesse de groupe) et la forme de

l'onde ne se déforme pas durant sa propagation seule l'amplitude diminue avec la profondeur et les vitesses de groupe et de phase sont égales.

La présence de la WZ modifie les caractéristiques de l'onde de Rayleigh en une onde **pseudo-Rayleigh** qui devient de nature dispersive c'est-à-dire une déformation du train d'ondes provoquée par la variation de vitesse avec la fréquence (vitesse de propagation dépend de la fréquence).

Le phénomène de dispersion intervient quand la vitesse des ondes dépend de la fréquence. Un retard apparaît alors entre la porteuse et l'enveloppe. La dispersion fait apparaître deux vitesses différentes : la vitesse de groupe V_g (propagation de l'enveloppe) et la vitesse de phase V_{ph} (propagation de la porteuse). La dispersion est dite normale quand la vitesse de phase diminue avec la fréquence, la vitesse de groupe est alors inférieure à la vitesse de phase. Dans le cas contraire, la dispersion est dite inverse.

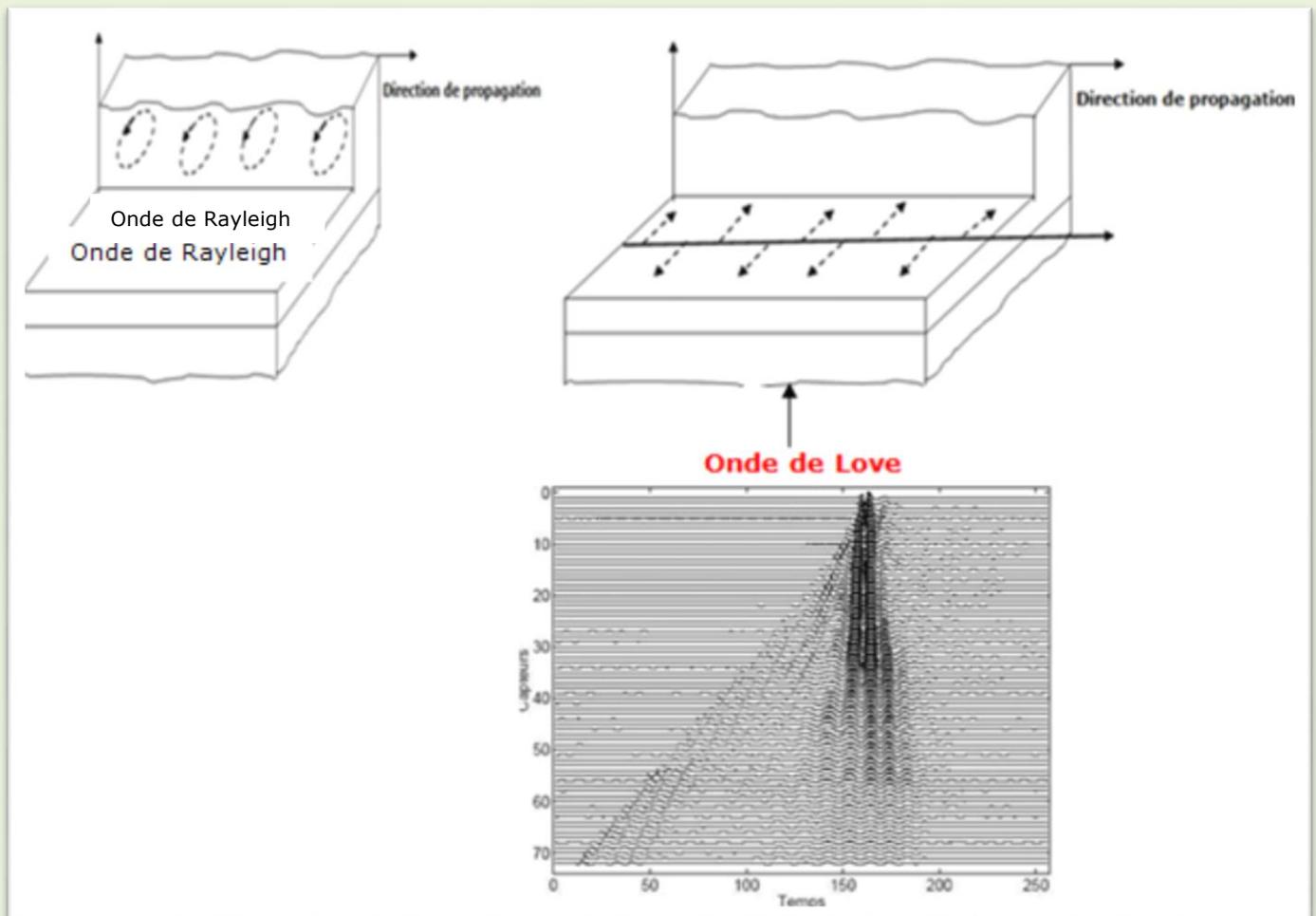


Fig 28 Mouvement des particules du milieu en présence des ondes de surface

Atténuation du Ground – Roll

Les ondes pseudo Rayleigh appelées souvent ground roll sont de caractère dispersif. Celui-ci représente la composante verticale de l'onde pseudo Rayleigh qui est captée en sismique classique par des géophones verticaux. C'est un signal parasite très basse fréquence qui est gênant sur les enregistrements à offset moyen en sismique pétrolière. Il peut être atténué par différents procédés en choisissant une séquence de traitement approprié. Toutefois on tente toujours de l'atténuer sur le terrain par filtrage spatial c'est-à-dire par le choix de procédé de mise en œuvre sur le terrain tel que la multiplication de sources sismiques et la multiplication des géophones qui constituent le filtrage spatial (en nombre d'ondes) ou la technique stack-array. Si le ground roll persiste, nous utilisons d'autres techniques au centre de traitement pour les atténuer dont les connues sont :

- Filtrage dans le domaine (f, k)

Le filtrage (f, k) est réalisé sur la base de la transformation de Fourier bidimensionnelle qui permet le passage du domaine temps –offset (t, x) vers le domaine fréquence –nombre d'onde. Il est alors plus aisé de supprimer les données liées aux ondes de surface plus aisément dans le domaine de Fourier que dans le domaine spatio-temporel. Ce type de filtrage est quelque sorte un mute dans le domaine (f, k) , il est souvent utilisé pour atténuer le ground-roll, l'onde aérienne et même parfois les multiples.

- Modélisation et soustraction du ground roll

Ce type d'atténuation consiste à modéliser le ground roll puis à soustraire ce modèle aux données sismiques initiales.

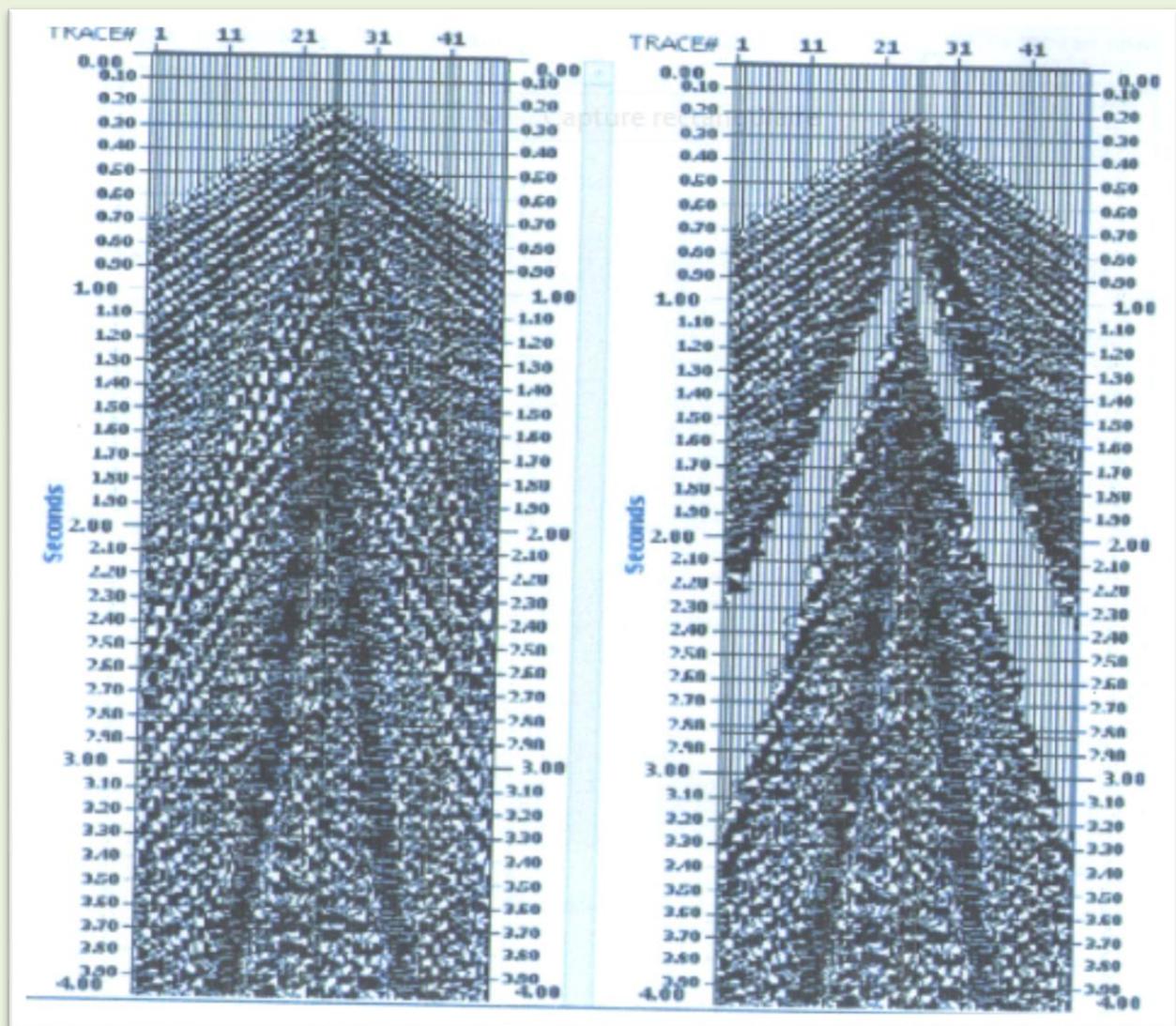
- Filtrage dans le domaine (τ, p) linéaire

Le passage du domaine spatio –temporel (t, x) au domaine intercept –lentueur (τ, p) est une technique de séparation des évènements sismiques. Dans le domaine (t, x) le ground-roll est généralement organisé suivants des droites alors que dans le domaine (τ, p) , il est représenté sous forme de points concentrés. Ce passage s'effectue par l'application de la transformation de Radon sur les données sismiques. Il est alors possible d'organiser les évènements sismiques dans le domaine (τ, p) et d'atténuer les bruits tels que le ground roll puis faire la transformation inverse de Radon pour retrouver le film sismique dans le domaine (t, x) débarrassé du ground roll.

- Mute chirurgical

Le mute chirurgical appelé également surgical mute permet de mettre à zéro d'une partie des événements sismiques en ne laissant ni le bruit ni le signal utile. Il est utilisé pour supprimer le cône de l'onde aérienne, le groundroll (fig29), les entrainements etc. Il est le plus souvent appliqué avant l'application des corrections dynamiques.

NB : l'entrainement (cross -feed) est un bruit d'origine instrumental induit par les câbles lorsqu'il pleut ou par un temps humide.



Film brut

Film après surgical mute

Fig29 Section sismique avant et après application du Mute chirurgical

-Mute externe

Le mute externe (front end mute) consiste à faire la mise à zéro (suppression) des débuts des traces sismiques généralement affectées fortement par les arrivées premières (réfractions) et leurs répétitions et des ondes directes qui sont parfois très énergétiques et dont le rapport S/B (réflexions)/(réfractions) est très faible. Le mute externe peut être appliqué avant ou après NMO.

En sismique pétrolière, Les réfractions sont généralement considérées comme des bruits organisés. Sur le terrain on tente d'éviter leur enregistrement sur les horizons profonds en jouant (limitant) sur le dispositif d'enregistrement terrain. Pour les horizons sismiques proches de la surface, le problème reste entièrement posé.

Au centre de traitement des données sismiques, seul le mute reste le seul procédé pour éliminer les arrivées réfractées (mise à zéro des échantillons).

Mute externe avant corrections dynamiques

Ce type de mute supprime les dromochroniques, mais on évite de supprimer quelques traces proches du point de tir qui nous servent à apporter quelques informations superficielles de l'importance des ondes réfractées le long du profil sismique. Ce type de mute ne permet pas de supprimer aisément les signaux étirés (stretchings) par les corrections dynamiques.

Mute externe après corrections dynamiques

Il est bien connu que l'application des corrections dynamiques introduit des étirements (distorsions) des signaux sismiques pour les réflexions proches de la surface et les grands offsets au début des traces sismiques. Le mute externe après corrections dynamiques permet non seulement de supprimer les réfractions mais aussi une grande partie des signaux sismiques étalés (étirés) pour éviter d'ajouter des réflexions dévoilant de forts étirements après application du NMO.

Mute interne

Le mute interne (Tail end mute) a pour mise à zéro des traces lointaines en profondeur où il y a absence de réflexions sismiques (fig 30)

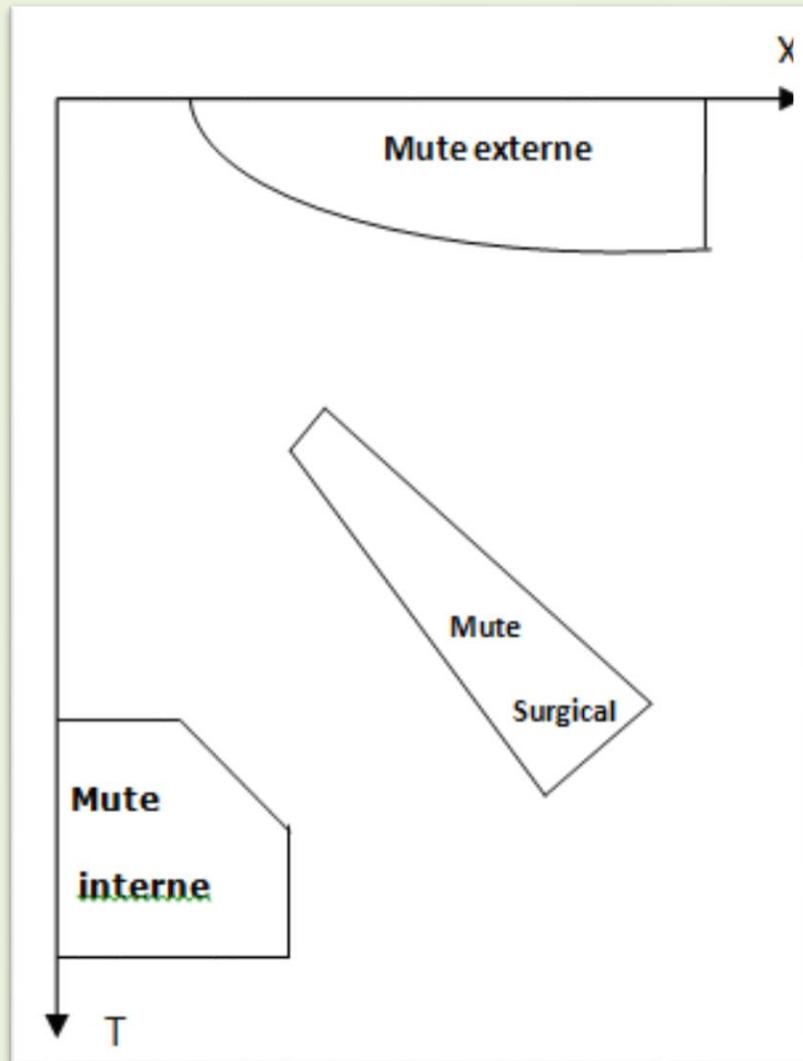


Fig30 .classification des types de mute

FIN DE LA PARTIE II

Boumerdes (Algerie), le 15 Aout 2020

REFERENCES

- [1] A.Bitri.J.Perrin,A.Beauce .1996.La sismique réflexion haute résolution : Principes et Applications .Rap..BRGM R 39220, 59p. 28fig,
- [2] Arens G., Chapellier D., Gaudiani P. (1998) - Géophysique de gisement et de génie civil. Éditions TECHNIP. p. 199-229.
- [3] Benchikh M., Djeddi Mk., "Utilisation de la TKL combinée avec un filtre de polarisation : application en sismique de surface et en sismique de puits", Bulletin du service géologique de l'Algérie, Vol. 13, n°1, (2002), pp. 81-92.
- [4] Bernard Giroux MÉTHODES SISMIQUES. 2011 .Planification & design des levés de sismique réflexion terrestre. Institut national de la recherche scientifique .Centre Eau Terre Environnement 2011
- [5]Bernard Giroux MÉTHODES SISMIQUES Introduction Institut national de la recherche scientifique Centre Eau Terre Environnement Version 1.0.2 Automne 2011
- [6]Bernard Giroux (Cours de) GML 6201 A Sismique réflexion
- [7] Bernard Giroux . 2019. Méthodes sismiques (Corrections dynamiques et analyse de vitesse) Institut national de la recherche scientifique Centre u Terre Environnement Version 1.2.1 Automne 2019 (GEO1303)
- [8] Bourbie T., Coussy O et Zinszner B (1986).Acoustique des milieux poreux. Publication IFP,Ed.Technip , Paris , 339p
- [9] Boyer ,S et Mari, J.L 1994 . Sismique et diagraphie Editions Technip
- [10] Boyer S. & MARI J.L., 1994 - Sismique et diagraphies. Edit. tech. Paris, 194 p.
- [11] Cara M., 1989. Géophysique. Bordas, Paris, 186 p.
- [12] Caroline Paulus . filtrage de données sismiques multicomposantes ´ et estimation de la polarisation :these de doctorat INPG , 2006
- [13] Chapel.P.1980.Geophysique appliquée. Dictionnaire et plan d'étude. Masson
- [14] CHAPPELLIER D., 1987 - Diagraphies appliquées a l'hydrologie, Technique et

documentation Lavoisier (Diagraphies).

[15] Ch.HÉMON et D . MACÉ, Essai d'une application de la transformation de Karhunen-Loève au traitement sismique, Geophysical Prospecting, 1978, Vol . 26, N° 4, p . 600

[16] CHOPPY J., 1968 - Pratique de la sismique réflexion. Masson Ed., 104 p.

[17] Codier J.P. 1983. Les vitesses en sismique réflexion. Technique et Documentation .Lavoisier. Paris

[18] COULOMB R., 1967 - Traitement par ordinateur des informations géologiques, géophysiques et géochimiques. Bull. Inf. Sc. et Techn., n° 113, pp. 61-71

[19] Coppens, F et Mari, J.L. 1989. La sismique de Puits. Publication de l'IFP, -Edition Technip

[20] DAMOTTE B. et HEMON Ch., 1968 - Traitement de l'information sismique en Océanographie. Comm. au Coll. CNRS, Villefranche - Monaco

[21] Dieulesaint. E et Royer D. (1974) . Ondes élastiques dans les solides . Application au traitement du signal. Masson, Paris, 407p

[22] Dix, C. H. (1955). Seismic velocities from surface measurements. Geophysics, 20 68-86.

Diaf .M. , Djeddi Mk. 1994. Traitement du signal. Office des Publications universitaires Alger

[23] Djeddi. Mk, Shout .H 1995. Bases physiques des méthodes sismiques . Office des Publications universitaires .Alger

SSDDSSSSMfD NNNNNnnnnnnm

[24] Djeddi .Mk, A.Ouahabi , M.A.Aitouche . 1994 . Traitement du signal : les représentations conjointes temps - fréquence. Office des Publications universitaires .Alger

[25] Djeddi .Mk, M.K.Baddari, M.A.Aitouche . filtrage analogique - numérique (cours, exercices résolus). SAR-Dar El Djazair. B.P 9- Alger Gare

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

- [27] 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.
- [28] Glangeaud F, Mari J.L., Baribaud D., Lejeune G., Lienard J et Armstrong G., 2000.CD1, Traitement du signal en Géosciences :, Editions Technip.
- [29] Glangeaud ,F. Mari, J.L et Coppens, F. 2000.Traitement du signal pour géologues et géophysiciens Vol 2 , traitement du signal de base éditions technip
- [30] Goguel J., sine data. Les principes et les méthodes de la géophysique appliquée. In : Géophysique. Gallimard, Paris,116p.
- [31] Guyader .J .et Denis A (1986) .Propagation des ondes dans les roches anisotropes sous contrainte. Evaluation de la qualité des schistes ardoisiers. Bull.Ass.Internat.Geol.Ing., n°33,pp.49-55
- [32] Henry G., 1994. Géophysique des bassins sédimentaires. Technip, Paris, 445 p.
- [33] J . P. FAIL, G . GRAU, Les filtres en éventail, GeophysicalProspecting, 1963, N' 11, pp . 131-163 .-626.
- [34] MAC QUILLIN R., BACON M. & BARCLAY W., 1979 - Introduction à l'interprétation sismique .Traduit de l'anglais par VIALIX J.R., Paris, édit. SCM, 195 p.
- [35] Mari, J.L,Arens,G.,Chapellier.D . etGaudiani, P.1998.Géophysique de gisement et de génie civil .Editions Technip, Paris
- [36] Mari J.L , Gavin P., Coppens F, Wicquart E, . 1992 .Traitement des digraphies acoustiques .Entions Technip , Paris
- [37] Mari J.L. - Sismique de puit. Cours online de géophysique, Université de Lausanne – Institut Français du Pétrole. <http://www-ig.unil.ch/cours/>. Mari J.L.,
- [38] Mari J.L, Glangeaud F. et Coppens F, Traitement du signal pour géologues et géophysiciens : Vol. 1, Prospection sismique, 2000, Editions Technip.
- [39] Mari JL, Coppens F .1989. La sismique de puits (deuxième partie) : le profil sismique vertical .Traitement et applications particulières à la connaissance du gisement .Rev.InstFranç. Du Pétrole .44, 2, 135-160
- [40] Mari J.L., Glangeaud F, Mars J.I., Corazzi M., Lejeune G., Lienard J., 2006.CD2, Traitement du signal en Géosciences : Techniques avancées, , Editions Technip.

- [41] Mari, J.L, Glangeaud.F. et Coppens, F. 2000.Traitement du signal pour géologues et géophysiciens .1 , prospection sismique . Editions Technip
- [42] Mari, J.-L. (2010). Sismique de puits. Université de Lausanne - Institut Français du Pétrole. Cours online https://www-ig.unil.ch/pdf/doc_sis/Cours%20PDF2.pdf.
- [43] Mars,J. Mari, J.L, Lacoume , J.L et Glangeaud F. 2005.Traitement du signal pour géologues et géophysiciens Vol 3 , traitement du signal :Techniques avancées en traitement du signal, 501p. éditions Technip
- [44] 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
- [45] Meschler P., 1982. Les méthodes de la géophysique. Bordas, Paris, 200 p.
- [46] MICHON. D., 1961 - Phénomènes anormaux en sismique réflexion. Geophys. Prospect., vol. IX, n° I, pp. 20-29.
- [47] Newmann P .1973. Divergence effects in a layered .Geophysics , v 38 ,N 3 , PP: 481-488
- [48] Piau M .(1983).Propagation ultrasonique dans les roches fissurées. Rev.d'acoustique , n°66, pp.194-197
- [49] R. E. Sheriff 1994, Dictionary of Exploration Geophysics, , Geophysical References Series, SEG Editions.
- [50] ROBEIN, E. Vitesses et techniques d'imageries en sismique réflexion - Principes et méthodes. Tech. et Doc., Paris, 1999. 387 p.
- [51] SELLAM, R., M. DJEDDI, et M. A. DJEDDI. « SUPPRESSION DES REFLEXIONS MULTIPLES PAR FILTRAGE NON LINEAIRE DANS LE DOMAINE (k,f) ». *Sciences & Technologie. A, Sciences Exactes*, n° 18, décembre 2002, p. 116-22, <http://revue.umc.edu.dz/index.php/a/article/view/1822>
- [52] SHERIF, R.E & GELDART, L.P., 1984 - Traité de prospection sismique, tome 2 : Traitement, Interprétation, traduit par Leenhardt O. ERG, ISBN,n°9, Cambr. Univ. Press, Vol.2, 371 p

[53] W.H. Mayne .1962 Common reflection point horizontal data stacking techniques, geophysics N 27 pp. 927 -938

[54] WYLLIE M.R., GREGORY A.R. & GARDNER G.H.F., 1958 - An experimental Investigation of facteurs affecting elastic wave velocities in porous Media. Geophysics, .23: 459 - 493.

[55] Yilmaz, O.2002 .Seismic data Processing Vol 1 et 2 SEG editions Encyclopedic

[56] Yilmaz, Ö. (2001). Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data (No. 10). SEG Books.

[57] Yilmaz, O.2000. Seismic data Analysis .Society of Exploration Geophysicists

[58] Yilmaz, O.1987. Seismic data processing .Investigation in Geophysics, N°2.

[59] <https://djeddimagrouk.fr.qd/Accueil.htm>

[60] [Pr. Djeddi MABROUK : Site web & Cours en ligne](#)

