

# **PARTIE III**

## **SISMIQUE RÉFLEXION**

### **SURVOL SUR LE TRAITEMENT**

**By**

**Djeddi Mabrouk**

## Introduction

Une séquence de traitement varie d'une entreprise de traitement à une autre. Nous n'entrerons pas dans les détails, nous décrivons dans ce qui suit une séquence de traitement sismique classique des données de sismique réflexion réalisées au cours d'une campagne de sismique 2D ou 3D terrestre. Par souci de clarté l'ordre de description de ces étapes ne concorde pas forcément à leur ordre d'application.

## Les Données de terrain.

Il est nécessaire de faire une translation des données de sismique réflexion du format utilisé dans le laboratoire d'enregistrement terrain en un format accessible par le logiciel de traitement. Au sein du laboratoire terrain les données sismiques sont démultipliées. En effet, l'acquisition des données sismiques terrains sont enregistrées par la technique de multiplexage. Ce procédé consiste à envoyer en même temps les échantillons en provenance des différentes traces sismiques sur un même canal reliant le laboratoire d'enregistrement. Le laboratoire d'enregistrement récupère alors les signaux des traces sismiques séparément grâce au procédé inverse dit processus de démultiplexage. Celui-ci consiste donc à arranger les traces sismiques de façon que la suite des échantillons correspondant à une trace sismique soit rassemblée. Après l'opération de démultiplexage, nous obtenons une trace séparée pour chaque groupe de capteurs à chaque point de tir, échantillonnée au même pas d'échantillonnage qu'on a utilisé pour l'enregistrement. Il existe deux types de multiplexage (les plus employés).

- Le multiplexage temporel (TDM : Time division multiplexing)
- Le multiplexage en fréquence (FDM : frequency division multiplexing)

## La Trace sismique

La trace sismique (nappe de géophones fig.33) est le résultat d'un enregistrement élémentaire fonction du temps des arrivées en surface des ondelettes à temps différents et d'amplitudes différentes enregistrées et associées à un point de tir et un point de réception donné sur le profil sismique. La nappe de géophones est généralement constituée d'une somme d'enregistrement de géophones très proches les uns des autres pour amplifier les arrivées réfléchies primaires par rapport à toutes les autres composantes sismiques du signal (ondes réfractées, réflexions multiples, ondes de surfaces etc.) afin d'augmenter(améliorer) le rapport signal sur bruit (S/B) des ondes réfléchies.

Le signal réfléchi correspondant à une trace sismique d'offset  $X$  peut être modélisé comme suit (le cas simplifié) :

$$T(x, t) = w(t) * h(x, t) + b(x, t)$$

$w(t)$  : Le signal émis (ondelette émise)

$h(t)$  : Suite des coefficients de réflexion ou film impulsionnel

$b(x, t)$  : Bruit additif (aléatoires et cohérents)

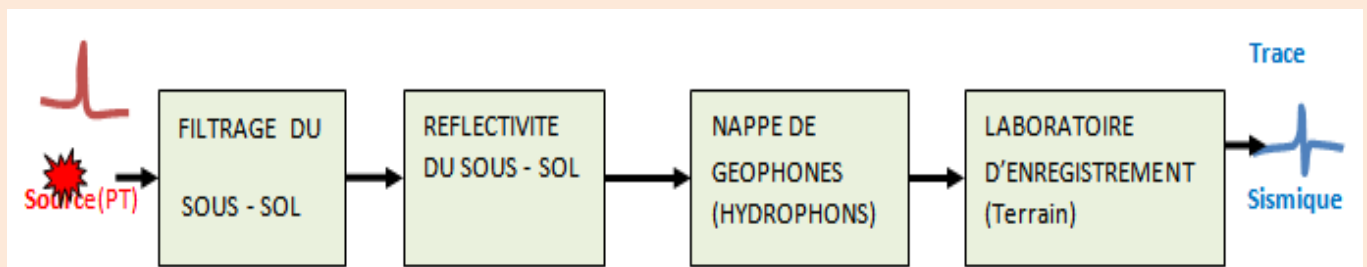
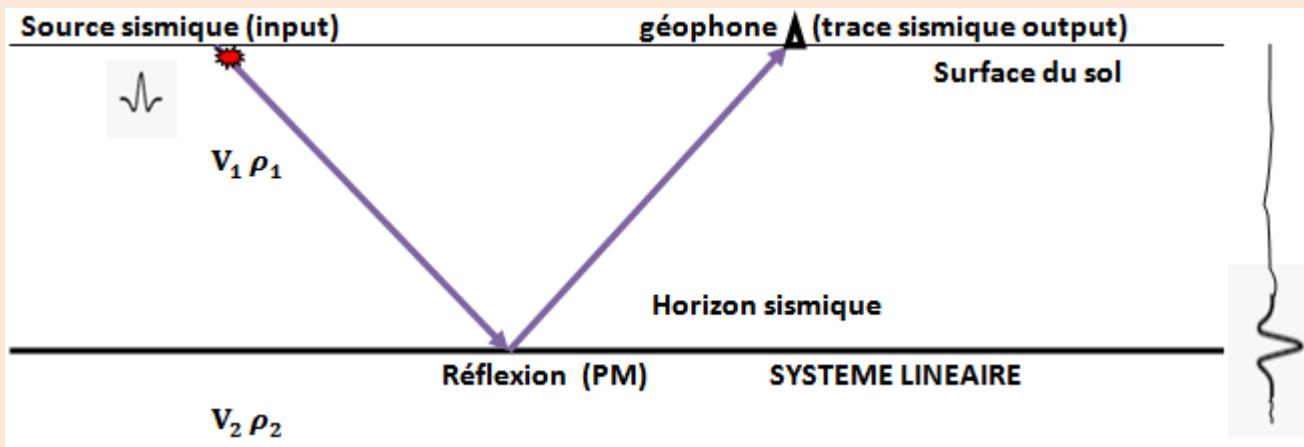


Fig.33 trace sismique

## Récupération des amplitudes réelles et divergence géométrique

Les amplitudes des ondes réfléchies d'une interface dépendent du contraste d'impédance acoustique des deux milieux. Elles dépendent de différents facteurs tels que de La divergence sphérique, l'absorption, la dispersion, la topographie du marqueur et bien d'autres.

– **La divergence sphérique** : elle est un phénomène purement géométrique. Le front de l'onde émise, en se propageant s'étale et l'énergie émise se répartit sur une surface de plus en plus grande si bien que la densité d'énergie diminue comme l'inverse du carré de la distance parcourue. Pour un milieu élastique, homogène et isotrope, l'intensité des ondes décroît comme  $\frac{1}{r^2}$ , soit  $\frac{1}{r}$  en amplitude c'est à dire que :

$$\frac{A_x}{A_0} = \frac{1}{V.t}$$

$A_0$  : Amplitude initiale du signal

$A_x$  : Amplitude du signal à une distance  $x$

$V$  : vitesse moyenne au temps  $t$

Il ne s'agit pas d'une perte d'énergie mais d'une redistribution de cette énergie sur des surfaces de plus en plus grandes.

En pratique, on compense l'effet de la divergence sphérique en appliquant d'une fonction du type  $F(t) = t^n$ , où la  $n$  varie entre 1.5 et 2.

- **L'atténuation par absorption** : l'amplitude des ondes sismiques décroît avec le temps et la distance lorsqu'elles se propagent dans le sous-sol. Chaque milieu possède un certain facteur de qualité **Q (constante de dissipation spécifique)** qui caractérise de manière quantitative l'absorption de ce milieu.

Il y a donc amortissement et absorption de l'énergie. Plus  $Q$  est petit, plus le sous-sol traversé par l'onde sismique est atténuant et inversement.

Les mécanismes responsables de l'atténuation sont nombreux et complexes et variés parmi lesquels nous citons : Le frottement ou friction entre solides dans la roche, la saturation en fluide des pores, la viscosité, la relaxation thermique, etc. L'atténuation intrinsèque c'est à dire la conversion de l'énergie sismique en chaleur. Les signaux sismiques perdent les hautes fréquences au fur et à mesure qu'elles se propagent.

L'évolution d'une onde sismique dans un milieu voit son amplitude diminuer exponentiellement et elle devient de plus en plus étalée, elle s'appauvrit en hautes fréquences avec la profondeur. C'est un phénomène irréversible.

Pour une onde plane, son amplitude à une distance  $x$ ,  $f$  étant la fréquence de l'onde considérée de vitesse  $V$ , peut s'écrire sous la forme.

$$A(x, f) = A(x_0, f)e^{-\alpha(x-x_0)}$$

$A(x_0, f)$  : Amplitude à l'origine  $x_0$

$\alpha$  : Coefficient d'atténuation. Il est croissant avec la fréquence  $f$

L'absorption relative de l'énergie s'exprime par la relation

$$\frac{\Delta E}{E} = 2\pi/Q$$

Il est facile de montrer que  $\alpha$  et  $Q$  sont reliés par :

$$\alpha = \frac{\pi f}{Q \cdot V} = \frac{\pi f}{Q \cdot f \cdot \lambda} = \frac{\pi}{Q \cdot \lambda}, \text{ soit } Q = \frac{\pi}{\alpha \cdot \lambda}$$

$\lambda$  : étant la longueur d'onde

Le facteur de qualité  $Q$  caractérise les propriétés absorbantes du sous-sol. Il possède une valeur élevée dans les calcaires, les grès, plus faible dans les argiles, très faibles dans une zone altérée ou dans une zone à gaz. En règle générale les formations géologiques solides ou ayant une vitesse rapide, absorbent moins les

hautes fréquences que les formations géologiques tendres, possédant une vitesse lente.

Un facteur de qualité élevé témoigne d'une bonne transmission des ondes sismiques.

Lors du traitement des données sismiques, la compensation de l'effet d'absorption nécessite la multiplication de l'amplitude par l'inverse du facteur d'atténuation  $e^{afmt}$  soit :

$$T_{ac}(t) = T_b(t) \cdot e^{afmt}$$

$T_{ac}(t)$

$T_{ac}(t)$  : Trace sismique corrigée de l'absorption

$T_b(t)$  : Trace sismique brute (avant correction).

$t$  : étant le Temps de parcours de l'onde sismique. La correction de l'absorption peut être réalisée en multipliant l'amplitude de la trace sismique par la distance, mais comme le seul paramètre dont on dispose à ce stade est le temps de parcours  $t$  (absence d'information sur la loi de vitesse).

$m$  : Facteur est déterminé par des essais.

La compensation des deux phénomènes sus mentionnés sur les traces sismiques s'effectue par la relation :

$$T_c(t) = T_b(t) \cdot a \cdot t^n \cdot e^{afmt}$$

$a \cdot t^n$  : terme de correction géométrique-(divergence sphérique)

## Application des corrections statiques

Avant de pouvoir lire les temps sur les sections sismiques, il faut ramener les différentes traces sismiques enregistrées à une même altitude (plan de référence - Datum Plane - **DP**). Ce procédé consiste à ramener ces temps d'enregistrement à ce qu'ils seraient si les sources d'émission et les traces sismiques étaient situées sur un même plan horizontal légèrement au-dessous de la base de la zone altérée fig.34. Ainsi, l'application des corrections statiques permettent de tenir compte des anomalies pouvant être introduites par les variations de l'altitude entre les traces sismiques, les points de tir mais aussi causées par les variations de vitesse de la zone altérée (WZ). Le calcul des corrections statiques nécessite la connaissance des altitudes des sources et des traces sismiques, la vitesse de la zone altérée, la vitesse de la couche se trouvant au dessous de la zone altérée et la profondeur du Datum plane (DP).

Pour rappel, la zone altérée est la bande altérée de surface, hétérogène qui n'a pas de limite précise en profondeur. Elle se caractérise par une forte variation horizontale et verticale des vitesses des ondes sismiques mais aussi par une épaisseur assez variable pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres dans le cas des dunes dans les déserts. C'est une zone où la porosité est grande, les pores

remplis d'air dans la majorité des cas ( étant donné qu'elle se trouve au dessus de la nappe phréatique) .Elle se caractérise également par un grand coefficient d'absorption ,le coefficient  $Q$  est faible et l'absorption des hautes fréquences est très important..

La connaissance de L'épaisseur et de la vitesse de la WZ et de la vitesse du substratum sont déterminées par le carottage sismique (forage de faibles profondeurs) ou par sismique réfraction. La figure 35 montre une section sismique avant et après application des corrections statiques

$$T_{cs} = T_{ob} - \left[ \underbrace{\frac{H_{WE}}{V_{WE}}}_{T_{EA}} + \underbrace{\frac{H_{ES}}{V_{ES}}}_{T_{TF}} + \underbrace{\frac{H_{WT}}{V_{WT}}}_{T_{FD}} + \underbrace{\frac{H_{ST}}{V_{ST}}}_{T_{AB}} \right]$$

Trajets

$$T_{oblique\ corrigé\ statiquement} = (T_{BCD}) = T_{ob} - [ T_{EA} + T_{TF} + T_{FD} + T_{AB} ]$$

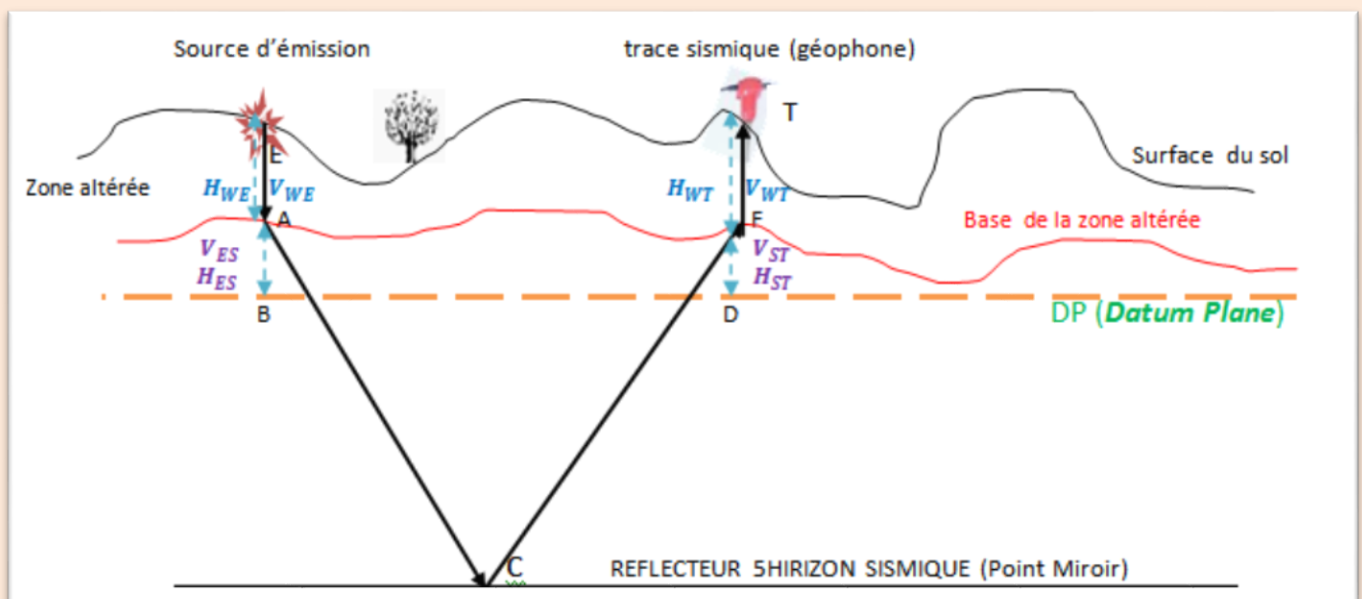


Fig. 34. Principe des corrections statiques

$T_{ob} = T_{EABCDFT}$  : Temps oblique de propagation d'une onde sismique depuis A à la trace sismique T

$T_{cs}$  : Temps oblique ( $T_{BCD}$ ) corrigé après avoir appliqué les corrections statiques sur  $T_{ob}$

$H_{WE}, V_{WE}$  : Épaisseur et vitesse de la zone altérée sous le point de tir

$H_{WT}, V_{WT}$  : Épaisseur et vitesse de la zone altérée sous la trace sismique

$H_{ES}, V_{ES}$  : Épaisseur et vitesse de la couche située sous la base de la zone altérée sous le point de tir et le DP

$H_{ST}, V_{ST}$  : Épaisseur et vitesse de la couche située sous la base de la zone altérée sous la trace sismique et le DP

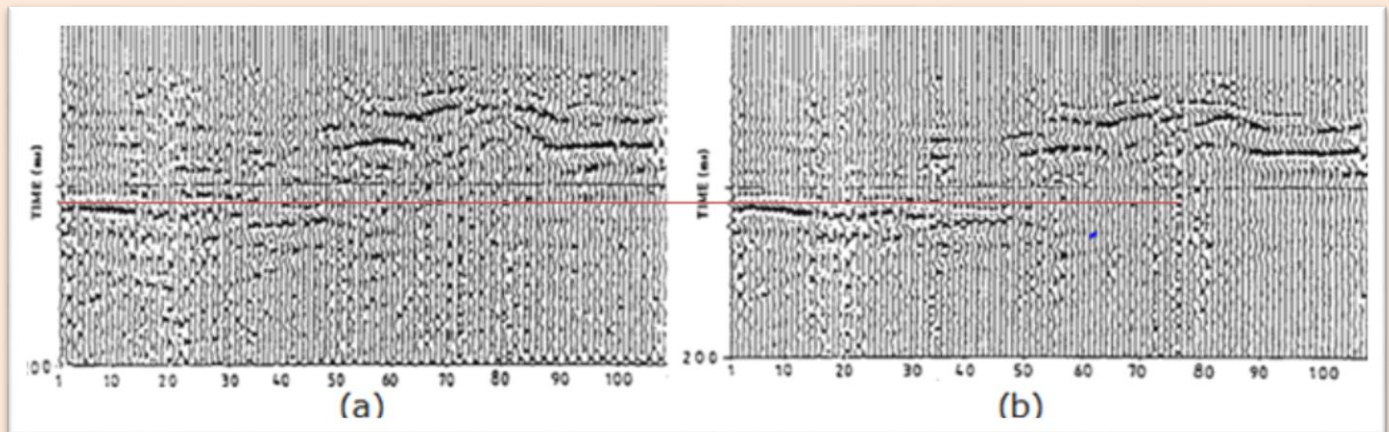


Fig.35 tirée de rapport BRGM 39220 (a) avant application des corrections statiques, (b) après application des corrections statiques.

## Applications de corrections statiques résiduelles

On a vu précédemment que les corrections statiques primaires ramènent les points de tir et les traces sismiques à une même altitude (datum plan). Généralement les différences d'altimétrie, l'épaisseur de la zone altérée et la variation de sa vitesse horizontalement et verticalement provoquent des retards différents à chaque trace sismique enregistrée. Les corrections statiques sus-mentionnées ne sont jamais parfaites, il subsiste généralement des anomalies de temps de parcours de l'onde sismique liées à des changements très locaux des vitesses des terrains situés sous la trace sismique et sous les points de tir. Pour corriger ces anomalies, on a recours au cours du traitement à des algorithmes de correction pour y pallier.

## Analyse de vitesse et corrections dynamiques

Les analyses de vitesse des données sismiques permettent la détermination des vitesses moyennes RMS en fonction du temps double et de l'abscisse le long d'un profil sismique. Il existe plusieurs méthodes d'analyse. Quant aux corrections dynamiques NMO – Normal move out), les temps enregistrés par les différentes traces sismiques sont des temps obliques, il est nécessaire de rendre ces temps d'arrivées verticaux ce qui permet d'horizontaliser les indicatrices des enregistrements. Cette opération est appelée correction dynamique (NMO)

La correction dynamique  $\Delta T$  à un temps  $T_0$  à appliquer à chaque trace sismique enregistrée est fonction de la vitesse moyenne du sous-sol traversé par l'onde sismique et de l'offset (distance de la trace au point de tir) suivant la formule :

$$\Delta T \approx \frac{x^2}{2T_0 \cdot v^2}$$



## Application d'un mute

Ce type de traitement s'appelle blanking (mute) ou suppression en français. Il a pour but de supprimer la portion d'un signal parasite par la mise à zéro de ses échantillons. Il est utilisé dans les situations selon le cas pour supprimer les premières arrivées réfractées, le cône de l'onde aérienne, les zones de la section sismique polluées par le ground - roll très énergétique, les zones traversées par les décharges électriques etc. Selon le cas on peut utiliser le mute avant et après NMO, Le mute surgical etc.

## Transfert point de tir - Point miroir

A l'acquisition des données de sismique réflexion, les traces sismiques sont enregistrées par regroupement pour un même point tir sous forme multiplexée. Après acquisition des données de sismique réflexion sur le terrain sont d'abord démultiplexage, il est possible d'arranger ces données selon plusieurs manières. L'arrangement (transfert PT-PM) des enregistrements en familles de traces sismiques de même point miroir commun (PM ou CDP) est l'arrangement le plus approprié.

## Sommation en couverture multiple

Un point miroir sur l'interface peut être « éclairé » par différents tirs, c'est le cas pour une acquisition dite en couverture multiple.

La couverture multiple a pour principe l'enregistrement par plusieurs traces sismiques un même point sur un réflecteur dans le sous sol (CDP, Common point) pour la sismique 2D ou encore une surface élémentaire (nommée Bin) pour la sismique 3D.

La couverture multiple est un procédé d'acquisition efficace qui permet de sommer les réflexions sismiques issues d'un même point miroir afin d'obtenir une amélioration assez significative du rapport signal sur bruit fig. 36. Cet éclairage d'un point miroir sur l'interface par différents point de tir est largement utilisé en sismique réflexion pour améliorer le rapport signal sur bruit dans le rapport  $\sqrt{n}$ ,  $n$  étant le degré de couverture, et permet aussi d'atténuer certaines réflexions multiples.

Ce procédé d'acquisition en sismique de réflexion en CMP (Common-mid point-point miroir commun) permet une discrimination entre les réflexions sismiques primaires et les réflexions multiples. Elle fournit des traces sismiques à offset nul pour laquelle le rapport signal sur bruit est amplifié (en énergie). Les réflexions multiples peuvent être atténuées ou même éliminées par addition au point miroir commun. Le principe consiste à calculer une distance entre traces sismiques de sorte que les réflexions primaires sont additionnées en phase grâce à l'application de la vitesse de correction d'indicatrice exacte, tandis que les réflexions sismiques multiples aient une courbure d'indicatrice résiduelle qui produise une addition



déphasée ce qui permet de réduire amplement leurs amplitudes et augmenter le rapport signal sur bruits (S/B).

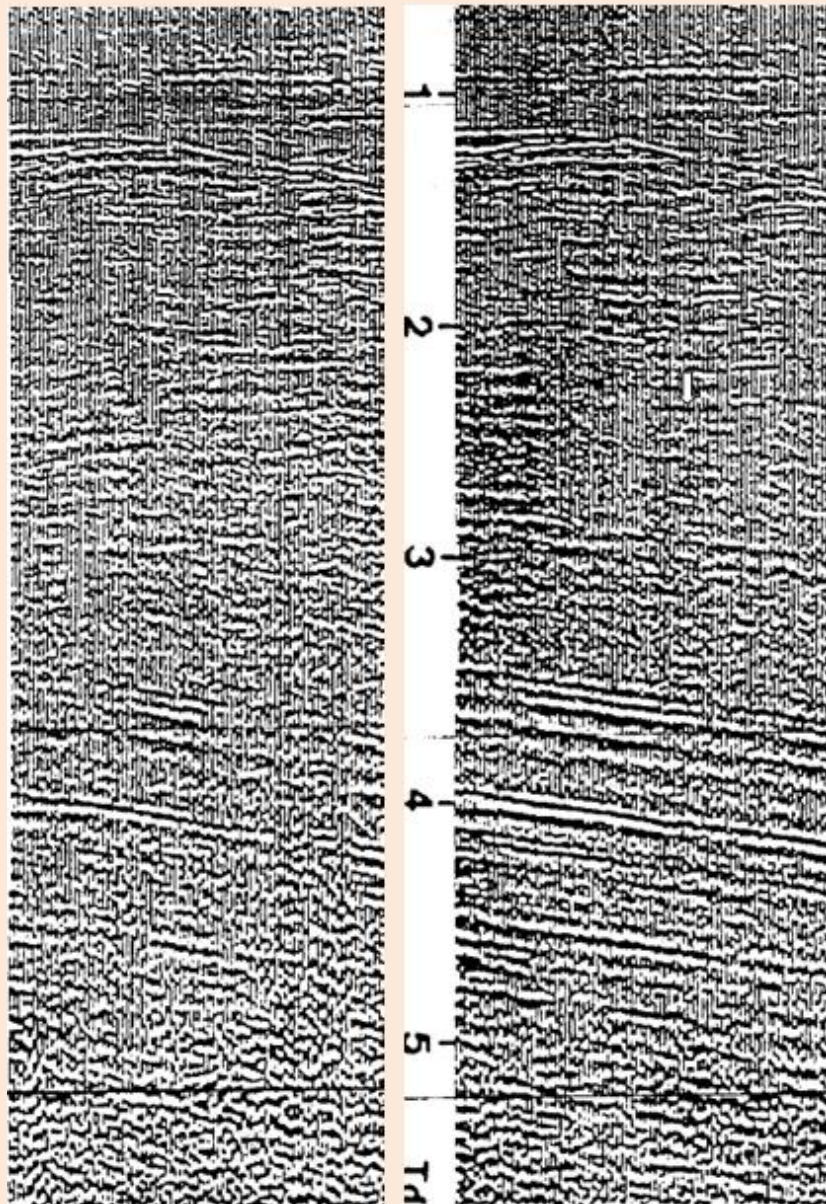


FIG36. Exemple de couverture simple et couverture 6

### Filtrage temps variant

Cette étape consiste souvent à l'application de différents filtres pour atténuer le maximum les ondes non utiles. La bande passante du signal sismique utile n'est pas constante en fonction du temps double. Elle se déplace vers les basses fréquences à

cause du phénomène privilégié d'atténuation des hautes fréquences et bien d'autres phénomènes. Il est souvent nécessaire d'effectuer un filtrage avec une bande passante variable. L'exemple de la figure 37 montre un exemple d'un filtrage temps-variant.

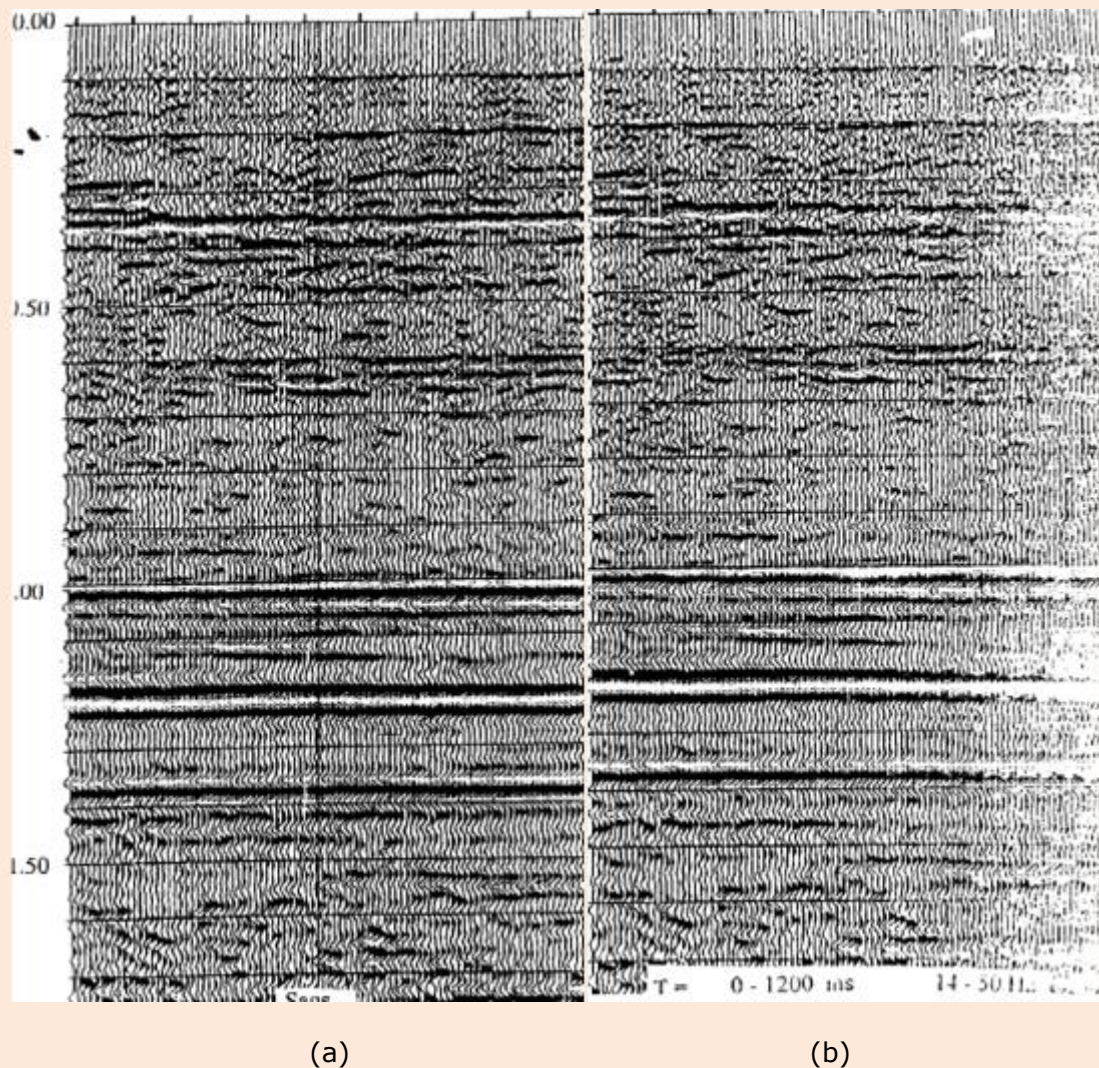


Fig. : 37 section sismique non filtrée (a) et filtrée avec un filtre variable (b) en fonction du temps

## LES METHODES DE SEPARATION DES ONDES SISMIQUES

Les méthodes de séparation et d'élimination des bruits parasites lors du traitement se fait à l'aide de séquence de programme spécialisée et ce afin d'aboutir à des profils sismiques s'apparentant à des coupes géologiques du sous-sol. Les progrès du traitement sismique ont été spectaculaires et continueront,



parallèlement à ceux des ordinateurs .Nous présentons dans ce qui suit en bref les méthodes de séparation les plus usuelles.

## FILTRAGE SUR LE TERRAIN

Les méthodes de séparations des ondes sismiques utiles des ondes parasites sont nombreuses. Pour atténuer les bruits, on est amené en sismique réflexion à effectuer plusieurs types de filtrage. En pratique on met en œuvre tous les moyens lors de l'acquisition et de traitement pour filtrer les bruits de toute sorte mais il est rarement possible de filtrer tous les bruits.

**Filtrage en fréquence.** Le filtrage en fréquence est appliqué dans le cas où le signal réfléchi est assez visible que le signal parasite dans la bande de fréquence utile [fig.38](#). Le filtrage en fréquence est appliqué aussi bien pendant l'enregistrement sur le terrain à l'aide des filtres électriques au laboratoire d'enregistrement mais également durant la séquence de traitement (filtrage numérique).

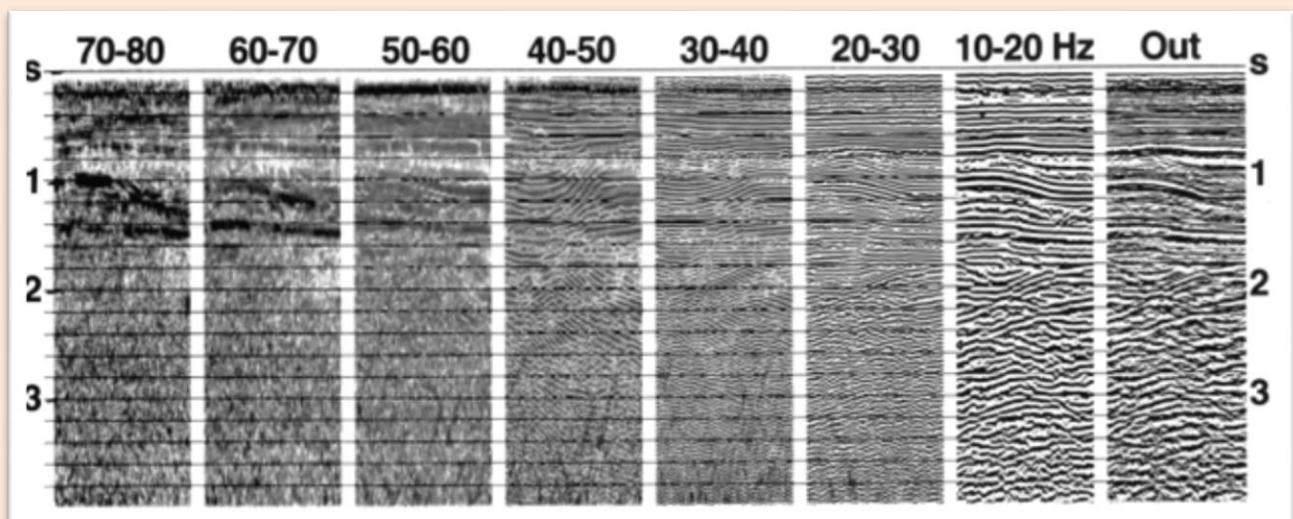


Fig. 38 filtrage en fréquence (extrait du cours GML6201A de Bernard Giroux)

**Filtrage en nombre d'onde.** Le filtrage en nombre d'onde est un filtrage spatial qui se base sur la distribution géométrique des dispositifs sismiques d'enregistrement .Le dispositif terrain est constitué du dispositif des sources sismiques (multiplications des sources sismiques élémentaires) et du dispositif des géophones ou hydrophones (multiplications des capteurs sismiques dans une trace sismique).La multiplication des géophones dans une trace sismique et l'utilisation des sources sismiques multiples permettent d'améliorer le rapport signal sur bruit.

**Filtrage par couverture multiple.** En prospection sismique réflexion, on opère généralement près de l'angle d'incidence très faible (proche de la normale), bien que

l'utilisation abondamment répandue de la couverture multiple s'écarte légèrement de cette l'hypothèse.

La couverture multiple a pour objectif d'améliorer le rapport sur bruit, grâce à l'enregistrement plusieurs fois, le même point miroir, avec des trajets émetteurs - récepteurs différents. Les divers trajets relatifs à un même point miroir sont sommés, après avoir été ramenés à l'incidence normale, pour constituer une trace sismique unique. La couverture multiple est un type de filtrage par addition qui consiste à améliorer non seulement le rapport signal sur bruit mais également, au cours du traitement pour permettre une discrimination entre réflexions simples et réflexions multiples.

### FILTRAGE AU CENTRE DE TRAITEMENT

**Filtrage en éventail**. Le filtrage en éventail (ou vitesse apparente fig. 39) est un filtrage numérique exécuté au centre de traitement. Les enregistrements des données sismiques sont acquissent sur le terrain dans le domaine spatio- temporel  $(x, t)$ . Il est alors possible en utilisant le domaine  $(k, f)$  de faire la discrimination en vitesse apparente pour séparer et éliminer certaines ondes sismiques parasites. Ainsi deux ondes sismiques planes de lenteurs apparentes distinctes et qui interfèrent entre elles dans le domaine  $(x, t)$  sont discriminées dans le domaine  $(k, f)$ . Le passage du domaine initial des données sismiques en  $(x, t)$  au domaine  $(k, f)$  s'effectue à l'aide de la Transformée de Fourier bidimensionnelle, l'une selon la variable spatiale  $x$  et l'autre selon la variable temporelle  $t$ . Il est ainsi facile de filtrer une onde indésirable, puis, avec une transformée de Fourier inverse, de séparer les différentes ondes sismiques.

Le filtrage en éventail peut être utilisé pour supprimer les ondes réfractées. Il peut également nous indiquer si une onde possède une vitesse de groupe (vitesse de l'enveloppe) différente de la vitesse de phase, ce qui nous permet de dire si l'onde est dispersive.

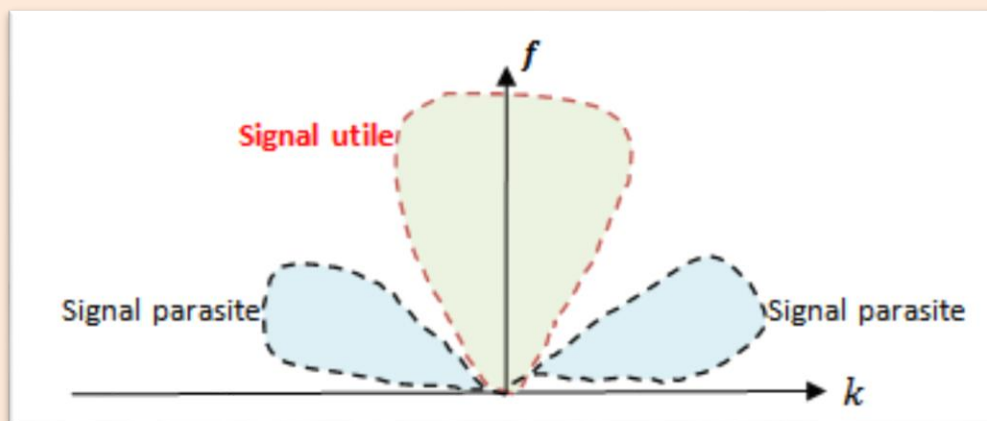


Fig. 39 Principe du filtrage en éventail

**Deconvolution** .En prospection sismique réflexion, on enregistre les signaux provenant de la réflexion d'un signal sismique sur les différentes interfaces entre des milieux de différentes impédances acoustiques. Le signal sismique enregistré par la trace sismique est le produit de convolution du signal émet par la source avec la réponse impulsionnelle du sous- sol. L'opération inverse de la convolution s'appelle déconvolution.

L'application des techniques de déconvolution permettent d'affiner les sections sismiques et de donner une meilleure interprétation aux horizons géologiques. La déconvolution ou filtrage inverse est un terme global associé à la convolution. Précisément , son but consiste à évaluer le signal d'entrée d'un filtre à partir de son signal de sortie et de la réponse impulsionnelle ou de sa fonction de transfert (fig.40)

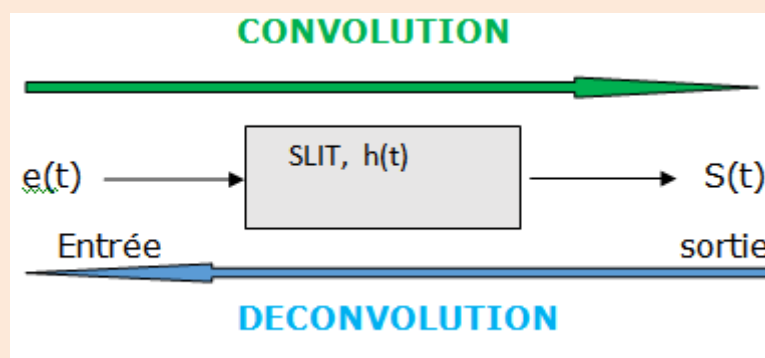


Fig.40 Principe de la deconvolution

### Produit de convolution

$$e(t) * h(t) = S(t)$$

La deconvolution est :

$$e(t) = h(t)^{-1} S(t) = h^{-1}(t) * S(t)$$

$*^{-1}$  : désigne l'opération de deconvolution  $h^{-1}(t)$  représente le filtre inverse associé à la réponse impulsionnelle  $h(t)$ .

Selon le théorème de Plancherel, on peut donc écrire :  $e(f) = \frac{S(f)}{h(f)}$

En prospection sismique réflexion, la déconvolution peut être divisée en 3 cas et dont l'application se fera selon la nature des données sismiques disponibles.

– La déconvolution permettant de supprimer les réflexions multiples que l'on appelle démultiplication. Elle est utilisée pour atténuer les fantômes et les réverbérations de périodes courtes, les multiples externes et internes de périodes longues.

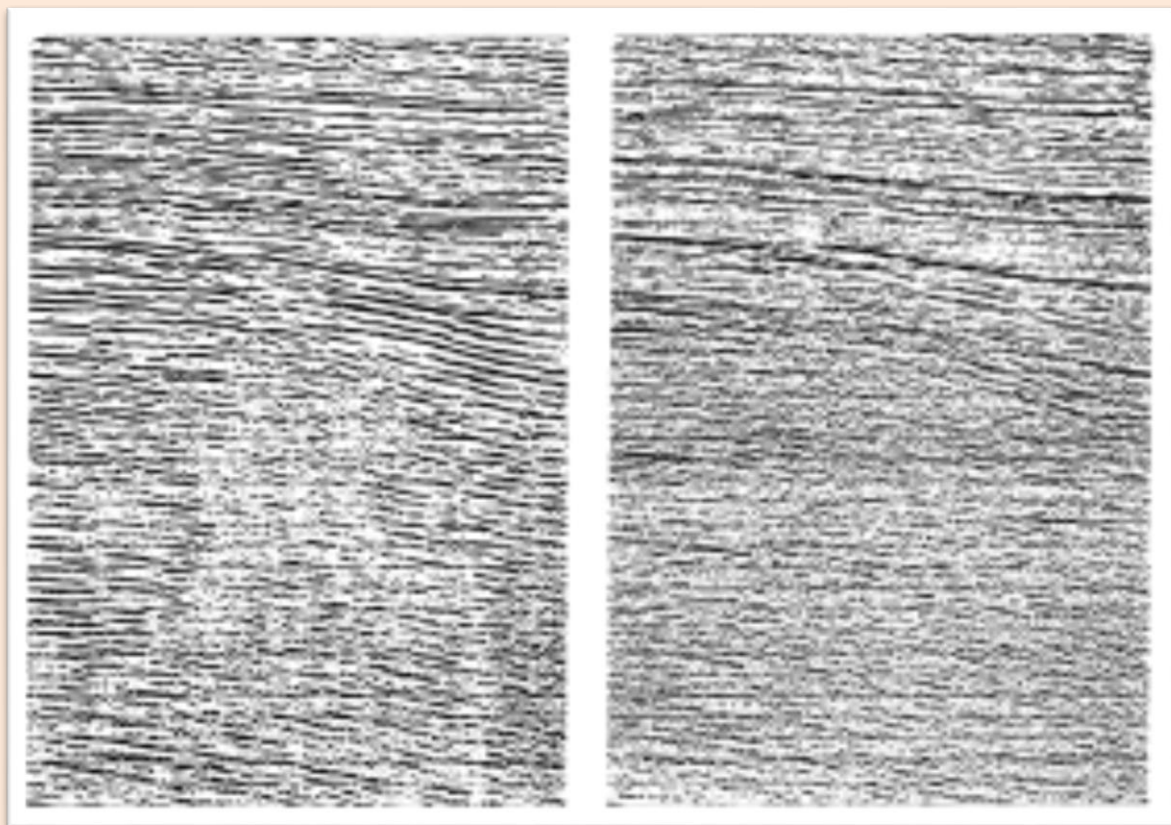
– La déconvolution nommée de synthétisation est une déconvolution des amplitudes et de phase.

– La deréverbération comme son nom l'indique, elle permet d'atténuer les réverbérations.

L'application de l'une ou l'autre dépendra de la nature des données c'est-à-dire du problème rencontré.

**La déconvolution avant addition**. La déconvolution avant sommation (fig41) a pour objet de contracter c'est-à-dire comprimer l'impulsion émise par la source pour la réduire à une impulsion brève, à faible nombre d'oscillations. Cela conduit à augmenter la résolution verticale et donner une représentation la meilleure possible du modèle de réflectivité du sous - sol.

**La déconvolution après addition**. Cette méthode de déconvolution appelée aussi de convolution prédictive permet l'éliminer les réflexions multiples pas suffisamment atténuées par la sommation en couverture multiple.



Avant deconvolution

après deconvolution



**La migration.** Sans approfondir la question, la migration permet d'obtenir la géométrie la plus précise et la plus proche de la structure réelle du sous-sol. Son rôle consiste à repositionner correctement les réflecteurs et d'effacer les hyperboles de diffraction. Plusieurs techniques de migrations sont utilisées en sismique réflexion selon la précision. La migration avant sommation des traces sismiques (pre stack), migration après sommation (post stack), la migration temps, la migration profondeur. Il ya également des migrations intégrales (utilisant la solution intégrale de l'équation d'onde telle que par approximation de Kirchhoff) .

Certaines d'autres migrations résolvent l'équation d'onde par différences finies et d'autres traitent l'équation d'onde dans le domaine fréquentiel.

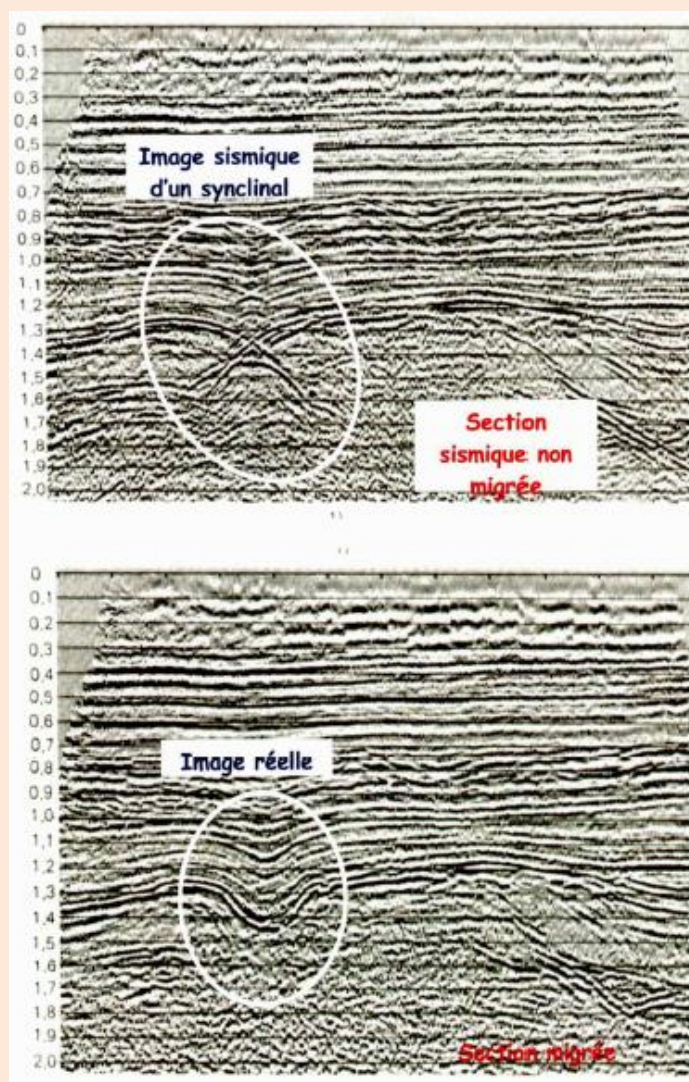


Fig. 41 exemple de traitement d'un film sismique réflexion par migration



**Les Corrections dues aux variations de pendage.** Lorsque le sous-sol est constitué de couches à fort pendage, les points miroirs des horizons sismiques (réflecteurs) apparaissant sur une section sismique ne se trouvent pas à leurs emplacements réels, il est alors nécessaire d'effectuer des corrections appelées DMO ou **Dip Move Out** ou corrections dues aux variations de pendage.

Ces corrections permettent non seulement de supprimer l'éparpillement des points miroirs sur un réflecteur incliné et de les remettre à leurs positions réelles mais, aussi rendre les vitesses de sommation indépendantes du pendage, de filtrer certains bruits organisés induits par les forts pendages et d'améliorer la résolution latérale.

### **La Section sismique**

L'ensemble des traces sismiques des profils sismiques enregistrées sur le terrain et traitées fournira des sections sismiques (image du sous-sol) à 2D ou à 3D interprétables. De telles images peuvent être assimilées à des plans de coupes verticales du sous-sol sur lesquelles les horizons sismiques (réflecteurs) apparaissent comme des agencements superposés les uns aux autres.

-----