

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE**  
**MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA**  
**RECHERCHE SCIENTIFIQUE**  
**UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA BOUMERDES**



**FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE**  
**DEPARTEMENT GEOPHYSIQUE, GENIE PARASISMIQUE ET**  
**PHENOMENES ALEATOIRES**

**MEMOIRE DE FIN D'ETUDES**

**EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE MASTER EN**  
**GEOPHYSIQUE PETROLIERE**

**FILIERE** : Sciences de la Terre et de l'Univers

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

**Thème :**  
**Application des méthodes d'analyse des vitesses en traitement sismique**  
**2D au périmètre l'Ahnet Gourara**

**Réalisé par :**

**KEBIR Mouad**

**Suivis par :**

**Dr.J.FERAHTIA**

**Mr.A.REGHIS**

**Boumerdes : 2015 /2016**

## **Remerciements**

*Louange à Allah, Seigneur de l'univers, le Tout Miséricordieux, le Très Miséricordieux, Nous rendons grâce à Allah, Soubhânahou Watâla, de nous avoir donnés la patience, la force et le courage d'accomplir ce présent travail*

*J'adresse mon vif remerciement à mon promoteur **Dr. JALAL. FERAHIA** pour m'avoir dirigé tout au long de ce travail, pour sa compréhension, sa patience, et ces remarques précieuses*

*Mon vif remerciement va aussi à **Mr. ANIS. REGHIS** mon encadreur au niveau de l'**ENAGEO-BOUMERDES**, qui a dirigé mon travail lors de mon stage pratique, malgré ses occupations*

*Je présente mon chaleureux remerciement aux enseignants du département géophysique pour leurs aides et orientations durant ma formation*

*Mon dernier remerciement et ce ne sont pas des moindres, va à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin pour l'aboutissement de ce travail*

**Merci à Tous**

## *Dédicaces*

*J'ai le grand honneur de dédier ce modeste travail :*

*A ma très chère Mère, et mon très cher père qui m'ont fait au berceau le don le plus précieux, celui de la foi. Ce travail n'est que le fruit des sacrifices que vous avez consentis pour mon éducation et ma formation.*

*A mon cher frère MOHAMED NADIR,*

*A mes chères Sœurs.*

*A toute les membres de la famille.*

*A mon cousin ABD ELBASSAT BOULASSEL.*

*A Mes amis AMINE DEMDOUM, AZIZ GUIRA, HASSEN HAYS, ZINOÛ, SEMOUNA, BOUZEGUINE, NESRINE, BLAKO, HABIB, KARIM, CHOVAIB, MAYSSOUNE, CHAOUKI, KADER, WALID.*

*A tous mes camarades du groupe MAGP11 avec qui j'ai passé des moments inoubliables...*

*A tous ceux dont l'oubli du nom n'est pas celui du cœur.*

*Je vous aime tous.*

*Mouad Otow*

# Sommaire

## Introduction Générale

## Chapitre I Physique des roches et vitesses en sismique réflexion

I-1 Introduction.....	01
I-2 Théorie d'élasticité.....	02
I-2-1 Notion de contrainte.....	02
I-2-2 Notion de déformation.....	03
I-2-3 La loi de Hooke.....	05
I-2-4 Paramètres élastiques.....	06
I-2-4-1 Module de Young.....	06
I-2-4-2 Les constantes de Lamé.....	07
I-2-4-3 Module d'incompressibilité K.....	07
I-2-4-4 Le coefficient de Poisson.....	08
I-3 Onde sismique.....	09
I-3-1 Equation d'onde sismique.....	09
I-3-1-1 Equation d'onde longitudinale.....	09
I-3-1-2 Equation d'onde transversale.....	10
I-3-2 Les types des ondes sismiques.....	11
I-3-2-1 Les ondes de volume.....	11
I-3-2-2 Les ondes de surface.....	12
I-4 Les vitesses en sismique réflexion.....	13
I-4-1 Les différents types des vitesses sismiques.....	13
I-4-1-1 La vitesse instantanée.....	13
I-4-1-2 La vitesse d'intervalle (ou de couche).....	13
I-4-1-3 La vitesse apparente.....	14
I-4-1-4 La vitesse moyenne.....	15

I-4-1-5 La vitesse quadratique moyenne.....	16
I-4-1-6 La vitesse de sommation.....	16
I-4-2 Relation entre les différentes vitesses.....	17
I-4-2-1 Relation entre $V_i$ et $V_{rms}$ .....	17
I-4-2-2 Relation entre $V_i$ et $V_m$ .....	18
I-4-3. Utilité des vitesses sismiques.....	18
I-4-3-1 La vitesse d'intervalle.....	18
I-4-3-2 La vitesse moyenne.....	18
I-4-3-3 La vitesse quadratique moyenne.....	18
I-4-3-4 La vitesse de sommation.....	18
I-4-4 Les méthodes de détermination des vitesses sismiques.....	19
I-4-4-1 Moyens directs.....	19
I-4-4-1-1 SONIQUE.....	19
I-4-4-1-2 Carottage sismique.....	22
I-4-4-2 Moyens indirects.....	23
I-4-4-2-1 Méthode graphique.....	23
I-4-4-2-2 Méthode numérique.....	23
I-5 Les principaux facteurs affectant la vitesse de propagation.....	24
I-5-1 Influence de la lithologie.....	24
I-5-2 Influence de la porosité et de la géométrie des pores.....	25
I-5-3 Influence de l'âge et de la profondeur d'enfouissement.....	26
I-5-4 Influence de la saturation en fluide.....	27
I-5-5 Influence de l'anisotropie des roches.....	28
I-6 Conclusion.....	29

## **Chapitre II Les analyses de vitesses**

II-1 Introduction.....	30
------------------------	----

II-2 Analyse de vitesse.....	30
II-2-1 Procédure d'analyse de vitesse.....	30
II-2-2 Les paramètres d'analyses de vitesses.....	33
II-2-2-1 Choix de la fenêtre d'analyse.....	33
II-2-2-2 Choix du pas d'incrément en temps de l'analyse.....	33
II-2-2-3 Choix d'incrément de vitesse.....	34
II-2-2-4 Choix du nombre de groupes de traces point miroir.....	34
II-2-2-5 Choix des traitements sismiques.....	34
II-2-3 Choix des emplacements des analyses de vitesses (analyses ponctuelles).....	34
II-2-4 Tracé complet d'une loi de vitesse.....	35
II-2-5 Interpolation spatiale des lois de vitesse.....	36
II-2-5-1 Interpolation à temps constant.....	36
II-2-5-2 Interpolation selon les horizons.....	37
II-2-6 Différents types d'analyse de vitesse.....	38
II-2-6-1 Trace gather à vitesse constante.....	39
II-2-6-2 Analyse Trace Gather à $\Delta T$ constant.....	41
II-2-6-3 Analyse spectre de vitesse.....	43
II-2-6-4 Analyse addition à vitesse constante.....	46
II-2-6-5 Analyse continue à horizon constant.....	47
II-2-7 Causes d'erreur d'interprétation des analyses de vitesse.....	47
II-3 Corrections dynamiques.....	48
II-3-1 Définition.....	48
II-3-2 Champ de vitesse et corrections dynamiques.....	49
II-3-2-1 Milieu homogène. Réflecteur horizontal.....	49
II-3-2-2 Milieu homogène. Réflecteur penté.....	49
II-3-3 Analyses de vitesse et corrections dynamiques.....	50
II-3-4 Application des corrections dynamiques.....	50

II-3-5 NMO stretch.....	52
II-4 Migration.....	53
II-4-1 Définition.....	53
II-4-2 But de la migration.....	53
II-4-3 Influence de paramètre ‘vitesse’.....	54
II-4-3-1 Dans le cas d’un milieu homogène.....	54
II-4-3-2 Dans le cas de n couches horizontales homogènes.....	55
II-4-3-3 Dans le cas de sous-sol complexes.....	55
II-4-3-4 Choix des vitesses de migration dans les cas difficiles.....	55
II-5 Conclusion.....	56

## **Chapitre III Application aux données réelles**

III-1 Introduction.....	57
III-2 Prospective du périmètre Ahnet-Gourara.....	57
III-2-1 Cadre géologique.....	57
III-2-2 Cadre structural.....	57
III-2-3 Aspect Géophysique.....	58
III-2-3-1 Commentaire tectonique et structurale.....	58
III-2-3-2 Interprétation sismique.....	58
III-2-3-3 Prospect de notre étude.....	59
III-2-4 Aspect pétrolier.....	59
III-2-4-1 Piège.....	59
III-2-4-2 Roches mères.....	59
III-2-4-3 Couvertures.....	59
III-2-4-4 Aspect réservoir.....	60
III-3 Paramètres d’exploitation de l’étude.....	61
III-4 Les étapes de traitement.....	64

III-4-1 Lecture des bandes terrain.....	65
III-4-2 Géométrie, Habillage des traces.....	65
III-4-3 Edition des traces, Despiking.....	65
III-4-4 Mise en collection CDP (Commun Depth Point).....	65
III-4-5 Atténuation des bruits linéaires.....	65
III-4-6 Récupération des amplitudes réelles.....	66
III-4-7 Déconvolution.....	67
III-4-8 Correction statique.....	68
III-4-9 Analyse de vitesse.....	69
III-4-10 Correction statiques résiduelles.....	69
III-4-11 Migration.....	70
III-4-12 Corrections dynamique NMO (Normal Move Out).....	70
III-4-13 Mute.....	70
III-4-14 Addition horizontale (Stack).....	70
III-5 Application aux données réelles.....	72
III-5-1 Software de traitement « GEOVATION ».....	72
III-5-2 Les jobs préparées pour la chaine de traitement.....	74
III-5-3 Les étapes de l'analyse de vitesses.....	79
III-5-3-1 Analyse de vitesses à vitesse constantes (1 <sup>ier</sup> passage d'analyse de vitesses).....	80
III-5-3-2 Analyse de vitesses par la méthode spectre d'énergie « semblance »...88	
III-5-3-2-1 Spectre d'énergie à vitesse constante « semblance » (2 <sup>eme</sup> passage).....	88
III-5-3-2-2 Spectre d'énergie à vitesse variable « semblance » (3 <sup>eme</sup> passage).....	94
III-5-3-3 La section migrée, les corrections dynamiques, et le mute.....	102

### **Conclusion Générale.**

### **BIBLIOGRAPHIE**



# Liste des figures

## Chapitre I Physique des roches et vitesses en sismique réflexion

[Figure I.1]	Tenseur de contrainte.....	3
[Figure I.2]	Tenseur de déformation.....	4
[Figure I.3]	Diagramme des déformations en fonction des contraintes.....	4
[Figure I.4]	Différents types de déformation.....	5
[Figure I.5]	Les différents paramètres élastiques.....	8
[Figure I.6]	Propagation de l'onde longitudinale.....	11
[Figure I.7]	Propagation de l'onde transversale.....	12
[Figure I.8]	Propagation des ondes de Rayleigh.....	12
[Figure I.9]	Propagation des ondes de love.....	12
[Figure I.10]	La vitesse instantanée.....	13
[Figure I.11]	La vitesse d'intervalle.....	14
[Figure I.12]	La vitesse apparente.....	15
[Figure I.13]	Modèle à N couches horizontales.....	16
[Figure I.14]	La vitesse de sommation (stack).....	17
[Figure I.15]	Schéma de l'outil 'SONIC' SCHLUMBERGER.....	20
[Figure I.16]	Diagraphie de vitesse enregistrée par SCHLUMBERGER.....	21
[Figure I.17]	Principe de carottage sismique.....	22
[Figure I.18]	La méthode ( $t^2-x^2$ ).....	23
[Figure I.19]	Vitesse de l'onde P en fonction de la saturation en eau S pour le calcaire de Lavoux.....	28

## Chapitre II Les analyses de vitesses

<b>[Figure II.1]</b>	Principe général des analyses de vitesse (D'après C.G.G).....	31
<b>[Figure II.2]</b>	Principe d'analyse de vitesse.....	32
<b>[Figure II.3]</b>	Exemple d'analyse de vitesse sur un raw-stack.....	35
<b>[Figure II.4]</b>	Tracé complet d'une loi de vitesse en un point donné.....	36
<b>[Figure II.5]</b>	Principe de l'interpolation à temps constant.....	37
<b>[Figure II.6]</b>	Principe de l'interpolation selon les horizons.....	37
<b>[Figure II.7]</b>	Collections des traces de même offset longitudinal.....	38
<b>[Figure II.8]</b>	Principe de l'analyse de vitesse trace gather à vitesse constante.....	40
<b>[Figure II.9]</b>	Principe de l'analyse de vitesse trace gather à $\Delta t$ constant.....	43
<b>[Figure II.10]</b>	Principe de l'analyse spectre de vitesse.....	45
<b>[Figure II.11]</b>	Exemple d'analyse de vitesse (semblance) et NMO.....	46
<b>[Figure II.12]</b>	Principe de correction dynamique.....	48
<b>[Figure II.13]</b>	NMO et analyse de vitesse.....	50
<b>[Figure II.14]</b>	Effets des corrections dynamiques.....	51
<b>[Figure II.15]</b>	Phénomène d'étirement « Stretching ».....	52
<b>[Figure II.16]</b>	Correction de NMO et Mute.....	53
<b>[Figure II.17]</b>	Exemple d'une section migrée.....	54

## **Chapitre III Application aux données réelles**

<b>[Figure III.1]</b>	Remplissage sédimentaire et stratigraphique du bassin de l'Ahnet-Gourara.....	60
<b>[Figure III.2]</b>	Diagramme d'émission.....	62
<b>[Figure III.3]</b>	Nappe d'émission.....	62
<b>[Figure III.4]</b>	Nappe de réception.....	63
<b>[Figure III.5]</b>	Le principe du filtrage (f-k).....	65
<b>[Figure III.6]</b>	Du coefficient de réflexion à la trace sismique réelle.....	67

<b>[Figure III.7]</b> Principe des corrections statiques. Trajectoire de l'onde sismique réfléchie avant et après correction statique.....	68
<b>[Figure III.8]</b> Organigramme d'une séquence de traitement de traitement sismique.....	70
<b>[Figure III.9]</b> Distributions des profils sismiques (plan de position).....	71
<b>[Figure III.10]</b> Interface du logiciel de traitement GEOVATION.....	72
<b>[Figure III.11]</b> Les jobs illustrent la séquence de traitement des données brutes jusqu'à à l'égalisation dynamique (premier passage d'analyse de vitesse).....	74
<b>[Figure III.12]</b> La suite des jobs illustre la séquence de traitement (premier passage d'analyse de vitesse).....	75
<b>[Figure III.13]</b> Les jobs illustrent la séquence de traitement de 2 <sup>eme</sup> passage d'analyse de vitesse.....	76
<b>[Figure III.14]</b> Les jobs illustrent la séquence de traitement de 3 <sup>eme</sup> passage d'analyse de vitesse avec la migration et correction dynamique.....	77
<b>[Figure III.15]</b> Exemple d'un point de tir brut.....	78
<b>[Figure III.16]</b> Interface de l'application « Pace Setter ».....	79
<b>[Figure III.17]</b> Pointé de l'horizon avec une vitesse de 2800 m/s à 400 ms (1 <sup>ier</sup> passage analyse de vitesse CVS).....	81
<b>[Figure III.18]</b> Pointé l'horizon avec une vitesse de 3600 m/s à [700-1400] ms (1 <sup>ier</sup> passage analyse de vitesse CVS).....	82
<b>[Figure III.19]</b> Stack avec une vitesse de 4800 m/s (1 <sup>ier</sup> passage analyse de vitesse CVS)..	83
<b>[Figure III.20]</b> Pointé des horizons à l'aide du module VSCAN (1 <sup>ier</sup> passage de vitesse CVS).....	84
<b>[Figure III.21]</b> Stack final VSCAN (1 <sup>ier</sup> passage analyse de vitesse CVS).....	85
<b>[Figure III.22]</b> Champs des vitesses « Iso vitesses » (1 <sup>ier</sup> passage analyse de vitesse CVS). 86	
<b>[Figure III.23]</b> Pointé des horizons sur les mini-stacks (2 <sup>eme</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).....	88
<b>[Figure III.24]</b> Spectre d'énergie à vitesse constante (2 <sup>eme</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).....	89
<b>[Figure III.25]</b> Stack final des panneaux (2 <sup>eme</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »)..	91
<b>[Figure III.26]</b> Champs des vitesses (2 <sup>eme</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).....	92

<b>[Figure III.27]</b> L'allure des différentes vitesses (2 <sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).....	93
<b>[Figure III.28]</b> Pointé les horizons sur les mini-stacks (3 <sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).....	94
<b>[Figure III.29]</b> Spectre d'énergie à vitesse variable (3 <sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).....	95
<b>[Figure III.30]</b> Stack final des paquets (3 <sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »)...	97
<b>[Figure III.31]</b> Champs des vitesses (3 <sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).....	98
<b>[Figure III.32]</b> L'allure des différentes vitesses (3 <sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).....	99
<b>[Figure III.33]</b> Champs des vitesses smoother (3 <sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).....	100
<b>[Figure III.34]</b> Exemple d'un CDP gather (correction dynamique et mute).....	102
<b>[Figure III.35]</b> Stack 1 (premier passage et déconvolution).....	103
<b>[Figure III.36]</b> Stack 2 (deuxième passage).....	104
<b>[Figure III.37]</b> Stack 3 (Troisième passage).....	105

# Introduction Générale

## **Introduction générale :**

La méthode géophysique la plus utilisée pour déterminer les structures de sous-sol est la méthode sismique. La mise en œuvre la plus répandue est celle du type « Couverture Multiple » en sismique réflexion. Elle consiste à produire des ébranlements à des instants et en des endroits prédéterminés, et faire des enregistrements sur des dispositifs récepteurs composés de traces. Chaque enregistrement sismique est échantillonné, numérisé, puis mémorisé sur bande magnétique au niveau d'un laboratoire d'enregistrement. Les bandes magnétiques du terrain sont expédiées à un centre de traitement informatique pour la remise en forme de l'information sismique enregistrée sur le terrain, de manière à mettre en évidence les caractères géologiques du sous-sol.

La vitesse sismique est influencée par plusieurs facteurs : l'âge et la profondeur d'enfouissement, la porosité...etc. Par conséquent, sa détermination doit être précise et sûre pour bien réussir l'interprétation. A cet effet plusieurs méthodes d'analyse de ont été développées, parmi ces méthode nous avons choisi les méthodes les plus utilisées, à savoir la méthode de l'analyse à vitesses constantes et celle par le spectre d'énergie « semblance » que nous avons appliqué à un profil sismique dans la région de Ahnet Gourara.

Afin d'atteindre notre objectif, nous avons organisé notre travail en trois chapitres :

1. Le premier chapitre porte des généralités sur la théorie d'élasticité, les ondes sismiques et en particulier les vitesses en sismique réflexion.
2. Le deuxième chapitre à propos de l'analyse de vitesses en traitement des données sismiques, les corrections dynamiques, et la migration.
3. Le troisième chapitre concerne la partie pratique par des méthodes d'analyse de vitesses sur un profil issu du périmètre d'Ahnet Gourara.

# Chapitre I

Physique des roches et vitesses en  
sismique réflexion

## **I-1. Introduction :**

Parmi les applications clés de la géophysique, la prospection des hydrocarbures qui requiert une interprétation des réponses sismiques du sous-sol pour estimer les propriétés des roches et les conditions derrière la réflexion sismique observée, afin de créer un modèle géologique crédible. **[J. DVORKIN et al.2014]**

La méthode sismique est fondée sur la propagation d'ondes élastiques à travers la terre. Cette propagation dépend des propriétés élastiques des roches. Le paramètre qui nous intéresse est la vitesse de propagation de ces ondes dans le sous-sol. **[R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]**

La dimension et la forme d'un corps solide se modifient lorsque l'on applique des forces à la surface de ce corps. A ces forces externes, correspondent des forces internes qui s'opposent aux changements de dimension et de forme. Aussi le corps tend-il à revenir dans son état initial lorsque les forces externes sont supprimées. Un fluide s'oppose, de la même manière, aux changements de dimension (volume) mais pas aux modifications de forme. Cette propriété de s'opposer aux modifications de dimension ou de forme et de revenir à l'état initial quand les forces extérieures sont annulées s'appelle élasticité. Un corps parfaitement élastique retrouve intégralement son état initial après avoir été déformé. De nombreux corps, dont les roches, peuvent être considérés comme parfaitement élastiques, sans erreur, à condition que les déformations qu'ils subissent soient petites. **[R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]**

La méthode fondamentale en prospection sismique, c'est de produire des ondes sismiques et de mesurer le temps mis par ces ondes pour aller depuis la source jusqu'à une série de géophones, habituellement disposés sur une droite passant par la source. Connaissant les temps de parcours jusqu'aux géophones et la vitesse de propagation de ces ondes, on tente de reconstruire leurs trajets. **[R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]**

## I-2. Théorie d'élasticité :

En générale, la méthode sismique utilise la propagation des ondes à travers le sous-sol. Parce que cette propagation dépend des propriétés élastiques de la roche, on va discuter brièvement les concepts de base d'élasticité. [MRINAL.K.SEN.2006]

La taille et la forme d'un corps solide peut changer en appliquant des forces à la surface du corps. Ces forces externes sont opposées par des forces internes qui résistent le changement sur la taille et la forme. Par conséquent, le corps reprend son état original quand les forces extérieures sont annulées. [MRINAL.K.SEN.2006]

### I-2-1. Notion de contrainte :

La contrainte (ou tension) est définie comme une force par unité de surface (dimension d'une pression) [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983].

Ainsi, quand une force est appliquée sur un corps, la contrainte est le rapport de la force à la surface sur laquelle cette force est appliquée. Si la force varie d'un point à l'autre, la contrainte varie aussi et sa valeur en chaque point est donnée en prenant une force élémentaire infiniment petite centrée sur ce point et en divisant la force totale agissant sur la surface par son aire [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983] :

$$T = \frac{F}{S} \quad \dots\dots\dots [I.1]$$

Avec T : Contrainte.

F : Force appliqué.

S : Surface du corps.

Considérant un cube à l'intérieur d'une masse déformée, on peut identifier neuf composantes de la contrainte, chacune d'elle est donnée uniquement par la direction de la force et le plan sur lequel cette force est appliquée. [MRINAL.K.SEN.2006]

Le tenseur contrainte est noté par le symbole ( $T$ ), c'est un tenseur d'inertie avec neuf composantes scalaires « **Figure I.1** », chaque composante est caractérisée par deux directions, la direction de la force et l'orientation du plan sur lequel cette force est appliquée. Mais, à

cause de l'équilibre des forces à l'intérieur du cube, les éléments hors la diagonale sont symétrique, résultant dans six composantes indépendantes. [MRINAL.K.SEN.2006]

$$T = \sigma_{i,j} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \dots\dots\dots [I.2]$$

Quand :

- La force est perpendiculaire à la surface ( $i \neq j$ ), on parle de contrainte normale ( $\vec{F} \perp \vec{S}$ ).
- La force est tangentielle à la surface ( $i = j$ ), on parle de contrainte de cisaillement ( $\vec{F} \parallel \vec{S}$ ).
- La force n'est ni  $\perp$  ni  $\parallel$  à la surface, elle se décompose selon ses deux composantes dans chacune des directions normale et tangentielle.

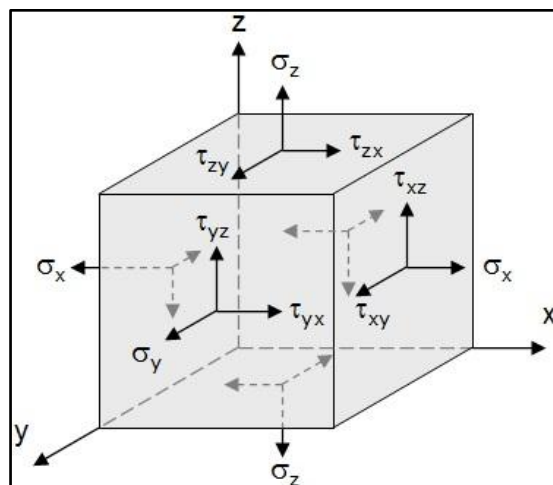
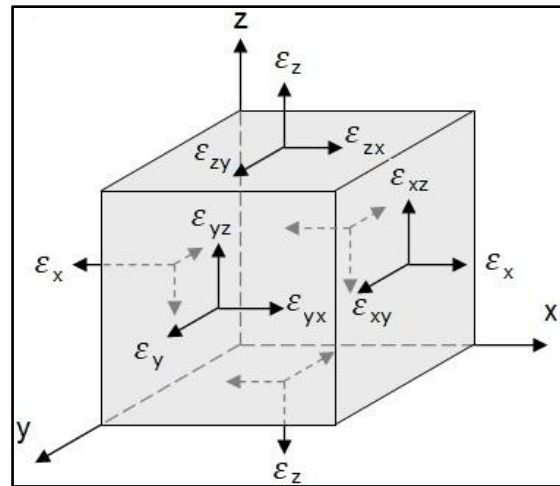


Figure I.1. Tenseur de contrainte [Document Schlumberger]

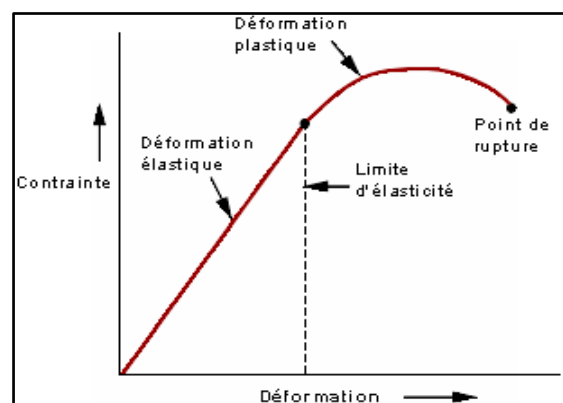
### I-2-2. Notion de déformation :

Quand un corps est soumis à des contraintes, il change de forme et de dimension. Ces changements, que l'on appelle déformations. Elle est notée par le symbole «  $\epsilon$  ». [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]



**Figure I.2.** Tenseur de déformation [Document Schlumberger]

Un milieu est dit élastique si après avoir subi une contrainte revient à sa position initiale [MRINAL.K.SEN.2006]. Lorsque des déformations irréversibles se produisent et dépassent un certain seuil, on parle de plasticité. Si la contrainte augmente encore, il arrive un stade où le matériau perd ses propriétés plastiques, se met à fluer de façon irréversible et on peut atteindre un seuil où il y a rupture. La « **Figure I.3** » explique ce paragraphe.



**Figure I.3.** Diagramme des déformations en fonction des contraintes [Document Schlumberger]

Il existe quatre types de déformation, voir « **Figure I.4** » :

- Déformation Longitudinale (compression) : La déformation est dans le même sens que la tension.
- Déformation transversale (traction) : La déformation est dans le sens transversal à la tension.

- Déformation volumique : La déformation est dans plusieurs sens.
- Déformation par Cisaillement : Le cisaillement est dans le sens de l'application de la force.

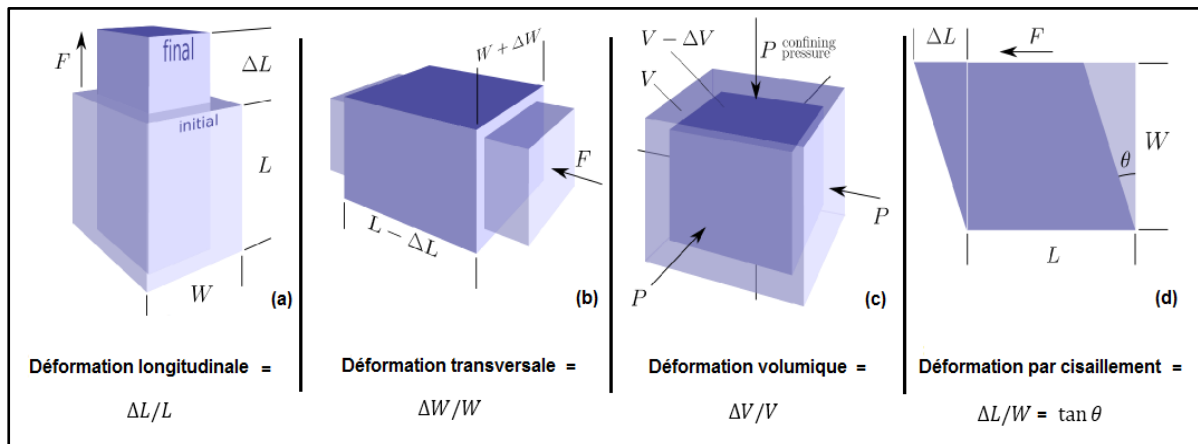


Figure I.4. Différents types de déformation [Document Schlumberger]

### I-2-3. La loi de Hooke :

La loi de Hooke relie les contraintes aux déformations, elle mentionne que pour des déformations suffisamment petites, la déformation est directement proportionnelle à la contrainte qui l'a produit. [MRINAL.K.SEN.2006]

Dans un milieu isotrope, homogène la relation est exprimée comme :

$$\sigma_{ij} = \lambda \Delta \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad \dots \dots \dots \text{[I.3]}$$

- $\sigma_{ij}$  : la contrainte appliquée.
- $\lambda$  et  $\mu$  : constantes de Lamé.
- $\delta_{ij}$  : symbole de Kronecker.
- $\Delta$  : dilatation volumétrique.
- $\varepsilon_{ij}$  : La déformation.

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & i = j \\ 0 & i \neq j \end{cases} .$$

$$\Delta = \text{div} \vec{U} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} .$$

Quand la contrainte dépasse une limite d'élasticité, la loi de Hooke n'est plus valable et les déformations augmentent plus rapidement. Les déformations résultantes des contraintes

qui dépassent cette limite ne disparaissent pas complètement lors de la suppression des contraintes exercées. [G.MAVKO et al.2009]

Dans un milieu élastique, linéaire et isotrope, seulement deux constants sont nécessaires pour caractériser complètement la relation contrainte-déformation, par exemple ( $\lambda$  et  $\mu$ ) dans notre équation. Autres modules utiles et pratiques peuvent être définis mais, ils sont toujours reliés uniquement à deux constantes. Les modules qui suivent sont des exemples. [G.MAVKO et al.2009]

#### I-2-4. Paramètres élastiques :

Les relations entre contrainte et déformation pour une roche permettent de décrire les propriétés élastiques de cette roche « **Figure I.5** », ainsi que les caractéristiques (tel que la vitesse) des ondes qui s'y propagent. [B.GIROUX.2011]

##### I-2-4-1. Module de Young E :

Le module de Young E est défini comme le rapport entre la contrainte extensive et la déformation extensive dans un état d'une contrainte uniaxiale. [G.MAVKO et al.2009]

Considérons un corps soumis à une contrainte uniaxiale normale. Selon l'expression générale ci-dessous :

$$P_N = E \cdot \frac{\Delta L}{L} \quad \dots\dots\dots \text{[I.4]}$$

Où :  $P_N$  Désigne la contrainte normale. Et sachant que :

$$\begin{aligned} \sigma_{ii} &= \lambda \theta + 2 \mu \varepsilon_{ii} \\ \sigma_{xx} &= \sigma_{yy} = 0 \\ \sigma_{zz} &= \lambda \theta + 2 \mu \varepsilon_{zz} \quad \dots\dots\dots \text{[I.5]} \end{aligned}$$

La somme des trois contraintes  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{yy}$  et  $\sigma_{zz}$  donne :

$$3 \lambda \theta + 2 \mu (\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) = \sigma_{zz}$$

Or:  $(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) = \theta$

Donc : 
$$\sigma_{zz} = (3\lambda + 2\mu) \theta$$

En remplaçant  $\theta$  dans l'équation [I.5], on obtient : 
$$\sigma_{zz} = \mu \left( \frac{3\lambda + 2\mu}{\lambda + \mu} \right) \varepsilon_{zz}$$

Et on a : 
$$\sigma_{zz} = E \varepsilon_{zz}$$

On obtient alors : 
$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \dots\dots\dots [I.6]$$

### I-2-4-2. Les constantes de Lamé :

Les quantités  $\lambda$  et  $\mu$  sont dites les constantes de Lamé. Alors  $\mu$  est une mesure de la résistance à la déformation de cisaillement et elle est souvent référée comme le module de rigidité ou module de cisaillement. [Document Schlumberger]. Celui-ci donné par la relation :

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)} \dots\dots\dots [I.7]$$

Le module de cisaillement d'un fluide égal à zéro ( $\mu = 0$ ). La deuxième constante de Lamé  $\lambda$  n'a aucune représentation physique directe. [Document Schlumberger]. Celui-ci donné par la relation :

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1-2\sigma)(1+\sigma)} \dots\dots\dots [I.8]$$

### I-2-4-3. Module d'incompressibilité K :

On considère un milieu soumis seulement à une pression hydrostatique P, qui est équivalente à ces deux relations :

$$\tau_{xx} = \tau_{yy} = \tau_{zz} = -P, \quad \tau_{xy} = \tau_{yz} = \tau_{xz} = 0.$$

Le module d'incompressibilité est le rapport entre la pression et la dilatation  $\Delta$  :

$$K = \frac{-P}{\Delta} = \frac{3\lambda + 2\mu}{3} = \frac{E}{3(1-2\sigma)}$$

Où :  $\Delta = \frac{\Delta V}{V}$  . Le signe moins est inséré pour maintenir K positif. [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]

### I-2-4-4. Le coefficient de Poisson :

Le coefficient de poisson ( $\sigma$ ) est la mesure du changement géométrique dans la forme du corps élastique (dans les directions orthogonales à la direction de la contrainte). [G.MAVKO et al.2009]

La relation suivante décrit le coefficient de Poisson :

$$\sigma = \frac{\Delta W/W}{\Delta l/l} = \frac{\text{Déformation transversale}}{\text{Déformation longitudinale}} \dots\dots\dots \text{[I.8]}$$

A partir de la formule du module d'incompressibilité K, en remplaçons E par sa formule on peut obtenir  $\sigma$  en fonction des constantes de Lamé. [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \dots\dots\dots \text{[I.9]}$$

Le coefficient de Poisson est compris entre [0 - 0.5]. Dans les roches très dures et rigides, comme le granite,  $\sigma$  est environ 0.45. Pour les roches meubles et faiblement consolidées, il est approximativement 0.05. [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]

Le coefficient de Poisson est une fonction du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$ , il est exprimé comme suit :

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2}\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 1}{\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - 1} \dots\dots\dots \text{[I.10]}$$

Où :  $V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$  Avec  $V_P$ : la vitesse des ondes p

$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$  Avec  $V_S$  : la vitesse des ondes S

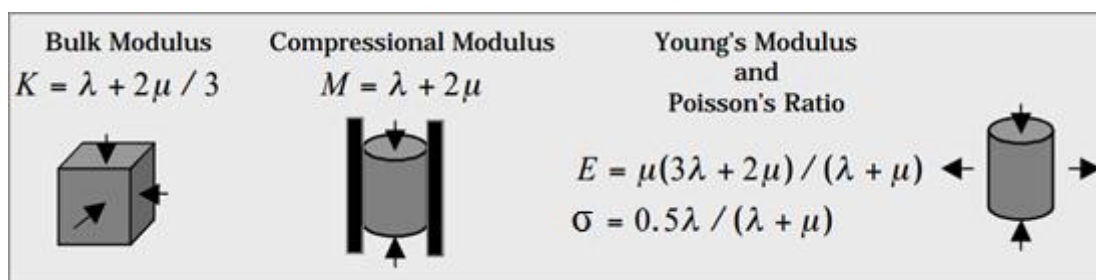


Figure I.5. Les différents paramètres élastiques [J. DVORKIN et al. 2014]

### I-3. Onde sismique :

Soit une contrainte  $\sigma$  agissant sur un matériau élastique et provoquant une déformation  $\varepsilon$ . Suite à cette contrainte, le matériau n'est pas en équilibre. [B.GIROUX.2011]

#### I-3-1. Equation d'onde sismique :

Considérons un milieu homogène, isotrope et élastique. L'équation d'onde est obtenue par la sommation des composantes qui s'exercent sur un cube élémentaire dans une direction donnée. [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]

$$\text{Dans la direction } Ox : \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \quad \dots\dots\dots [\text{I.11}]$$

Avec  $u$  : vecteur de déplacement suivant l'axe  $x$ .

Remplaçons les contraintes par les déformations, en appliquant la loi de Hooke. On obtient :

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad \dots\dots\dots [\text{I.12}]$$

En faisant la même chose pour les deux autres composantes, on obtient des expressions analogues dans les directions  $Oy$ ,  $Oz$  comme suit :

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v = \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \quad \dots\dots\dots [\text{I.13}]$$

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w = \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \quad \dots\dots\dots [\text{I.14}]$$

$$\Delta \text{ est le Laplacien, } \nabla^2 = \Delta u = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad \dots \quad [\text{R.E.SHERIFF,}$$

L.P.GELDART.1983]

#### I-3-1-1. Equation d'onde longitudinale :

A partir de l'équation d'onde, et après sa dérivation en fonction de  $x$ ,  $y$  et  $z$  on obtient :

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \mu \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = \rho \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \right) \quad \dots\dots\dots [\text{I.15}]$$

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \mu \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) = \rho \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} \right) \quad \dots\dots\dots [\text{I.16}]$$

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + \mu \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) = \rho \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \right) \quad \dots\dots\dots \text{[I.17]}$$

En sommant les trois équations précédentes, on obtient :

$$(\lambda + \mu) \left( \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \right) + \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

$$\text{Résultat finale : } (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \theta = \rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad \dots\dots\dots \text{[I.18]}$$

D'où l'on déduit la vitesse des ondes de compression  $V_P$

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad \dots\dots\dots \text{[I.18]}$$

### I-3-1-2. Equation d'onde transversale :

En soustrayant la dérivée de [I.12] par rapport à z de la dérivée de [I.14] par rapport à y, il vient :

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad \dots\dots\dots \text{[I.19]}$$

De même :

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad \dots\dots\dots \text{[I.20]}$$

Et :

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad \dots\dots\dots \text{[I.21]}$$

En définissant le vecteur de rotation  $\psi$  ( $\psi_1, \psi_2, \psi_3$ ), et en combinant les trois équations [I.19], [I.20] et [I.21], on obtient :

$$\mu \nabla^2 \psi = \rho \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad \dots\dots\dots \text{[I.22]}$$

La vitesse des ondes de cisaillement est donnée par :

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1+\sigma)}} \quad \dots\dots\dots \text{[I.23]}$$

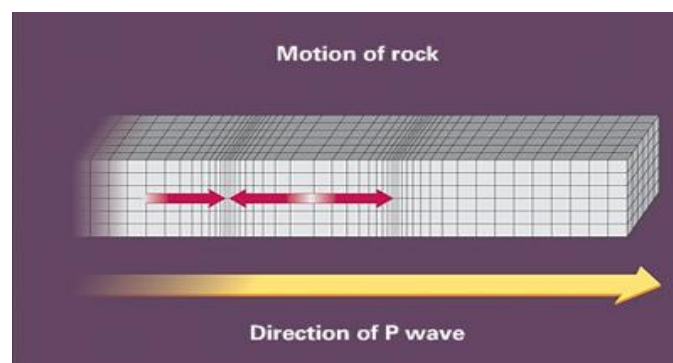
## I-3-2. Les types des ondes sismiques :

### I-3-2-1. Les ondes de volume :

Selon la théorie de la mécanique du solide la transmission des ondes élastiques à travers un solide prévoit deux types d'ondes, les ondes de compression /dilatation et les ondes de cisaillement. [M.DJEDDI, H.SHOUT.1995]

Les ondes de volumes se propagent à l'intérieur du globe. Leur vitesse de propagation dépend du matériau traversé et d'une manière générale elle augmente avec la profondeur. [M.DJEDDI, H.SHOUT.1995]

- ✚ **Les ondes de compression :** Les ondes P ou ondes primaires appelées aussi ondes de compression ou ondes longitudinales. Le déplacement du sol qui accompagne leur passage se fait par dilatation et compression successives, parallèlement à la direction de propagation de l'onde « **Figure I.5** ». Ce sont les plus rapides (6 km/s près de la surface, 13 km/s près du noyau) et sont enregistrées en premier sur un sismogramme. [M.DJEDDI, H.SHOUT.1995]



**Figure I.6.** Propagation de l'onde longitudinale [Document Schlumberger]

- ✚ **Les ondes de cisaillement :** Le second type d'ondes correspond à un mouvement de cisaillement. On les appelle aussi des ondes transversales, rotationnelles ou secondaires car ce sont elles qui arrivent en second sur les enregistrements de séismes. Il résulte que les ondes S ne se propagent pas dans les fluides. Leur vitesse est plus lente que celle des ondes P. [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]

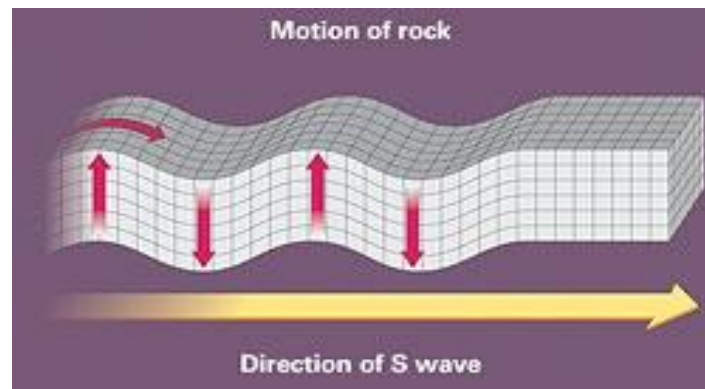


Figure I.7. Propagation de l'onde transversale [Document Schlumberger]

### I-3-2-2. Les ondes de surface :

Les ondes de surface prennent naissance lorsqu'une interface sépare deux milieux de propriétés élastiques différentes. Leur amplitude décroît lorsque la distance à l'interface augmente. On trouve quatre ondes de surface principales. [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]

- ✚ **Ondes de Rayleigh** : Ont un mouvement de particules elliptique dans le plan perpendiculaire à la surface de la direction de propagation, on l'appelle habituellement « bruit de surface ». [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]

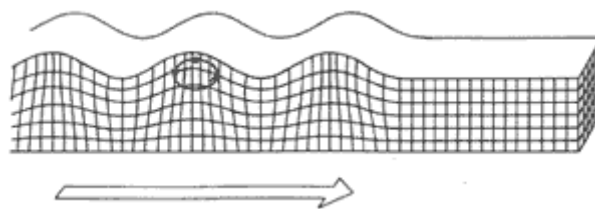


Figure I.8. Propagation des ondes de Rayleigh [E.FAGOT.2013]

- ✚ **Ondes de Love** : Sont des ondes S polarisées horizontalement (SH), se propagent par un mouvement transversal parallèle à la surface du sol. [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]

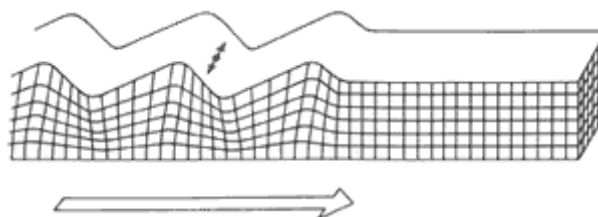


Figure I.9. Propagation des ondes de Love [E.FAGOT.2013]

- ✚ **Ondes de Stoneley** : Sont des ondes de Rayleigh généralisées (ou modifiées) se propageant à l'interface de deux milieux dans des conditions contingentes. Il peut toujours y avoir une onde de Stoneley à l'interface solide-liquide ; sa vitesse est inférieure à celle de l'onde de Rayleigh à la surface libre du solide. [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]
- ✚ **Ondes tubulaires** : Se déplaçant dans l'axe d'un sondage rempli de liquide. Elles sont importantes dans les sismosondages car elles peuvent donner des informations complémentaires sur les propriétés élastiques du milieu encaissant. [R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983]

#### I-4. Les vitesses en sismique réflexion :

##### I-4-1. Les différents types des vitesses sismiques :

En sismique réflexion existe plusieurs types de vitesse, on va citer les plus utilisés :

##### I-4-1-1. La vitesse instantanée :

Est la vitesse à laquelle une onde se déplace à tout instant donné dans le temps. Elle est définie comme la dérivée de la distance par rapport au temps.

$$V_{\text{int}} = \frac{dz}{dt} \quad \dots\dots\dots [I.24]$$

$dz$  : Épaisseur infiniment petite.

$dt$  : Temps infiniment petit.

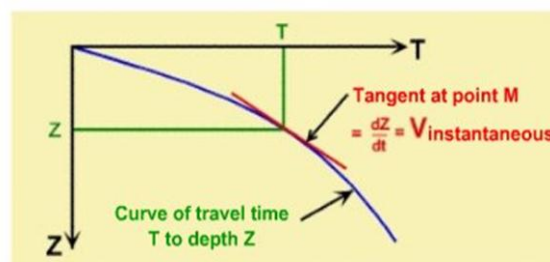


Figure I.10. La vitesse instantanée [E.FAGOT.2013]

##### I-4-1-2. La vitesse d'intervalle (ou de couche) :

C'est la vitesse à laquelle l'onde se déplace entre deux points dans une direction perpendiculaire à la direction de stratification. Elle est habituellement d'intérêt comme étant entre deux événements sismiques représentant les surfaces supérieure et inférieure de l'horizon géologique.

$$V_i = \frac{h_i}{t_i} \dots\dots\dots [I.25]$$

$V_i$  : La vitesse de la couche  $i$ .

$t_i$  : Temps simple nécessaire à la propagation de l'onde à travers la couche.

$h_i$  : Epaisseur de la couche  $i$ .

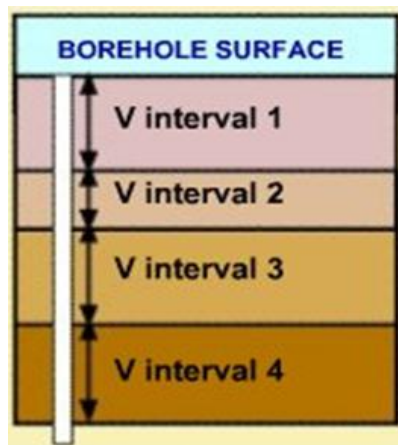


Figure I.11. La vitesse d'intervalle [E.FAGOT.2013]

**I-4-1-3. La vitesse apparente :**

Elle est généralement mesurée selon la direction de propagation. La différence entre la vitesse réelle et la vitesse apparente est que la vitesse réelle est la vitesse du front d'onde dans la direction de l'énergie (à savoir, perpendiculaire au front d'onde), tandis que la vitesse apparente correspond à la vitesse d'une phase donnée dans une direction particulière. [9]

La vitesse apparente horizontale :  $V_{ah} = \frac{V_r}{\sin \theta} \dots\dots\dots [I.26]$

La vitesse apparente verticale :  $V_{av} = \frac{V_r}{\cos \theta} \dots\dots\dots [I.27]$

$V_r$  vitesse réelle.

$\theta$  l'angle que fait le front d'onde avec le récepteur.

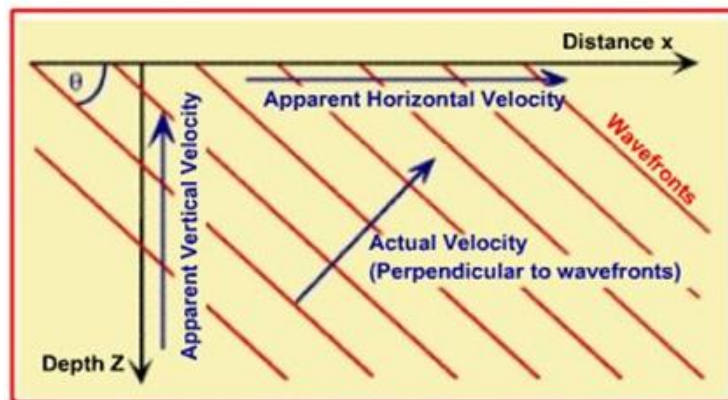


Figure I.12. La vitesse apparente [E.FAGOT.2013]

**I-4-1-4. La vitesse moyenne :**

La vitesse moyenne à la profondeur Z pour une onde qui se propage verticalement entre l’instant 0 et T est la moyenne temporelle de la vitesse instantanée, mesurée dans les forages par les diagraphies acoustiques. [A.BENHAMA.2000] Elle est exprimée par la relation :

$$V_m = \frac{1}{T_0} \sum_i V_i T_i = \frac{\sum_i h_i}{\sum_i t_i} \dots\dots\dots [I.28]$$

T<sub>0</sub> Le temps simple total de propagation mis par l’onde.

T<sub>i</sub> Le temps simple vertical mis par l’onde pour parcourir la couche i.

h<sub>i</sub> L’épaisseur de la couche i.

V<sub>i</sub> La vitesse instantanée.

Si le modèle est constitué d’une succession de couches horizontales et isotropes ayant chacune une épaisseur h<sub>i</sub> et une vitesse V<sub>i</sub> , la vitesse moyenne est donnée par :

$$V_m = \frac{\sum_{i=1}^n V_i t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n t_i} = \frac{Z}{T} \dots\dots\dots [I.29]$$

Z L’épaisseur totale.

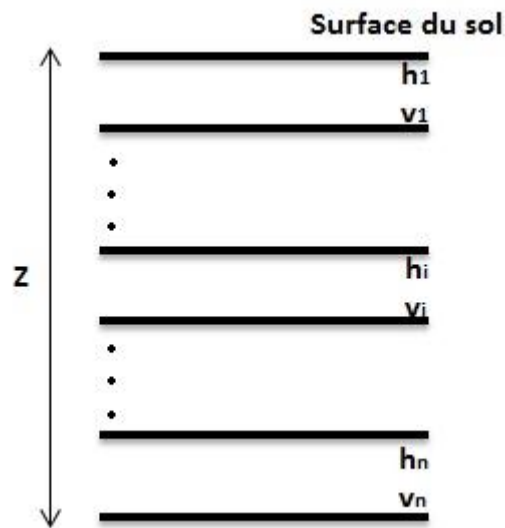


Figure I.13. Modèle à  $N$  couches horizontales [A.BENHAMA.2000]

#### I-4-1-5. La vitesse quadratique moyenne :

La vitesse quadratique moyenne  $V_{RMS}$  (Root Mean Square) au temps  $T$  est une vitesse verticale. Elle est égale à la racine de la moyenne temporelle du carré de la vitesse instantanée. [A.BENHAMA.2000] Elle se définit par :

$$V_{RMS}^2 = \frac{1}{t} \int_0^t V^2(t) dt \quad \dots\dots\dots [I.30]$$

Pour un modèle géologique constitué d'une succession de couches horizontales à vitesse constante, la vitesse quadratique moyenne est donnée par la formule suivante :

$$V_{RMS} = \left[ \frac{\sum_{i=1}^n V_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \right]^{1/2} \quad \dots\dots\dots [I.31]$$

#### I-4-1-6. La vitesse de sommation :

C'est la vitesse qui optimise la sommation après la correction dynamique. On la détermine à partir de l'analyse de vitesse. Dans la pratique les vitesses de sommation sont considérées comme des vitesses quadratiques moyennes mais cela n'est vrai que dans le cas de stratifications horizontales et les petits offset. [Document Schlumberger-WesternGeco]

Elle n'est pas une vraie vitesse géologique, déduites graphiquement de la relation suivante :

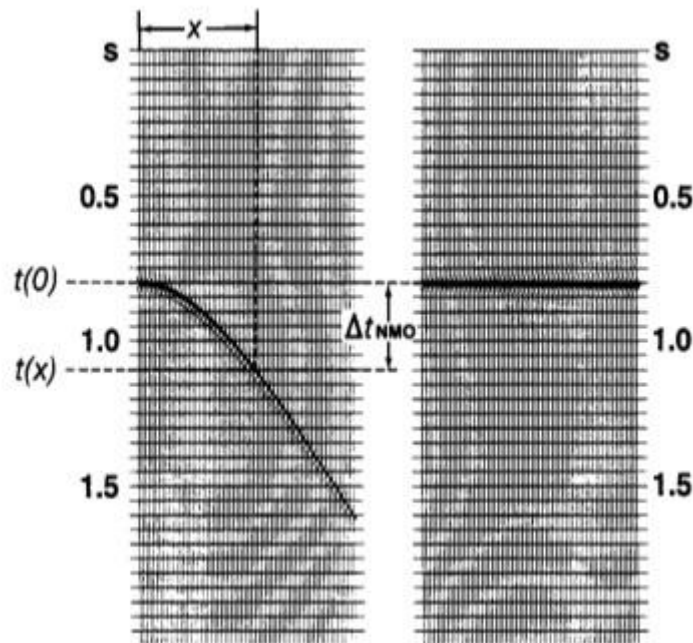
$$T^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V_s^2} \dots\dots\dots [I.32]$$

$V_s$  Vitesse de sommation à la verticale de la source.

$T_0$  Temps verticale de la source.

$X$  Distance entre l'émetteur et récepteur.

$T$  Temps enregistré par le récepteur.



**Figure I.14.** La vitesse de sommation (stack) [Document Schlumberger-WesternGeco]

Il existe d'autres vitesses telles que la vitesse de migration, de phase et de groupe.

**I-4-2. Relation entre les différentes vitesses :**

**I-4-2-1. Relation entre  $V_i$  et  $V_{rms}$  :**

On peut déterminer la vitesse d'intervalle de n'importe quelle couche par la formule de Dix (1995) [E.FAGOT.2013]:

$$V_i^2 = \frac{V_{RMS\ n}^2 t_n - V_{RMS\ (n-1)}^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}} \dots\dots\dots [I.32]$$

**I-4-2-2. Relation entre  $V_i$  et  $V_m$  :**

On exprime la vitesse d'intervalle en fonction de la vitesse moyenne par la relation suivante [A.BENHAMA.2000]:

$$V_i = \frac{V_{m2} t_2 - V_{m1} t_1}{t_2 - t_1} \dots\dots\dots [I.33]$$

Avec  $V_{m1}$  et  $V_{m2}$  vitesses moyennes respectivement aux temps  $t_1$  et  $t_2$ .

**I-4-3. Utilité des vitesses sismiques :**

La connaissance des vitesses du sous-sol est nécessaire en traitement des données sismiques et interprétation..., on va citer quelques-uns :

**I-4-3-1. La vitesse d'intervalle :** Nous permet de :

- Calculer la vitesse moyenne.
- Construire les cartes isopaques (iso-épaisseurs).
- Estimer la résolution verticale, connaissant la fréquence maximale qui nous permet de distinguer le sommet et la base d'une formation.
- Contrôler la fiabilité de la vitesse de sommation.

**I-4-3-2. La vitesse moyenne :**

Transformer les cartes isochrones en cartes isobathes (conversion temps-profondeur).

**I-4-3-3. La vitesse quadratique moyenne :** Est utilisée dans le calcul de :

- La vitesse de tranche par la formule de Dix.
- La valeur de  $\Delta T$  (correction dynamique) avec précision.
- Permet aussi de contrôler la fiabilité de la vitesse de sommation à proximité de puits  $V_{RMS} < V_{stack}$ .

**I-4-3-4. La vitesse de sommation :**

Elle permet de calculer la véritable valeur de  $\Delta T$ . Pratiquement, cette vitesse est considérée comme une vitesse quadratique moyenne pour en déduire les vitesses et les épaisseurs des intervalles considérées.

#### **I-4-4. Les méthodes de détermination des vitesses sismiques :**

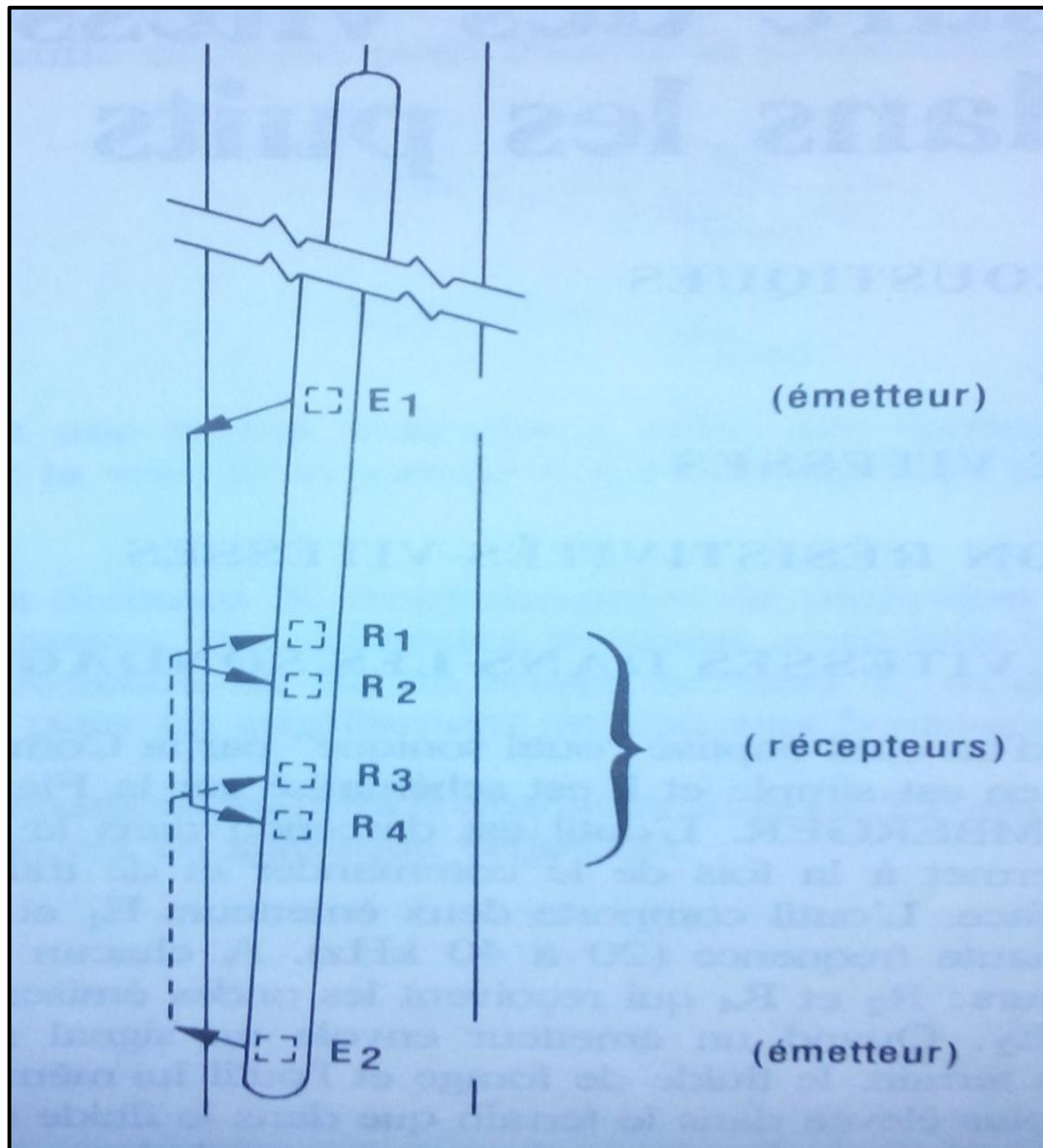
##### **I-4-4-1. Moyens directs:**

###### **I-4-4-1-1. SONIQUE:**

Elles sont faites à l'aide d'un outil sonique. Le principe en est simple et il est schématisé sur la « **Figure I.15** ». L'outil est descendu dans le puits à l'aide d'un câble conducteur qui permet à la fois de le commander et de transmettre le résultat des mesures vers la surface. L'outil (Sonde à deux récepteurs) comporte deux émetteurs  $E_1$  et  $E_2$  qui engendrent des ondes sonores de haute fréquence (20 à 40 kHz). A chacun des émetteurs correspondent deux récepteurs :  $R_2$  et  $R_4$  qui reçoivent les ondes émises par  $E_1$ ,  $R_1$  et  $R_3$  les ondes émises par  $E_2$ . Quand un émetteur envoie un signal sonore, celui-ci est transmis à la fois par le terrain, le fluide de forage et l'outil lui-même. [**J.P.CORDIER.1983**]

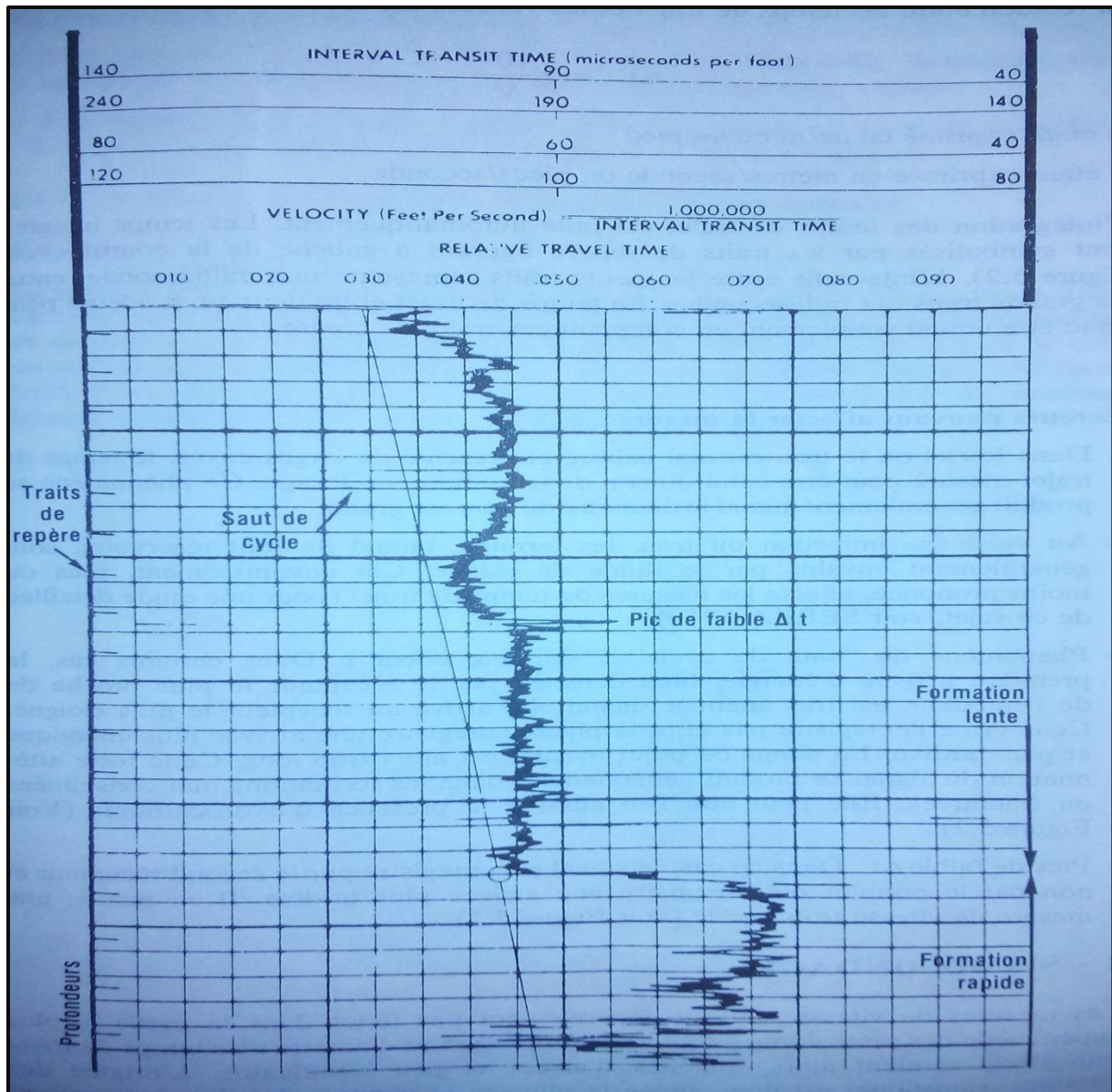
Or la vitesse de propagation du son est plus élevée dans le terrain que dans le fluide de forage ou l'outil. La première arrivée détectée par les récepteurs correspond donc au trajet des ondes sonores dans la formation géologique, au voisinage de la paroi du trou, comme indiqué sur la « **Figure I.15** ». [**J.P.CORDIER.1983**]

La différence entre les temps des première arrivées à  $R_2$  et  $R_4$  (ou  $R_1$  et  $R_3$ ) donne donc le temps de propagation du son dans la paroi du trou pour une distance égale à la distance entre récepteurs. Le calcul de la moyenne des temps de trajet dans la formation entre récepteurs  $R_2$  et  $R_4$  et les récepteurs  $R_1$  et  $R_3$  permet pour une position donnée de l'outil, d'atténuer les erreurs de mesure dues à une variation de diamètre du trou, ou l'inclinaison de l'outil. Ce calcul est fait automatiquement par l'ordinateur, qui en surface, enregistre les mesures. [**J.P.CORDIER.1983**]



**Figure I.15.** Schéma de l'outil 'SONIC' SCHLUMBERGER [J.P.CORDIER.1983]

Un exemple d'enregistrement de vitesse est présenté sur la « **Figure I.16** ». La courbe représente, en fonction de la profondeur, le temps nécessaire à l'onde de compression pour traverser un mètre (ou un pied) de formation. Ce temps est appelé " temps de trajet " et noté  $\Delta t$ . Les unités utilisées sont des mètres (ou pieds) pour les profondeurs, et les microsecondes par mètre ou par pied pour la courbe représentative des temps de trajet.



**Figure I.16.** *Diagraphie de vitesse enregistrée par SCHLUMBERGER*

[J.P.CORDIER.1983]

La relation entre les temps de trajet et les vitesses est la suivante :

$$\Delta t = \frac{10^6}{V}$$

$\Delta t$  étant exprimé en  $\mu\text{s}/\text{m}$  ou  $\mu\text{s}/\text{pied}$

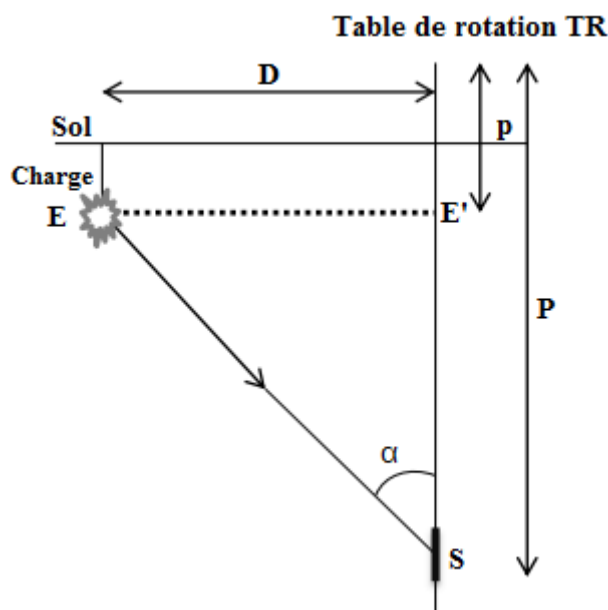
$V$  étant exprimé en mètres/seconde ou pieds/seconde.

L'intégration des temps de trajet est faite automatiquement. Les temps intégrés sont symbolisés par les traits de repère figurant à gauche de la courbe voir « **Figure I.16** ».

L'intervalle entre les petits traits représente une milliseconde, entre les grands traits dix millisecondes. Le temps de trajet entre deux profondeurs peut donc être connu simplement en comptant ces traits de repère. [J.P.CORDIER.1983]

#### I-4-4-1-2. Carottage sismique :

On l'appelle aussi sismosondage, c'est la méthode la plus directe pour les mesures des vitesses dans le puits. Pour cela, une source est activée à la surface du sol (ou au voisinage) à une distance  $D$  du puits (pour des raisons de sécurité). Cette source  $E$  engendre l'onde sismique qui est détectée par un sismographe  $S$  sensible à la pression (hydrophone) à des cotes choisies à l'avance par référence aux variations majeures dans les terrains de la série géologique. Plus les cotes sont rapprochées, plus l'évaluation de la vitesse avec la profondeur sera précise voir « **Figure I.17** ». [A.BENHAMA.2000]



**Figure I.17.** Principe de carottage sismique [A.BENHAMA.2000]

Le temps enregistré  $T_{ES}$  correspond au trajet oblique  $ES$ . Ce temps est corrigé pour le ramener au temps vertical  $T_{E'S}$ . C'est la correction d'obliquité.

$$T_{E'S} = T_{ES} \cdot \cos \alpha = T_{ES} \cdot \frac{(P-p)}{\sqrt{D^2+(P-p)^2}} \quad \dots\dots\dots [\text{I.34}]$$

Où :  $\alpha$  est l'angle entre le trajet oblique  $ES$  et le trajet vertical  $E'S$ .

$p$  la profondeur de la charge par rapport à la table de rotation.

P la profondeur du géophone de puits par rapport à la table de rotation.

Les temps du carottage sismique corrigés de l'effet d'obliquité sont utilisés pour calibrer le log SONIC en fournissant le temps de propagation entre la surface du sol et la zone où le SONIC a été enregistré. Ce qui permet de calculer la vitesse moyenne depuis la surface.

#### I-4-4-2. Moyens indirects :

##### I-4-4-2-1. Méthode graphique :

Elle est connue aussi par la méthode  $t^2 - x^2$ . Pour les déports courts, le temps de parcours sur regroupement CMP est hyperbolique. Si on trace les temps d'arrivée sur un graphe  $t^2 - x^2$ , on obtient une droite dont la pente est  $\frac{1}{v^2}$ . Le profil  $v = f(t)$  est obtenu en reliant les points à  $x=0$ . [O.YILMAZ.1987]

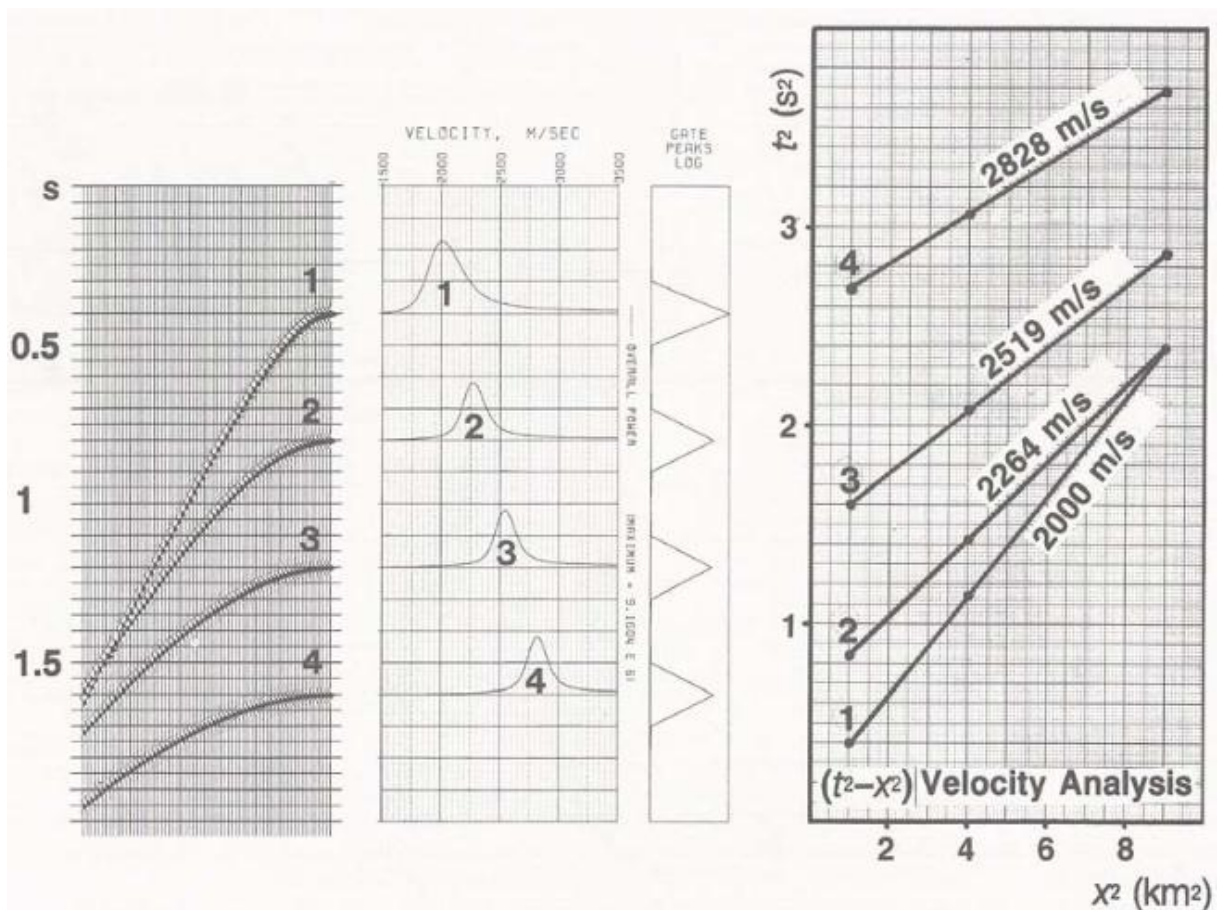


Figure I.18. La méthode  $(t^2 - x^2)$  [O.YILMAZ.1987]

##### I-4-4-2-1. Méthode numérique :

De nos jours, les méthodes graphiques cèdent la place aux méthodes numériques. Ces méthodes sont dites numériques car elles consistent à exploiter les enregistrements sismiques sur bandes magnétiques sous forme numérique. Ces méthodes forment les analyses de vitesses (objet de ce mémoire) qui consistent à trouver la vitesse qui corrige le mieux les indicateurs de réflexion primaires. La vitesse choisie est celle qui optimise le mieux l'amplitude de la trace somme après correction dynamique et sommation. [J.P.CORDIER.1983]

### **I-5. Les principaux facteurs affectant la vitesse de propagation :**

Les vitesses de propagation des ondes de volume ne restent pas constantes pendant tout leur trajet, car étant sujettes à une modification laquelle dépend principalement des propriétés et caractéristiques des formations géologiques traversées. [M.DJEDDI.2014]

Les études approfondies relatives aux vitesses des ondes sismiques dans les roches sédimentaires ont montré un certain nombre de facteurs qui président à la fluctuation des mêmes vitesses. Il s'agit de la :

- Porosité
- Lithologie
- Densité
- Profondeur
- Age géologique
- Température
- Saturation et nature des fluides contenus dans les pores.

Les propriétés pétrophysiques sont certainement les principaux paramètres qui sont à l'origine des variations des vitesses de propagation des ondes sismiques dans le sous-sol. [M.DJEDDI.2014]

#### **I-5-1. Influence de la lithologie :**

La lithologie est l'un des paramètres qui contrôlent les valeurs des vitesses  $V_p$  et  $V_s$ . Le squelette ou matrice solide de la roche est formé d'un assemblage de minéraux. Or, chaque type de minéral a des propriétés élastiques propres. Dans le « **Tableau I.1** », on rapporte des données de vitesse et de masse volumique pour des minéraux communs et quelques autres rares. On observe des différences non négligeables entre les vitesses de propagation dans les minéraux majeurs (quartz, calcite, dolomite) et celles dans les minéraux trace (pyrite, sidérite,

grenat). Néanmoins, lorsque l'on considère l'effet global de la matrice solide pour différentes roches, les variations de vitesse s'atténuent. [M.LE RAVALEC.1995]

Minéral	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)	$\rho$ (kg/m <sup>3</sup> )	$V_p/V_s$
Sel	4590	2660	2160	1.72
Anhydrite	5630	3110	3000	1.81
Feldspaths :				
-K	5590	3060	2560	1.81
-Na	5940	3270	2620	1.82
-Ca	7050	3730	2730	1.89
Quartz	6060	4110	2650	1.47
Calcite	6650	3450	2710	1.93
Dolomite	7370	3990	2870	1.85
Sidérite	6960	3580	3960	1.94
Pyrite	8420	5440	5020	1.54
Grenat	8460	4740	4230	1.78

**Tableau I.1.** Vitesses et masses volumiques de quelques minéraux communs et traces [M.LE RAVALEC.1995]

### I-5-2. Influence de la porosité et de la géométrie des pores :

On assimile les roches poreuses à des milieux hétérogènes ou composites. Par souci de simplification, on suppose que la roche comprend deux phases : la matrice solide et l'espace poreux, vide ou saturé. Dans le cas des roches saturées, WYLLIE et al (1956) ont proposé, suivant l'approche développée par HUGHES et JONES (1950) pour des roches ignées, de calculer la vitesse de propagation de l'onde P à partir de l'équation de la moyenne temporelle :

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\emptyset}{V_p^f} + \frac{1-\emptyset}{V_p^s} \quad \dots\dots\dots [L.35]$$

Où  $\emptyset$  est la porosité.

$V_p^f$  et  $V_p^s$  sont les vitesses de propagation de l'onde P respectivement dans le fluide et la matrice solide.

Ce résultat est obtenu à partir d'un modèle de milieux effectifs : le milieu est représenté par des couches alternées de solide et de fluide. L'équation de la moyenne temporelle fournit, dans le cas des roches sédimentaires, des valeurs de porosité satisfaisantes. Sa simplicité fait qu'elle est largement utilisée pour l'interprétation des logs soniques.

Cependant, ce modèle ne rend pas compte de la complexité géométrique de l'espace poreux. Une des caractéristiques les plus remarquables des vitesses acoustiques est leur très grande sensibilité à la présence de pores très aplatis ou fissures. Au contraire, elles restent quasiment insensibles aux pores équidimensionnels. [M.LE RAVALEC.1995]

### I-5-3. Influence de l'âge et la profondeur d'enfouissement :

L'Age des formations géologiques augmente généralement avec la profondeur. Après analyses des mesures faites sur de plusieurs carottages sismiques a donné la formule suivante :

$$V = 46,5 \cdot \overline{Z \cdot T}^6 \text{ m/s} \quad \dots\dots\dots [\text{I.36}]$$

T : l'âge géologique des roches en années.

Z : la profondeur d'enfouissement en mètres.

Cette formule applicable pour les sables, les grés et pour une grande variété de schistes argileux, à l'exclusion des calcaires. Elle montre bien l'effet de la profondeur et de l'âge géologique sur la vitesse des ondes sismiques dans les sédiments.

En outre, les vitesses de propagation des ondes longitudinales (P) de compression des roches sédimentaires nettoyées de leur contenu en eau et dont les grains arrondis des matériaux qui les constituent peuvent être représentées comme de petites sphères dont l'arrangement est hexagonal, sont exprimées par la formule :

$$V_p = 800 \frac{2 \cdot \pi \cdot g \cdot E^2}{(1 - \sigma^2)^2 \cdot d \cdot \emptyset^3}^{1/6} \overline{Z}^6 \quad \dots\dots\dots [\text{I.37}]$$

E : Le module de Young .

$\sigma$  : Le coefficient de Poisson.

d : La densité des sphères.

$\emptyset$  : La porosité du milieu matériel.

g : L'accélération de la pesanteur.

Formule qui montre que l'augmentation de la profondeur d'enfouissement provoque une diminution de la porosité. Il existe plusieurs lois de variation de la vitesse en fonction de la profondeur dont les plus connues ont pour expression :

$$V = a \cdot e^{bz}, V = a \cdot Z^b, V = a + b \cdot z$$

a et b sont des constantes déterminées pour chaque type de bassin sédimentaire. [M.DJEDDI.2014]

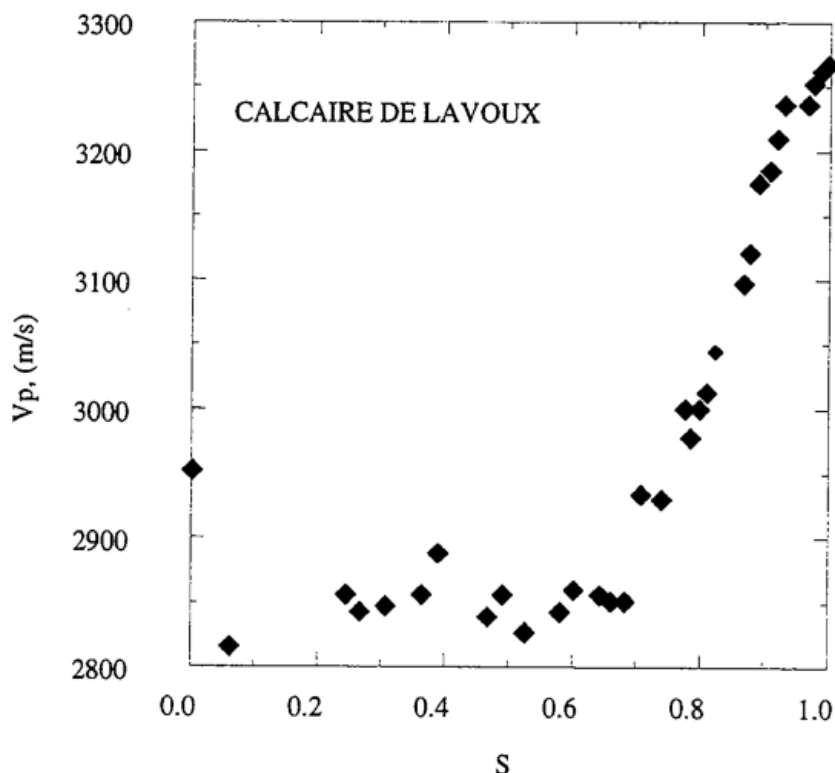
#### I-5-4. Influence de la saturation en fluide :

Des variations significatives peuvent apparaître au niveau des vitesses suivant le contenu en fluide de l'espace poreux. En effet, lors du passage de l'onde, la roche supporte une charge élastique. Plus le module d'incompressibilité du fluide est grand, plus le milieu est rigide. La vitesse de l'onde P est donc d'autant plus élevée voir « **Tableau I.2** »

Fluid	$V_p$ (m/s)	$V_s$ (m/s)
air	3079	1994
eau	3393	1955
huile	3268	1930

**Tableau I.2.** Vitesses ultrasoniques pour différents fluides saturant l'espace poreux dans échantillons de grés Boise. [M.LE RAVALEC.1995]

En outre, dans des systèmes plus complexes (e.g., mélange eau/air ou eau/huile), le degré de saturation de la roche affecte les vitesses de propagation. La « **Figure I.19** » illustre l'évolution de la vitesse de l'onde P, mesurée à haute fréquence, sur un échantillon de calcaire, en fonction de la saturation en eau. La saturation en eau contribue à augmenter à la fois la rigidité de la roche et sa masse volumique. Le comportement des vitesses en fonction de la saturation dépend donc du poids relatif de chacun de ces facteurs.



**Figure I.19.** Vitesse de l'onde P en fonction de la saturation en eau S pour le calcaire de Lavoux [M.LE RAVALEC.1995]

### I-5-5. Influence de l'anisotropie des roches :

L'anisotropie s'explique par le changement de vitesse de propagation d'ondes selon les directions horizontale ou verticale. Il tire son origine dans :

- La structure et l'orientation des grains.
- Le système cristallin des minéraux.
- L'alternance des couches.

Les études sur l'anisotropie élastique montrent qu'elle affecte les vitesses des ondes sismiques dans les roches sédimentaires. Le facteur anisotropie K se définit comme le rapport de la vitesse horizontale  $V_h$  à la vitesse verticale  $V_v$ . Il en découle que la vitesse horizontale  $V_h$  est toujours supérieure à la vitesse verticale  $V_v$ .

$$K = \frac{V_h}{V_v} \quad \dots\dots\dots [I.38]$$

La valeur de K varie entre 1.15 et 1.20 dans le cas d'alternances très serrées (schiste, grès sur argiles...). L'anisotropie est de [M.DJEDDI.2014] :

- Sel [1-1.05]
- Calcaires [1.08-1.12]
- Anhydrite [1.15-1.20]

D'autres paramètres peuvent aussi avoir une influence sur les vitesses sismiques. On citera à titre d'exemple la température, l'épaisseur de la couche, la fracturation, la pression.

### **I-6. Conclusion :**

La vitesse sismique dans les différentes couches géologiques est le paramètre clé que ce soit en interprétation ou en traitement. La vitesse est utilisée pour corriger les distorsions géométriques que subissent les trajectoires de rayons sismiques, de façon à pouvoir simuler la verticale à déport nul des configurations de réflexion.

La vitesse est essentielle pour calcul des corrections statiques, pour la conversion des sections temps en sections profondeurs ; elle est essentielle dans les investigations lithologiques.

Elle doit être précise et sûre pour une bonne exploration car l'application d'une fonction de vitesse faussant les statiques et la distorsion géométrique, peut facilement effacer une anomalie existante ou introduire une anomalie fictive.

# Chapitre II

Les analyses de vitesses

## II-1. Introduction :

Les techniques d'analyse de vitesses utilisent les enregistrements sismiques pour estimer la vitesse de propagation des ondes dans le sol. [J.P.CORDIER.1983]

Les analyses de vitesses peuvent revêtir des formes très différentes, plus ou moins élaborées, mais elles présentent toutes la caractéristique de devoir être interprétées visuellement. La détermination des vitesses en sismique réflexion passe par deux stades successifs de calcul et d'interprétation. [A.BENHAMA.2000]

## II-2. Analyse de vitesse :

### II-2-1. Procédure d'analyse de vitesse :

La base des différentes méthodes d'analyse est commune : c'est la mesure, sur un ensemble de traces sismiques, des temps d'arrivée des réflexions relatives à un même point miroir. On considère que pour une réflexion donnée les signaux  $S(t)$  sont identiques (ou peu déformés) d'une trace à une autre. Ils sont séparés par un certain intervalle de temps et les variations de valeur de cet intervalle sont fonction des caractéristiques de vitesse du sous-sol. Ceci peut s'exprimer par :

$$f_i(t) = S(t - \tau_i) \quad i = 1, \dots, N \quad \dots \dots \dots \text{ [II.1]}$$

Avec :

$f_i(t)$  ième trace de l'ensemble.

$\tau_i$  intervalle de temps écoulé entre l'émission et la réception sur la ième trace du signal considéré.

N nombre de traces de l'ensemble.

Envisageons un ensemble de traces sismiques  $f_i(t)$ , repérées par leur distance  $X$  à la source. Elles contiennent, outre le signal  $S(t)$ , un certain bruit. Le problème est de déterminer les temps d'arrivée du signal cohérent sur ces différentes traces. [J.P.CORDIER.1983]

Pour le résoudre, on emploie une méthode de maximisation de fonctions bien choisies, plus ou moins complexes (fonction somme, cross corrélation, semblance, etc...). On admet de plus, pour simplifier le processus numérique de maximisation, que le temps de parcours  $T_x$  de

l'énergie sismique, depuis le point d'émission jusqu'à un point de réception situé à une distance X est donné par :

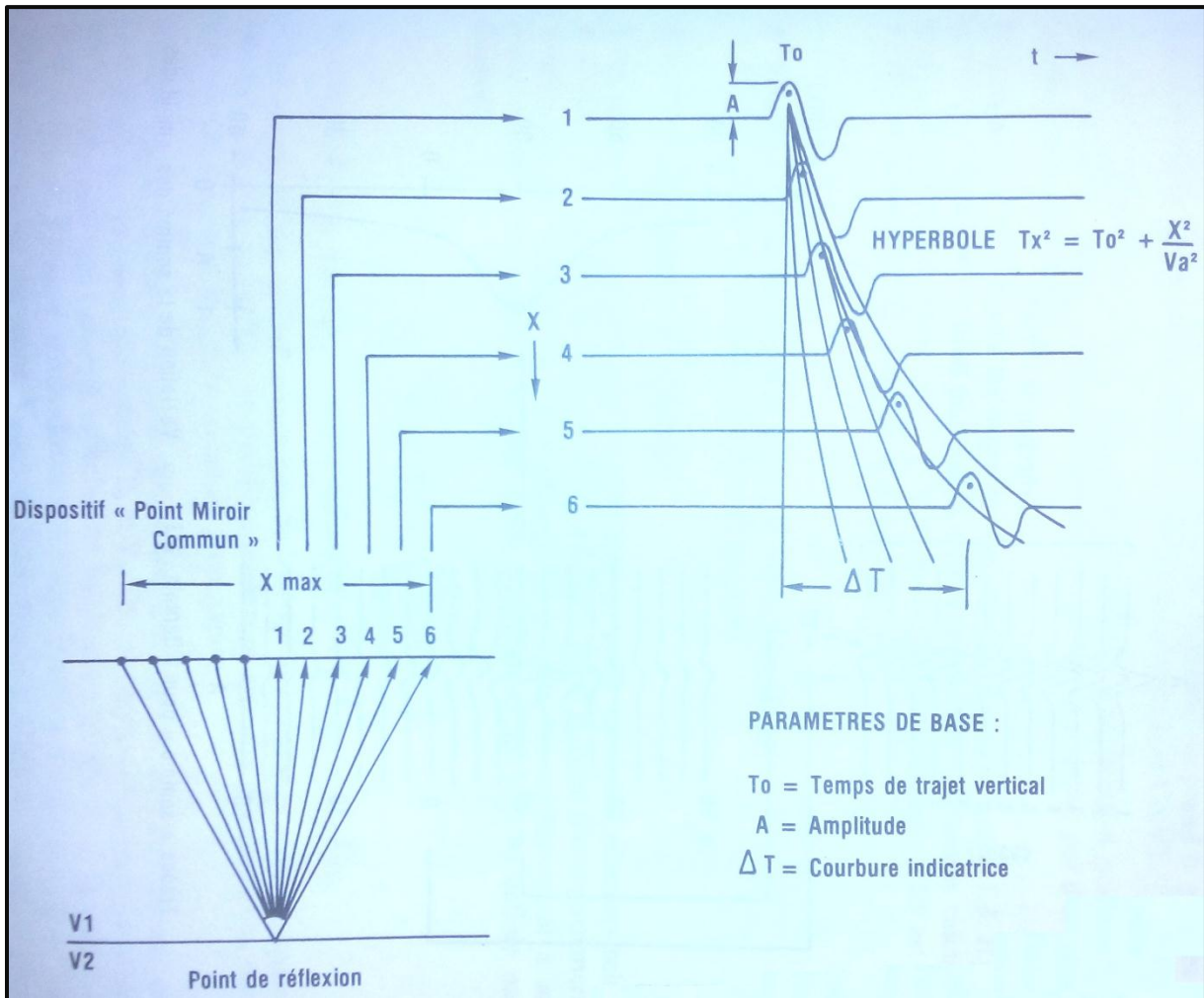
$$T_X^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V_a^2} \dots\dots\dots [\text{II.2}]$$

Avec :

$T_0$  temps de trajet vertical.

$V_a$  vitesse apparente.

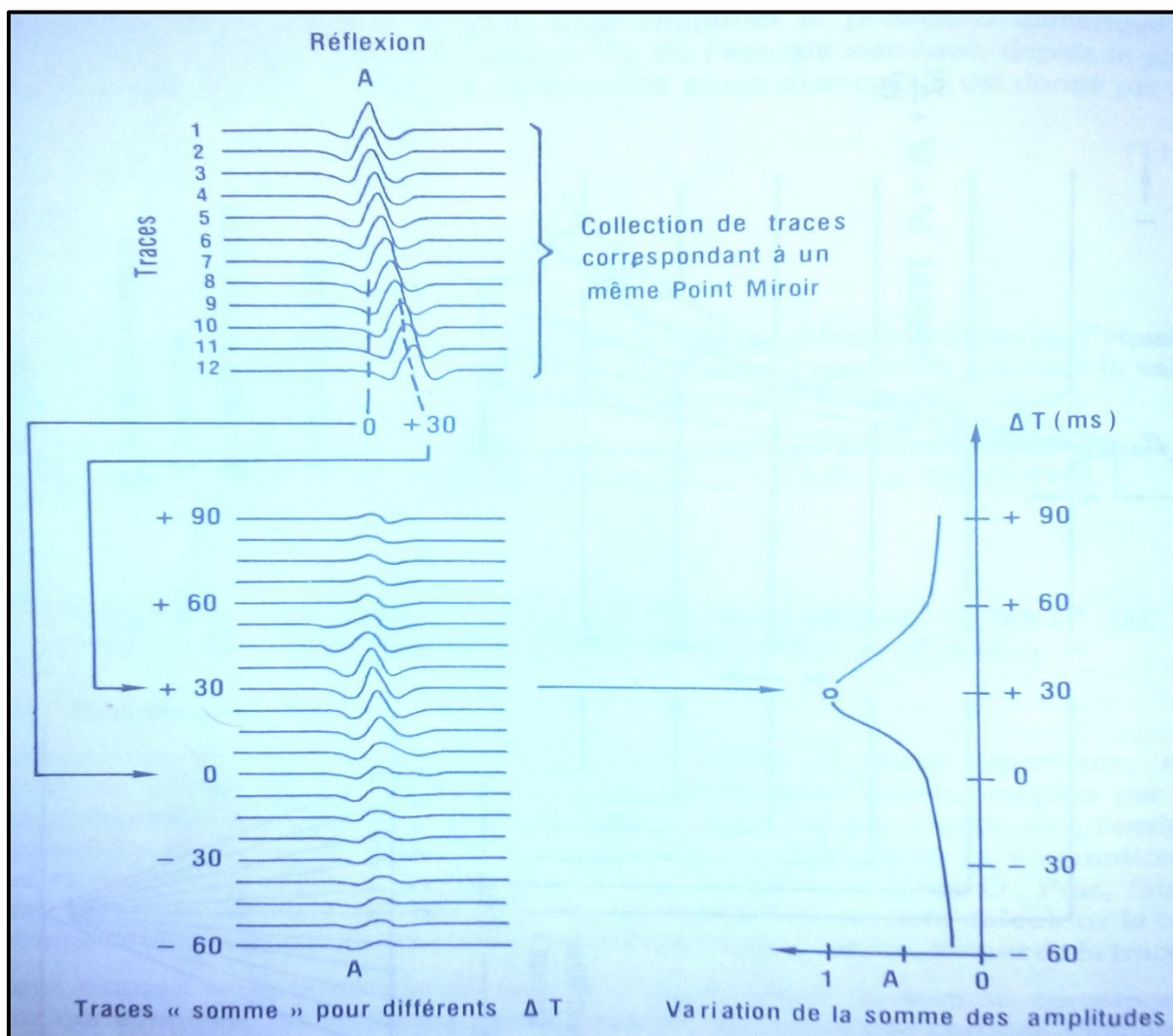
Ce qui revient à chercher le signal sismique le long d'hyperboles définies par l'équation [II.2], voir « **Figure II.1** ». Il est ainsi relativement simple de calculer la valeur de la fonction utilisée et de déterminer son maximum en fonction de  $V_a$  . [J.P.CORDIER.1983]



**Figure II.1.** Principe général des analyses de vitesse ( D'après C.G.G) [J.P.CORDIER.1983]

La figure suivante « **Figure II.2** » donne un exemple sur le principe d'analyse de vitesse. Dans la partie supérieure, nous avons un groupe de 12 traces, issues d'un même point miroir, rangées par distance émetteur-récepteur croissant de haut en bas. Sur ces traces, non corrigées dynamiquement, est représentée une réflexion A. Effectuons la sommation de toutes ces traces, d'abord brutalement : nous obtenons la trace O. Puis, faisons une série de corrections dynamiques, et pour chaque correction, calculons la trace somme de toutes les traces : nous obtenons une famille de traces, autour de la trace O.

Leur examen montre que le maximum d'amplitude de la somme correspond à correction de  $\Delta t = 30$  ms sur la trace 12 donc à une certaine indicatrice, caractérisée par sa loi de vitesse. La courbe de la somme des amplitudes (partie droite de la **Figure II.2**) permet donc de connaître la meilleure vitesse de correction dynamique d'une réflexion donnée : c'est la vitesse apparente assimilée à la vitesse quadratique moyenne le long du trajet vertical correspondant à une distance émetteur-récepteur nulle.



**Figure II.2.** Principe d'analyse de vitesse [J.P.CORDIER.1983]

Dans les milieux à stratifications horizontale, l'analyse de vitesses permet de déterminer les vitesses moyennes quadratiques, quel que soit le groupement des traces, point d'émission commun, point de détection commun, ou point milieu commun. [M.LAVERGNE.1986]

Dans les milieux à stratification quelconque, où les couches peuvent avoir des pendages plus ou moins importants, on peut montrer que seuls les groupements de traces en points milieu commun permettent d'obtenir les vitesses moyennes quadratiques avec une précision ; l'erreur ne dépasse pas 3% pour des pendages de l'ordre de 15°. [M.LAVERGNE.1986]

### **II-2-2. Les paramètres d'analyses de vitesses :**

Le choix des paramètres d'analyses de vitesses est déterminé par les objectifs de l'utilisateur d'une part, et la qualité des données d'autre part.

#### **II-2-2-1. Choix de la fenêtre d'analyse :**

Il est fonction de l'utilisation qui est faite des résultats de l'analyse. Il est bien évident que la détermination des vitesses de corrections dynamiques n'exige pas la même précision, ni la même finesse que la détermination des vitesses en vue d'une étude stratigraphique par exemple.

Une fenêtre d'analyse de largeur égale à 1,5 fois la période moyenne du signal : si on prend moins, il y a un problème de rapport S/B. Si on prend plus, le risque d'interférence du signal primaire avec un signal multiple augmente.

Dans le cas d'une étude de détail, il peut être souhaitable que le toit et le mur d'un banc mince ne tombent pas dans la même fenêtre. Si le rapport S/B est bon, la largeur de la fenêtre peut alors descendre jusqu'à 20 ms. La largeur des fenêtres utilisées varie généralement de 20 à 80 ms. [J.P.CORDIER.1983]

#### **II-2-2-2. Choix du pas d'incrément en temps de l'analyse :**

D'après ANSTEY, une bonne valeur moyenne correspond à la moitié de la fenêtre d'analyse.

De toutes manières, cet incrément doit être tel que, quelle que soit la position temps d'une réflexion importante, il existe une position de la fenêtre d'analyse qui la contienne.

[J.P.CORDIER.1983]

### **II-2-2-3. Choix d'incrément de vitesse :**

Il est variable selon le but d'analyse. Il peut descendre jusqu'à 20 m/s pour une étude détail. [J.P.CORDIER.1983]

### **II-2-2-4. Choix du nombre de groupes de traces point miroir :**

La quantité de données introduire dans une analyse dépend de l'ordre de couverture, et du nombre de groupes de traces employé.

Cependant, un grand nombre de traces n'assure pas fatalement une bonne analyse : il est bon d'éditer les regroupements de traces pour éliminer celles qui sont perturbées, plutôt que de les moyennner de façon aveugle. [J.P.CORDIER.1983]

### **II-2-2-5. Choix des traitements sismiques :**

Les traitements doivent être judicieusement choisis : des bonnes corrections statiques, une déréverbération et une déconvolution efficaces, contribueront à l'amélioration de la qualité des analyses de vitesses. Ne pas oublier que si on veut étudier un banc mince, le traitement doit préserver la bande passante optimale.

Le choix des paramètres est donc important, et comporte deux aspects, technique et économique. Des intervalles d'analyse restreints et l'introduction d'un grand nombre de familles point miroir commun augmentent le cout du produit. [J.P.CORDIER.1983]

### **II-2-3. Choix des emplacements des analyses de vitesses (analyses ponctuelles):**

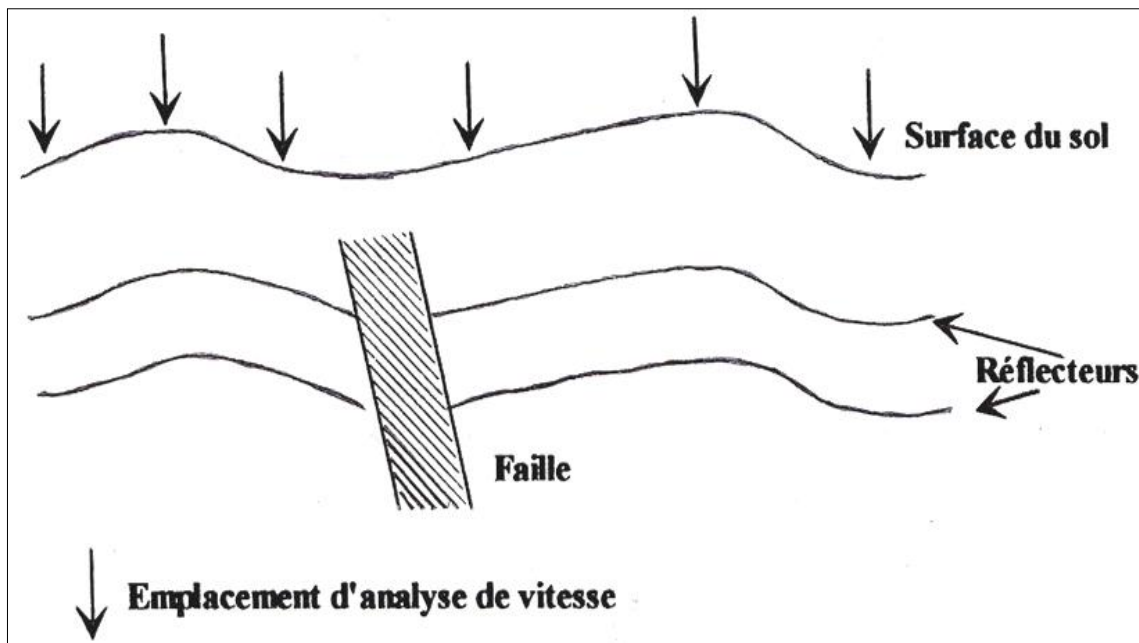
En principe, chaque regroupement de traces par PM commun contient des informations sur les vitesses, mais pratiquement, on se contente généralement de sélectionner les emplacements des analyses de vitesse à intervalles de quelques kilomètres.

Ce choix est fait d'après l'étude de la section brute qui fournit d'assez bons résultats sur la qualité des données à condition que la loi de vitesse utilisée pour son obtention ne soit

pas nettement différente de la loi réelle et que les corrections statiques appliquées peuvent être estimées satisfaisantes de la zone, de la qualité de la section sismique (rapport signal sur bruit), du nombre réflecteurs, etc... Il faut si possible choisir ces emplacements en se basant sur la géologie de la région et éviter les zones localement anormales. On évite :

- Des emplacements de trop fortes pentes.
- Les zones de failles éventuelles.
- Les zones à tectonique complexe (biseaux, points de diffraction, ...).

Dans le cas d'une qualité médiocre, il est impératif de placer les analyses aux points les plus favorables du point de vue qualité régularité des conditions de surface voir « **Figure II.3** ».



**Figure II.3.** Exemple d'analyse de vitesse sur un raw-stack [A.BENHAMA.2000]

#### II-2-4. Tracé complet d'une loi de vitesse :

Les lois de vitesses sont décrites en prenant pour chaque loi : le numéro du PM (Point Miroir) auquel elle se rapporte. Parmi les points miroirs analysés, on considère le numéro du point miroir médian, les coordonnées  $(T_0, V_0)$ ,  $(T_1, V_1)$ ,  $(T_2, V_2)$ ... à partir desquels la courbe  $V = f(T)$  sera tracée. Entre deux points de mesure consécutifs, la vitesse est interpolée linéairement. La courbe  $V = f(T)$  est extrapolée vers les

temps élevés de telle sorte que la vitesse de tranche au-delà du dernier point fourni par l'analyse soit égale à celle de la dernière tranche incluse dans l'analyse. On peut aussi fixer une vitesse limite  $V_n$  pour le temps maximal  $T_n$ .

Au temps  $T=0$ , on prendra la vitesse de comblement  $V_c$  des terrains consolidés au-dessous de la zone altérée. En l'absence de toute information, on prendra  $V_c = V_1$ , c'est-à-dire la vitesse moyenne fournie au premier point par l'analyse voir « **Figure II.4** ».

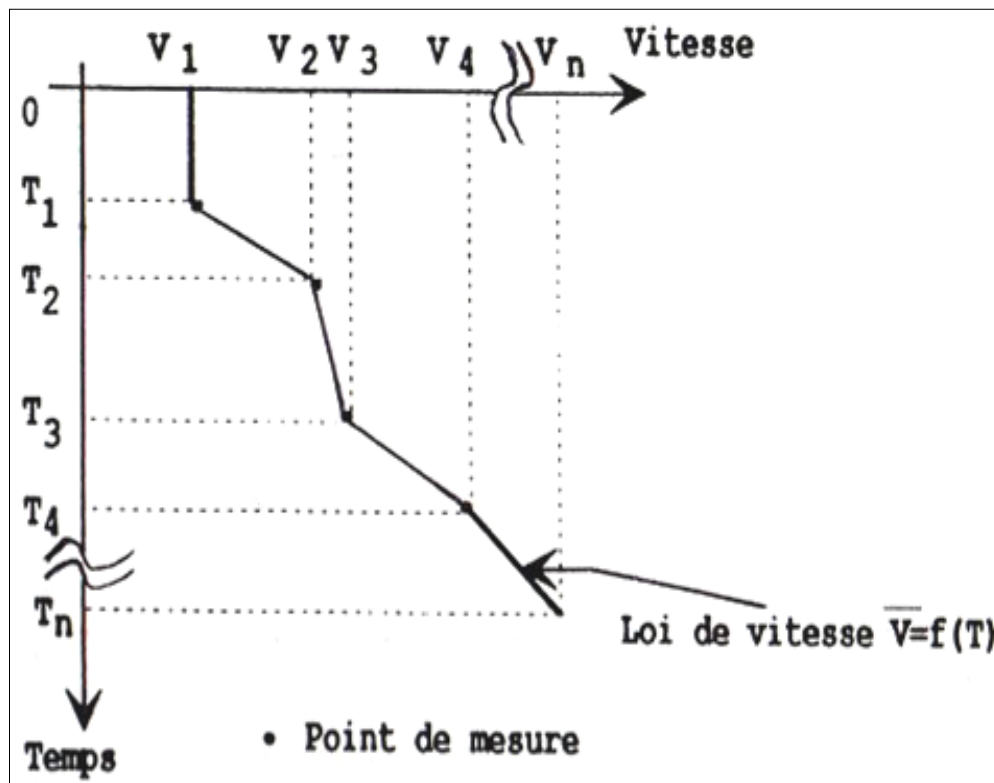


Figure II.4. Tracé complet d'une loi de vitesse en un point donné [A.BENHAMA.2000]

## II-2-5. Interpolation spatiale des lois de vitesse :

### II-2-5-1. Interpolation à temps constant :

Ce procédé consiste en une interpolation spatiale, pour un temps constant, des lois  $V_1(T)$  et  $V_2(T)$  déjà déterminées respectivement aux points miroirs  $X_1$  et  $X_2$ . On désire connaître la loi de vitesse au point  $X$  compris entre  $X_1$  et  $X_2$  voir « **Figure II.5** ».

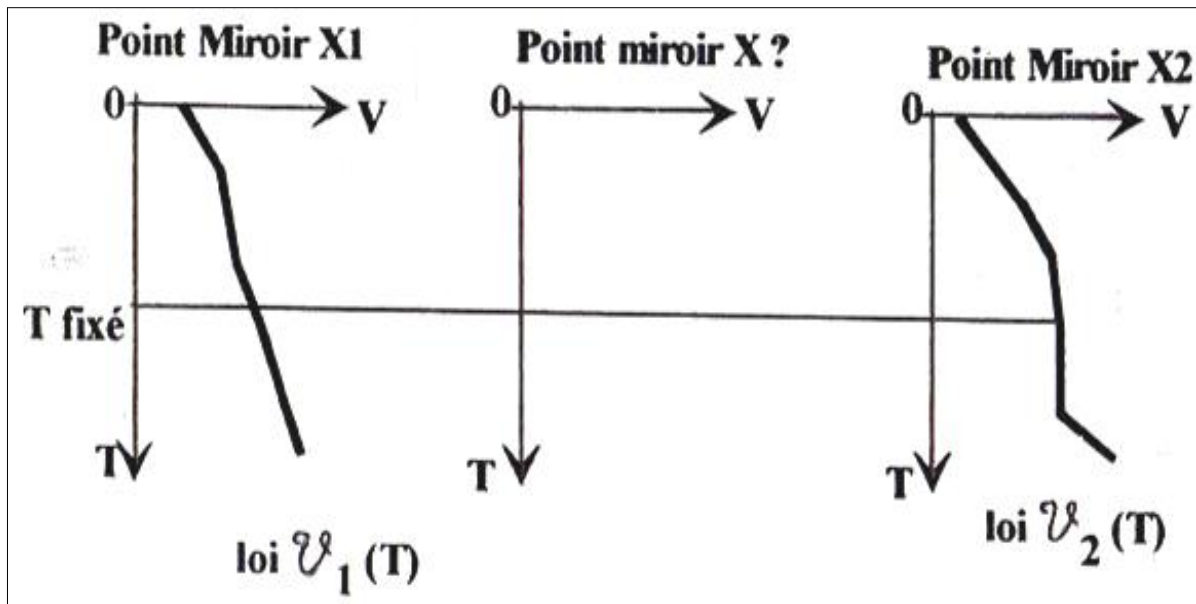


Figure II.5. Principe de l'interpolation à temps constant [A.BENHAMA.2000]

### II-2-5-2. Interpolation selon les horizons :

Soient deux lois de vitesses données aux points miroirs  $X_1$  et  $X_2$ . Entre ces deux lois on va interpoler suivant les horizons réels (ou fictifs) sans déformer la carte des vitesses voir « Figure II.6 ».

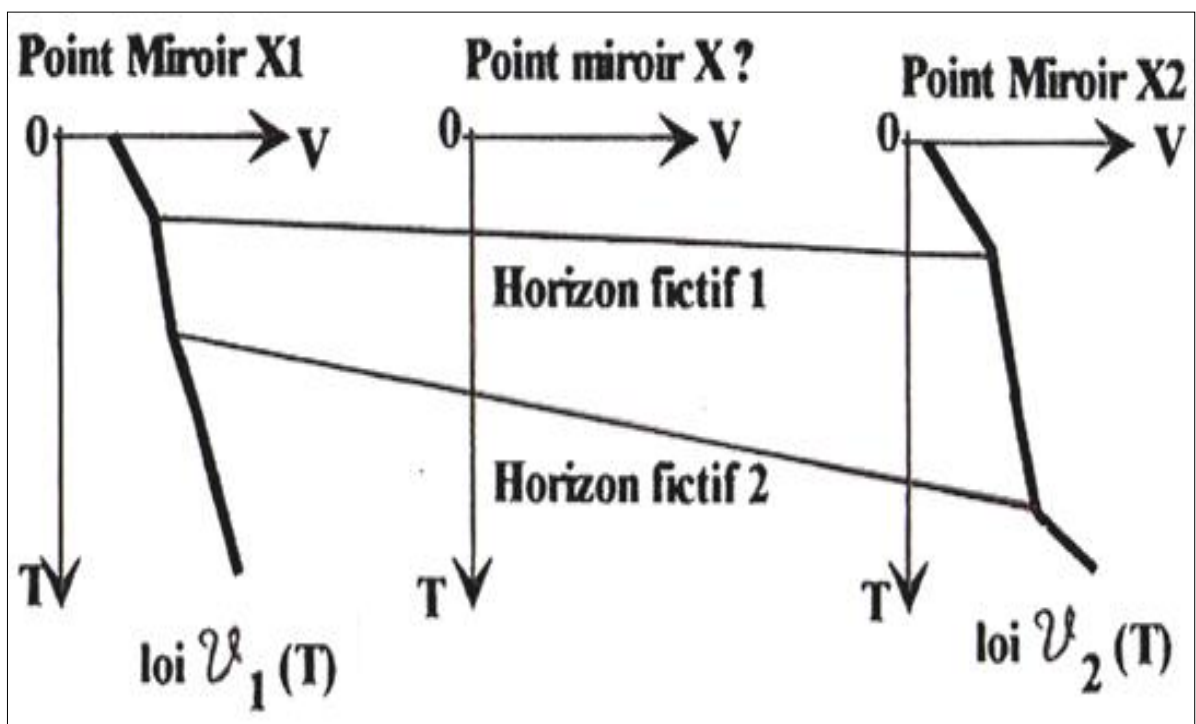


Figure II.6. Principe de l'interpolation selon les horizons [A.BENHAMA.2000]

Pour le j ème horizon, la loi intermédiaire est définie en utilisant deux interpolations en temps et en distances.

$$T_X(T) = T_1(T) + \frac{[T_2(T)-T_1(T)] \cdot (X-X_1)}{X_2-X_1} \dots\dots\dots [\text{II.3}]$$

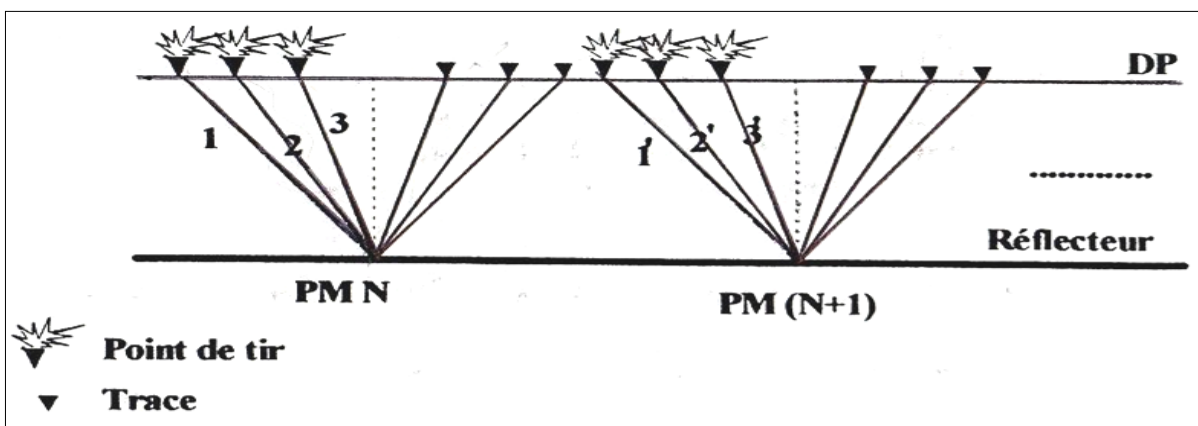
$$V_X(T) = V_1(T) + \frac{[V_2(T)-V_1(T)] \cdot (X-X_1)}{X_2-X_1} \dots\dots\dots [\text{II.4}]$$

Cette méthode est plus plausible géologiquement, mais nécessite la définition de toutes les lois de vitesse du profil par le même nombre de points. Elle est efficace pour le cas de tectoniques complexes et les variations des vitesses de stack. [A.BENHAMA.2000]

**II-2-6. Différents types d'analyse de vitesse :**

Avant d'étudier le principe des différentes méthodes d'analyses de vitesses, nous allons voir en quoi consiste la collection trace gather. C'est une analyse ponctuelle effectuée sur un faible nombre de points miroirs, généralement inférieur à 12. On crée un pseudo film miroirs pour collectionner toutes les traces et toutes les distances normales obtenues dans un point de tir lors de l'enregistrement.

Soient les points miroirs N et N+1 composés respectivement des traces (1, 2,3,...) et (1',2',3',...). Les traces 1, 2,3 ont même distance émetteur-récepteur respectivement que les traces 1',2',3' voir « **Figure II.7** ».



**Figure II.7.** Collection des traces de même offset longitudinal [A.BENHAMA.2000]

Les traces sommes que l'on peut obtenir sont :

$1+1'+\dots \rightarrow$  somme I

$2+2'+\dots \rightarrow$  somme II

$3+3'+\dots \rightarrow$  somme III

L'enregistrement ainsi obtenu avec les traces sommes classées par ordre décroissant puis croissant (pour le cas d'un tir au centre) s'appelle pseudo enregistrement PM. Il est aussi appelé « trace gather », « commun offset stack » ou « commun offset distance ». Le rapport S/B des traces est ainsi amélioré par l'addition. A l'intérieur d'un PM donné, le pendage ne va pas influencer, par contre, pour deux points miroirs voisins le pendage intervient. Ainsi avec cette méthode, on doit apporter une attention particulière aux pendages. Suivant l'usage que l'on veut faire, en général on fixe un nombre inférieur à 12.

Le pseudo film PM est équivalent au film terrain sauf s'il y a un pendage très marqué. Il sera directement utilisé pour la détermination des vitesses.

### II-2-6-1. Trace gather à vitesse constante :

Son principe consiste à effectuer les corrections dynamiques à vitesse constante tout le long des traces composant le pseudo-film point miroir sans additionner les traces entre elles. On effectue cette opération avec un certain nombre de vitesses de façon à encadrer au mieux la loi de vitesse supposée. On dispose donc d'un certain nombre de pseudos-films points miroir corrigés dynamiquement pour chaque vitesse constante que l'on dispose côte à côte (Fig.II.7). Chaque représentation à vitesse constante est comparée au film voisin pour rechercher les niveaux donnant le meilleur alignement horizontal des différentes traces. Pour une indicatrice donnée sur le pseudo-film PM, il n'existe qu'une seule vitesse moyenne qui assure son horizontalisation optimum après correction dynamiques.

On peut ainsi déduire les couples de valeurs donnant pour un temps déterminé, une vitesse déterminée, soit directement, soit par interpolation entre deux vitesses voisines (cas où deux vitesses consécutives utilisées sur-corrigé et sous-corrigé respectivement un réflecteur donné).

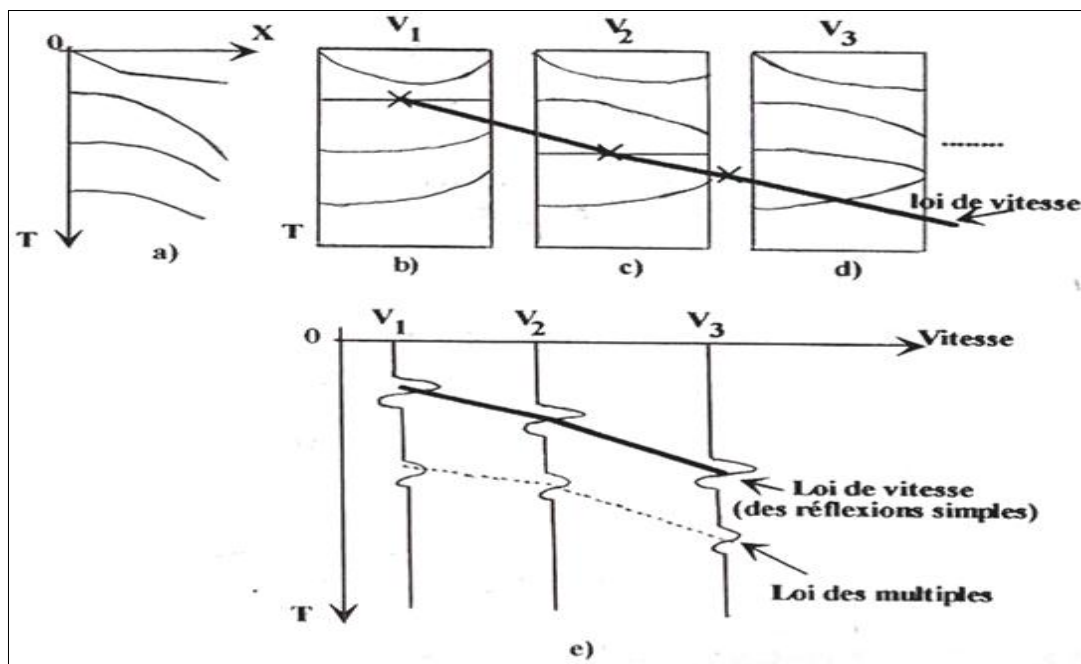
Dans le cas où le nombre de traces composant le pseudo film point miroir est petit, on additionne toutes les traces composant le pseudo –film point miroir corrigé à une vitesse constante en une seule trace que l'on représente sur le diagramme (V, T) « **Figure II.8** ».

L'amplitude maximale à un temps donné  $T_0$  signifie que la vitesse utilisée a assuré l'horizontalisation optimum d'une indicatrice à ce temps. On peut ainsi en déduire une loi de vitesse définie en couples (temps-vitesse moyenne).

Cette méthode présente l'avantage d'être rapide et peu coûteuse. On travaille sur un nombre limité de points miroir et on a la visualisation de tous les phénomènes liés à la vitesse, y compris les multiples. La loi de vitesse est directement obtenue. Cette méthode aide à mieux choisir les zones où faire le mute (zones étirées par les corrections dynamiques).

Cette méthode d'addition bien qu'améliorant les critères du rapport S/B ne donne pas de bons résultats en pratique. Le résultat de l'addition des signaux d'apparence sinusoïdale est sensiblement équivalent tant que le déphasage de ces signaux n'est pas supérieur au quart de leur période.

Dans le cas de forts pendages, l'addition des traces de même distance émetteur-récepteur mais à offset grand est moins bonne. Il est alors nécessaire de diminuer le nombre de points miroirs analysés au détriment du rapport S/B.



**Figure II.8.** Principe de l'analyse de vitesse trace gather à vitesse constante  
[A.BENHAMA.2000]

a) Pseudo film PM brut.

b) Pseudo film PM brut après NMO avec la vitesse  $V_1$ .

- c) Pseudo film PM brut après NMO avec la vitesse V2.  
 d) Pseudo film PM brut après NMO avec la vitesse V3.  
 e) Trace somme.

### II-2-6-2. Analyse Trace Gather à $\Delta T$ constant :

Ce type d'analyse utilise aussi comme document de base, le pseudo film point miroir. La correction dynamique est définie par :

$$\Delta T = \sqrt{T_0^2 + \frac{X^2}{V^2}} - T_0 \quad \dots\dots\dots \text{[II.5]}$$

Soit :

$$\Delta T = T_0 \sqrt{1 + \frac{X^2}{V^2 T_0^2}} - T_0 \quad \dots\dots\dots \text{[II.6]}$$

$T_0$  la profondeur en temps double du réflecteur.

$V$  : la vitesse de stack du réflecteur recherché.

$X$  : offset.

En supposant  $X/2 \ll h$ , c'est-à-dire que le réflecteur est assez profond par rapport à la longueur du dispositif ou bien que les trajets sont quasi-verticaux, alors  $X^2/V^2 T_0^2$  est négligeable, ce qui donne après développement de l'expression précédente [II.6].

$$\text{On obtient : } \Delta T \approx \frac{X^2}{2V^2 T_0} \quad \dots\dots\dots \text{[II.7]}$$

$$\text{C'est-à-dire : } T \approx T_0 + \frac{X^2}{2V^2 T_0} \quad \dots\dots\dots \text{[II.8]}$$

Cette dernière relation représente l'équation d'une parabole d'ordonnée à l'origine  $T_0$ . Ainsi dans le cas de l'analyse à  $\Delta T$  constant, on assimile chaque indicatrice à une parabole dont on recherche l'équation qui approxime au mieux cette indicatrice.

Pour un offset  $X_M$  fixé (généralement correspondant à la trace extrême du dispositif), on a :

$$\Delta T_{X_m} = \frac{X_M^2}{2V^2T_0} \dots\dots\dots [\text{II.9}]$$

Pour un offset X quelconque, on a :

$$\Delta T_x = \frac{X^2}{2V^2T_0} \dots\dots\dots [\text{II.10}]$$

En faisant le rapport entre ces deux expressions, on trouve :

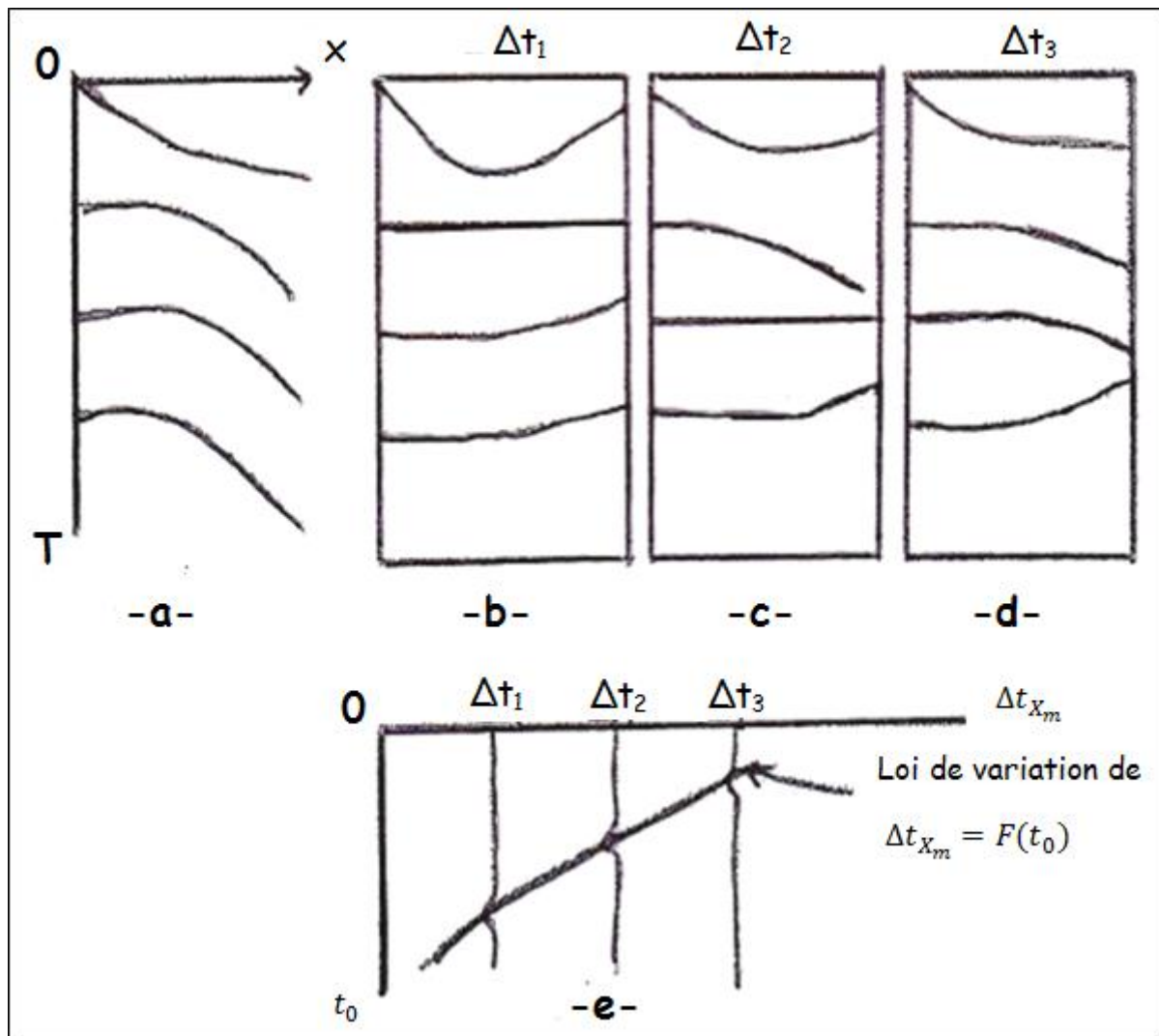
$$\Delta T_x = \Delta T_{X_M} \frac{X^2}{X_M^2} \dots\dots\dots [\text{II.11}]$$

Le principe de cette méthode consiste à appliquer des corrections dynamiques à chaque trace (donc des  $\Delta T$  différents) en se fixant seulement le  $\Delta T_{X_m}$  de la trace la plus extrême  $X_M$ . Les valeurs des  $\Delta T$  à chaque trace intermédiaire d'abscisse X respectent une loi parabolique. Ces valeurs sont déduites directement de la relation [II.11] voir « **Figure II.9** ».

Lorsque les traces sont ainsi corrigées dynamiquement, on additionne les traces en une seule que l'on représente sur le diagramme ( $\Delta T_{X_m}, T_0$ ). On reporte cote à cote toutes les traces ainsi sommées que l'on constitue en faisant varier le  $\Delta T_{X_m}$ . On obtient ainsi une section où chaque trace représente le pseudo film point miroir corrigé à une vitesse différente « **Figure II.9** ». On peut faire varier le  $\Delta T_{X_m}$  à la trace extrême d'une façon quelconque. L'incrément  $\Delta T$  est généralement de 4,8 ou 12 ms.

On peut donc déterminer la loi  $\Delta T$  à utiliser en traçant une courbe passant par les traces d'amplitudes les plus fortes partant du temps zéro jusqu'à la fin des traces.

L'avantage principal de cette méthode est sa simplicité et donc sa rapidité car elle se réduit à une correction statique. Son inconvénient principal est qu'elle donne des valeurs de  $\Delta T$  relatives à la trace extrême et non pas la valeur de la vitesse. Pour revenir aux vitesses où certaines propriétés sont directement interprétables, il faut faire le calcul  $T^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V^2}$ . La visualisation se fait seulement par addition des traces. Dans le cas des forts pendages, on doit réduire le nombre de points miroirs, ce qui diminue le rapport S/B.



**Figure II.9.** Principe de l'analyse de vitesse trace gather à  $\Delta T$  constant  
[A.BENHAMA.2000]

- a) Pseudo film PM brut.
- b) Pseudo film PM brut après NMO avec  $\Delta t_1$ .
- c) Pseudo film PM brut après NMO avec  $\Delta t_2$ .
- d) Pseudo film PM brut après NMO avec  $\Delta t_3$ .
- e) Trace somme.

### II-2-6-3. Analyse spectre de vitesse :

C'est le type d'analyse ponctuelle le plus efficace. C'est un traitement « trace gather » à vitesse constante auquel est ajouté un traitement numérique de la section vitesse- temps de manière à obtenir un document plus aisément interprétable. Ce qui change par rapport à l'analyse trace gather à vitesse constante, sont les modes d'analyse et la représentation.

Au lieu d'analyser la somme brutalement et globalement (suivant toute la trace), on l'analyse suivant des critères plus performants dans des petites fenêtres glissantes de recouvrement égal à 50%. Chaque fenêtre est de longueur 50 à 100 ms (de l'ordre d'une à deux périodes d'un signal de fréquence moyenne égale à 25Hz).

Généralement, pour les temps faible, on fait une analyse toutes les 25ms avec fenêtre de 50ms, et pour les temps élevés, on fait une analyse toutes les 50ms avec fenêtre de 100ms de longueur.

### **Détermination du spectre de vitesse-critère de semblance :**

La section obtenue par l'analyse trace gather à vitesse constante est découpée en bandes horizontales de largeur 1 ms voir « **Figure II.10** ». A l'intérieur d'une fenêtre donnée, à chaque valeur de la vitesse moyenne testée, on obtient un segment de trace résultat dont l'énergie totale est égale à la somme des carrés des échantillons. La courbe d'énergie en fonction de la vitesse dans chaque fenêtre est ainsi obtenue d'une manière échantillonnée.

Le traitement de la section vitesse- temps à l'aide du critère de l'énergie fournit une nouvelle section vitesse- temps appelée spectre de vitesse voir « **Figure II.10** ». Les zones de fortes amplitudes de la section initiale sont mises en évidence et au contraire les faibles amplitudes sont atténuées. Sur la « **Figure II.10** » représentant le spectre de vitesse, on a l'évolution de l'énergie pour chaque fenêtre et pour toutes les vitesses testées. La présentation de cette analyse peut se faire suivant un autre mode représenté sur la figure « **Figure II.10** ». Sur cette figure, les courbes représentées sont des isoamplitudes de la trace somme qui sont déduites du spectre de vitesse. En même temps que le spectre de vitesse, on peut évaluer l'énergie totale contenue dans chaque bande horizontale. Ainsi, on obtient la courbe d'énergie totale en fonction du temps (Fig.II.9). Cette trace énergie donne l'évolution de l'amplitude maximale de la trace somme en fonction du temps. La loi de vitesse est déterminée sur la figure « **Figure II.10** » en joignant les points de fortes amplitudes. [A.BENHAMA.2000]

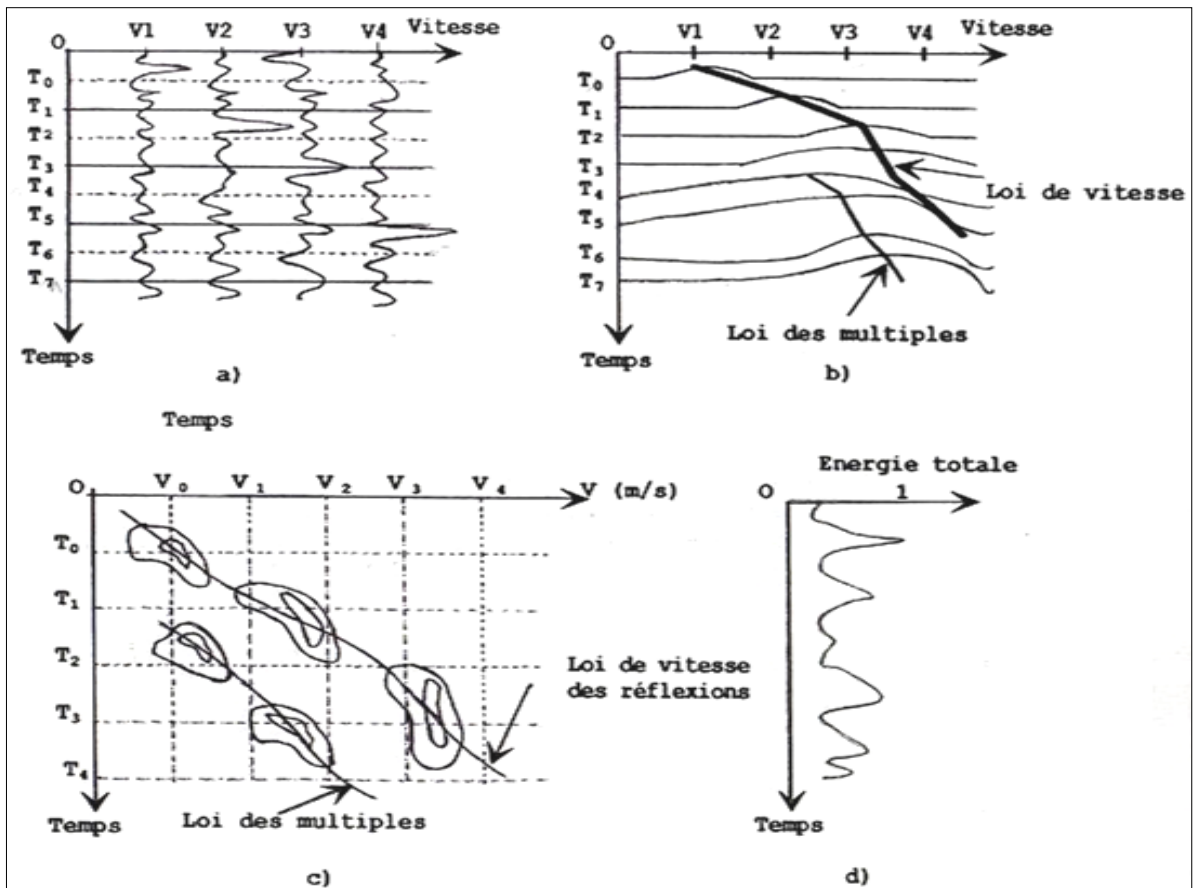
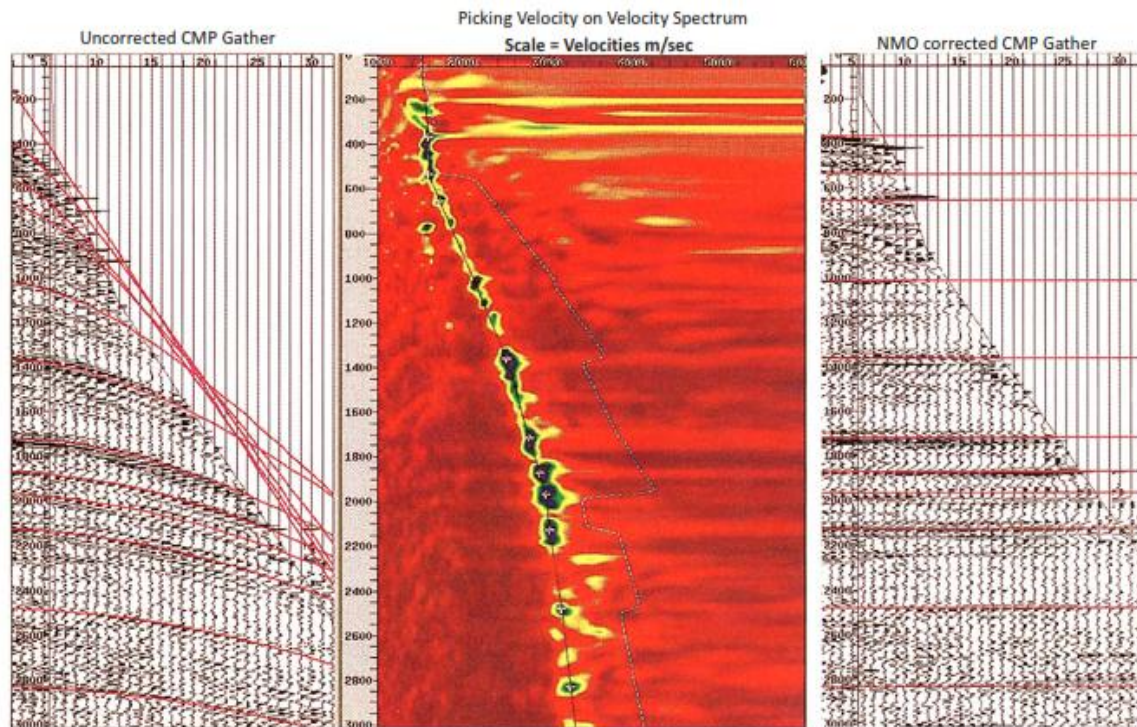


Figure II.10. Principe de l'analyse spectre de vitesse [A.BENHAMA.2000]

- a) Section vitesse-temps.
- b) Spectre de vitesse.
- c) Les courbes isoamplitudes de la trace somme.
- d) La courbe d'énergie totale en fonction du temps.

A ce mode d'analyse, s'ajoute souvent l'étude du coefficient déduit par l'étude du filtre de semblance. Le principe de celui-ci consiste à sélectionner les événements sismiques cohérents d'une trace à l'autre et ensuite à les additionner de manière à obtenir une bonne estimation du signal correspondant. [A.BENHAMA.2000]



**Figure II.11.** Exemple d'analyse spectre de vitesse (semblance) et NMO [E.FAGOT.2013]

#### II-2-6-4. Analyse addition à vitesse constante :

Ce type d'analyse qui peut être continu, porte en général sur un petit nombre de points miroirs consécutifs. Pour une vitesse  $V_m$  à tester, les traces des différents points miroirs choisis sont corrigées dynamiquement avec cette même valeur et additionnées à l'intérieur de chaque point-miroir. Les traces sommes représentées côte à côte constituent une mini-section à vitesse constante.

L'addition à vitesse constante est appelée CVS (Constant Velocity Stack). La différence par rapport à la trace « gather » est qu'ici, on utilise plusieurs traces à l'intérieur d'un même point miroir. Les événements représentés sont réels.

L'analyse des signaux des mini-sections fournit un certain nombre de points de la courbe  $V=f(T_0)$ . Cette analyse est basée sur les critères suivants :

- Critère de l'énergie : meilleure amplitude du signal.
- Critère de continuité ou linéarité : meilleure continuité spatiale du signal et de sa forme.
- Critère de caractère : forme caractéristique du signal le plus riche possible en hautes fréquences.

L'avantage principal de cette méthode, est qu'elle fait appel à la représentation réelle des événements de la section sismique. Elle est appliquée avec succès dans le cas de forts pendages (tectonique complexe) et même dans le cas des enregistrements de faible rapport S/B. Son inconvénient principal reste sa mise en œuvre qui est un peu longue car elle demande beaucoup de points miroirs.

La représentation des sections corrigées successivement à des vitesses croissantes s'appelle « scan de vitesses ». Chaque vitesse utilisée « éclaire » un ensemble partiel de réflexions. Si on fait la somme brutale des sections, on obtient la section dite « polystack » qui reconstitue les horizons dans leur totalité. [A.BENHAMA.2000]

### II-2-6-5. Analyse continue à horizon constant :

C'est une analyse de type spectre de vitesse, elle est exécutée sur une bande de largeur (1 ms) en fenêtre centré sur l'horizon à analyser tout le long du profil. Pour cela on fait une collection de points miroir consécutifs à 12 PMC et à la suivante de 12 PMC également dans lesquels sont inclus quatre points-miroir de la collection précédente, et ainsi de suite, on aura un recouvrement de zones, ce qui permet d'assurance une certaine continuité. [J.P.CORDIER.1983]

C'est une analyse type spectre de vitesse qui se concentre sur un horizon donné pointé et isolé dans une fenêtre de largeur (1 ms) tout le long du profil. Ce type d'analyse est réservé à des cas particuliers :

- ✚ Etude des variations de faciès.
- ✚ Etude des variations latérales de vitesse.
- ✚ Pour obtenir des conclusions lithologiques.

Afin de mieux suivre les variations de faciès, l'intervalle entre deux vitesses d'analyse est très petit : de l'ordre de 10 m/s. [A.BENHAMA.2000]

### II-2-7. Causes d'erreur d'interprétation des analyses de vitesse :

- ✚ **La configuration du sol :** pendage, hétérogénéité, conditions de propagation (fortes vitesses, faibles rapport signal sur bruit , interférences multiples arrivées primaires, zones faillées, etc..
- ✚ **Dispositif d'enregistrement :** Erreur sur la distance émetteur-récepteur, Déformation du signal quand le dispositif est long, etc..

- ✚ **Enregistrement terrain** : Laboratoire, Mauvais filtrage terrain.
- ✚ **Conditions de traitement** : Mauvais choix de l'emplacement d'analyse, mute mal adapté, mauvais filtrage en fréquence, mauvaise correction de phase ( mauvais choix de l'origine des temps), mauvaises corrections statiques, erreur systématique due à l'assimilation des vitesses apparentes à des vitesses quadratiques moyennes.
- ✚ **La qualité de l'interprétation** : Mauvaise connaissance de la région d'étude, manque d'expérience (il faut veiller aux vitesses des horizons bien définis et énergiques).  
[DR.A.BENHAMA.2000]

## II-3. Corrections dynamiques :

### II-3-1. Définition :

Le concept de corrections dynamiques (NMO – normal move out) ou correction d'obliquité du type horizontal est très important. Celles-ci consistent à ramener ainsi les temps de trajets obliques à des temps de trajets verticaux avant de procéder à la sommation en couverture multiple.

La finalité est d'obtenir une trace sismique que l'on aurait directement obtenue pendant l'acquisition si la source sismique et le géophone (trace sismique) avaient été confondus. [M.DJEDDI.2015]

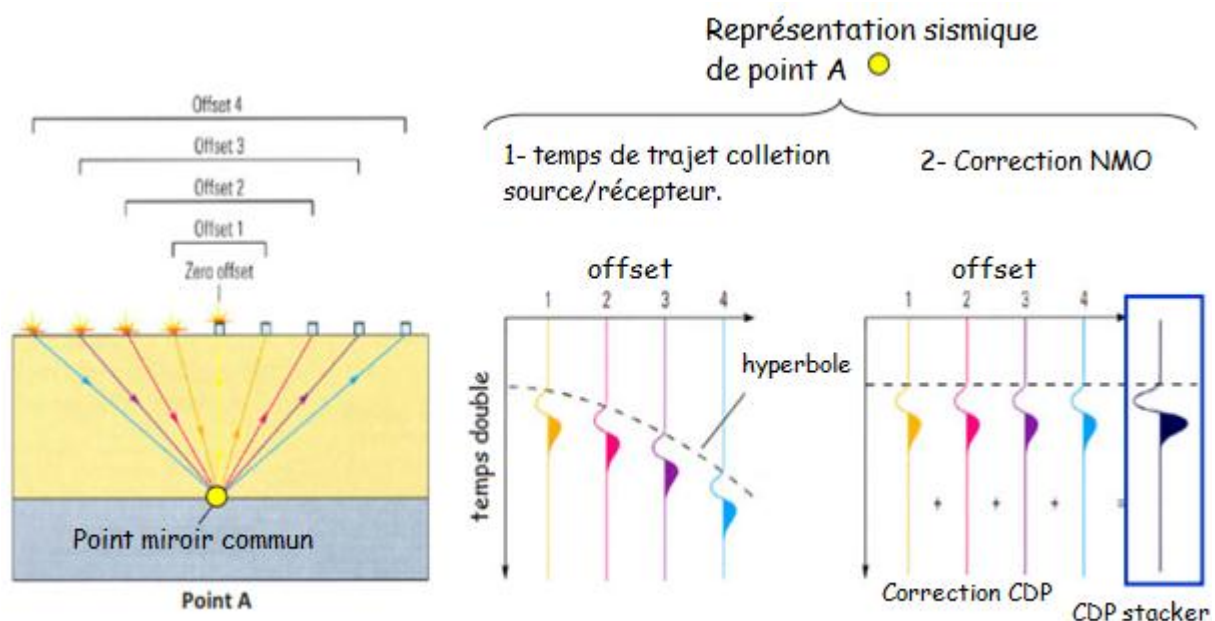


Figure II.12. Principe de correction dynamique [E.FAGOT.2013]

## II-3-2. Champ de vitesse et corrections dynamiques :

### II-3-2-1. Milieu homogène. Réflecteur horizontal :

La correction dynamique compense l'effet d'obliquité des trajets .Elles ramène les temps d'arrivée des réflexions a' ceux de traces a' départ nul, c'est -à- dire à ceux qui correspondraient à des rayons parvenant a' l'incidence normale sur les miroirs . Les temps sont alors ceux que l'on aurait observés avec un capteur de départ nul, confondu avec la source . La correction dépend de la distance  $x$  qui sépare source et capteur . Elle dépend également du temps  $t$  d'arrivée de l'onde réfléchié . Nous avons vu que pour un milieu homogène composé d'une couche à interface horizontal, la réflexion sur l'interface a pour indicatrice une hyperbole d'équation [J.L.MARI, F.GLANGEAUD, F.COPPENS. 2001] :

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad \dots\dots\dots [\text{II.12}]$$

$t(x)$  le temps d'écoute.

$x$  la distance émetteur-récepteur.

$t_0$  le temps double d'écho (émetteur-récepteur).

$v$  la vitesse géologique dans la couche surmontant l'interface.

La correction dynamique appliqué sur des données triées en collection point milieu commun ne ramène la réflexion observé au temps  $t(x)$  à la distance  $x$ , au temps  $t_0$ .

### II-3-2-2. Milieu homogène. Réflecteur penté :

Dans le cas d'un réflecteur penté, pour des données triées en collection CMP, l'indicatrice associée à la réflexion est toujours une hyperbole d'équation :

$$t^2 = t_0'^2 + \frac{x^2}{v_a^2} \quad \dots\dots\dots [\text{II.13}]$$

$$\text{Avec : } v_a = \frac{v}{\cos \alpha} \quad \text{et} \quad t_0 \pm \frac{x \sin \alpha}{v}$$

$\alpha$  est le pendage du réflecteur, le signe + ou - dépendant de la position du récepteur en aval pendage ou en amont pendage par rapport à la source.

$t_0'$  est le temps correspondant au rayon normal au point milieu commun.

$t_0$  est le temps correspondant au rayon normal au point source. [J.L.MARI, F.GLANGEAUD, F.COPPENS. 2001]

### II-3-3. Analyses de vitesse et corrections dynamiques :

Pour une collection point miroir commun, le principe de l'analyse de vitesse consiste à faire l'hypothèse qu'à chaque pas de temps d'échantillonnage sur la trace des temps doubles à  $x=0$  est enregistrée une réflexion, et à faire un balayage de vitesse pour obtenir celle donnant la meilleure sommation suivant l'indicatrice hyperbolique qu'elle définit. Le critère de meilleure sommation est le plus souvent le critère de semblance. Ce coefficient est le rapport entre le carré de la somme des échantillons à la somme des carrés, rapport évalué sur N traces dans une fenêtre d'analyse est en général une fois et demie la période du signal. Si les traces sont identiques et bien corrigées, le coefficient de semblance prend la valeur 1. Sinon, il est inférieur. L'analyse de vitesse fournit des cartes de vitesse aussi appelées spectres de vitesse (vitesse de correction, temps  $t_0$ , semblance). Le pointé des extrema de la carte de semblance donne la loi de vitesse qui est utilisée pour corriger les traces de l'effet de courbure (corrections dynamiques), appartenant à un même point milieu. [J.L.MARI, F.GLANGEAUD, F.COPPENS. 2001]

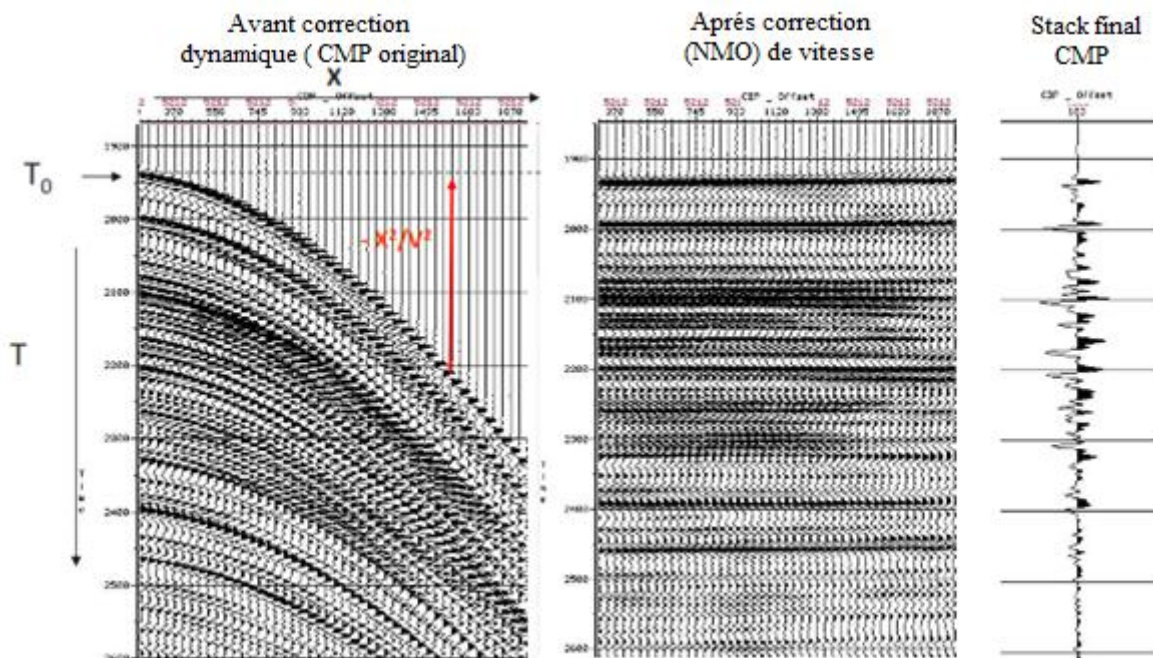


Figure II.13. NMO et analyse de vitesse [E.FAGOT.2013]

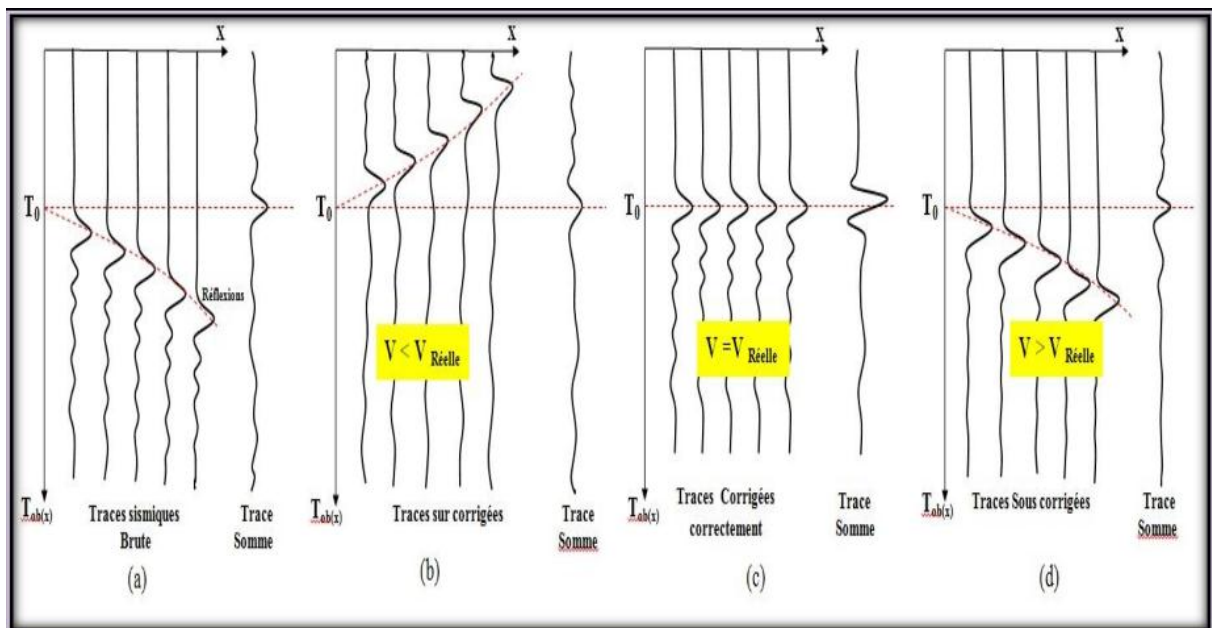
### II-3-4. Application des corrections dynamiques :

Avant d'additionner les traces sismiques provenant d'un même point miroir (couverture multiple), il faut leur appliquer une correction dynamique.

L'application des corrections dynamiques nécessite pour chaque horizon sismique la connaissance de la vitesse moyenne depuis le datum plane (DP) à l'horizon sismique (réflecteur).

Après avoir appliqué les corrections dynamiques à une aux différentes traces brutes voir « **Figure II.13** », 3 cas situations se présentent.

1. Si la vitesse utilisée est trop faible par rapport à la vitesse moyenne du milieu ( $V_m < V_{réelle}$ ), les indicateurs ne sont pas rectilignes mais courbés vers le haut (on a trop corrigé).
2. Si la vitesse NMO utilisée est égale à la vitesse  $V_{réelle}$  réelle du milieu, les ondes réfléchies seront théoriquement en phase et peuvent être sommées (Stackées). La trace somme sera reproduite sur la section sismique à la verticalité du point miroir.
3. Si la vitesse utilisée est trop forte par rapport à la vitesse moyenne du milieu ( $V_m > V_{réelle}$ ), les indicatrices sont incurvées vers le bas (on n'a pas suffisamment corrigé).

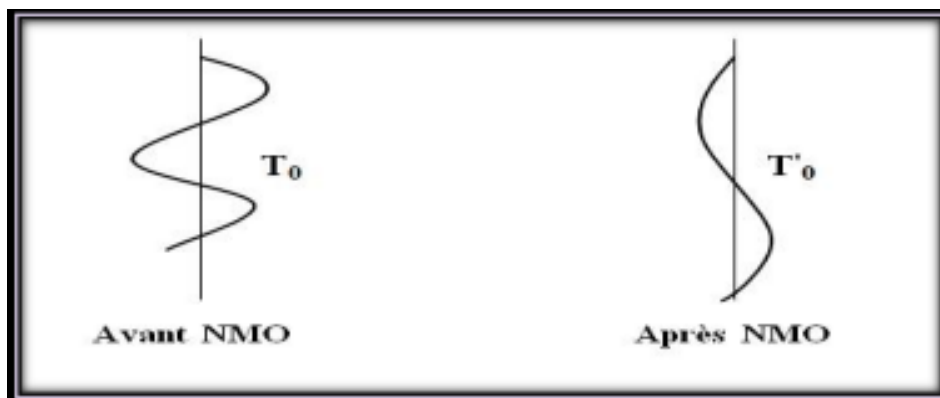


**Figure II.14.** Effets des corrections dynamiques [M.DJEDDI.2015]

- (a) Trace sismique brute.
- (b) Trace sur corrigées.
- (c) Traces corrigées correctement.
- (d) Traces sous corrigées.

### II-3-5. NMO stretch :

Les corrections dynamiques peuvent occasionner un changement du contenu fréquentiel soit un étirement « stretching » sur le contenu fréquentiel. Il se produit alors un étirement fréquentiel surtout pour les évènements les plus profonds à grands offsets, car le signal plus profond sera moins corrigé étant donné que la correction NMO décroît avec la profondeur. Il résulte une perte de fréquence du signal après correction NMO. La figure « **Figure II.14** », montre que la forme de l'onde avant NMO a une période  $T$ . Après application de la correction dynamique, elle devient plus étendue (Plus basse fréquence) avec une période de  $T'$  avec  $T' > T$  soit une variation de fréquence  $\Delta f$ .



**Figure II.15.** Phénomène d'étirement « *Stretching* » [M.DJEDDI.2015]

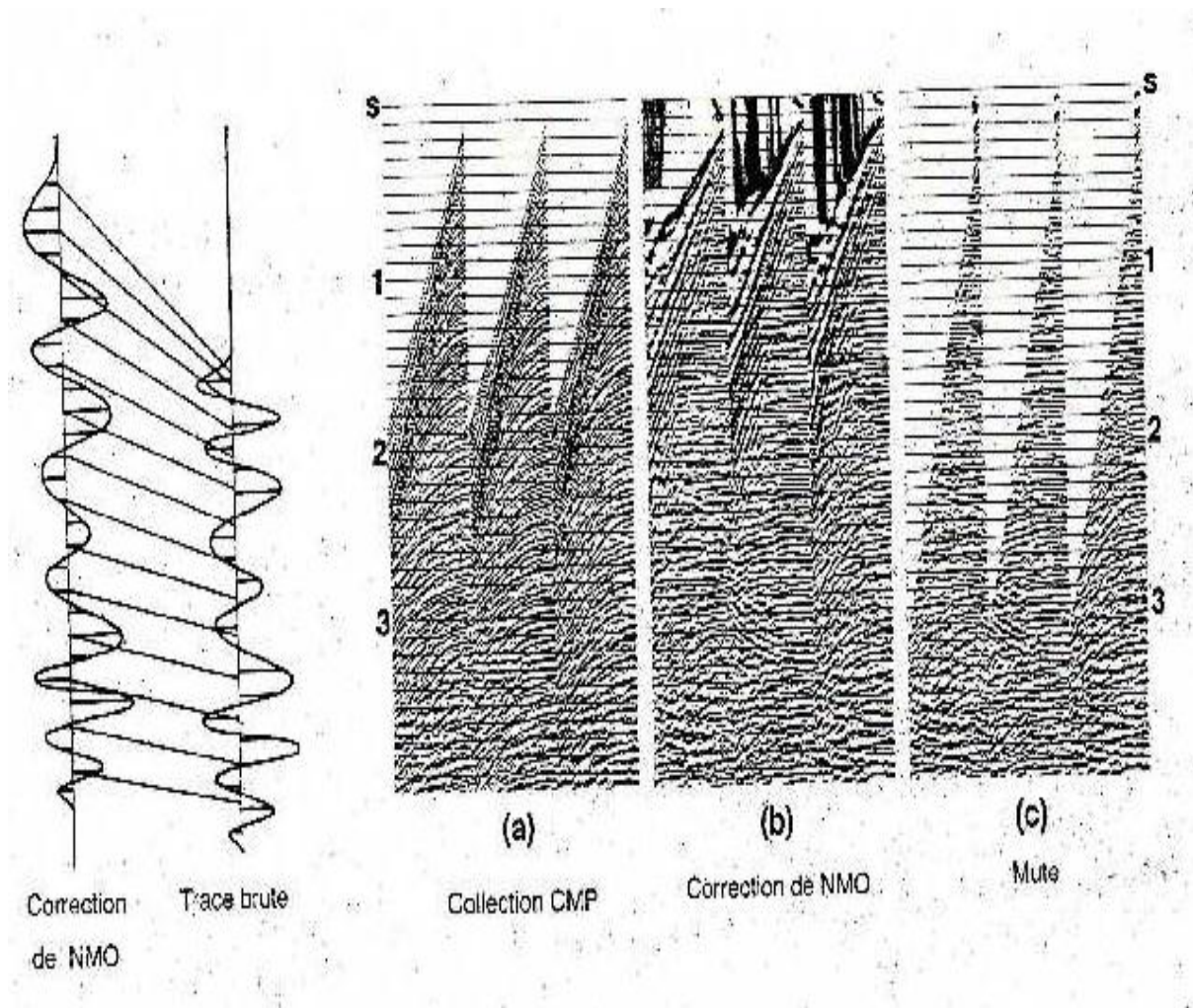


Figure II.16. Correction de NMO et Mute [O.YILMAZ.1987]

## II-4. Migration :

### II-4-1. Définition :

La migration consiste essentiellement à remplacer les réflexions inclinées en bonne position par rapport au point milieu commun sur la section  $(x, t)$ . Le passage à la section profondeur n'est plus alors qu'une question de dilatation des échelles verticales, opération qui ne présente pas de difficulté lorsqu'on connaît les vitesses. [M.LAVERGNE.1986]

### II-4-2. But de la migration :

La migration pour but : la focalisation de l'énergie diffusée, cette focalisation concentre l'énergie diffusée à la position des diffractions. Elle permet donc une amélioration de la résolution latérale, par la restitution des vrais pendages cela en positionnant l'énergie

provenant des réflecteurs pentes a sa vraie position en espace et en temps. Aussi sert à éliminer les distorsions provoquées par les variations latérales de vitesses. [G.HENRY. 1994]

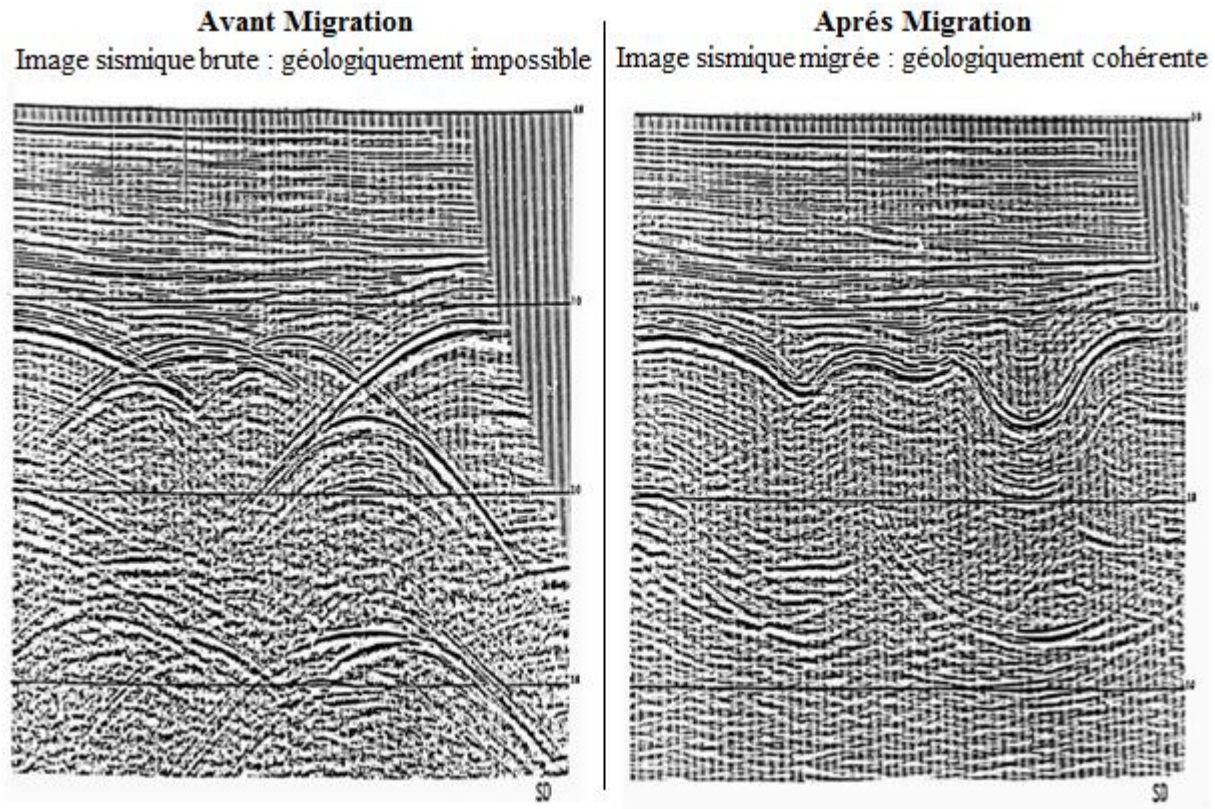


Figure II.17. Exemple d'une section migrée [E.FAGOT.2013]

### II-4-3. Influence de paramètre 'vitesse' :

Il résulte de ce qui précède que la vitesse est un paramètre important du processus de migration. En chaque point d'analyse, il faut en effet que l'hyperbole le long de laquelle on additionne les amplitudes soit identique à l'hyperbole de diffraction présente sur la section sismique, quand elle existe. La vitesse de migration idéale est celle pour laquelle cette identité est réalisée. [J.P.CORDIER.1983]

#### II-4-3-1. Dans le cas d'un milieu homogène :

La vitesse de migration est la vitesse de ce milieu. Dans ce cas, il est facile d'étudier de quelle manière une erreur affectant la vitesse utilisée influence le résultat de la migration :

- ✚ Si la migration est calculée avec une vitesse trop faible de 10%, la restitution est mauvaise : les synclinaux sont étroits et l'anticlinal trop large.
- ✚ Si la vitesse est trop forte de 10%, la restitution reste encore mauvaise : Les synclinaux sont alors trop larges et l'anticlinal trop étroit.

#### **II-4-3-2. Dans le cas d'un milieu formé de n couches horizontales homogènes :**

La vitesse quadratique moyenne  $V_{RMS}$  représente une bonne approximation de la vitesse caractérisant les hyperboles de diffraction. On peut donc utiliser comme vitesse de migration la vitesse apparente, utilisée pour les corrections dynamiques et tirée des analyses de vitesses.

Si les horizons sont pentés, la vitesse donnée par les analyses est trop forte. Il faut utiliser pour la migration des vitesses plus faibles que la vitesse apparente, obtenues en tenant compte de la correction de pendage.

#### **II-4-3-3. Dans le cas de sous-sol complexes :**

En présence de couches homogènes, mais d'épaisseurs et de pendages variables, le problème devient difficile. Mais on pourrait encore dans ce cas, calculer une vitesse de migration théorique, faisant intervenir les angles d'incidence et de réfraction des rayons sismiques au niveau de chaque interface. [J.P.CORDIER.1983]

#### **II-4-3-4. Choix des vitesses de migration dans les cas difficiles :**

Chaque fois que l'on se trouve en présence de cas difficiles (pendages variés, direction du profil mal connue par rapport aux pendages des réflecteurs, variations latérales de vitesses), il est bon de migrer les sections sismiques en essayant successivement plusieurs valeurs de vitesses. La valeur qui donne la meilleure section migrée correspond à la vitesse de migration optimale pour les cas considérés. [J.P.CORDIER.1983]

**II-5. Conclusion :**

L'analyse de vitesse a une très grande importance dans la séquence de traitement, elle sert à appliquer les corrections dynamiques et la migration. Pour cela plusieurs techniques ont été élaborées. Chaque une a des avantages et des inconvénients.

L'analyse de vitesse est une étape indispensable pour obtenir l'information relative au sous-sol à partir de la sismique réflexion en couverture multiple.

# Chapitre III

Application aux données réelles

### **III-1. Introduction :**

Durant notre stage pratique au niveau de l'ENAGEO (Entreprise Nationale de Géophysique) de Boumerdes. Nous avons fait les analyses de vitesses des données sismiques acquis sur le terrain d'étude L'Ahnet-Gourara.

### **III-2. Prospective du périmètre Ahnet-Gourara :**

Le Bassin de l'Ahnet Gourara, situé dans la partie centre-occidentale du Sud algérien, constitue l'un des bassins sédimentaires de la plate-forme saharienne les plus prometteurs en gaz sec.

Le bassin de l'Ahnet Gourara consiste l'un des bassins paléozoïques productifs de gaz qui longent le flanc nord du craton ouest-africain. [WEC.2007]

#### **III-2-1. Cadre géologique :**

La structure de notre étude est située dans le Sud-Ouest du Bassin de Gourara. Dans le périmètre de notre étude, la couverture sédimentaire est constituée d'une épaisse (plus de 3500m) série silico-clastique paléozoïque plissée d'âge Cambrien à Carbonifère sur laquelle repose en discordance angulaire un série silico-clastique puis calcaire d'âge Crétacé.

Les dépôts paléozoïques sont d'origine marine à l'exception de l'Ordovicien qui est composé à son sommet de sédiment fluvio-glaciaire. Les dépôts crétacés sont continentaux à lagunaires.

La stratigraphie de cette région comprend tous les étapes du Paléozoïque, du Cambrien au Carbonifère. Dans la partie sud de cette région le Carbonifère supérieur et le Permien, sont soit, non déposés ou érodés pendant les phases tectoniques qui sont essentiellement compressives. Ce qui est marqué régionalement par la discordance angulaire hercynienne. Vers le Nord à Temesselt ces deux étages sont présents.

Des lacunes mineures sont probables à la base du Gédinnien, discordance angulaire calédonienne et à la base du Givetien, discordance angulaire néo-hercynienne. [Document SONATRACH]

#### **III-2-2. Cadre structural :**

La structure de notre étude est orientée NW-SE est de dimensions importantes aux toits du Siegénien et de l'Ordovicien.

Le sud du bassin de notre étude est situé dans un contexte structural complexe. Il se trouve en bordure du Craton algérien, proche de la suture pan-africaine séparant le craton Ouest Africain du Bloc Est Africain et sur laquelle se place à la chaîne de l'Ougarta.

Il est limité au sud par l'ensellement de Djoua marquant la frontière avec le bassin de l'Ahnet. Le bassin s'ouvre vers l'Est et le Nord depuis l'arche Azzène- Ougarta.

Le permis de notre étude est à la limite du Grand Erg Occidental du Sahara et du Plateau du Tademaït à l'Est, en bordure de la voûte d'Azzène qui constitue de la terminaison orientale de la chaîne de l'Ougarta.

Les séries sédimentaires paléozoïques sont structurées en plis de grande longueur d'onde, d'axe N120° à N150°, affectés de failles de même direction. Les failles sont transgressives avec une composante inverse dessinant souvent des couloirs « effondrés » dans l'axe sommital des anticlinaux.

Une forte contrainte horizontale actuelle de direction N145° provoque une ovalisation des trous de forage. [Document SONATRACH]

### **III-2-3. Aspect Géophysique :**

#### **III-2-3-1. Commentaire tectonique et structurale :**

Les cartes établies sur les différentes formations paléozoïques montrent :

- L'importance de la structuration actuelle de la région durant les différentes époques.
- L'intensité tectonique et l'évolution latérale et verticale des failles qui caractérisent le permis.
- La puissance des séries sédimentaires et le sens de leur variation. [Document SONATRACH]

#### **III-2-3-2. Interprétation sismique :**

Le contrôle cartographique est relativement bon grâce à une densité et une qualité sismique 2D appréciable.

Afin d'affiner le schéma structural de cette zone d'étude et de cerner l'évolution des réservoirs de l'Ordovicien et le Dévonien inférieur et afin de définir les différentes phases

tectoniques ayant affecté le bassin. Plusieurs campagnes sismiques 2D ont été réalisées et utilisées dans l'interprétation.

Le calage et l'identification des différents horizons cartés ont été effectués en utilisant les carottages sismiques et les films synthétiques des puits. **[Document SONATRACH]**

### **III-2-3-3. Prospect de notre étude :**

C'est un anticlinale de directions E-W qui se présente sous forme d'un horst rabaissé à ses flancs Nord et Sud par une série de failles inverses de rejet important au niveau de Dévonien inférieur. Son sommet est affecté par des failles secondaires de rejets faibles. **[Document SONATRACH]**

### **III-2-4. Aspect pétrolier :**

#### **III-2-4-1. Piège :**

C'est un piège structural au toit de l'Ordovicien.

#### **III-2-4-2. Roches mères :**

Les roches mères les plus potentielles génératrices de gaz dans le Bassin de Gourara sont essentiellement les argiles radioactives de la base du Silurien. Le potentiel en gaz aux niveaux des roches mères de la région est important.

Les travaux réalisés par Sonatrach et ses associés montrent qu'il existe au moins deux phases de génération de gaz.

- La première qui est la plus importante, avant structuration à partir du Dévonien Supérieur.
- La deuxième est synchrone à la structuration Hercynienne avec des quantités expulsées relativement faibles par rapport à la première.

**[Document SONATRACH]**

#### **III-2-4-3. Couvertures :**

Les couvertures des niveaux réservoirs de l'Ordovicien peuvent être assurées par la série argileuse de Silurien. La couverture du Dévonien Inférieur est assurée par les argiles de l'Emsien, du Dévonien moyen et supérieur. **[Document SONATRACH]**

#### **III-2-4-4. Aspect réservoir :**

- A. Dévonien Inférieur :** Dans cette partie du Bassin de Gourara, les niveaux gréseux du Dévonien Inférieur sont caractérisés par leur discontinuité et leur extension latérale limitée, essentiellement liée au mode de dépôt. Les qualités pétrophysiques de ces réservoirs peuvent être très variables. Ceci est dû à des phénomènes de diagenèse différentielle qui a pour conséquence la création de barrières de perméabilité. **[Document SONATRACH]**
- B. Ordovicien :** Le réservoir Ordovicien n'est pas traversé sur cette structure. D'après les puits réalisés dans cette région, il est composé par des grés fins, gris clairs compacts. **[Document SONATRACH]**



Tous les paramètres d'acquisition des lignes proposées au traitement sont représentés par les tableaux suivants :

<b>Paramètres de Sweep</b>	
Bande de fréquence	8-80 HZ
Longueur de Sweep	10 secs
Type de Sweep	Non linéaire
Peak force	75 %
Taper	250 msec

**Tableau III.1.** Paramètres de tir

<b>Paramètres Labo d'enregistrement</b>	
Entreprise	ENAGEO EGS160
Format	IEEE SEGD
Type de laboratoire	I/O-Sys II
Filtre Low-cut	Out
Pas d'échantillonnage	2 msec
Nombre des canaux	360
Longueur d'enregistrement	5 secs
Source d'énergie	I 60000 lbs
Couverture	180
Gap (ouverture)	None

**Tableau III.2.** Paramètres de laboratoire d'enregistrement

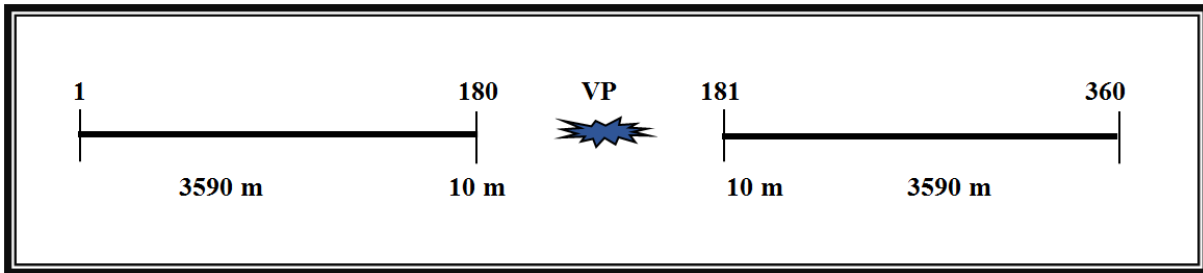


Figure III.2. Diagramme d'émission

Nappe d'émission	
Nombre de vibrateurs en ligne	4
Inter-vibro	12.5 m
Move-up	10 m
Nombre de sweep /VP	2
Longueur total	47.5 m
Inter-VP	20 m
Type de nappe	Centrée entre piquet

Tableau III.3. Paramètres d'émission

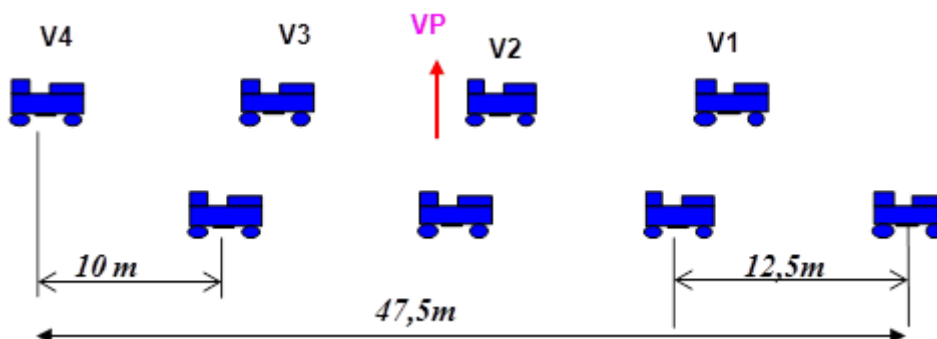


Figure III.3. Nappe d'émission

Nappe de réception	
Type de nappe	2 grappes avec 12 géophone dans chaque grappe
Position de nappe	Centré au piquet
Inter-trace	20 m
Inter-géophone	0.83 m
Longueur de la nappe	19.16 m

Tableau III.4. Paramètres de réception

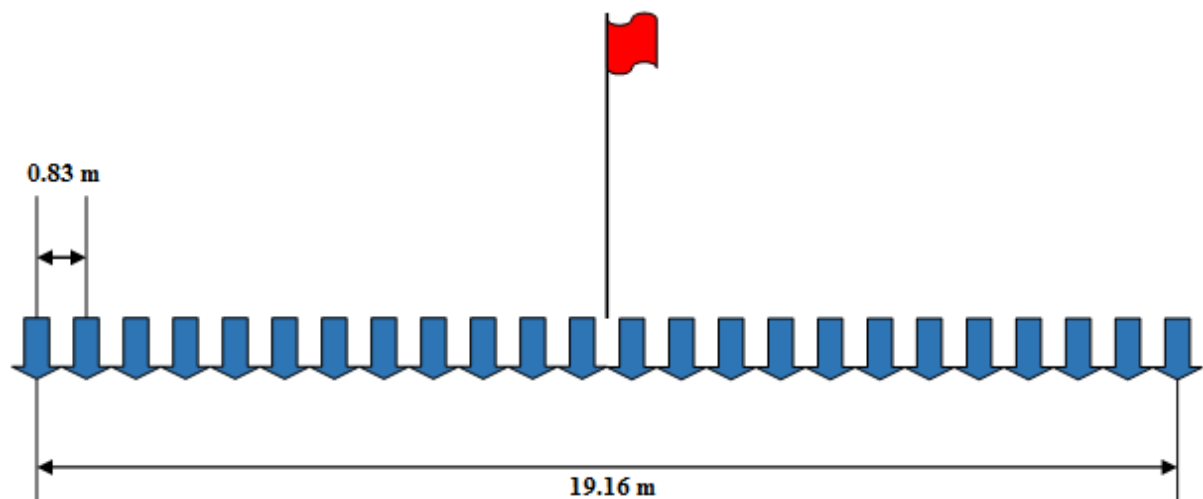


Figure III.4. Nappe de réception

### III-4. Les étapes de traitement :

Pour avoir une section sismique purement géologique, on doit appliquer et suivre un enchaînement des étapes des données sismiques sur cette dernière. La méthode, le nombre, et l'ordre des étapes sismiques dépend du géophysicien qui fait ça, de la qualité souhaitée par le client et de l'interprétation structurale ou stratigraphique.

### **III-4-1. Lecture des bandes terrain :**

Le centre de traitement reçoit les données sous forme des bandes magnétiques, alors pour qu'il puisse les lire sur la station de travail (Ordinateur sous le system UNIX), il le fait entrer dans un lecteur des bandes magnétiques puis le convertir en format interne du logiciel de traitement pour le stockage et la lecture des données.

### **III-4-2. Géométrie, Habillage des traces :**

C'est une étape primordiale dans le traitement des données, en effet la géométrie entrée dans des en-têtes de traces ou headers, sert à corriger et introduire les coordonnées mesurées par la station topographique, ainsi il rentre les valeurs (x, y, z) sous forme de tableau pour chaque émetteur et récepteur.

A partir des coordonnées topographiques on calcule les offsets, les coordonnées de CDP, les azimuts,...etc. Ensuite on contribue pour chaque trace ses informations.

### **III-4-3. Edition des traces, Despiking :**

Elle permet d'éliminer les enregistrements et les traces de mauvaise qualité exemple trace mortes, bruitées, et le changement de polarité des traces inversées.

Despiking consiste à éliminer les traces à très fortes amplitudes « Spike », elle utilise le principe du filtre médian.

### **III-4-4. Mise en collection CDP (Commun Depth Point) :**

La mise en collection de points miroirs consiste à réarranger les traces dans un ordre différent, de façon à regrouper toutes celles qui ont des points miroirs communs.

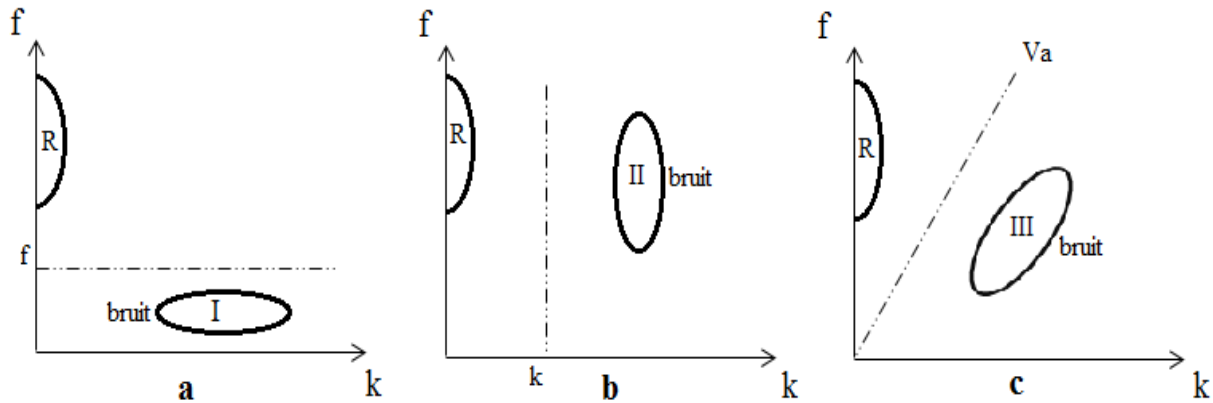
[M.LAVERGNE.1986]

### **III-4-5. Atténuation des bruits linéaires :**

On peut utiliser plusieurs types des filtrages pour éliminer les bruits linéaires comme le filtre (f-k), ( $\tau$ -p) afin d'améliorer le rapport signal sur bruits (S/B). Chacun est différent par son domaine, et sa gamme de fréquence par rapport aux autres.

✚ **Filtrage (f-k)** Les données sont représentées en domaine (t-x), en utilisant la transformée de Fourier pour les rendre en domaine (f-k), généralement les bruits organisés ont une vitesse apparente (200-3000 m/s). [A.BENHAMA.1993]

Voici un schéma qui explique le principe :



**Figure III.5.** Le principe du filtrage (f-k) [A.BENHAMA.1993]

On : (a) où les plages de fréquences des signaux réfléchis R et du bruit I sont distinctes, un filtre passe-haut de fréquence de coupure  $f_0$  suffit pour éliminer le bruit I. Toutes les fréquences inférieures à  $f_0$  peuvent être enlevées.

(b) les bruits II et les réflexions sont situés dans des plages dont certaines fréquences sont communes mais les plages en nombre d'ondes sont distinctes. Les nombres d'onde supérieurs à  $K_0$  peuvent être enlevés par application d'un filtrage spatial (Ce filtrage est obtenu sur terrain en choisissant une géométrie).

(c) dans ce cas on ne peut pas appliquer un filtrage en fréquence ou en nombre d'onde pour éliminer le bruit III sans toucher au signal. Pour ce cas, on doit conjuguer l'effet du filtrage en fréquence et du filtrage en nombre d'onde pour éliminer le bruit III. Ce filtrage appliqué au centre de traitement est appelé filtrage en éventail ou aussi filtrage en vitesse apparente. Son principe consiste à éliminer tous les événements dont la vitesse apparente est inférieure à  $V_a$  dans le domaine (f-k) par une remise à zéro.

### III-4-6. Récupération des amplitudes réelles :

Cette étape sert à compenser l'effet de la divergence sphérique et l'absorption. La divergence sphérique est le phénomène de décroissance de l'intensité d'une onde sismique en fonction de son éloignement R de la source, pour la récupérer :

- ✚ **Dans un milieu homogène :** Les propriétés physiques sont constantes, la vitesse ne varie pas latéralement :

$$A_D/A_0 = 1/V \cdot T \quad \dots\dots\dots \text{[III.1]}$$

Avec :  $A_D$  l'amplitude à une distance  $D$ .

$A_0$  l'amplitude du signal émis.

$T$  le temps de propagation.

$V$  la vitesse moyenne de la propagation.

- ✚ **Dans un milieu hétérogène :** Les propriétés physiques sont variables comme indique la formule ci-dessous :

$$A_D/A_0 = V_0/V_{RMS} \cdot T \quad \dots\dots\dots \text{[III.2]}$$

Avec :  $V_0$  la vitesse du premier milieu.

$V_{RMS}$  la vitesse quadratique moyenne au temps  $T$ .

Et aussi il y a la compensation de l'absorption, puisque l'absorption se produit une transformation irréversible d'une partie de l'énergie sismique en chaleur car les terrains traversés ne sont pas parfaitement élastiques. Toute onde sinusoïdale de fréquence donnée se propage dans un milieu absorbant subit une décroissance d'amplitude selon une loi exponentielle avec la distance exprimer par :

$$A = A_0 \cdot e^{-af(t)} \quad \dots\dots\dots \text{[III.3]}$$

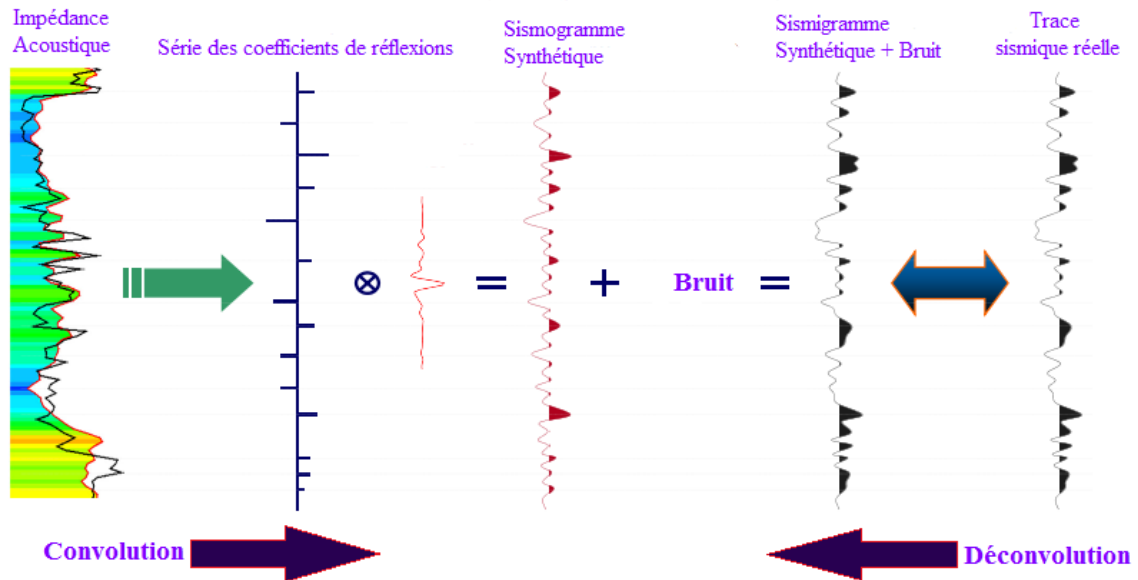
Avec :  $(A)$  l'amplitude de l'onde à la profondeur  $Z$ .

$(A_0)$  l'amplitude initiale à la source.

$(a)$  le coefficient d'absorption

### III-4-7. Déconvolution :

Elle est utilisée pour éliminer la distorsion qui a subi l'onde d'origine par plusieurs effets tels que les réverbérations, fantôme, la réponse de l'instrument afin de récupérer la série de réflectivité réelle, c'est un filtre inverse.

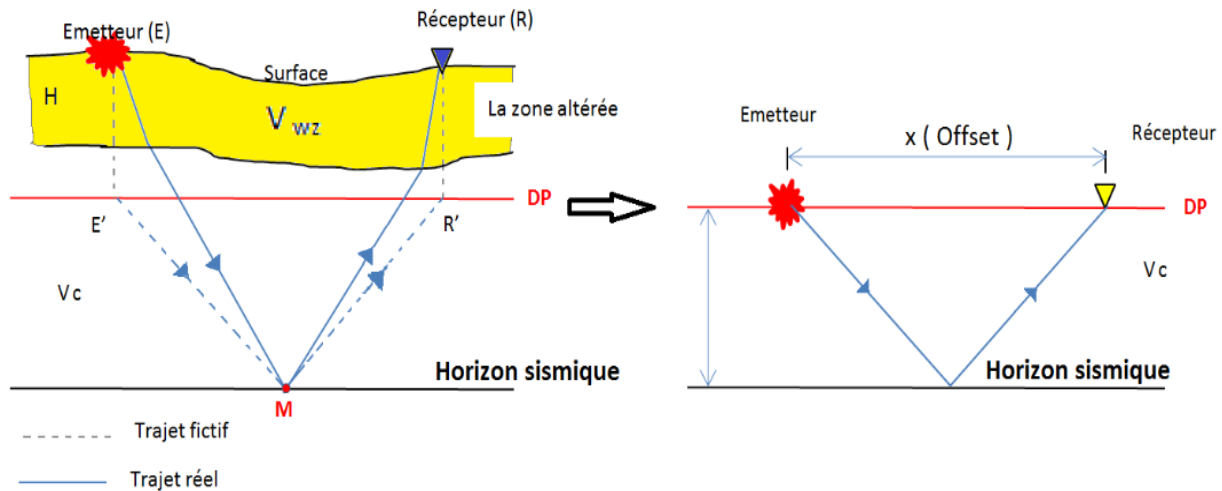


**Figure III.6.** Du coefficient de réflexion à la trace sismique réelle [E.FAGOT.2013]

Il existe plusieurs types de déconvolution, les plus utilisées sont : la déconvolution prédictive, déconvolution à surface consistant, déconvolution spiking.

#### III-4-8. Correction statique :

Cette étape a pour but de translater en bloc la trace sismique par rapport à un plan de référence (DP). Les trajets des rayons sismiques sont alors à corriger du point de vue altimétrique au niveau de la source d'émission (rayon descendant), au niveau des traces sismiques (rayon ascendant) mais également il faut annuler l'effet de la zone altérée (WZ). Ces disparités d'altimétrie additionnées à des modifications latérales de vitesse dans la zone altérée provoquent sur les enregistrements sismiques des retards sur les temps d'arrivée variables suivant les traces sismiques. [M.DJEDDI.2015]



**Figure III.7.** Principe des corrections statiques. Trajectoire de l'onde sismique réfléchie avant et après correction statique [M.DJEDDI.2015]

Le centre de traitement a besoin des données de carottage et aussi piquer les premières arrivées réfractées pour calculer la zone altérée.

#### III-4-9. Analyse de vitesse :

Juste après les corrections statiques, le premier passage des analyses de vitesse est effectué, puisque en appliquant les corrections statiques sur la section sismiques les vitesses changeront, alors il faut un passage d'analyse de vitesse (le thème de notre mémoire fin d'étude) pour la détermination des vitesses  $V_{RMS}$  en fonction du temps double et de l'abscisse le long du profil.

#### III-4-10. Corrections statiques résiduelles :

Une fois les corrections statiques effectuées, il reste souvent des anomalies « résiduelles » de temps de parcours à cause des variations très locales de vitesse sous les géophones et sous les sources. Ces anomalies, souvent faibles, quelques dizaines de millisecondes, doivent être corrigées si l'on veut obtenir des enregistrements homogènes et cohérents. [M.LAVERGNE.1986]

Ces corrections sont appelées « statiques résiduelles ». En rassemblant les traces sismiques qui proviennent d'un même point d'émission et de points de détection différents et en appliquant les corrections dynamiques, on observe des décalages des instants d'arrivée des réflexions, qui sont dus essentiellement à des anomalies de temps de parcours au voisinage de chaque géophone. [M.LAVERGNE.1986]

**III-4-11. Migration :**

Cette opération qui consiste à restituer les formes correctes des interfaces géologiques.

**III-4-12. Correction dynamique NMO (Normal Move Out) :**

Correction pour enlever l'effet d'obliquité, et elle annule la distance source-géophone.

**III-4-13. Mute :**

Elimination des parties de traces ayant un mauvais rapport signal sur bruit (onde aérienne, grand-roll,...), et l'effet de NMO stretch.

**III-4-14. Addition horizontale (Stack) :**

Cette étape consiste à additionner l'ensemble de traces appartenant à un même point miroir (CDP). Elle permet d'améliorer le rapport signal sur bruit (S/B).

Les séquences de traitement sont résumées ci-dessous :

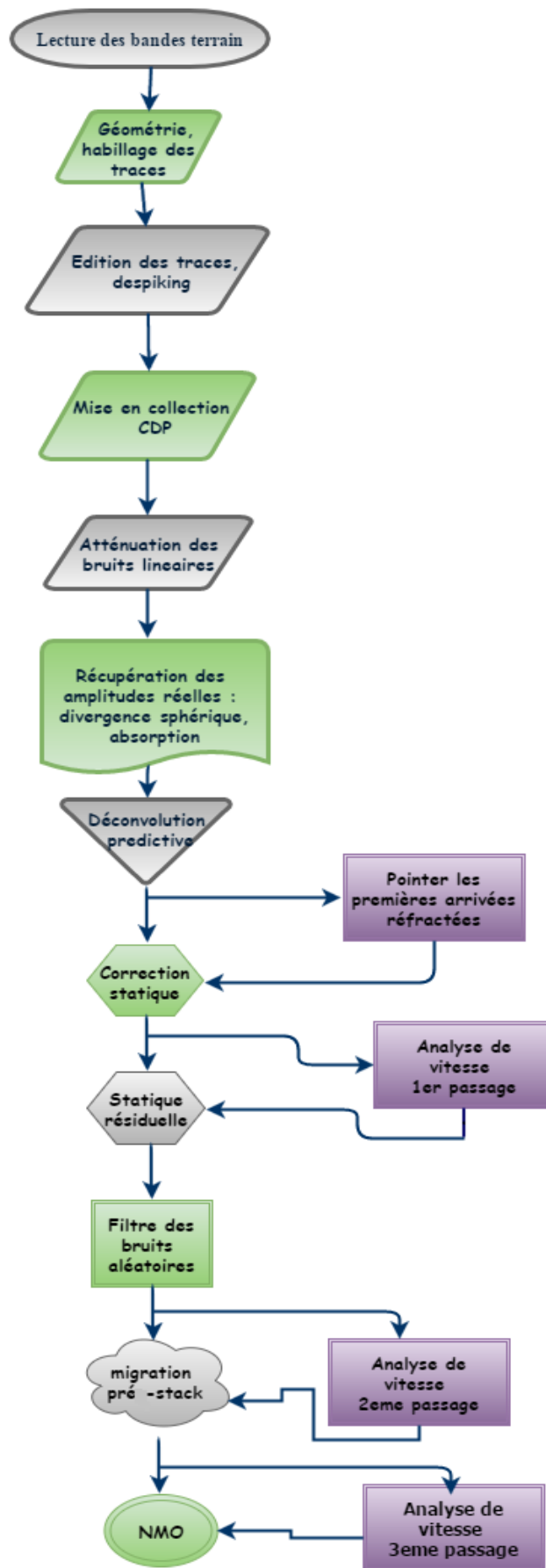
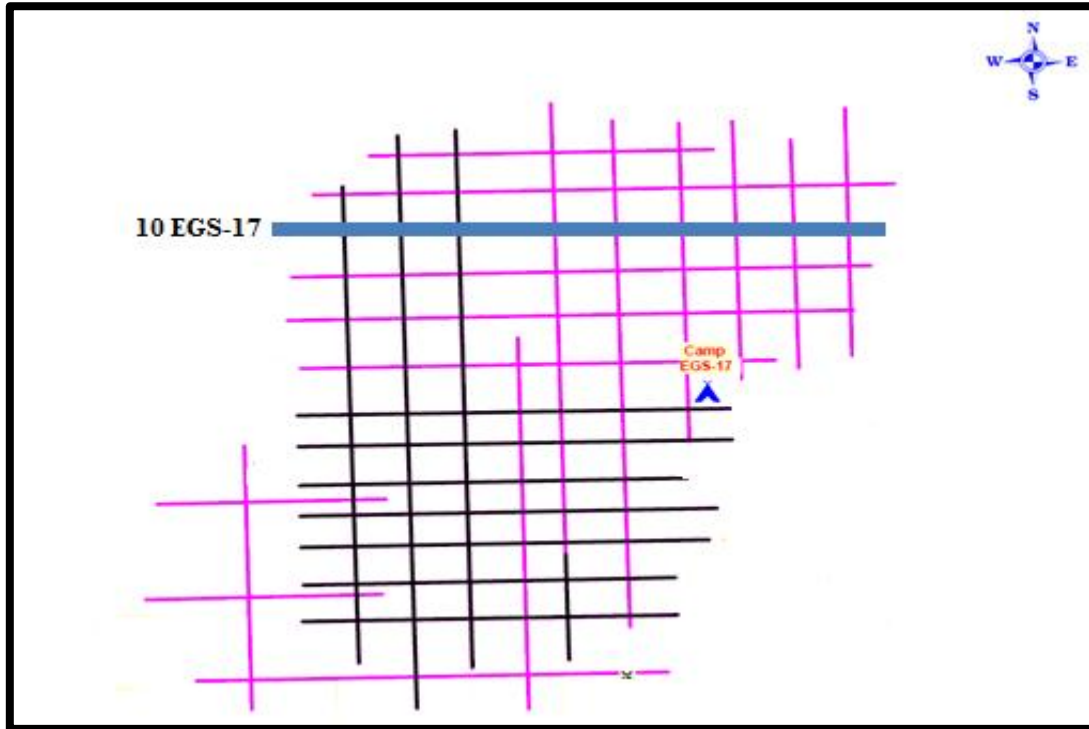


Figure III.8. Organigramme d'une séquence de traitement sismique

### III-5. Application aux données réelles :

Le plan de position de notre étude EGS-17 est montré dans « **Figure III.9** », le profil que nous avons traité et analysé est le profil 10 EGS-17 tracé en bleu.



**Figure III.9.** *Distributions des profils sismiques (plan de position)*

#### III-5-1. Software de traitement « GEOVATION » :

C'est un logiciel utilisé dans le centre de traitement des données sismiques, et est une nouvelle version du logiciel interactif « GEOVECTEUR » des données sismique 2D et 3D. Il fonctionne sous le système d'exploitation UNIX. La « **Figure III.10** » illustre l'interface du logiciel utilisé.

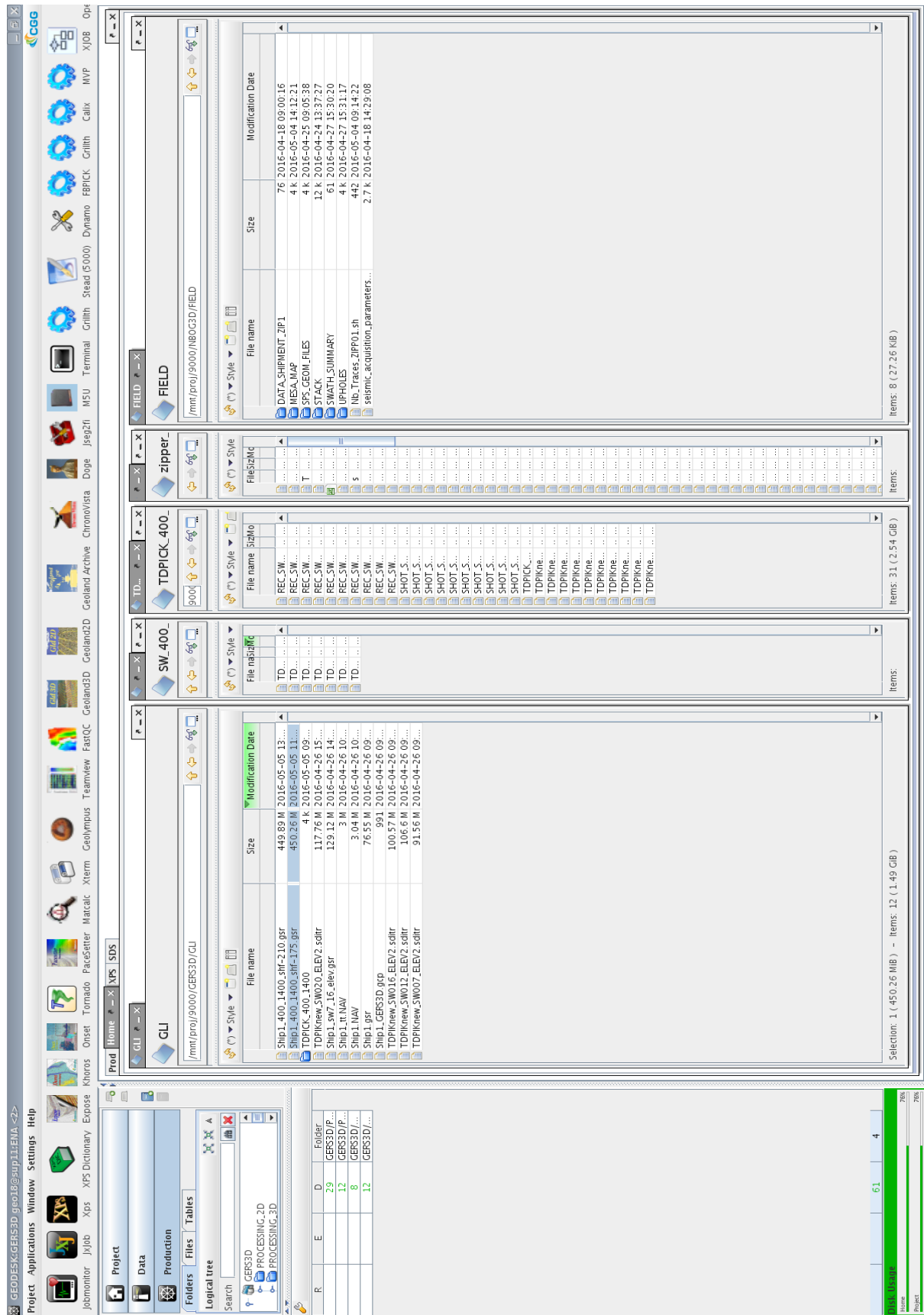
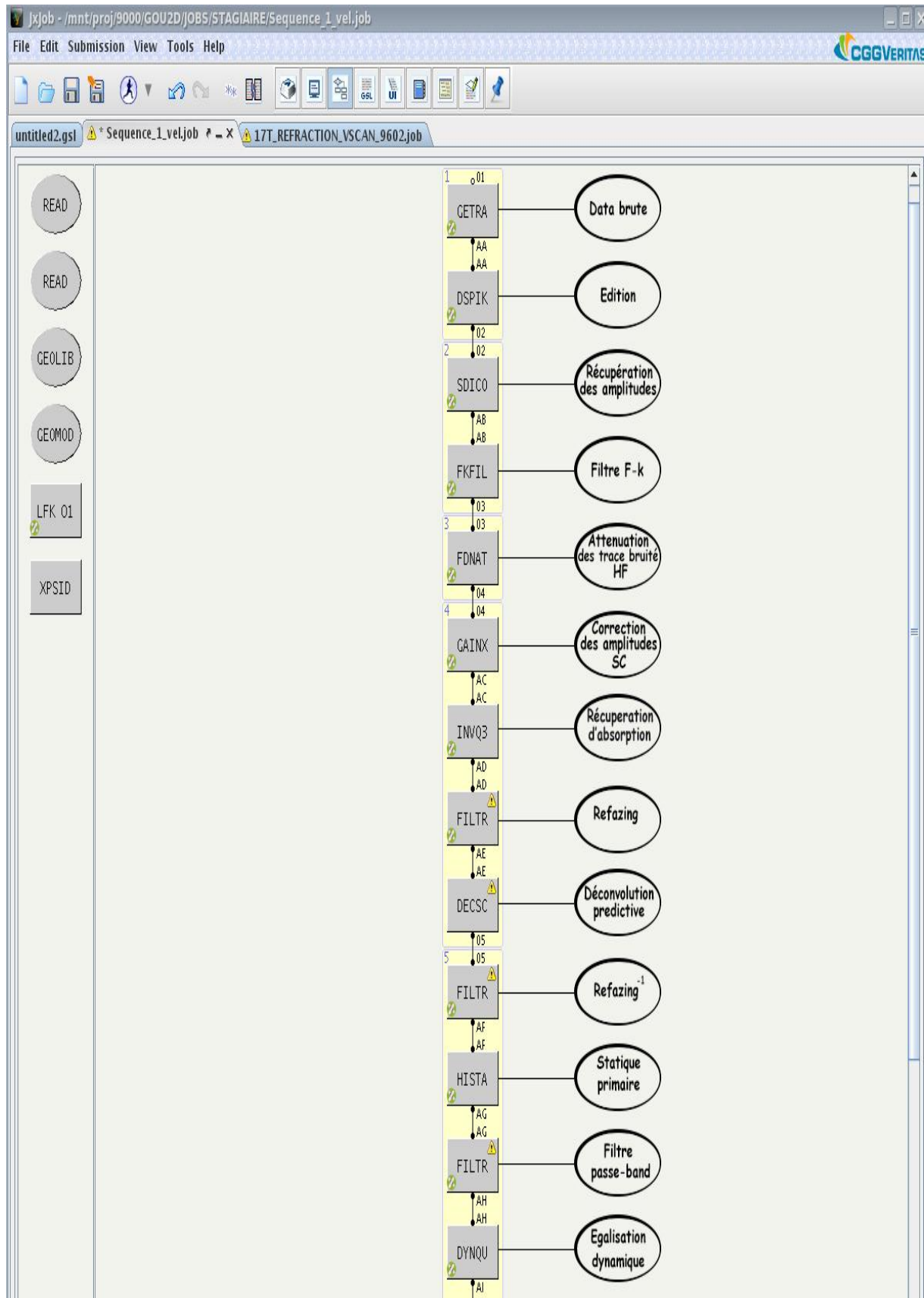


Figure III.10. Interface du logiciel de traitement GEOVATION

**III-5-2. Les jobs préparées pour la chaîne de traitement :**

Pour cette étude on a fait un enchaînement des étapes de traitement, que l'on appelle « les jobs ». Le job utilisé pour la description des différentes séquences de traitement est présenté comme suit « **Figure III.11, Figure III.12, Figure III.13, Figure III.14** » :



**Figure III.11.** Les jobs illustrent la séquence de traitement des données brutes jusqu'à L'égalisation dynamique (premier passage d'analyse de vitesse)

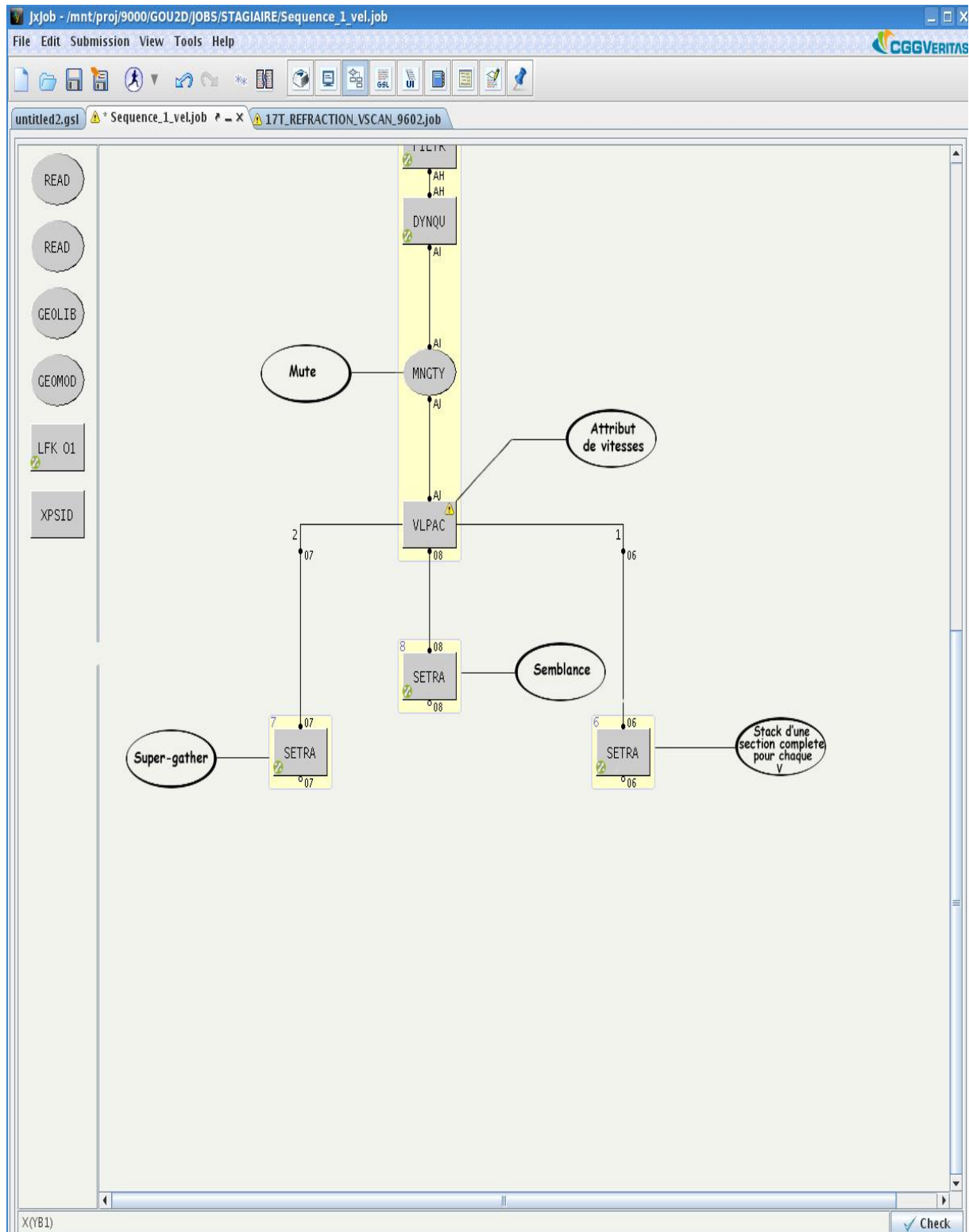


Figure III.12. La suite des jobs illustre la séquence de traitement (premier passage d'analyse de vitesse).

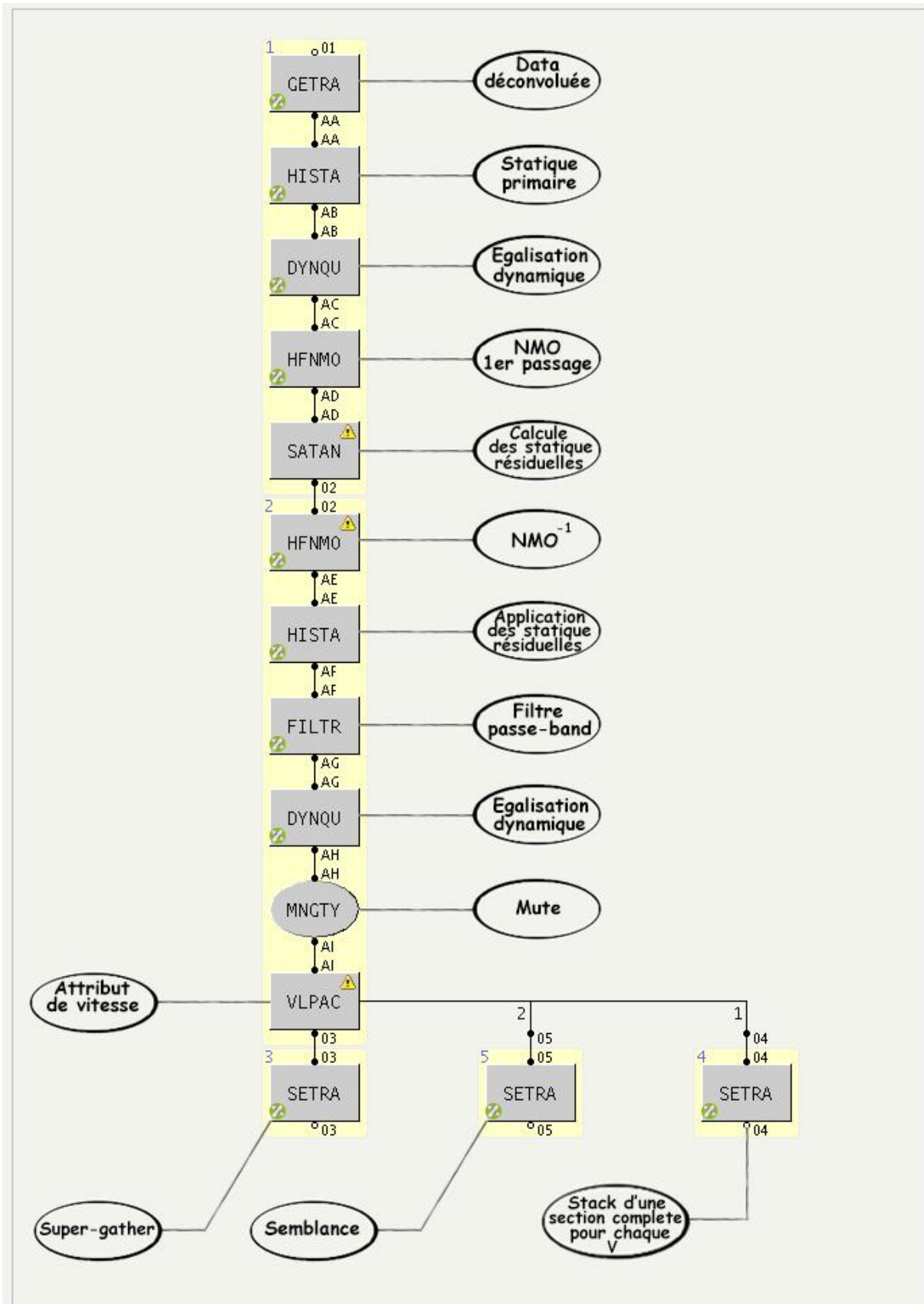
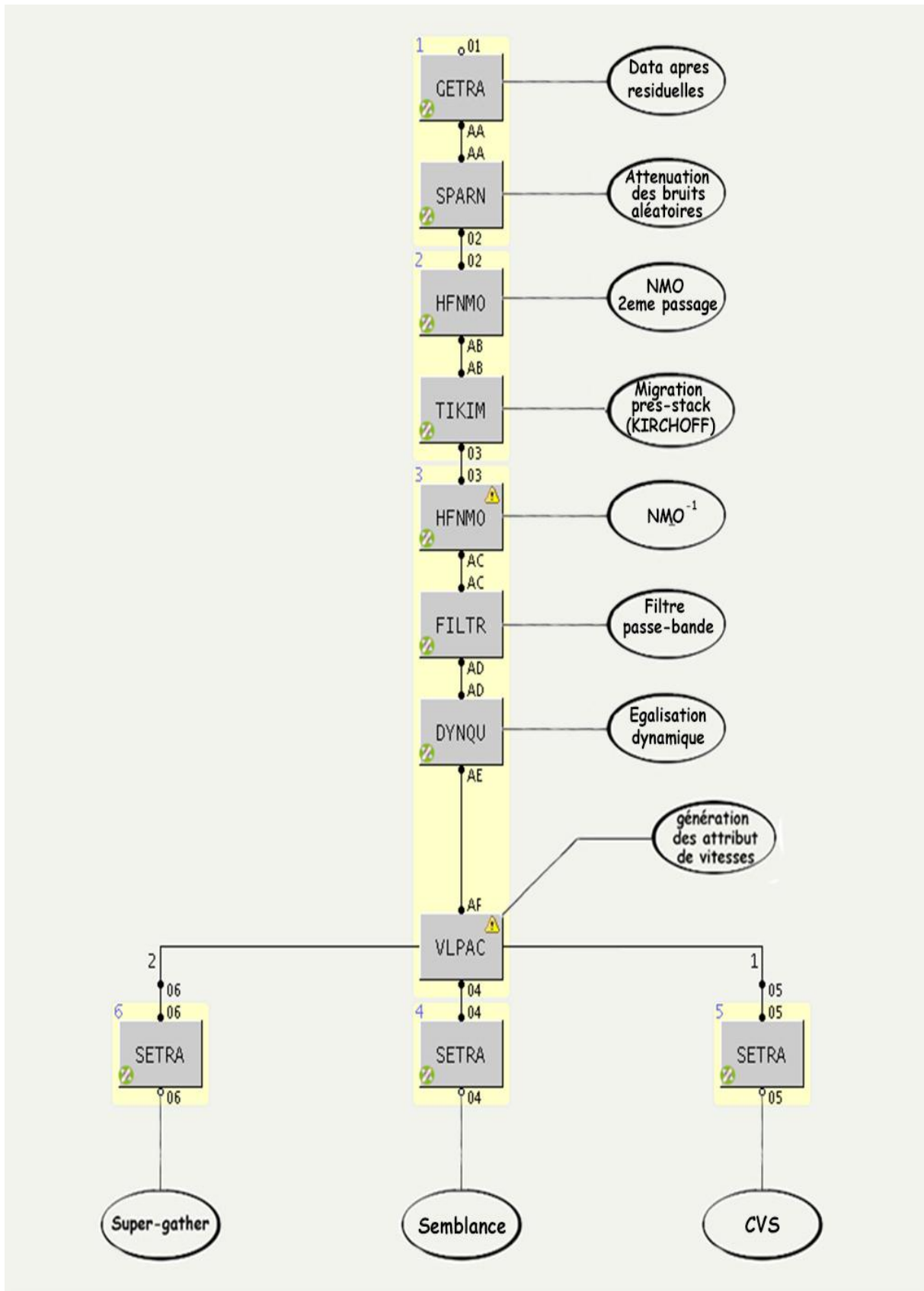


Figure III.13. Les jobs illustrent la séquence de traitement de 2<sup>ème</sup> passage d'analyse de vitesse.



**Figure III.14.** Les jobs illustrent la séquence de traitement de 3<sup>eme</sup> passage d'analyse de vitesse avec la migration et correction dynamique.

### III-5-3. Les étapes de l'analyse de vitesses :

Le centre de traitement reçoit les données sismiques sous forme point de tirs bruts (Raw Shot) « Figure III.15 »

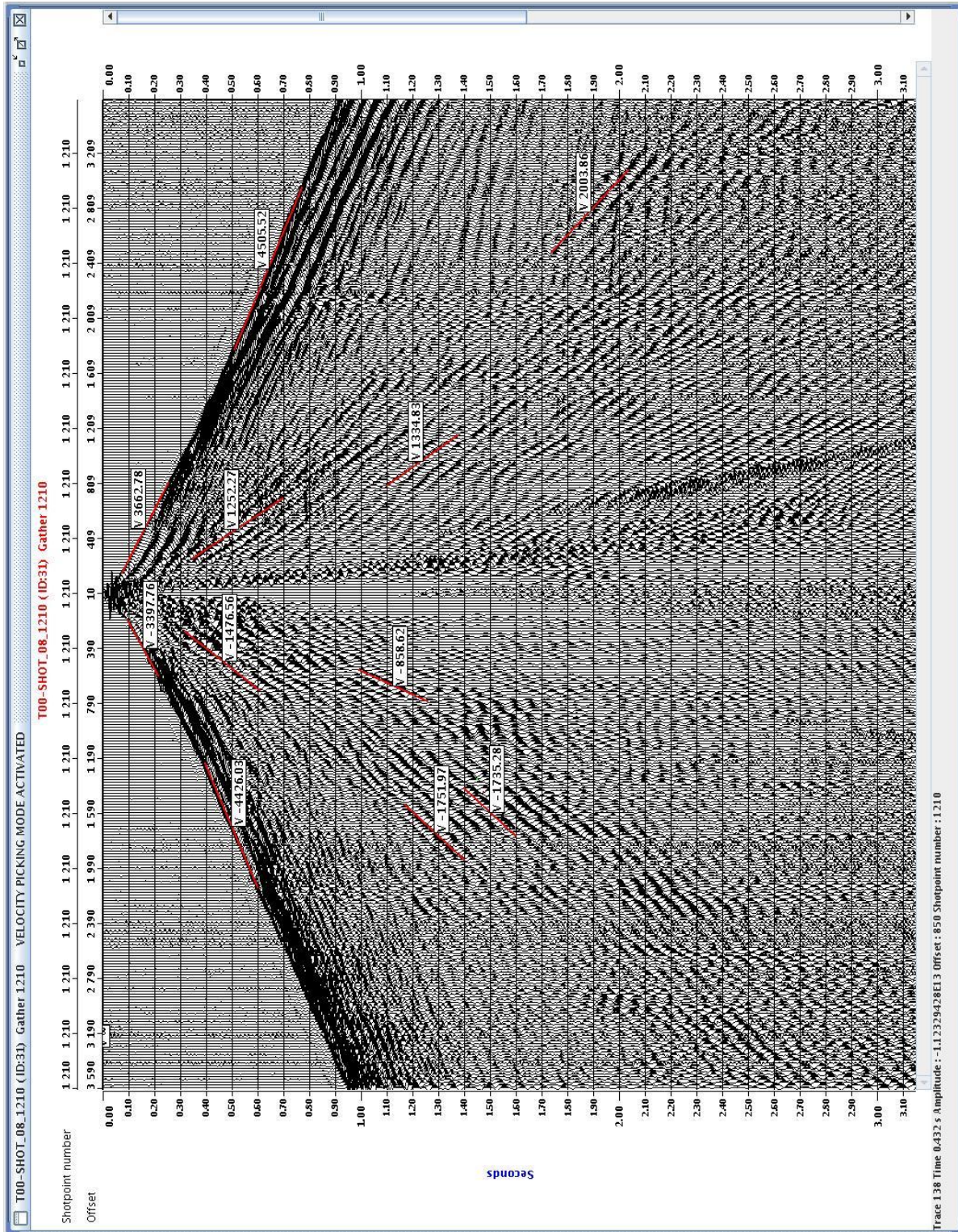
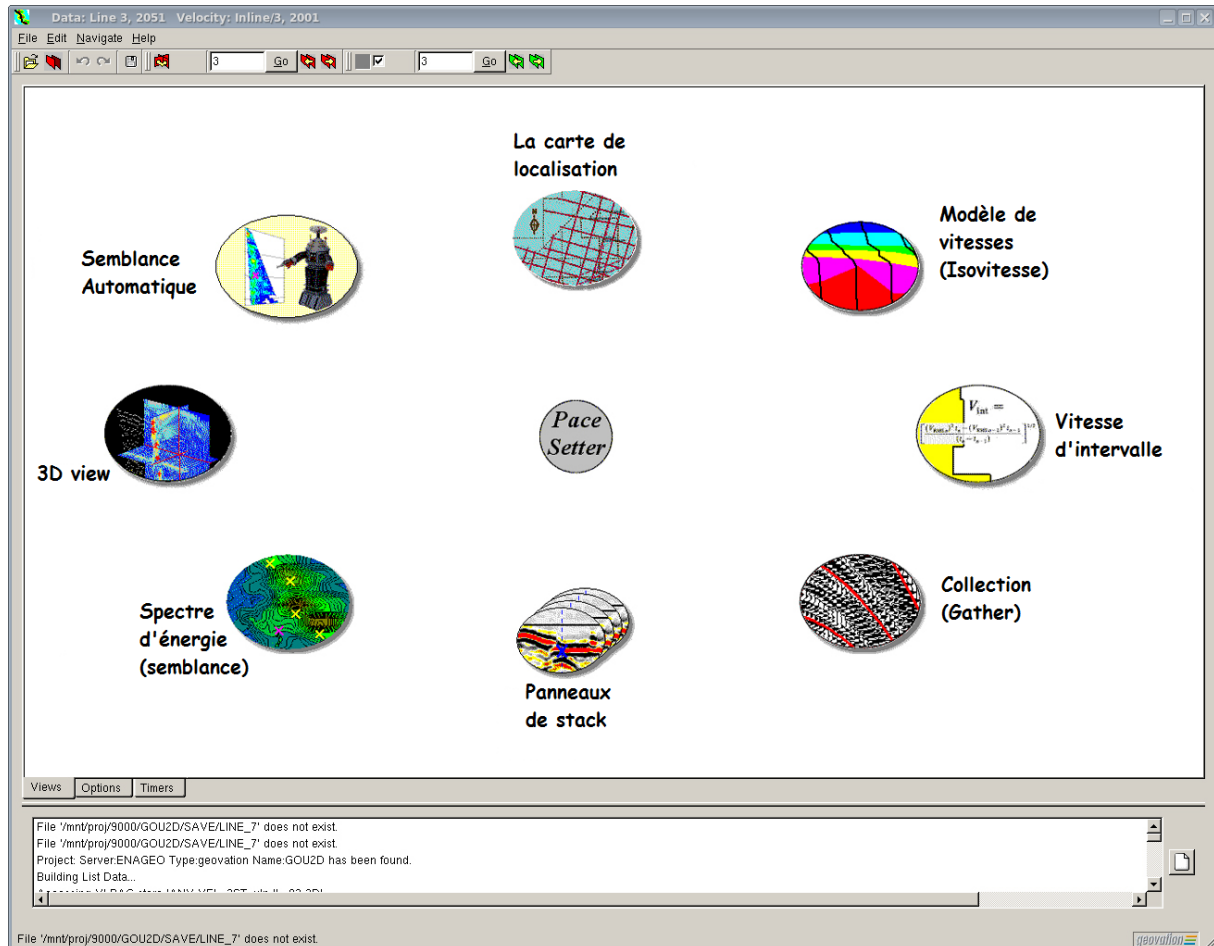


Figure III.15. Exemple d'un point de tir brut

Dans cette séquence de traitement, on a fait trois passages d'analyse de vitesses, et chaque passage on le fait par une méthode différente de l'autre. En utilisant l'application de « GEOVATION » qui s'appelle « PACESTER », la « **Figure III.16** » schématise son interface :



**Figure III.16.** Interface de l'application « Pace Setter ».

### III-5-3-1. Analyse de vitesses à vitesse constantes (1<sup>ier</sup> passage d'analyse de vitesses) :

Cette méthode d'analyse de vitesses se fait à l'aide de l'application **VSCAN** au lieu de l'application **PACE SETTER**, dont le principe est d'additionner (Stacker) toute la section avec une même vitesse, alors on doit introduire le pas de vitesse et l'intervalle de changement de vitesse.

Dans notre cas l'intervalle est [2000-5000 m/s] avec un pas 100 m/s, et un pas de 100 CDP, ça veut dire on pointe chaque 1000m. Et on fait un balayage des vitesses, l'application MVP sert à visualiser les sections stackées chacune avec une vitesse, l'une après l'autre. Après on pique (pointe) l'horizon qui apparaît bien avec une vitesse constante.

**Remarque :** Ce passage on le fait directement après les corrections statiques pour avoir une loi de vitesse générale, puisque en faisant les CS, les vitesses ont été changées. Le pas de vitesse est donné par le client selon la précision voulu.

Les figures suivantes illustrent le travail fait dans cette étape, pour montrer comment faire le pointage des horizons avec la vitesse correspondante, on a choisi quelques horizons. Avec une vitesse 2800 m/s l'apparition d'une partie de l'horizon à 400 ms, mais pas sur le long du profil juste la partie droite, cela implique deux chose soit ce n'est pas encore la vraie vitesse ou il y a un changement latérale de vitesse voir « **Figure III.17** ».

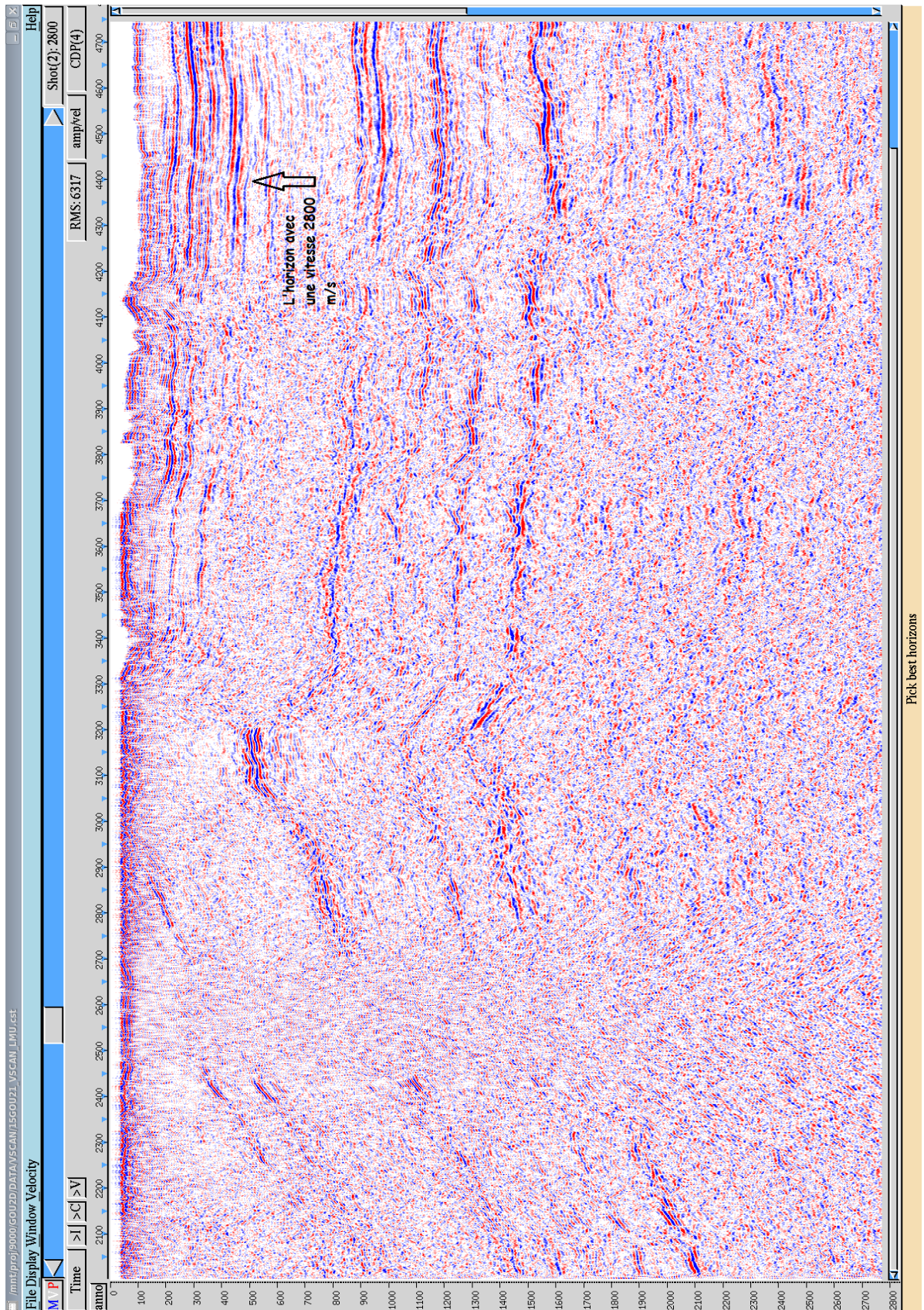
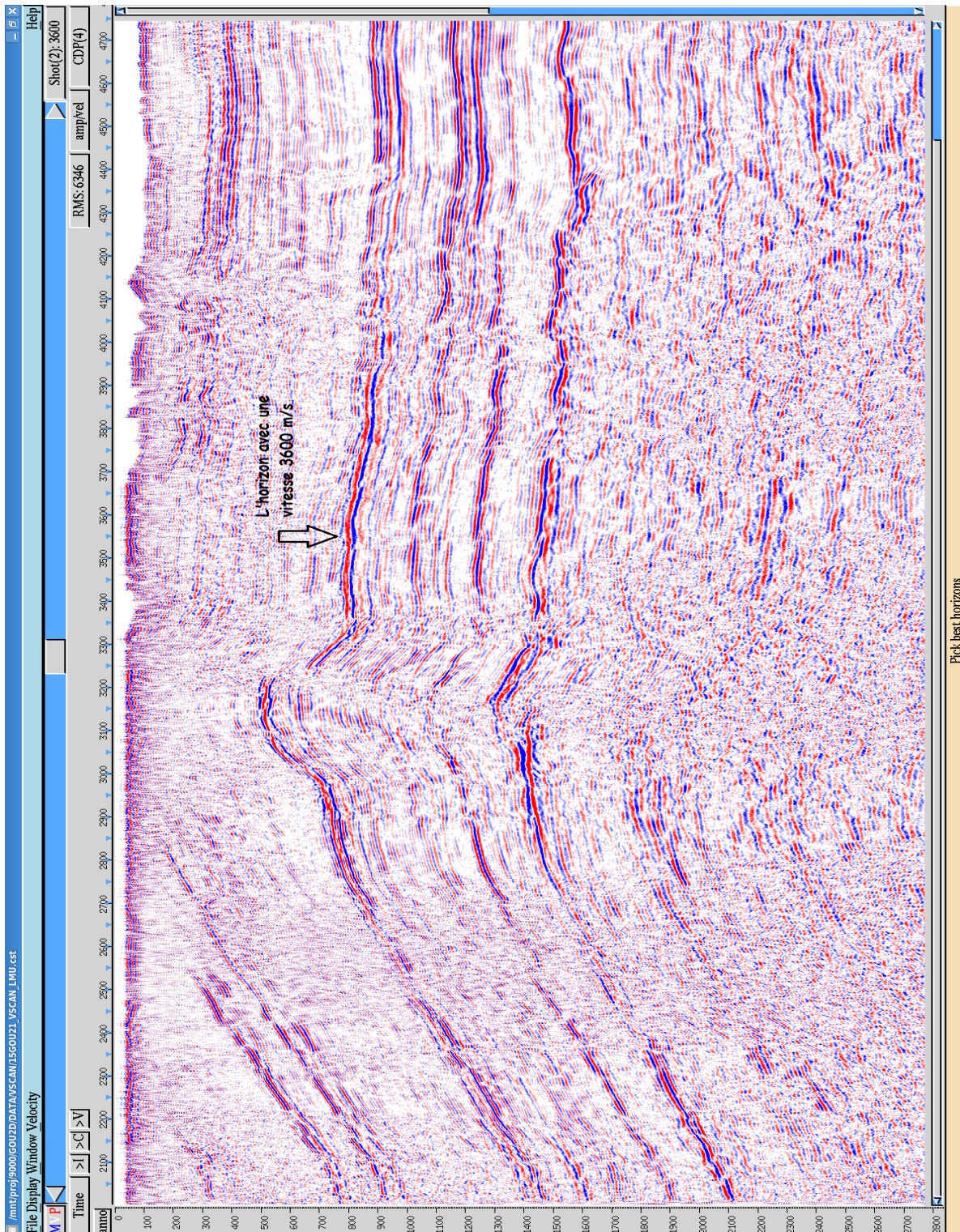


Figure III.17. Pointé de l'horizon avec une vitesse de 2800 m/s à 400 ms (1<sup>ier</sup> passage analyse de vitesse CVS).

Avec une vitesse de 3600 m/s à [700 ms -1400 ms], on a l'apparition d'un autre horizon juste au-dessous du premier horizon, mais cette fois ci, il est visible sur le long du profil. Voir « **Figure III.18** ».



**Figure III.18.** Pointé l'horizon avec une vitesse de 3600 m/s à [700-1400] ms (*1<sup>er</sup>* passage analyse de vitesse CVS).

On continue à faire un balayage des vitesses jusqu'à ce quand on arrive à la vitesse de 4800 m/s, on voit que aucun nouveau horizon n'apparait, à part l'horizon à [1500 m/s -2100 m/s], où il est stacké avec une vitesse inférieure à 4800 m/s.

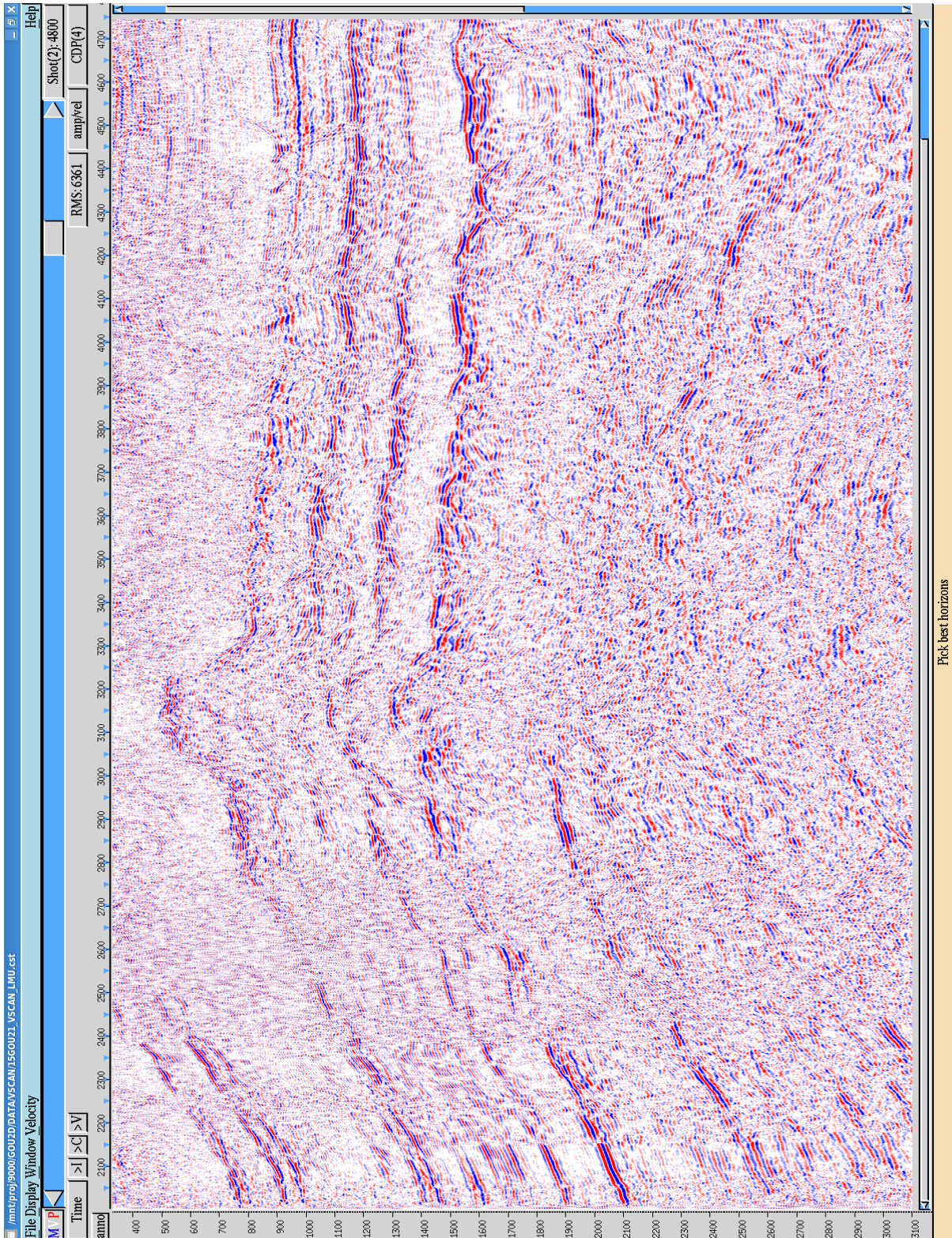
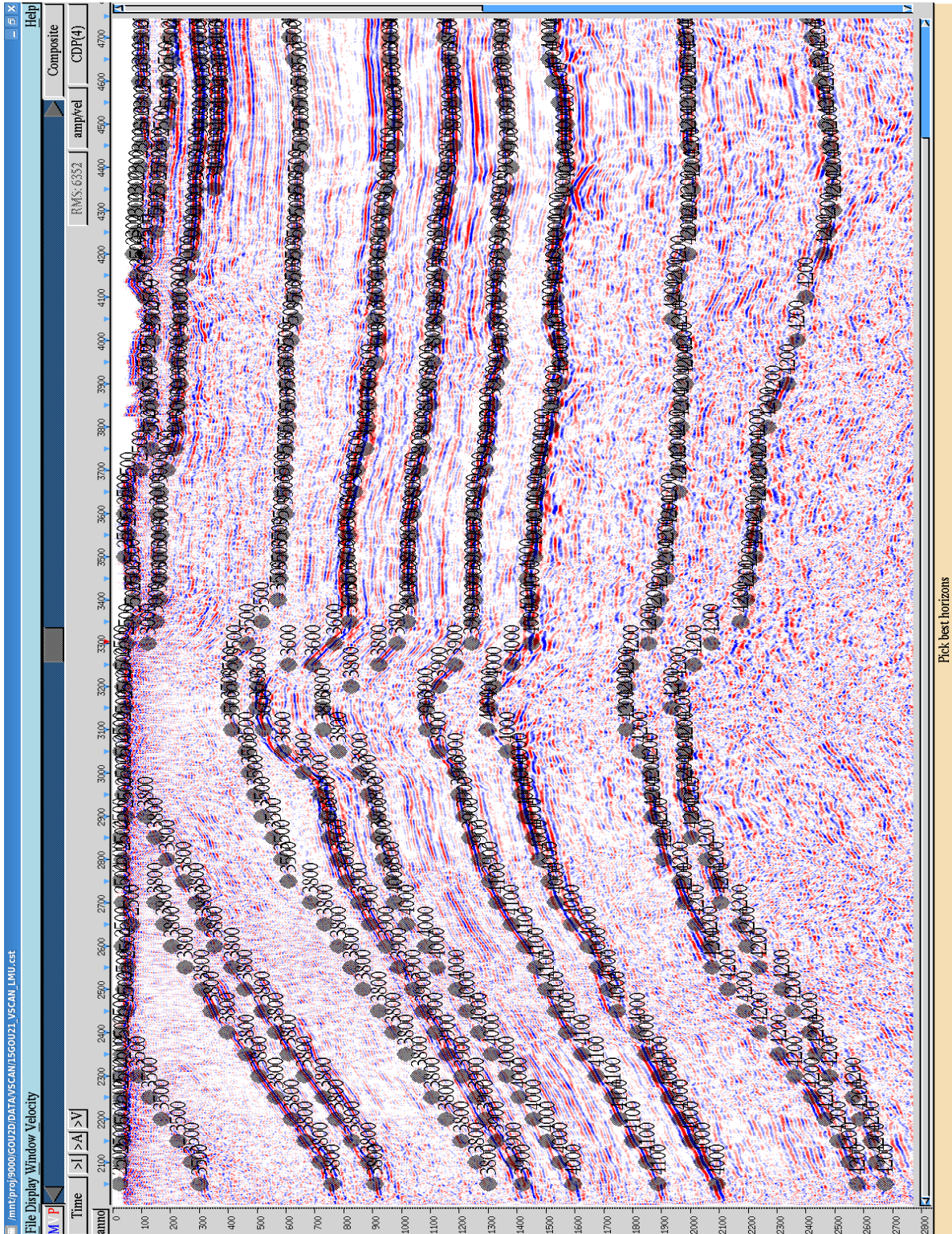


Figure III.19. Stack avec une vitesse de 4800 m/s ( $1^{ier}$  passage analyse de vitesse CVS).

Après avoir pointé tous les horizons « **Figure III.20** », on obtient un stack avec le premier passage d'analyse de vitesses « **Figure III.21** », avec une nouvelle loi de vitesses qui sera utilisée dans les corrections des statiques résiduelles.



**Figure III.20.** Pointé des horizons à l'aide du module VSCAN (1<sup>er</sup> passage analyse de vitesse CVS).

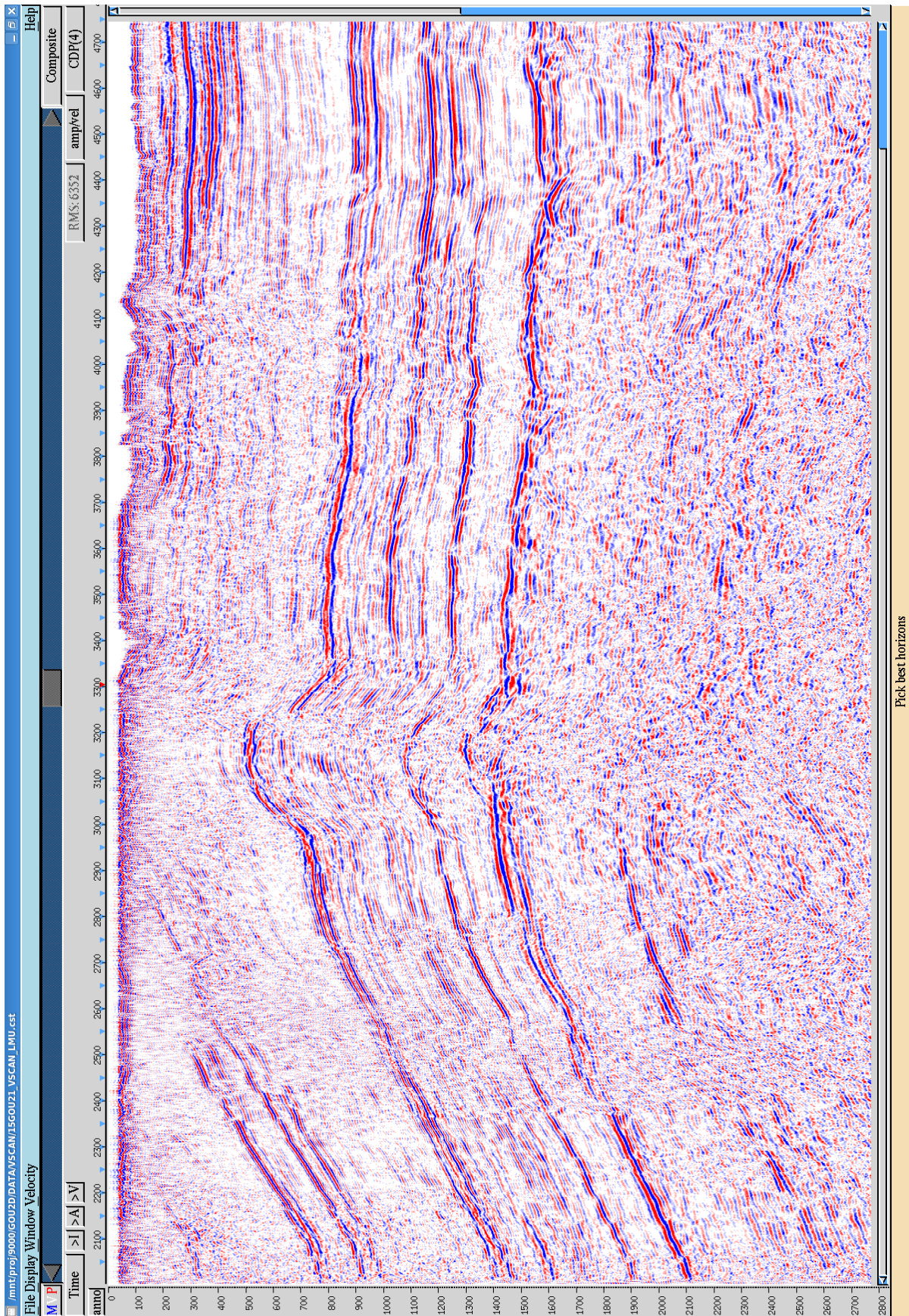
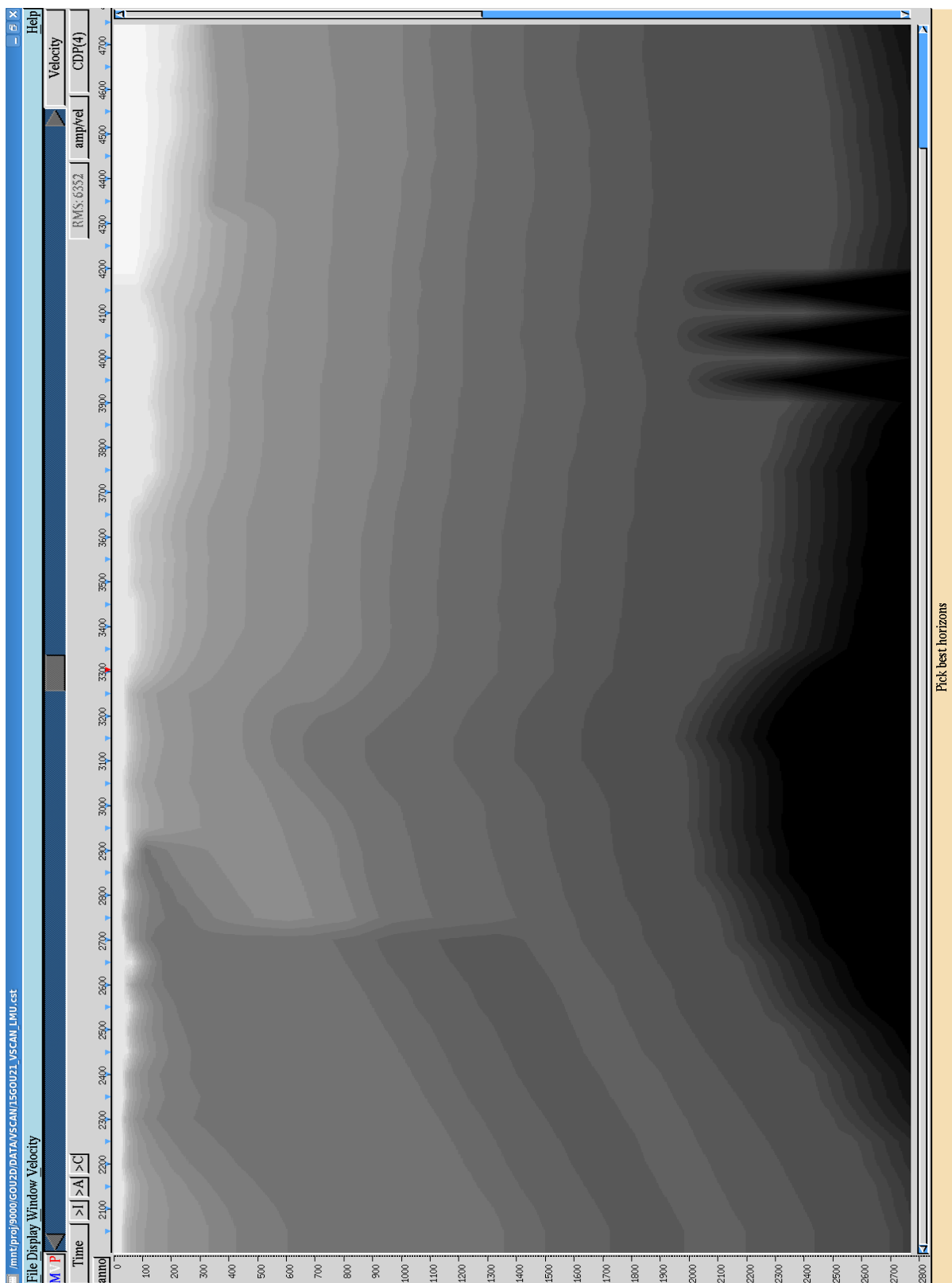


Figure III.21. Stack final VSCAN ( $1^{ier}$  passage analyse de vitesse CVS).

La nouvelle loi obtenue lors de cette étape est tracée sur la « **Figure III.22** », pour connaître la distribution de la vitesse.



**Figure III.22.** Champs des vitesses « Iso vitesses » (1<sup>er</sup> passage analyse de vitesse CVS).

**III-5-3-2. Analyse de vitesses par la méthode spectre d'énergie « semblance » :**

Dans cette méthode, on l'utilise pour faire le deuxième et le troisième passage à l'aide du module « **semblance** » dans l'application **PACE SETTER**. Cette méthode a deux variantes, l'une s'appelle spectre d'énergie à vitesse constante et l'autre à vitesse variable.

**III-5-3-2-1 Spectre d'énergie à vitesse constante « semblance » (2<sup>ème</sup> passage) :**

Le principe de cette méthode est de faire des mini-stacks, dont chaque panneau a une vitesse constante, d'où la vitesse ne change pas verticalement. On choisit l'horizon qui va apparaître avec la vitesse correspondante pour le pointer, on fait ça au même temps, il y a le spectre d'énergie qui trace l'allure de la loi de vitesse à chaque fois qu'on pointe, avec une représentation de l'énergie maximale et minimale à chaque point.

Dans ce deuxième passage le pas utilisé est de 50 CDP, ça veut dire on pointe chaque 500 m, ça dépend du client pour avoir plus de précision que le premier passage.

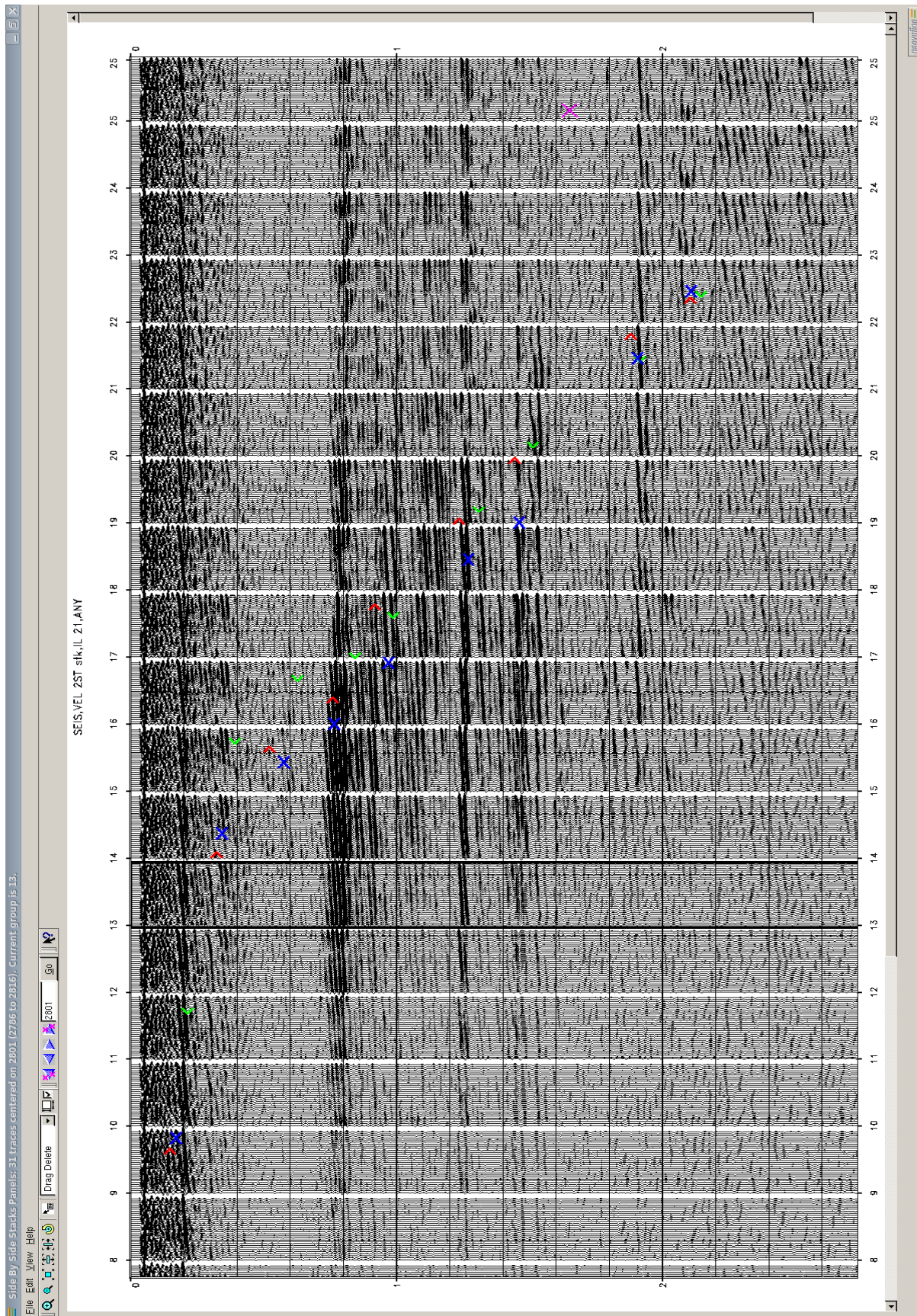
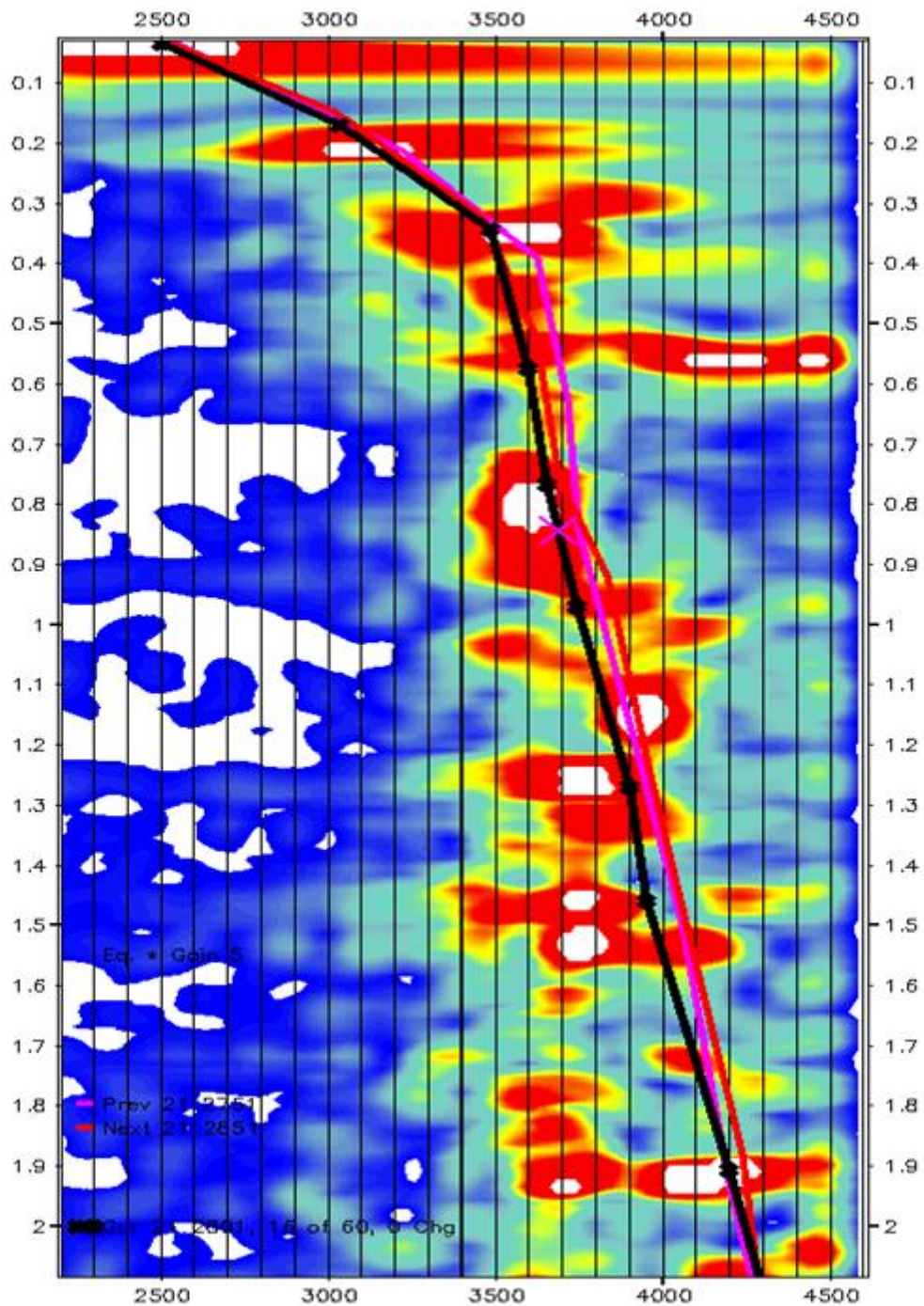


Figure III.23. Pointé des horizons sur les mini-stacks ( $2^{\text{eme}}$  passage analyse de vitesse « Semblance »).

Les points en bleu représentent la loi de vitesse actuelle, en rouge précédente, et en vert la suivante.



**Figure III.24.** Spectre d'énergie à vitesse constante (2<sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).

Le graphe en rose représente la loi de vitesse précédente, en noir actuelle, et en rouge la suivante.

Dans la « **Figure III.24** », on voit comment la loi de vitesse suit l'allure de l'énergie maximale, et aussi la loi à une forme en cloche, c'est la forme normale puisque la vitesse augmente avec la profondeur.

La figure « **Figure III.25** », correspondant au stack final des canaux de deuxième passage d'analyse de vitesse. On remarque qu'il y a une amélioration de la loi de vitesse qui reflète un résultat du stack mieux que le premier.

Pour avoir une idée sur la variation de la vitesse le long de notre profil « **Figure III.26** », aussi on a la vitesse  $V_{\text{rms}}$  et la vitesse  $V_i$  « **Figure III.27** ».

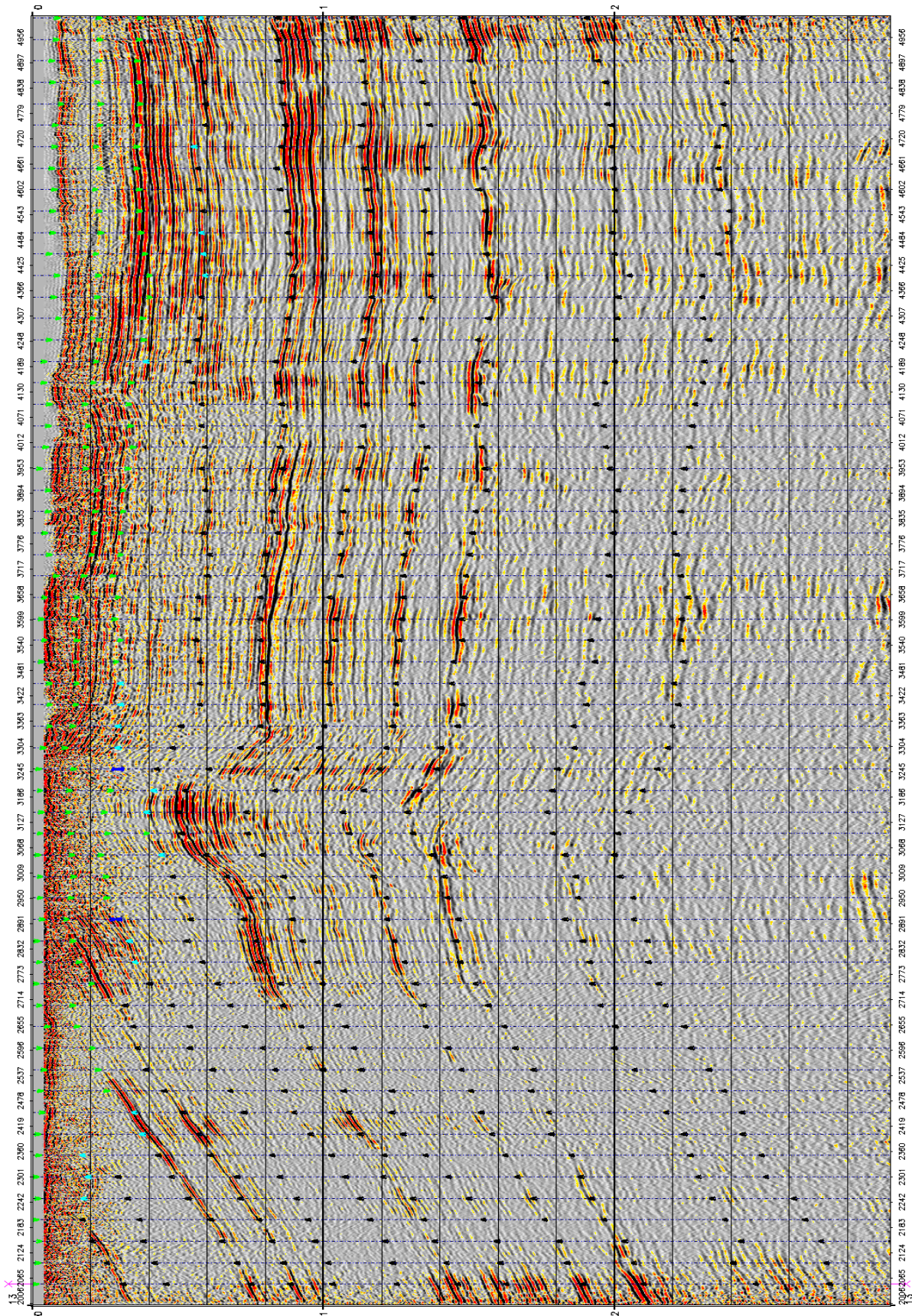


Figure III.25. Stack final des panneaux (2<sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).

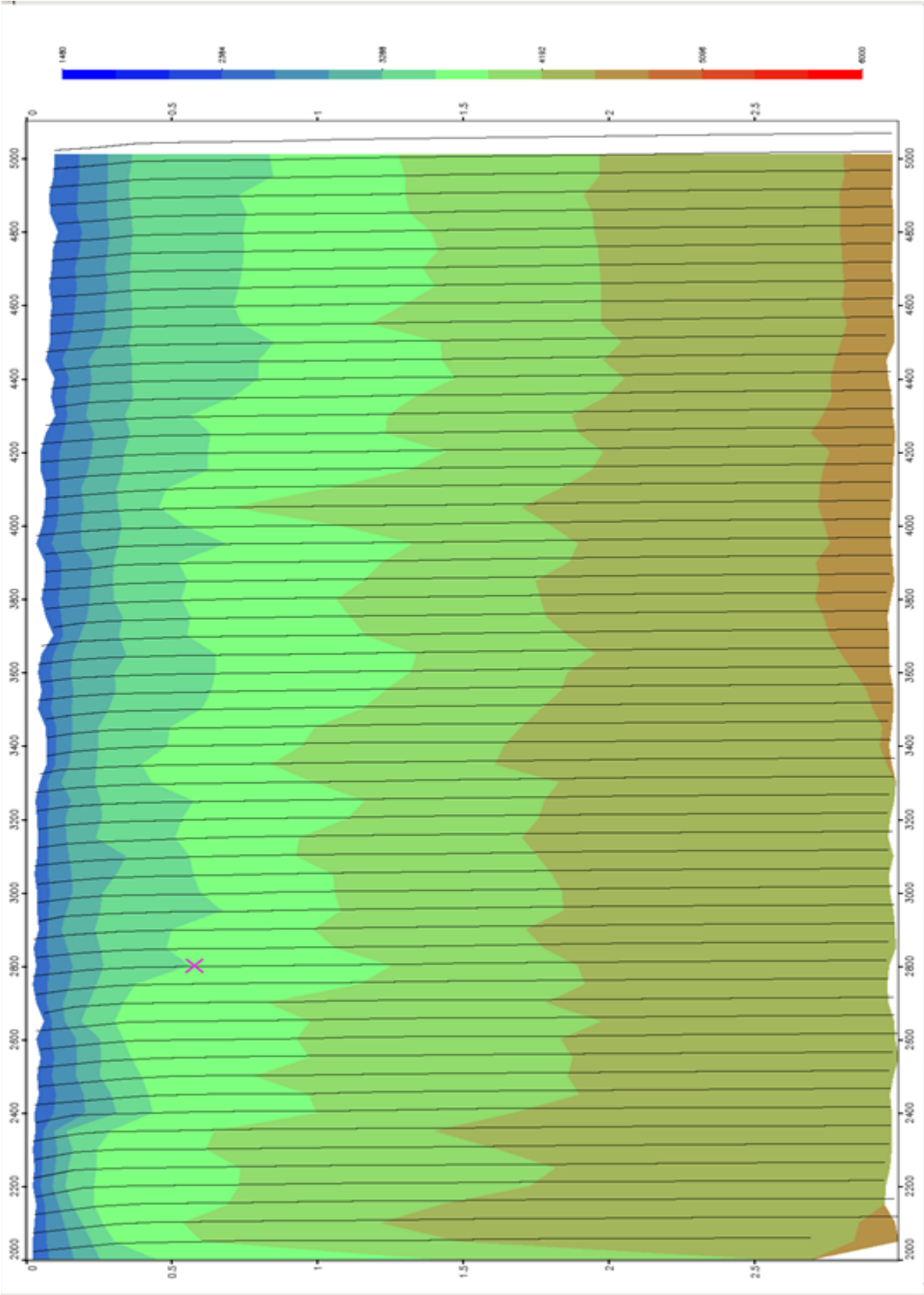
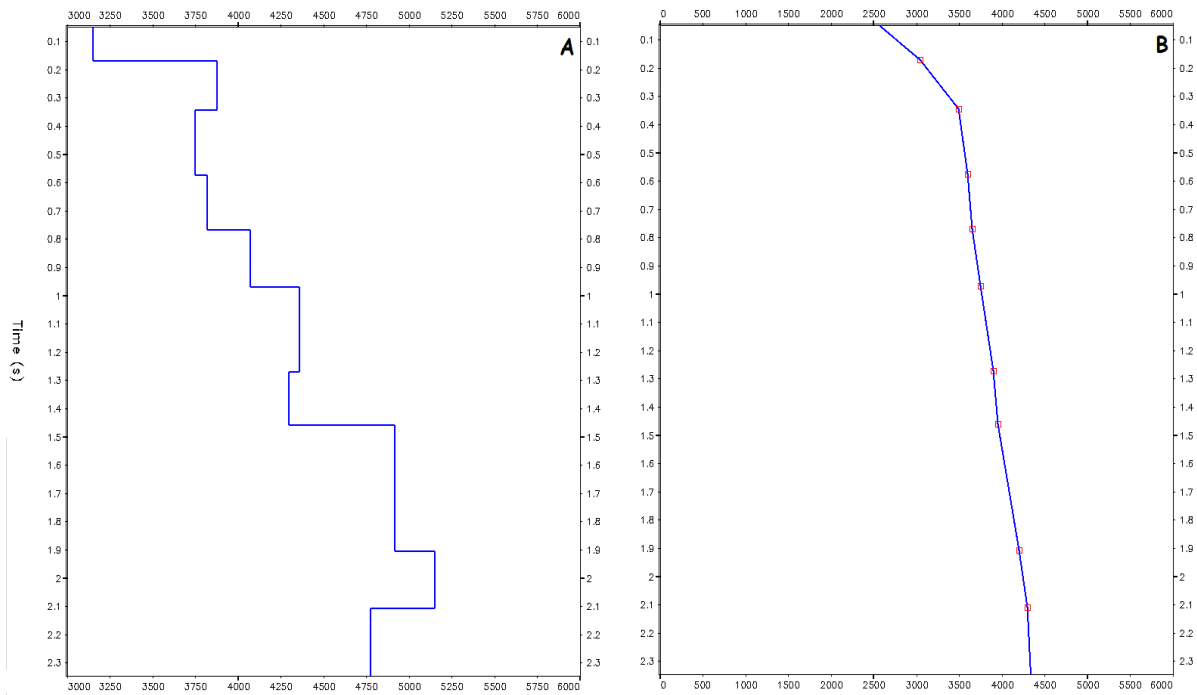


Figure III.26. Champs des vitesses (2<sup>eme</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).



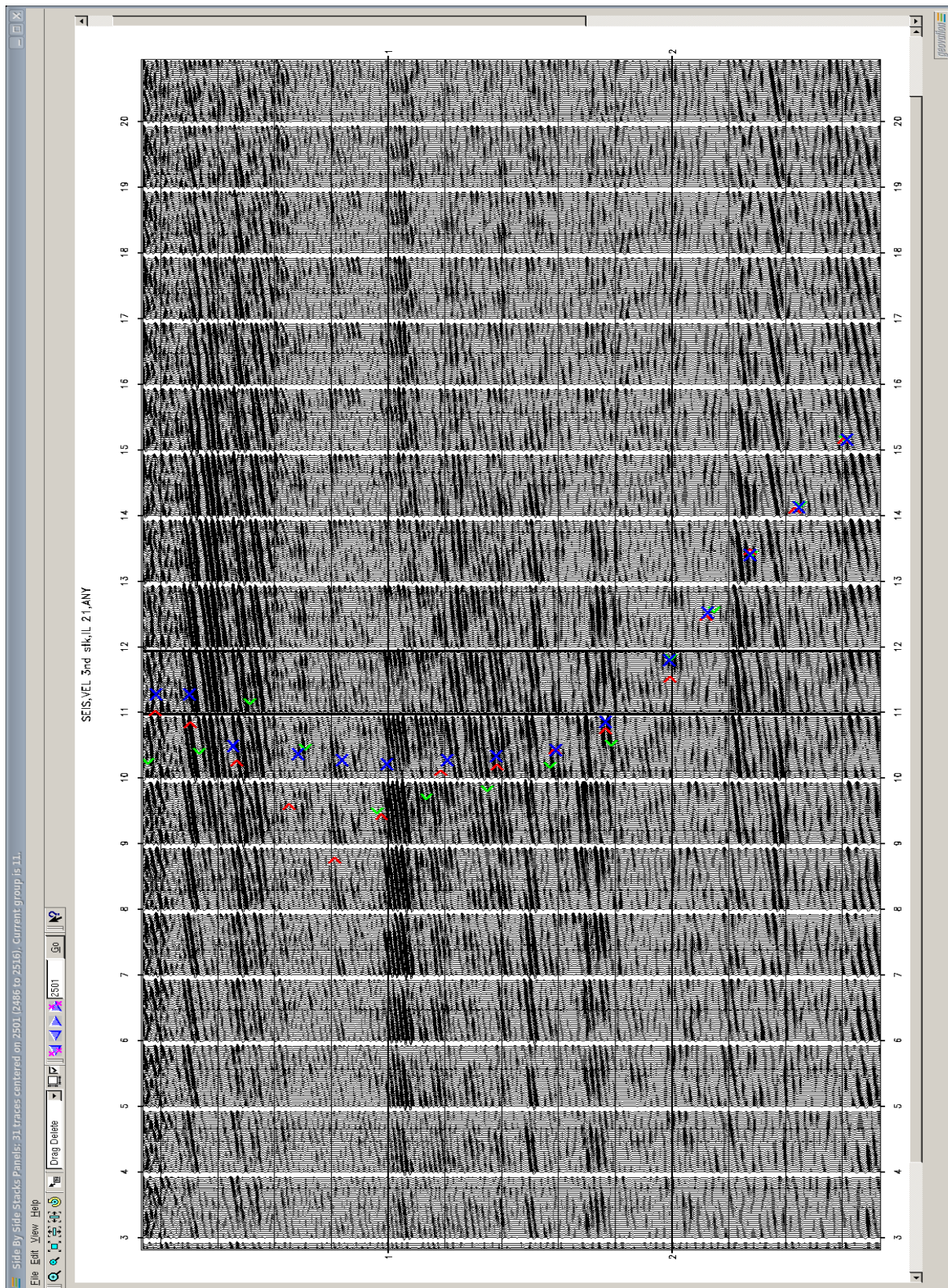
**Figure III.27.** *L'allure des différentes vitesses (2<sup>ème</sup> passage analyse de vitesse «Semblance»). A : vitesse d'intervalle, B : vitesse quadratique moyenne.*

### III-5-3-2-2 Spectre d'énergie à vitesse variable « semblance » (3<sup>ème</sup> passage) :

Elle a le même principe que la méthode précédente (2<sup>ème</sup> passage), seulement à vitesse variable, ça veut dire : on considère une loi centrale comme référence à laquelle on ajoute, et on soustrait de part et d'autres des  $\Delta T$  en valeur et en pourcentage.

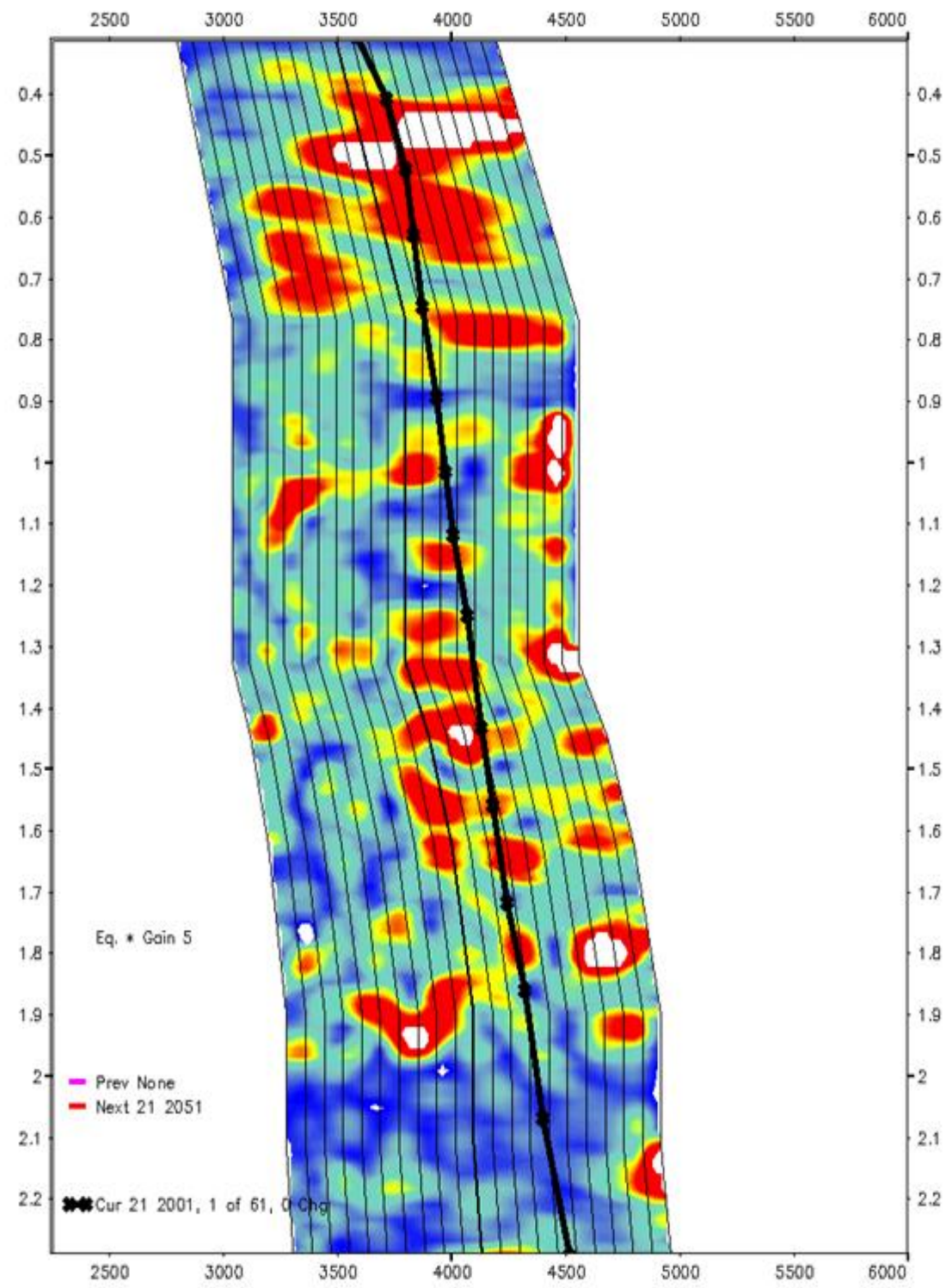
La section est subdivisée en paquets de CDP avec un pas bien précis pour un seul paquet CDP. On obtient plusieurs autres paquets chacun corrige une de ces lois, le pas utilisé dans notre cas est 25 CDP, ça veut dire chaque 250 m pour plus de précision.

Les figures suivantes « **Figure III.28** », « **Figure III.29** » montrent comment on pointe les vitesses, on suit l'énergie maximale dans le spectre d'énergie, et au même temps voir la section des mini-stacks où l'horizon se stack le mieux.



**Figure III.28.** Pointé les horizons sur les mini-stacks (3<sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).

Les points en bleu représentent la loi de vitesse actuelle, en rouge précédente, et en vert la suivante.



**Figure III.29.** Spectre d'énergie à vitesse variable (*3<sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »*).

La figure « **Figure III.30** », correspondant au stack final des paquets de troisième passage d'analyse de vitesse, d'où on remarque qu'il y a une amélioration de la loi de vitesse qui reflète un résultat du stack mieux que le premier et le deuxième.

Pour avoir une idée sur la variation de la vitesse le long de notre profil lors 3<sup>ème</sup> passage d'analyse des vitesses, on a les figures suivantes « **Figure III.31** » et « **Figure III.32** » :

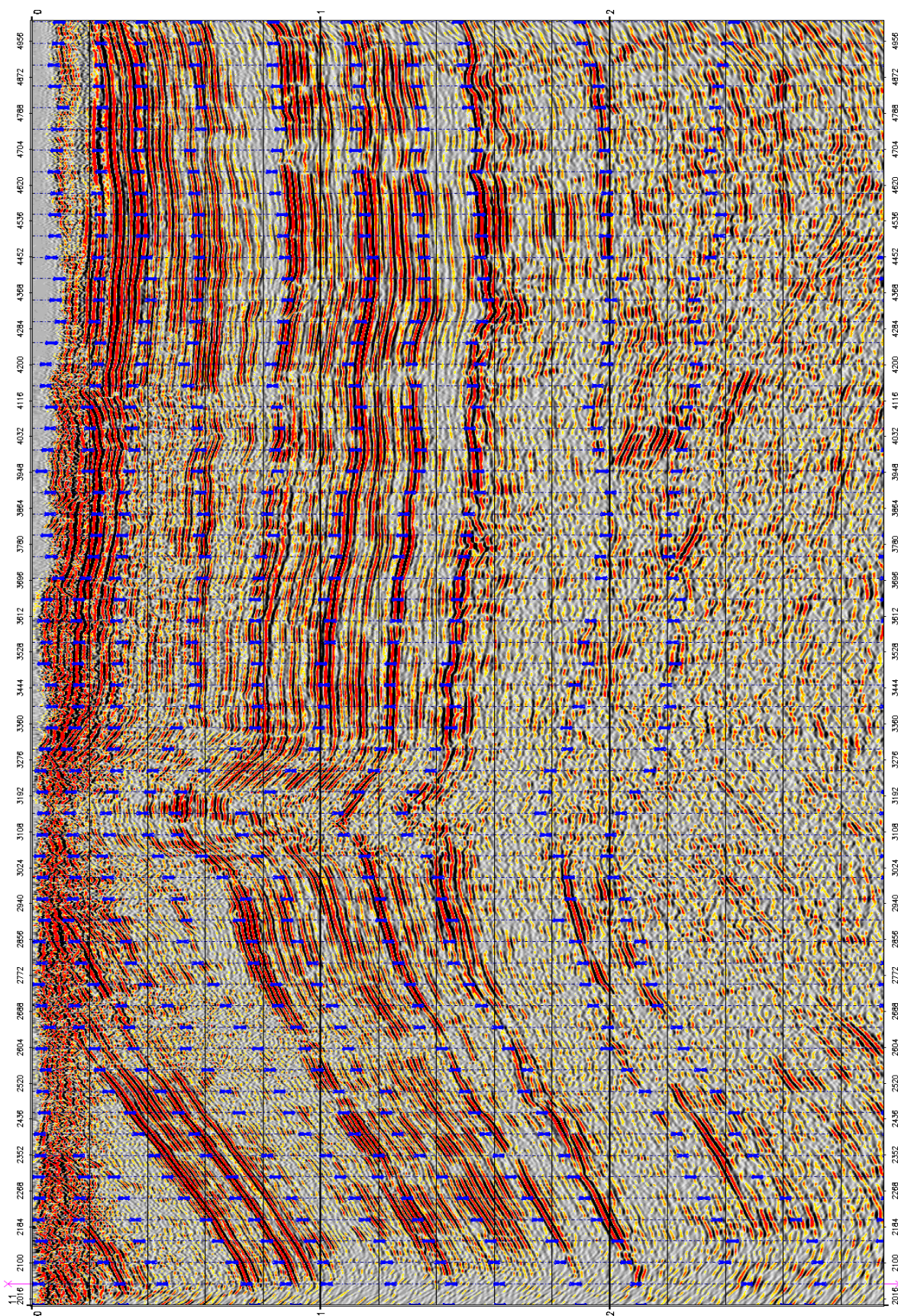


Figure III.30. Stack final des paquets (3<sup>eme</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).

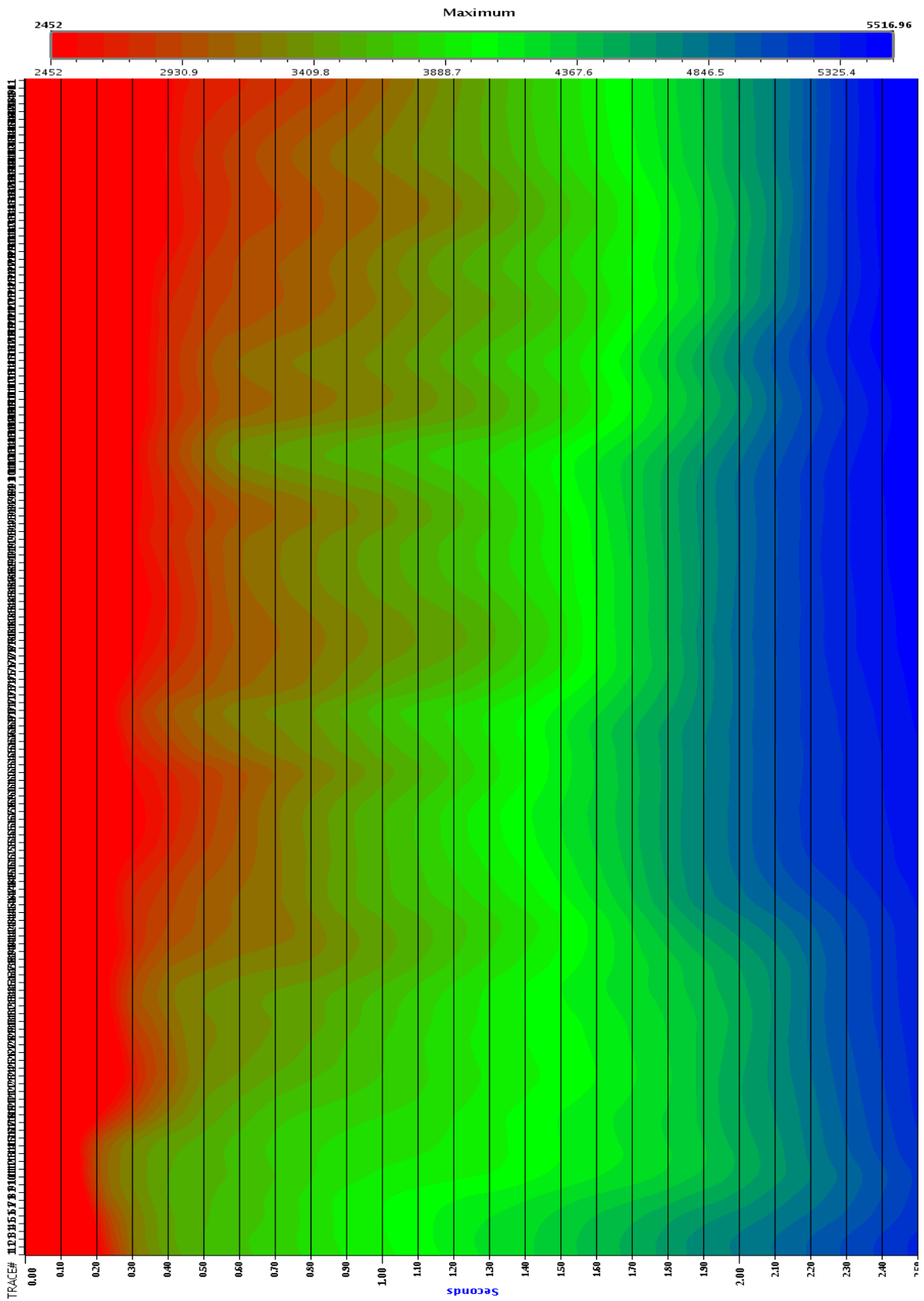
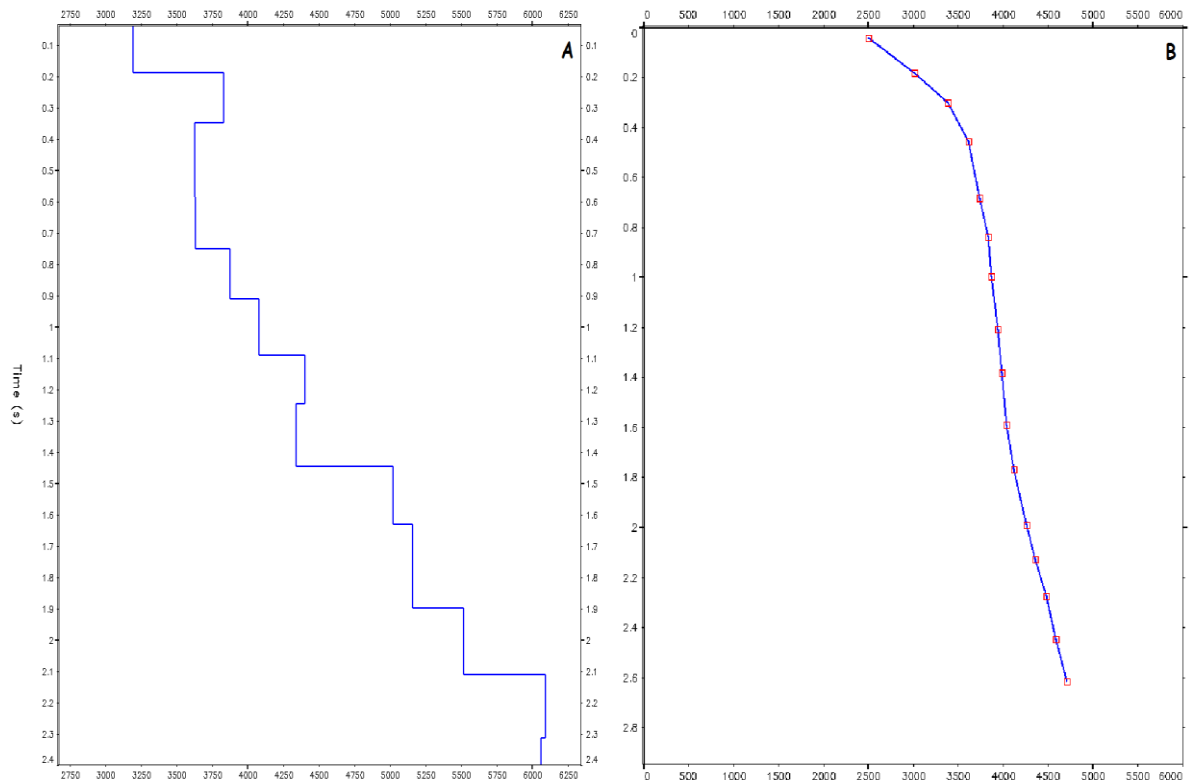


Figure III.31. Champs des vitesses (3<sup>ème</sup> passage analyse de vitesse « Semblance »).



**Figure III.32.** *L'allure des différentes vitesses (3<sup>ème</sup> passage analyse de vitesse «Semblance»). A : vitesse d'intervalle, B : vitesse quadratique moyenne.*

**Remarque :** La « **Figure III.31** » c'est la distribution des vitesses pour le 3<sup>ème</sup> passage, mais il faut les lisser 'Smooth' pour avoir une distribution plus cohérente avec la géologie, voir « **Figure III.33** »

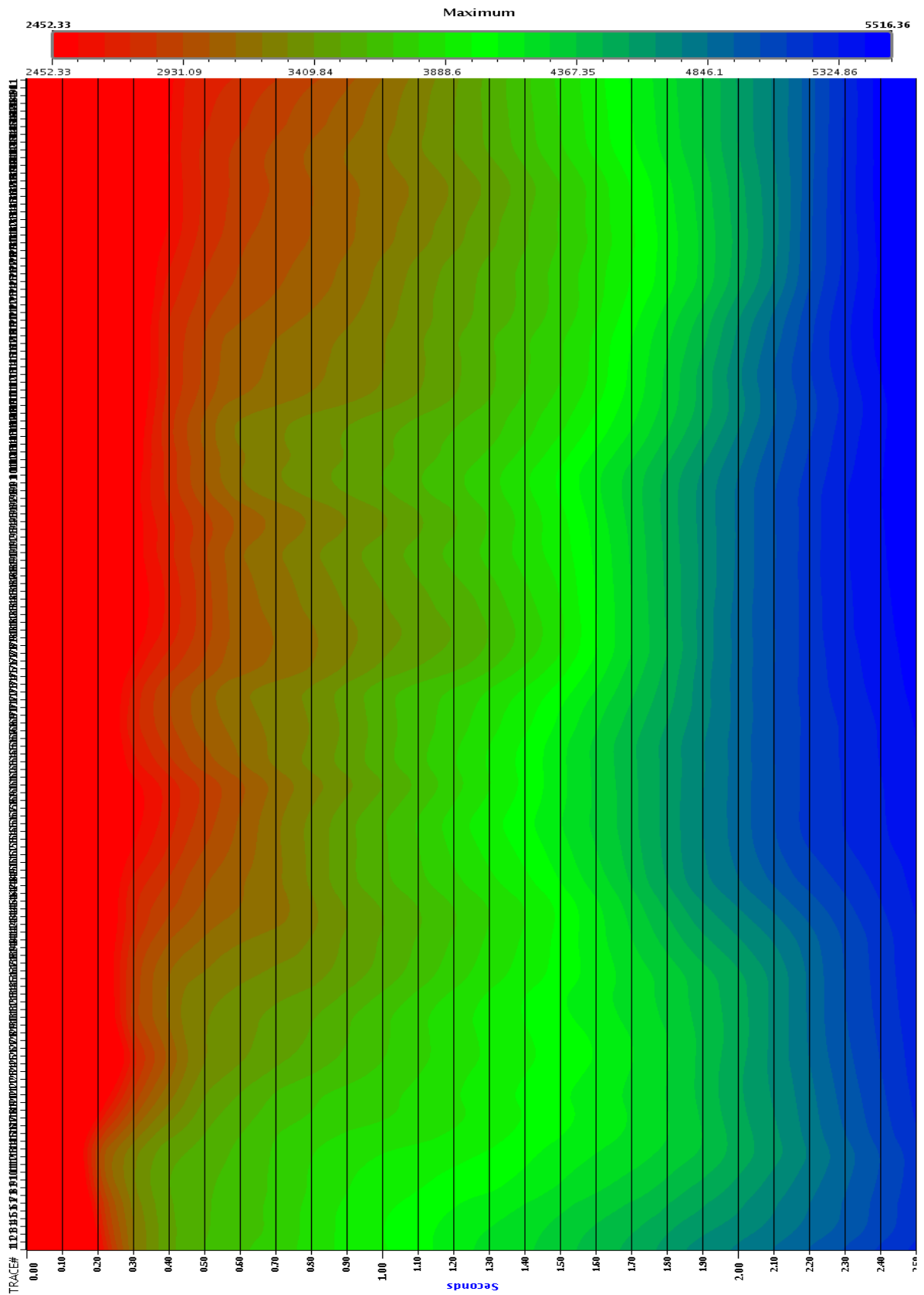


Figure III.33. Champs des vitesses smoother ( $3^{eme}$  passage analyse de vitesse « Semblance »).

### III-5-3-3. La section migrée, les corrections dynamiques, et le mute :

Après avoir fait le 3<sup>ème</sup> pour la loi des vitesses finale, et la lisser " Smooth ", on l'utilise pour faire la migration, les corrections dynamiques, et le mute avant de stacker la section, le mute sert à enlever l'effet de la correction dynamique ou bien ce qu'on appelle l'étirement " stretching ", dans ce cas c'est un mute externe, voir « **Figure III.34** ».

Le module " **TIKIM** ", on l'utilise pour faire la migration, les corrections dynamiques et le mute, tout ça se fait en même temps pour nous donnerons une section final migrée, et corrigée dynamiquement.

A la fin, on fait un passage d'analyse de vitesses et on aura un stack, dans ce cas on a eu trois stack (Stack 1, Stack 2, Stack 3). Et de stack à un autre en remarque qu'il y a un changement positif, ça veut dire une amélioration à cause du bon choix des vitesses. Les autres étapes de traitement tel que, la déconvolution, correction statique résiduelle, et d'autres. Sont représentés sur les « **Figure III.35** », « **Figure III.36** », et « **Figure III.37** ».

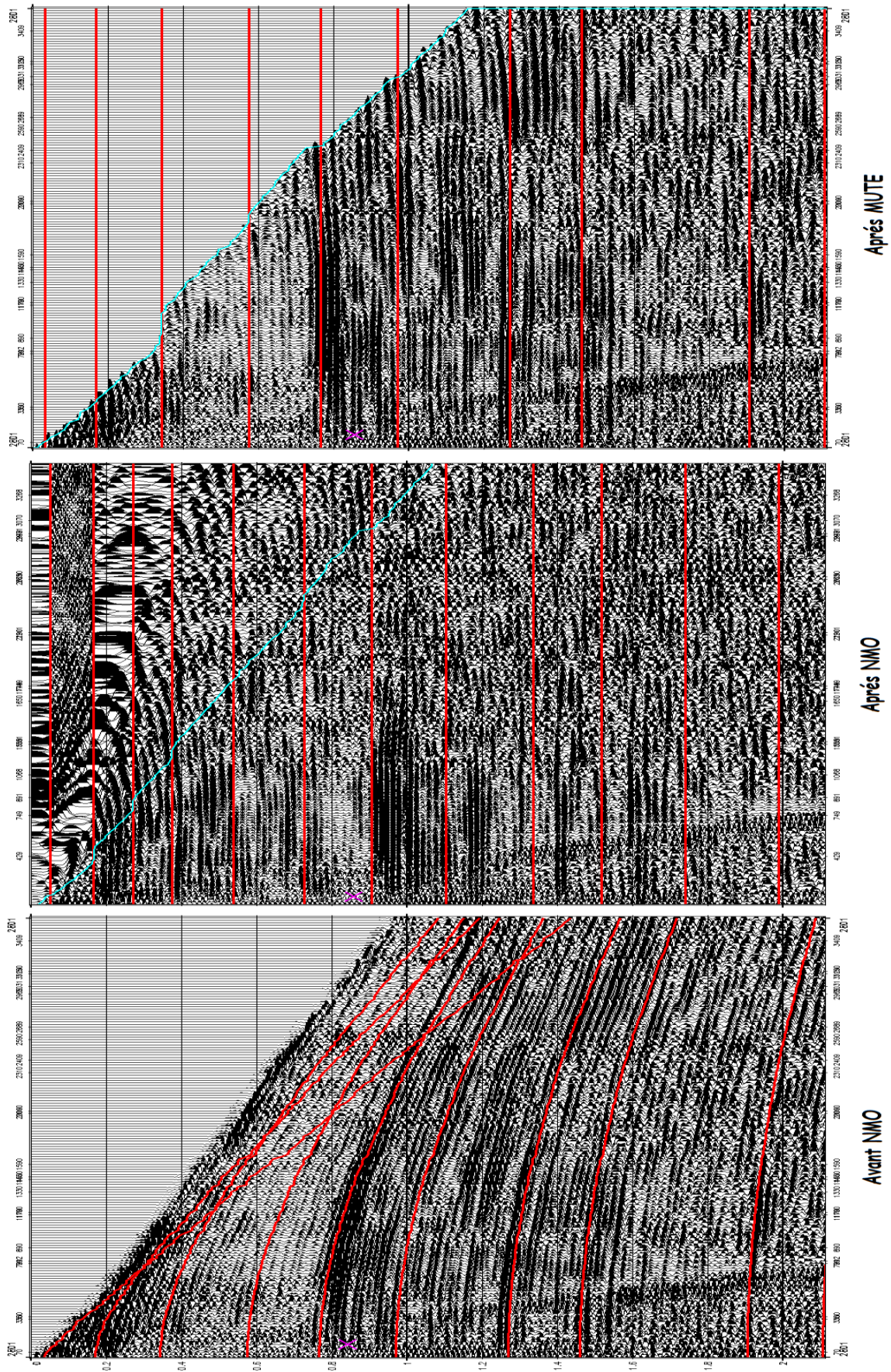


Figure III.34. Exemple d'un CDP gather (correction dynamique et mute).



Figure III.35. Stack 1 (premier passage et déconvolution).



Figure III.36. Stack 2 (deuxième passage).

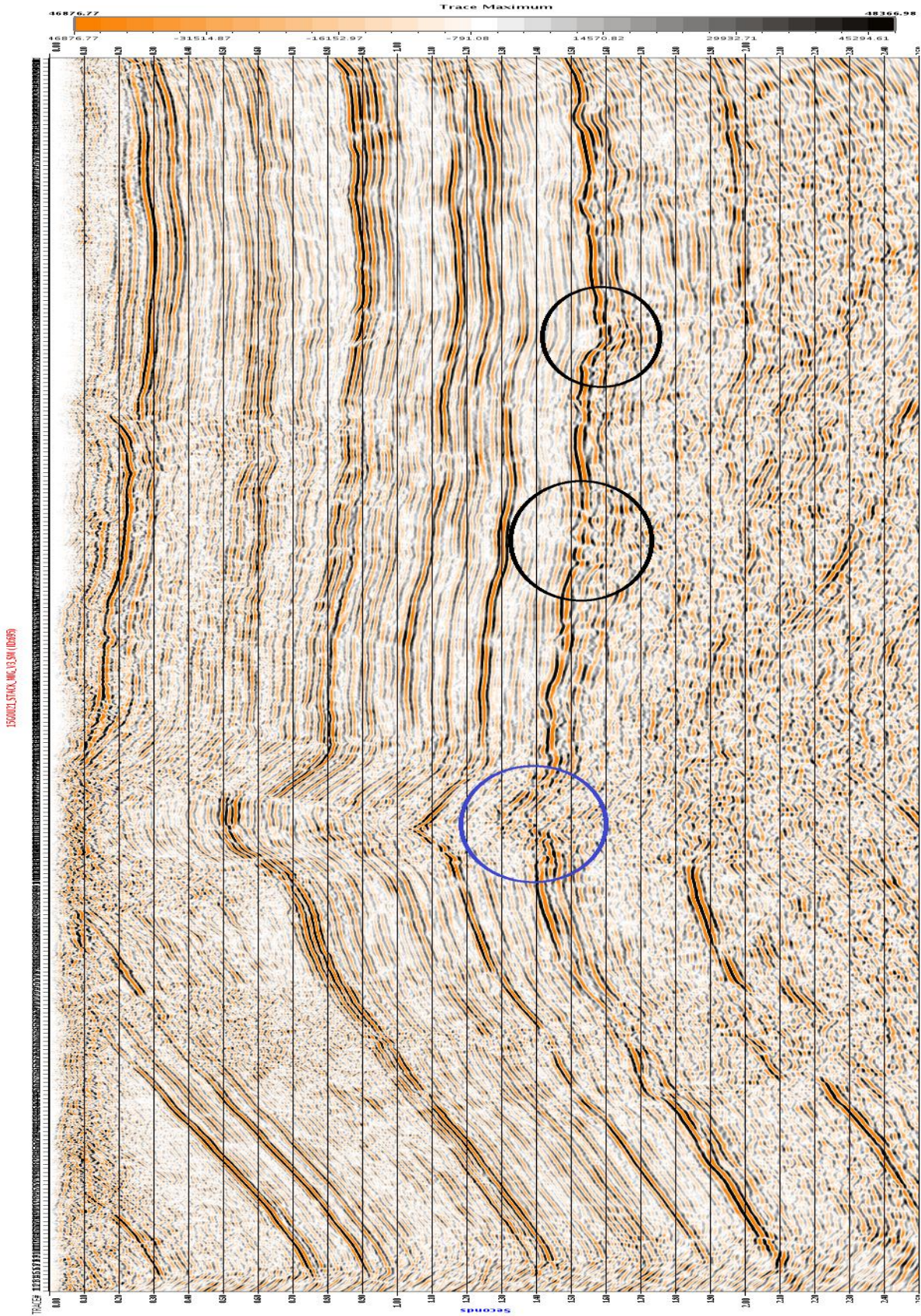


Figure III.37 Stack 3 (troisième passage et migration).

Les cercles en noir et bleu représentent la diffraction d'énergie sur le stack 2. Les cercles en noir, on les appelle "queue de poisson", après l'application de la migration, on obtient un stack 3 corrigé de l'effet de la diffraction, et aussi compression de l'anticlinal.

Le stack 3 est mieux que les 2 stack, puisque on a appliqué toute la chaîne de traitement de début jusqu'à la fin.

# Conclusion Générale

## **Conclusion générale :**

A la fin de cette étude, plusieurs conclusions s'imposent :

L'analyse de vitesse est une opération très importante pour une grande variété de tâche en traitement des données sismiques.

La première méthode utilisée est celle d'analyse à vitesses constantes à l'aide du module VSCAN qui a donné une loi générale sur les vitesses. Cette méthode manque de précision à cause du pas choisi (100 CDP). Après cela ont été amené à faire la deuxième méthode qui est celle du spectre d'énergie à vitesse constante, c'est ce qu'on appelle le deuxième passage avec un pas de 50 CDP, ça nous a donné plus de précision que le premier, et pour plus de précision et une confirmation, on a fait le troisième passage, avec la troisième méthode qui est celle du spectre d'énergie à vitesse variable, avec un pas très petit, qui nous as donné une très bonne précision, et un stack final meilleur que les deux précédents.

La variation latérale des vitesses sismiques dans notre région d'étude est faible.

Le grand degré de la couverture a permis d'obtenir une bonne analyse de vitesse.

Ce qui a donné des bonnes corrections dynamiques, et une meilleure migration.

# Références bibliographiques

- [1] **J. DVORKIN et al. 2014.** Seismic reflections of rock properties. Cambridge university press.
- [2] **R.E.SHERIFF, L.P.GELDART.1983.** Traité de prospection Sismique, Tome 1.OPU.
- [3] **MRINAL.K.SEN.2006.** Seismic inversion. SPE
- [4] Rock physics and elastic parameters. DB-3. Document Schlumberger.
- [5] **G.MAVKO et al.2009.** The rock physics handbook. Cambridge university press.
- [6] **B.GIROUX.2011.** Méthodes sismiques. Institut national de la recherche scientifique. Centre Eau Terre Environnement.
- [7] **M.DJEDDI, H.SHOUT.1995.** Bases physiques des méthodes sismiques. OPU, Collection Savoir.
- [8] **E.FAGOT. 2013.** Fundamentals of Velocities. Document IFP.
- [9] Velocity.2016.Document WesternGeco.
- [10] **A.BENHAMA.2000.** Traitement sismique. Document IAP.
- [11] **J.P.CORDIER.1983.** Les vitesses en sismique réflexion. Editions Lavoisier. Paris.
- [12] **O.YILMAZ.1987.** Seismic data processing. Society of Exploration Geophysicists.
- [13] **M.DJEDDI.2014.** Vitesse et propriétés pétrophysiques (propriété mécanique des roches).
- [14] **M.LE RAVALEC.1995.** Vitesse et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. Thèse de Doctorat.
- [15] **M.LAVERGNE.1986.** Les méthodes sismiques. Institut français du pétrole. Editions TECHNIP. Paris.
- [16] **E.FAGOT.2013.** Fundamentals of seismic processing and imaging. Document IFP.

- [17] **M.DJEDDI.2015.** Cours de traitement de l'information sismique-Les Corrections Dynamiques.
- [18] **J.L.MARI, F.GLANGEAUD, F.COPPENS. 2001.** Traitement du signal pour géologues et géophysiciens. Edition TECHNIP. Paris.
- [19] **G.HENRY. 1994.** Géophysique des Bassins Sédimentaires. Edition TECHNIP. Paris.
- [20] **M.DJEDDI.2015.** Cours de prospection sismique – Les corrections statiques.
- [21] **SONATRACH.2014.** Géologie de la région de l'Ahnet Gourara.
- [22] **SONATRACK-SCHLUMBERGER.2007.** Algeria WEC.
- [23] **A.BENHAMA.1993.** Les bruits en sismique réflexion- caractéristiques et techniques de filtrage.