

PARTIE II

SURVOL SUR ACQUISITION EN SISMIQUE REFLEXION

By

DJEDDI Mabrouk

Introduction

L'acquisition des données sismiques est la première étape qui regroupe l'émission, la propagation, la réception et l'enregistrement des signaux sismiques. Lorsque les ondes sismiques incidentes issues d'une source sismique atteignent une surface de discontinuité séparant deux milieux géologiques de natures différentes, elles seront partiellement réfléchies et partiellement réfractées. Dans le cas du phénomène de réflexion, en atteignant un point de la surface de séparation de deux milieux de différentes impédances acoustiques, l'onde incidente subit une déviation (retour vers le haut) des rayons sismiques avec un angle de l'onde réfléchie égal à l'angle d'incidence.

Dans ce qui suit, nous nous contenterons de rappeler succinctement, les principaux paramètres d'acquisition sur le terrain. Nous présenterons l'exemple du cas de la sismique réflexion terrestre en ondes de compression et de dilatation (**P**).

PRINCIPAUX PARAMETRES A L'ACQUISITION

Sur le terrain, l'acquisition des données se fait avec un dispositif d'enregistrement constitué du dispositif d'émission, ou dispositif du point de tir, d'un dispositif de réception et d'un appareillage d'enregistrement numérique. Toutefois, le sismicien doit à priori définir les principaux paramètres optimaux d'émission et de réception à utiliser sur le terrain par des essais que l'on appelle tir de bruits. Ces paramètres sont habituellement déduits lors d'essais de dispositifs que l'on effectue sur la zone d'étude tout au début avant d'entamer une étude de sismique réflexion.

Dispositif d'émission. Un dispositif d'excitation des ondes sismiques en ondes **P** sur le terrain, jouant le rôle de filtrage en nombre d'onde, est choisi en fonction de l'objectif. Il doit répondre aussi près que possible à certaines conditions définies à l'avance telles que d'énergie totale, de durée, de contenu en fréquences, d'amplitude maximale et de phase. Il nécessite un choix optimal des principaux paramètres des nappes d'émission qui sont :

- Le type de source sismique, la longueur de la nappe de tir et le nombre de sources unitaires qui la compose. Le type de source est choisi en fonction de l'énergie qu'elle fournit, de sa signature et de son spectre de fréquences etc.
- La longueur du dispositif du tir (Inter-tir)
- Le balayage fréquentiel (cas d'utilisation des vibrateurs)
- Le déport de la source sismique
- L'ordre de la couverture multiple

Une source sismique parfaite serait la source qui occasionnerait une impulsion de Dirac dont le spectre d'amplitude est constant comprenant toutes les fréquences (spectre blanc) c'est à dire qu'il possède toutes les fréquences et un spectre de phase nul. Un semblable signal serait la source sismique parfaite mais impossible à réaliser. Dans la réalité, même si à l'instant de l'émission, la source sismique se rapproche d'une impulsion de Dirac, le signal sismique réfléchi et enregistré en surface est le résultat du produit de convolution du signal émis par toute une série de convolutions. Il peut être modélisé par tous les filtres que composent le terrain (absorption, transmissivité, atténuation par divergence sphérique etc.), la chaîne d'enregistrement et bien d'autres et qui aboutissent à l'élimination des hautes fréquences et des basses fréquences.

Le signal sismique réfléchi enregistré en surface par la trace sismique est donc une série de convolutions qui a pour expression :

$$T(t) = W(t) * K(t) * a(t) * b(t) * c(t) * d(t) * rev(t) * m(t) \dots + B(t)$$

$W(t)$: Le signal émis par la source. Il n'est pas connu sauf en sismique marine ou en sismique terrestre avec la méthode vibroseismique. A défaut d'information sur le signal émis on présume qu'il est amplement bref à minimum délai (énergie condensée en tête)

$K(t)$: Suite des coefficients de réflexion (film impulsionnel).

$a(t)$: Filtrage dû au couplage source - terrain et à l'étalement de la source. Il est plus au moins maîtrisable.

$b(t)$: Filtrage dû au couplage géophone - terrain et à l'étalement de la trace sismique. Il est plus au moins maîtrisable.

$c(t)$: Le signal sismique est altéré lors de sa propagation dans le sous sol par un ensemble des filtrages terrains tels que l'absorption, l'atténuation par divergence sphérique, la transmissivité etc.). Le sous-sol est un milieu qui n'est pas parfaitement homogène, isotrope et élastique, l'énergie sismique varie au cours de la propagation, il ya un affaiblissement du signal sismique. A une profondeur z donnée l'appauvrissement du spectre du côté des fréquences élevées est donné selon la loi $A_h = A_0 e^{-\alpha z}$ (c'est le phénomène d'atténuation inélastique ou absorption).

De même lors de la propagation de l'onde sismique (en supposant un milieu homogène, élastique et isotrope et une source sismique ponctuelle), les fronts ondes sont des cercles et la répartition de l'énergie sismique sur des sphères de rayon r alors les amplitudes du signal sismique décroissent comme $1/r$ (divergence sphérique).

Bien que ces deux phénomènes sont difficilement maîtrisables, Une fonction empirique de correction de la divergence géométrique et à l'absorption est appliquée lors du traitement sismique aux différentes traces afin de compenser ces effets.

$m(t)$: Multiples. Lorsqu'il existe plusieurs types de multiples on a : $m(t) = m_1(t) * m_2(t) \dots$

$rev(t)$: Les réverbérations sont des multiples en sismique marine (singing)

$B(t)$: Bruit additif

$d(t)$: Filtrage provoqué par la chaîne d'enregistrement. Il est maîtrisable dans l'ensemble

Toutefois, il est important de mentionner que le pouvoir de séparabilité (résolution) des méthodes sismiques est profondément lié aux composantes hautes fréquences du signal sismique.

Les sources sismiques. Les différents types de sources sismiques sont :

Les sources terrestres(onshore) : Les sources terrestres les plus fréquemment utilisées sont la dynamite (de plus en plus rare) .On utilise également la chute de poids , le dinoseis , des sources à air , le vibroseis , mini- sosie et bien d'autres..

Les sources marines : En prospection marine on utilise le sparker, le boomer, l'uniboom, les canons à air, à eau, à vapeur (vaporchoc) ou à gaz, aquapulse (exploseur à manchon).maxipulse, flexotir.etinceleur etc.

Dispositif de réception. Les signaux sismiques produits par les camions vibrateurs ou les explosifs sur le sol sont captés après leur réflexion par les nappes de géophones (traces sismiques).Chaque trace sismique est constituée d'un groupe (nappe) de géophones (généralement au nombre de 12, étalés sur une dizaine de mètre) arrangés en bretelles. Le regroupement en série et en parallèle des géophones permet une amélioration du rapport signal sur bruit (jouant le rôle de filtrage en nombre d'ondes).

Les principaux paramètres d'une nappe de réception sont le nombre de géophone par trace, la distance inter-trace la longueur de la nappe de géophones, le nombre de traces par point de tir etc.

La géométrie de la trace sismique est déterminée en fonction des essais terrains préliminaires

Capteurs sismiques .Les enregistrements en surface des ondes sismiques se font à l'aide de capteurs sismiques (capteurs vectoriels). Ce sont des convertisseurs d'énergie mécano-électrique qui transforment le mouvement du milieu en signal électrique. Ces capteurs sont de deux types : les géophones et les hydrophones. Les géophones (ou sismomètres) sont des capteurs directionnels utilisés pour mesurer les mouvements du sous-sol, composés d'un aimant fixe autour duquel une bobine mobile peut coulisser.

En général, ces géophones sont disposés en ligne ou en quadrilatère avec des espacements réguliers .Ensuite les signaux enregistrés par chaque géophone sont sommés avant d'être enregistrés. Ainsi, le signal enregistré par le laboratoire d'enregistrement correspond à la moyenne des signaux de plusieurs géophones composant la trace sismique.

Géophones : Les géophones ou séismographe (en terre) sont des transducteurs de détection des ondes sismiques. Ils permettent de convertir les mouvements du sol en signaux électriques .Ce sont généralement des capteurs de type vélocimètre qui transforment donc les mouvements vibratoires des particules du sol en signaux électriques dont la tension est proportionnelle à la vitesse de déplacement du sol. Il ya deux sortes de géophones :

- Les géophones qui permettent de détecter les mouvements verticaux du sol (onde longitudinale **P**)
- Les géophones sont destinés à détecter les mouvements transversaux des particules du sol ou ondes de cisaillement (ondes **S**) et de les convertir également en signaux électriques.

Hydrophones. Les hydrophones, utilisés en prospection sismique marine, sont des détecteurs (scalaires) des ondes sismiques faisant appel aux propriétés piézo-électriques de certains minéraux (ex : Quartz).Ils sont très sensibles à la variation de la pression au - dessus et au- dessous de la pression d'eau ambiante . Il existe également des hydrophones fonctionnant sur le phénomène de la reluctance variable et les hydrophones à magnétostriction.

Laboratoire d'enregistrement

Après leur propagation dans le sous-sol, les signaux sismiques réfléchis sont captés en surface par les géophones ou hydrophones (traces sismiques). Les traces sismiques dont le nombre peut varier de 48 à plusieurs centaines à chaque point de tir sont reliées au laboratoire d'enregistrement ou elles sont à priori amplifiées, filtrées puis enregistrées par voie analogique et numérique.

Sans entrer dans les détails techniques d'un laboratoire d'enregistrement, celui-ci comprend des préamplificateurs et des filtres analogiques, un multiplexeur, un convertisseur analogique/numérique (CAN), un système d'enregistrement, un système de rejeu etc. La représentation numérique en prospection sismique réflexion classique, nécessite des pas d'échantillonnage en temps de **2** ou **4** ms, le filtrage anti-aliasing et le filtrage coupe-bas.

Les différentes traces sismiques sont d'abord multiplexées. La technique du multiplexage consiste à acheminer sur une même ligne de transmission des signaux sismiques provenant des différentes traces sismiques captées. A l'autre bout de l'acheminement, le démultiplexeur opère à l'inverse.

Pour rappel le signal enregistré par la trace sismique est un signal analogique c'est-à-dire continu en temps et en amplitude, il est converti en un signal numérique (échantillonné, quantifié, discrétisé en temps et en amplitude) et ce grâce à un dispositif électronique appelé CAN (convertisseur analogique-numérique A/N). La conversion A/N doit satisfaire le théorème de Shannon (théorème de l'échantillonnage) qui s'énonce comme suit : tout signal analogique peut être représenté de manière univoque par une suite de valeurs échantillonnées si la fréquence d'échantillonnage f_e est au moins deux fois plus élevée que la plus grande des fréquences f_{max} contenues dans le spectre du signal de la trace sismique.

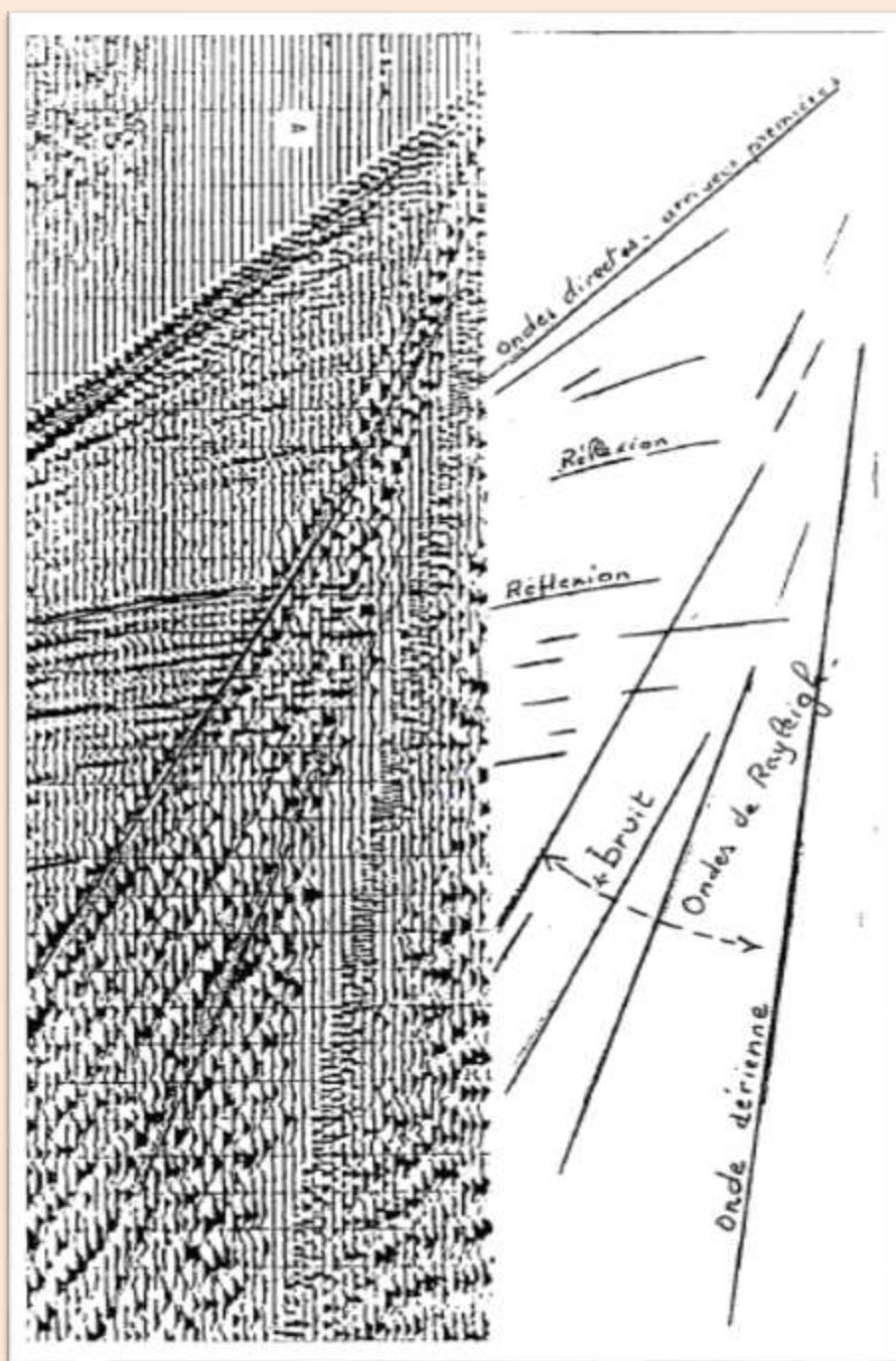
$$f_e \geq 2f_{max} \quad (\text{Théorème de Shannon})$$

En sismique conventionnelle (basse fréquence) le pas d'échantillonnage est généralement égal à **2** ms tandis qu'il est pris égal à **1** ou **2** ms en sismique haute résolution.

TIR DE BRUITS

Les tirs de bruits sont des essais préliminaires. Ils sont destinés généralement à définir la longueur d'onde des bruits que l'on souhaite atténuer et ils permettent de fixer le schéma général de mise en œuvre de la campagne de sismique réflexion.

En prospection de sismique réflexion, les tirs de bruits se réalisent régulièrement en début d'étude et dans les zones encore mal connues ou lorsqu'on change la technique d'exploitation de sismique réflexion dans le but de choisir les dispositifs terrain appropriés à l'enregistrement afin de mieux atténuer certains types de bruits etc. Le tir de bruits permet de fournir un enregistrement en début d'étude afin de définir certains paramètres caractéristiques tels que : les fréquences, les nombres d'ondes de certains bruits (ondes de Rayleigh et Love – ground roll) , vitesses de propagation de certains bruits notamment les bruits organisés . L'analyse des données d'un tir de bruit permet donc de déterminer la fenêtre optimale à l'intérieur de laquelle on enregistre que les ondes réfléchies.



Principe de la prospection sismique réflexion

L'équation de l'indicatrice de l'onde réfléchie

Réflexion en cas d'un Miroir plan et horizontal

En prospection sismique réflexion, l'onde sismique incidente se propage dans le sous-sol sous un très faible angle d'incidence et se réfléchit lorsqu'elle atteint une surface (interface) qui sépare les deux formations géologiques d'impédances acoustiques différentes. Les Traces sismiques enregistrées lors de l'acquisition sismique représentent les contrastes de réflectivité du sous-sol.

Le temps T de propagation de l'onde incidente du point d'émission E au point de réflexion (PM) et de retour vers le géophone G situé en surface dépend de la nature et de la disposition des formations géologiques. La profondeur H du réflecteur est déterminée par la mesure du temps de propagation de l'onde sismique pour atteindre les traces sismiques et par la connaissance de la vitesse du premier milieu de vitesse V_1 .

Considérons le cas d'une source d'excitation sismique placée en un point E et deux géophones implantés sur une surface horizontale au point G' et G (fig. 20). On suppose que la surface de discontinuité (interface) est un plan faisant avec l'horizontale un angle nul, le milieu entre la surface de discontinuité et la surface du sol est homogène, d'épaisseur H et de vitesse de propagation V_1 .

La vitesse V_1 est une vitesse moyenne ou quadratique moyenne selon que le lieu est homogène ou hétérogène.

Dans le cas d'un milieu géologique bicouche, le temps T_{EIG} oblique de parcours de l'onde sismique réfléchie dépend de la vitesse dans la couche du milieu traversé et de l'épaisseur H . Il a pour expression.

$$T_{EIG} = T = T_{EI} + T_{IG} = 2 \cdot T_{EI} = \frac{2}{V_1} \sqrt{H^2 + \left(\frac{X}{2}\right)^2} = \frac{1}{V_1} \sqrt{4H^2 + X^2}, \text{ Soit}$$

$$\frac{V_1^2 T^2}{4H^2} - \frac{X^2}{4H^2} = 1$$

C'est l'équation d'une hyperbole

X : La distance entre le point de tir et le géophone (offset)

La courbe représentant $T = f(X)$ est appelée **indicatrice** de l'onde réfléchie.

On distingue deux cas :

1^{er} cas

En cas d'incidence normale, le rayon incident se propage perpendiculairement à l'interface. Le rayon réfléchi confondu avec le rayon incident fait un aller-retour **EBE**. Le minimum de l'indicatrice se situe au-dessus du point **E**. C'est le cas lorsque $X = 0$

On a :

$$T_{EBE} = T_0 = \frac{2H}{V_1} \quad , \quad \text{Temps vertical}$$

2eme cas

Lorsque la distance X (**EG**) tend vers l'infini, l'onde directe est asymptotique à l'hyperbole. Elle arrive avant l'onde réfléchie et plus X est grand et plus la différence des temps d'arrivée entre les deux ondes devient petite, soit :

Lorsque $X \cong \infty$, $T_{directe} = \frac{X}{V_1}$: équation de l'onde directe

Comme l'onde directe a pour hodochrone la droite d'équation $T = \frac{X}{V_1}$, la pente de la droite nous fournit la vitesse de propagation de l'onde dans le premier milieu de vitesse V_1 .

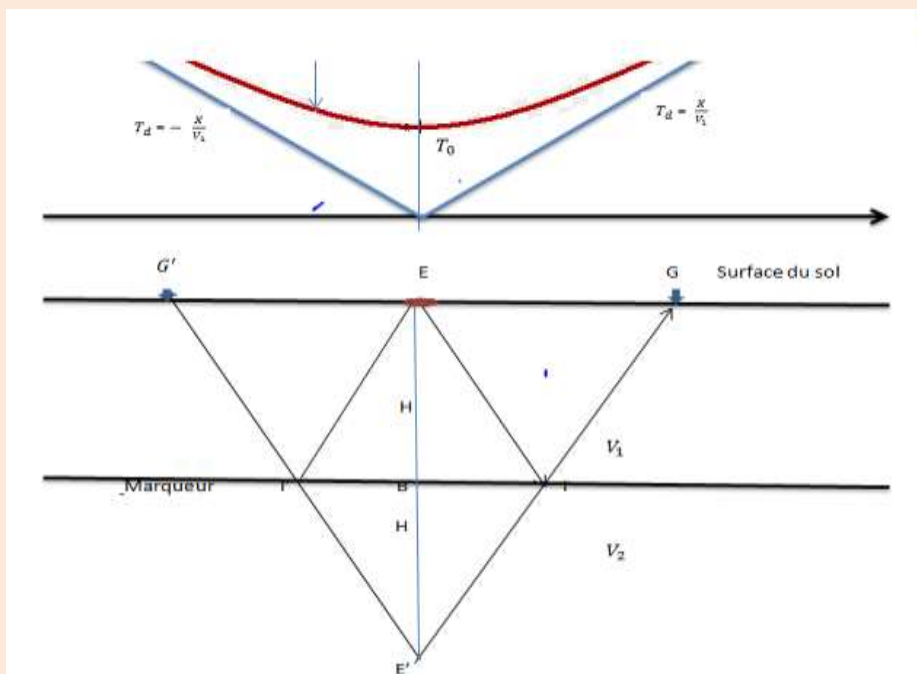


Fig.20 Principe de la sismique réflexion .Géométrie d'une réflexion simple sur un horizon plan et horizontal.

La profondeur H de l'horizon sismique peut être déterminée en mesurant le temps vertical T_0 mis par l'onde pour parcourir la distance $EBE = E'BE'$. C'est le temps de l'onde qui correspond au temps double de propagation à l'aplomb de la source sismique E en supposant le point de tir - géophone sont confondus au point E .

On a :

$$T_0(x = 0) = \frac{2H}{V_1} \quad , \quad H = \frac{V_1 \cdot T_0}{2}$$

L'onde réfléchie, associée au trajet EIG a pour hodochrone l'hyperbole d'équation :

$$T_{EIG} = T_x^2 = \frac{x^2}{V_1^2} + \frac{4H^2}{V_1^2} = \frac{x^2}{V_1^2} + \left(\frac{2H}{V_1}\right)^2 = T_0^2 + \frac{x^2}{V_1^2}$$

La figure 21 représente l'exemple de modèle d'un film sismique avec tir au centre. L'ensemble des signaux sismiques réfléchis enregistrés par les différentes traces sismiques et mis côte à côte forment une hyperbole.

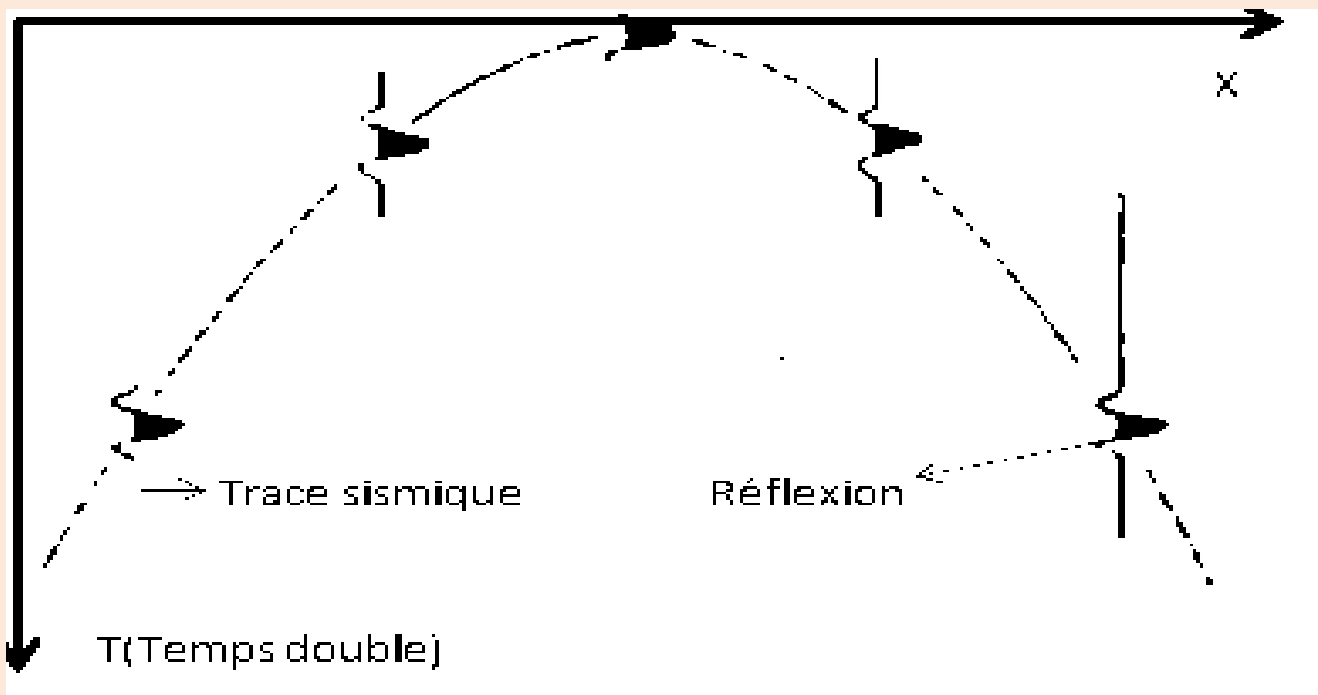


Fig. 21. Exemple d'un dispositif sismique avec tir au centre

Lorsque $T_0 \gg X.V_1$ on a :

$$T_x = T_0 + \frac{X^2}{2 \cdot T_0 \cdot V_1^2} = T_0 + \Delta T$$

Cette relation dévoile bien que le temps de réflexion en incidence normale est augmenté d'un terme ΔT (appelé courbure d'indicatrice) qui décroît avec la profondeur H .

La représentation du diagramme de la relation $X^2 - T^2$ (proposée par GREEN 1938) donne une droite de pente $\frac{1}{V_1^2}$ (fig22)

C'est la méthode de la détermination de vitesse V_1 dite méthode $X^2 - T^2$

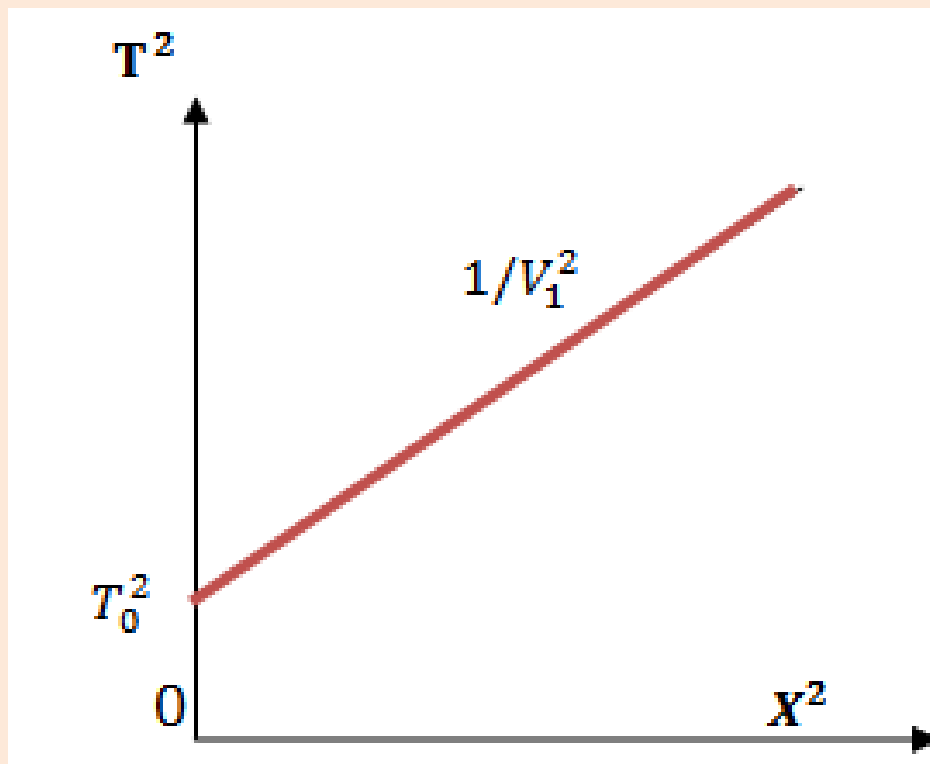


Fig. 22 Méthode $X^2 - T^2$ de détermination de la vitesse

Une telle représentation permet d'obtenir une droite de pente $\frac{1}{V_1^2}$ ou l'intersection de la droite avec l'axe des temps est :

$$T_0^2 = \frac{4H^2}{V_1^2}. \text{ Ce qui permet de calculer } V_1 \text{ et } H.$$

Notion de courbure

La courbure est définie comme étant la différence de temps de parcours d'une réflexion venant d'un même réflecteur à deux géophones. Pour cela, considérons 2 géophones situés à la distance X_1 et X_2 d'une source sismique et enregistrant la réflexion en provenance d'un même réflecteur au temps T_1 et T_2 .

On a :

$$T_x^2 = \frac{X^2}{V_1^2} + T_0^2 \quad , \quad T_x = T_0 \left[1 + \frac{X^2}{T_0^2 \cdot V_1^2} \right]^{1/2}$$

Le terme : $\frac{X}{V_1 \cdot T_0} = \frac{X}{2 \cdot H}$ est assez faible car en général $2 \cdot H \gg X$. Aussi, on peut développer T_x en utilisant le développement limité comme suit :

$$T_x = T_0 \left[1 + \frac{X^2}{T_0^2 V_1^2} \right]^{1/2} = T_0 \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{X}{V_1 \cdot T_0} \right)^2 - \frac{1}{8} \left(\frac{X}{V_1 \cdot T_0} \right)^4 \dots \right]$$

En première approximation on a :

$$T_{x1} = T_0 + \frac{T_0}{2} \left(\frac{X_1}{V_1 \cdot T_0} \right)^2$$

$$T_{x2} = T_0 + \frac{T_0}{2} \left(\frac{X_2}{V_1 T_0} \right)^2 \quad , \quad \text{soit :} \quad \Delta T = T_{x2} - T_{x1} = \frac{X_2^2 - X_1^2}{2 \cdot T_0 \cdot V_1^2}$$

COURBURE NORMALE

Méthode de ΔT

Notion de move out normal (NMO)

La méthode du ΔT est basée sur la différence de temps ΔT entre un trajet sismique oblique et un trajet sismique vertical.

Considérons deux géophones dont un géophone est placé très près du point de tir c'est-à-dire $X_1 = 0$ (offset nul) et dont le temps de parcours de l'onde est vertical (T_0) .Le second géophone est placé à une distance X_2 du point de tir et dont temps de parcours oblique de l'onde réfléchie est T_{x2} :

Comme X_1 est supposé nul, l'expression précédente

$$\Delta T = T_{x2} - T_{x1} = T_{x2} - T_{01} = \frac{X_2^2 - X_1^2}{2 \cdot T_0 \cdot V_1^2} = \text{devient}$$

$$\Delta T = \frac{X_2^2}{2 \cdot T_0 \cdot V_1^2}$$

$$\Delta T_n = T_x - T_o = \sqrt{T_o^2 + \frac{X^2}{V_1^2}} - T_o$$

En pratique il est plus commode de définir l'hodochrone ou l'indicatrice pour la courbure normale ΔT_n

La valeur de ΔT_n est facilement mesurable sur les enregistrements sismiques .Il rendra compte de la courbure de l'hyperbole. En première approximation, on a :

$$\Delta T_n = T_x - T_o \cong \frac{X^2}{2 \cdot T_o \cdot V_1^2}$$

Quand T_o temps vers ∞ , ΔT_n tend vers 0,

Car $\frac{X^2}{V_1^2}$ devient négligeable devant T_o , l'allure de la courbure diminue donc quand T_o augmente c'est à dire quand le réflecteur est profond.

Quand V_1 tend vers ∞ , ΔT_n tend vers 0, la courbure sera donc d'autant plus réduite que la vitesse moyenne de la surface au réflecteur est élevée. Les hyperboles seront donc aplaties toujours du haut vers le bas étant donné que la vitesse V augmente généralement lorsque la profondeur H augmente.

Le temps T_o est le temps double vertical enregistré lorsque le géophone et la source sismique sont confondus .Il correspond au temps de parcours de l'onde sismique en incidence normale.

Cette expression montre que le (normal move out, NMO) ΔT augmente proportionnellement au carré de l'offset X et diminue lorsque la vitesse augmente. De ce fait la courbure de l'indicatrice augmente rapidement avec la distance aux géophones (hydrophones en sismique marine) et devient progressivement moins prononcée à mesure que T_o augmente.

En pratique la source et les traces sismiques sont espacées d'une certaine distance et les trajets des ondes réfléchies (obliques) T_x fournissent des indicatrices de forme hyperbolique, dont le rayon de courbure croît avec la distance des miroirs. Pour ramener le temps oblique à un temps de parcours aller- retour à la verticale de l'onde sismique en supposant théoriquement que les traces sismiques et les sources sismiques sont confondus, on procède à des corrections dynamiques (NMO). Le NMO est appliqué aux temps obliques $T(X)$ enregistrés à différents offsets au temps vertical T_o . fig.23

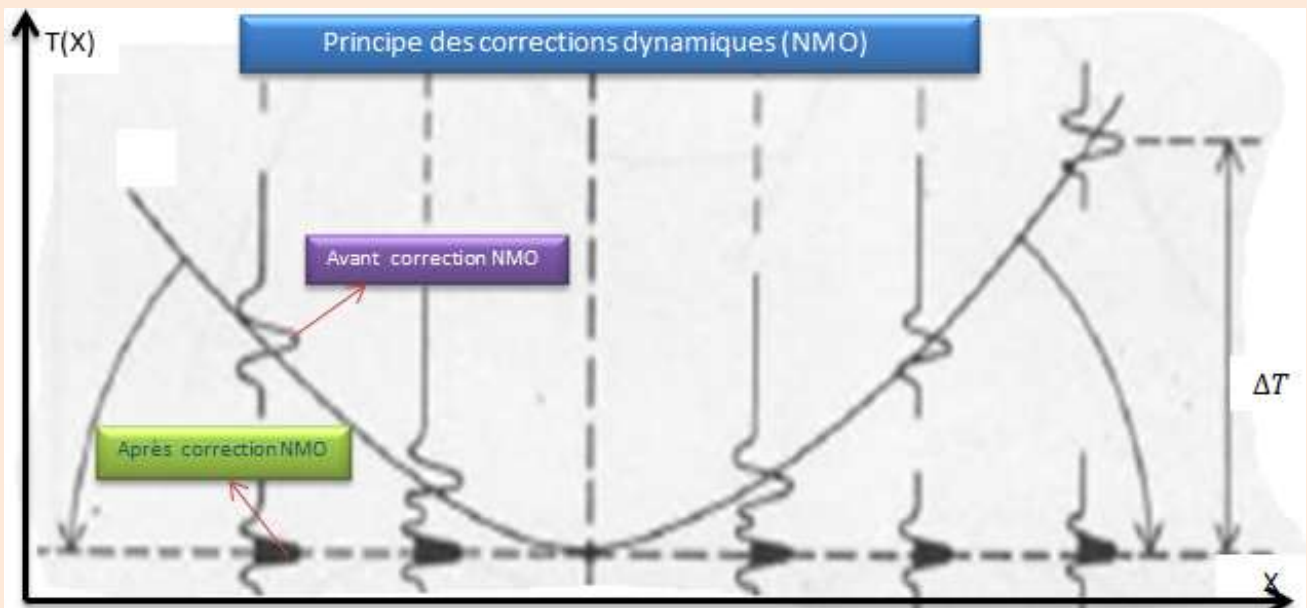


Fig.23.Principe des corrections dynamiques

Réflexion en cas d'un Miroir incliné

Envisageons dans ce qui suit une couche géologique inclinée de pendage θ fig.24 de vitesse V_1 et de profondeur $H = EE'$ inclinée de pendage θ fig. vitesse V_1 et de pro

Pour tracer le rayon réfléchi arrivant au géophone G , il suffit de relier E'' au point G . Le rayon sismique réfléchi est EAG :

$$t_{EAG} = \frac{EA+AG}{V_1} \quad \text{Or} \quad EA + AG = E''G$$

Dans le triangle $EE''G$ on a :

$$\overrightarrow{E''G} = \overrightarrow{E''E} + \overrightarrow{EG}$$

$$(E''G)^2 = (E''E)^2 + (EG)^2 + 2(E''E).(EG)\cos\left(\frac{\pi}{2} - \theta\right)$$

$$\text{Comme} \quad \cos\left(\frac{\pi}{2} - \theta\right) = \sin \theta$$

$$E''E = 2H \quad , \quad EG = X \quad , \quad E''G = V_1 \cdot T$$

On a:

$$(V_1 \cdot T)^2 = (X)^2 + (2H)^2 + 2 \cdot 2H \cdot X \sin \theta$$

$$V_1^2 T^2 = 4H^2 + X^2 + 4 H \cdot X \sin \theta$$

Cette expression peut s'écrire comme suit :

$$(V_1 \cdot T)^2 = (X + 2H \sin \theta)^2 + 4H^2 - (2H \sin \theta)^2 = (X + 2H \sin \theta)^2 + 4H^2 \cos^2 \theta$$

$$\frac{V_1^2 \cdot T^2}{4H^2 \cos^2 \theta} - \frac{(X + 2H \sin \theta)^2}{4H^2 \cos^2 \theta} = 1$$

Cette équation représente une hyperbole comme dans le cas d'un plan non incliné mais dont l'axe de symétrie est cette fois-ci la droite $X_{min} = -2H \sin \theta$. Ce point ne coïncide pas avec l'axe des temps comme dans le cas d'un horizon sismique plan et horizontal.

De l'équation précédente on a :

$$V_1^2 T^2 \approx (X + 2H \sin \theta)^2, \quad V_1 \cdot T = X + 2H \sin \theta$$

Soit les asymptotes :

$$T \approx \pm \left(\frac{X}{V_1} + \frac{2H \sin \theta}{V_1} \right)$$

Le temps T d'arrivée de l'onde sismique prend donc des valeurs différentes pour deux traces sismiques (géophones) situés de part et d'autre (avec la même offset) du point de tir.

Le sommet de l'hyperbole c'est-à-dire le temps minimum de propagation a comme coordonnées.

$$\left[\begin{array}{l} X_{min} = \pm 2H \sin \theta \\ T_{min} = \frac{2H \cos \theta}{V_1} \end{array} \right.$$

Il est alors possible de mesurer l'angle de pendage θ de la couche selon :

$$\frac{X_{min}}{T_{min}} = - \frac{2H \cdot \sin \theta}{\frac{2H \cdot \cos \theta}{V_1}} = - \frac{\sin \theta}{\cos \theta} = -V_1 \cdot \text{tg} \theta, \quad \text{tg} \theta = -\frac{1}{V_1} \cdot \frac{X_{min}}{T_{min}}$$

Il y a une autre possibilité de mesurer le pendage θ à l'aide de l'enregistrement des temps d'arrivée d'une réflexion arrivant à deux géophones.

Soient T_A et T_B les temps d'arrivée aux deux géophones placés en X_A et X_B

$$V_1^2 T_A^2 = 4H^2 + X_A^2 + 4H \cdot X_A \sin \theta$$

$$V_1^2 T_B^2 = 4H^2 + X_B^2 + 4H \cdot X_B \sin \theta$$

$$V_1^2 (T_B^2 - T_A^2) = (X_B^2 - X_A^2) + 4H \cdot \sin \theta (X_B - X_A)$$

$$\sin \theta = \frac{V_1^2 (T_B^2 - T_A^2)}{4H \cdot (X_B - X_A)} - \frac{X_B + X_A}{4H}$$

Si $X_A = -X_B$, on a :

$$\sin \theta = \frac{V_1^2 (T_B^2 - T_A^2)}{8 \cdot H \cdot X_B}$$

$$\sin \theta = \frac{V_1(T_B^2 - T_A^2)}{4 \cdot T_0 \cdot X_B}, \text{ tenant compte que } T_0 = \frac{2H}{V_1}$$

Il y a également le procédé de calcul de l'angle de pendage θ en utilisant les développements limités

$$T = \frac{1}{V_1} \sqrt{4H^2 + X^2 + 4H \cdot X \sin \theta} = \frac{2H}{V_1} \sqrt{1 + \frac{X^2 + 4H \cdot X \sin \theta}{4H^2}}$$

En admettant que $2H \gg X$

On a: $\frac{X^2 + 4H \cdot X \sin \theta}{4H^2}$ tend vers 0

Le développement de T est :

$$T \approx \frac{2h}{V_1} \left[1 + \frac{1}{2} \left(\frac{X^2 + 4H \cdot X \cdot \sin \theta}{4H^2} \right) \right], \text{ à l'ordre 1 et tenant compte que } \frac{2H}{V_1} = T_0$$

Pour deux géophones symétriques et situés à $X + S$ et $X - S$, les temps obliques d'arrivée de l'onde à chacun des géophones sont respectivement :

$$T_1 \approx T_0 \left(1 + \frac{S^2 + 4H \cdot S \sin \theta}{8H^2} \right)$$

$$T_2 \approx T_0 \left(1 + \frac{S^2 - 4H \cdot S \sin \theta}{8H^2} \right)$$

$$\Delta T_{\text{pendage}} = T_2 - T_1 \approx T_0 \frac{8 \cdot H \cdot S \cdot \sin \theta}{8 \cdot H^2} = T_0 \frac{S \cdot \sin \theta}{\frac{V_1 \cdot T_0}{2}}$$

$\Delta T_{\text{pendage}} \approx 2 \cdot s \cdot \frac{\sin \theta}{V_1}$, il représente la courbure provoquée par le pendage

Si on pose $2S = \Delta X$, on obtient.

$$\sin \theta = V_1 \frac{\Delta T_{\text{pendage}}}{2 \cdot S} = V_1 \cdot \frac{\Delta T_{\text{pendage}}}{\Delta X}$$

Lorsque l'angle de pendage θ est faible, on a :

$$\sin \theta \approx \theta \approx V_1 \frac{\Delta T_{\text{pendage}}}{\Delta X}$$

Il ressort que le pendage est directement proportionnel à $\Delta T_{\text{pendage}}$

$$\Delta T_{\text{pendage}} \approx \frac{\Delta X \cdot \sin \theta}{V_1}$$

Il ressort de cette relation que pour une réflexion donnée, la courbure due au pendage $\Delta T_{\text{pendage}}$ est directement proportionnelle à ΔX . Pour obtenir la meilleure estimation du pendage, on utilise la plus grande valeur de ΔX autorisée par la qualité des résultats des données sismiques enregistrées.

Pour des dispositifs symétriques, on mesure la courbure due au pendage pour les traces extrêmes et ΔX sera la longueur totale du dispositif.

Lorsque le profil ne se trouve pas sur la ligne de la plus grande pente de la couche inclinée, l'angle θ serait le pendage apparent.

Dans ce cas, la relation entre θ et le vrai pendage δ sera :

$$\sin \theta = \cos \beta \cdot \sin \delta$$

θ : Pendage apparent

β : Angle entre le profil et la ligne de la plus grande pente

δ : Pendage vrai

Lorsque la direction de la plus grande pente n'est pas connue par d'autres moyens, on peut cependant faire 2 profils dans deux directions différentes et mesurer les pendages apparents.

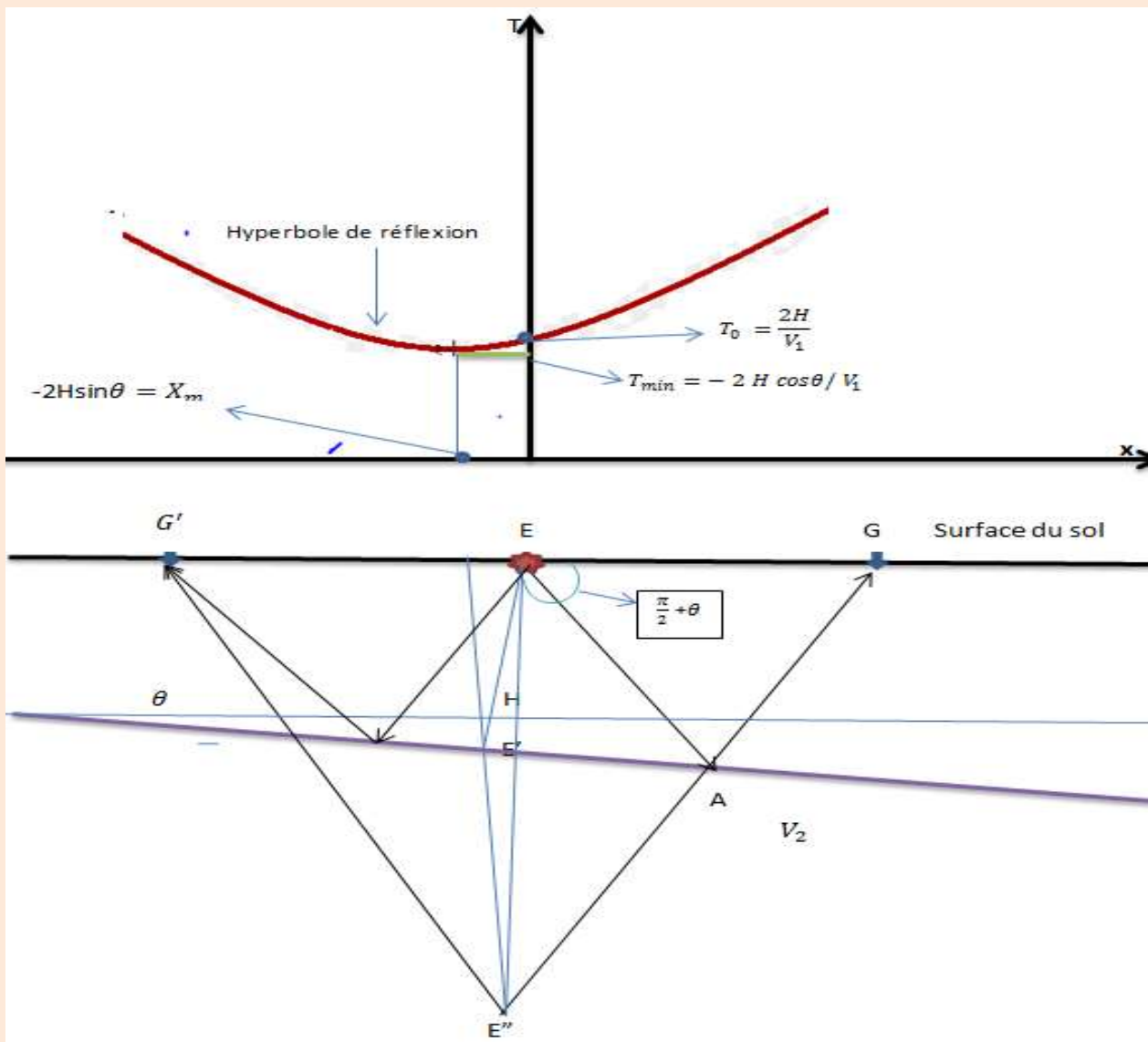


Fig. 24. Principe de calcul du pendage en cas de couche inclinée

En cas d'un réflecteur incliné, pour des données triées en collection CMP l'indicatrice associée à la réflexion est toujours une hyperbole d'équation, on a :

$$T_x^2 = \frac{X^2}{V_{rms}^2} + T_0^2$$

$$V_{rms} = \frac{v}{\cos \theta} \quad T_0^2 = t_0^2 \pm \frac{x \sin \theta}{v}$$

θ : Pendage du réflecteur

\pm : Signe qui dépend de la position du réflecteur par rapport à la source d'émission

T'_0 : Temps correspondant au rayon normale au point – milieu commun

t_o : Temps correspondant au rayon normal au point source sismique

Relation entre l'angle d'émergence et la vitesse apparente

L'angle d'émergence est l'angle auquel une onde sismique revient en surface du sol après réflexion ou réfraction sur une discontinuité.

Sur la figure 25 est représenté un front d'une onde plane montante AC sous un angle α . Il atteint le géophone placé en A au temps t_1 . En B est implanté un autre géophone sur la surface du sol distant de ΔX du géophone A . Il est atteint par le même front d'onde au temps :

$$t_2 = t_1 + \Delta t$$

Après un temps Δt ce front arrive en B . Donc $BC = V \cdot \Delta t$

V : vitesse moyenne entre C et B

$$\text{On a } \sin \alpha = \frac{V \cdot \Delta t}{\Delta X}$$

Lorsque ΔX tend vers 0, on a $\sin \alpha = V \cdot \frac{dt}{dx}$

La connaissance de l'angle d'émergence rend possible le tracé du rai vers la source, ce qui permet déterminer le pendage du réflecteur (ou marqueur en réfraction) d'où il revient à la surface du sol.

Le terme $\frac{dt}{dx}$ peut être déterminé en prenant la pente de la courbe « temps – distance » au point de réception.

Considérons deux géophones G_1 et G_2 placés respectivement aux points (A) et (B) sur la surface du sol. Une onde sismique plane émise par un point de tir atteint le géophone G_1 au temps T_1 et le géophone G_2 au temps $T_1 + \Delta t$.

Le front d'onde atteindra le géophone G_2 après avoir parcouru une distance (ΔL) avec une vitesse moyenne du milieu de propagation V

$$V = \frac{CB}{\Delta t} = \frac{\Delta L}{\Delta t}$$

A la surface du sol l'onde sismique se propage directement entre les géophones G_1 et G_2 en parcourant la distance :

$$AB = \Delta X$$

Avec une vitesse

$$V_a = \frac{AB}{\Delta t} = \frac{\Delta X}{\Delta t}$$

V_a : étant appelée vitesse apparente, elle définit une vitesse de propagation du front d'onde à la surface du sol c'est-à-dire le long du profil d'observation.

D'après la figure 25 on a :

:

$$\Delta L = \Delta X \sin \alpha = \Delta X \cdot \cos \varphi$$

L'angle α étant l'angle entre le rai sismique et la normale, c'est l'angle d'incidence (émergence) de l'onde sismique.

Comme

$$V = \frac{CB}{\Delta t} = \frac{\Delta L}{\Delta t} = \frac{\Delta X}{\Delta t} \cdot \sin \alpha = \frac{\Delta X}{\Delta t} \cdot \cos \varphi = V_a \cdot \sin \alpha = V_a \cdot \cos \varphi$$

D'où

$$V_a = \frac{V}{\sin \alpha} = \frac{V}{\cos \varphi}$$

Comme $\cos \varphi < 1$ et $\sin \alpha < 1$ ce qui dénote que :

Pour $\alpha < \frac{\pi}{2}$, on a : $V_a > V$

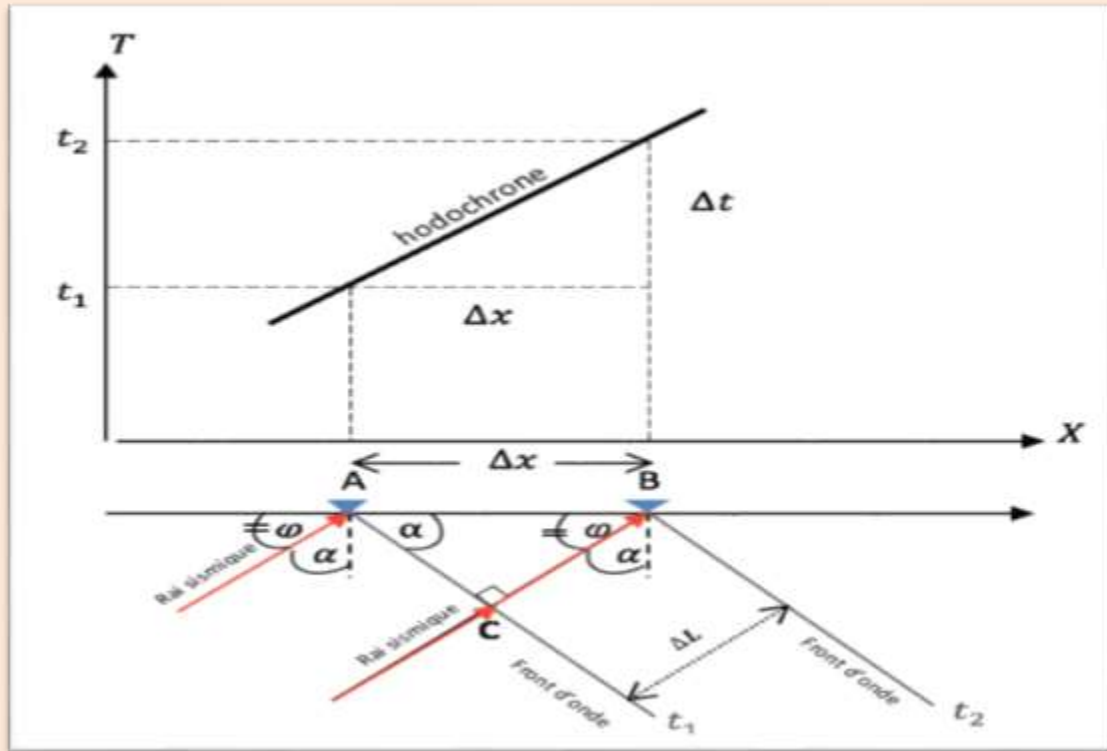


Fig. 25 Relation entre vitesse apparente et angle d'émergence

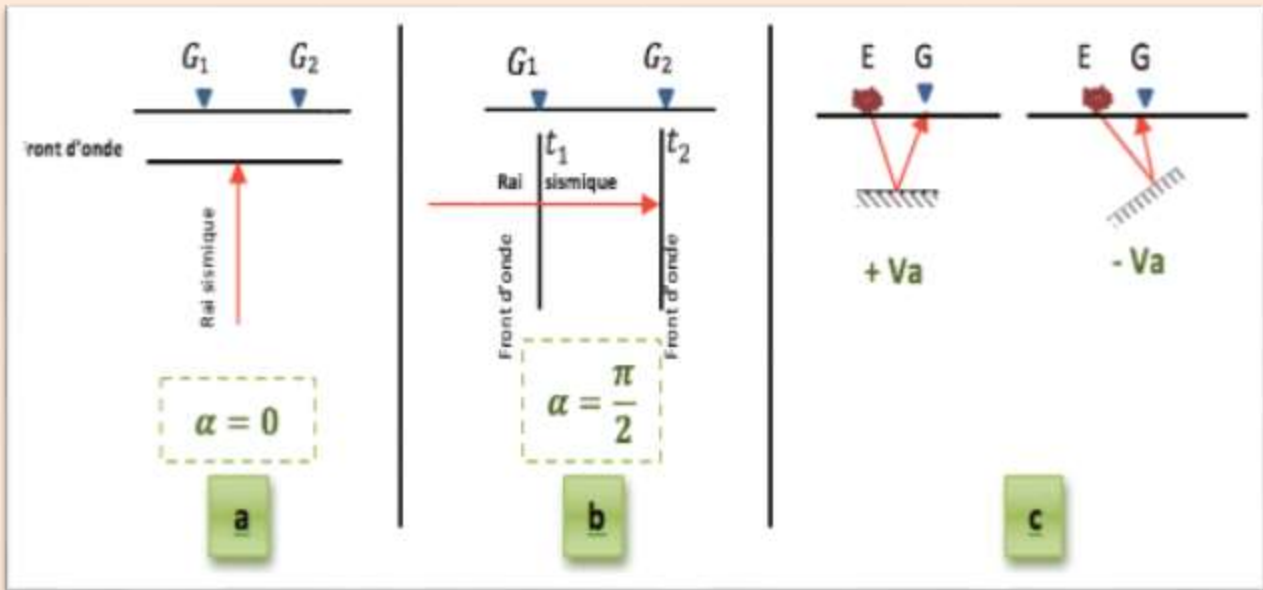
Pour $\alpha = \frac{\pi}{2}$, on a : $V_a = V$: le rayon sismique est parallèle au profil sismique

Pour $\alpha = 0$, on a : $V_a \rightarrow \infty$, ce qui signifie que le rayon de l'onde est perpendiculaire au profil sismique Fig 26.

La vitesse apparente peut être négative ou positive en dépendant de la direction d'émergence de l'onde sismique.

La vitesse apparente peut être calculée à partir de l'hodochrone par :

$$V_a = \frac{\Delta X}{\Delta t} = \frac{1}{p}, \quad p \text{ étant le rai.}$$



du rai sismique

fig. 26 : Différents cas d'émergence du rai sismique

HODOCHRONE DE LA REFLEXION

De la figure 27, en supposant le milieu 1 homogène, il ressort que l'hodochrone de réflexion pour un réflecteur plan et horizontal, avec une source sismique placée en **E** et enregistrement en **G** avec la vitesse du milieu 1 v a pour expression :

La longueur totale du parcours **E - PM - G** est :

$$D_{E-PM-G} = 2 \cdot \sqrt{\left(\frac{X}{2}\right)^2 + h^2} \quad , \quad h = \frac{1}{2} \sqrt{[(V \cdot t)^2 - X^2]}$$

Le temps oblique de réflexion a pour expression :

$$T_{ob}(x) = \frac{1}{v} \sqrt{(T_o)^2 + \left(\frac{X}{v}\right)^2} \quad \text{avec } T_o = \frac{2h}{v} \quad \text{temps vertical}$$

Comme $X \cdot v \ll T_o$ on a alors

$$T_{ob}(x) = T_o + \frac{X^2}{2v^2 T_o}$$

$$\frac{x^2}{2v^2 T_o} = \Delta t : \text{étant appelé la courbure d'indicatrice}$$

h est inconnu c'est à dire l'inconnu que l'on cherche.

$T_{ob}(x)$: Étant le temps double d'enregistrement des différents géophones ou trace sismique d'offset X non nul

T_o : Le temps d'enregistrement de la réflexion lorsque l'offset est nul c'est-à-dire lorsque G coïncide avec E .

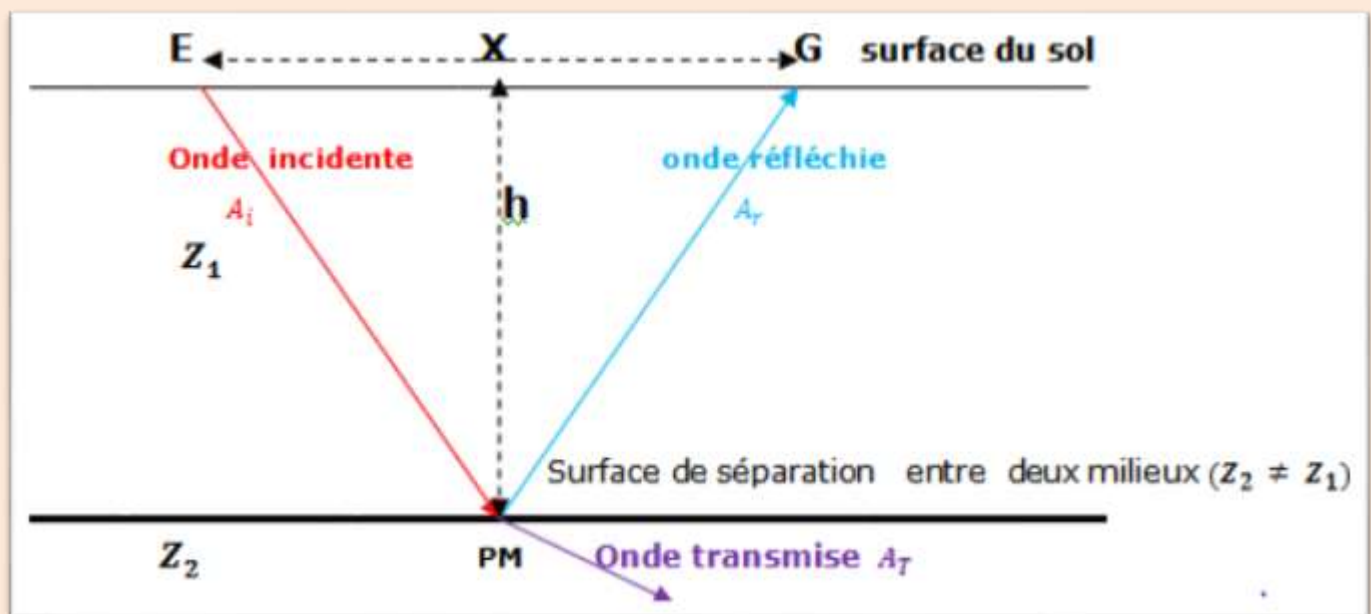


Fig. 27. Réflexion et Transmission d'une onde sur un horizon plan et horizontal

Le temps $T_{ob}(x)$ ou (T_{E-PM-G}) étant un temps oblique, il doit être à priori transformé en un temps vertical. Pour cela, il est nécessaire de faire les corrections géométriques telles que les corrections statiques, dynamiques et des traitements appropriés d'amélioration du rapport signal sur bruit.

CORRECTION DYNAMIQUE

Une fois la loi de vitesse connue, on effectue les corrections dynamiques ΔT .

Pour un miroir plan et horizontal on ($\alpha = 0$), la correction dynamique est appliquée à chaque trace sismique

$$T_{obl}^2(x) = T_0^2 + \frac{x^2}{v^2}, \quad T_{obl}(x) = \sqrt{T_0^2 + \frac{x^2}{v^2}}$$

$T_{obl}(x)$: Le temps double enregistré par une trace sismique située à une distance X

T_0 : Le temps double à offset nul

V : étant une vitesse V_{rms} qui est énormément proche de la vitesse de sommation V_s qui, dans les enregistrements des traces de sismique réflexion arrangées en collection CMP, optimise l'amplitude de la trace somme.

Lorsque l'horizon sismique est plan et horizontal, on :

V_{rms} est égal à la vitesse de sommation V_s

Quand le réflecteur est incliné avec un angle θ on a : $V_{rms} = V \cos \theta_s$

$$T_{obl}^2(x) - T_0^2 = \frac{x^2}{v^2}$$

$$(T_{obl}(x) - T_0)(T_{obl}(x) + T_0) = \frac{x^2}{v^2}$$

$$\Delta T = T_{obl}(x) - T_0, \quad T_{obl}(x) = \Delta T + T_0$$

$$T_{obl}(x) + T_0 = \Delta T + T_0 + T_0 = 2T_0$$

$$(T_{obl}(x) - T_0)(T_{obl}(x) + T_0) = \Delta T \cdot 2T_0 = \frac{x^2}{v^2}$$

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

Pour un miroir plan et incliné on ($\alpha \neq 0$):

$$\text{On a : } \Delta T = \frac{x^2 (\cos \alpha)^2}{2T_0 v^2}$$

La correction dynamique pour la trace sismique la plus éloignée sera

$$\Delta T_{max} = \frac{x_{max}^2}{2T_0 v^2}$$

Pour les autres traces intermédiaires, on fait une interpolation par la formule

$$\Delta T_i = \Delta T_{max} \left(\frac{x_i}{x_{max}} \right)^2$$

LA FONCTION VITESSE

La densité et la vitesse sont les paramètres uniques que les méthodes sismiques nous permettront d'approcher. Ce sont des paramètres physiques qui varient en fonction de la nature des milieux géologiques. Elles sont liées aux facteurs tels que : porosité, perméabilité, compressibilité, modules d'élasticité, nature des fluides contenus dans la roche et bien d'autres.

Les vitesses sismiques sont mesurées par deux moyens directs et indirects.

Les procédés directs

Les méthodes de mesures directes se basent sur des mesures in situ dans les puits : Ce sont la méthode de carottage sismique ou sismo-sondage, les diagraphies acoustiques (de vitesse CCV ou log sonique) ou encore le profil sismique vertical (*PSV*).

Les procédés indirects

La vitesse sismique est une inconnue indispensable. Elle peut être déterminée indirectement en se basant sur l'exploitation des données de sismique réflexion de terrain. Il ya plusieurs procédés de détermination de la vitesse par les procédés indirects dont :

- 1-** selon que l'on additionne un certain nombre de points miroirs (CDP- commun Depth Point) avec différentes vitesses, le sismicien détermine les différentes vitesses en analysant des réflexions des ondes sismiques apparaissant successivement.
- 2-** Le sismicien analyse les amplitudes des réflexions sismiques pour différentes vitesses sur plusieurs traces sismiques de même CDP.
- 3-** Par examen de la courbure de l'indicatrice d'une réflexion qui dépend de la géométrie et de la vitesse des couches géologiques.
- 4-** Par sismique petite réfraction (TPR) que l'on utilise pour déterminer la vitesse de la zone altérée (*WZ*) afin déterminer la profondeur de celle-ci mais aussi afin de réaliser les corrections statiques. Pour rappel celles-ci sont des corrections indispensables qui permettent de ramener les temps d'arrivée des ondes sismiques réfléchies enregistrées sur le terrain à un plan de référence ou DP.

Les procédés indirects permettent de déterminer :

1- Les vitesses moyennes entre la surface du sol et un réflecteur se trouvant à la profondeur t (en temps). Elles sont utilisées essentiellement en interprétation sismique pour la conversion des données en temps aux données en profondeur.

2- Les vitesses quadratiques moyennes qui sont légèrement supérieures aux vitesses moyennes. Elles sont utilisées pour la réalisation des corrections dynamiques.

3- Les vitesses d'intervalles entre deux réflecteurs calculées à partir des vitesses quadratiques moyennes (formule de Dix 1959). Dans ce cas la vitesse a pour expression :

$$V_n = \sqrt{\left[\frac{V_{rms.(n)}^2 t_{(n)} - V_{rms.(n-1)}^2 t_{(n-1)}}{t_{(n)} - t_{(n-1)}} \right]}$$

V_n : étant la vitesse du milieu compris entre les horizons sismiques $n - 1$ et n

NOTION DE REFLEXION, DE PHASE ET POLARITE

Les inversions des phases et des polarités sont des caractéristiques très importantes dans le processus de l'interprétation sismique.

Prenons le cas de n milieux d'impédance acoustique $Z_1, Z_2 \dots Z_n$ **fig. 28** et une onde sismique plane incidente dans le milieu **1** et se propageant vers les milieux **2** et **3** etc. A la surface de discontinuité entre le premier et le second milieu, une partie de l'énergie sismique est réfléchi vers la surface, la seconde partie de l'énergie est transmise à travers la surface de discontinuité et ainsi de suite. L'énergie incidente est la somme de l'énergie réfléchi et de l'énergie transmise. Cette énergie réfléchi peut correspondre à une réflexion positive ou négative.

Réflexion et polarité positive

Premier cas : $Z_i > Z_{i-1}$

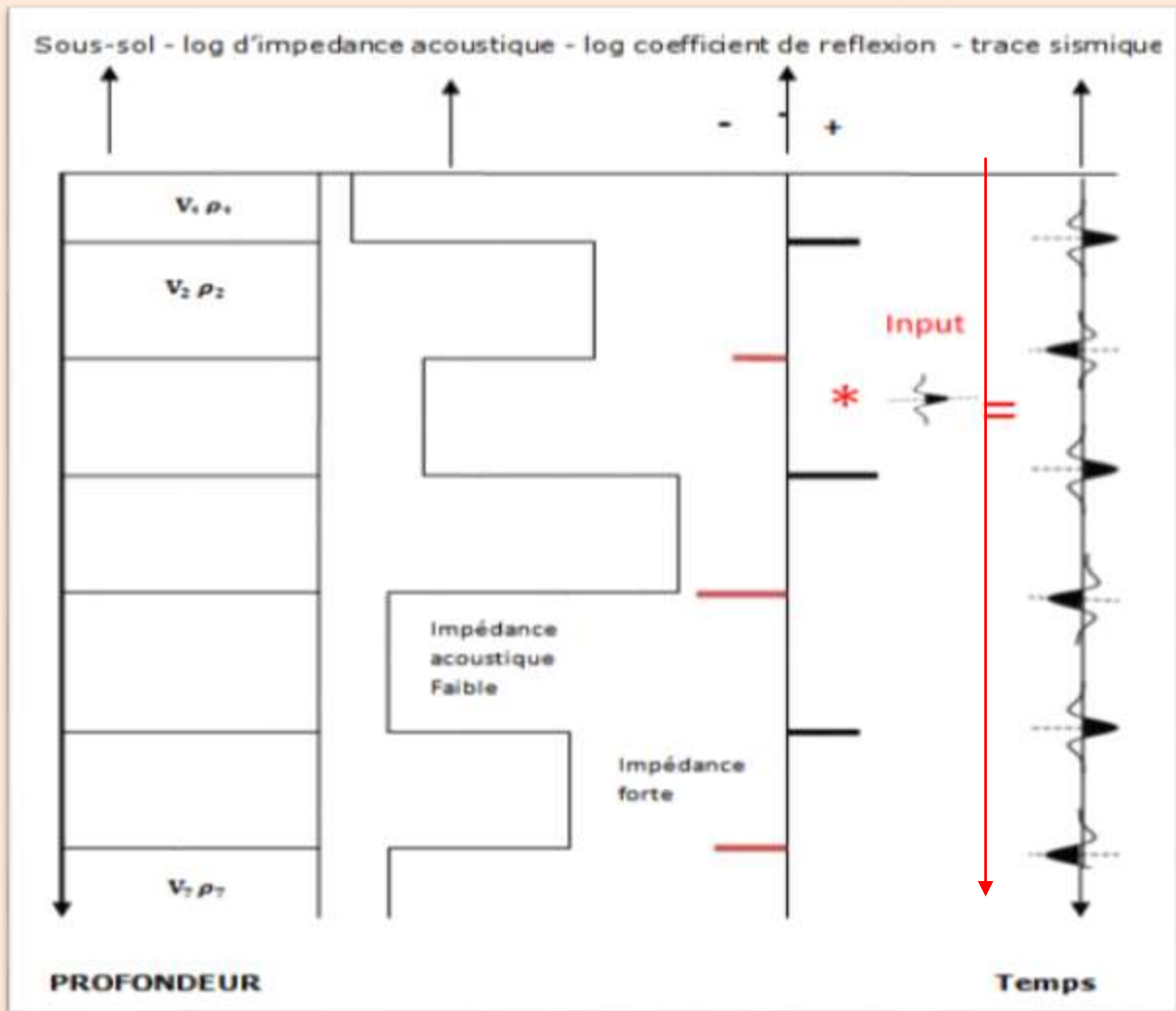
Une réflexion sismique résultant d'un contraste d'impédance acoustique (vitesse x densité) entre deux milieux géologiques est imagée par une **deflexion**. Quand l'onde sismique se propage d'un milieu à faible impédance Z_{i-1} vers un milieu Z_i à forte impédance acoustique, il se produit à leur surface de séparation un phénomène de compression, le mouvement des particules du milieu $(i - 1)$ est alors freiné par la rigidité du milieu i . La compression est ainsi réfléchi vers le haut.

La surface de discontinuité (reflecteur) entre les deux milieux va donner naissance à une onde sismique réfléchie comme par une poussée sur un ressort. Dans ce cas la réflexion sismique est alors représentée sur une trace sismique par **une déflexion vers la droite** de la ligne de base des traces sismiques et colorée en noir (fig 28a,b). On la désigne par convention comme étant une **réflexion positive** quand elle est de même signe que l'ondelette émise et de **polarité positive**

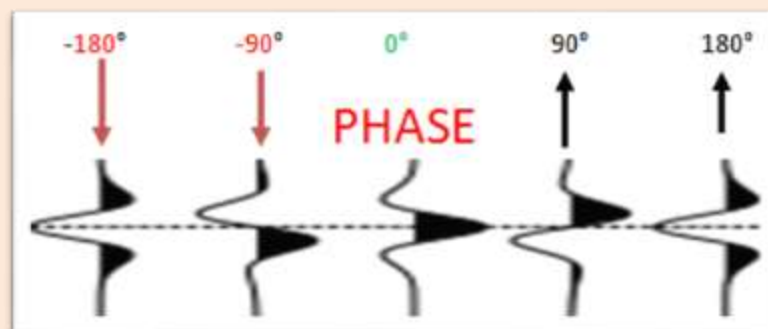
Réflexion et polarité négative

Deuxième cas : $Z_{i-1} > Z_i$

Dans le cas opposé $Z_{i-1} > Z_i$, au niveau de la surface de séparation entre les deux milieux, les particules du premier milieu sont alors aspirées par l'élasticité du milieu inférieur i engendrant ainsi une amplification de l'amplitude de la pression négative et le retour vers le haut va se faire par une onde qui va d'abord créer un vide devant elle suivi d'une compression. Ce second cas est assimilable à une traction sur le ressort. Dans ce second cas, la réflexion sismique est alors représentée sur une trace sismique par une **déflexion vers la gauche** de la ligne de base des traces sismiques et l'espace entre la trace et la ligne de base est colorée en **blanc**. On la désigne par convention par une **réflexion négative** étant donné qu'elle est de signe **inverse** de l'ondelette émise et par une **polarité négative**.



(a)



(b)

Fig. 28. Exemple de réflexion et de polarité

LE CHAMP D'ONDES EN SISMIQUE REFLEXION

Une étude par sismique réflexion comporte trois étapes : l'acquisition, le traitement en **2D** ou **3D** et l'interprétation des données.

L'acquisition est faite généralement par une société de service tel que ENAGEO (Algérie), CGG (France) et bien d'autres.

Les données sismiques sont traitées par les mêmes sociétés ou par d'autres sociétés spécialisées dans le traitement de l'information sismique. Le traitement permet d'améliorer le rapport signal sur bruit en visant à extraire les ondes utiles (réfléchies), en atténuant les ondes parasites constituées par des arrivées directes et réfractées, les ondes de surface (Ground -Roll), les ondes converties, les ondes multiples et les divers autres bruits.

Enfin, les données sismiques traitées sont transmises à la société pétrolière, afin qu'elle puisse les interpréter sous forme de modèles géologiques (horizons, chenal diapir, biseau, failles etc.)

LES ONDES UTILES

En sismique réflexion, l'onde utile est l'onde sismique *P* ayant subie une réflexion simple. Toutes les autres ondes sont supposées non utiles (bruits, parasites). L'onde sismique réfléchie (signal utile fig. 29) est une onde plus au moins cohérente donc que l'on peut suivre sur de grandes distances le long d'un profil sismique. Son intensité, la fréquence et la phase présentent généralement un caractère régulier le long d'un profil sismique.

Une bonne continuité des réflexions sur une section sismique est généralement le signe d'une stabilité dans les contritions de dépôts sur la zone à prospecter.

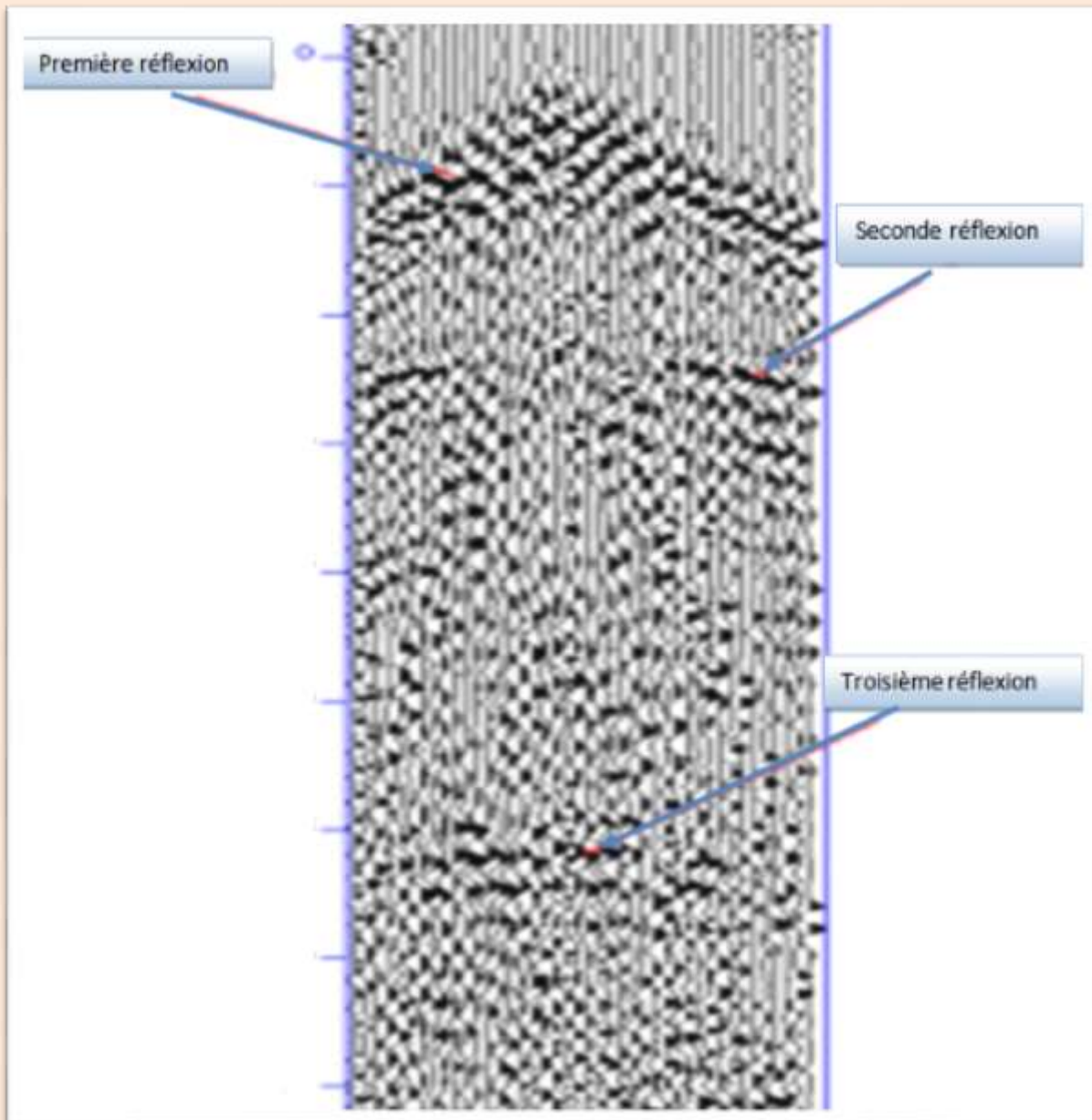


Fig.29 : Exemple de mise en évidence des réflexions sur une section sismique

LES ONDES NON UTILES

On entend par ondes non utiles (bruits) en sismique réflexion toutes les ondes qui masquent les réflexions sismiques simples. Elles interfèrent parfois avec les réflexions simples et rendent difficile parfois leur suivi dans le temps. Néanmoins, certains de ces signaux soit disant bruits peuvent renfermer des informations utiles que l'on ne parvient pas encore à extraire ou à interpréter.

On peut classer les bruits en deux catégories

– **Les bruits cohérents** : ils sont formés d'ondes indésirables pour l'interprétation sismique réflexion. Ainsi, la première catégorie regroupe les ondes réfléchies multiples, les ondes de surface, les ondes diffractées (qui peuvent être cohérents) etc.

– **Les bruits aléatoires** : Ils peuvent être créés par l'environnement extérieur au milieu dans lequel les ondes sismiques se propagent. Ce type de bruit peut exister même en l'absence du signal émis par une source sismique. Cette catégorie d'ondes regroupe l'onde parasite incohérente telle que le bruit blanc, les bruits causés par l'activité humaine, le vent etc. Elles ne peuvent être suivies sur de longues distances et leurs paramètres physiques peuvent varier brusquement et d'une manière irrégulière d'un point d'observation à un autre.

Les principaux signaux sismiques non utiles

Les ondes non utiles les plus fréquemment rencontrées sur une section sismique en prospection sismique réflexion industrielle sont :

L'onde aérienne. Elle constitue l'onde qui se propage directement (dans l'air) aux traces sismiques proches de la source d'émission avec une vitesse de 330m/s .Elle constitue une onde énergétique très reconnaissable sur une section sismique fig.30,31.

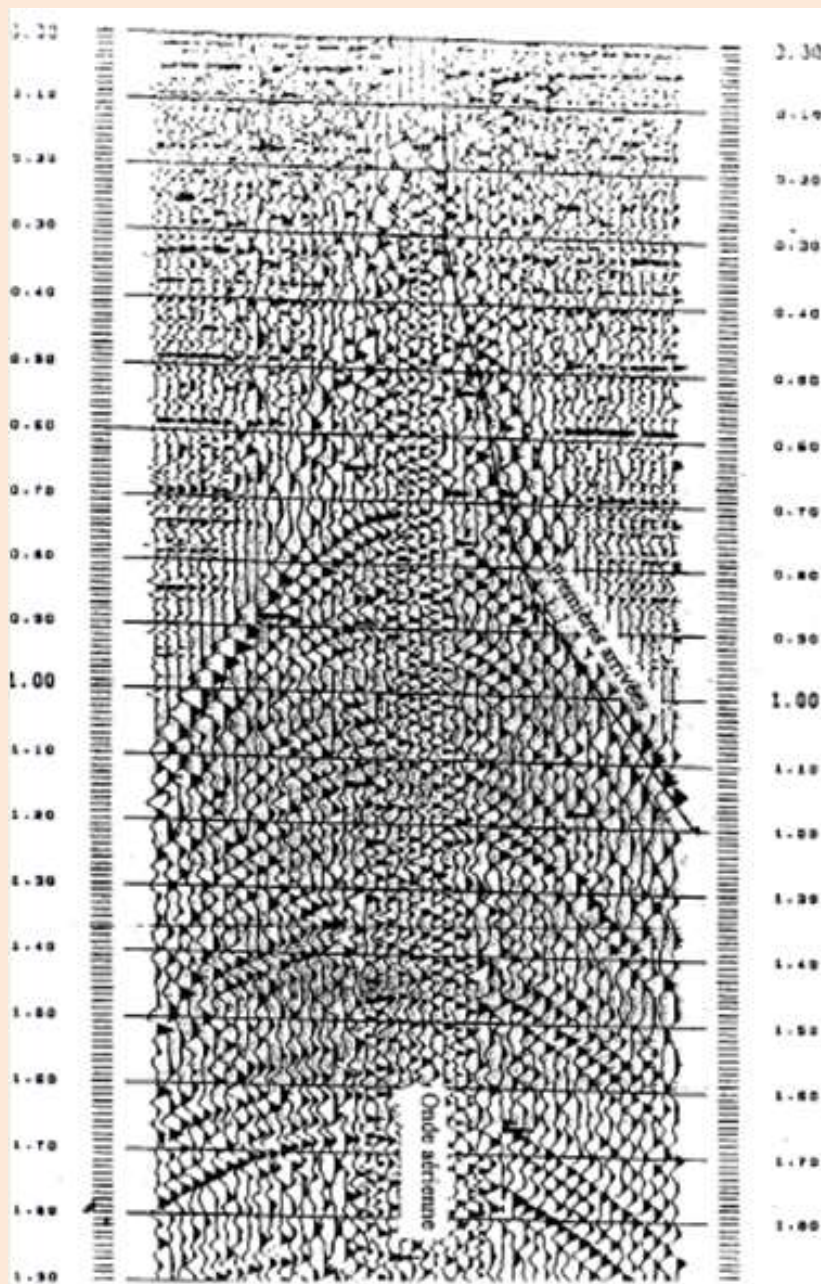


Fig. 30 : Film sismique affecté par l'onde aérienne et l'onde réfractée

Les ondes de surface. Elles regroupent essentiellement les ondes de Love et les ondes de Rayleigh. Elles sont considérées comme bruits (**ground roll**) en sismique réflexion pétrolière car, elles se propagent dans les couches superficielles du sous-sol et ne renferment pas d'informations sur les structures profondes. Elles sont amplement énergétiques et cohérents et habituellement présents sur un enregistrement sismique. Leur remarquable propriété à savoir leur expansion géométrique différente de celle des ondes volumiques les rend facilement identifiables sur les sections sismiques fig. 31.

En prospection sismique pétrolière, elles sont considérées comme bruits car, elles ont tendance à cacher les ondes sismiques réfléchies et elles peuvent obscurcir les réflexions simples et dégrader la qualité globale des données sismiques. Les ondes de Rayleigh peuvent être atténuées par une étude sismique scrupuleusement conçue pendant la séquence de traitement sismique.

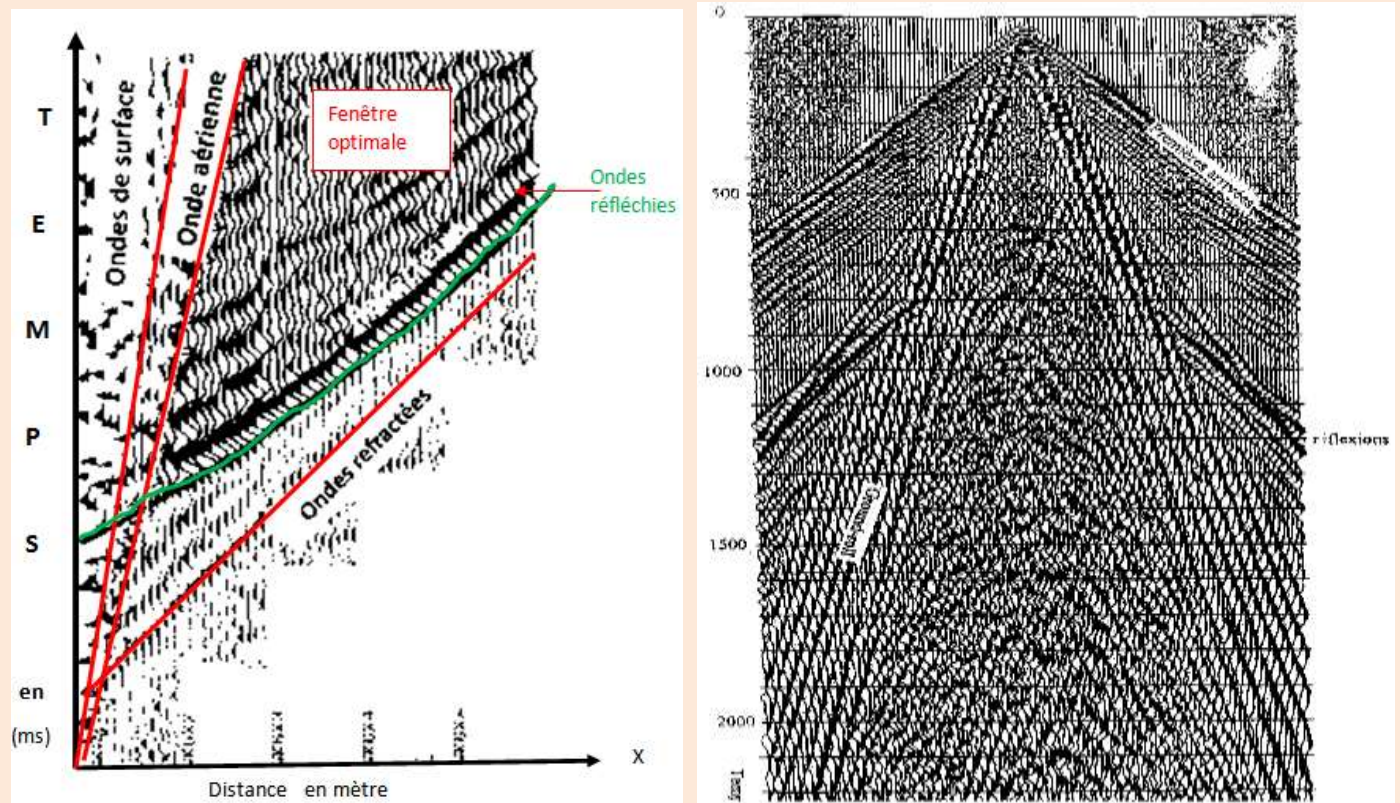


Fig.31– Exemple de champ d’ondes obtenu en acquisition sismique(a) et ground roll (b)

Les réflexions multiples : Ce sont généralement les réflexions qui au cours de leurs trajets, ont subi plus d'une réflexion. Les ondes multiples présentent souvent des énergies semblables et même des fois supérieures à celles des réflexions sismiques simples. Elles dissimulent l'information et l'interprétation qu'on essaiera d'en extraire.

Il existe différents types de réflexions multiples dont les connues sont : les multiples superficiels, les multiples à l'intérieur d'une couche, les peg- leg, les fantômes, les réverbérations (singing) etc. Fig31

Les ondes multiples peuvent également être classées en ondes multiples courtes et en ondes multiples longues.

- Les multiples à trajet long : Les ondes sismiques multiples à long trajet (bien différenciées par rapport à la réflexion primaire) sont de sorte que leurs chemins de parcours sont grands comparés aux réflexions sismiques simples arrivant des mêmes points miroirs profonds. Ils produisent généralement des réflecteurs sismiques fictifs. Elles sont souvent faciles à reconnaître sur un film sismique. La couverture multiple permet de les atténuer à l'acquisition. Au traitement l'atténuation des multiples à long trajet se fait généralement par l'application de la convolution prédictive.

- Les multiples de court trajet : Les multiples de court trajet (peu différenciés par rapport à primaire) ajoutent des oscillations complémentaires et ils sont généralement difficiles à identifier. Ils ont pour conséquence d'allonger l'ondelette sismique réfléchi.

ATTENUATION DES ONDES MULTIPLES

Il existe plusieurs procédés d'atténuation des multiples. Les méthodes les plus utilisées sont :

Le filtrage f-k. Toute onde plane se décompose d'une fréquence unique et un nombre d'onde unique. Chacune des ondes se déplace avec un angle unique par rapport à la verticale. Le passage du domaine (t, x) au domaine (f, k) s'opère en deux étapes : On effectue une première Transformée de Fourier selon l'axe des temps t pour obtenir le domaine (f, x) puis, on effectue une seconde transformée de Fourier dans le domaine spatial afin de passer du domaine (f, x) au domaine (f, k) . L'élimination des multiples dans le plan (f, k) est une méthode efficace.

La couverture multiple. L'atténuation des ondes multiples est assez délicate toutefois dans certains cas, elles sont atténuées par la sommation des traces sismiques regroupées par point miroir commun et après avoir appliqué les corrections

statiques et dynamiques. Les ondes multiples seront alors corrigées et seront ainsi bien atténuées par rapport aux ondes réfléchies simples.

La Deconvolution prédictive .En traitement, il est appliqué une deconvolution prédictive après addition dans le cas de la présence des réverbérations causées par les réflexions multiples qui prennent naissance entre la surface et le fond de la mer(dans le cas de la sismique marine).

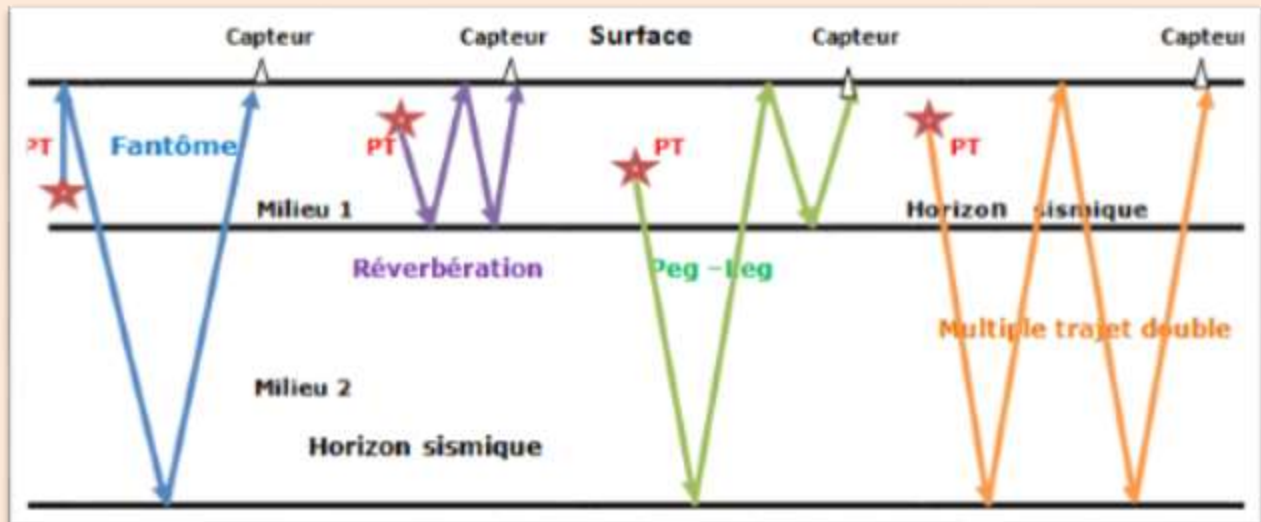


Fig. 31 : principaux types de multiples

Les diffractions : Les ondes diffractées (fig.32) prennent naissance lorsque les ondes incidentes rencontrent des obstacles de dimensions inférieures ou égales aux longueurs d'ondes mises en jeu. Dans ces conditions les lois de Descartes gouvernant la réflexion et la transmission des ondes sismiques à la surface de séparation entre deux milieux d'impédances acoustiques différentes ne sont plus valables. Les diffractions se produisent lorsqu'un point émet des ondes sismiques dans toutes les directions. C'est un phénomène qui se produit très souvent sur les arêtes des failles .Les diffractions se manifestent sur une image sismique par des hyperboles dites de diffractions et peuvent perturber fortement les signaux utiles.

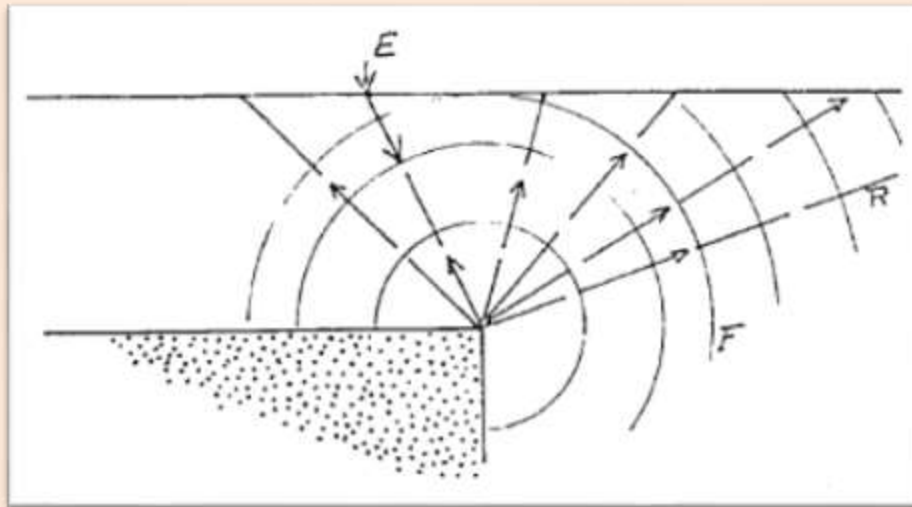


Fig.32 .Principe de formation des ondes diffractées

Cette figure montre que lorsqu'un horizon sismique s'arrête subitement par exemple contre une faille (ou des irrégularités effectuant certaines interfaces), l'extrémité du réflecteur se comporte comme une source ponctuelle d'ondes sismiques qui se propagent dans toutes les directions selon le principe d'Huygens. L'onde réagit aux obstacles d'une manière distincte de celle qui est prévue par la théorie simple des rayons. Les lois de Descartes régissant la réflexion et la transmission des ondes à l'interface entre deux milieux ne sont plus valables.

Les images de diffraction se présentent sur un enregistrement sismique sous la forme d'hyperboles. Elles arrivent souvent à aveugler certaines réflexions sismiques d'où la nécessité de les atténuer partiellement dans le traitement. Néanmoins la présence des images de diffraction ne sont pas sans intérêt car elles peuvent servir parfois comme critère pour définir voire localiser certains accidents tectoniques comme le tracé des failles.

LA SEPARATION DES ONDES UTILES DES BRUITS

Lors de l'acquisition sur le terrain d'un levé de sismique réflexion, on observe en plus des réflexions sismiques simples issues des horizons sismiques, un certain nombre d'autres manifestations sismiques enregistrés par les capteurs sismiques et qui constituent le bruit indésirable. La reconnaissance des ondes sur une section sismique se base sur divers critères qui peuvent être complexes, voire intuitifs.

Les ondes sismiques réfléchies sont enregistrées dans le domaine spatio - temporel (x,t) . La séparation des ondes lors d'une campagne d'acquisition de sismique réflexion est une tâche délicate. Il existe de nombreuses méthodes de séparation des signaux utiles des bruits. Une première séparation améliorant le rapport S/B débute déjà sur le terrain par la mise en œuvre d'arrangements (multiplication) de géophones et de points de tir pour atténuer le bruit aléatoire ou cohérent.

On atténue également le bruit en additionnant des traces sismiques grâce au principe de la couverture multiple.

Pendant le traitement, la séparation des ondes utiles des bruits concerne différents types d'ondes comme les ondes de surface, les multiples et bien d'autres. Il n'est possible d'en mentionner ici en détail une description exhaustive des différentes méthodes de séparation. Toutefois certaines, parce que très utilisées ou très connues, peuvent être mentionnées. Parmi ces méthodes, on distingue :

- Le domaine spatio -fréquentiel (x, f) est obtenu par transformée de Fourier des données sismiques dans le domaine spatio - temporel (x, t) selon la variable t .
- Le domaine nombre d'onde-fréquence (f, k) ou le filtrage en vitesse apparente $(V_a = f/k)$.Il est obtenu par une modification de Fourier bidimensionnelle sur les données initiales (x, t) , l'une suivant la variable spatiale x et l'autre suivant la variable temporelle t .
- Le domaine Intercept-lenteur (τ, p) qui utilise la transformation de Radon, nommée en prospection sismique Slant-Stack.
- La séparation par la matrice spectrale (MS) . Cette méthode utilise les données sismiques dans le domaine (x, f) . Elle s'appuie sur la décomposition de la matrice spectrale en éléments propres.
- La séparation par la transformée Karhunen-Love (TKL) . Elle utilise l'approche analyse en composantes principales.
