

**RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE**  
**MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA**  
**RECHERCHE SCIENTIFIQUE**  
**UNIVERSITÉ M'HAMED BOUGARA BOUMERDES**



**FACULTÉ DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE**  
**DÉPARTEMENT GÉOPHYSIQUE, GÉNIE PARASISMIQUE ET**  
**PHÉNOMÈNES ALÉATOIRES**

**MÉMOIRE DE FIN D'ÉTUDES**

**EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLÔME DE MASTER EN**  
**GÉOPHYSIQUE PÉTROLIÈRE**

**FILIÈRE** : Sciences de la Terre et de l'Univers.

**OPTION** : Sismique, Sismologie et Méthodes de potentiel.

**Thème :**  
**Etude de la zone altérée par l'analyse des premières arrivées**  
**des ondes sismiques cas du Bassin de Oued Mya**

**Réalisé par:**

HADRI Sarra

**Suivis par:**

Dr. Karim ALLEK

Mr. Youcef LADJADJ.

Boumerdes : 2015 /2016

## **DEDICACE**

*Je dédie mon modeste travail à:*

*Mon cher père et à ma tendre et douce mère pour leurs aide, soutient, encouragements, sacrifices et tous les efforts qu'ils ont consentie pour mon éducation ainsi qu'a toute la confiance qu'ils me portent*

*A mes très chères sœurs.*

*A mes chers frères*

*A mon cher oncle et ses enfants.*

*A mes très chers amis : Djihad, Roumeissa, Rokia, Yasmine, Meriem, Faiza, Awatef, Yacine et Charaf Eddine.*

*A tous promotion*

**HADRI Sarra**

# Remerciements



*En premier lieu, je tiens à remercier mon DIEU qui m'a  
donné la force pour accomplir ce travail.*

*J'adresse mon remerciement à mon promoteur consultant  
Dr. ALLEK Karim pour son encadrement et ses conseils  
précieux.*

*Mon vif remerciement pour Mr. Ladjadj Youcef, Ingénieur en  
Géophysique au département traitement au sein de l'Entreprise  
National de Géophysique ENAGEO pour son soutien et sa  
gentillesse infinis, son aide précieuse apportée à ce travail. Ses  
critiques, ses suggestions et sa grande expérience dans le domaine  
du traitement sismique nos avons été très bénéfiques.*

*Je remercie tous les enseignants du département de  
géophysique qui ont contribué à ma formation et m'a fait  
bénéficiaire de leur savoir.*

*Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à tous  
les membres du jury pour avoir accepté examiner et juger ce  
travail.*

*Mon dernier remerciement, vont à tous ceux qui ont  
Contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail.*

**Merci**

# SOMMAIRE

---

<b>Introduction Générale .....</b>	<b>1</b>
------------------------------------	----------

## **Chapitre I Généralité sur l'acquisition et traitement sismique**

<b>I.1 Introduction .....</b>	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
-------------------------------	-------------------------------------

<b>I.3 Acquisition des données sismique .....</b>	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
---	-------------------------------------

I.3.2 Sources d'émission.....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
-------------------------------	-------------------------------------

I.3.3 Dispositif d'enregistrement (récepteurs) .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
--	-------------------------------------

I.3.3.1 Laboratoire d'enregistrement .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
--	-------------------------------------

<b>I.4 Différents types d'ondes enregistrées par la sismique .....</b>	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
--	-------------------------------------

I.4.1 Signaux sismiques .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
-------------------------------	-------------------------------------

I.4.2 Bruits sismiques .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
------------------------------	-------------------------------------

<b>I.5 Paramètres qui influent sur des données sismiques .....</b>	<b>8</b>
--	----------

<b>I.6 Couverture multiple .....</b>	<b>12</b>
--------------------------------------	-----------

<b>I.7 Diagramme d'exploitation addition .....</b>	<b>12</b>
--	-----------

<b>I.8 Filtrage du bruit sur terrain .....</b>	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
--	-------------------------------------

I.8.1 Filtrage spatial .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
------------------------------	-------------------------------------

I.8.2 Stack array .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
-------------------------	-------------------------------------

<b>I.9 Etapes de traitement.....</b>	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
--------------------------------------	-------------------------------------

I.9.1 Reformat .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
----------------------	-------------------------------------

I.9.2 Rééchantillonnage .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
-------------------------------	-------------------------------------

I.9.3 Corrections statiques .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
-----------------------------------	-------------------------------------

I.9.5 Déconvolution.....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
--------------------------	-------------------------------------

I.9.6 Correction dynamique(NMO).....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
--------------------------------------	-------------------------------------

I.9.7 Mute.....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
-----------------	-------------------------------------

I.9.8 Addition horizontale (Stack).....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
---	-------------------------------------

I.9.9 Filtrage.....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
---------------------	-------------------------------------

I.9.10 Migration .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
------------------------	-------------------------------------

I.9.11 Représentation finale des sections sismique .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
--	-------------------------------------

## **Chapitre II Généralité sur les corrections statiques**

<b>II.1 Introduction</b> .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
<b>II.2 La zone altérée</b> .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
II.2.1 Définition.....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
II.2.2 Caractéristiques de la zone altérée(WZ) .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
II.2.3 Etude de la WZ .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
II.2.3.1 Carottage sismique .....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
II.2.3.2 Travaux de petites réfraction(TPR).....	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
II.2.3.2 Sondages électrique et électromagnétique.....	27
<b>II.3 Corrections statiques</b> .....	30

No table of contents entries found.

## **Chapitre III Les méthodes d'estimation de la zone altérée**

<b>III.1 Introduction</b> .....	35
<b>III.2 Les méthodes de calcul les corrections statiques</b> .....	35
III.2.1 Méthodes directes (classique).....	35
III.2.1.1 Méthode de la réduction de la matrice résiduelle (DRM) .....	35
III.2.2 Méthodes d'inversion.....	39
III.2.2.1 Méthode de l'inversion généralisé (GLI) .....	39
III.2.2.2 Méthode Réciproque Généralisée (GRM) .....	42
III.2.3 Méthodes SWAMI.....	43

## **Chapitre IV Application sur des données réelles**

<b>IV.1 Introduction</b> .....	44
IV.2 Situation géographique de la zone d'étude .....	44
IV.3 Cadre géologique du bassin d'Oued Mya.....	45

IV.4 Etapes de travail .....	46
IV.4.1 Identification des données.....	46
IV.4.2 Préparation et habillage de la géométrie .....	48
IV.4.3 profil d'étude .....	49
IV.4.4 Pointés des premières arrivées.....	51
IV.5 Principe de la méthode d'imagerie (GLI).....	52
IV.5.1. Création du Modèle initial .....	52
IV.5.2. Création du Modèle final .....	55
IV.6 comparaison entre CVTs et TPRs .....	58
IV.7 comparaison entre les enregistrements sismiques et TPRs.....	63
IV.8 Statiques régionale .....	65
IV.9 Séquence de traitement .....	68
IV.10 Section brute sommée.....	69
IV.11 comparaison entre le modèle de 3 couches en profondeur avec la section sismique en temps .....	70
<b>Conclusion Générale .....</b>	<b>72</b>

## **Bibliographie**

# Liste des figures

---

<b>Fig.I.2 : Principe de la sismique reflexion.....</b>	<b>3</b>
<b>Fig.I.2 : Mise en œuvre en sismique réflexion.....</b>	<b>4</b>
<b>Fig.I.3 : Différents types d’ondes enregistrées en sismique réflexion .....</b>	<b>6</b>
<b>Fig.I.4: Différents réfracteurs enregistrés .....</b>	<b>6</b>
<b>Fig.I.5 : Premières arrivées en sismique réflexion.....</b>	<b>7</b>
<b>Fig.I.6: Définition du GAP .....</b>	<b>8</b>
<b>Fig.I.7: Géométrie de réception .....</b>	<b>9</b>
<b>Fig.I.8 : Nappe de réception .....</b>	<b>10</b>
<b>Fig.I.9: Pouvoir de résolution verticale .....</b>	<b>11</b>
<b>Fig.I.10 : Représentation schématique de la Couverture multiple .....</b>	<b>13</b>
<b>Fig.I.11 : Diagramme d’exploitation .....</b>	<b>13</b>
<b>Fig.I.12 : Représentation schématique de la filtrage spatial .....</b>	<b>14</b>
<b>Fig.II.1 : Dispositif d’enregistrement d’un carottage sismique .....</b>	<b>22</b>
<b>Fig.II.2 : Paramètre de calcul des vitesses de la WZ .....</b>	<b>23</b>
<b>Fig.II.3 : Relation temps-profondeur tirées à partir du Carottage sismique .....</b>	<b>24</b>
<b>Fig.II.4 : Dispositif d’enregistrement d’une compagne petite réfraction .....</b>	<b>25</b>
<b>Fig.II.5 : Schéma de la WZ et dromochrone correspondants .....</b>	<b>26</b>
<b>Fig.II.6 : Trajectoire de l’onde réfléchie avant et après CS .....</b>	<b>31</b>
<b>Fig.II.7 : Schéma d’un plan de référence horizontale .....</b>	<b>32</b>
<b>Fig.II.8: Schéma d’un plan de référence incliné .....</b>	<b>33</b>
<b>Fig.II.9 : Schéma d’un plan de référence en escalier .....</b>	<b>33</b>
<b>Fig.II.10 : Schéma d’un plan de référence flottant .....</b>	<b>34</b>
<b>Fig.II.11 : Choix du signe de la correction en fonction de la position du DP et la WZ .....</b>	<b>34</b>

<b>Fig.III.1 : Trajectoire des rayons réfractés à travers le modèle d'origine et le modèle initial</b>	39
.....	39
<b>Fig.III.2 : Erreur entre le modèle observé et le modèle calculé</b>	40
<b>Fig.III.3 : Algorithme de la méthode GLI</b>	41
<b>Fig.III.4 : Principe de la méthode GRM</b>	42
<b>Fig.IV.1 : Situation géographique du bassin d'Oued Mya</b>	44
<b>Fig.IV.2 : Cadre géologique du bassin d'Oued Mya</b>	46
<b>Fig.IV.3: Nappe des Géophones</b>	47
<b>Fig.IV.4 :Nappe des Sources</b>	48
<b>Fig.IV.5 : Dispositif d'enregistrement</b>	48
<b>Fig.IV.6 : Position du profil 92OM</b>	49
<b>Fig.IV.7 : Géométries des points milieu commun</b>	50
<b>Fig.IV.8 : Attribut des Picking en fonction de numéro de trace</b>	50
<b>Fig.IV.9 : Fenêtre guide en temps et training_pick sur shot avec égalisation dynamique</b>	51
<b>Fig.IV.10 : Localisation des CVTs et TPRs sur l'altimétrie du profil 92OM</b>	52
<b>Fig.IV.11: Dromochrone de la TPR (A)</b>	53
<b>Fig.IV.12 : Modèle d'élévation d'ajustement de TPR et de l'enregistrement sismique de 03 couches</b>	
<b>Fig.IV.13 : Modèle Géologique initiale de 03couches</b>	55
<b>Fig.IV.14 : Modèle géologique de 3couches et sa corrections statique</b>	56
<b>Fig.IV.15 : Comparaison entre les trois Modèles (1,2et 3 couches)</b>	57
<b>Fig.IV.16: Carottage sismique(A)</b>	58
<b>Fig.IV.17: Dromochrone de la TPR (A)</b>	59
<b>Fig.IV.18: Carottage sismique (B)</b>	60
<b>Fig.IV.19: Dromochrone de la TPR (B)</b>	60
<b>Fig.IV.20: Carottage sismique (C)</b>	61
<b>Fig.IV.21: Dromochrone de la TPR (C)</b>	62

<b>Fig.IV.22: Image d'un enregistrement sismique .....</b>	<b>63</b>
<b>Fig.IV.23: Différentes ondes observées .....</b>	<b>64</b>
<b>Fig.IV.24 : Enregistrement N° 1265 Intercepte=68ms, V1=1883m/s .....</b>	<b>65</b>
<b>Fig.IV.25 : Géométries des Surfaces des stations des élévations, TPR et DP .....</b>	<b>65</b>
<b>Fig.IV.26 : Correction statique et sa régionale du Modèle d'une Seule couche .....</b>	<b>66</b>
<b>Fig.IV.27: Correction statique et sa régionale du Modèle de 02 couches .....</b>	<b>66</b>
<b>Fig.IV.28 : Corrections statiques et sa régionale du Modèle de 03 couches .....</b>	<b>67</b>
<b>Fig.IV.29 : Comparaison entre les trois corrections statiques régionales .....</b>	<b>67</b>
<b>Fig.IV.30 : Séquence de traitement appliquée .....</b>	<b>68</b>
<b>Fig.IV.31 : Section sismique avec un filtre finale passe-bande et AGC .....</b>	<b>69</b>
<b>Fig.IV.32 : Agrandissement sur la section sismique obtenue .....</b>	<b>70</b>
<b>Fig.IV.33 : Modèle Géologique Finale de 03 couches .....</b>	<b>70</b>

## Introduction

L'objectif des méthodes sismiques est de définir les caractéristiques acoustiques et la profondeur des couches de la sub-surface. On distingue deux grandes méthodes à savoir : la sismique réflexion et réfraction. En prospection sismique, les temps de trajets de la réflexion ou de la réfraction sont enregistrés par des géophones disposés convenablement à la surface du sol, ces temps d'arrivées sont affectés par des anomalies dues à l'irrégularité de la couche superficielle, et il convient de corriger ces temps mesurés pour les rendre comparables entre eux, Pour cela il faut tenir compte des événements qui influencent la qualité des sections sismiques. Parmi ces événements on distingue l'effet de la zone altérée. Ce dernier provoque un déphasage des traces correspondantes aux mêmes points miroir. Cela signifie que la somme des CDP sera de mauvaise qualité ; de plus, on risque d'avoir des structures fictives dites anomalies de statiques de grandes longueur d'onde. C'est pour cela qu'une grande importance est attribuée au problème des corrections statiques qui détermine la qualité des sections sismiques finale.

L'estimation de la zone altérée et le calcul de ces corrections sont variables selon des méthodes utilisés TPR (Tir de Petite Réfraction) et les carottages VT, les méthodes électriques et électromagnétiques.

Actuellement, le calcul de ces corrections se fait en exploitant les données des arrivées premières (first-break) sur l'enregistrement de sismique réflexion. Il en existe plusieurs méthodes, parmi celles-ci, on peut distinguer : La méthode de la réduction de la matrice résiduelle (DRM), La méthode de l'inversion linéaire généralisée (GLI), La méthode de tomographie, La méthode réciproque généralisée (GRM), la plus minus et la méthode SWAMI.

La problématique qui se pose dans notre mémoire :

**Est-ce que les corrections statiques obtenues par les premières arrivées enregistrées par la sismique réflexion permettent d'éliminer vraiment l'effet de la zone altérée (WZ) ?,** pour répondre à cette question, nous avons réalisé ce travail qui est structuré en quatre chapitres :

## Introduction Générale

---

- Le premier, comporte un aperçu Général sur l'acquisition et le traitement sismique.
  - Le deuxième est consacré aux généralités sur les corrections statiques.
  - Le troisième est une description des méthodes utilisées pour l'estimation de la zone altérée
  - Le dernier chapitre, s'étale une l'application à des données réelles issues d'un profile réalisé dans la région de OUED MYA.
- Enfin, nous terminons par une conclusion.

## I.1 Introduction

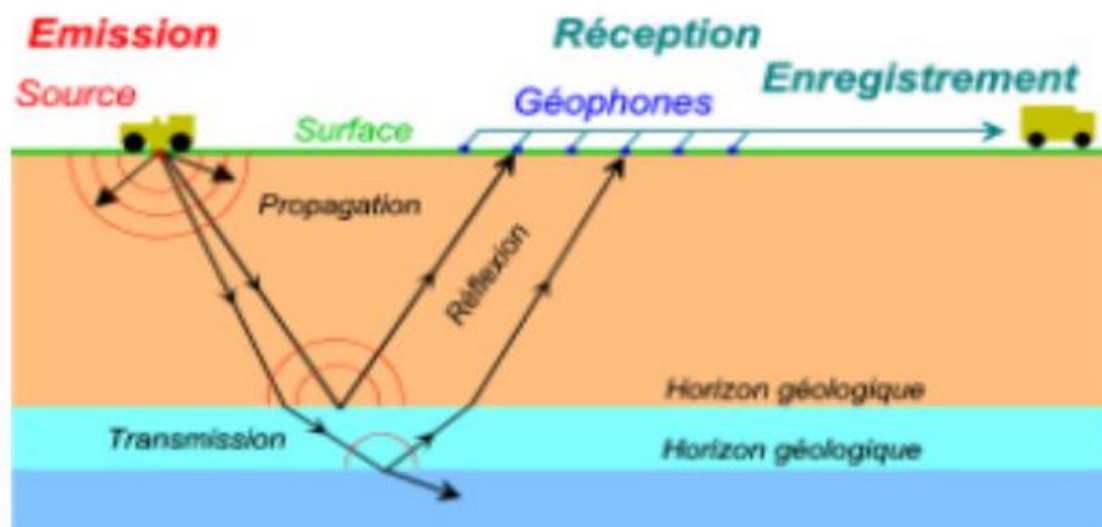
La sismique réflexion est une méthode très utilisée dans le cadre de la prospection des hydrocarbures qui permet d'étudier avec précision les couches profondes de la subsurface. Grâce à sa profondeur de pénétration et son pouvoir de résolution, elle reste l'outil de prospection le plus puissant pour la recherche des hydrocarbures. À l'aide de cette technique, les interfaces géologiques sont repérées, ces interfaces constituent les surfaces de séparations de deux milieux d'impédance acoustique différente.

Cette méthode, comme toute méthode de prospection géophysique, comporte trois phases principales : l'acquisition des données, le traitement de l'information et l'interprétation.

Un enregistrement sismique comporte différents événements : le signal utile, des bruits organisés et des bruits aléatoires.

## I.2 Principe de la sismique réflexion

Le principe de base de la sismique réflexion consiste à produire des ondes en surface ou près de la surface et à mesurer les temps mis par ces ondes pour aller depuis le point d'émission jusqu'à une série de récepteurs placés à la surface du sol après réflexion sur différentes couches du sous-sol (Fig.1.1). La réflexion se produit alors chaque fois qu'il y a un changement d'impédance acoustique défini comme le produit de la vitesse sismique et la densité.



*Fig.1.1 : Principe de la méthode sismique réflexion (d'après CGG modifiée)*

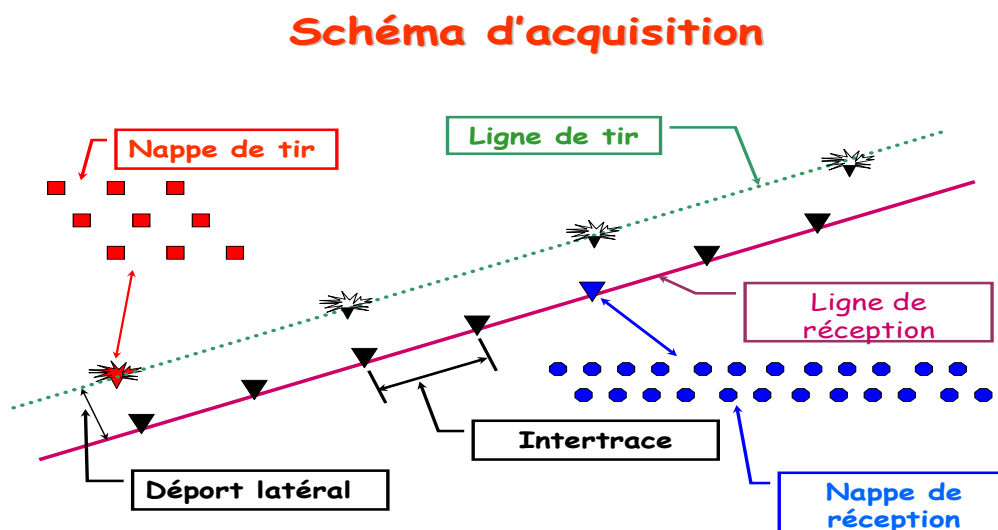
### I.3 Acquisition des données sismique

L'acquisition est la première étape dans une campagne sismique. Elle consiste à la mise en place :

- ❖ D'un système d'émission (dynamite, marteau, camion vibreur) qui va engendrer des ébranlements à la surface du sol. L'onde générée se propage dans le sous-sol en subissant des réflexions, réfractions, et diffractions, suivant les lois de l'optique, à l'interface des couches présentant un contraste d'impédance.
- ❖ D'un système de détection (géophones, hydrophones) qui va enregistrer l'onde en surface.
- ❖ D'un système d'enregistrement (cassettes magnétiques, supports numériques) où l'onde transmise au laboratoire sera échantillonnée, numérisée et mémorisée sur support magnétique.

#### I.3.1 Mise en œuvre

La mise en œuvre consiste à disposer sur une ligne sismique (profil) un ensemble de charges explosives ou de vibreurs qui provoqueront des ébranlements qui seront enregistrés par un ensemble de traces (nappes de géophones ou capteurs) disposées régulièrement le long du profil (Fig.1.2).



*Fig.1.2 : Mise en œuvre en sismique réflexion*

### I.3.2 Sources d'émission

Il existe plusieurs moyens d'émission d'énergie, dont on cite :

➤ **Dynamite**

qu'elle soit enterrée ou à l'air libre, cette source vibratoire a l'avantage de libérer une grande énergie en un temps très bref (quelques centaines de micros secondes) couvrant une large bande de fréquence que l'on peut assimiler à une impulsion de Dirac.

➤ **Camion-vibreur (Vibroseis)**

Les camions-vibreurs sont très utilisés en sismique profonde, comportant une plaque d'acier de quelques tonnes fermement pressée sur le sol et actionnée par un vibreur hydraulique, émettent des trains d'ondes pendant 7 à 12 s de fréquence de quelques dizaines de hertz progressivement variable.

### I.3.3 Dispositif d'enregistrement (récepteurs)

Les capteurs sismiques sont les géophones en sismique terrestre et les hydrophones en sismiques marine. Les géophones transforment l'énergie sismique en signaux électriques, enregistrés sous forme analogique ou numérique.

En général, on dispose de nombreux géophones, proches les uns des autres, connectés en série parallèle pour produire un seul signal de sortie. La grappe de géophones est considérée comme équivalente à un seul géophone situés au centre de la grappe.

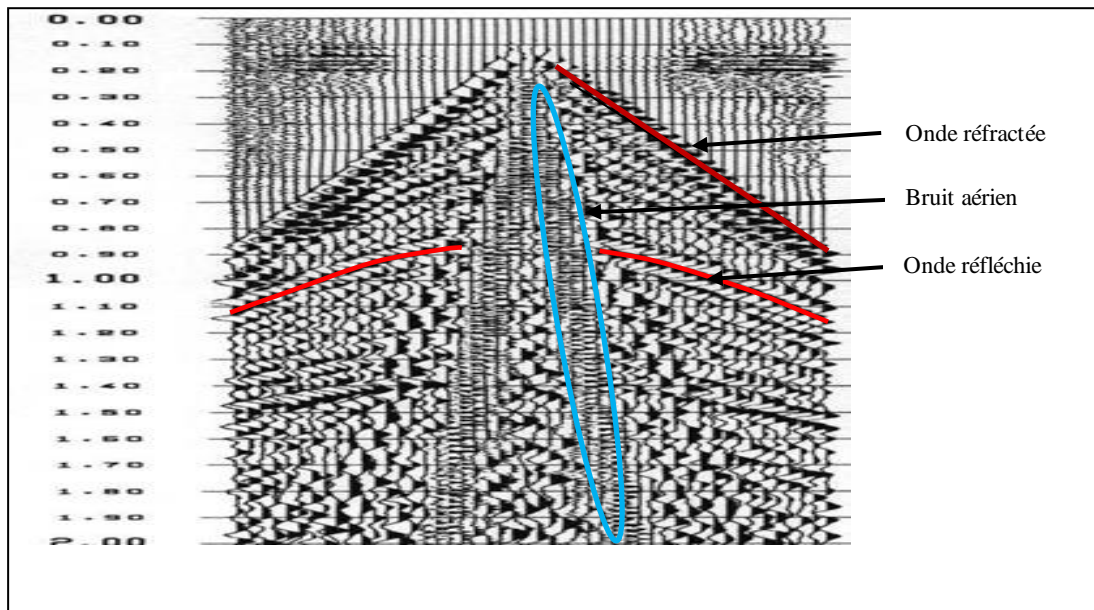
#### I.3.3.1 Laboratoire d'enregistrement

L'enregistrement de la réponse des géophones se fait à l'aide d'un appareil appelé enregistreur se trouvant à l'intérieur d'un camion. Les enregistreurs ont beaucoup évolué ces dernières années grâce aux développements technologiques, ils sont composés essentiellement de : préamplificateurs et filtres analogiques, multiplexeurs, démultiplexeurs, amplificateurs de cadrage de gain et formateurs.

### I.4 Différents types d'ondes enregistrées par la sismique

Avant de commencer toute opération de traitement, il est primordial d'examiner les enregistrements terrain afin d'identifier les différents événements et distinguer le signal utile des bruits.

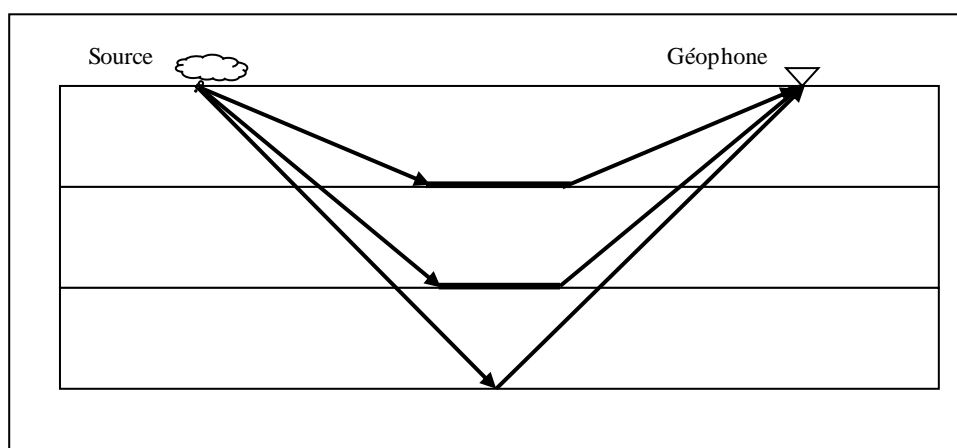
Dans un enregistrement sismique, on trouve les ondes réfléchies, les ondes réfractées et les bruits, (Fig.I.3).



*Fig.I.3 : Différents types d'ondes enregistrées en sismique réflexion (d'après CCG)*

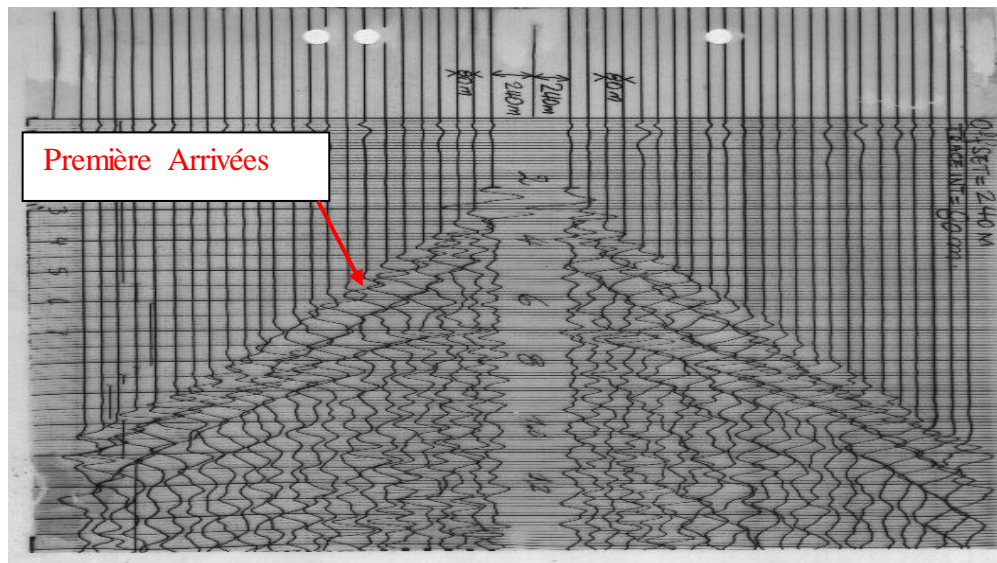
Ce qui nous intéresse se sont les réflexions. Cependant les ondes réfractées ont une importance pour le calcul des corrections statiques.

L'enregistrement des ondes réfléchies parvenues des horizons profonds dépend des offsets. En effet pour enregistrer ce type d'ondes on doit augmenter les offsets, cependant les larges offsets favorisent l'enregistrement des ondes réfractées des horizons peu profonds, (Fig.I.4).



*Fig.I.4 : Différents réfracteurs enregistrés*

La figure (I.5), illustre un enregistrement sismique réel, dont on observe les premières arrivées. Théoriquement, la première indicatrice est celle de l'onde directe et la deuxième correspond à celle du premier réflecteur (celui de la base de la zone altérée WZ).



*Fig.I.5 : Premières arrivées en sismique réflexion*

Mais en pratique ce n'est pas toujours le cas, l'onde directe ne sera pas enregistrer par la sismique réflexion pour des raisons différentes dont nous étudierons certains cas en détail ci-dessous.

En outre les premières arrivées observées sur les enregistrements sismiques ne correspondent pas toujours aux ondes directes mais aux ondes réfractées.

#### **I.4.1 Signaux sismiques**

Un signal est dit utile lorsqu'il répond aux objectifs désirés. En sismique réflexion, le signal représente la réflexion simple des ondes de volume (en général, les ondes P).

#### **I.4.2 Bruits sismiques**

Un bruit est un signal indésirable, son identification est une des opérations les plus délicates, car il se manifeste en premier lieu aléatoirement, et non organise, quand il est prévisible et cohérent son étude devient facile pour le géophysicien. On distingue :

##### **a) Bruits aléatoires**

Un bruit est dit aléatoire lorsqu'il n'est pas prédictible dans le temps et dans l'espace à partir d'autres événements. D'une trace à l'autre, en général, ce bruit ne présente aucune cohérence.

On distingue :

- Bruits d'appareillage.
- Bruits ambiants.

### b) Bruits organisés

Ce sont des bruits qui peuvent être suivi sur un ensemble de traces, ils sont généralement facilement identifiables sur l'enregistrement sismique. Certaines de leurs caractéristiques physiques peuvent être mesurées telles que la fréquence et la vitesse de propagation. Parmi ces bruits : ondes de surface (l'onde aérienne, le Ground-Roll), les réflexions multiples, les réfractions, les diffractions, ...etc.

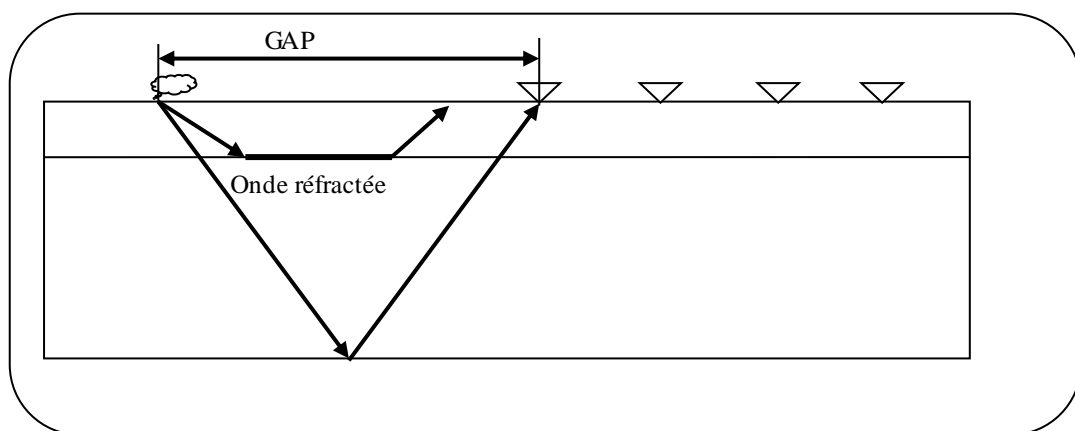
Pour cela on a mis l'hypothèse que la base de la zone altérée ne sera pas imagée par la sismique réflexion.

Afin de renforcer cette hypothèse, nous allons exposer certains paramètres qui influent sur l'enregistrement des données sismiques.

## I.5 Paramètres qui influent sur les données sismiques

### a) Offset

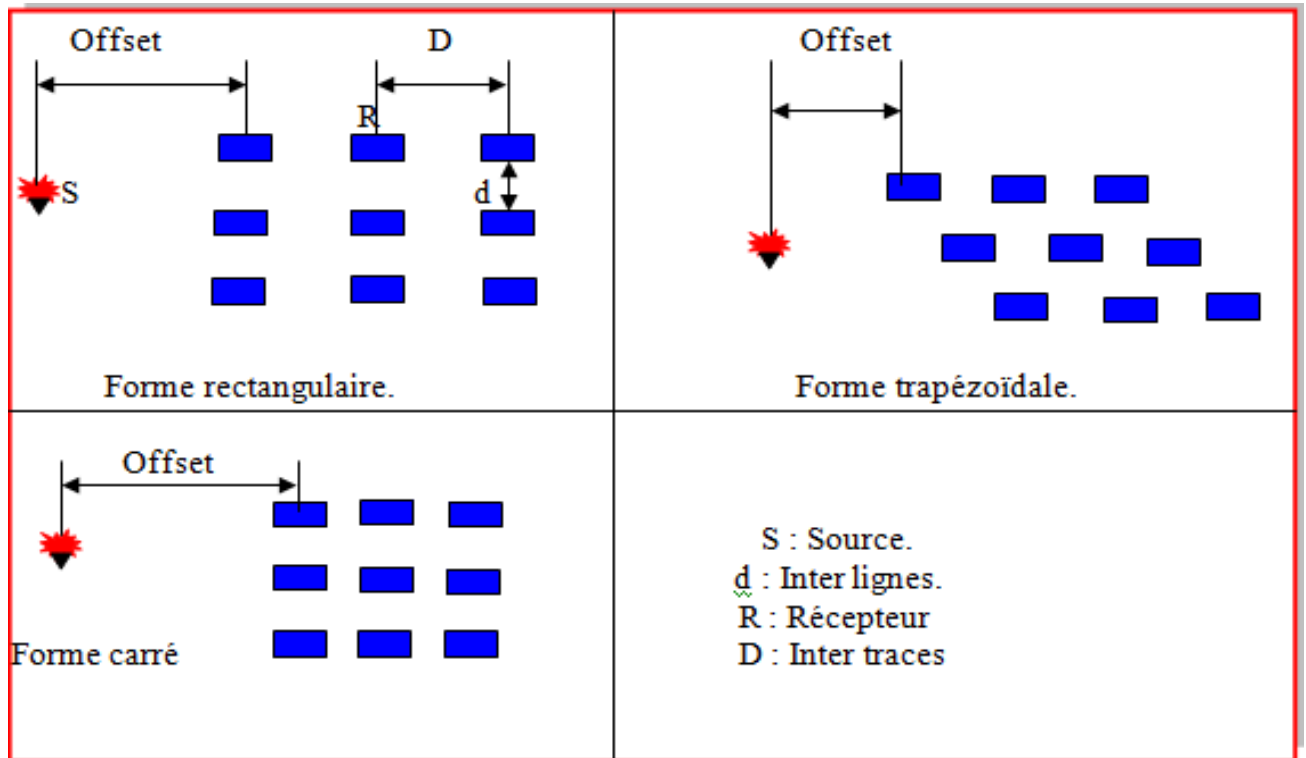
L'offset étant la distance entre la source et le géophone, nous allons focaliser sur la distance entre la source et le premier géophone « GAP ». Généralement le premier géophone est distancé de plusieurs dizaines de mètres de la source pour raison d'éviter l'enregistrement des bruits de surface (Fig.I.6).



*Fig.I.6 : définition du GAP*

**b) Géométrie de réception**

Il existe plusieurs configurations des récepteurs (géophones) adaptées en fonction du type de bruit régnant dans le milieu ; dans le but de faire un filtrage spatial. Une panoplie de géométrie est admise comme l'indique le schéma ci-dessous (Fig.1.7).

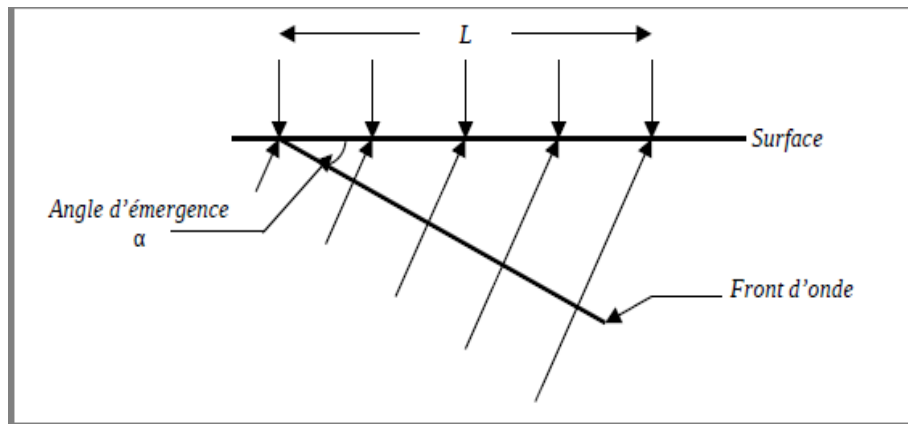


*Fig.I.7 : Géométrie de réception*

**c) Longueur des nappes de réception**

Le rôle de la nappe de réception est d'atténuer certains bruits organisés. Par conséquent, sa longueur est basée essentiellement sur les bruits de grande longueur d'onde. De même, la distance entre géophones devrait être faible, afin d'atténuer les bruits de petite longueur d'onde. Pour remédier à ces bruits indésirables en sismique, la longueur de la nappe de réception doit vérifier la condition suivante :

$$L = \frac{V}{f_{\max} \sin\alpha} \tag{I-1}$$



*Fig.I.8 : Nappe de réception (M. Lavergne 1986)*

Tels que comme indiqué sur la figure(I.8)

$L$  : La longueur de la nappe (m).

$V$  : vitesse dans la couche superficielle,

$F_{max}$  : fréquence maximale enregistrée,

$\alpha$  : angle d'émergence.

Cette relation montre bien que des nappes courtes permettent d'enregistrer les hautes fréquences pour les différents angles d'émergence, donc elles sont adaptées pour la sismique de haute résolution verticale.

#### d) Intertrace

Les stations réceptrices doivent être bien espacées pour éviter le problème de l'aliasing spatial. Ce dernier est défini comme étant le phénomène de repliement du spectre du signal. Il se manifeste surtout dans les zones où on trouve des pendages. La distance  $I$  entre deux traces est conditionnée par la relation :

$$I \leq \frac{V}{4 F_{\max} \sin \varphi} \quad (\text{I-2})$$

Avec :

$I$  : L'intertrace (m)

$F_{\max}$  : Fréquence maximale (Hz)

$V$  : Vitesse du milieu

$\varphi$  : Pendage du réflecteur

Parfois ces deux paramètres jouent le rôle du filtre des ondes réfractées quand la distance est trop réduite ou quand le réflecteur a le caractère de bas fréquent

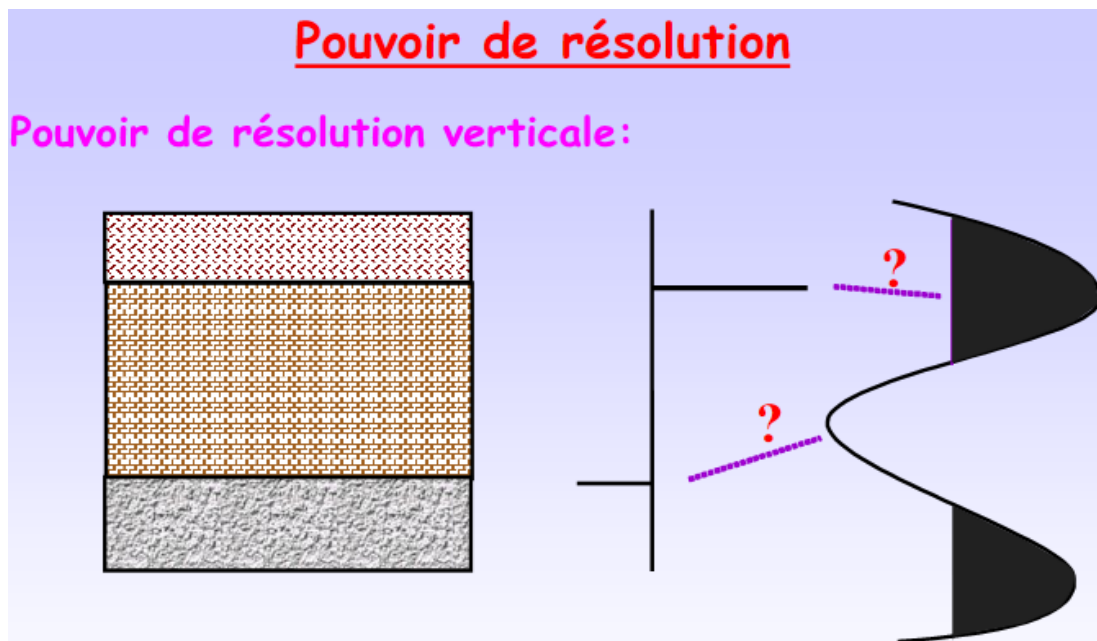
L'étalement des nappes a malheureusement un effet néfaste, celui de filtrer les hautes fréquences 'utiles' du signal qui permettent l'amélioration de la résolution verticale et en conséquence la résolution latérale.

#### d-1) Pouvoir de résolution verticale

C'est la possibilité de distinguer ou de séparer deux horizons qui représentent respectivement le toit et la base d'une couche géologique.

Il est de l'ordre  $\lambda/4$  ( $\lambda$  longueur d'onde) en présence d'un bruit faible, et de l'ordre de  $\lambda/2$  en présence d'un bruit fort. Selon la qualité des données sismiques, la fréquence dominante et de la largeur du spectre de l'impulsion.

Si la profondeur augmente, on a du mal à distinguer les couches de faibles épaisseurs (Fig.I.9).



*Fig.I.9 : Pouvoir de résolution verticale*

#### d-2) Pouvoir de résolution horizontale

Il correspond à la distance horizontale séparant deux accidents géologiques (failles) que l'on peut à peine distinguer l'un de l'autre.

Cette distance est approximativement  $D = (2h\lambda)^{1/2}$

### e) Couplage source-géophone

En sismique réflexion, on utilise des groupes de géophones étalés à la surface du sol dans le but d'atténuer au mieux à l'enregistrement les ondes de surface qui sont très énergiques. Mais un étalement excessif de la trace présente l'inconvénient de masquer les couches minces et filtrer les hautes fréquences utiles dans l'amélioration de la résolution

Pour enregistrer les hautes fréquences, on doit réduire l'intertrace. Ce qui confirme au principe de l'échantillonnage spatial.

## I.6 couverture multiple

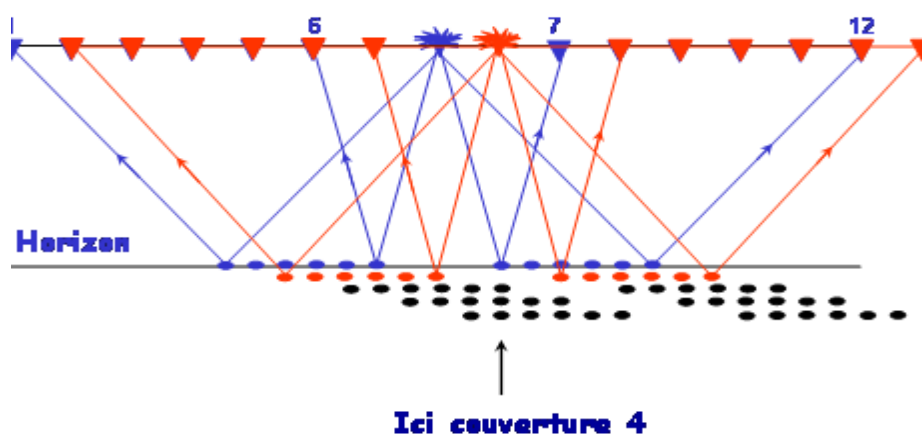
C'est une technique basée essentiellement sur la géométrie des rayons sismiques et a pour effet l'amélioration du rapport signal sur bruit (S/B). Chaque point de réflexion (point miroir) est « atteint » par plusieurs rayons sismiques issus de sources différentes et enregistrés par des récepteurs différents. Les traces sismiques relatives à ce point miroir seront corrigées (Corrections statiques et dynamiques) puis sommées pour donner une trace de meilleure qualité (bruits aléatoires atténués, signal utile amélioré (Fig.I.10)).

Les tirs doivent être réguliers (distance inter PT constante) ainsi que les récepteurs. Les rayons sismiques sont supposés être dans un plan vertical. Dans ce cas l'ordre de couverture est donné par la relation :

$$CM = n / (2 * d) \quad (I-3)$$

n = Nombre de récepteurs/Tir

d = Déplacement du Pt en nombre d'intertrace

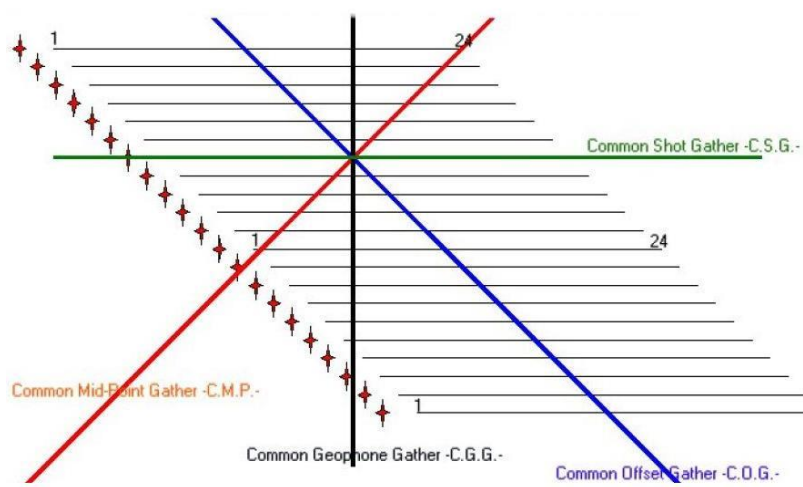


*Fig.I.10 : Représentation schématique de la Couverture multiple*

L'addition en couverture multiple apporte une amélioration notable du rapport S/B de  $\sqrt{n}$ ,  $n$  représente le degré de couverture, Ou par un vibreur qu'est une source de faible énergie qui produit un signal dont on connaît à l'avance la forme de spectre et consiste à mettre sur terrain.

### I.7 Diagramme d'exploitation addition

Il montre les relations qui existent entre les points de tir et les points miroir communs et les traces terrain, de tels diagrammes sont utilisés lors du traitement des enregistrements pour trier les traces sismiques en fonction des objectifs recherchés ou pour faire l'arrangement des traces sismiques (Fig.I.11).



*Fig.I.11 : Diagramme d'exploitation*

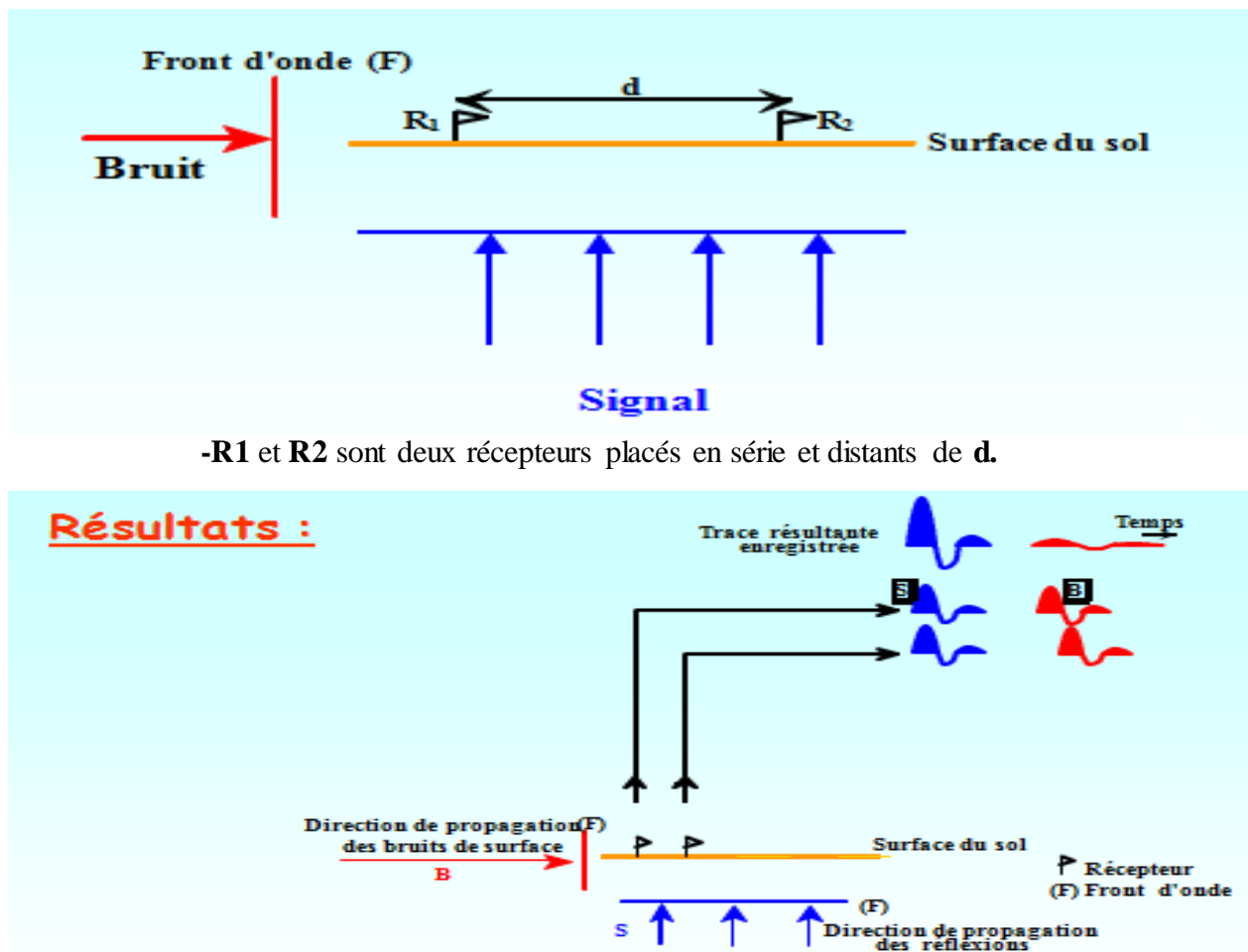
## I.8 Filtrage du bruit sur terrain

### I.8.1 Filtrage spatial ou (Filtrage en Nombre d'onde)

La notion du filtrage spatial est liée à la multiplication de géophone, en effet la répartition des géophones sur une surface donnée permet d'augmenter la sélective des signaux ayants même directive et même phase et élimine ainsi les signaux non cohérents et non organisés. Le filtrage spatial ou en nombre d'onde consiste à déterminer les caractéristiques d'une nappe de géophone disposée sur la surface du sol. Ces caractéristiques sont : la distance entre géophone, le nombre de géophone, enfin la géométrie de la nappe.

Le choix de la géométrie des nappes se fait après étude des tirs de bruits.

Malheureusement, cette méthode limite le contenu fréquentiel, ce qui a pour effet de limiter la résolution (Fig.I.12).



- En fonction de la distance  $d$ , les bruits arrivent en phase ( $d=0$ ) ou déphasés ( $d \neq 0$ )
- Le signal arrive en phase

*Fig.I.12 : Représentation schématique de la filtrage spatial*

### I.8.2 Stack array

Cette méthode est apparue dans les années 90. La longueur des traces est réduite pour augmenter la résolution et atténuer au mieux les bruits de surface lors de l'addition en couverture multiple (après les corrections statiques et dynamiques, les réflexions primaires sont en phase et se renforcent contrairement aux bruits).

## I.9 Etapes de traitement

Après l'acquisition sismique vient l'étape du traitement des données sismiques qui passeront par différents processus (corrections diverses, atténuation des bruit,... etc.), afin d'en tirer une image du sous-sol proche de la réalité. Cette étape est connue sous le nom de « data processing » ou « traitement des données ». Elle s'effectue à l'aide de logiciels développés.

La séquence de traitement standard comprend :

### I.9.1 Reformat

C'est le changement du format de la bande terrain en format interne du logiciel de traitement pour le stockage et la lecture des données.

### I.9.2 Rééchantillonnage

Le pas d'échantillonnage utilisé en sismique réflexion est généralement de 2ms. Pour des raisons économiques on effectue un rééchantillonnage avec un pas d'environ 4ms. Pour éviter le phénomène du repliement du spectre (aliasing), l'opération du rééchantillonnage doit s'accompagner d'un filtrage passe-bas adapté au nouveau pas d'échantillonnage.

La fréquence de coupure du filtre anti aliasing est prise généralement égale à la moitié ou deux tiers de la fréquence de Nyquist avec :

$$f_N = \frac{1}{2\tau} \quad (\text{I-4})$$

$f_N$  : Fréquence de Nyquist (ou de Shannon).

$\tau$  : Le pas d'échantillonnage.

### I.9.3 Corrections statiques

Corrections des traces et points de tir pour les remettre sur un même plan appelé DP. Cette correction a pour but d'enlever l'effet de la zone altérée notée WZ (Weathered zone) et de l'altimétrie. Cette correction statique nécessite la connaissance des vitesses et des épaisseurs des couches superficielles, pour cela on effectue des carottages VT (vertical time), des carottages sismiques et des tirs de petite réfraction.

### I.9.4 Egalisation dynamique

Est une sorte de correction qui maintient l'énergie moyenne constante tout au long de la trace. Le critère considéré, généralement, est celui de la somme des valeurs absolues des échantillons à l'intérieur d'une fenêtre glissante, ce qui détermine la valeur du coefficient à appliquer à l'échantillon central. Ceci atténuera les fortes amplitudes en début de trace et amplifiera les faibles amplitudes en fin de trace. De plus, elle ramènera au même niveau les amplitudes des traces proches et lointaines.

### I.9.5 Déconvolution

La déconvolution est une opération qui améliore la résolution temporelle de l'expression graphique de l'information par la compression du signal sismique de base appelé « ondelette ». La déconvolution est normalement appliquée avant l'addition de traces ; mais il est aussi commun de l'utiliser après.

La déconvolution fait bien plus comprimer l'ondelette sismique ; elle peut aussi éliminer une bonne partie de l'énergie provenant des réflexions multiples présentes dans les enregistrements bruts.

### I.9.6 Correction dynamique(NMO)

Si on considère une réflexion sur une collection CMP, la différence entre le temps de parcours (temps double) à un offset donné et le temps de parcours (temps double) à offset nul est appelé « NMO » ou « Normal Move Out ». Elle Consiste à éliminer la distance émetteur-récepteur, pour que les trajets deviennent normaux aux réflecteurs (i ; e enlever l'obliquité).

L'équation approchée de l'indicatrice d'après Levin est :

$$T^2 = T_0^2 + \frac{x^2}{v_{NMO}^2} \quad (I-5)$$

Avec :

$V_{NMO}$  : Vitesse de correction dynamique

$T_0$  : Profondeur en temps double du réflecteur

$X$  : Distance émetteur-récepteur

La correction dynamique est alors :

$$\Delta T = T - T_0 = \sqrt{T_0^2 + \frac{X^2}{V_{NMO}^2}} - T_0$$

Quand  $X$  est négligeable par rapport à la profondeur du réflecteur :

$$\Delta T = \frac{1}{2T_0} \left( \frac{X}{V_{NMO}} \right)^2$$

$V_{NMO}$  Représente la vitesse qui horizontaliste au mieux une indicatrice donnée, on parle aussi de vitesse de stack.

Pour effectuer la correction dynamique il est nécessaire de connaître la vitesse sismique dans notre profil profondeur.

Ce type de mesure ne peut s'effectuer que par des analyses de vitesse qui sont des programmes d'analyse permettent la déterminé des  $V_{RMS}$ .

### I.9.7 Mute

Le mute est le traitement le plus brutal dans la séquence de traitement sismique, par élimination des parties de traces ayant un mauvais rapport signal sur bruit (onde aérienne, Ground-roll,...)

On distingue trois types de mute :

- **Mute externe**

Il est appliqué sur les premières arrivées pour éliminer les arrivées réfractées.

Ce mute peut être effectué avant ou après correction dynamique.

- **Mute chirurgical**

Il aide à éliminer tout événement nuisible à l'intérieur d'autres événements conservés.

Il ne s'applique que si le bruit est bien détecté (onde aérienne...)

Il est appliqué avant correction dynamique.

- **Mute interne** Concerne la mise à zéro de la fin des traces où les réflexions primaires n'existent pas.

### **I.9.8 Addition horizontale (Stack)**

Cette étape consiste à additionner l'ensemble de traces appartenant à un même point milieu (CMP), après avoir subi les corrections statiques et les corrections dynamiques. Elle constitue une étape très importante dans la séquence de traitement. Elle permet d'améliorer le rapport signal sur bruit (S/B).

### **I.9.9 Filtrage**

Est un processus largement utilisé pour l'amélioration du rapport signal sur bruit (S/B). Il est habituellement utilisé presque à la fin de la séquence de traitement pour l'atténuation des bruits aléatoires. On peut citer parmi ces filtres ce qui suit :

Le filtre passe bas, passe bande, filtrage temps variant, filtre « $f, k$ », et aussi en utilisant la déconvolution et l'addition en couverture multiple.

### **I.9.10 Migration**

La migration est un traitement qui permet d'une part de replacer les réflecteurs à leur vraie position spatiale et d'une autre part de focaliser l'énergie des diffractions.

Elle peut être effectuée avant stack «*Prestack Migration*» ou après stack «*Poststack Migration*» en temps ou en profondeur

### **I.9.11 Représentation finale des sections sismique**

Après la sommation en couverture multiple, ou après la migration, les traces sismiques sont généralement représentées en aire variable. Les traces sont juxtaposées de manière à

former une traine de pistes dont les origines sont disposées comme le point milieu SR sur le terrain ; les crêtes positives sont noircies, tandis que les creux sont laissés en blanc.

La section finale obtenue, peut être interprétable dans le cas des études structurales pour localiser les différentes structures du sous-sol.

## II.1 Introduction :

Dans le traitement sismique, l'étape essentielle est la détermination du modèle de vitesses des couches superficielles. Pour cela, on utilise différentes méthodes dans le but d'avoir une meilleure solution des corrections statiques.

## II.2 La zone altérée :

### II.2.1 Définition :

La zone altérée (weathered zone WZ) est un milieu hétérogène et peu consolidé qui se distingue des terrains sous-jacents consolidés et plus homogènes. Elle est composée d'un ensemble de terrains superficiels, désagrégé, caractérisé par une grande variation des vitesses des ondes sismiques.

L'épaisseur de la zone altérée est variable même sur des courtes distances. Cela est dû à la variation irrégulière de l'altimétrie de la surface du sol et de la profondeur de la base de la WZ.

### II.2.2 Caractéristiques de la zone altérée (WZ)

La zone altérée (WZ) se caractérise par de faibles vitesses de propagation des ondes sismiques, par de multiples facteurs d'altération du signal et par la présence d'ondes parasites.

La vitesse de propagation des ondes dépend de la lithologie, de la porosité et de la fracturation des roches. La vitesse dans la zone altérée est comprise entre 300m/s et 1600m/s.

Le signal sismique est soumis à la dispersion, à l'absorption et à d'autres phénomènes qui l'atténue et le déforme.

Les ondes parasites (Ground-Roll) dues à l'explosion de la charge, se propagent à la surface du sol ou à des faibles profondeurs, elles ont généralement des basses fréquences (5-30hz) comparées à celles des ondes réfléchies (2-80hz). Si les tirs sont effectués en surface ou à faible profondeur, ces ondes deviennent importantes.

Une grande partie de l'énergie est réfléchi ou réfracté sur la base de la zone altérée à cause de la forte impédance acoustique. Ce phénomène crée les multiples qui sont aussi des ondes parasites.

L'ensemble des facteurs qui déforment le signal agit essentiellement sur son spectre d'amplitude, par contre le facteur vitesse agit sur le spectre de phase.

La couche altérée joue le rôle d'un filtre coupe-haut. Elle absorbe fortement l'énergie sismique et décale dans le temps les trajets sismiques. Le très fort contraste d'impédance à la base de la couche altérée fait de celle-ci un excellent réflecteur. La base de la WZ brise fortement les rayons sismiques de sorte que leurs trajets dans la couche altérée sont à peu près verticaux.

### **II.2.3 Etude de la WZ**

Cette étude se fait à partir des caractéristiques de la zone altérée, donc de l'épaisseur de la WZ ainsi que l'estimation des vitesses de propagation des ondes dans les terrains qui la composent.

Il y a des méthodes qui sont utilisées à savoir :

- méthode directe : le carottage sismique (CVT) de la WZ.
- méthode indirecte : Travaux de petites réfractions (TPR).
- méthodes électrique et électromagnétique.

#### **II.2.3.1 Carottage sismique :**

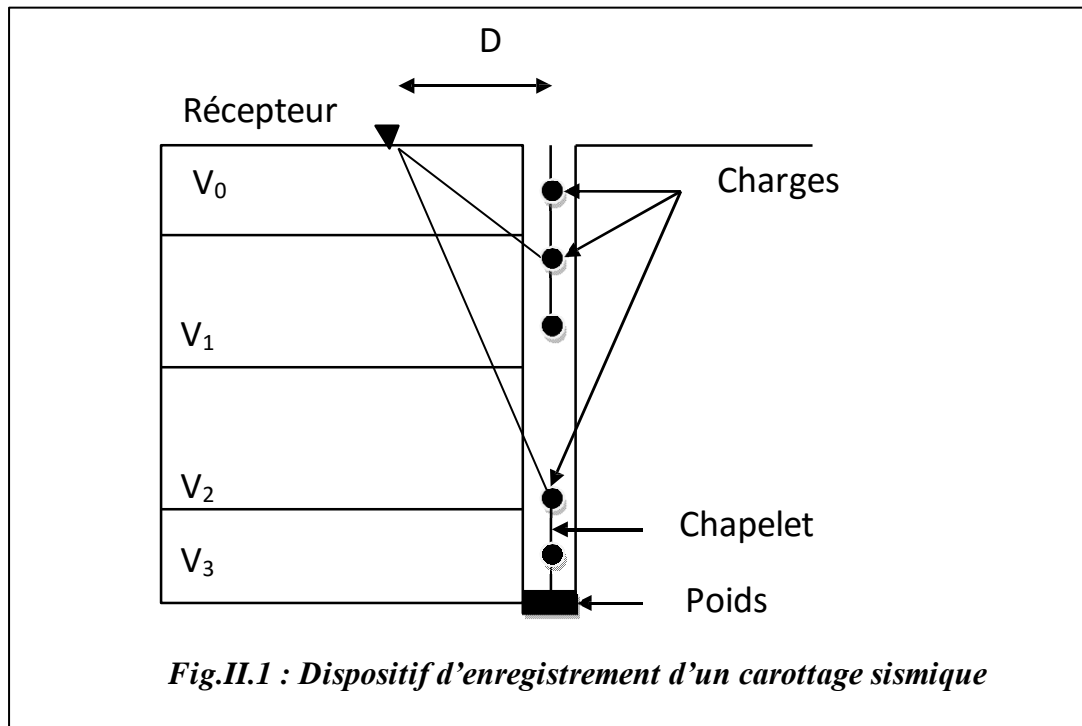
Le carottage sismique VT est une méthode directe de détermination des vitesses et l'épaisseur de couches constituant la WZ. Il permet en effet de déterminer par un simple calcul les temps verticaux dans les différentes couches et par simple lecture les vitesses et les épaisseurs.

Le carottage vertical est une méthode idéale mais trop chère.

Son principe consiste à :

- ✓ Forer un trou qui dépasse la base de la WZ.
- ✓ Enregistre les premières arrivées.
- ✓ Pointer ces temps sur un graphe temps- profondeur  $t=f(p)$ . L'interprétation du graphe permet de déterminer les vitesses et les épaisseurs de la WZ.

Un forage de 4 à 50 mètre de profondeur est réalisé, et qui dépasse la base de la WZ, dans lequel on introduit un Chapelet de charges (Fig.II.1). Les charges sont disposées régulièrement de façon qu'au moins deux tirs soient effectués dans chacune des couches dont l'épaisseur n'est pas négligeable. La distance entre les charges augmente avec la profondeur, et ce afin d'éviter de prendre des mesures inutiles (couche de faible épaisseur).



### Exploitation des résultats :

On choisit les meilleures arrivées sur les films réceptionnés et on effectue les opérations suivantes :

- 1-pointé des arrivées premières.
- 2-chronométrage des temps bruts.
- 3-calcule du temps vertical par la formule suivante :

$$t_v = t_{ob} * \cos\alpha \quad (II.1)$$

Avec :

$$\cos\alpha = \frac{P}{(P^2 + D^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (\text{II.2})$$

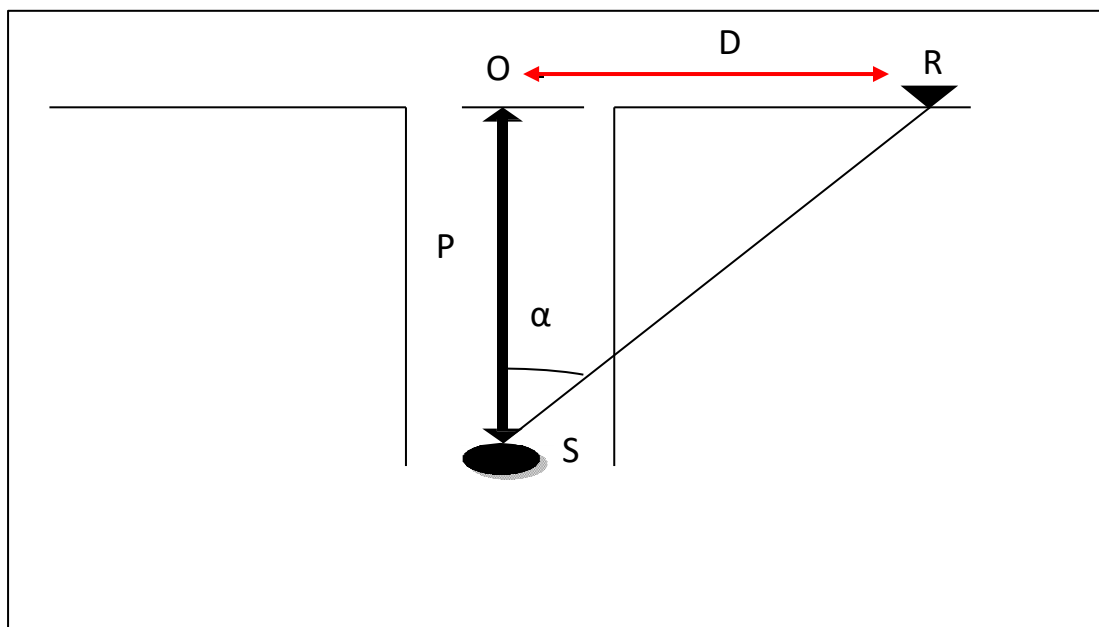
$t_v$  : le temps vertical .

$t_{ob}$  : le temps mesuré ou temps réel du parcours SE,

P : la profondeur de 1<sup>ère</sup> sismogramme,

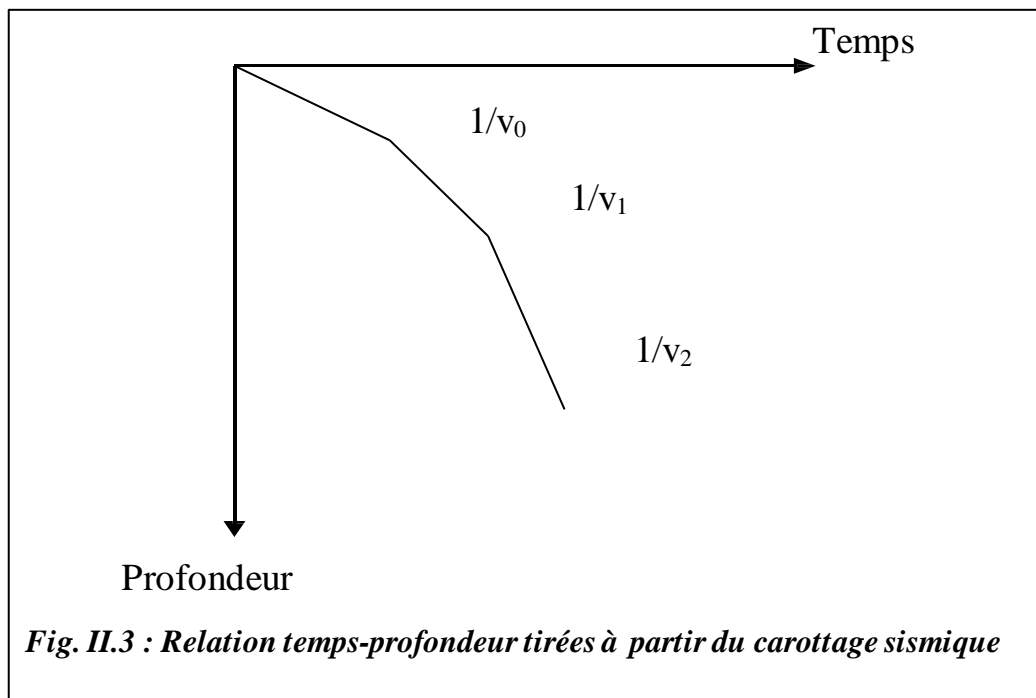
D : la distance entre l'émetteur et le centre du trou,

Le temps vertical  $t_v$  peut être écrit en fonction de P et D.



*Fig .II.2 : Paramètre de calcul des vitesses de la WZ*

- construction des dromochronique  $T_v=f(p)$



A partir de ces dromochronique (Fig.II.3) on peut déterminer les vitesses et les épaisseurs de la (WZ).

- Pour déterminer la forme de la (WZ) sur tout le profile on relie les différentes limites des couches pour tous les trous, tout en suivant la forme du relief. La base de la WZ est généralement horizontale. Les limites des couches sont déterminées par les différents points de brisures.

### II.2.3.2 Travaux de petites réfractions (TPR)

C'est une méthode de détermination indirecte des paramètres de la WZ (les vitesses, les épaisseurs). Elle est indirecte dans la mesure où les paramètres sont obtenus par le calcul.

Cette méthode s'adapte bien dans les régions à relief calme, elle donne des résultats fiables dans le cas où la zone altérée est constituée de couches horizontales.

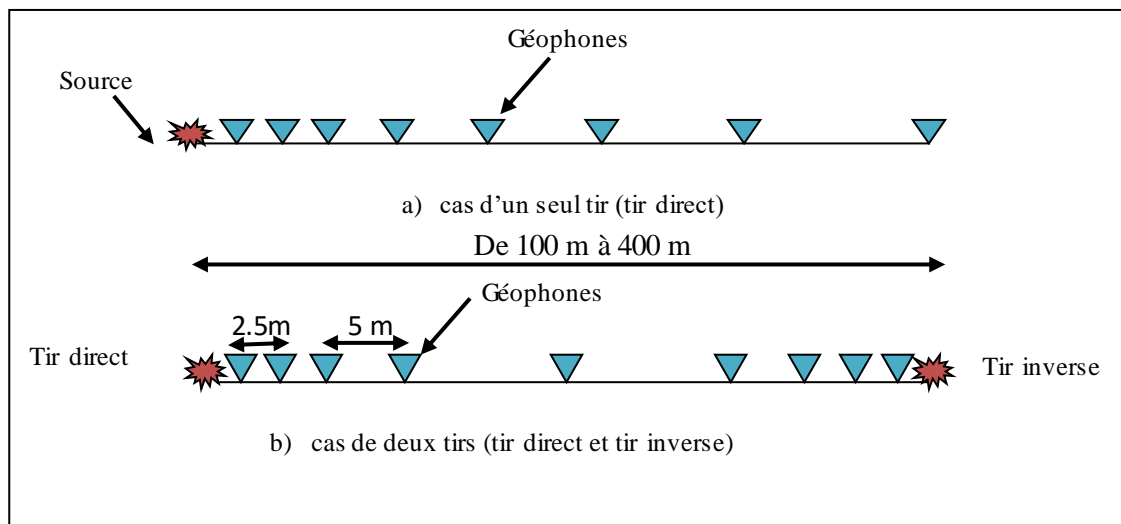
Elle présente l'avantage d'être moins coûteuse que le carottage VT, essentiellement parce qu'il n'est pas nécessaire de forer des trous.

### Mise en œuvre

La méthode TPR nécessite un dispositif assez court, en raison des faibles profondeurs de la WZ.

Le dispositif d'enregistrement utilisé est composé d'un point de tir et d'un nombre de trace variant selon la longueur du dispositif, de sorte à ce que les premières traces sont rapprochées de manière à enregistrer les ondes directs, puis l'espacement entre ces traces augmente si on s'éloigne du point du tir.

Cependant si les tirs sont effectués aux deux extrémités du dispositif (tir direct et tir inverse), la ligne sismographique présente une symétrie par rapport à son centre, la Figure (II.4) suivante représente ce dispositif :



**Fig. II.4 : dispositif d'enregistrement d'une campagne petite réfraction.**

#### Paramètres d'acquisitions

- ✓ La longueur du dispositif est généralement entre 400 et 1200 m.
- ✓ On effectue 02 points de tirs pour chaque dispositif (tir direct, inverse).
- ✓ La distance entre les traces est généralement variable.
- ✓ Chaque profil est exploité dans son début, au milieu et sa fin.
- ✓ Les premiers récepteurs sont très rapprochés, ensuite l'espacement entre eux augmente au fur et à mesure que l'on s'éloigne du point de tir.

A partir des films enregistrés on effectue les opérations suivantes :

- ✓ pointé les premières arrivées réfractées et l'onde directe.

- ✓ reporte ces temps sur un graphe (x, t), (Fig II.5).

A partir de ce graphe (dromochronique) on peut :

- ✓ Calculer les vitesses  $V_n$  à partir des pentes des dromochronique
- ✓ Relever les valeurs des interceptes  $I_n$ .
- ✓ Calculer les épaisseurs de la WZ  $h_n$ .

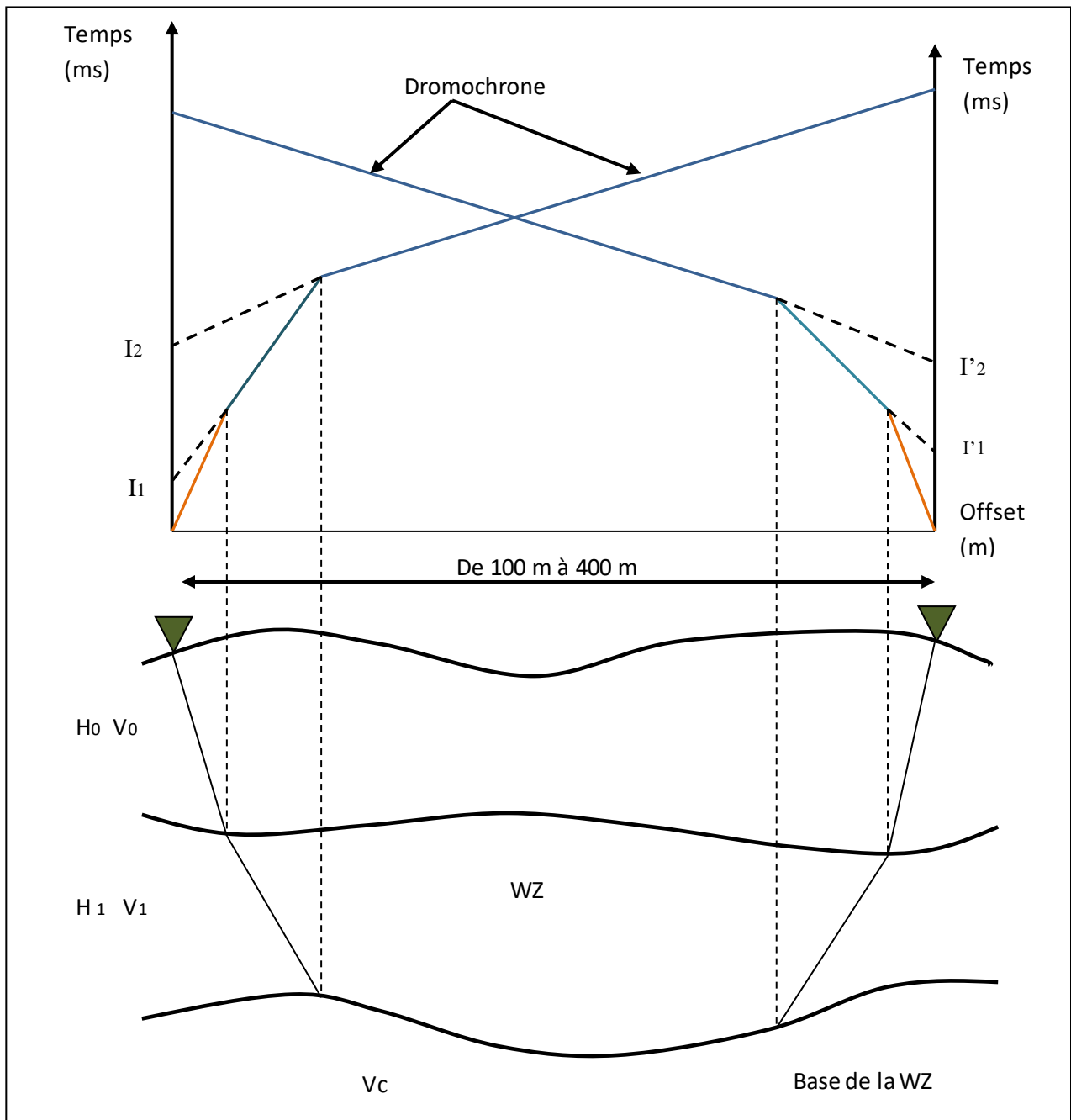


Fig. II.5 : Schéma de la WZ et dromochrone correspondants.

$$\text{On a : } I_n = \frac{2h_n \cos\theta}{V_n} \quad (\text{II.3})$$

$$h_n = \frac{V_n I_n}{2 \cos\theta} \quad (\text{II.4})$$

- Après le relèvement des valeurs des interceptes ( $I_n$ ) et des vitesses ( $V_n$ ) nous avons :

$$\frac{1}{V_n} = \frac{1}{2} \left( \frac{1}{V(\text{dir})_n} + \frac{1}{V(\text{inv})_n} \right) \quad (\text{II.5})$$

### II.2.3.3 Méthodes électrique et électromagnétique

L'étude de la WZ peut être réalisée par les méthodes électrique et électromagnétique qu'à travers la méthode du sondage qui permet de fournir la variation verticale des résistivités (conductivités) électrique des caractéristiques de la WZ.

Il est impérativement très difficile de procéder analytiquement à solutionner le problème de la zone altérée, une modélisation dans un cas pareil est plus que nécessaire, cette méthode peut être réalisé selon deux façons :

- Modélisation en faisant appel à des modèles réduits au laboratoire.
- Modélisation basée sur les méthodes de calculs numérique.

#### II.2.3.3.1 Méthode électrique

Les méthodes électriques consistent à mesurer en surface, un paramètre physique qui est la résistivité apparente.

Ce paramètre n'est rien d'autre que la conversion d'une différence potentiel au niveau de pole de réception, assuré par l'application d'un signal électrique au niveau de la source d'émission définie selon le type de dispositif utilisé.

### A. Application dans le cas général

Soient deux électrodes de courant A(+1), B(-1) et deux électrodes de potentiel (réception) M et N. La différence du potentiel entre M et N est due à la présence de A (+1) et B (-1). Elle est donnée par :

$$\Delta V = V_M - V_N = I\rho/2\pi (1/AM - 1/BM - 1/AN + 1/BN) \quad (\text{II.6})$$

La résistivité apparente est définie par :  $\rho_a = k \Delta V / I$

$$K = 2\pi / (1/AM - 1/BM - 1/AN + 1/BN)$$

K : facteur géométrique caractérisant le dispositif.

### B. Profondeur d'investigation

La profondeur d'investigation en prospection électrique dépend de la résistivité des structures traversées par le courant et l'écart entre les deux électrodes d'injection.

Dans un milieu homogène, cette profondeur est égale à la moitié de l'espacement entre les deux électrodes d'injection suivant le type de dispositif employé.

$$Z = L/2 \quad (\text{II.7})$$

Avec :

Z : profondeur d'investigation.

L : distance entre les deux électrodes d'injection.

### C. Dispositifs classiques

Pour l'établissement d'une carte de résistivité apparente les dispositifs les plus variés peuvent être envisagés. Tout dispositif de mesure comporte en fait quatre électrodes, deux A et B, pour l'envoi de courant (circuit d'émission) et deux M et N, pour la mesure du potentiel  $\Delta V$  (circuit de mesure).

#### ➤ Wenner

Dans ce cas toutes les électrodes sont équidistantes  $AM = MN = NB = a$

$$K = 2\pi a$$

➤ **Schlumberger**

Il faut noter que, la disposition des électrodes doit satisfaire la condition suivante :

$$K = (\pi/2b) (a^2 - b^2)$$

$$MN \leq AB/5$$

➤ **Dipôle \_ Dipôle**

$$K_{D,D} = \pi x(n) (n+1) (n+2)$$

**D. Méthode de prospection**

Lors de l'exécution d'un sondage électrique on recherche comment varie, en un point donné de la surface, la résistivité du sous-sol à la verticale. Pour cela on exécute en un même endroit une succession de mesures, en augmentant chaque fois toutes les dimensions du dispositif et de ce fait la profondeur d'investigation qui leur est proportionnelle. On explore à cet endroit une tranche de terrain de plus en plus épaisse et l'on met ainsi en évidence les changements de constitution géologique suivant la verticale. Les mesures peuvent être réalisées avec les dispositifs classiques : Schlumberger, Wenner, dipôle-dipôle, etc...

### **II.2.3.3.2 Méthode électromagnétique**

Etant donné que le champ électromagnétique est défini comme la superposition d'un champ électrique et d'un champ magnétique, il est donc nécessaire d'avoir une idée sur la nature de l'onde qui engendre ce champ, le type de propagation de cette onde et son pouvoir de pénétration au sous-sol.

**Méthode de prospection**

La méthode de sondage électromagnétique est basée sur l'induction par une bobine d'un champ électromagnétique dans le sol. Une autre bobine joue le rôle de récepteur.

Chaque bobine est placée à l'extrémité d'un bras porté horizontalement. Comme en électricité classique, on mesure une résistivité du sol sur une tranche à peu près fixe (environ 6 m).

L'appareil étant porté sans aucun contact avec le sol, la progression est rapide d'autant plus que l'appareil est doté d'un module d'enregistrement des mesures qui évite de prendre des notes.

Les sondages électromagnétiques s'intéressent à l'étude de la variation verticale de résistivité, ceci s'effectue suivant deux façons :

Le sondage géométrique : les profondeurs d'investigation sont changées en faisant varier la distance entre l'émetteur et le récepteur

Le sondage paramétrique : est réalisé par la variation de la fréquence du champ primaire entraînant ainsi la variation de la profondeur d'investigation.

## **II.3 Corrections statiques**

### **II.3.1 Définition**

Les corrections statiques sont des valeurs de temps qu'on doit ajouter ou retrancher au temps total enregistré.

Les corrections statiques sont appliquées aux enregistrements sismiques. C'est la première séquence de traitement qui permet d'observer des événements telle qu'une réflexion. Ces corrections dites corrections statiques primaires (de base) pour les différencier des corrections statiques résiduelles.

Les corrections statiques ont pour but de :

- ✓ Eliminer l'effet de la zone altéré. On corrigera les retards dus aux irrégularités superficielles présentes sur le passage de l'onde sismique.
- ✓ Eliminer effet de l'altimétrie.

### **II.3.2 principe de calcul des corrections statiques**

En fait il y a deux corrections l'une relative au rayon descendant est appelée Cpt (correction au point de tir) et l'autre relative au rayon ascendant est appelée Cr (correction au point récepteur), la somme de deux corrections est appelée la correction totale, ( $Cst = Cpt + Cr$ ).

Le calcul des corrections statiques pour les sources et les récepteurs nécessite la connaissance exacte des altitudes :

- ❖ de l'émetteur et du récepteur.
- ❖ du plan de référence DP.

Il faut aussi connaître :

- ❖ l'épaisseur des différentes couches de la zone altérée  $h_i$ .
- ❖ les vitesses de ces couches  $V_i$ .

Et enfin la vitesse dans le terrain consolidé situé sous la base de la zone altérée dite vitesse de comblement  $V_c$ . (la vitesse de comblement est prise constante pour toute l'étude).

D'après la figure (II.1), on remarque que pour un seul rayon (rayon descendant ou ascendant) on a deux corrections à faire :

- ❖ correction WZ :

Pour une WZ à 'n' couches :

$$C_{wz} = - \sum_{i=1}^n (1/V_i) h_i \tag{II.8}$$

- ❖ correction DP :

$$C_{dp} = \pm h_{dp} / V_c \tag{II.9}$$

$h_{dp}$  : est l'épaisseur entre le DP et la base de la WZ.

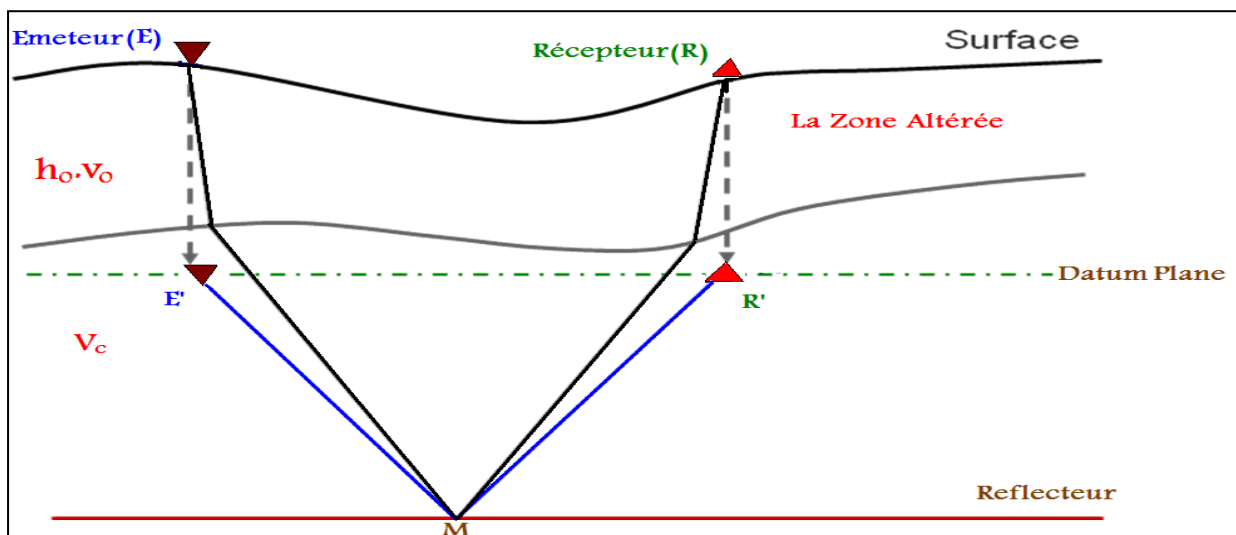


Fig.II.6 : Trajectoire de l'onde réfléchie avant et après CS

### II.3.3 Composantes des corrections statiques

Si la distribution des corrections statiques selon la dimension du profil d'exploitation est une fonction  $tCS = f(x)$ , on peut estimer les composantes de ces corrections par la transformation de Fourier de cette fonction, qui se décompose en deux types

#### II.3.3.1 Statiques à courtes longueurs d'ondes

Elles sont dues aux changements rapides dans les conditions de la zone altérée. Leurs variations sont détectables à l'échelle du dispositif, l'influence de ces anomalies est la dispersion des signaux élémentaires qui cause de mauvaises sommations en couverture multiple.

#### II.3.3.2 Statiques à grandes longueurs d'ondes

Elles sont dues aux variations latérales des paramètres de la zone altérée non négligeable à l'échelle du profil. Son effet est la génération d'une anomalie structurale (régionale) sans dégrader la sommation en couverture multiple. Ceci introduit des erreurs sur l'interprétation.

### II.3.4 Choix du plan de référence (Datum Plan)

Le DP est un plan fictif utilisé pour aligner les points de tirs et de réception sur le même niveau. Généralement on utilise un DP unique, mais dans certains cas particuliers on peut choisir plusieurs DP.

Selon le profil altimétrique, on distingue quatre (04) types de DP :

#### II.3.4.1 DP horizontale

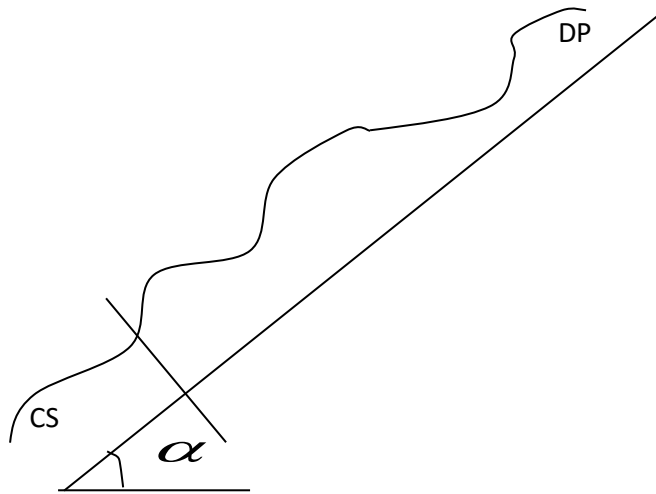
Ce type de plan de référence est utilisé en région calme (Fig.II.7).



*Fig.II.7 : Schéma d'un plan de référence horizontale*

### II.3.4.2 DP incliné

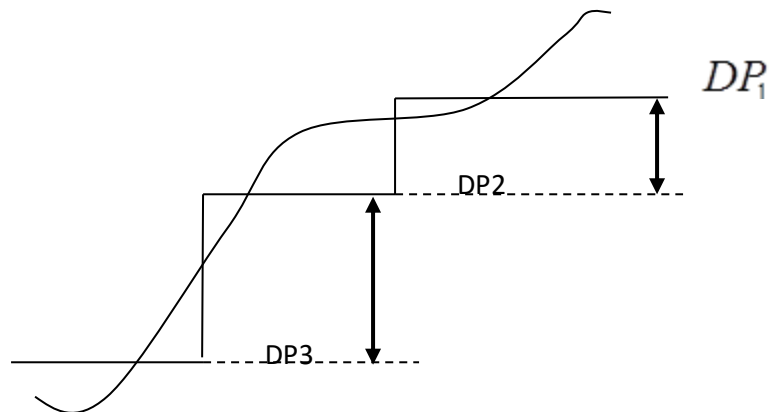
Lorsque le profil altimétrique est penté à l'échelle régionale, on utilise un plan DP dirigé selon le pendage moyen. Les corrections sont faites perpendiculairement. (Fig .II.8)



*Fig.II.8 : Schéma d'un plan de référence incliné*

### II.3.4.3 DP en escalier

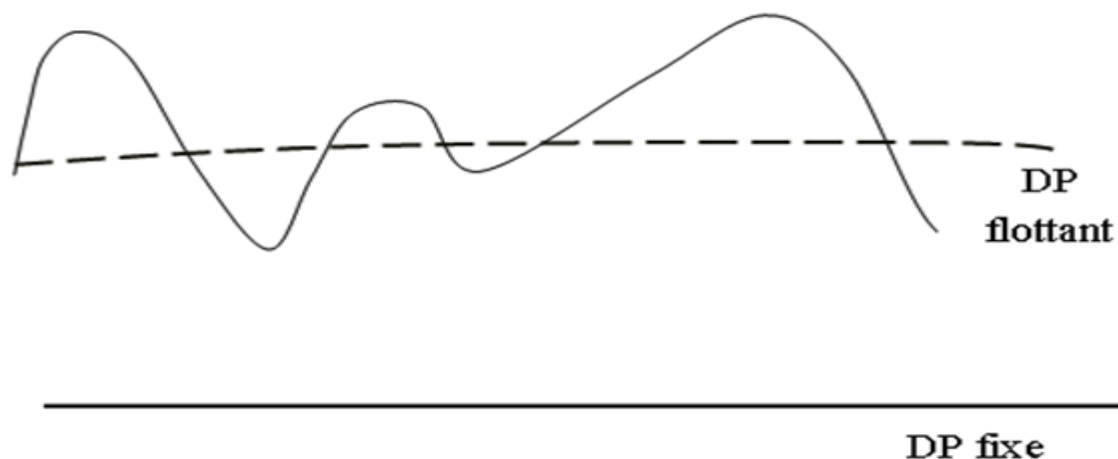
Le plan en escalier est utilisé en présence de variations importantes et brutales de topographie, il est possible de choisir des DP de côtes successives variant graduellement. (Fig.II.9) :



*Fig.II.9 : Schéma d'un plan de référence en escalier*

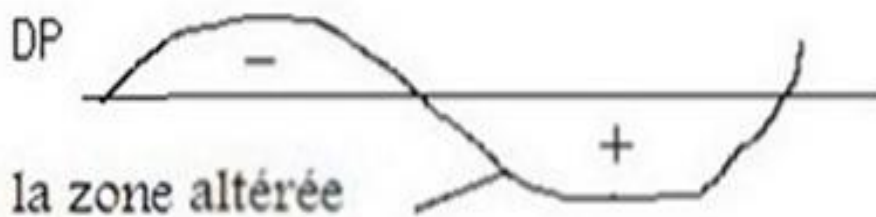
#### II.3.4.4 DP flottant

Un DP flottant est un plan arbitraire représentant la moyenne d'élévation de la surface du profil (lissage de courbe d'élévation). Il est surtout utilisé dans des régions où le changement topographique est extrême (exemple des terrains montagneux). Il est nécessaire pour tenir compte l'effet des vitesses des couches situé entre DP fixe et la surface (Fig.II.10)



*Fig.II.10 : Schéma d'un plan de référence flottant*

Le signe des corrections statiques dépend de la position du point de tir ou de la trace par rapport au plan de référence, la (Fig.II.11) illustre cela.



*Fig.II.11 : Choix du signe de la correction en fonction de la position du DP et la WZ*

### III.1 Introduction

Dans le traitement sismique, l'étape essentielle est la détermination du modèle de vitesses des couches superficielles. Pour cela, on utilise différentes méthodes dans le but d'avoir une meilleure solution des corrections statiques.

### III.2 Les méthodes de calcul les corrections statiques

Actuellement, le calcul de correction se fait en exploitant les données des premières arrivées enregistrées par la sismique réflexion, pour construire une image précise du sous-sol.

On peut distinguer :

- ❖ Des méthodes directes, telle que la réduction de la matrice résiduelle (DRM).
- ❖ Les méthodes d'inversion telles que l'inversion linéaire généralisée (GLI),  
La tomographie et la méthode réciproque généralisée (GRM).
- ❖ Egalement, l'exploitation du Ground Roll par la méthode SWAMI (Surface Wave Analysis Modeling and Inversion).

#### III.2.1 Méthodes directes (classique)

##### III.2.1.1 Méthode de la réduction de la matrice résiduelle (DRM)

La méthode de la réduction de la matrice résiduelle (DRM) est une des méthodes qui décompose la matrice en deux termes : terme source et terme géophone.

L'application de la méthode DRM à la correction statique à montrer que non seulement, elle peut résoudre les statiques de petite longueur d'onde, mais aussi le problème de grande longueur d'onde.

#### a) Généralités

La présence de la couche superficielle et les anomalies résultantes de la zone altérée (WZ) à faible vitesse, peuvent causer des sérieux problèmes lors du traitement des données sismiques. La technique DRM a pour but d'atténuer ces effets par l'estimation des corrections statiques en utilisant les arrivées réfractées.

Deux des effets majeurs qui résultent de la présence de telles conditions de surface proche sont :

- ❖ La détérioration de la sommation due aux mauvais alignements à l'intérieur d'un CDP.
- ❖ La distorsion des temps des réflecteurs profonds

Ces deux effets résultent de l'introduction des temps de délai par les couches géologiques de vitesse variables. Si ce modèle de délai est analysé dans le domaine de FOURIER, on peut montrer que les composantes dont la longueur d'onde est plus courte que la longueur du dispositif, sont les principales responsables de la détérioration de la qualité de la sommation, cependant les composantes de grandes longueurs d'ondes causent des erreurs structurales dans les réflecteurs profonds.

Il est connu que les programmes des corrections statiques résiduelles appliqués sur les données de réflexion, sont incapables d'éliminer exactement les composantes de grandes longueurs d'ondes. En effet, on sait que ces programmes peuvent améliorer la qualité de la sommation mais ils laissent les erreurs sur les temps de structures.

### b) Présentation de la méthode (DRM)

Dans les corrections statiques en sismique réflexion, on peut décomposer les corrections en quatre éléments selon l'équation suivante :

$$T_{ij,K} = S_J + R_i + G_K + X_K \quad (\text{III.3})$$

$$\text{Où : } K = \frac{(i + j)}{2}$$

Tel que :

$T_{ij,K}$  : est la correction statique (shift) de la trace.

$S_J$  : est la correction statique au  $j^{i\text{ème}}$  position de la source.

$R_i$  : est la correction statique à la  $i^{i\text{ème}}$  position de géophone.

$G_K$  : est la correction statique sur un ensemble de CDP (commun depth point) à la

$K^{i\text{ème}}$  Position.

$X_K$  : est la correction statique à l'offset de la  $K^{i\text{ème}}$  position.

D'après Taner et AL, Wiggins et AL, les corrections statiques au CDP ( $G_k$ ) offset ( $X_K$ ) sont négligeables devant celles des géophones et sources, donc la matrice devient la somme de deux éléments seulement :

$$T_{ij} = S_j + R_i \quad (III.4)$$

Pour les corrections statiques en réfraction, le temps de trajet  $T_{ij}^0$  à partir de la  $j^{ième}$  source jusqu'au au  $i^{ième}$  géophone, se réduit au temps de trajet total  $T_{ij}$  après la correction de la vitesse du réfracteur (LMO) linéaire move out:

$$T_{ij} = T_{ij}^0 - \frac{X_{ij}}{V} \quad (III.5)$$

Où la vitesse du réfracteur est constante.

Si la vitesse du réfracteur change, on a les équations suivantes :

$$\begin{cases} T_{ij} = T_{ij}^0 - X_{ij} / i - j \sum_{m=1}^{j-1} 1/V(i+m) & \text{Quand } i < j \\ T_{ij} = T_{ij}^0 - X_{ij} / j - i \sum_{m=1}^{j-1} 1/V(i-m) & \text{Quand } j < i \end{cases} \quad (III.6)$$

$X_{ij}$  Est la distance entre le tir  $j$  et le géophone  $i$ . On suppose ici que la vitesse du réfracteur le long du profil est connue.

L'algorithme de la méthode DRM décompose le temps délai de la matrice en temps à la source  $S_j$  et au géophone  $R_i$  :

$$T_{ij} = S_j + R_i \quad (III.7)$$

### C) Algorithme de la méthode DRM

Le programme de la méthode DRM exécute une série d'itération jusqu'à l'obtention d'une certaine correspondance recherchée entre la matrice calculée et celle observée.

Posant  $R_{ij,1} = T_{ij}$  où  $T_{ij}$  est la matrice originale observée, elle contient seulement les éléments connus.

On définit la matrice résiduelle recherchée au  $(K + 1)^{ième}$  itération comme suit

$$R_{ij,K+1} = R_{ij,K} - r_{i,k} - s_{j,k} \quad (III.8)$$

Avec :

$$r_{i,k} + s_{j,k} = \xi$$

$$r_{i,k} = \left(\frac{1}{2F_j^R}\right) \sum_{j=1}^{F_i^R} R_{ij,K}$$

$$s_{j,k} = \left(\frac{1}{2F_j^S}\right) \sum_{i=1}^{F_j^S} R_{ij,k} \cdot \quad (III.9)$$

$r_{i,k}$  : sont les résidus au géophone à la  $K^{ième}$  itération.

$s_{j,k}$  : sont les résidus au source à la  $K^{ième}$  itération.

$F_j^S$  : Nombre de couverture au  $j^{ième}$  source.

$F_i^R$  : Nombre de couverture au  $i^{ième}$  géophone.

Les statiques totales au géophone i et à la source j sont :

$$r_i = \sum_{k=1}^N r_{i,k}$$

Et

$$s_j = \sum_{k=1}^N s_{j,k}$$

N : est le nombre d'itération.

## III.2.2 Méthodes d'inversion

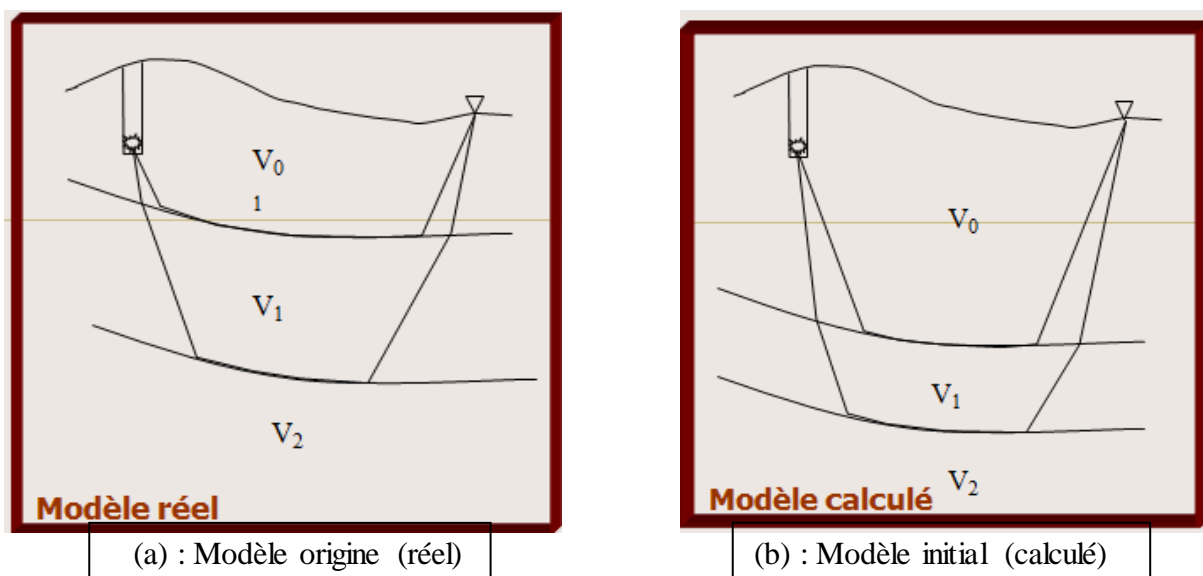
### III.2.2.1 Méthode de l'inversion généralisée (GLI)

La méthode alternative (GLI), consiste à déterminer de manière itérative le modèle géologique de sub-surface en modifiant, dans chaque itération séquentiellement l'épaisseur et la vitesse de chaque couche. Comme la méthode GLI utilise la technique de tracé de rayon par une modélisation directe sur des modèles de grandes variations de la couverture. Le modèle géologique, doit être lissé afin d'assurer la stabilité du processus d'inversion. Le programme GLI adopte un lissage de fenêtre liée à la longueur du dispositif ainsi que les paramètres du modèle (vitesse, épaisseur).

#### a) Principe de la méthode GLI

Le principe de base de la méthode est simple et peut être expliqué en se référant aux Figures (III.1) et (III.2).

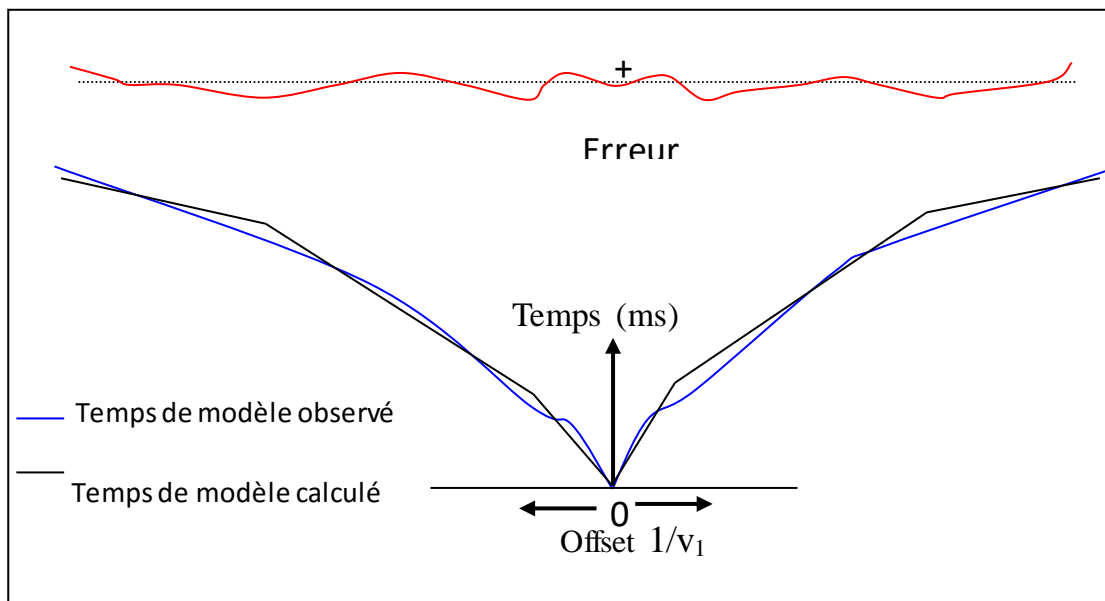
On suppose que le modèle d'origine (réel) est composé de deux couches à faible vitesse couvrant une couche à grande vitesse. On génère un ensemble de réfractés enregistrés comme des arrivées observées. Sans connaître à priori les paramètres du modèle actuel, on peut deviner un modèle comme le montre la Figure (III.1.b). Par la méthode de tracé de rayon on calcule les temps des premières arrivées réfractées théoriques correspondants à ce modèle.



*Fig .III.1: Trajectoire des rayons réfractés à travers le modèle d'origine et le modèle initial*

Généralement le modèle supposé est un modèle approximatif, c'est à dire que les arrivées du modèle ne correspondent pas aux arrivées réelles. On montre sur la figure (II.2) l'erreur  $E$  existant entre les temps d'arrivées du modèle supposé et celles du modèle réel.

En analysant cette fonction d'erreur qu'on essaiera de minimiser, on peut estimer les corrections à apporter à notre modèle choisi, et cela de manière itérative jusqu'à avoir une ressemblance entre les temps observés et ceux du modèle estimé. Dans les conditions idéales l'erreur est nulle .



*Fig. III.2 : Erreur entre le modèle observé et le modèle calculé*

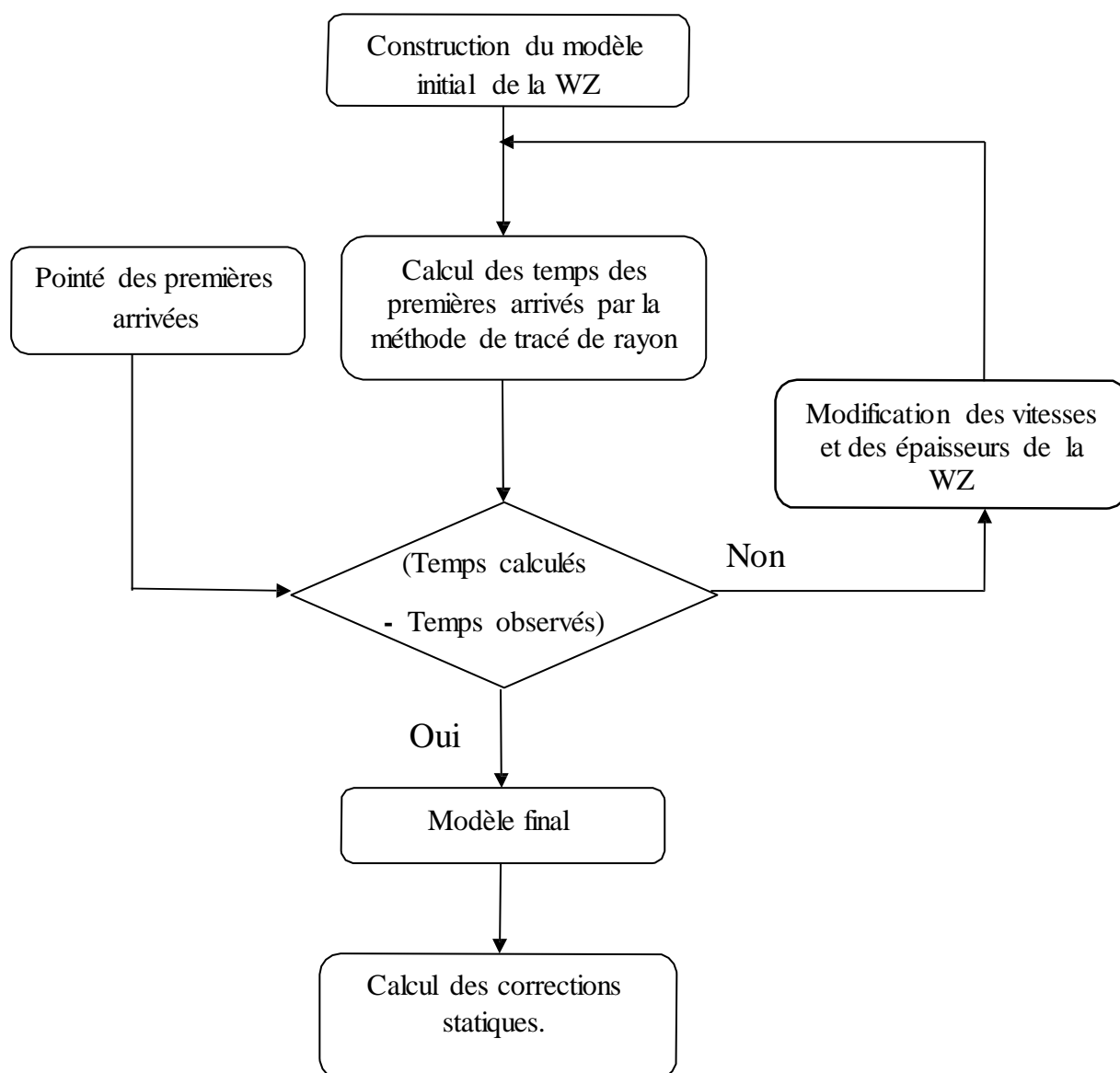
En effet leurs variations en hautes fréquences (HF) sont précisément la cause des corrections statiques de courtes longueurs d'ondes.

L'application de lissage poussé au modèle simple nous permet de favoriser seulement les composantes de grandes longueurs d'ondes qui sont prises en compte par la technique de modélisation itérative. Les composantes d'HF peuvent être estimées à la fin de la procédure comme des temps résiduels "Time Delay".

### **b) Algorithme de la méthode GLI**

Comme toutes méthodes itératives, le choix du modèle initial est important. Ce dernier, pour la l'algorithme GLI montré ci-dessous, permet de connaître le nombre de couches prises avec leurs épaisseurs et leurs vitesses. Le programme GLI exécute une série d'itérations dans

lesquelles les premières arrivées réfractées du modèle sont calculées par la méthode du tracé de rayon et sont comparées avec celles mesurées. Alors des modifications sont appliquées au modèle, et un nouvel ensemble des temps de premières arrivées réfractées est calculé. Cette procédure est répétée jusqu'à l'obtention d'une ressemblance acceptable entre les temps observés et celles du modèle initial ce qui revient à chercher le modèle qui donne une erreur minimale.



*Fig.III.3 : Algorithme de la méthode GLI*

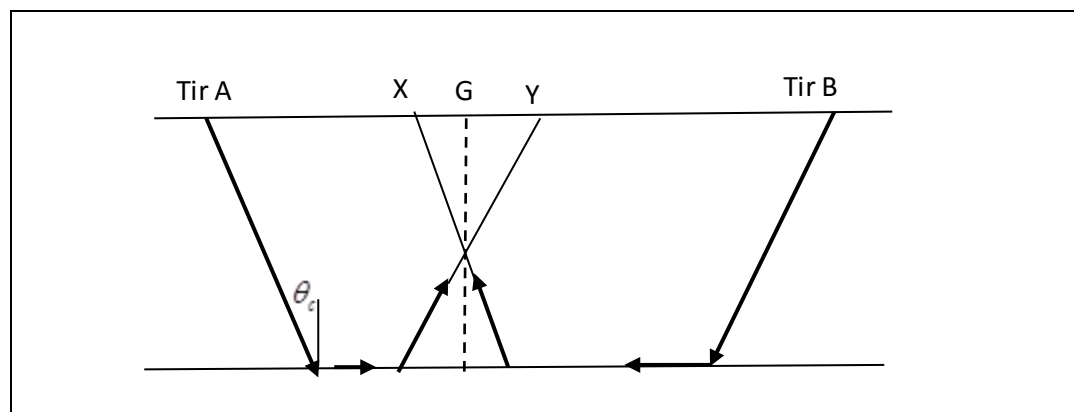
### III.2.2.3 Méthode Réciproque Généralisée (GRM)

La Méthode Réciproque Généralisée (GRM) est une technique d'interprétation des ondes réfractées enregistrées par la sismique réflexion, développée par DERECKE PALMER en 1981.

Le but de la méthode GRM est l'obtention du modèle géologique définissant les couches de la zone altérée WZ. Elle permet aussi le calcul des termes temps-profondeur et de la fonction d'analyse de vitesses, à partir d'une distance variable XY.

#### A) Principe de la méthode GRM

Le principe de cette méthode est simple. On l'illustre par le schéma suivant (Fig.III.4)



*Fig. III.4 : Principe de la méthode GRM*

A l'aide des rayons réfractés des tirs (A) et (B) enregistrer en (Y) et (X) respectivement. Le résultat est attribué au point milieu G entre (XY).

D'une manière générale, les étapes suivantes sont impliquées dans le processus d'interprétation des données de la sismique réflexion par la méthode GRM :

1. Préparation des pointées des premières arrivées réfractées (first break).
2. Calcul des courbes de vitesses pour une gamme de valeurs de XY
3. Identification des variations de vitesse du réfracteur.
4. Calcul des courbes temps-profondeur pour une gamme de valeurs de XY.

5. Identification de l'optimum XY.

6. Migration de Profondeur employant la valeur de XY optimum.

### **III.2.3 Méthode de SWAMI (Surface Wave Analysis Modeling and Inversion)**

Analyse des ondes de surface, la modélisation et l'inversion (SWAMI) est une technologie intégrée pour la caractérisation et l'atténuation du bruit des ondes de surface, ainsi que la génération de modèles plus précis de vitesse près de la surface.

#### **❖ Conditions d'acquisition**

Comme la profondeur de pénétration des ondes de surface est proportionnelle à leur longueur d'onde, les résultats optimaux sont obtenus en utilisant des sources et des détecteurs qui ont la bande passante maximale, en particulier à l'extrémité de basse fréquence du spectre, typiquement jusqu'à environ 3 Hz.

L'application de la méthode de SWAMI passe par trois étapes :

#### **1)-Du sismogramme à la dispersion**

Cette partie consiste à extraire les propriétés de propagation des ondes de surfaces (en particulier celle des ondes de Rayleigh) dite Analyse des ondes de surface. Le résultat de l'analyse des ondes de surface est un volume de courbe de dispersion. Après que cette étape eu été réalisée, les deux étapes suivantes peuvent être exécutées en parallèle.

#### **2) - De la courbe de dispersion aux vitesses de cisaillement**

Cette seconde partie présente l'inversion par la méthode des moindres carrées des courbes de dispersions.

Le résultat de l'inversion des ondes de surface est une section de vitesse de cisaillement de la zone altérée.

#### **3)- De la courbe de dispersion au modèle du bruit (Grounds Roll)**

La troisième partie présente la modélisation des bruits de surfaces plus particulièrement le Ground-Roll avec ces différents modes

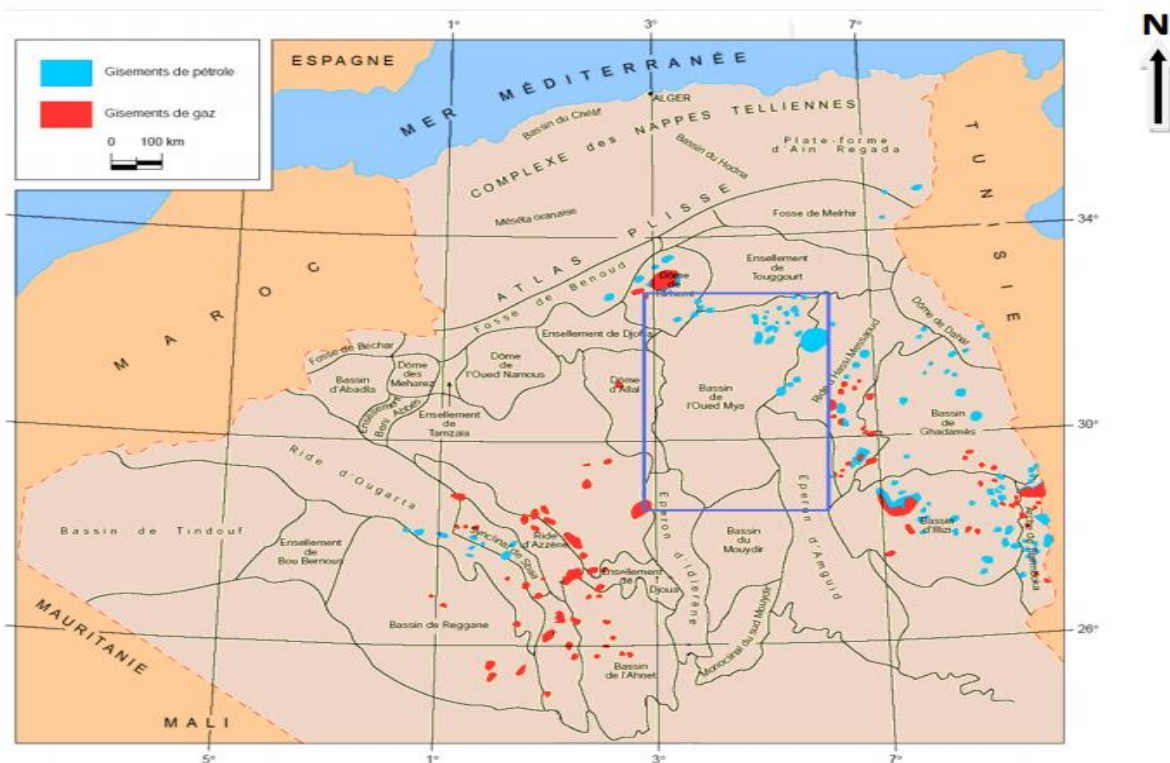
## IV.1 Introduction

Nous avons réalisé notre travail au centre de traitement sismique de l'E.N.A.GEO. L'étude pratique a été faite sur un des profils sismiques de l'étude 1992-OM (Oued Mya) en utilisant le logiciel de traitement PROMAX et le soft GEOSTAR pour l'imagerie du modèle géologique à partir des premières arrivées enregistré par la sismique réflexion.

## IV.2 Situation géographique de la zone d'étude

Oued Mya est un bassin de la plate-forme saharienne, correspondant à la partie occidentale de la province triasique, elle est limitée au nord par les permis Talémazéne et Touggourt, à l'Est par le champ de Hassi Messoud, au Nord-Ouest par le champ de Hassi R'mel, et au Sud, elle est ouverte sur la dépression de Mouydir, (fig.IV.1). Il fait partie des bassins les plus riches d'Algérie et renferme plusieurs gisements d'huile et de gaz.

Les limites géographiques du bassin sont comprises entre les parallèles 31°15' et 33°00' Nord et les méridiens 6°15' et 3°30' Est.



*Fig.IV.1 : Situation géographique du bassin d'Oued Mya (WEC2007)*

### IV.3 Cadre géologique du bassin d'Oued Mya

La dépression d'Oued Mya appartient à la plate forme saharienne, dont elle ne constitue qu'un sous bassin intra-cratonique. Sa bordure nord s'enfonce progressivement vers la flexure saharienne où l'existence d'un fossé très subsidente au mésozoïque donnera à la chaîne péri-cratonique de l'atlas saharrien.

L'évolution de la dépression d'Oued Mya depuis le cambrien comporte deux étapes majeurs :

1. La sédimentation du pléozoïque, pratiquement restreinte au paléozoïque inférieur et sa structuration pré-hercynienne.
2. La création d'un bassin au trias et son évolution au cours du mésozoïque et du tertiaire.

Ces deux étapes principales de l'histoire régionale conduisent à considérer deux mégacycles sédimentaires, paléozoïque et mésozoïque, classiquement séparés par la discordance hercynienne, avec la pérennité pendant tout le paléozoïque des zones hautes structurant la région.

Dans la dépression d'Oued Mya, la série siluro-dévonienne a été partiellement préservée de l'érosion entre les moles de Telemzane et Dahar situés au Nord et le mole d'El Agreb-Hassi Messoud situés à l'Est érodés jusqu'à l'Ordovicien,

Cette dépression correspond à une structure de type « synclinal » entre les domes de Hassi R'Mel et Hassi Messoud

L'intérêt pétrolier majeur du bassin est lié à la présence des réservoirs du trias, toute fois, la compréhension des résultats pétroliers obtenus à ce jour et des guides pour l'exploitation doivent être recherchés dans l'évolution paléozoïque de ce bassin.

La dépression d'Oued Mya est en effet caractérisée par la présence d'une série paléozoïque résiduelle renfermant les argiles radioactives d'âge silurien, très riches en matière organique et bien développées qui constituent la roche mère principale, malheureusement érodée sur de vastes secteurs de la région, cette série est recouverte par une puissante série mésozoïque comprenant à sa base les principaux réservoirs du bassin et leur couverture salifère Trias-Lias .

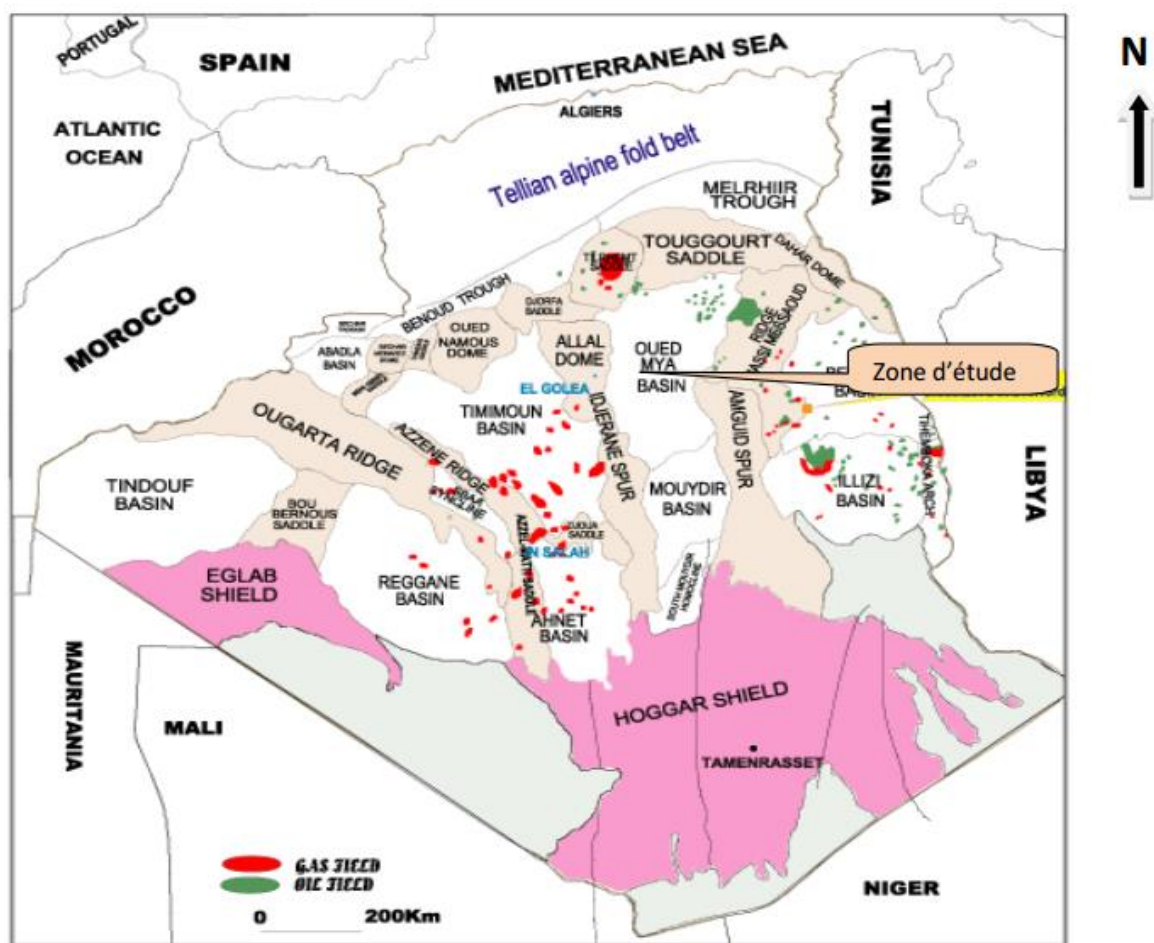


Fig.IV.2 : Cadre géologique du bassin d'Oued Mya (WEC2007)

#### IV.4 Etapes de travail

Notre application sur les données réelles consiste en premier lieu, à calculer les corrections statiques et les paramètres de la couche altérée à partir des enregistrements sismique réflexion en utilisant la méthode GLI. Ensuite on calcule les paramètres de la même couche avec la méthode des petites réfractions.

##### IV.4.1 Identification des données

Avant d'entamer l'application, il est important de donner un aperçu sur les données sismiques traitées :

Le profil 92OM et la sismique réfraction ont été exploités dans les années 90 par l'Entreprise Nationale de Géophysique (ENAGEO) en utilisant les explosifs (Dynamite) comme source d'énergie. Les données ont été enregistrées en format SEG-Y.

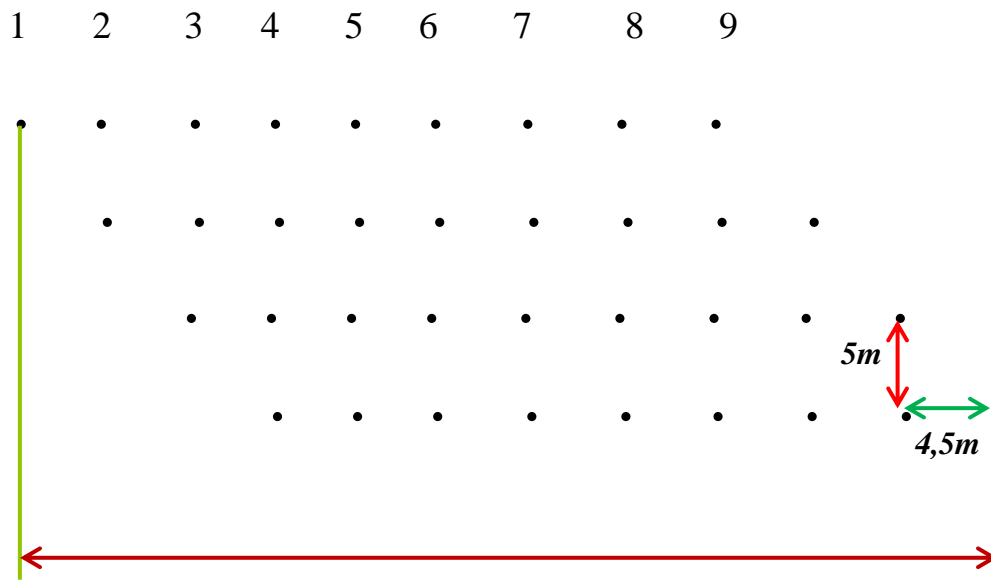
### IV.4.a Paramètres d'acquisition

Le tableau ci-dessous présente quelques détails des données :

Le tableau N° 01 :

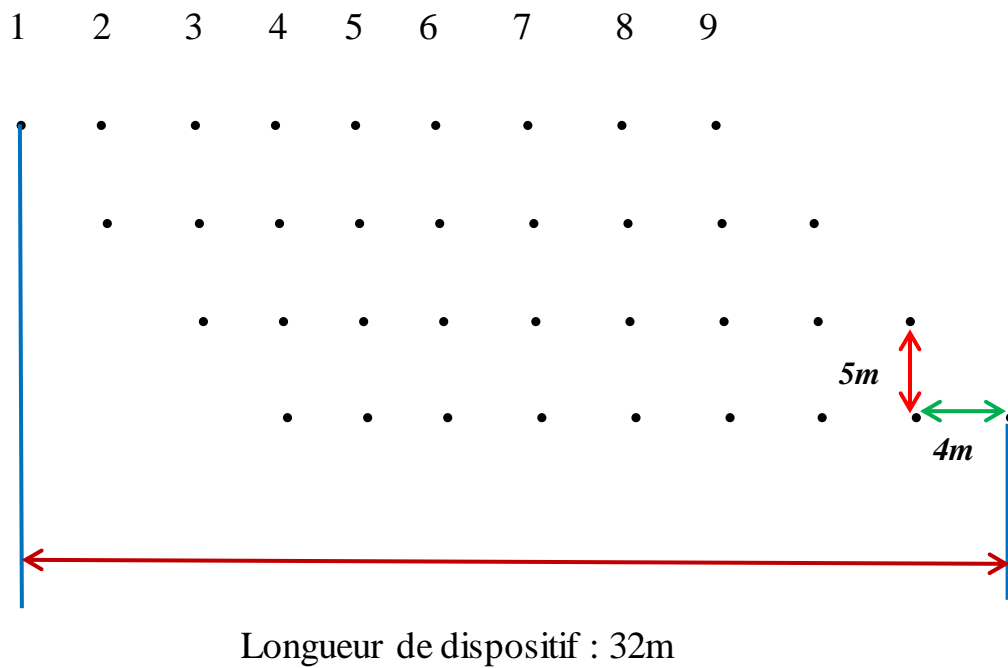
<b>Source d'énergie</b>	<b>Dynamite</b>
<b>Plan de référence (DP)</b>	<b>100m</b>
<b>Labo</b>	<b>MDS10</b>
<b>Vitesses de comblement</b>	<b>2000m/s</b>
<b>Couverture multiple</b>	<b>6000%</b>
<b>Longueur d'enregistrement</b>	<b>5sec</b>
<b>Type de format</b>	<b>SEG-Y</b>
<b>Inter –traces</b>	<b>50m</b>
<b>Nombre des traces</b>	<b>120 traces</b>
<b>Inter –sources</b>	<b>50m</b>

Les figures(IV.3),(IV.4) et (IV.5), présentent respectivement la forme des nappes de receptions, de tirs et les paramètres d'acquisition sur terrain.

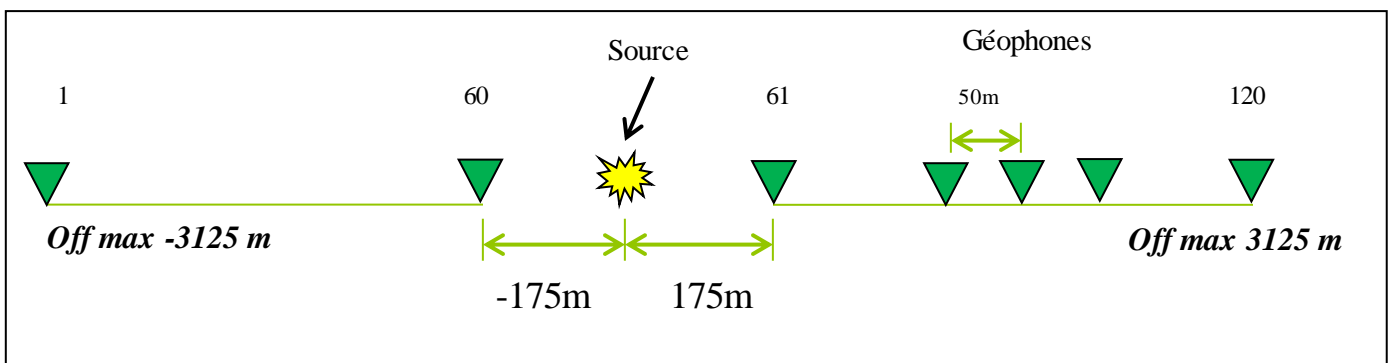


Longueur de dispositif :49,5m

*Fig.IV.3 : Nappe des Géophones (RAPPORT SH 1992)*



*Fig.IV.4 :Nappe des Sources (RAPPORT SH 1992)*



*Fig.IV.5:dispositif d'enregistrement (RAPPORT SH 1992)*

### IV.4.2 Préparation et habillage de la géométrie

C'est la reconstitution schématique du dispositif mis en place sur le terrain, il peut être fait sur plusieurs logiciels. Pour cette étude, on a opté pour PROMAX, à cause de sa maniabilité.

Cette étape est importante dans le traitement des données sismiques (voir la séquence du traitement, (fig.IV.30). En effet un mauvais habillage des données conduira

automatiquement à un mauvais positionnement des stations ce qui nous des erreurs dans le calcul des corrections statiques.

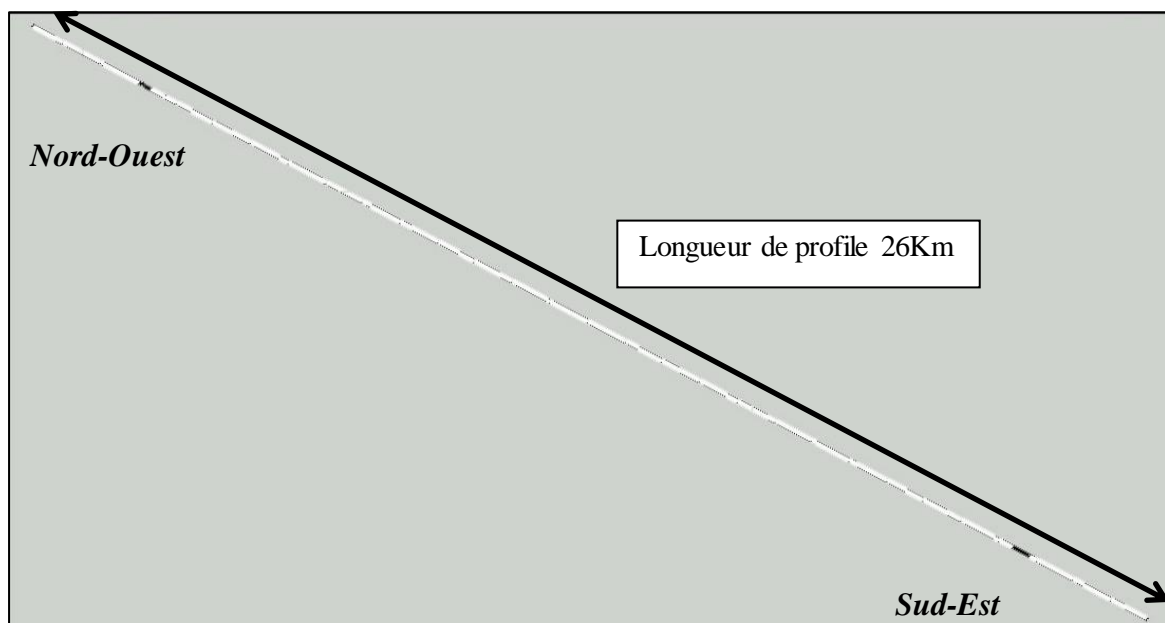
Pour faire une géométrie, il faut d'abord donner le séquençement des stations ainsi que l'inter-station et l'inter-point de tir, puis remplir deux tableaux essentiels : un pour les stations et l'autre pour les le point de tir. Le premier contient le numéro et la position de chaque station en coordonnée UMT. Le second contient les mêmes informations pour les sources mais contient en plus, des informations sur le dispositif de tir (pattern).

La géométrie est contrôlée par la suite, en réalisant les cartes de location des stations et points de tirs (stacking-chart) et la carte de couverture.

### IV.4.3 Profil d'étude

La figure (IV.6), représente le profil 92 OM qu'on a étudié ; les points noirs sont des points qui ne sont pas exploités sur terrain pour cause d'inaccessibilité.

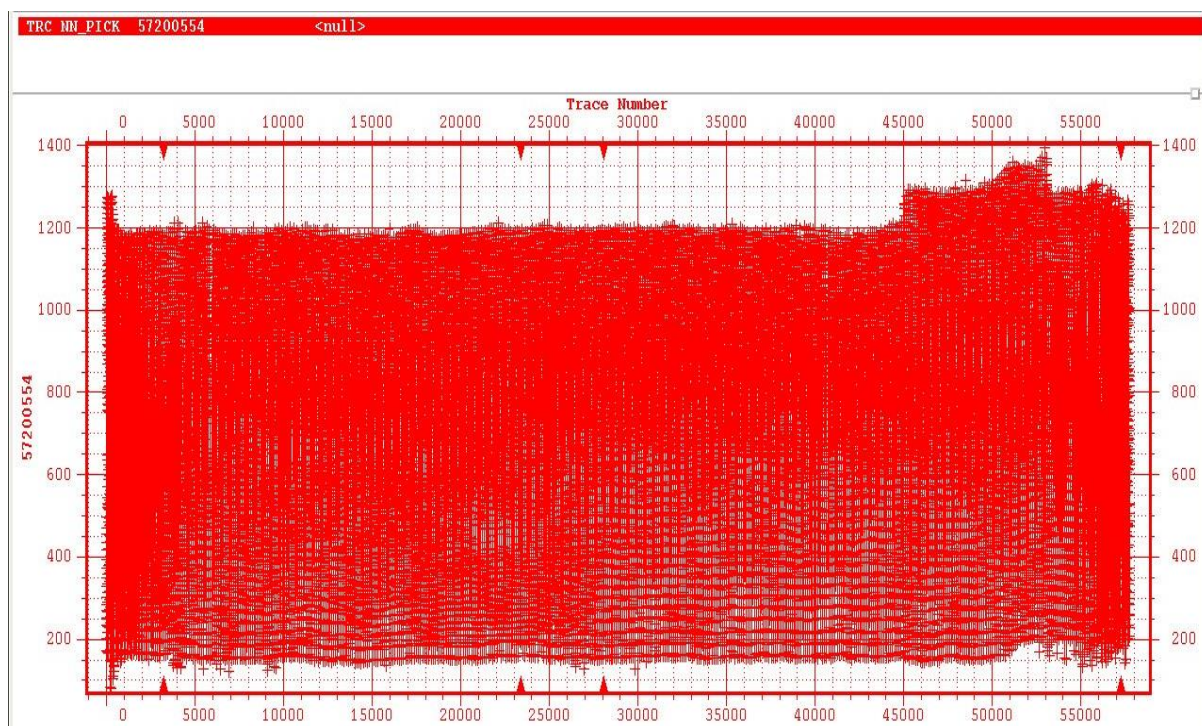
Sur la figure (IV.7), on a présenté la géométrie des points miroirs après l'habillage des données.



*Fig.IV.6 : Position du profil 92OM(RAPPORT SH 1992)*



*Fig.IV.7 : Géométries des points milieu commun (FOLD CDP)*



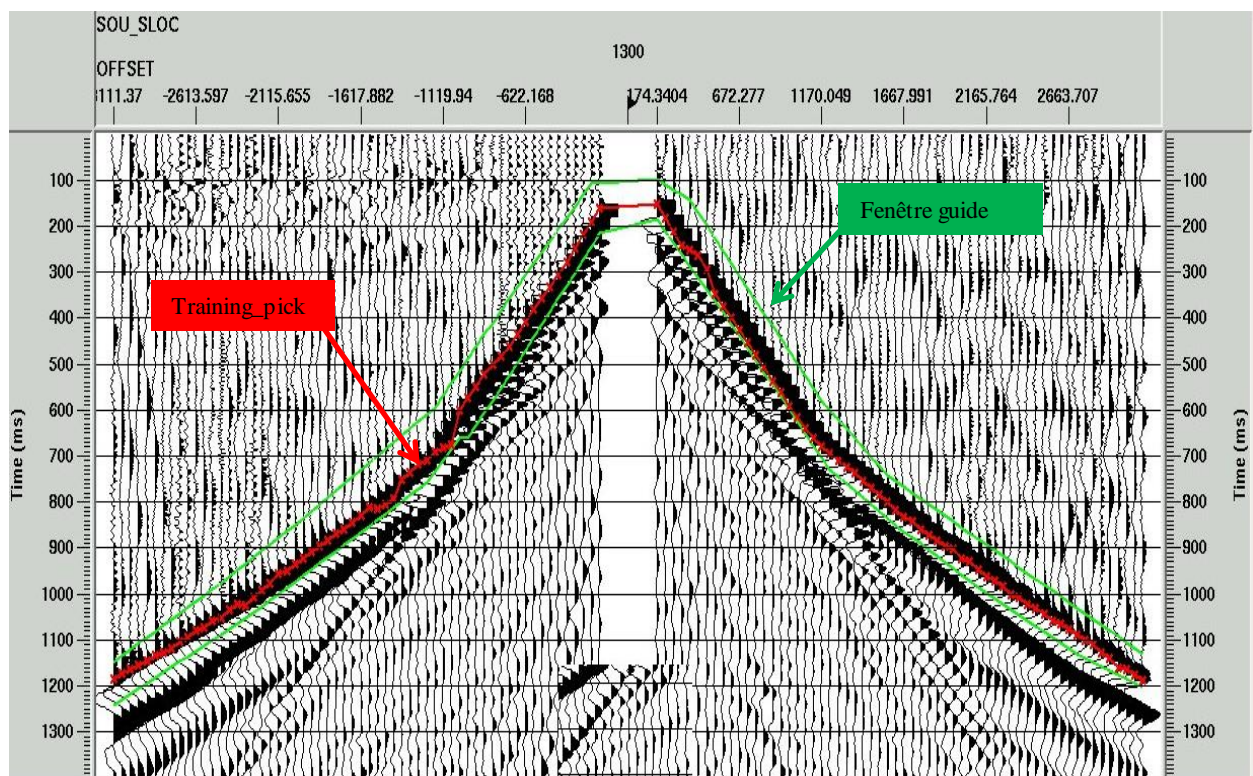
*Fig.IV.8 : Attribut des Picking en fonction de numéro de trace*

#### IV.4.4 Pointés des premières arrivées

Cette phase constitue l'étape la plus difficile et la plus longue car, pour l'accomplir, on doit faire le pointé de toutes les arrivées premières, de telle sorte qu'il soit continu et sur la même arrivée, en faisant défiler à l'écran les enregistrements successifs. Le pointé de ces arrivées premières peut également se faire par une procédure entièrement automatique, avec un contrôle manuel afin de confirmer que le pointé est toujours sur les mêmes arrivées et éviter les répétitions.

##### IV.4.4.a) Pointer automatique (Réseau neuronal NNT)

Le pointé automatique par le soft Promax commence par la création d'un attribut qui s'appelle *training\_pick*, il est nécessaire pour la prédiction des pointés sur les ondelettes réfractées. De même, il faut définir une fenêtre temps guide (Fig.III.9) qui délimite la gamme du pointé avec un incrément raisonnable en fonction des reliefs et le modèle géologique.



*Fig.IV.9 : Fenêtre guide en temps et training\_pick sur shot avec égalisation dynamique*

Il existe plusieurs méthodes pour le calcul des corrections statiques, mais nous retiendrons uniquement la méthode GLI pour réaliser notre travail.

## IV.5 Principe de la méthode d'imagerie GLI

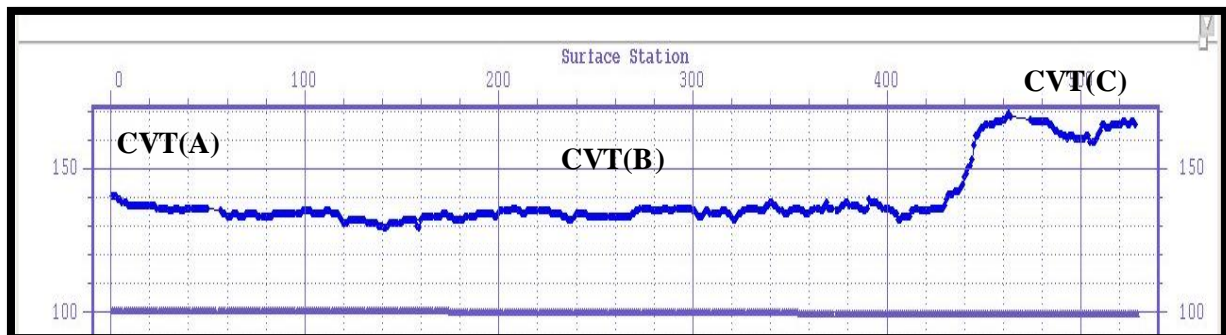
La méthode d'imagerie d'inversion linéaire généralisé GLI a besoin de deux fichiers, le premier est le pointé des premières arrivées, le deuxième contient les coordonnées des sources et récepteurs.

A partir du modèle initial, la GLI fait créer plusieurs modèles par la modification des épaisseurs et des vitesses, et compare le pointé des modèles générés avec le pointé enregistré en plusieurs itérations jusqu'à l'obtention d'un modèle qui converge vers une erreur tolérable.

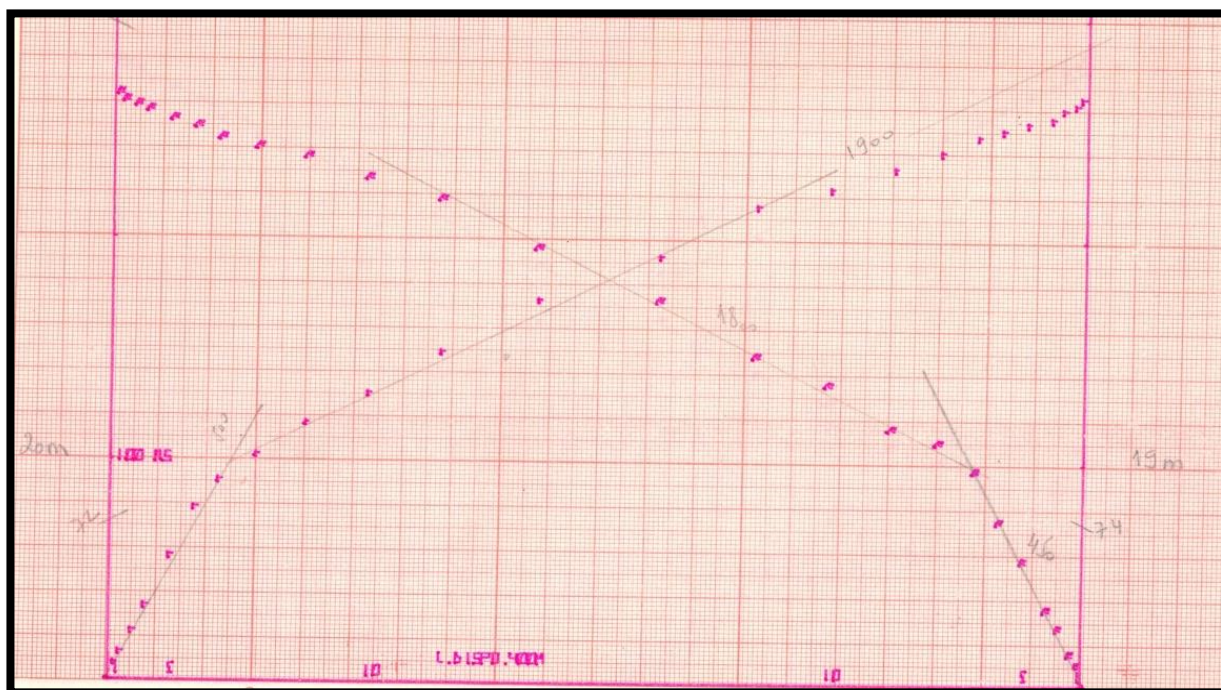
Le modèle obtenu sera utilisé pour le calcul des corrections statiques en introduisant le plan de référence (DP) et la vitesse du comblement.

### IV.5.1 Création du Modèle initiale

On utilise les deux fichiers de la géométrie et du pointés indiqués précédemment, ainsi que les points de calage (TPR), à chaque de ces points, le programme GEOSTAR calcul les interceptes et les épaisseurs des couches définies par les TPRs et les pointés des premières arrivées (Fig.IV.17).



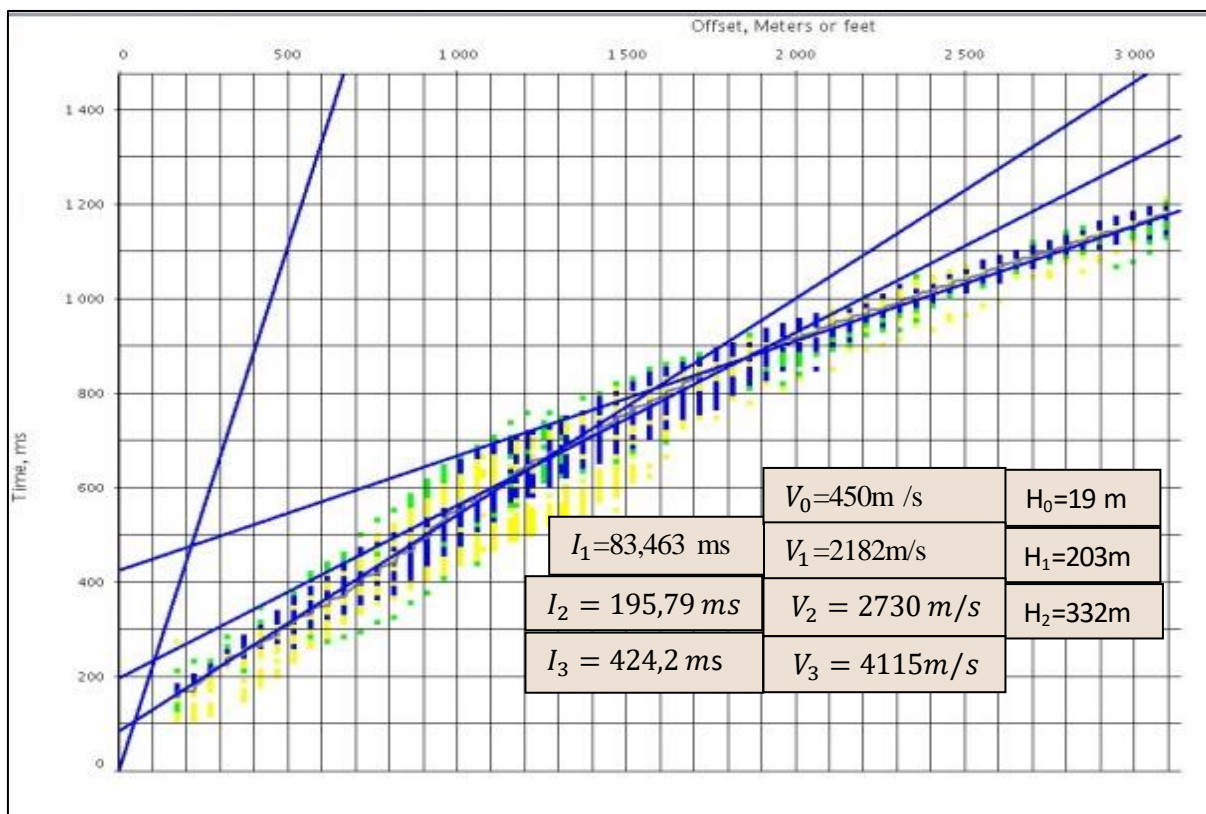
*Fig.IV.10 : Localisation des CVTs et TPRs sur l'altimétrie du profil 920M (ENAGEO 2015)*



*Fig.IV.11 : Dromochrone de la TPR(A) (RAPPORT SH 1992)*

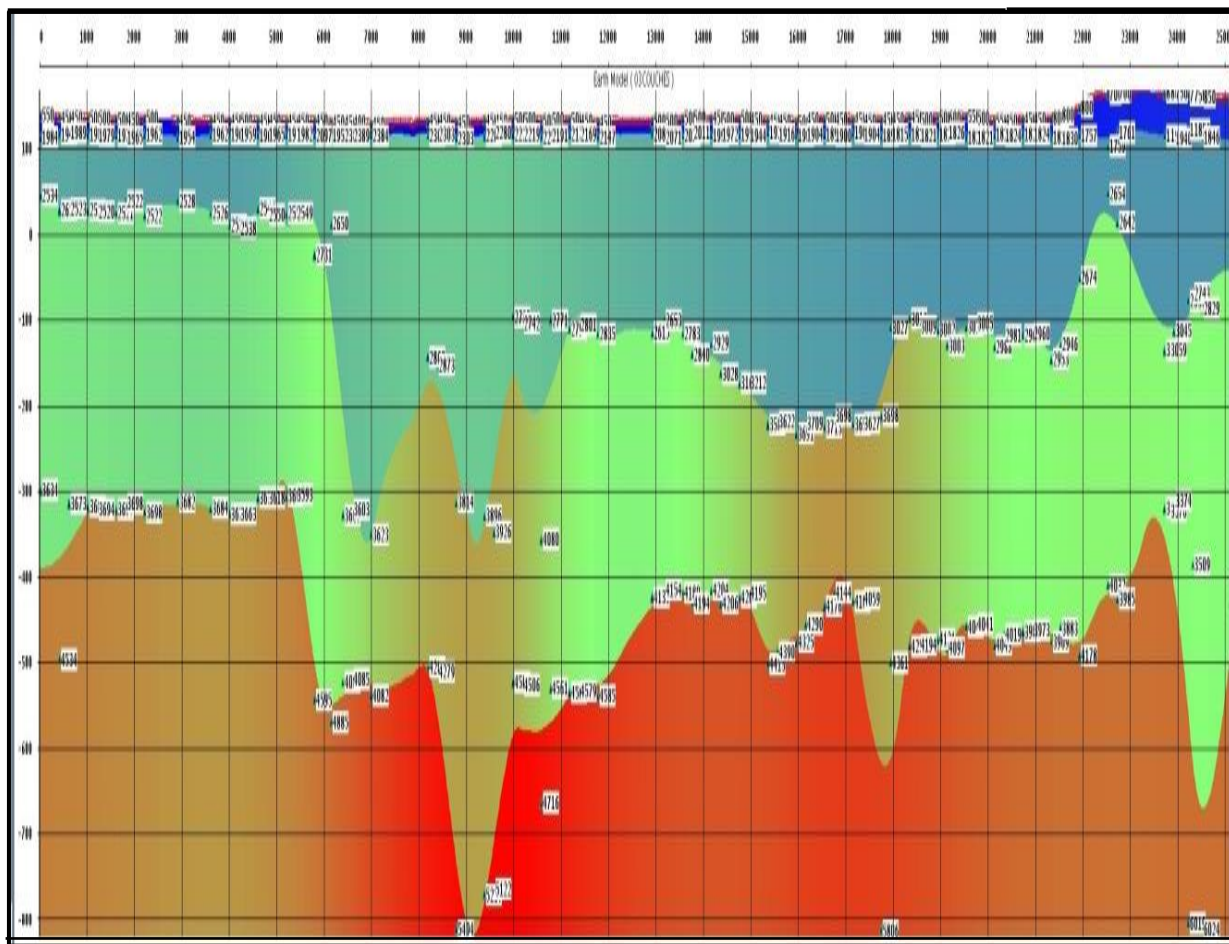
A chacun de ces points, le programme GEOSTAR calcul les interceptes et les épaisseurs des couches définies par les TPRs et les pointés des premières arrivées.

La figure (IV.12), illustre le résultat d'ajustement du pointé et du TPR.



**Fig.IV.12 : Modèle d'élévation d'ajustement de TPR et de l'enregistrement sismique de 03 couches**

La modélisation de ces résultats nous donnerons le modèle géologique présenté sur la figure(IV.13), dont on observe bien trois couches en plus la zone altérée (WZ).

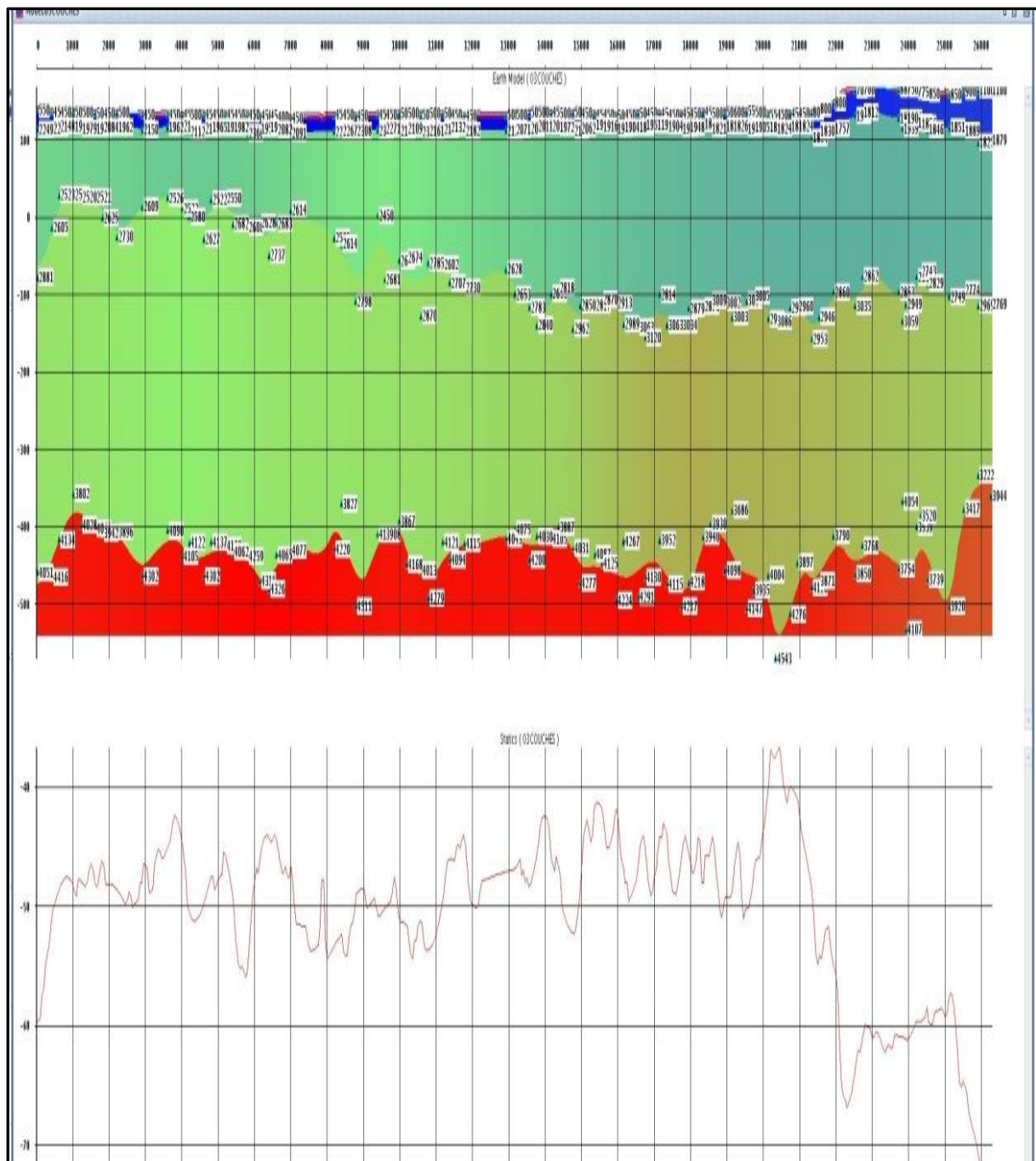


- Les légendes :
- La zone altérée WZ (Vwz=550 m/s, H=100 m)
  - Première couche (V1=2200 m/s, H=-100 m)
  - Deuxième couche (V2=2500 m/s, H=-500 m)
  - Troisième couche (V3=4000 m/s)

*Fig.IV.13 : Modèle Géologique initiale de 03couches*

### IV.5.2 Création de Modèle final

A partir du modèle initial, la GLI fait créer plusieurs modèles par la modification des épaisseurs et des vitesses, et minimise la différence entre le pointé des modèles générés et le pointé enregistré, en plusieurs itérations jusqu'à l'obtention d'un modèle qui produises des arrivées convergent vers les arrivées observées. Le modèle obtenu sera utilisé pour le calcul des corrections statiques en introduisant le plan de référence (DP) et la vitesse du comblement.



- Les légendes :
- La zone altérée WZ (Vwz=550 m/s, H=100 m)
  - Première couche (V1=2200 m/s, H=-100 m)
  - Deuxième couche (V2=2500 m/s, H=-500 m)
  - Troisième couche (V3=4000 m/s)

*Fig.IV.14 : Modèle géologique de 3 coches et sa correction statique*

La figure(IV.15), illustre une étude comparative de trois modèles géologiques (à une couche, à deux couches et à trois couches).

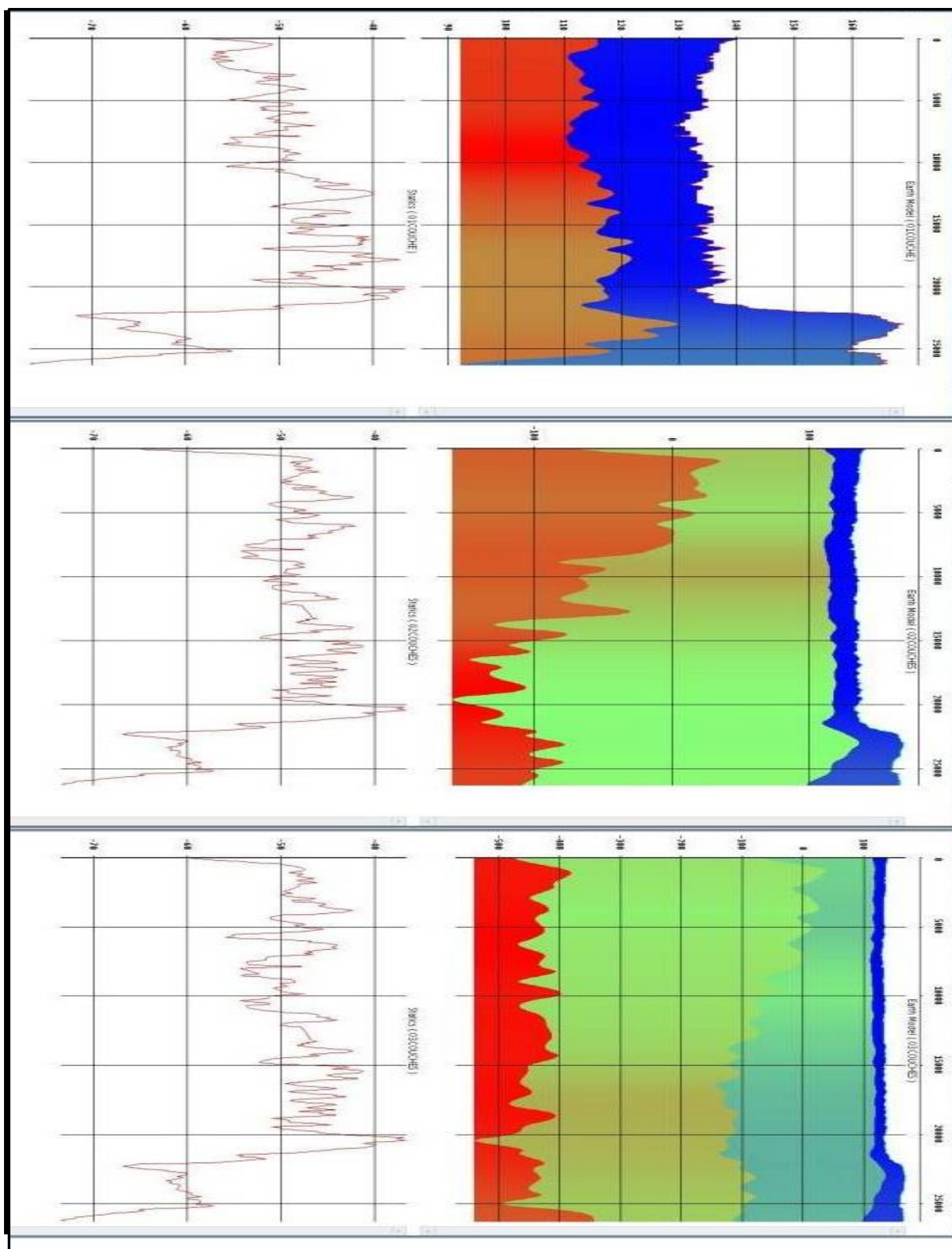


Fig.IV.15 : Comparaison entre les trois modèles géologiques

D'après cette figure, on constate que les corrections statiques des modèles sont différentes d'un modèle à un autre, dont sur le modèle à une couche, les corrections statiques varient sur une grande plage par rapport aux autres modèles et cela s'explique du fait que l'épaisseur de la zone altérée est plus grande dans le modèle d'une seule couche.

Le choix d'un modèle d'une seule couche est plus optimal pour éliminer l'effet de la zone altérée WZ.

#### IV.6 Comparaison entre CVT's et TPRs

En 1992, c'était la période transitoire de l'acquisition TPR vers CVT, et durant l'acquisition de ce profil, seulement trois CVT ont été réalisés, deux aux extrémités du profil et un au centre. Egalement, 44 TPRs doublés, en aval et en amont ont été réalisés le long du profil avec un incrément de 300m en moyenne.

##### a) Comparaison entre CVT(A) et TPR(A)

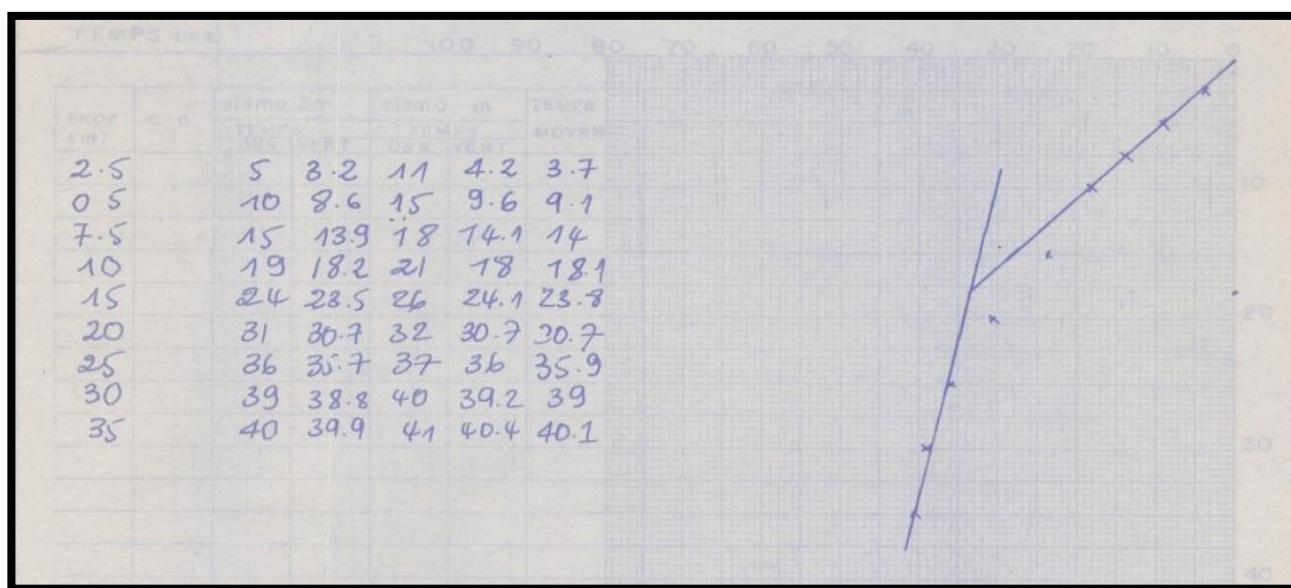


Fig.IV.16: Carottage sismique (A) (RAPPORT SH 1992)



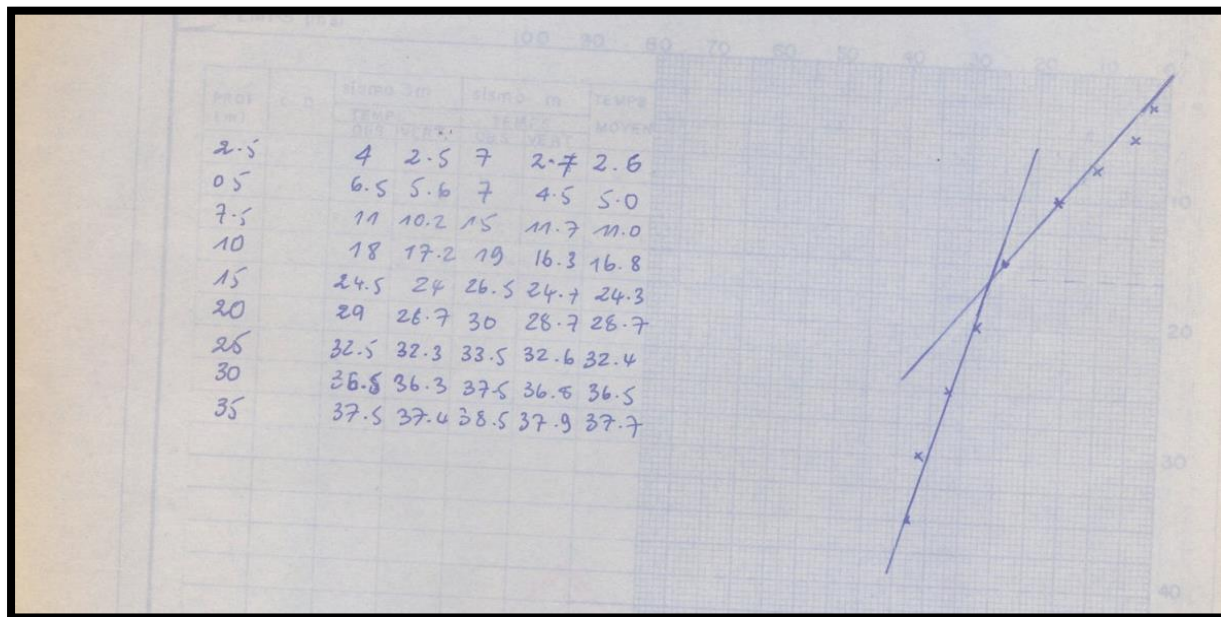


Fig.IV.18 : Carottage sismique (B) (RAPPORT SH 1992)

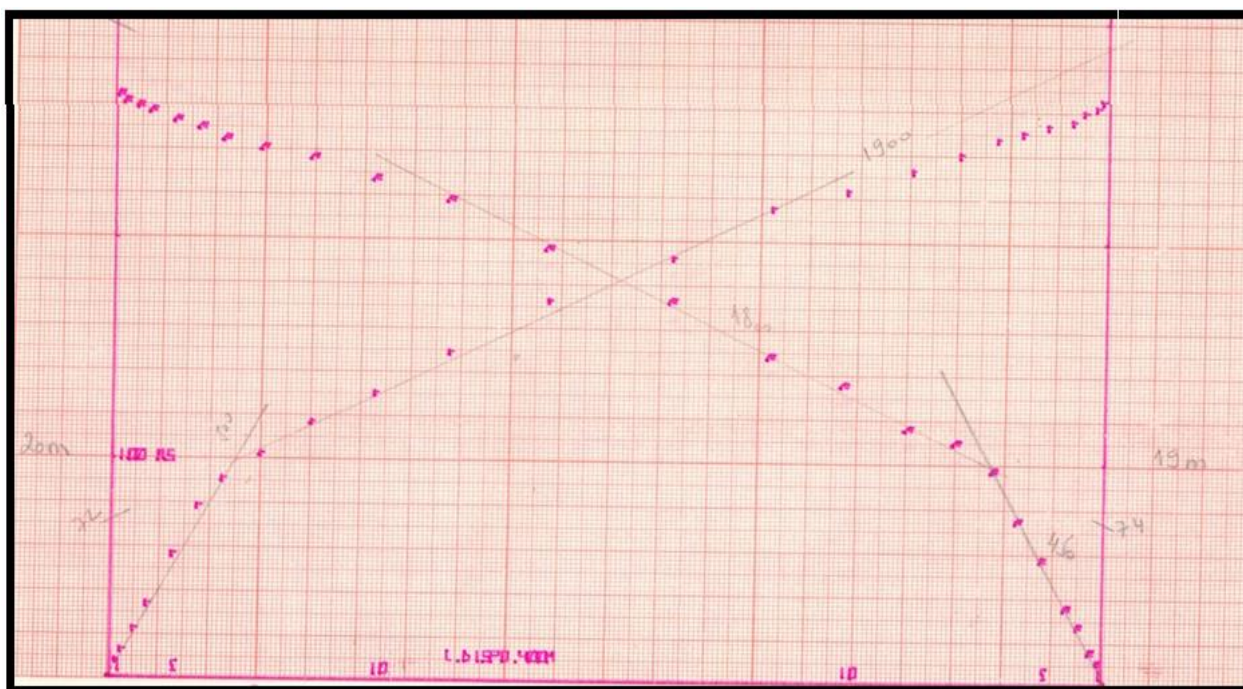


Fig.IV.19 : Dromochrone de la TPR (B) (RAPPORT SH 1992)

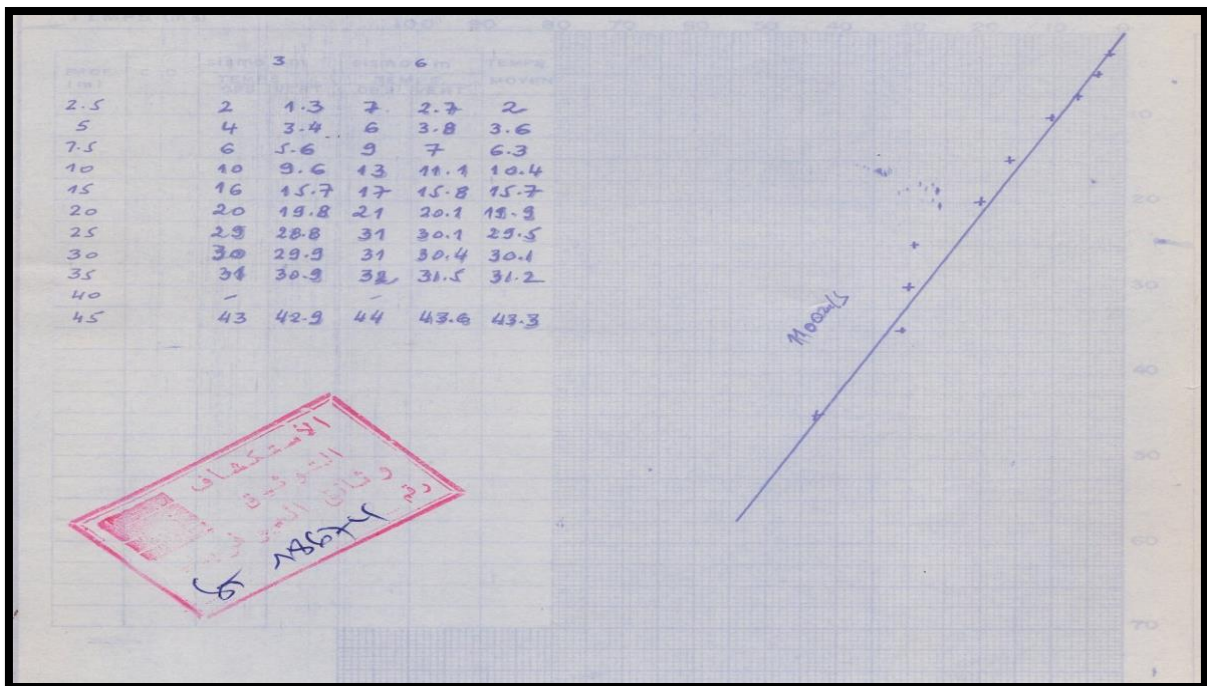
Les résultats de l'interprétation des figures (IV.18) et (IV.19) se résument dans le tableau 03 :

**Tableau N° 03 :**

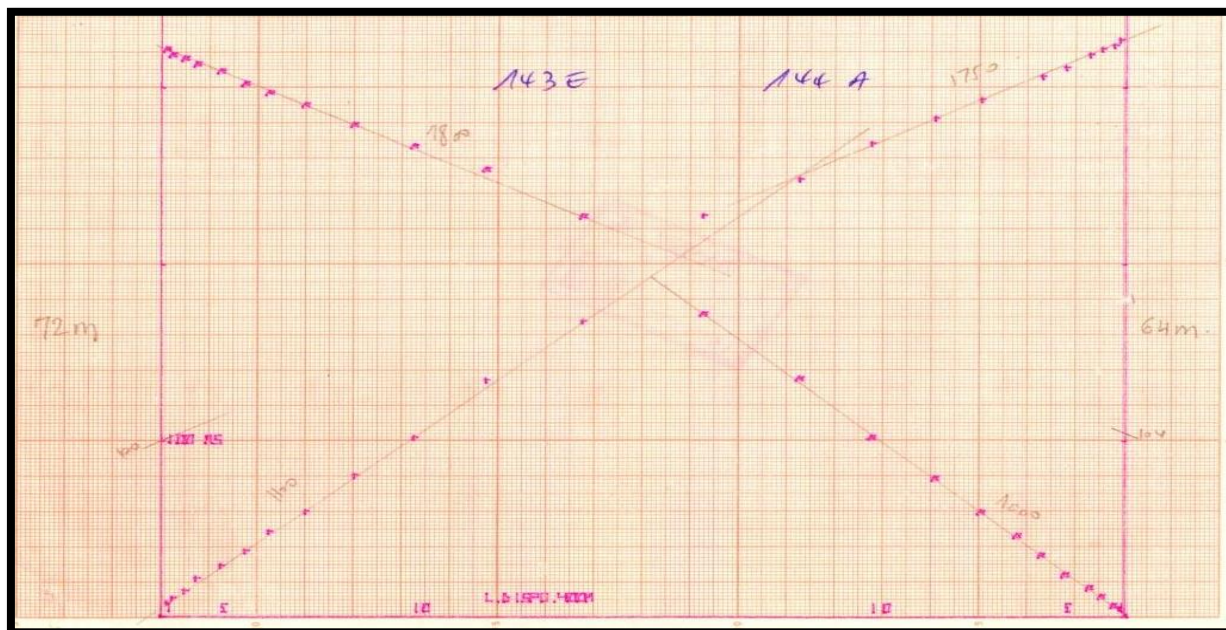
	Epaisseur Wz (m)	Vitesse Wz (m/s)	Vitesse du milieu rapide (m/s)	Intercepte ms
CVT(B)	16	600	1700	
TPR(B)	19 (tir directe) 20 (tir inverse)	500 (tir directe)	1850 (tir directe)	72 (tir directe) 74 (tir inverse)

**c) Comparaison entre CVT(C) et TPR(C)**

Les figures (IV.20) et (IV.21), illustrent les données d'un carottage sismique (C) et la dromochrone la petite réfraction TPR (C)



**Fig.IV.20 : Carottage sismique (C) (RAPPORT SH 1992)**



**Fig.IV.21: Dromochrone de la TPR (C) (RAPPORT SH 1992)**

Les résultats de l'interprétation des figures (IV.20) et(IV.21) se résument dans le tableau 03 :

**Tableau N° 04 :**

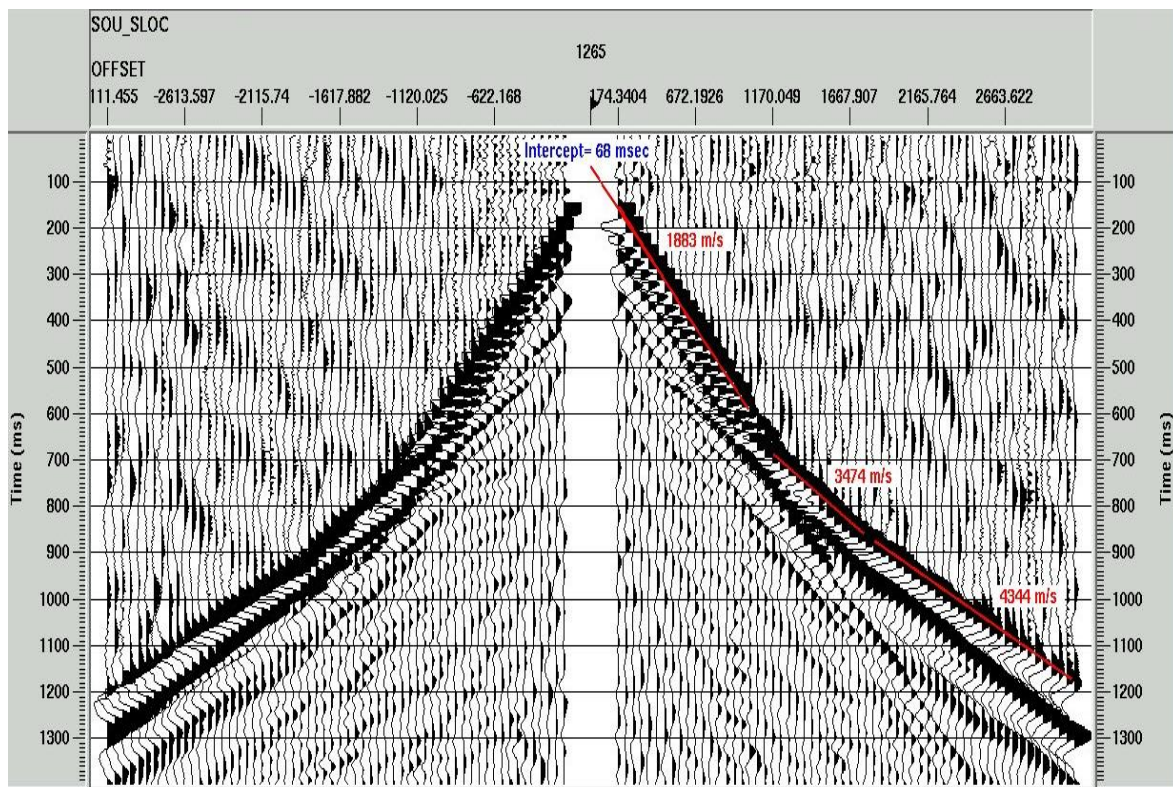
	Epaisseur Wz (m)	Vitesse Wz (m/s)	Vitesse du milieu rapide (m/s)	Intercepte Ms
CVT(C)	16	1100		
TPR(B)	72 (tir direct)	1100 (tir directe)	1750 (tir directe)	100 (tir directe)
	64 (tir inverse)	1000 (tir inverse)	1800 (tir inverse)	104 (tir inverse)

L'interprétation de ces données nous montre que le CVT (C) montre une seule couche de vitesse 1100m/s, le TPR(C) montre que la profondeur du CVT (C) n'est pas suffisante pour atteindre le deuxième milieu. La base de la zone altérée (WZ) n'épouse pas l'allure de l'altimétrie.

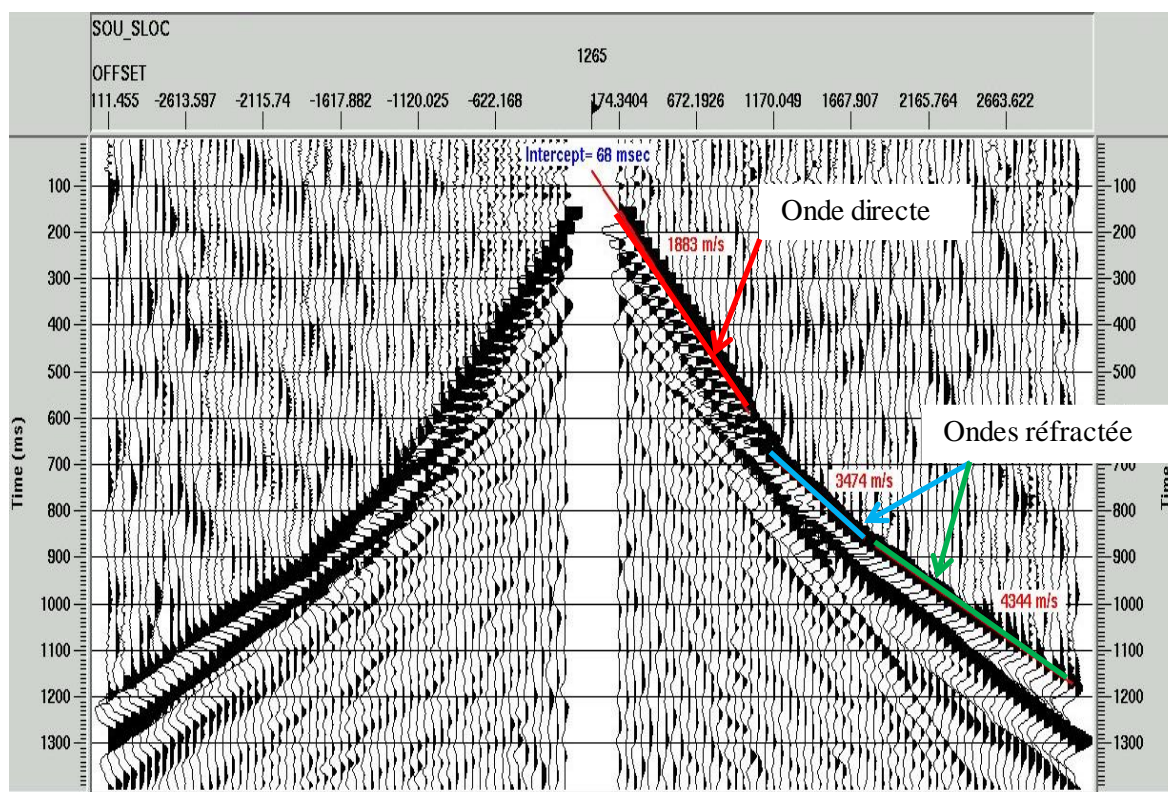
## IV.7. Comparaison des enregistrements sismiques avec les TPRs

### IV.7.1. Analyse des enregistrements sismiques

Sur la figure (IV.22) on a présenté un enregistrement du profil 92OM. D'après la théorie sismique (voir chapitre 1), les ondes directes arrivent en premier lieu ensuite les ondes réfractées comme le montre la figure (IV.23).



FigIV.22: Enregistrements sismiques



*Fig.IV.23: Différentes ondes observées*

Une analyse a été faite en comparant ces enregistrements avec ceux des TPRs afin d'étudier les paramètres de la couche WZ.

La projection de la première arrivée sur le film sismique N° 1265, ne passe pas par l'origine de l'axe des temps conformément à la théorie sismique mais elle passe par l'intercepte

I, ( $I = 68$  milli secondes) ; figure(IV.24). Donc cette arrivée ne correspond pas l'onde directe mais elle correspond à une onde réfractée

Si on compare ce résultat avec celui de la petite réfraction (TPR B) qui s'affiche avec un premier intercepte  $I_1$  égale 67 millisecondes, figure(IV.19), on peut conclure que la première arrivée du film sismique correspond à la réfraction issue de la base WZ. Ainsi la comparaison des vitesses mesurées sur le film ( $V = 1883$  m/s) et la petite réfraction ( $V = 1850$  m/s) nous confirme notre analyse

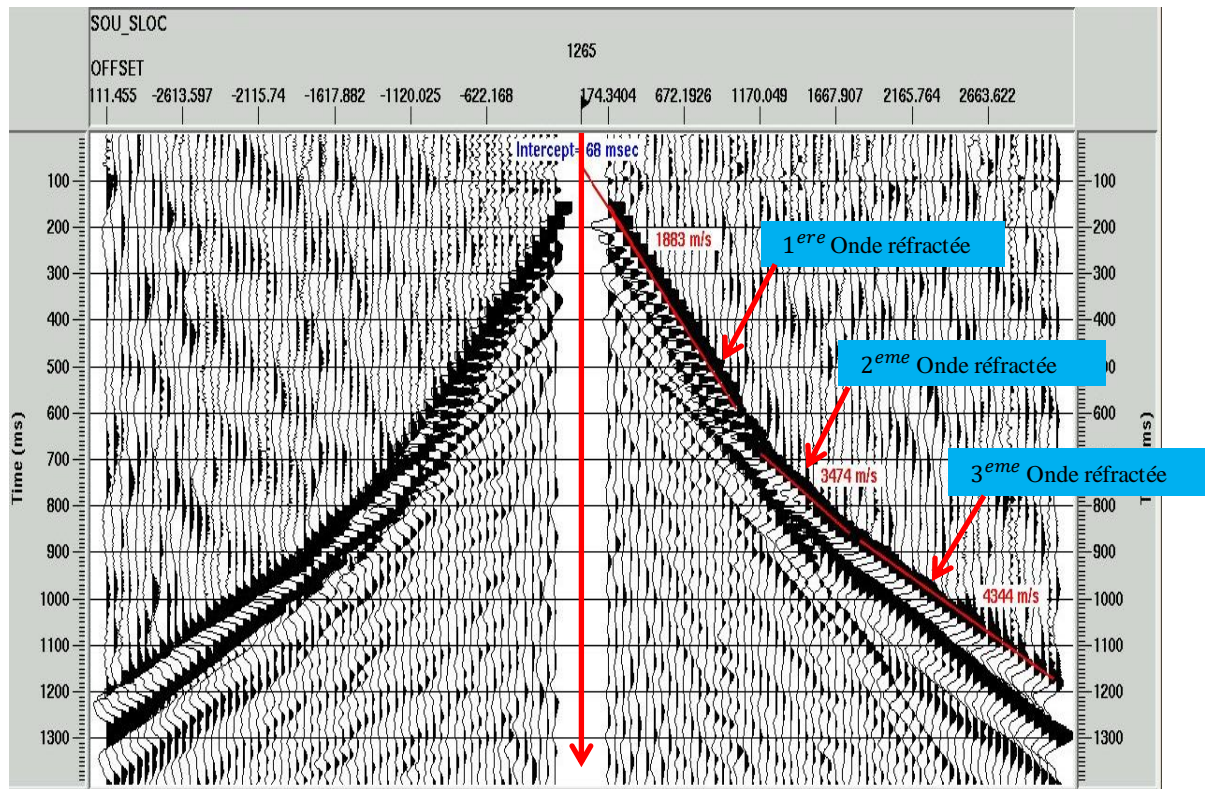


Fig.IV.24 : Enregistrement N° 1265 Intercepte=68ms, V1=1883m/s

### IV.8 Statiques régionale

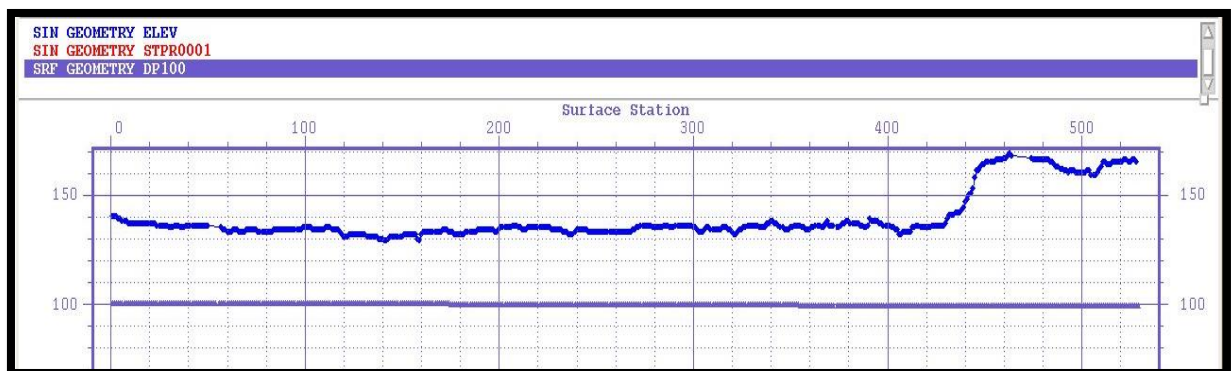
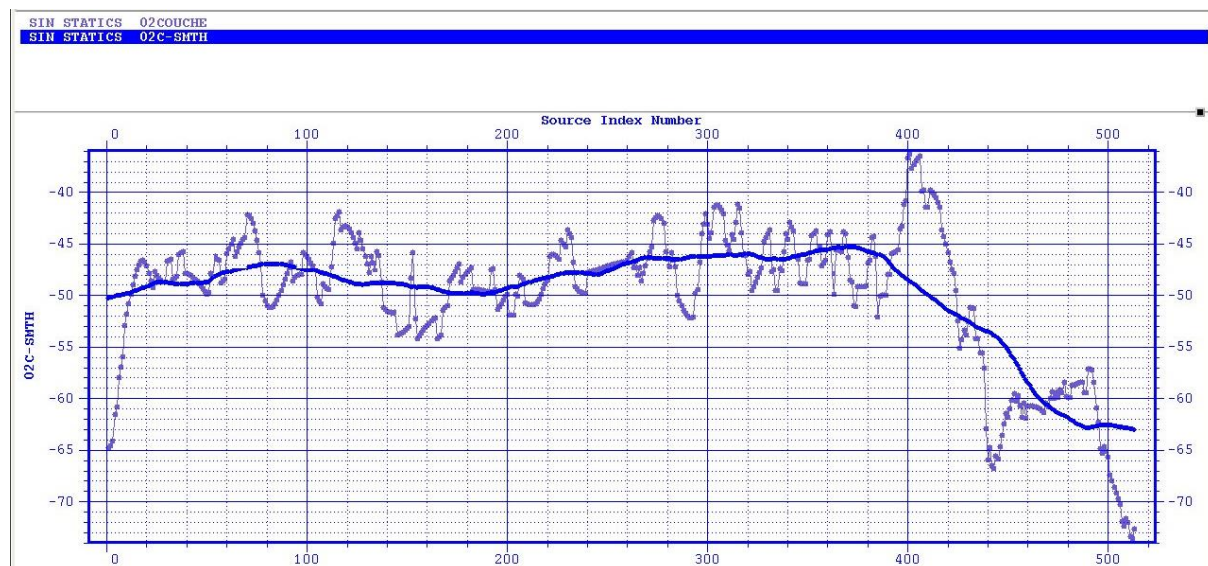


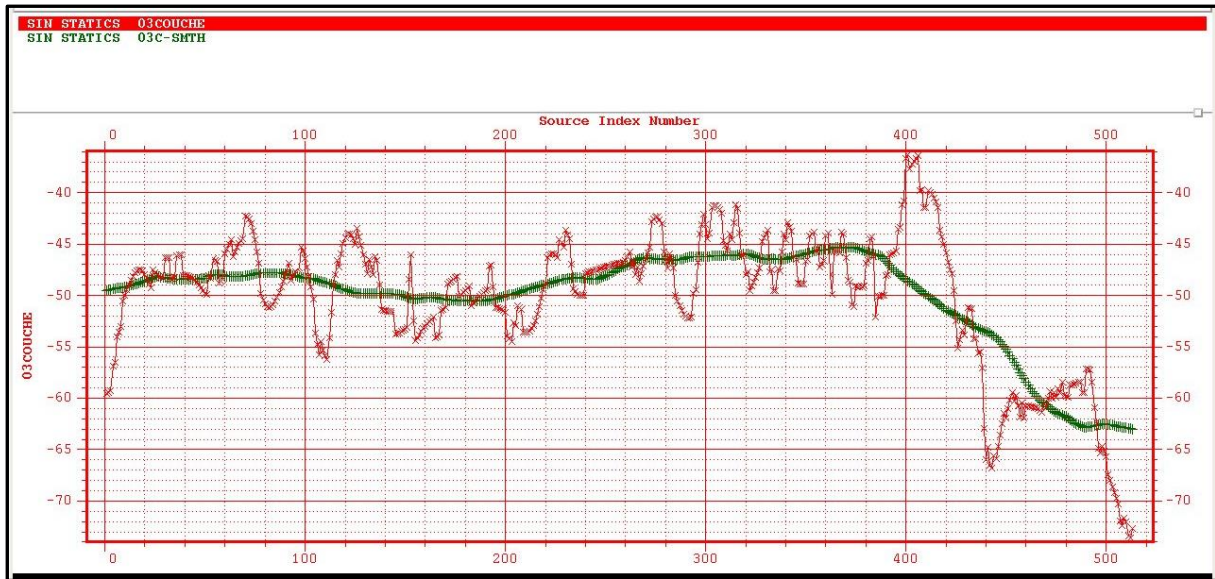
Fig.IV.25 : Géométries des Surfaces des stations des élévations, TPR et DP



*Fig.IV.26 : Correction statique et sa régionale du Modèle d'une seule couche*

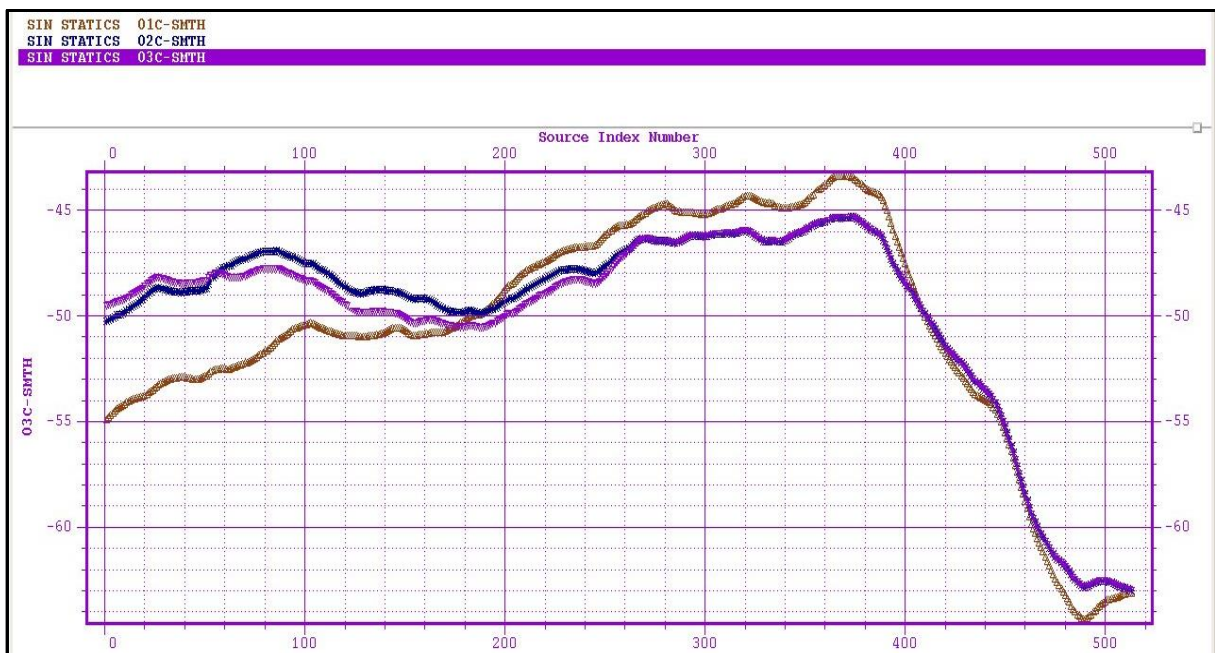


*Fig.IV.27 : Correction statique et sa régionale du Modèle de 02 couches*



*Fig.IV.28 : Corrections statiques et sa régionale du Modèle de 03 couches*

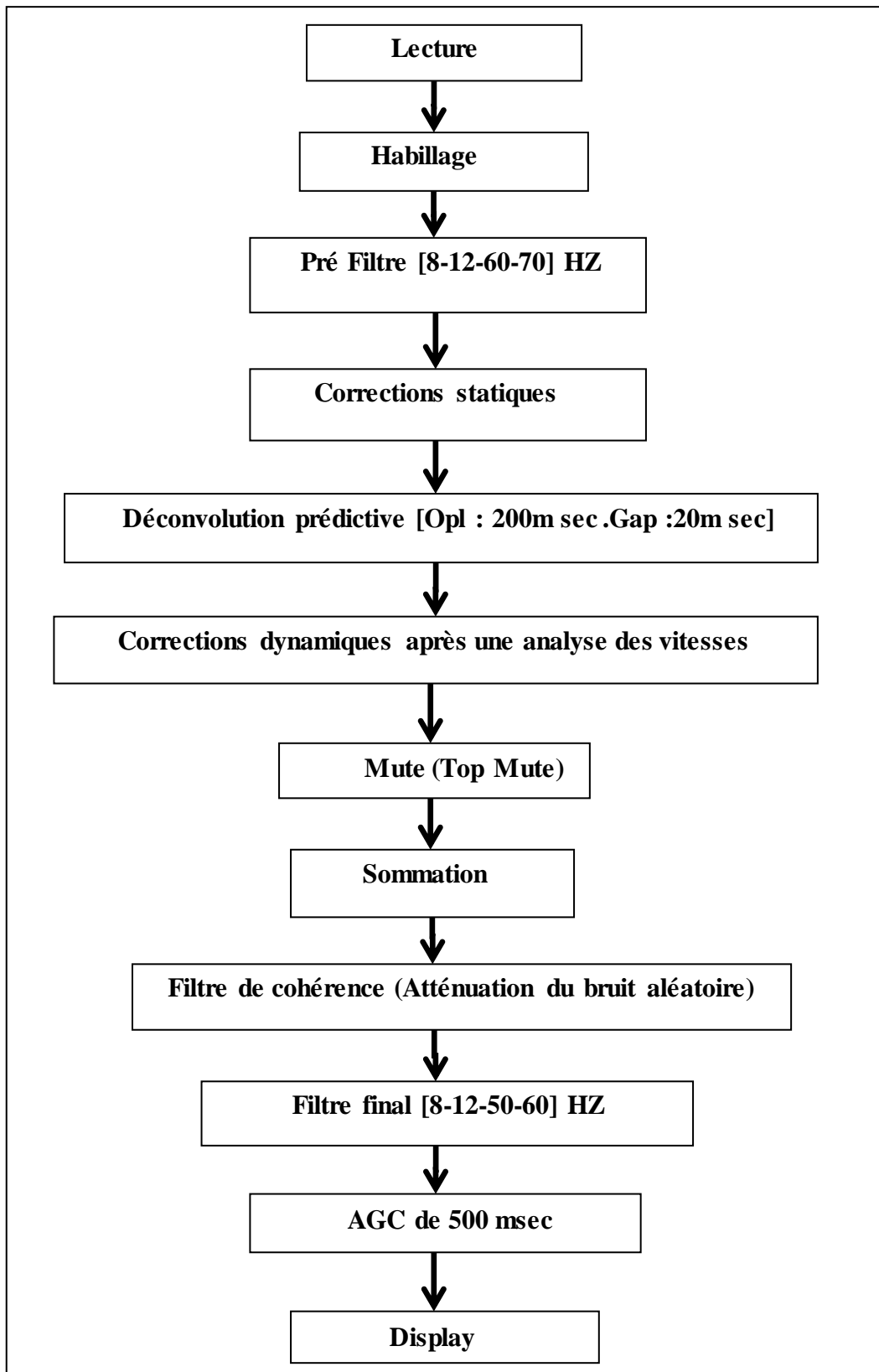
### IV.8.a Comparaison entre les statiques régionales



*Fig.IV.29 : Comparaison entre les trois corrections statiques régionales*

On constate que le mauvais choix des gammes d'offset a pointé conduire à des corrections statiques qui peut éliminer des structures réelles ou à créer des structures fictives.

## IV.9 Séquence de traitement

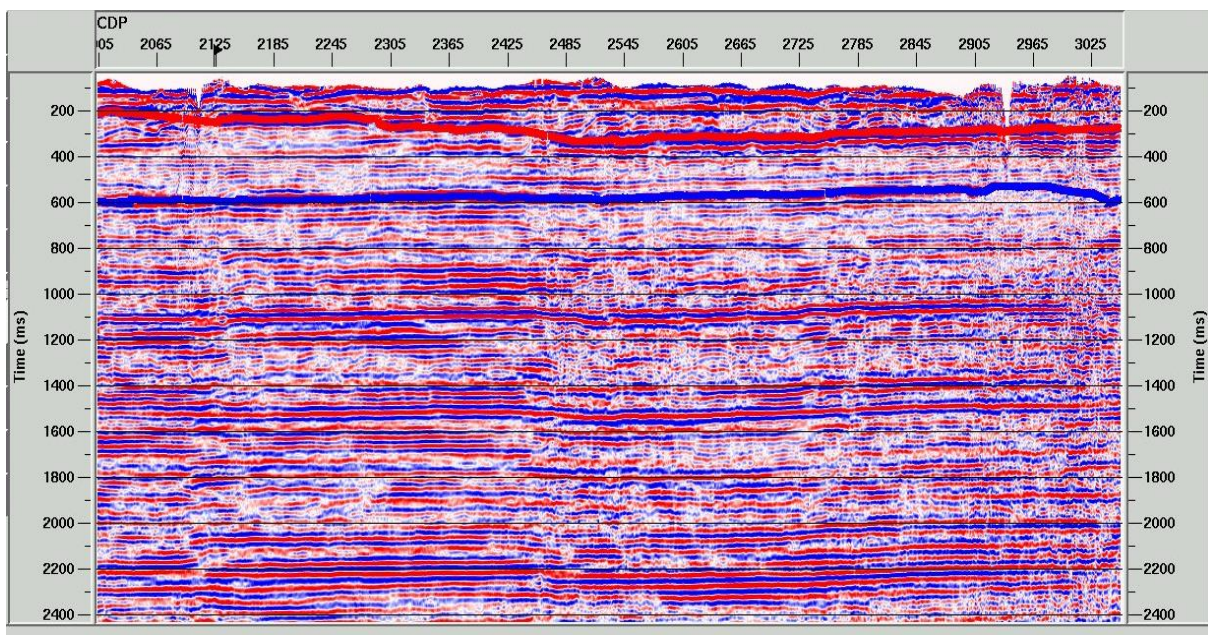
*Fig.IV.30 : Séquence de traitement appliquée*

### IV.10 Section brute sommée :

Afin de renforcer notre analyse nous avons établis une section sismique brute, figure (IV.31), en appliquant la séquence de traitement, figure (IV.30).

Pour bien voir les horizons superficiels on a fait un agrandissement entre 0 et 700 m-secondes, voir figure (IV.32).

Le premier horizon observé sur la section sismique se situe entre 200 et 300 m-secondes ; ce réflecteur ne correspond jamais à la base de la zone altérée. Pour voir la correspondance des horizons superficiels, on a établis un modèle géologique de trois couches, figure(IV.31), pour qu'on puisse interpréter les premiers réflecteurs.



*Fig.IV.31 : Section sismique avec un filtre finale passe-bande et AGC*

### IV.11 Comparaison entre le modèle de 3 couches en profondeur avec la section sismique en temps

Sur le modèle géologique (obtenu en pointant toutes les premières arrivées), on observe bien la couche altérée par contre on ne voit pas ses réflexions sur la section sismique.

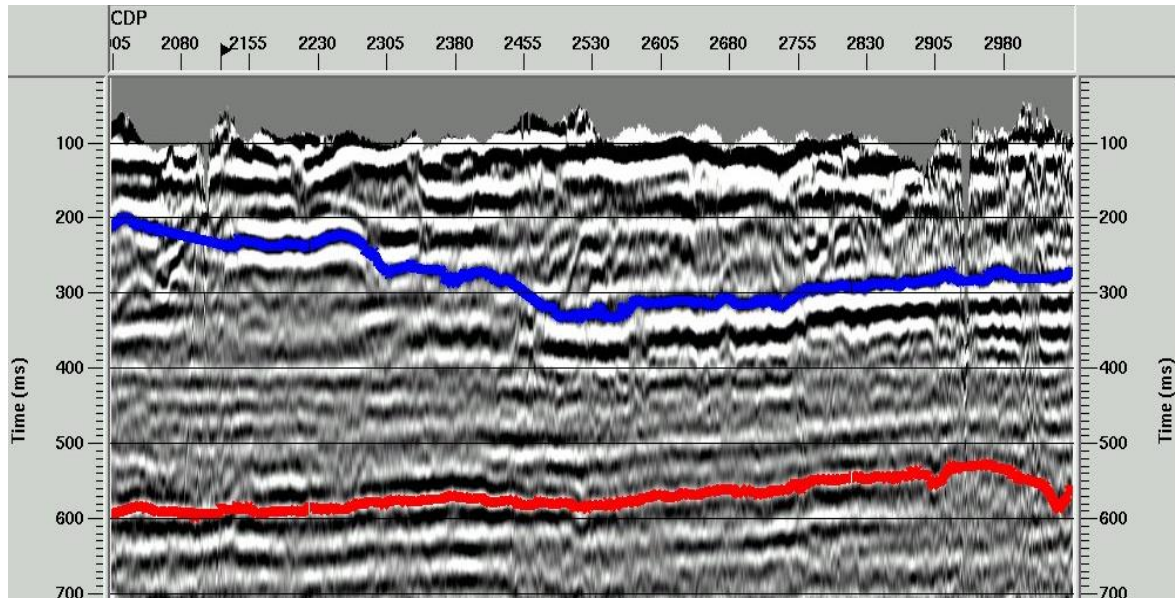


Fig.IV.32 : Agrandissement sur la section sismique obtenue

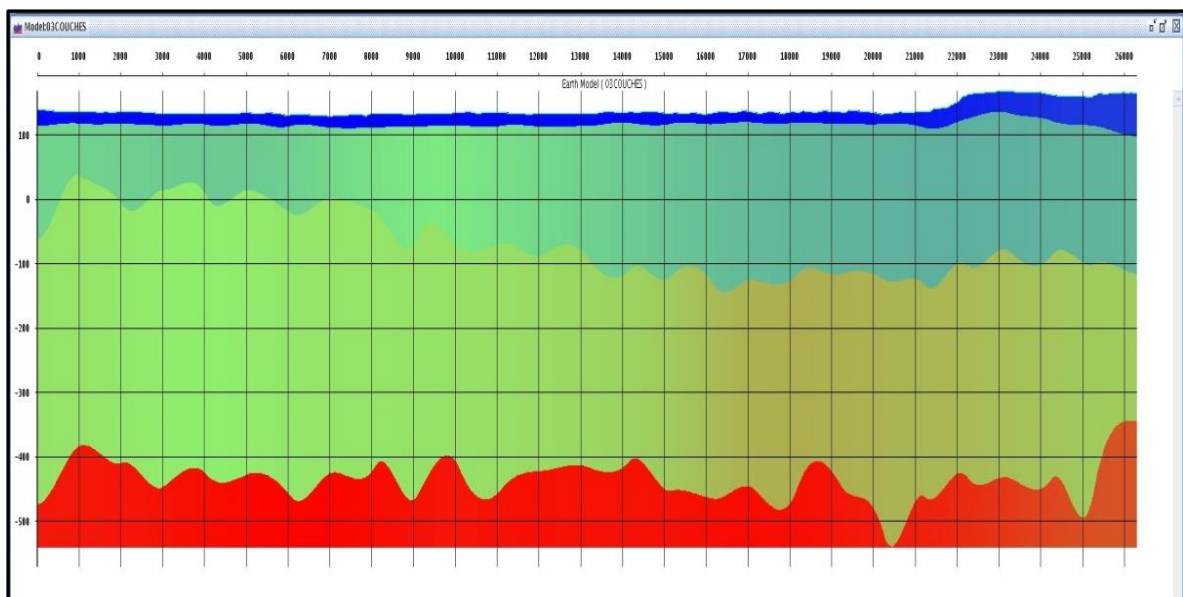


Fig .IV.33 : Modèle Géologique Finale de 03 couches

En utilisant les vitesses RMS, On a pu corréliser les horizons de la section sismique et ceux du modèle géologique tel que :

Le premier horizon apparu sur la section sismique est à 200 ms, sa vitesse  $V_{rms}$  est de 2000m/sec, sa profondeur varie entre 200m à 300m.

Le deuxième horizon apparu sur la section sismique est à 500ms, sa vitesse  $V_{rms}$  est de 2200m/s, sa profondeur varie entre 500m et 600m.

Par contre la couche altérée apparait dans le modèle géologique mais on le voit pas sur la section sismique, donc on peut dire que les réflexions issues de la base de la zone altérée ne sont pas enregistrées par sismique réflexion.

# Bibliographie

---

## Livres et Articles

- [1] **TANER M.T, KOEHLER.F, ALHILALI .K (1974)**, Estimation and correction of near –surface anomalies, *Geophysics*, N°39, pp441-463.
- [2] **W. M. Telford, L. P. Geldart, R. E. Sheriff, D. A. Keys, 1976**, *Prospection Géophysique*, ERG Editions.
- [3] **M. Lavergne, 1986**, « Méthodes Sismiques », Edition Technip.
- [4] **M.Hemsas, 1987**, « Etude des résidus de corrections statiques à grande longueur d’onde et leur estimation par filtrage optimum multicanal de Wiener » Thèse de docteur ingénieur, Université de Bordeaux I- France.
- [5] **Rapport d’acquisitions, 1992, Ouad Mya, Sonatrach.**
- [6] **Manuel GLI3D, 1992, E .NA.GEO.**
- [7] **G. Henry, 1994**, « Géophysique des Bassins Sédimentaires », Edition Technip.
- [8] **N.Chelouache, 1997**, « Optimisation des Corrections Statiques par GLI », MFE, I.A.P.
- [9] **G. Henry, 1997**, « La sismique réflexion », Edition Technip.
- [10] **J.L.Mari, F. Glangeaud, F. Coppens, 1997**, « Traitement du Signal pour Géologie et Géophysiciens », Editions Technip.
- [11] **J.L. Marie, G. Avens, D. Chapelier, P. Gaudiani, 1998**, « Géophysique de Gisement et de Génie Civil », Edition Technip.
- [12] **M.Mender, Mars 1999**, Analyse des réfractions par GLI, Direction de recherche et de développement (E.NA.GEO).

[13] **Zeroug. S, Bounoua. N, Lounissi. R, 2007**, Well Evaluation Conference Algérie, Petroleum Engineering, Exploration Sonatrach et Schlumberger.

[14] **Mr. A Bouguern, 2007** Cours des corrections statiques, **FHC**.

[15] **Mr. A Bouguern**, Cours de prospection électrique, **FHC**.

[16] **Florence, 2010**, Caractérisation sismique de sites hétérogènes à partir de méthodes actives et passives « variations latérales et temporelles » Thèse de doctorat.

[17] La géophysique pour les géologues Tome 4 Les méthodes sismiques **O.P.U**

[18] **M.Mender**, Analyse de premières arrivées et calcul des corrections statiques, Direction de recherche et de développement (**E.NA.GEO**).

[19] **ÖZ YIMAZ**, SEISMIC DATA ANALYSIS Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data, Volume I.

[20]**L.DJADIA, 2001**, Mémoire magister « Etude des caractéristiques de la WZ par les méthodes électrique et électromagnétique », **USTHB**.

### **Webographies :**

[http://www.slb.com/services/seismic/geophysical\\_processing\\_characterization/dp/technologies/signal/near\\_surface/swami.aspx](http://www.slb.com/services/seismic/geophysical_processing_characterization/dp/technologies/signal/near_surface/swami.aspx)