

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 : Géophysique pétrolière

**Thème :**

**Étude comparative entre les méthodes de corrections statiques (CVT, GLI, tomographie sismique) :**

**Application sur des données de sismique réflexion sur le bloc d'El Benoud.**

**Réalisé par :**

**M<sup>lle</sup> BADI Houda**

**Suivi par :**

**Promoteur: Pr. DJEDDI**

**Encadreur : Mr. TABET**

**DEVANT LE JURY COMPOSE DE :**

**PRESIDENT : Mr. HACINE**

**EXAMINATEUR : Mr. ELADJ**

## **Resumé**

Ce mémoire vise à réaliser une étude comparative des différentes méthodes de correction statique afin de déterminer laquelle est la plus efficace et donne les meilleurs résultats.

La comparaison a été effectuée en analysant les résultats des trois méthodes de correction statique (carottage sismique CVT, GLI et inversion tomographique) appliquées à deux profils de la région d'El Benoud.

Les résultats ont montré que la méthode tomographique est généralement la plus appropriée, car elle produit un modèle plus fidèle à la réalité comparé aux autres méthodes de correction statique.

**Mots clés :** Analyse et Inversion des Ondes de Surface SWAMI. Méthode d'inversion linéaire généralisée GLI. Méthode de Tomographie par Rayons de Turing TRT. Technique de Reconstruction Iterative Simultanée SIRT. Technique de Reconstruction Algébrique ART.

## **Abstract**

This thesis aims to conduct a comparative study of different static correction methods to determine which one is the most effective and yields the best results.

The comparison was made by analyzing the results obtained from three static correction methods (seismic coring CVT, GLI, and tomographic inversion) on two profiles from the El Benoud region.

The findings concluded that the tomographic method is generally the most suitable, as it generates a model that is closer to reality compared to the other static correction methods.

### **Keywords:**

Algebraic Reconstruction Technique ART. Generalized Linear Inversion Method GLI. Simultaneous Iterative Reconstruction Technique SIRT. Surface Wave Analysis Modeling and Inversion SWAMI. Turing Ray Tomography Method TRT.

## ملخص

هذه المذكرة تهدف إلى إجراء دراسة مقارنة للأساليب المختلفة في تصحيح الانحراف الثابت لتحديد أيها هو الأكثر فعالية ويؤدي إلى أفضل النتائج

تمت المقارنة من خلال تحليل نتائج ثلاثة أساليب مختلفة لتصحيح الانحراف الثابت (التفتيش الزلزالي بالتعريق، والتفتيش الزلزالي بالضغط، والتصوير الطبقي العكسي) المطبقة على معطيات من منطقة البنود

أظهرت النتائج أن الأسلوب الطبقي العكسي هو عموماً الأنسب، حيث ينتج نموذجاً يعكس الواقع بشكل أدق مقارنة بالأساليب الأخرى لتصحيح الانحراف الثابت

## **Remerciements**

*Je tiens tout d'abord à remercier **le Dieu** tout puissant et miséricordieux, qui m'a donné la force et la patience d'accomplir ce travail.*

*Mes remerciements vont ensuite à **mes parents** et **mes frères** qui m'ont soutenu et épaulé aux moments les plus durs.*

*J'adresse mes vifs remerciements à mon promoteur **Pr. DJEDDI** pour son orientation et ses précieux conseils afin que je puisse mener à bien ce projet.*

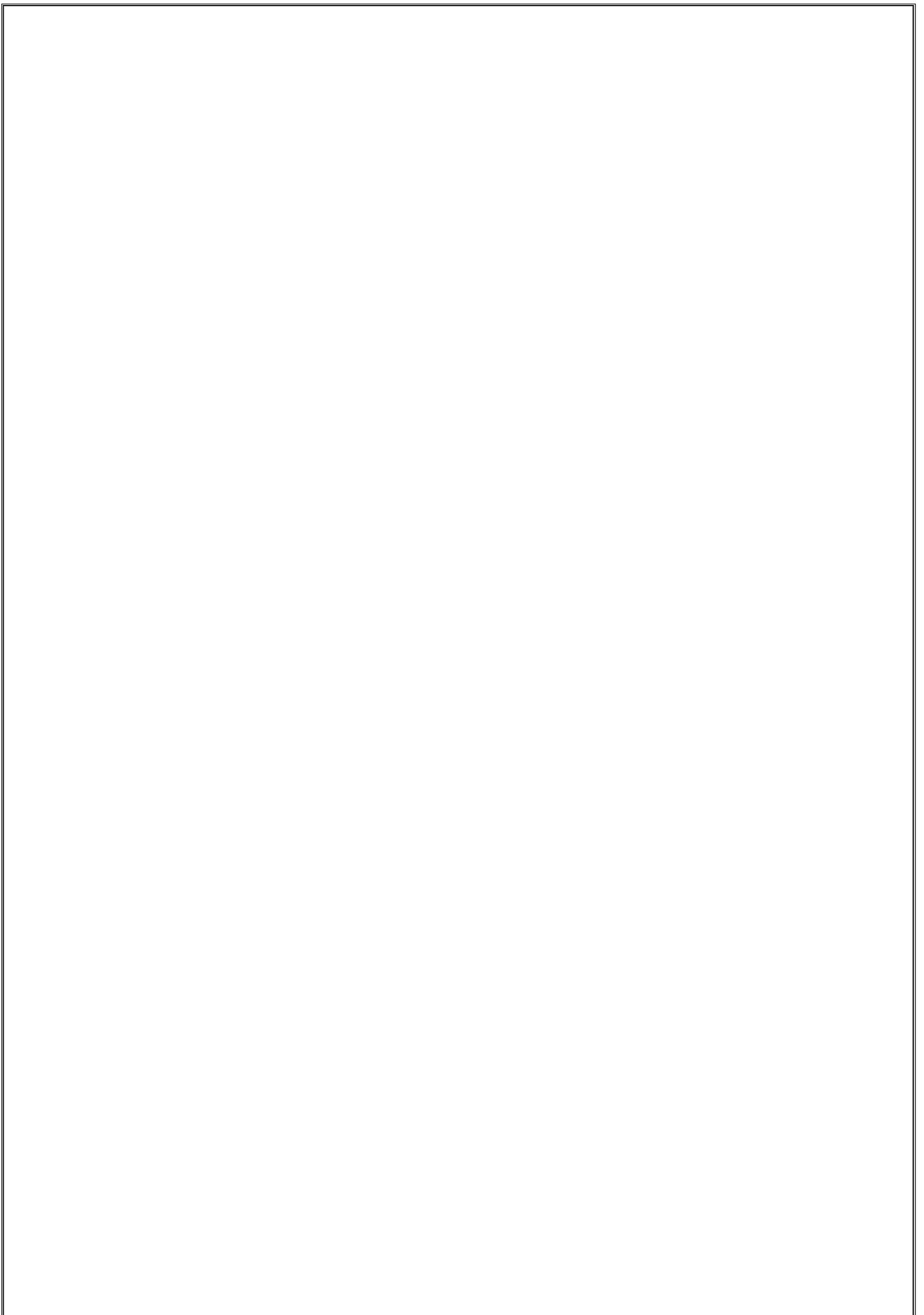
*Je tiens aussi à exprimer ma sincère reconnaissance et ma profonde gratitude à mon encadrant **Mr. TABET** pour son soutien, sa disponibilité, ses orientations, et ses encouragements qui m'ont permis d'élaborer ce travail dans de bonnes conditions. Je remercie également le personnel de **la société E.NA.GEO.***

*Mes chaleureux remerciements s'adressent également aux membres du jury pour leur attention et leur intérêt pour mon travail. Merci de m'avoir honoré de leur présence.*

*Nous remercions également le corps professoral et administratif de la Faculté des Hydrocarbures et de Chimie, Département de Géophysique et Génie Parasismique, pour la richesse et la qualité de leur enseignement ainsi que pour les efforts qu'ils ont déployés au profit de leurs étudiants.*

*Enfin, j'adresse mes remerciements à toute ma famille, ainsi qu'à mes proches et amis, de près ou de loin, qui m'ont toujours encouragé au cours de la réalisation de ce mémoire.*

*Merci à tous et à toutes.*



## *Dedicace*

À tous ceux que j'aime, à tous ceux qui m'aiment, et à tous ceux qui le méritent, je dédie ce travail.

Je tiens à honorer la mémoire de mon père, qui a toujours été une source d'amour, d'estime, de dévouement et de respect pour moi. Ses sacrifices pour mon éducation et mon bien-être ne peuvent être récompensés que par ma gratitude.

Je veux également exprimer mon amour et ma reconnaissance envers ma mère, qui m'a transmis la vie, l'amour et le courage. Ses prières ont été un soutien précieux pour moi pendant mes études, et je prie pour qu'elle soit protégée par Dieu.

Je rends également hommage à mes défunttes grand-mères et à celle de mes défunts grands-pères. Vous me manquez tellement, que Dieu vous fasse miséricorde.

Je dédie ce travail aux plus proches de mon cœur : mes sœurs chéries (Malak et Lydia) et mes frères (Mehdi et Mohamed), avec tous mes vœux de bonheur, de santé et de réussite.

Je souhaite également rendre hommage à tous les membres de ma famille, notamment ma cousine Radia, ainsi qu'à mes chères copines.

# Sommaire

<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	<b>1</b>
<b>Chapitre 1 : Généralités sur la sismique réflexion</b> .....	<b>4</b>
I.1 Introduction.....	5
I.2 Définition de l'onde sismique.....	5
I.3 La sismique réflexion .....	5
I.3.1 Les lois de la réflexion et de la réfraction .....	6
I.3.2 Coefficient de réflexion .....	8
I.3.3 Les différents types des ondes sismiques.....	9
I.3.4 Les étapes de la sismique réflexion : .....	12
<b>Chapitre 2 : Généralités sur les corrections statiques</b> .....	<b>18</b>
II.1 Introduction :.....	19
II.2 Définitions .....	19
II.2.1 Définition de la Correction Statique .....	19
II.2.2 Objet des Corrections Statiques.....	19
II.2.3 Définition de plan de référence .....	20
II.2.4 Définition de la WZ.....	21
II.2.5 Mesure des Corrections Statiques.....	22
II.2.6 Les méthodes de la correction statique .....	24
II.3 Conséquences des mauvaises Corrections Statiques : .....	46
<b>Chapitre 3 : Application des méthodes sur des données réelles</b> .....	<b>48</b>
III.1 Introduction.....	49
III.2 Présentation de la zone d'étude.....	49
III.3 Plan de position des profils tests .....	52
III.4 Paramètres d'acquisitions des deux profils .....	52
III.5 Présentation de logiciel GEOSTAR : .....	53
III.6 Calcul de la correction statique : .....	55
III.7 La carte d'altimétrie .....	56
III.8 Carte de distributions des CVT .....	57
III.9 Cartes de vitesse (WZ) .....	58
III.10 Carte d'épaisseur de la WZ.....	60
III.11 Méthodologie d'inversion tomographique.....	61
III.12 Pointé des premières arrivées .....	62
III.12.1 Les étapes de pointage des premières arrivées avec FB PICK :.....	62
III.12.2 Les étapes de pointage des premières arrivées sur GEOTR : .....	66
III.13 Construction du modèle initial de vitesses.....	69
III.14 Paramètres du modèle initial.....	69

III.15	Inversion par Geostar.....	69
III.15.1	Construction des modeles de vitesses par les trois methodes.....	70
III.16	Contrôle de qualité .....	72
III.17	Visualisation des cartes des corrections statiques .....	73
III.17.1	Carte des Correctios Statiques Altimetriques.....	73
III.17.2	Carte des Corrections Statiques à base des CVT.....	74
III.17.3	Carte des Corrections Statiques à base du modele GLI .....	74
III.18	Application des corrections statiques .....	75
III.18.1	L'application de la Correction Statique sur le PROFILE 1(NE-SW):.....	75
III.18.2	Application de la Correction Statique sur le PROFILE 2 .....	81
<b>CONCLUSION.....</b>		<b>88</b>

## Liste des figures :

Figure I. 1 : Réflexion et réfraction des ondes sismiques [5].....	7
Figure I. 2 : Les principes de la réflexion et de la réfraction.....	8
Figure I. 3 : La propagation des ondes P et S.....	11
Figure I. 4 : Principe des corrections statiques des PT et traces sismiques.....	15
Figure II. 1 : Principe de Correction Statique .....	20
Figure II. 2 : Les différents cas de pendage .....	21
Figure II. 3 : Les signes de la correction altimétrique .....	22
Figure II. 4 : Principe du carottage de WZ.....	25
Figure II. 5 : Courbe temps-profondeurs $TV=f(p)$ .....	25
Figure II. 6 : Exemple d'un enregistrement réel de CVT (a) la WZ est composée de deux couches, (b) la WZ est composée de plusieurs couches.....	26
Figure II. 7 : Dromochronique des ondes sismiques.....	28
Figure II. 8 : Trajectoire des rayons réfractés à travers le modèle d'origine et le modèle Initial .....	31
Figure II. 9 : Erreur entre le modèle observé et le modèle calculé .....	32
Figure II. 10 : Algorithme général de la modélisation itérative (GLI).....	32
Figure II. 11 : Schema d'un trajet de rai traversant un modèle hétérogène.....	35
Figure II. 12 : Algorithme général de la tomographie sismique.....	39
Figure II. 13 : Le problème direct et inverse en tomographie des temps des premières arrivées.....	42
Figure II. 14 : Schéma illustrant la discrétisation en grille cartésienne d'un modèle de lenteur $S_j$ et la trajectoire d'une rai entre une source et un récepteur .....	43
Figure II. 15 : Trajets de rayon en turning ray tomography .....	44
Figure II. 16: exemple d'un modèle de vitesse initial et un modèle final après. ....	45
Figure III. 1 : Carte de disproportionnée d'EL BENOUD sur la carte topographique de l'Algérie.....	50
Figure III. 2 : Plan de position de la concession AMONT El BENOUD .....	50
Figure III. 3 : Localisation de bloc 103.....	51
Figure III. 4 : Situation des objectifs de l'étude.....	51
Figure III. 5 : Plan de position de PROFILE 1 et PROFILE 2.....	52
Figure III. 6 : Lancement de l'application Geostar (guide du geostar).....	54
Figure III. 7 : Une fenêtre d'affichage du Geostar .....	54
Figure III. 8 : Une représentation concise des étapes impliquées dans l'application Geostar pour le calcul des corrections statiques est fournie dans le tutoriel et le guide de 2013 publié par CGG .....	55
Figure III. 9 : Carte d'altimétrie .....	56
Figure III. 10 : Carte qui représente la distribution des CVT.....	57
Figure III. 11 : Carte de vitesse de la WZ en CVT.....	58
Figure III. 12 : Carte de vitesse de la WZ en GLI .....	59
Figure III. 13: Carte de vitesse de la WZ par GLI.....	59
Figure III. 14: Carte d'épaisseur en CVT.....	60
Figure III. 15 : Carte d'épaisseur en GLI.....	61
Figure III. 16: carte qui représente le PROFILE 1(NE-SW).....	63
Figure III. 17: le pointé de premiers arrivées du PROFILE 1 par FB PICK.....	63
Figure III. 18: schéma de points de contrôle du PROFILE 1 .....	64
Figure III. 19: Carte du PROFILE 2 (NW-SE) .....	65
Figure III. 20: le pointé de premiers arrivées du PROFILE 2 par FB PICK.....	65

Figure III. 21: Schéma des points controles du PROFILE 2.....	66
Figure III. 22: le pointé de premiers arrives du PROFILE 1 par GEOTR .....	67
Figure III. 23:Section sismique après l'examination du pointé de premiers arrives du PROFILE 1 par GEOTR .....	67
Figure III. 24: le pointé de premiers arrives du PROFILE 2 par GEOTR .....	68
Figure III. 25: Section sismique après l'examination du pointé de premiers arrives du PROFILE 2 par GEOTR .....	68
Figure III. 26 :Modèle initial de vitesses du PROFILE 1 .....	70
Figure III. 27 :Modèle de vitesses de GLI de PROFILE 1.....	70
Figure III. 28 : Modèle de vitesses de TOMO de PROFILE 1.....	71
Figure III. 29 : Modèle initial de vitesses de PROFILE 2.....	71
Figure III. 30 : Modèle de vitesses de GLI de PROFILE 2.....	71
Figure III. 31 : Modèle de vitesses de TOMO de PROFILE 2.....	72
Figure III. 32 : Courbe de variation de l'erreur moyenne en fonction de nombre d'itérations. ....	73
Figure III. 33 : Carte des Corrections Statiques d'Altimetrie.....	73
Figure III. 34 : Carte des Corrections Statiques à base des CVT .....	74
Figure III. 35 : Carte des Corrections Statiques à base du modele GLI.....	74
Figure III. 36 : Representation sur la carte du PROFILE 1 (NE-SW).....	75
Figure III. 37 : Section sans correction statique .....	76
Figure III. 38 : Section sismique après Correction Statique Altimétrique .....	76
Figure III. 39 : Section sismique après Correction CVT interpolée .....	77
Figure III. 40 : Section sismique après Correction GLI.....	77
Figure III. 41 : Section après Correction TOMO .....	78
Figure III. 42 : Comparaison entre la section sans correction statique et apres correction statique altimetrique du PROFILE 1 .....	79
Figure III. 43 : Comparaison entre la section par correction statique altimetrique et apres correction CVT interpolée du PROFILE 1 .....	79
Figure III. 44 : Comparaison entre la section après la correction statique CVT et la correction statique GLI du PROFILE 1 .....	80
Figure III. 45 : Comparaison entre la section après Correction Statique GLI et Correction Statique TOMO du PROFILE 1 .....	81
Figure III. 46 : Representation sur la carte du PROFILE 2.....	81
Figure III. 47 : Section sans Correction Statique.....	82
Figure III. 48 : Section sismique après Correction Statique Altimétrique .....	82
Figure III. 49 : Section après Correction Sismique CVT interpolée.....	83
Figure III. 50 : Section après Correction Sismique GLI .....	83
Figure III. 51 : Section après Correction Statique TOMO .....	84
Figure III. 52 : Comparaison entre la section sans correction statique et apres correction altimetrique du PROFILE 2 .....	85
Figure III. 53 : Comparaison entre la section par correction statique altimetrique et apres correction statique par CVT interpolée du PROFILE 2 .....	85
Figure III. 54 : Comparaison entre la section après la correction statique par CVT interpolée et la correction statique par GLI du PROFILE 2.....	86
Figure III. 55 : Comparaison entre la section après Correction Statique par GLI et Correction Statique par TOMO du PROFILE 2 .....	87

## Liste des tableaux :

Tableau 1 : Paramètres d'acquisitions de PROFILE 1 .....	52
Tableau 2 : Paramètres d'acquisitions de PROFILE 2 .....	53
Tableau 3 : Les paramètres de contrôle .....	72

# INTRODUCTION GENERALE

## INTRODUCTION GENERALE

La géophysique est une discipline des sciences de la Terre qui étudie les propriétés physiques du sous-sol à l'aide de diverses méthodes d'exploration. Chaque technique géophysique mesure un ou plusieurs paramètres spécifiques comme la vitesse, la densité, la résistivité ou la susceptibilité magnétique. Le choix de la méthode dépend des objectifs de l'étude et des caractéristiques géologiques de la zone prospectée.

Dans le domaine de l'exploration géophysique, la méthode sismique fait figure de référence. Elle repose sur trois étapes clés : l'acquisition, le traitement et l'interprétation des données. Lors de l'acquisition, des sources d'énergie génèrent des ondes qui se propagent dans le sous-sol et sont réfléchies par les interfaces géologiques. Les ondes réfléchies sont ensuite enregistrées par un réseau de géophones et enregistrées sous forme de traces sismiques.

Mais l'image sismique brute obtenue après acquisition des données de sismique réflexion nécessite de nombreuses étapes de traitement pour être exploitable et interprétable. Parmi celles-ci, les corrections statiques constituent une étape importante et jouent un rôle essentiel. Elles visent à compenser les distorsions liées aux variations d'altimétrie ainsi que la variation latérale et verticale dans les couches superficielles (zone altérée WZ), qui affectent les temps d'arrivée des ondes réfléchies. Une correction précise est cruciale pour obtenir une image de sismique réflexion fidèle du sous-sol.

Différentes méthodes existent pour calculer ces corrections statiques, comme le carottage sismique, les méthodes classiques basées sur les premières arrivées

(Sismique petite refraction TPR), ou encore les méthodes itératives comme la tomographie sismique. Le choix de la méthode adéquate à utiliser dépend des données disponibles et de la complexité du sous-sol.

Dans le cadre de notre projet, nous avons comparé l'apport de trois méthodes de corrections statiques : carottage sismique, GLI (Inversion linéaire généralisée) et tomographie sismique sur des données sismiques acquises dans la région d'El Benoud en Algérie. Ces données nous ont été transmises fournies par le Centre de Traitement Sismique de l'ENAGEO (Entreprise Nationale de Géophysique) de Boumerdes.

L'objectif était d'évaluer les avantages et limites de chaque approche pour optimiser la qualité de l'image sismique finale.

Ce Memoire est divisé en trois parties majeures :

- Chapitre 1, donne un aperçu général de la sismique réflexion.
- Chapitre 2, aborde les corrections statiques de manière générale et détaille les principes théoriques des différentes méthodes de calcul associées.
- Chapitre 3, traitera de l'application des diverses méthodes de corrections statiques sur des données réelles, suivies de la présentation des résultats obtenus et de leur interprétation.
- Conclusion.

# Chapitre 1 : Généralités sur la sismique réflexion

## I.1 Introduction

La prospection sismique est une méthode géophysique qui consiste à étudier la structure du sous-sol en analysant la propagation d'ondes sismiques générées par une source sismique. Le principe repose sur la création d'une perturbation (explosion, vibration, etc.) à la surface du sol, qui génère des ondes sismiques se propageant dans le sous-sol. [5]

Ces ondes se réfléchissent et se réfractent conformément aux lois de Snell Descartes aux interfaces entre les différentes couches géologiques, en fonction de leurs propriétés physiques (densité, vitesse de propagation). Les ondes réfléchies et réfractées sont ensuite enregistrées en surface par des récepteurs (géophones ou hydrophones) qui enregistrent leur temps de parcours (aller - retour).[5]

On distingue deux principales méthodes de prospection sismique :

- **La sismique réflexion**

La sismique réflexion vise à reconstruire une image détaillée de la structure du sous-sol en analysant les ondes réfléchies aux interfaces géologiques.[5]

- **La sismique réfraction**

La sismique réfraction permet également d'imager le sous-sol moyennant l'étude des ondes réfractées (coniques). [5]

Ces deux techniques sont largement utilisées dans de nombreux domaines, notamment en géologie, en géotechnique et surtout dans l'industrie pétrolière pour la recherche et l'exploitation des gisements d'hydrocarbures. [5]

## I.2 Définition de l'onde sismique

C'est la perturbation provoquée du milieu qui se propage à partir de la source d'excitation et qui s'étale de proche en proche à travers les couches géologiques à une vitesse qui dépend de leur nature. [6]

## I.3 La sismique réflexion

La sismique réflexion est une méthode géophysique qui consiste à étudier la structure du sous-sol en analysant les ondes sismiques réfléchies aux interfaces entre différentes couches géologiques. Le principe repose sur la génération d'ondes sismiques artificielles, qui se propagent dans le sous-sol et qui se réfléchissent lorsqu'elles rencontrent des discontinuités séparant des milieux géologiques de différentes propriétés physiques (densité, vitesse de propagation).

Les ondes réfléchies sont ensuite captées en surface par des récepteurs appelés géophones. L'analyse des temps de parcours et des amplitudes de ces ondes réfléchies permet de reconstruire une image détaillée de la structure du sous-sol, en déterminant la profondeur, l'épaisseur et les caractéristiques des différentes couches géologiques. [5]

La sismique réflexion est largement utilisée dans de nombreux domaines, notamment en géologie, en géotechnique et surtout dans l'industrie pétrolière pour la recherche et l'exploitation des gisements d'hydrocarbures. [5]

### I.3.1 Les lois de la réflexion et de la réfraction

Considérons deux milieux *I* et *II*. Désignons par  $V_{p1}$ ,  $V_{p2}$  et  $V_{s1}$ ,  $V_{s2}$  la vitesse respective des ondes de compression et de cisaillement dans chacun des milieux. Le rayon incident, les rayons réfléchis et réfractés, ainsi que la normale à la surface de séparation des deux milieux sont situés dans un même plan (première loi de Descartes). [5]

Tout rai sismique arrivant à l'interface de deux milieux *I* et *II* de propriétés élastiques différentes sous un angle d'incidence *i* donne lieu à (Deuxième loi de Descartes) :

- Deux rayons réfléchis émergents, l'un longitudinal, l'autre transversal.
- Deux rayons réfractés transmis dans le milieu inférieur, véhiculant, l'un des mouvements de compression, l'autre de cisaillement. Car chaque point de la surface de séparation devient le centre d'une onde élastique hémisphérique qui se propage dans le milieu *II* avec une vitesse  $V_2$ . (Figure I.1) [5]

La construction géométrique de ces rais sismiques est obtenue simplement par l'application des lois de Snell-Descartes :

$$\sin i / V_{p1} = \sin r'_1 / V_{p1} = \sin r_1 / V_{s1} = \sin r'_2 / V_{p2} = \sin r_2 / V_{s2} = P = 1 / V_a$$

Ou  $p$  est le paramètre de rai ou la lenteur horizontale. Et  $V_a$  la vitesse apparente

L'amplitude des différentes ondes dépend des caractéristiques des deux milieux géologiques en présence et de l'angle d'incidence. [5]

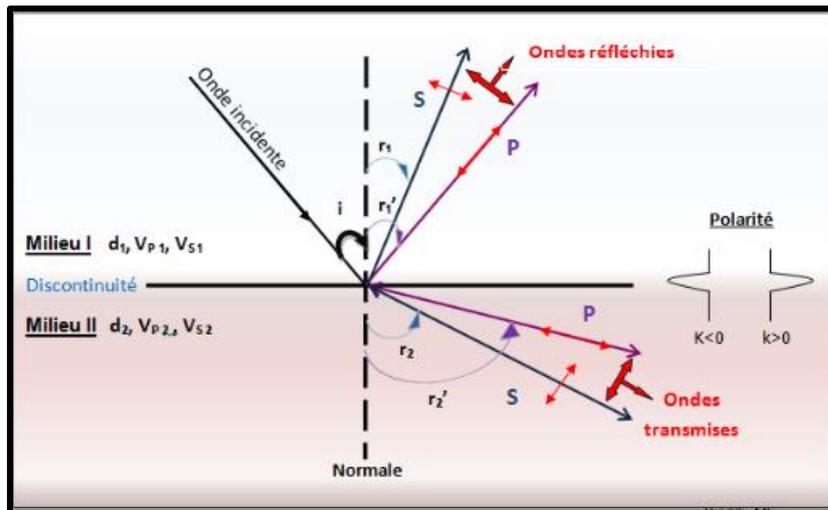


Figure I. 1 : Réflexion et réfraction des ondes sismiques [5]

Le rayon est réfléchi avec un angle de réflexion égal à l'angle d'incidence soit pour le cas d'une onde **P**:

$$i = r'_1 \text{ (Loi de la réflexion)}$$

Lorsque  $V_{P1} > V_{P2}$ , alors l'angle d'incidence  $i$  est plus petit que l'angle de réfraction  $r'_2$

(Figure I.2). D'après la loi de Snell - Descartes, nous avons :

$$\frac{V_{P1}}{V_{P2}} = \frac{\sin i}{\sin r'_2} \text{ (Loi de la réfraction)}$$

Au fur et à mesure que le front d'onde incident, créé par un ébranlement effectué en surface, se propage au niveau de l'interface, les angles  $i$  et  $r'_2$  augmentent. Lorsque l'angle de réfraction  $r'_2$  atteint  $90^\circ$ , le rayon transmis est horizontal, il va glisser le long de la discontinuité avec une vitesse  $V_2$  et crée tout le long de son trajet des rayons sismiques sortant avec un angle  $i_{cr}$  (Figure I.2). Ce type d'onde sortant est appelé onde conique. [5]

$$\sin i = \frac{V_{P1}}{V_{P2}}, \text{ car } \sin r'_2 = \sin \frac{\pi}{2} = 1.$$

L'angle d'incidence est alors appelé angle critique ou limite.

On peut ainsi écrire (pour le cas d'une onde **P**). [5]

$$\sin i = \sin i_{cr} = \frac{V_{P1}}{V_{P2}}$$

Chaque point de l'interface se comporte alors comme une nouvelle source se déplaçant à une vitesse  $V_{p2}$  dans le second milieu **II**. Le nouveau front d'onde ainsi créé se propage avec une vitesse supérieure à celle du front d'onde incident. Cette différence de vitesse de propagation des ondes crée dans le milieu **I** une onde dont le front d'onde possède la forme d'un tronç de cône. Les rayons sismiques de cette onde conique émergent à la surface sous un angle  $i_{cr}$ . C'est grâce à ce phénomène d'onde conique que des ondes réfractées à l'interface de deux milieux peuvent être captées en surface. La sismique réfraction s'intéresse donc aux ondes émises sous un angle incident égal à l'angle critique. Si l'angle d'incidence continue à croître jusqu'à atteindre une valeur supérieure à celle de l'angle critique  $i_{cr}$ , il se produit alors le phénomène de réflexion totale. Là, plus rien ne traverse l'interface entre les deux milieux **I** et **II** et l'onde est réfléchiée dans sa totalité. [5]

Le double phénomène réfraction- réflexion lié aux discontinuités entre deux milieux

**I – II** géologiques fournira la base de deux méthodes de sismiques bien différentes, la sismique réflexion et la sismique réfraction. [5]

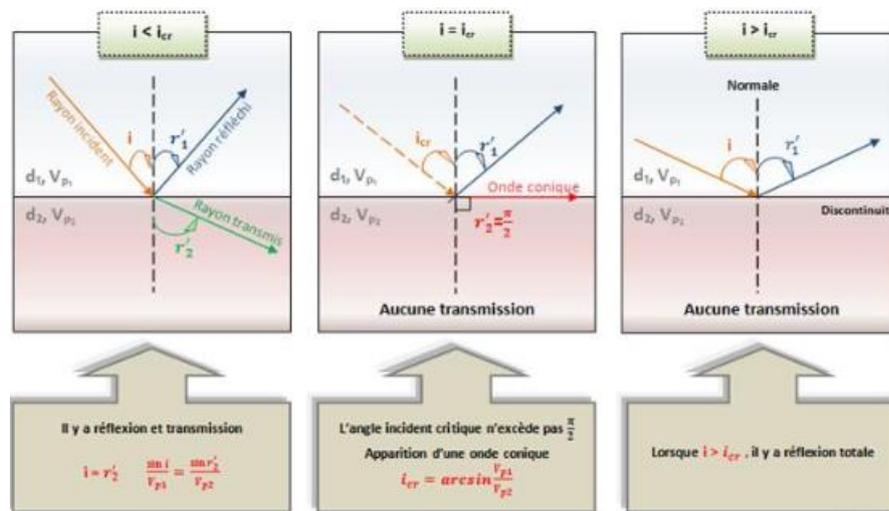


Figure I. 2 : Les principes de la réflexion et de la réfraction

### I.3.2 Coefficient de réflexion

Dans le cas de la réflexion en incidence normale (faible angle d'incidence ne dépassant pas une dizaine de degré), le rapport d'amplitude entre l'onde réfléchiée et l'onde incidente de même type appelé coefficient de réflexion s'exprime par la relation. [5]

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{d_2 v_2 - d_1 v_1}{d_2 v_2 + d_1 v_1} \text{ (Équation de Gutenberg)}$$

$R$  : Coefficient de réflexion variable entre  $-1$  et  $+1$ .

$A_r$  : Amplitude de l'onde réfléchie

$A_i$  : Amplitude de l'onde incidente

Comme l'amplitude d'une onde sismique est :

$$E = A^2, \text{ on a : } R^2 = \left(\frac{A_r}{A_i}\right)^2 = \frac{E_r}{E_i} = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}\right)^2 = \left(\frac{d_2 V_2 - d_1 V_1}{d_2 V_2 + d_1 V_1}\right)^2$$

$E_r$ : L'énergie véhiculée par l'onde réfléchie.

$E_0$ : L'énergie véhiculée par l'onde incidente.

$Z_1$  et  $Z_2$  les impédances acoustiques des deux milieux.

Cette relation montre que la réflexion a lieu seulement pour  $Z_2 \neq Z_1$ . Toutefois, comme les masses volumiques (ou densité par abus) varient généralement très peu en comparaison avec les vitesses, elles jouent donc un rôle moins important dans la détermination du coefficient de réflexion au niveau de l'interface entre deux milieux. [5]

Dans ce cas le coefficient de réflexion est calculé selon l'expression suivante :

$$R = \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}$$

L'amplitude  $A_r$  de l'onde réfléchie change en fonction de l'angle d'incidence de l'onde émise qui atteint le réflecteur mais aussi elle dépend de l'offset  $X$  (déport) du géophone par rapport à la source d'excitation. Ce phénomène est appelé variation de l'amplitude avec l'offset (Amplitude Versus Offset -AVO). [5]

### I.3.3 Les différents types des ondes sismiques

Les différents types d'ondes sismiques se propagent dans le sous-sol, leur nature variant en fonction des caractéristiques géologiques des formations traversées qui sont :

#### I.3.3.1 Les ondes de volume

Les ondes de volume incluent les ondes longitudinales et les ondes transversales : [6]

##### I.3.3.1.1 Les ondes primaires longitudinales P

Les ondes longitudinales ou de compression (onde  $P$  ou primaire) se propagent aussi bien dans les solides que dans les fluides (liquides et gaz).

Le passage de ces ondes se déplaçant à une vitesse  $V_p$  soumet le milieu à des contraintes de compression et de dilatation c'est-à-dire à une variation de volume qui conduit à une variation de pression. Ces contraintes ont la même direction que celle de la propagation de l'onde. Donc durant le

passage des ondes sismiques, le mouvement des particules de la matière est parallèle à la direction de propagation (polarisation parallèle à la direction de propagation) (Figure I.3). [6]

La vitesse des ondes  $P$  est donnée par la formule :

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{d}} = \sqrt{\frac{E(1 - \sigma)}{d \cdot (1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}} = \sqrt{\frac{K + (4/3)\mu}{d}}$$

Dans un fluide, le module de rigidité est nul.

Donc  $V_P$  devient :  $V_P = \sqrt{\frac{\lambda}{d}} = \sqrt{\frac{k}{d}}$

$K$ : Module d'incompressibilité.

$d$ : La densité (ou masse spécifique).

$\sigma$ : Coefficient de Poisson.

$E$ : Module de Young (module d'élasticité dynamique).

$\lambda$  et  $\mu$ : Les coefficients de Lamé.

Sur la (Figure I.3), l'on remarque que l'espace correspondant à deux mouvements de dilatation ou à des mouvements de compression caractérise la longueur d'onde  $\lambda$  ( $\lambda = V \cdot T$ ).

La vitesse de propagation des ondes  $P$  étant plus grande que celle des autres ondes, elles arrivent les premières aux capteurs (géophones ou hydrophones). [5]

### I.3.3.1.2 Les ondes secondaires transversales $S$ :

Elles sont appelées également ondes de cisaillement, secondaire, de distorsion ou de rotation. Étant donné que les liquides non visqueux ne subissent pas de cisaillement, elles ne peuvent s'y propager (car  $\mu = 0$ ) et leurs vitesses dans les solides sont plus lentes que les ondes longitudinales. Le passage de ces ondes dans un milieu provoque une torsion de celui-ci ce qui provoque des oscillations des particules de ce milieu perpendiculairement à la direction de propagation (polarisation perpendiculaire à la direction de propagation) (Figure I.3). [5]

Le milieu est soumis donc à une contrainte de cisaillement, contrainte entraînant des déformations(changement) de forme sans changement de volume.

La vitesse des ondes  $S$  est donnée par :  $V_S = \sqrt{\frac{\mu}{d}} = \sqrt{\frac{E}{2d \cdot (1 + \sigma)}}$

On distingue en sismique, les ondes polarisées horizontalement ( $SH$ ) et celles polarisées verticalement ( $SV$ ).

Le Rapport :  $\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{1 - \sigma}{0,5 - \sigma}}$  Lorsque  $\sigma = 0$ , **25**

(valeur courante dans les roches) dans ce cas on a :  $\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{3}$ . [6]

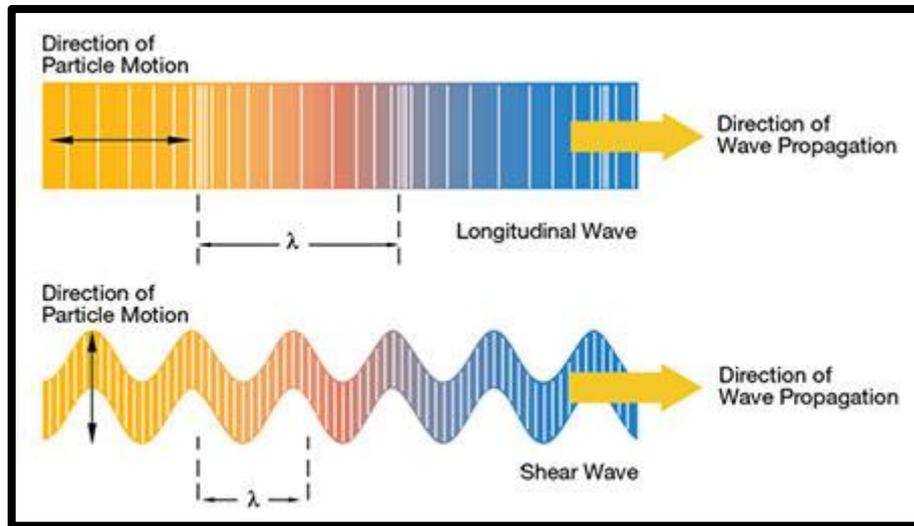


Figure I. 3 : La propagation des ondes P et S.

### I.3.3.2 Les ondes de surfaces

Lorsque le milieu élastique est semi fini et non isotrope et en présence d'une surface de séparation entre deux milieux aux propriétés élastiques différentes, en plus des ondes de volume il peut exister des ondes d'un nouveau type que l'on appelle les ondes de surface. Elles résultent de l'interférence des ondes **P** et **S**.

Ces ondes se propagent au voisinage de l'interface séparant deux milieux élastiques de différentes propriétés élastiques. Leur amplitude décroît rapidement avec la profondeur ; leurs fréquences, d'autre part, sont inférieures à celles des ondes de volume. [6]

Les ondes de surface les plus connues en prospection sismique sont :

- Les ondes de Rayleigh.
- Les ondes de Love.
- Les ondes de Stoneley (se propageant le long des interfaces séparant deux milieux (solide-solide). En PSV, elles correspondent aux ondes de tube.
- Les ondes de Scholte (apparaissant aux interfaces solide-liquide) ; elles sont utilisées en prospection sismique marine.

Les ondes de surface se propagent généralement à une vitesse moins grande que les ondes de volume et leur mode de propagation est généralement plus complexe.[6]

### I.3.4 Les étapes de la sismique réflexion :

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

- L'acquisition.
- Le traitement.
- L'interprétation.

#### I.3.4.1 Acquisition des données sismiques sur le terrain

En exploration pétrolière, l'imagerie sismique réflexion est la méthode principale pour découvrir de nouveaux gisements d'hydrocarbures. La première étape consiste à acquérir les données sismiques sur le terrain, en excitant le sous-sol avec une source sismique placée en surface, ce qui génère des ondes sismiques se propageant dans le sous-sol. Ces ondes sont réfléchies ou réfractées aux interfaces entre différentes couches géologiques, et enregistrées par des capteurs en surface. Pour localiser les pièges à hydrocarbures, il faut définir divers paramètres d'acquisition en fonction des objectifs sismiques, tels que la profondeur ciblée, la résolution spatiale souhaitée, et la géométrie des équipements de terrain tels que la nappe des géophone et d'émission. Les données enregistrées sont stockées sous forme numérique et doivent être échantillonnées à une fréquence suffisamment élevée pour éviter toute perte d'information. En industrie pétrolière on utilise généralement un pas d'échantillonnage de 2 ms.

##### I.3.4.1.1 Dispositif d'émission (Sources sismiques) :

L'ébranlement en sismique se fait par le biais de :

- **La dynamite** : qu'elle soit enterrée ou à l'air libre, cette source vibratoire a l'avantage de libérer une grande énergie en un temps très bref (quelques centaines de micros secondes) couvrant une large bande de fréquence que l'on peut assimiler à une impulsion de Dirac. Cependant, elle possède de nombreux inconvénients tels la dangerosité de manipulation et un impact néfaste sur l'environnement. Elle est rarement utilisée de nos jours.
- **Le marteau (chute de poids)** : Une source très peu couteuse, mais son inconvénient majeur est de n'atteindre que des profondeurs superficielles et par conséquent ne peut être utilisée en sismique pour ausculter des couches profondes.
- **Le camion-vibreux (Vibroseis)** : Les camions-vibreurs sont très utilisés en sismique profonde, comportant une plaque d'acier de quelques tonnes fermement pressée sur le sol et actionnée par un vibreur hydraulique, ils émettent des trains d'ondes pendant 7 à 12 secondes, de fréquence de quelques dizaines de Hertz progressivement variable. La vibro-

sismique nécessite un traitement supplémentaire (corrélation du signal) qui comprime chaque train d'ondes réfléchis en un court signal pour obtenir une impulsion brève.

Malgré la faible énergie qu'ils émettent, ils présentent de nombreux avantages tels que la connaissance à l'avance de la forme du spectre émis. C'est aussi une source inépuisable et réutilisable, ce qui en fait d'elle l'outil le plus utilisé de nos jours dans les campagnes sismiques.

#### **I.3.4.1.2 Laboratoire d'enregistrement :**

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

#### **I.3.4.1.3 Couverture multiple :**

La couverture multiple en sismique réflexion est le nombre de fois qu'une zone du sous-sol est éclairée par les ondes sismiques, influençant la qualité de l'image sismique finale. Une couverture élevée améliore le rapport signal/bruit de  $\sqrt{n}$  et la continuité des réflecteurs, tandis qu'une couverture faible peut entraîner des données de qualité inférieure  $n$  étant l'ordre de la couverture.

#### **I.3.4.2 Interprétation sismique :**

L'interprétation de l'imagerie sismique réflexion est l'étape finale qui permet d'obtenir d'une part l'imagerie des structures géométriques en plaçant convenablement les réflecteurs sismiques qui indiquent les événements transcrits en temps par les traces sismiques et possédant une continuation spatiale et d'autres part parvenir à une imagerie quantitative des propriétés élastiques des milieux reliant les paramètres élastiques et les propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité etc). En exploration pétrolière, on se limite généralement à une interprétation structurale qui a pour objectif de relier les différents réflecteurs (horizons) sismiques observés sur une section sismique en position  $(x, t)$ , aux différentes couches géologiques du sous-sol.

#### **I.3.4.3 Le traitement sismique**

Les données sismiques brutes recueillies sur le terrain subissent un traitement informatique spécialisé visant à améliorer leur qualité et leur rapport signal sur bruit, afin de mettre en évidence les caractéristiques géologiques à différentes profondeurs.

Ce processus complexe, réalisé par du personnel qualifié, implique une série de traitements successifs pour convertir les données enregistrées en sections sismiques 2D ou 3D représentant la géométrie du sous-sol. Les progrès technologiques ont également permis le développement d'algorithmes

d'inversion pour estimer des paramètres pétro-physiques des réservoirs. L'objectif final est d'obtenir des sections sismiques interprétables à partir des données brutes enregistrées sur le terrain.

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

#### **I.3.4.3.1 Reformat :**

Il s'agit de convertir le format de la bande enregistrée sur le terrain en un format interne compatible avec le logiciel de traitement, facilitant ainsi le stockage et la lecture des données à traiter.

#### **I.3.4.3.2 Démultiplexage :**

Le démultiplexage implique de réorganiser les échantillons des signaux sismiques de manière à regrouper séquentiellement les échantillons associés à chaque géophone.

#### **I.3.4.3.3 Récupération des amplitudes :**

Cela permet de récupérer l'amplitude réelle des signaux en tenant compte du niveau du signal enregistré et du gain appliqué à chaque échantillon.

#### **I.3.4.3.4 Edition :**

Avant la sommation, cette étape est cruciale pour éliminer les enregistrements de qualité inférieure, supprimer les traces de géophones inactifs et corriger les polarités inverses, afin d'éviter toute altération du résultat final et de garantir la qualité de la section sismique.

#### **I.3.4.3.5 Rééchantillonnage :**

Pour des raisons économiques, un rééchantillonnage avec un pas d'environ 4ms est souvent réalisé, bien que le pas d'échantillonnage standard en sismique réflexion soit de 2ms. Afin d'éviter le phénomène d'aliasing, ce rééchantillonnage doit être accompagné d'un filtrage passe-bas ajusté au nouveau pas d'échantillonnage.

#### **I.3.4.3.6 Récupération du gain et correction des atténuations :**

La connaissance du niveau du signal enregistré et de son gain pour chaque échantillon permet de récupérer l'amplitude réelle des signaux sismiques captés par les détecteurs. Ces signaux sont d'autant plus atténués lorsque les réflexions proviennent de couches profondes. La correction des atténuations des réflexions profondes est souvent réalisée à l'aide de formules empiriques ou de contrôles automatiques de gain. Parmi les facteurs qui influent sur l'amplitude, on trouve l'absorption, la divergence sphérique et la transmission.



**I.3.4.3.10 Correction d'obliquité NMO (correction dynamique) :**

Pour une réflexion sur une collection CMP, le "NMO" ou "Normal Move Out" désigne la différence entre le temps de parcours (temps double) à un offset donné et celui à offset nul. Son objectif est d'éliminer la composante de distance entre l'émetteur et le récepteur, afin d'aligner les trajets de manière perpendiculaire aux réflecteurs, supprimant ainsi leur inclinaison.

**I.3.4.3.11 Correction statique résiduelle :**

Les corrections statiques résiduelles visent à corriger les résidus de décalage temporel présents sur chaque trace sismique. Leur objectif est d'optimiser l'addition dans les traces somme, d'améliorer la mise en phase des signaux, et de perfectionner l'analyse de vitesses.

**I.3.4.3.12 Migration partielle DMO (DIP Move Out) :**

Lorsqu'il y a des réflecteurs inclinés, une correction supplémentaire appelée DMO est requise, elle consiste à corriger l'effet du pendage. Cette correction, réalisée avant la correction NMO, vise à maintenir les angles en replaçant l'événement à la position de départ nul correspondant au trajet sur la normale au point réflecteur. Une explication plus approfondie de cette correction sera fournie ultérieurement.

**I.3.4.3.13 Déconvolution :**

La déconvolution est un traitement de filtrage inverse appliqué aux traces sismiques pour corriger les modifications de la forme de l'ondelette émise, améliorant ainsi la résolution. La déconvolution peut être effectuée avant ou après la sommation. Avant la sommation, elle compense l'effet de filtrage terrain pour restaurer les hautes fréquences atténuées et réduire le nombre d'oscillations de l'impulsion émise. Elle est appelée alors deconvolution spike. Après la sommation, elle vise principalement à éliminer les réflexions multiples insuffisamment atténuées et à augmenter la résolution, elle est appelée alors deconvolution predictive.

**I.3.4.3.14 Filtrage :**

Divers types de filtres sont utilisés pour atténuer les bruits ayant des fréquences différentes de celles des signaux utiles, améliorant ainsi le rapport signal sur bruit (S/B). Parmi ces filtres, on trouve le passe-bas, le passe-bande, le filtrage temporel variant, le filtre "f, k", ainsi que des techniques telles que la déconvolution et l'addition en couverture multiple.

**I.3.4.3.15 Mute :**

Le mute, traitement radical dans la séquence de traitement sismique, consiste à supprimer un signal en remettant à zéro les échantillons, et est utilisé en présence de parasites énergétiques résistants aux autres méthodes d'atténuation.

**I.3.4.3.16 Corrélation :**

La corrélation est un processus réalisé sur des signaux longs, visant à comprimer le signal émis par un camion-vibreux, qui peut durer plusieurs secondes. Cette compression est effectuée en corrélant la trace sismique avec un Sweep, choisi de manière à avoir une autocorrélation très brève.

**I.3.4.3.17 Addition horizontale (Stack) :**

Cette étape consiste à additionner toutes les traces correspondant à un même point milieu (CMP), après avoir appliqué les corrections statiques et dynamiques. C'est une phase cruciale du traitement, car elle contribue significativement à améliorer le rapport signal sur bruit (S/B)

**I.3.4.3.18 LMigration :**

Cette étape, essentielle dans le traitement sismique, vise à rétablir les réflecteurs à leurs positions spatiales correctes et à concentrer l'énergie des diffractions.

# **Chapitre 2 : Généralités sur les corrections statiques**

## II.1 Introduction :

Le traitement des données sismiques brutes est une étape cruciale dans l'exploration géophysique, permettant de mettre en évidence les caractéristiques géologiques du sous-sol. Ce processus complexe implique une série de traitements successifs réalisés par du personnel qualifié, dans le but de convertir les données enregistrées sur le terrain en sections sismiques interprétables.

Parmi ces traitements, la correction statique joue un rôle essentiel. En effet, les variations de l'épaisseur et de la vitesse des couches superficielles du sol peuvent introduire des distorsions dans les données sismiques, nécessitant une correction pour obtenir une image précise de la structure du sous-sol. Ce travail se concentrera sur les différentes méthodes des corrections statiques, leurs avantages et leurs limites, ainsi que leur impact sur la qualité des sections sismiques finales.

Une comparaison sera effectuée entre trois méthodes de correction statique couramment utilisées : le Carottage Sismique CVT, la méthode d'Inversion Linéaire Généralisé GLI et Tomographie Sismique. Chacune de ces méthodes présente des caractéristiques spécifiques en termes de données requises, de complexité de mise en œuvre et de précision des résultats. Cette comparaison permettra de guider le choix de la méthode la plus adaptée pour un projet d'exploration donné.

## II.2 Définitions

### II.2.1 Définition de la Correction Statique

La correction statique est un ajustement algébrique qui s'applique au temps total enregistré lors de la sismique réflexion. Son orientation dépend de la position du plan de référence (DP), et son amplitude est déterminée par les caractéristiques de la zone altérée. Elle est qualifiée de "statique" car elle reste constante dans le temps pour chaque trace sismique. Cette correction consiste à compenser l'effet de l'altitude (topographie) au niveau des sources sismiques et des récepteurs (traces sismiques), ainsi que l'impact de la zone altérée (WZ) en termes d'épaisseur et de vitesse.

### II.2.2 Objet des Corrections Statiques

La mesure du temps de parcours entre l'émission et l'arrivée de la réflexion correspondante à une trace sismique donnée, représente le trajet réel parcouru par l'onde sismique entre le point de tir S et le géophone placé en R (Figure II. 1). Ce trajet est influencé par plusieurs facteurs tels que l'altitude des points S et R, l'épaisseur et la vitesse des couches altérées, il est affecté également de l'obliquité du trajet sismique entre le point d'émission et le point de réception.

Une correction statique sera appliquée pour corriger les effets d'altimétrie et de la WZ, ainsi qu'une correction d'obliquité pour prendre en compte l'angle du trajet sismique. [5]

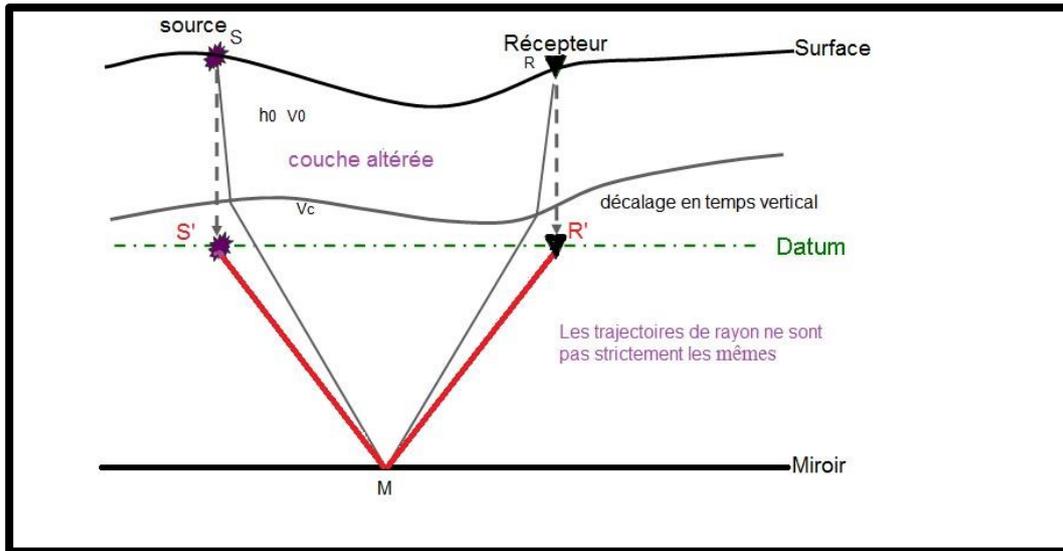


Figure II. 1 : Principe de Correction Statique

### II.2.3 Définition de plan de référence

Le plan de référence, également appelé Datum Plane (DP), est un repère fictif utilisé pour la correction statique. Il peut être positionné soit sous, soit dans la zone altérée, en fonction des besoins spécifiques. Généralement, il est placé en dessous de la base de la Weathered Zone (WZ), le plus près possible de son mur, afin de réduire la distance parcourue par l'onde sismique entre le mur et le DP. [5]

Il existe plusieurs cas de DP comme :

- **DP horizontal** : Dans le cas d'un relief régulier, le Datum Plane (DP) horizontal est sélectionné à une altitude moyenne, cas (a). (Figure II.2) [5]
- **DP incliné** : Dans le cas d'un profil altimétrique des profils sismiques qui présente une inclinaison à l'échelle régionale, on sélectionne un Datum Plane (DP) correspondant au pendage moyen pour l'aligne, cas (b). (Figure II.2) [5]
- **DP en escalier** : Dans le cas de la présence des variations significative et abruptes dans la topographie des profils sismiques, on utilise une série de Datum Plane (DP) à des altitudes successives, variant progressivement. Cependant, lors de la synthèse de la région, il est impératif d'harmoniser tous les temps sur un seul DP (DP régional), cas (c). (Figure II.2)

- **DP flottant** : est employé dans des zones accidentées pour effectuer des analyses de vitesse, des corrections dynamiques et l'addition.

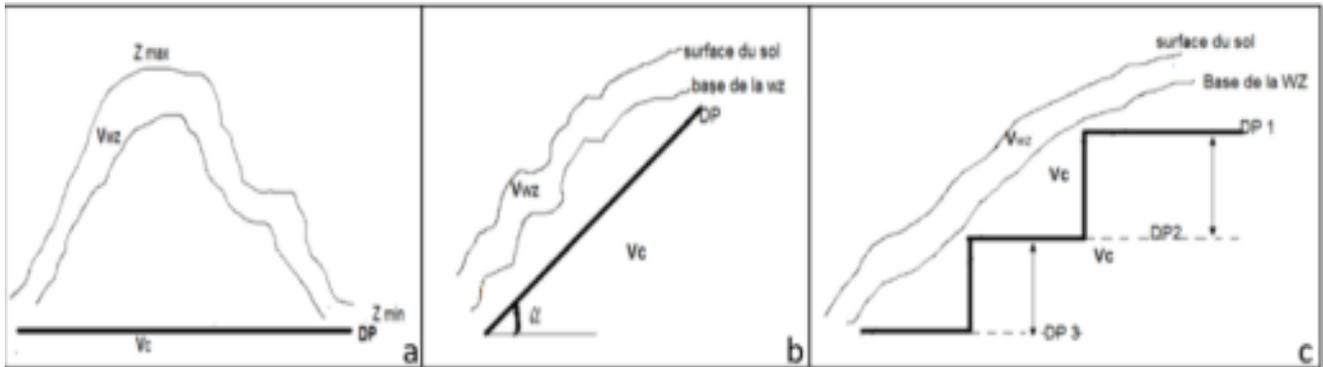


Figure II. 2 : Les différents cas de pendage

#### II.2.4 Définition de la WZ

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

- Zone exposée directement aux causes atmosphériques (mécaniques, biologiques et chimiques).
- Zone hétérogène.
- Zone à épaisseur variable latéralement et horizontalement.
- Zone à faible vitesse de propagation des ondes sismiques (comprise entre 300 et 1700 m/s environ).
- Zone à fort coefficient d'amortissement (forte absorption de l'énergie sismique), rendant ainsi le spectre du signal sismique après sa traversée de plus basses fréquences.
- Zone dans laquelle prennent naissance les ondes de surface (Rayleigh et Love - grounds roll).
- Zone jouant le rôle d'un filtre coupe haut en raison de son pouvoir d'atténuation des hautes fréquences.
- Zone caractérisée par un fort contraste d'impédance acoustique à sa base, jouant ainsi un excellent marqueur sismique.
- Zone se caractérisant par une base qui brise beaucoup les rayons sismiques de sorte que les trajets de propagation dans celle-ci peuvent être assimilés à des trajets verticaux.

- Zone superficielle hétérogène (dispersive) d'épaisseur variable et possédant une vitesse variable horizontalement et verticalement.

### II.2.5 Mesure des Corrections Statiques

Les ajustements effectués sur chaque trace se divisent en deux phrases distinctes :

- Les corrections statiques d'altimétrie ajustent les temps de parcours des ondes sismiques pour compenser les décalages dus aux variations d'altitude des sources sismiques et des récepteurs, les ramenant à une altitude uniforme sur un plan de référence fixe. (Figure II. 1)

$$C_{DP} = \pm \frac{h_{DP}}{V_c}$$

- Les corrections statiques de la WZ en prospection sismique terrestre compensent les anomalies de temps causées par les variations de vitesse des ondes sismiques et la profondeur de la zone altérée (Figure II. 1). En les appliquant le long d'un profil sismique, les temps enregistrés sur les traces sismiques sont ajustés pour refléter une situation sans altération.

$$C_{wz} = - \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{V_i}\right) h_{wz}$$

D'où :

$V_c$ : la Vitesse de comblement.

$h_{DP}$ : l'épaisseur de Datum Plane.

$V_i$ : la Vitesse de  $i^{ème}$  couche.

L'épaisseur  $h_{DP}$  représente la distance entre le point du DP et la source, indiquée par le signe (+ -) pour positionner le DP par rapport à la base de la WZ : (+) au-dessus, (-) en dessous de la base de la WZ. (Figure II.3)

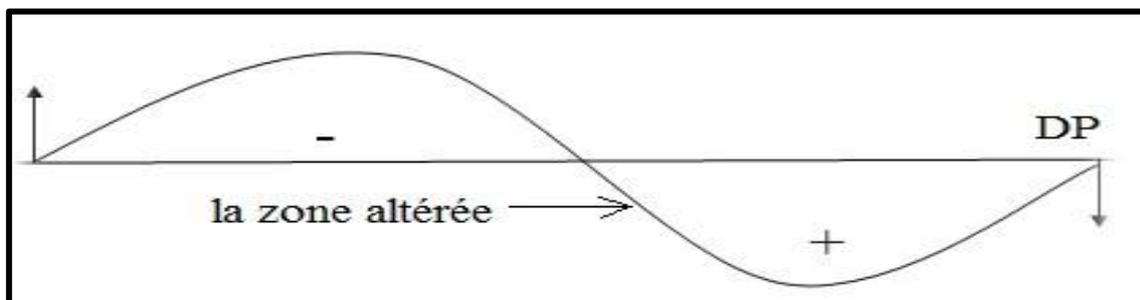


Figure II. 3 : Les signes de la correction altimétrique

### II.2.5.1 Correction aux récepteurs

Comme mentionné précédemment, chaque correction statique implique deux ajustements. Ainsi, pour la correction au niveau du récepteur :

$$C_R = C_{DP} + C_{WZ}$$

D'où :

$$C_R = \frac{(Z_R - Z_{DP})}{V_C} + h_{WZ} \left( \frac{1}{V_{WZ}} - \frac{1}{V_C} \right)$$

Tel que :

$$C_{DP} = \frac{(Z_R - Z_{DP})}{V_C} \text{ correction altimétrie au récepteur.}$$

$$C_{WZ} = h_{WZ} \left( \frac{1}{V_{WZ}} - \frac{1}{V_C} \right) \text{ correction de la WZ au récepteur.}$$

### II.2.5.2 Corrections aux sources

En fonction de la position DP, les temps corrigés sont calculés en soustrayant la durée du trajet SS' du temps total brut.

$$C_S = C_{DP} + C_{WZ}$$

D'où :

$$C_S = \left( \frac{Z_S - Z_{DP}}{V_C} \right) + h_{WZ} \left( \frac{1}{V_{WZ}} - \frac{1}{V_C} \right)$$

Tel que :

$$C_{DP} = (Z_S - Z_{DP}) / V_C \text{ correction altimétrie à la source.}$$

$$C_{WZ} = h_{WZ} \left( \frac{1}{V_{WZ}} - \frac{1}{V_C} \right) \text{ correction de la WZ à la source.}$$

### II.2.5.3 Corrections statiques totales

La correction statique totale se compose de la somme de la correction statique au point de tir et de la correction statique au point de réception. (Figure II. 1)

$$C_{ST} = C_S + C_R$$

$$C_{ST} = C_{S(DP)} + C_{S(WZ)} + C_{R(DP)} + C_{R(WZ)}$$

## II.2.6 Les méthodes de la correction statique

Les corrections statiques (CS) visent à compenser les effets de la zone d'étude. Pour effectuer ces corrections, il est essentiel de disposer des paramètres de la zone d'étude tels que son épaisseur et sa vitesse.

Différentes approches peuvent être distinguées pour le calcul des corrections statiques :

- **Les méthodes directes** fournissent directement les valeurs des vitesses verticales et des épaisseurs des couches de la zone d'étude, par exemple, le carottage CVT.
- **Les méthodes indirectes** nécessitent une interprétation pour déduire les données en étudiant les dromochroniques et les indicatrices. Par exemple, les tirs petite réfraction (TPR), la méthode de Gardner, et la méthode ABC.
- **Les méthodes itératives** incluent des approches telles que la méthode GLI, la méthode DRM, le méthode tomographie sismique et la méthode de SWAMI.

### II.2.6.1 Méthode directe :

On obtient les vitesses verticales et les épaisseurs des couches de la zone altérée (WZ) directement à partir des carottages prises d'un forage VT.

#### II.2.6.1.1 Carottage sismique de la WZ (CVT)

Le carottage sismique, également connu sous le nom de carottage WZ, est une méthode directe utilisant un trou tubé de profondeur dépassant généralement la base de la zone altérée. L'opérateur effectue des tirs de faibles charges du bas vers le haut à des intervalles de 3 à 10 mètres, en enregistrant les données à la surface à l'aide de géophones disposés en cercle autour du trou. Chaque géophone est placé à plus de 5 mètres de la gueule du trou.

Les mesures de temps des trajets directs entre les différentes profondeurs de la source sismique et les géophones en surface permettent d'établir la corrélation entre le temps et la profondeur, exprimée par la courbe  $T = f(P)$ . À chaque emplacement de la charge sismique, le temps d'arrivée des premières ondes est enregistré. L'opérateur identifie ces temps d'arrivée, enregistre les temps bruts et ensuite calcule le temps vertical  $T_V$  utilisant la formule suivante :

$$T_V = T_{OP} \cos \alpha = \frac{T_{OP} P}{(P^2 + D^2)^{\frac{1}{2}}}$$

$T_V$  : le temps vertical recherché.

$T_{op}$  : le temps mesuré ou temps réel du parcours ES.

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

**D** : la distance entre l'émetteur et le centre du puits.

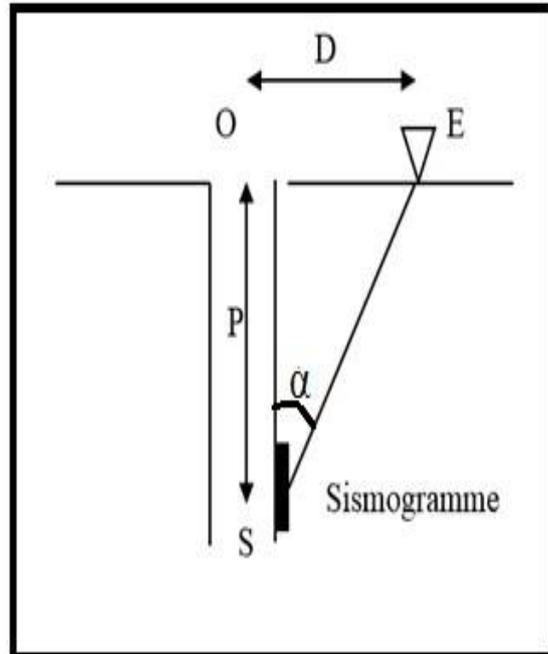


Figure II. 4 : Principe du carottage de WZ

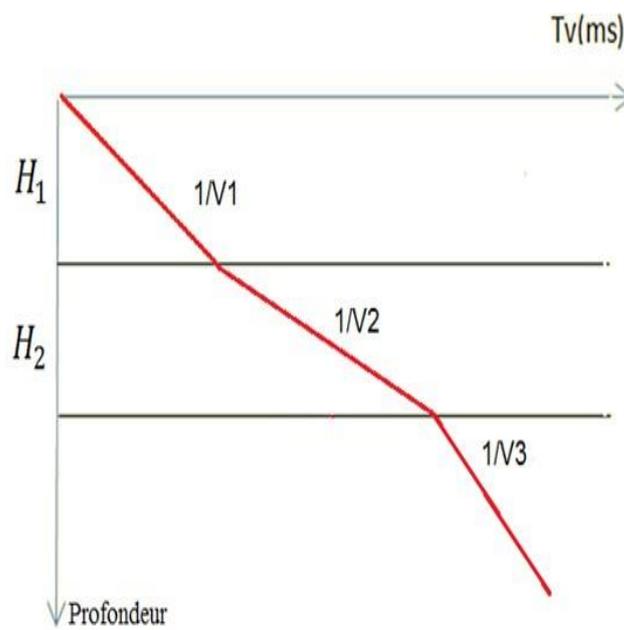


Figure II. 5 : Courbe temps-profondeurs  $TV=f(p)$

À chaque tir sismique, l'opérateur enregistre les temps d'arrivée de l'onde directe, les convertit en temps verticaux  $T_v$ , puis trace la courbe temps-profondeurs (temps vertical en fonction de la profondeur)

$T_v = f(p)$  (Figure II.5).

En cas de présence d'une seule couche dans la zone altérée (WZ), la dromochronique est représentée par deux branches de vitesses  $V_{WZ}$  et  $V_0$ , correspondant respectivement à la vitesse de la WZ et celle du substratum.

Pour des zones altérées composées de plusieurs couches, des points de rupture multiples sont observés.

Cette méthode requiert une WZ relativement mince ou des forages profonds, ainsi qu'un nombre conséquent de forages car chaque carottage sismique ne fournit qu'une information ponctuelle sur la vitesse et l'épaisseur de la couche altérée. Entre deux carottages adjacents, une interpolation de ces valeurs est nécessaire. Malgré son coût élevé, le carottage WZ demeure la méthode la plus précise pour déterminer avec exactitude l'épaisseur et la vitesse de la zone altérée.

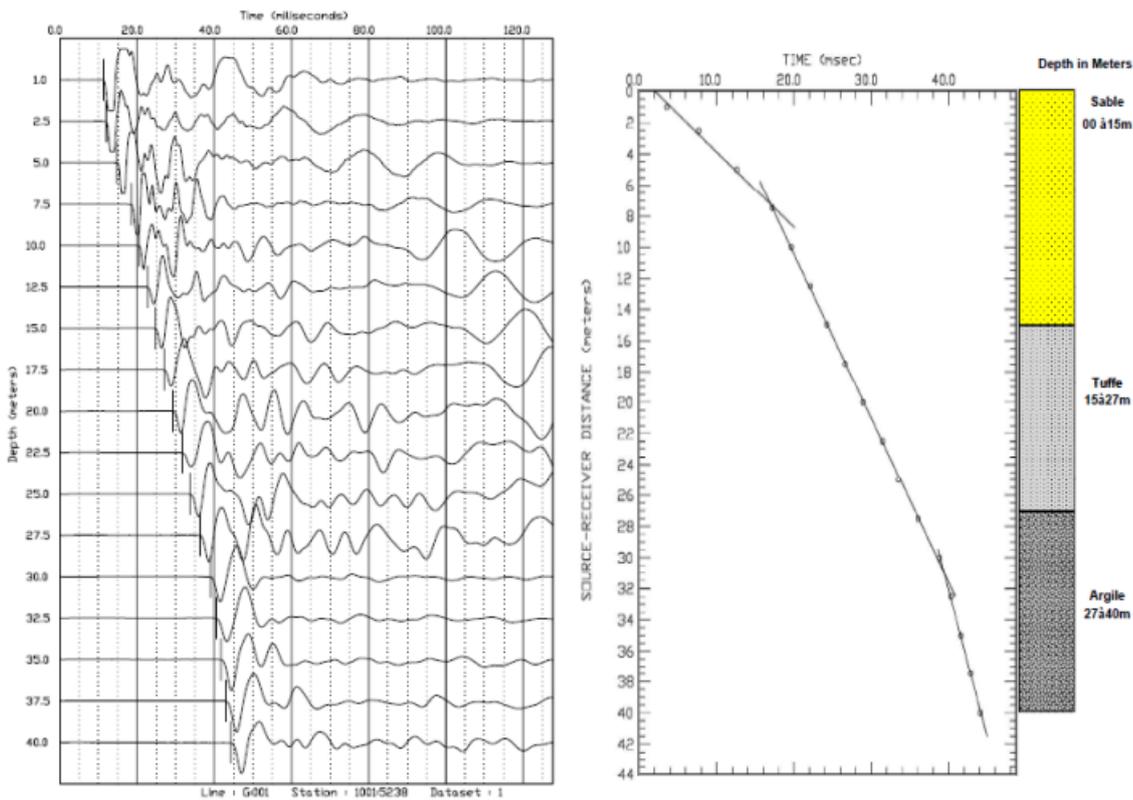


Figure II. 6 : Exemple d'un enregistrement réel de CVT (a) la WZ est composée de deux couches, (b) la WZ est composée de plusieurs couches

**Les inconvénients de la méthode :**

- Nécessite une zone altérée (WZ) pas trop épaisse ou des forages profonds pour être efficace.
- Requiert un nombre important de forages, car chaque carottage ne fournit qu'une information ponctuelle sur la vitesse et l'épaisseur de la couche altérée.
- Entre deux carottages voisins, il faut interpoler les valeurs de vitesse et d'épaisseur, ce qui peut introduire des incertitudes.
- Méthode assez coûteuse et complexe pour sa mise à mettre en œuvre.

**Les avantages de la méthode :**

- Fournit avec précision l'épaisseur et la vitesse de la zone altérée au point de mesure.
- Reste la meilleure méthode pour obtenir ces paramètres de manière fiable.

**II.2.6.2 Méthode indirecte****II.2.6.2.1 Méthode de petite réfraction (TPR)**

La méthode sismique de réfraction repose sur la variation de la vitesse de propagation des ondes sismiques entre deux couches géologiques distinctes : une couche inférieure à vitesse plus rapide et une couche supérieure à vitesse plus lente.

En exploitant le phénomène de réfraction qui se produit lorsque les ondes passent d'un milieu à un autre, cette méthode permet une analyse fine des interfaces présentant des inclinaisons modérées dans le sous-sol. L'objectif fondamental de cette approche est de mesurer précisément les temps d'arrivée des ondes directes et réfractées, enregistrés lors de la propagation des ondes sismiques. En analysant ces données, il est possible de construire un modèle de vitesse des différentes couches géologiques et d'obtenir une vision détaillée de la structure et de la composition du sous-sol étudié.

Cette équation ci-dessous exprime le temps d'arrivée de la première onde réfractée en fonction de la distance  $X$  entre le point d'émission et le récepteur dans le contexte d'une bicouche. Cette bicouche est constituée d'une première couche lente de vitesse  $V_{WZ}$  et d'épaisseur finie, reposant sur une couche d'épaisseur infinie avec une vitesse  $V_1$  supérieure à  $V_{WZ}$ .

Le graphique représentant le temps en fonction de la distance est appelé hodochrone ou dromochronique. (Figure II.7)

$$T = \frac{X}{V_2} + \frac{2h}{V_1} \cos \lambda$$

D'ou :

**h** : L'épaisseur de la WZ.

**V<sub>1</sub>** : Vitesse de la WZ.

**V<sub>2</sub>** : Vitesse de du marqueur.

**λ** : Angle critique.

**X** : Distance entre point de tir et récepteur.

Cette dernière expression est l'équation d'une droite de pente 1/V<sub>2</sub> et d'ordonné à l'origine, ou l'intercepte :

$$I = \frac{2h}{V_1} \cos \lambda$$

Avec l'interface I on peut calculer l'épaisseur h de la couche altérée :  $h = \frac{IV_1}{2 \cos \lambda}$

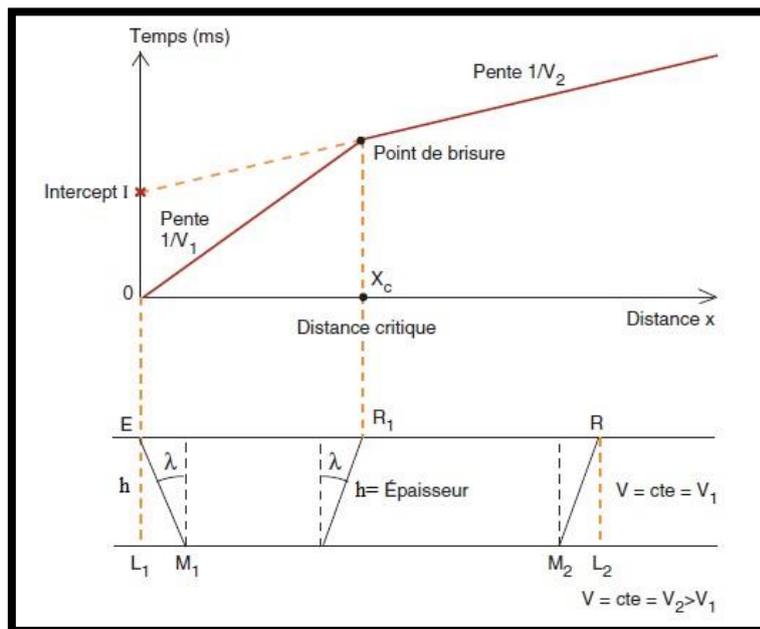


Figure II. 7 : Dromochronique des ondes sismiques.

**II.2.6.2.2 Méthode des interceptes (IK) :**

La méthode des interceptes en sismique réfraction, basée sur la correspondance des trajets des ondes réfractées, est simple et efficace pour calculer les paramètres de la zone altérée (Vitesse et profondeur), idéale pour des régions topographiquement stables, mais peut présenter des erreurs en cas de variations brusques de vitesse dans la couche d'eau.

**Les avantages de la méthode :**

- Cette méthode offre des performances fiables dans les régions caractérisées par des reliefs topographiques calmes. Elle est particulièrement bien adaptée à la plupart des zones du Sahara, à l'exception des zones sujettes aux dunes.
- Cette méthode simple offre une manière rapide et facile de calculer les paramètres de la zone altérée ( $V_{WZ}$  et  $h_{WZ}$ ).
- Cette méthode est moins coûteuse que le carottage sismique.

**Les inconvénients de la méthode :**

- La détection de couches à vitesses élevées à l'intérieur de la zone altérée (WZ) peut entraîner des inexactitudes, et cette méthode n'est pas adaptée lorsque la vitesse augmente progressivement avec la profondeur dans la couche WZ.

**II.2.6.2.3 Méthode ABC**

La méthode ABC, conçue par Hawkins en 1961, établit un lien direct entre le temps et l'épaisseur d'une couche spécifique. Elle permet de calculer le délai associé à un marqueur à chaque point de réception en surface en mesurant les dromochroniques amont et aval du pendage par rapport à une réfraction du même marqueur. Cette méthode nécessite deux tirs : un tir direct et un tir inverse enregistrés en un seul point, permettant de déterminer le temps double et la vitesse de la zone altérée pour chaque trace.

**Les avantages de la méthode :**

- C'est une méthode de calcul simple.
- Elle permet de calculer le temps vertical pour chaque point de réception.

**Les inconvénients de la méthode :**

- La méthode suppose que la vitesse de la WZ est constante ; une variation latérale de  $V_0$  peut entraîner des résultats imprécis.
- Le milieu sous-jacent doit être significativement plus rapide ( $V_0 \ll V_c$ ).
- Elle nécessite également beaucoup de manipulations sur le terrain, notamment des tirs directs et inverses.

**II.2.6.2.4 Méthode de Gardner**

Cette méthode exploite les temps d'arrivée des ondes réfractées sur des marqueurs situés en profondeur, nécessitant que ces ondes soient les premiers événements sur les enregistrements de réflexion de

production, et repose sur des hypothèses de vitesse élevée du marqueur, de faible pendage ( $\leq 12^\circ$ ), et d'une influence minimale du relief grâce à un marqueur profond.

**Les avantages de cette méthode sont les suivants :**

- L'utilisation du profil d'altimétrie comme outil de vérification est un avantage majeur.
- Cette méthode ne nécessite pas d'analyse détaillée des caractéristiques de la surface, ce qui est un avantage puisqu'aucune étude spécifique de la zone n'est requise.

**Les inconvénients de cette méthode sont les suivants :**

- La procédure de calcul des corrections statiques est longue et exige une grande précision de la part de l'opérateur.
- Il est nécessaire d'avoir un réflecteur avec un pendage inférieur ou égal à 12 degrés.
- Le marqueur doit être situé à une profondeur significative pour que la méthode puisse être mise en œuvre.

### **II.2.6.3 Méthode d'inversion ou (itératives)**

Dans le but de contourner les contraintes des approches antérieures, d'autres méthodes offrent la possibilité de créer de manière itératives le modèle géologique de la zone altérée en ajustant successivement, à chaque itération, l'épaisseur et la vitesse de chaque couche.

Parmi ces méthodes, celles qui sont largement employées dans l'industrie sismique sont :

#### **II.2.6.3.1 Méthode d'inversion linéaire généralisée (GLI)**

La méthode GLI est une technique mathématique initialement appliquée par Hampson et Russelle en 1984 pour résoudre le problème des corrections statiques. Cette approche se distingue par sa flexibilité dans la définition de la zone altérée. Elle consiste à ajuster des lignes droites aux premières arrivées refractées observées et à mesurer leurs pentes pour déterminer les vitesses qui, une fois appliquées aux interceptes, permettent de calculer les épaisseurs.

La méthode GLI procède de manière itérative pour déterminer le modèle géologique de la subsurface en ajustant successivement l'épaisseur et la vitesse de chaque couche. Elle utilise la technique du tracé de rayon par modélisation directe pour des modèles avec de grandes variations de couverture. Pour garantir la stabilité du processus d'inversion, le modèle géologique est lissé, en adoptant un lissage fenêtré basé sur la longueur du dispositif et les paramètres du modèle tels que la vitesse et l'épaisseur.

### II.2.6.3.1.1 Principe de la méthode

La méthode itérative (GLI) consiste à construire progressivement un modèle de la subsurface en utilisant les informations obtenues à partir des enregistrements des premières arrivées réfractées.

En partant du modèle supposé d'origine (réel) (figure II.8), où deux couches à faible vitesse recouvrent une couche à grande vitesse, on génère un ensemble d'arrivées réfractées enregistrées comme observations. Sans avoir une connaissance préalable des paramètres du modèle réel, on propose un modèle initial.

À l'aide de la méthode de tracé de rayons, on calcule alors les temps théoriques des premières arrivées réfractées correspondant à ce modèle initial.

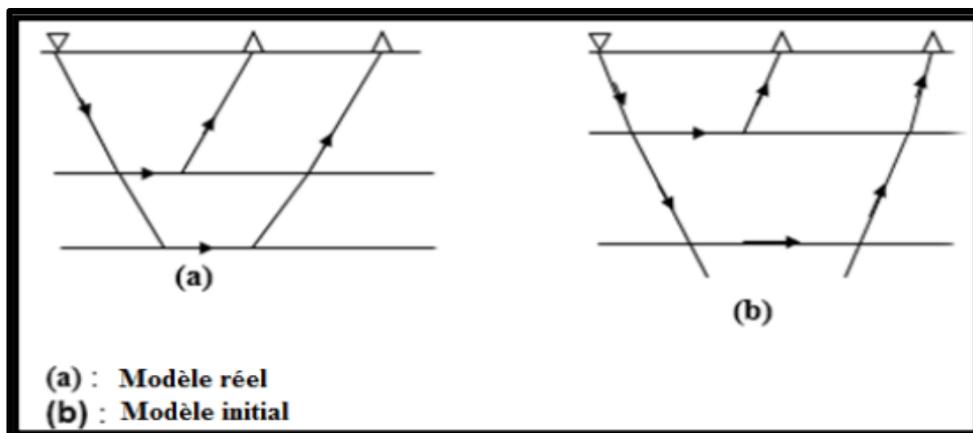


Figure II. 8 : Trajectoire des rayons réfractés à travers le modèle d'origine et le modèle Initial

Ce modèle initial est souvent approximatif, ne correspondant pas exactement aux arrivées réelles, comme illustré par l'erreur  $E$  entre les temps d'arrivées du modèle supposé et ceux du modèle réel. (figure II.9).

En analysant cette erreur et en la minimisant itérativement, des ajustements sont apportés au modèle choisi jusqu'à ce qu'une concordance soit atteinte entre les temps observés et ceux du modèle estimé, visant idéalement une erreur nulle.

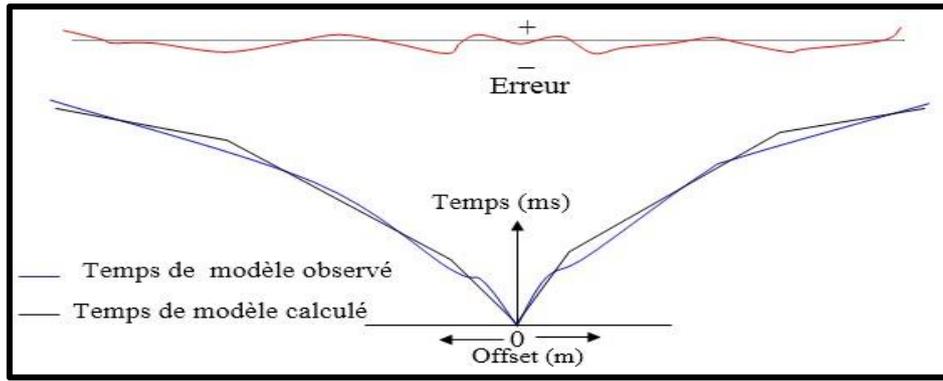


Figure II. 9 : Erreur entre le modèle observé et le modèle calculé

II.2.6.3.1.2 Algorithme GLI

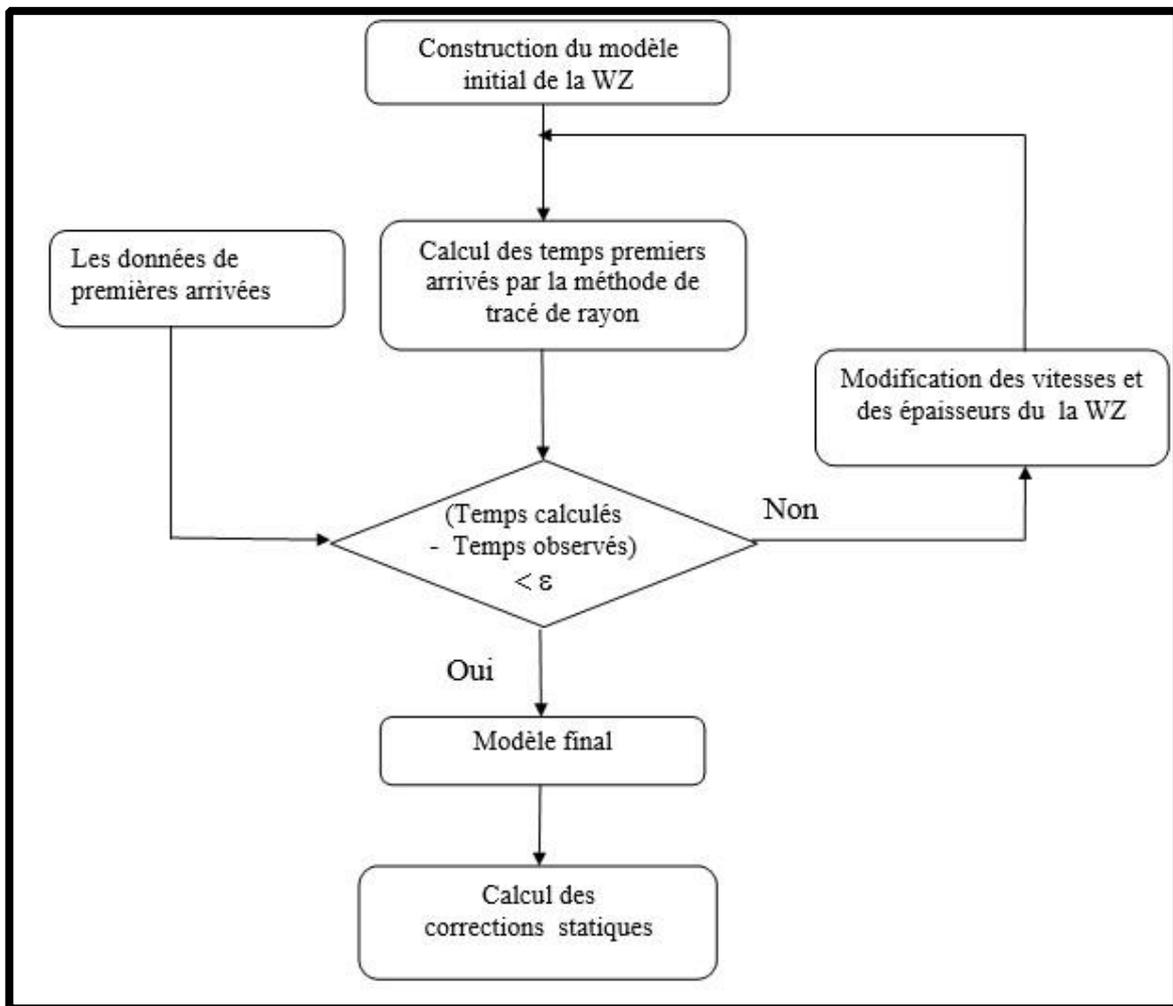


Figure II. 10 : Algorithme général de la modélisation itérative (GLI).

Dans le processus itératif de l'algorithme GLI, il est crucial de sélectionner soigneusement le modèle initial (Figure II.10), déterminant ainsi les caractéristiques des différentes couches géologiques.

Le programme GLI effectue des itérations en calculant les temps d'arrivée des ondes réfractées en se basant sur ce modèle initial, les compare aux données réelles, ajuste le modèle en conséquence, et répète ce processus jusqu'à ce qu'une concordance satisfaisante soit atteinte entre les données observées et celles du modèle initial, visant à minimiser les écarts pour obtenir un modèle optimal.

### II.2.6.3.2 Tomographie sismique

#### II.2.6.3.2.1 Introduction

La tomographie est un terme grec dérivé de « tomos », qui signifie « coupe » ou « tranche », et de « graphein », signifiant « écrire ». Cela se traduit littéralement par « représentation en coupes ». Plus généralement, la tomographie englobe toutes les techniques visant à reconstruire le volume d'un objet à partir de diverses mesures prises à l'extérieur de celui-ci. Le résultat est une reconstitution en 3D des valeurs d'une grandeur physique caractérisant l'intérieur de l'objet. La grandeur physique à déterminer varie selon le type d'information que les détecteurs utilisés peuvent fournir (détection d'une particule, pression acoustique, atténuation d'un faisceau lumineux, différence de vitesses). Ces mesures, effectuées à l'extérieur de l'objet, peuvent se faire soit à sa surface, soit à une certaine distance de celui-ci.

Les premières applications de la tomographie en géophysique datent des années 1970, notamment en sismologie pour l'étude de la lithosphère. Bois et al. (1972) ont proposé cette technique, qui a ensuite été introduite par Aki, Christopherson et Husebye (1977) pour déterminer la variation latérale de la vitesse sous de vastes réseaux de stations à partir de données télé-sismiques.

En sismologie, cette méthode était connue sous le nom de méthode d'inversion 3D dans la communauté sismologique jusqu'au début des années 1980. À cette époque, les techniques de résolution itératives, utilisées en tomographie médicale, ont été introduites pour la sismologie de transmission.

L'application de l'inversion 3D consistait à déterminer les structures de vitesse en utilisant les temps d'arrivée des premières ondes longitudinales P, afin de développer de nouveaux modèles de la Terre et de localiser les foyers sismiques (épices) lors des séismes. Les images obtenues par cette méthode d'inversion suscitaient souvent des doutes au sein de la communauté sismologique, jusqu'à la découverte d'une image sismique globale du globe, qui ressemblait fortement à la forme du géoïde terrestre.

Les premiers résultats de l'inversion 3D furent obtenus en 1974 pour la structure de la Terre sous la faille de San Andreas aux États-Unis.

Récemment, la tomographie a été adaptée à l'interprétation des profils de sismique réflexion. Le problème inverse correspondant est plus complexe à résoudre, car il s'agit non seulement de déterminer la vitesse du milieu, mais aussi la profondeur des interfaces.

La tomographie sismique est une méthode géophysique qui utilise les temps de parcours des ondes sismiques générées à la surface pour extraire une loi de distribution des vitesses caractérisant le milieu étudié.

C'est un problème inverse : convertir les mesures observées en un modèle capable de les expliquer.

$$\mathbf{d} = \mathbf{Gm} \quad \mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{d}$$

Où :

$\mathbf{d}$  : données de mesures

$\mathbf{m}$  : modèle physique étudié (modèle de vitesse)

$\mathbf{G}$  : relation physique existante entre  $\mathbf{d}$  et  $\mathbf{m}$ .

La tomographie sismique peut être essentiellement catégorisée en deux principes :

- La tomographie par équation d'onde (WET ou diffraction-tomography) repose sur l'approximation de Born ou Rytov pour résoudre le problème inverse de la dispersion, tel que décrit par Devaney en 1984 et par Wu et Toksoz en 1987.
- La tomographie par rayons sismiques, où le milieu à représenter est divisé en une grille de cellules rectangulaires (figure II.11). Chaque cellule de cette grille est caractérisée par une vitesse  $S_j$  et un temps de trajet calculé  $T_{calc}$  d'un rayon traversant ces cellules :

$$T_K^{calc} = \sum_{j=1}^N l_{Kj} S_j$$

Telle que :

$T_k^{calc}$  : Temps de déplacement calculé de  $k^{ième}$  rayon.

$l_{kj}$  : Longueur du chemin du rayon  $k^{ième}$  dans la cellule  $j^{ième}$ .

$S_j$  : Lenteur de la cellule  $j^{ième}$

$N$  : Nombre d'éléments de la grille.

Le temps de trajet pour tous les rayons peut être écrit sous la forme de matrice :

$$T = L * S$$

**T** : vecteur de N composantes désignant les temps des premières arrivées observées sur les enregistrements bruts.

**S** : vecteur de M composantes contenant les lenteurs du modèle, qui seront évaluées itérativement lors de la partie d'inversion.

**L (MxN)** : la matrice des trajets de parcours dans chaque cellule pour toutes les observations, cette matrice est déterminée dans l'étape de modélisation.

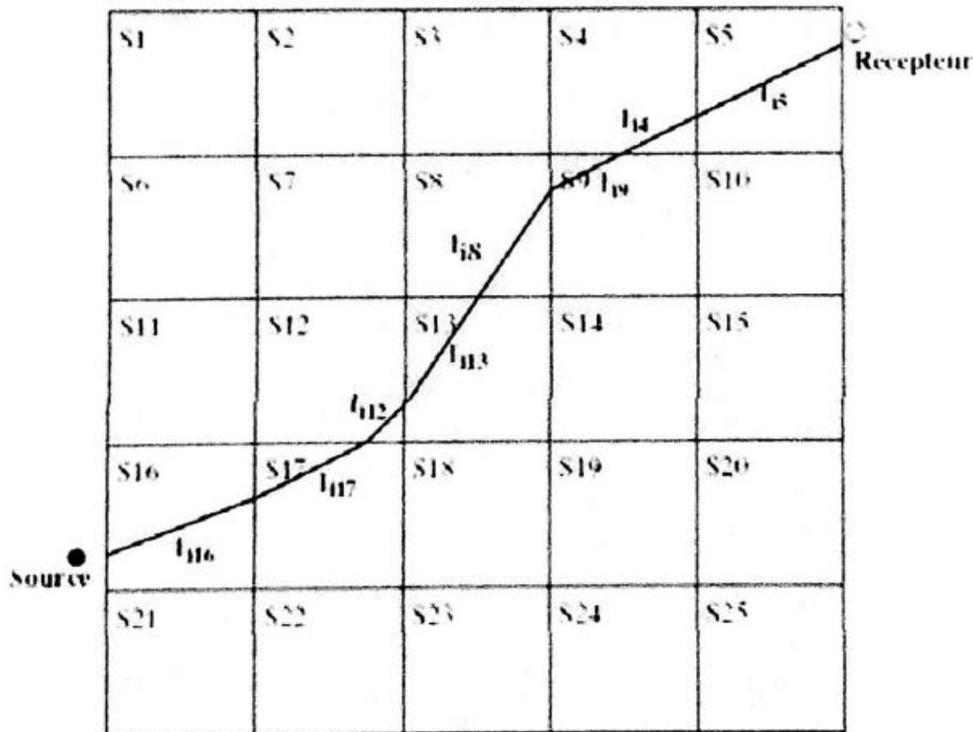


Figure II. 11 : Schema d'un trajet de rai traversant un modèle hétérogène

Son but est d'obtenir une répartition des vitesses du milieu étudié en fonction de ces temps de parcours. Cette méthode permet de distinguer les interfaces (tomographie de réfraction) et de détecter les variations de lithologie en se basant sur la géométrie d'acquisition, qui peut adopter trois configurations distinctes :

#### II.2.6.3.2.2 Tomographie d'émission

La tomographie sismique par émission permet de reconstruire une image 3D de la distribution des signaux acoustiques générés par des sources ou des sondages sismiques profonds. Dans ce processus, les données d'entrée consistent en un champ d'ondes enregistré par un profil sismique 2D ou 3D, où les sources se trouvent à l'intérieur du corps à étudier et les capteurs à l'extérieur, permettant aux rayons sismiques de traverser le milieu une seule fois.

Un avantage majeur de la tomographie par émission est qu'elle ne nécessite pas le pointage des temps d'arrivée sismiques, éliminant ainsi le traitement laborieux des données et facilitant la localisation précise des sources malgré les événements flous et parasites.

#### II.2.6.3.2.3 Tomographie réflexion

Cette méthode de tomographie sismique permet de déterminer le modèle de vitesse du sous-sol en utilisant les temps de trajet des ondes sismiques réfléchies sur des interfaces géologiques, avec les sources et les capteurs positionnés sur la même surface d'étude.

Les avantages de cette méthode incluent :

- La flexibilité d'utiliser différents types de mesures de temps de trajet simultanément (réflexion primaire, et également les réflexions multiples, temps des trajets associés aux ondes P-S convertis, sismique de surface, sismique de puits)
- Un temps de calcul réduit lors de l'étape du problème direct par rapport au calcul de la solution de l'équation d'onde.
- Une diminution du nombre de minima locaux dans le problème inverse par rapport à l'inversion sismique basée sur la simulation de l'équation d'ondes
- La capacité d'intégrer des informations géologiques a priori via des formulations des moindres carrés.

#### II.2.6.3.2.4 Tomographie en transmission

Cette tomographie utilise la méthode de la sismique crosswell, où les récepteurs sont placés dans un puits tandis que les sources sont situées dans un autre puits ou en surface, similaire à la sismique réfraction. On se concentre principalement sur les premières arrivées sismiques, car leur analyse est plus aisée que celle de l'ensemble du champ d'onde.

#### II.2.6.3.2.5 Les différentes méthodes de reconstruction tomographiques :

Il y a deux principales approches pour reconstruire des images en tomographie :

- Les méthodes analytiques : Elles se basent sur les formulations mathématiques de la transformée de Radon et de l'opérateur de rétroprojection. Cependant, elles exigent des projections précises sur 360° autour de l'objet.

Parmi ces méthodes, on trouve des techniques telles que :

- l'algorithme de coupe-projection
- l'algorithme de rétroprojection filtrée.

- Les méthodes itératives algébrique : Ces méthodes décomposent le problème en le transformant en un système d'équations linéaires. Leur caractère itératif découle de la nécessité de plusieurs étapes pour parvenir à une solution, étant donné qu'une résolution directe n'est pas réalisable.

Parmi ces méthodes, on trouve :

- L'Algebraic Reconstruction Technique (ART).
- Le Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT).
- La Singular Value Decomposition (SVD).

En pratique, dans les applications d'inversion tomographique, on opte généralement pour l'un des algorithmes ART ou SIRT :

### II.2.6.3.2.5.1 La méthode ART (Algebraic Reconstruction Technique)

Il s'agit d'une méthode itérative pour résoudre les systèmes d'équations linéaires de la forme :

$$d = G \times m$$

cette équation est développée par le mathématicien polonais Stefan Kaczmarz en 1937. Cette méthode a été redécouverte dans le domaine de la reconstruction d'images à partir de projections par Richard Gordon, Robert Bender et Gabor Herman en 1970, où elle est connue sous le nom de Technique Algébrique de Reconstruction (ART). Chaque ligne de la matrice G représente une équation de rayon de projection. En partant d'une solution initiale  $S^{(0)}$ , à chaque itération K, on définit le résidu  $r^{(K)}$  correspondant à la solution selon l'équation :

$$r^{(K)} = d_{\text{obs}} - d^{(K)} = d_{\text{obs}} - GS^{(K)}$$

Où :

$d_{\text{obs}}$  : le vecteur des observations.

$d^{(K)}$  : le vecteur des temps calculés ou prédits à travers le modèle  $S^{(K)}$ .

L'approche consiste à examiner chaque équation du vecteur  $S^{(k)}$  séparément et à ajuster les corrections  $\Delta S^{(K)}$  jusqu'à ce que le vecteur des résidus  $r^{(k)}$  soit nul.

On démarre en résolvant la première équation pour calculer  $\Delta S^{(0)}$ , puis on passe à la deuxième équation pour obtenir  $\Delta S^{(1)}$ , et ainsi de suite pour toutes les équations du système. Ce processus se répète jusqu'à ce que la solution converge suffisamment. Les corrections  $S^{(K)}$  dépendent des valeurs de la matrice G calculées lors de l'étape de modélisation, ainsi que du résidu  $r^{(k)}$ .

De plus, les éléments de la matrice G représentent les longueurs de trajet. Ainsi, la formule de Kaczmarz appliquée à la  $i^{\text{ème}}$  équation est exprimée de la manière suivante :

$$\Delta S_j^{(K)} = \frac{l_{ij}^w r_i^{(k)}}{\sum_{m=1}^M l_{im}^{w+1}}$$

L'algorithme ART est largement adopté dans la tomographie sismique en raison de son efficacité en termes de coût de calcul, car il traite une seule ligne à la fois à chaque itération.

Cependant, il montre une instabilité lorsque les données sont bruitées. Pour résoudre ce problème, diverses variantes ont été développées, intégrant l'utilisation de techniques de régularisation.

**II.2.6.3.2.5.2 La méthode SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique)**

La méthode SIRT a été initialement développée par Gilbert en 1972 pour la tomographie médicale. Son adaptation initiale en géophysique est due à Dines et Lytle en 1979. Comme l'ART, la méthode SIRT est itérative, mais elle vise à accélérer la convergence en calculant les corrections de lenteur pour tous les rayons (toutes les lignes de la matrice de configuration G) et en les moyennant. Contrairement à l'ART qui procède rayon par rayon, la méthode SIRT travaille pixel par pixel en calculant et en sommant toutes les mesures de projection correspondant aux rayons passant par ce pixel. Un facteur de correction est appliqué à la densité des mesures de chaque pixel. La formulation la plus utilisée pour cette méthode est donnée par l'expression suivante :

$$\Delta S_j = \frac{1}{N_j} \sum_{i=1}^N \left( \frac{l_{ij} r_i}{\sum_{m=1}^M |l_{im}|^2} \right)$$

Où  $N_j$  représente le nombre de rai parcourant la cellule j.

L'application de l'algorithme SIRT ou d'autres algorithmes d'inversion itérative conduit à des corrections de lenteur moins importantes. Les itérations se poursuivent jusqu'à ce que l'erreur résiduelle entre les temps prédits et observés cesse de diminuer de manière significative. Parfois, un seuil est défini, et la séquence d'itérations s'arrête lorsque la variation de l'erreur atteint cette valeur limite, établie comme critère d'arrêt. Des critères de convergence sont utilisés pour contrôler ces méthodes.

### II.2.6.3.2.6 Algorithme d'inversion tomographique

Dans le but de construire le modèle de lenteur  $S$  (ou de vitesse) à des temps de trajet observés stockés dans un vecteur  $t_{\text{obs}}$ . Si on désigne par  $N_{\text{iter}}$  le nombre d'itérations, alors, les étapes à suivre sont :

1. Construire un modèle initial de lenteur  $S^0$ ,
2. Calculer les temps prédits,  $t^{(0)} = GS^{(0)}$ . mettre  $N_{\text{iter}} = 0$ .
3. Calculer le vecteur résiduel,  $\delta t^{N_{\text{iter}}} = t_{\text{obs}} - t_{\text{cal}}^{N_{\text{iter}}}$  et la fonction coût.
4. Calculer la perturbation de lenteur,  $\delta S^{N_{\text{iter}}} = [G^T G]^{-1} G^T \delta t^{N_{\text{iter}}}$ . on suppose que le système est alors régularisé.
5. Résoudre ce système pour trouver  $\delta S^{N_{\text{iter}}}$  en utilisant l'un des algorithmes itératifs comme ART ou SIRT.
6. Mise à jour du modèle de lenteur,  $S^{N_{\text{iter}+1}} = S^{N_{\text{iter}}} + \delta S^{N_{\text{iter}}}$
7. Mettre  $N_{\text{iter}} = N_{\text{iter}} + 1$
8. Retour à l'étape 1 ou  $S^{N_{\text{iter}+1}}$  est utilisé comme nouveau modèle initial. On itère ce processus jusqu'à ce que la fonction coût cesse de diminuer.

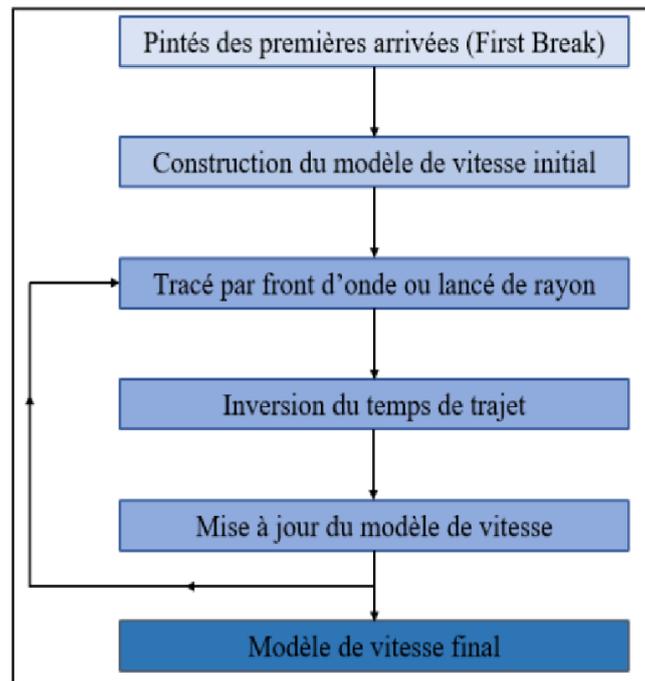


Figure II. 12 : Algorithme général de la tomographie sismique

### II.2.6.3.2.7 Les étapes de la tomographie

En tomographie sismique, la résolution du problème inverse implique typiquement trois étapes :

- La paramétrisation
- La modélisation,

- L'inversion.

La paramétrisation est habituellement réalisée une seule fois, tandis que la modélisation et l'inversion peuvent être répétées plusieurs fois pour parvenir à la solution du système à résoudre.

#### **II.2.6.3.2.7.1 Paramétrisation**

En tomographie, l'évaluation de la qualité des images tomographiques se fait en tenant compte de plusieurs facteurs, dont la qualité des données, la précision numérique des solutions des problèmes direct et inverse, la pertinence de la paramétrisation du modèle et la présentation des résultats. La qualité de la solution du problème direct est particulièrement importante, car elle dépend fortement de la paramétrisation du champ de vitesses et est cruciale pour le calcul des temps de parcours et les expressions aux dérivées partielles qui caractérisent le problème inverse.

Le processus de discrétisation de la région d'intérêt en une grille, où l'on choisit la forme et la dimension des cellules (longueur et largeur), est appelé paramétrisation. La taille d'une cellule définit la résolution de l'image résultante, appelée tomogramme, ou plus précisément le plus petit élément que nous pouvons restituer après l'inversion. L'augmentation du nombre de cellules dans une grille permet l'obtention d'une image tomographique de haute résolution sur laquelle on peut détecter les faibles changements de vitesse et mettre en relief les détails des anomalies présentes et la géométrie des interfaces séparant les différences couches.

Le choix de la grille utilisée est crucial, car elle peut être soit cartésienne, soit polaire. Dans une grille cartésienne, les cellules sont de forme carrée ou rectangulaire, tandis que dans une grille polaire, elles sont des secteurs de cercle en 2D et des hexaèdres en 3D. Les grilles polaires, qui ont pour paramètres le rayon et la longitude, sont largement utilisées dans la tomographie à grande échelle, comme la tomographie du globe terrestre. Dans ce cas, l'utilisation de ce type de grille à la tomographie terrestre permet de repérer certaines discontinuités telles que le Moho et la limite noyau-manteau. Cependant, l'inconvénient de ce type de grille est le temps de calcul et l'espace mémoire requis, qui sont plus longs que ceux requis pour une grille cartésienne.

#### **II.2.6.3.2.7.2 Modélisation**

L'objectif de la modélisation est de calculer les temps de trajet des premières arrivées des ondes sismiques entre la source et les récepteurs, formant ainsi l'ensemble des trajectoires des fronts d'ondes. Cette étape est cruciale car elle détermine avec précision les temps prédits et la configuration matricielle du système à évaluer, où le nombre de lignes et de colonnes de la matrice carrée correspond au nombre de trajectoires de rayons. Cette configuration est obtenue en utilisant des algorithmes de suivi des rayons sismiques. Ainsi, la modélisation implique le calcul direct des temps de parcours pour

tous les rayons sismiques entre les paires émetteur-récepteur, afin de définir les vitesses par la théorie du suivi de rayon. De nombreuses méthodes itératives et algorithmes ont été développés pour cette fin.

### **II.2.6.3.2.7.3 Inversion tomographique**

En inversion, on doit résoudre un système d'équation linéaire très large. Ce système d'équations linéaires est en général mal-conditionné. Ceci est dû au caractère mal-posé du problème initial. La difficulté est alors d'obtenir une solution unique et acceptable pour ce système d'équations linéaires, en exploitant l'information a priori dont on dispose sur la solution.

Les méthodes itératives sont les plus répandues pour trouver les paramètres du modèle grâce à leur convergence rapide vers la solution optimale.

Chaque inversion tomographique est suivie par l'application d'un opérateur de smoothing (de régularisation) qui sert à homogénéiser le tomogramme résultant en éliminant les fantômes (fausses-images).

### **II.2.6.3.3 La tomographie des temps des premières arrivées**

La tomographie des temps des premières arrivées vise à déterminer un modèle de vitesse de propagation des ondes sismiques en utilisant les temps des premières arrivées enregistrés sur les sismogrammes.

Le modèle de vitesse obtenu peut être utilisé pour interpréter la structure du milieu ou comme base initiale pour d'autres techniques d'imagerie sismique.

La tomographie des temps des premières arrivées est conceptualisée comme la résolution d'un problème inverse localement linéaire, basé sur l'approximation à haute fréquence de la théorie des rayons. Le problème direct correspond à calculer les temps des premières arrivées pour une acquisition donnée et un modèle de vitesse spécifié. Pour obtenir la solution du problème tomographique, on minimise la fonction de coût des moindres carrés entre les temps des premières arrivées observés et ceux calculés pour le modèle de vitesse donné.

Mathématiquement, résoudre un problème inverse consiste à retrouver les paramètres d'un modèle physique qui correspondent de manière optimale aux données observées. Pour parvenir à cette résolution, il est nécessaire de procéder à une modélisation préliminaire, appelée problème direct, permettant de simuler les données observées à partir d'un modèle donné en utilisant les lois de la physique.

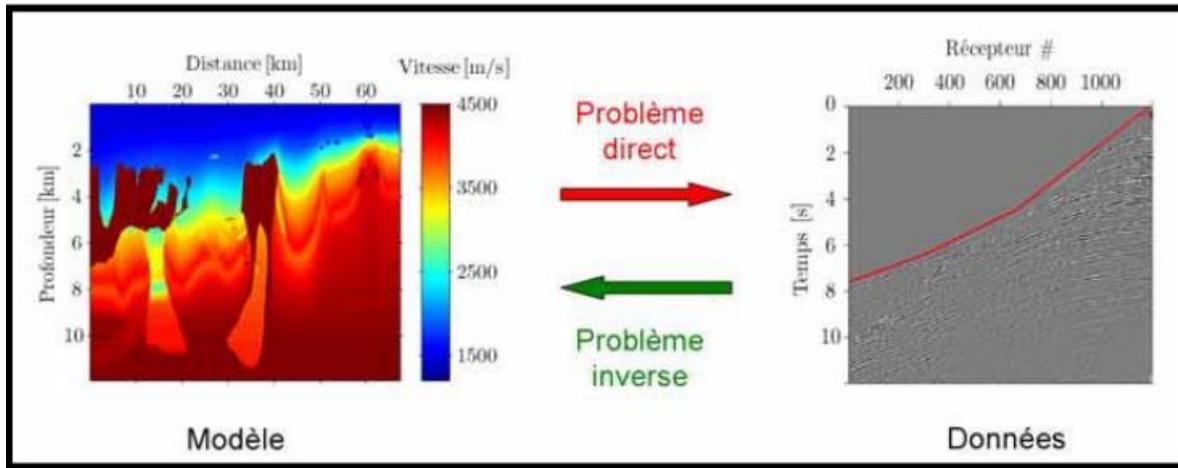


Figure II. 13 : Le problème direct et inverse en tomographie des temps des premières arrivées

### II.2.6.3.3.1 Le problème direct

Le problème direct implique d'établir la relation physique  $g$  entre les données observées  $d$  et le modèle physique étudié  $m$ .

$$d = g(m)$$

Les données consistent en temps des premières arrivées des ondes sismiques, tandis que le modèle étudié représente la vitesse de propagation de ces ondes.

Les données observées  $d_{obs}$  correspondent aux temps des premières arrivées pointés sur les sismogrammes  $t_{obs}$ . Les données synthétiques  $d$  sont les temps des premières arrivées  $t_i$  calculés pour un modèle  $S$  donné par la résolution de l'équation d'Eikonale. On peut alors établir la relation entre le temps de première arrivée  $t_i$ , le modèle de vitesse  $S_j$  et les longueurs des segments du rayon  $l_{ij}$  dans chaque maille du milieu discrétisé.

$$t_i = \sum l_{ij} S_j$$

En utilisant une notation matricielle, on obtient la formule suivante :

$$T = L \cdot s$$

Avec  $L$  la matrice des longueurs de rai. Cette équation correspond à la formulation du problème direct.

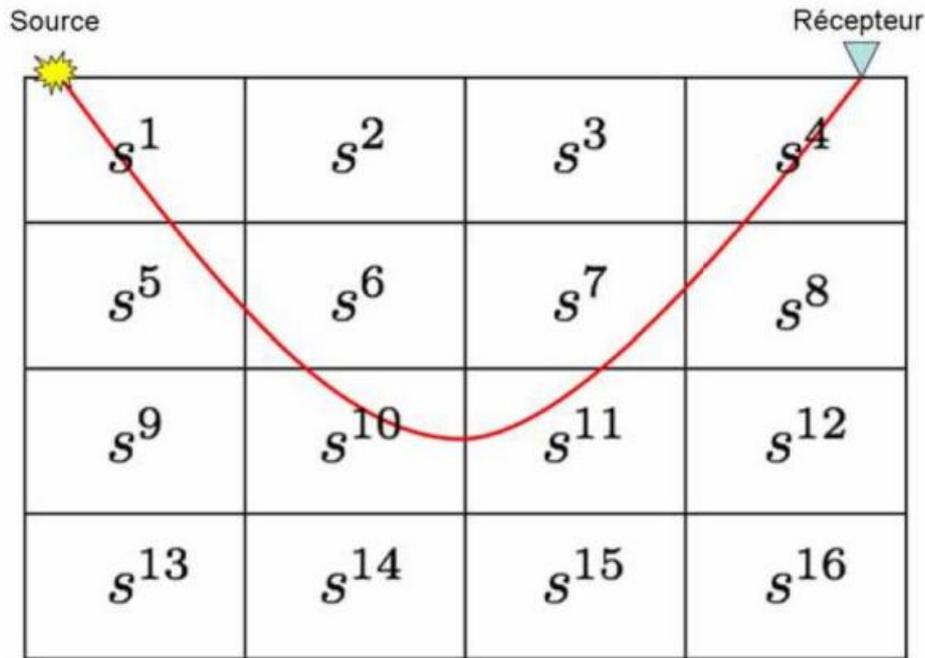


Figure II. 14 : Schéma illustrant la discrétisation en grille cartésienne d'un modèle de lenteur  $S_j$  et la trajectoire d'une rai entre une source et un récepteur

**II.2.6.3.3.2 Le problème inverse**

La résolution du problème inverse se propose de retrouver les paramètres physiques permettant d'expliquer au mieux les données observées. Le principe est de considérer le problème inverse en terme d'états de connaissance à priori et à posteriori sur les données et les modèles. Ce formalisme permet la prise en compte de l'information à priori et des statistiques des incertitudes, expérimentales et théoriques sur les modèles et les données.

A partir d'hypothèses faites sur la nature de ces incertitudes il est possible de définir une fonction coût, dite des moindres carrés, qui mesure l'écart entre les données observées et celles théoriques obtenues pour un modèle donné. La minimisation de cette fonction coût permet alors de déterminer le modèle qui explique au mieux les données observées au sens des moindres carrés.

**II.2.6.3.3.3 La fonction coût des moindres carrés**

Le modèle de vitesse  $m$  qui correspond le plus probablement aux données observées  $d_{obs}$  est déterminé par le minimum de la fonction coût  $C$ , également connue sous le nom de fonction des moindres carrés.

$$F_c(m) = \frac{1}{2}[(g(m) - d_{obs})^T C_D^{-1} (g(m) - d_{obs}) + (m - m_0)^T C_M^{-1} (m - m_0)]$$

$M_0$  : représente le modèle à priori.

$m$  : Le modèle à posteriori.

$d_{\text{obs}}$ : Les données observées.

$g(m)$  : Le modèle direct.

$g$  : La fonction mathématique reliant les données et le modèle.

$C_M$ : Matrice de covariance sur le modèle.

$C_D$ : Matrice de covariance sur les données.

$T$  : désigne l'opérateur transposé.

La fonction  $F_c(m)$  contient deux termes significatifs :

- La matrice  $C_d$  matrice de pondération.
- L'opérateur de regularisation :  $R(m) = (m - m_0)^T C_M^{-1} (m - m_0)$ .

Dont objectif est de trouver la solution  $S$  en minimisant la fonction coût définie dans l'équation.

#### II.2.6.3.4 Methode de Turing Ray Tomographie (TRT)

La TRT, ou tomographie de réfraction, utilise les temps de trajets des premières arrivées pour générer un modèle de vitesse des couches superficielles.

Cette méthode implique la minimisation entre les temps de trajets observés et ceux prédits par le tracé de rayons à travers un modèle initial approximatif.

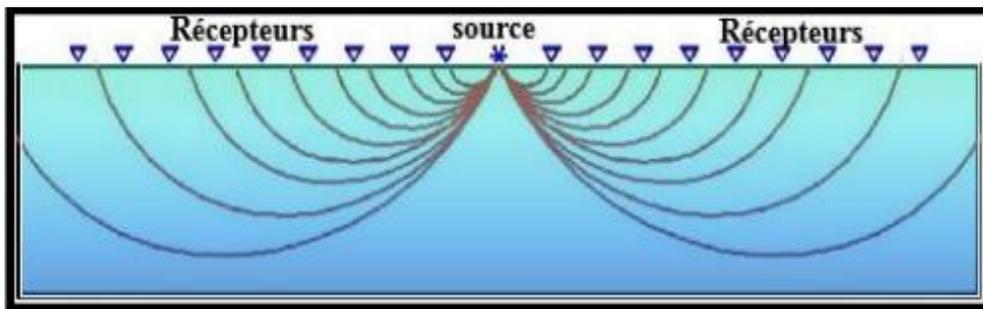


Figure II. 15 : Trajets de rayon en turning ray tomography

### II.2.6.3.4.1 Les étapes de Turing Ray Tomographique

- **Paramétrisation**

Dans cette phase, on détermine les caractéristiques de la grille à construire sur le modèle initial du milieu étudié, notamment le nombre, la forme, et les dimensions des tomogrammes (cellules) de la grille. Cette étape est réalisée une seule fois pendant toute l'inversion.

- **Modélisation**

L'étape de modélisation constitue le problème direct de la tomographie. Elle consiste à calculer les temps de premières arrivées simulés pour tous les couples émetteur-récepteur, construits à partir des données du log sonique, du carottage (CVT), ou d'une interprétation des premières arrivées. Ce calcul est réalisé à l'aide d'algorithmes de tracé de rayons.

- **Inversion**

Cette dernière étape représente le cœur du problème inverse tomographique, permettant le calcul de la variation de la lenteur (inverse de la vitesse) verticalement et horizontalement dans la zone d'étude pour reconstruire le modèle réel de vitesse. La vitesse le long des trajets des rayons est ajustée en utilisant la différence entre les temps de trajet observés et prédits. Ce processus vise à minimiser l'erreur à chaque itération grâce à l'algorithme de reconstruction itérative simultanée (SIRT). La modélisation et l'inversion sont répétées à chaque itération jusqu'à ce que le modèle final soit obtenu.

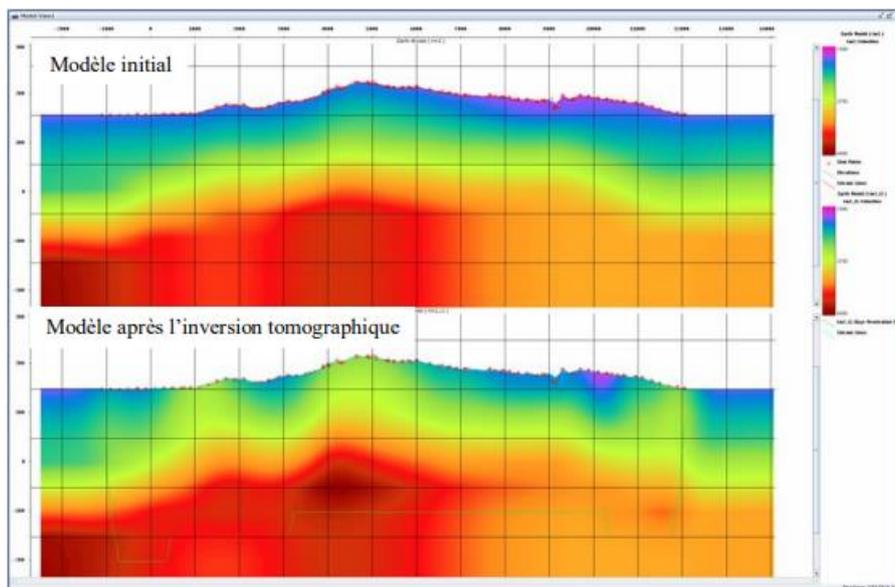


Figure II. 16: exemple d'un modèle de vitesse initial et un modèle final après.

### II.2.6.3.5 Les limite de la Tomographie :

La Tomographie est limitée dans les cas suivants :

- La mauvaise qualité d'acquisition.
- La faible couverture.
- La variation rapide des paramètres de la WZ
- La qualite de pointé de premières arrivées réfractées et le modèle de vitesses initial.

Toutes les méthodes d'inversion que nous avons mentionnées précédemment se basent sur l'exploitation des premières arrivées réfractées. On peut citer une autre méthode, qui se base sur les ondes de surface dispersives : la méthode SWAMI.

### II.2.6.3.6 La méthode SWAMI (Surface Wave Analysis, Modeling and Inversion)

La méthode SWAMI (Surface Wave Analysis Modeling and Inversion Matrices), développée par Schlumberger-WesternGeco, est une technique avancée utilisée pour analyser, prédire et inverser les ondes de surface afin de calculer les corrections statiques. Cette méthode repose sur la dispersion des ondes de Rayleigh dans un milieu altéré (WZ), générant des ondes pseudo-Rayleigh qui se propagent et forment ce que l'on appelle communément le "Ground-roll".

La dispersion des ondes de Rayleigh entraîne une déformation du train d'ondes en raison de la variation de la vitesse de propagation en fonction de la fréquence, ce qui provoque une séparation entre les vitesses de phase et de groupe des ondes pseudo-Rayleigh. L'extraction des caractéristiques de la vitesse de phase par fréquence des ondes de Rayleigh permet ensuite de construire des modèles de vitesse.

## II.3 Conséquences des mauvaises Corrections Statiques :

Si les corrections statiques sont mal déterminées, les traces sismiques correspondantes au même point miroir ne seront pas en phase et leurs sommes seront de mauvaise qualité. Cela signifie que les données sismiques ne seront pas correctement alignées et ne pourront pas être sommées de manière adéquate, ce qui affectera la qualité de l'image sismique finale.

De plus, les mauvaises corrections statiques peuvent également générer des distorsions importantes sur la section sismique, notamment :

- **Déformation du signal dans la trace somme** : Les mauvaises corrections statiques peuvent causer des déformations dans le signal sismique, ce qui affecte la continuité des horizons sismiques et rend difficile l'interprétation des données.

- **Image erronée de la subsurface** : Les mauvaises corrections statiques peuvent produire une image erronée de la subsurface, avec apparition de fausses anomalies structurales. Cela rend difficile l'interprétation des données et peut entraîner des erreurs dans la compréhension de la géologie du sous-sol.
- **Analyses des vitesses inopérantes** : Les mauvaises corrections statiques peuvent également rendre les analyses des vitesses sismiques inopérantes, ce qui signifie que les données ne peuvent pas être utilisées pour déterminer les propriétés du sous-sol avec précision.

# **Chapitre 3 : Application des méthodes sur des données réelles**

### III.1 Introduction

Dans le cadre de ce chapitre, nous aborderons le calcul et l'application des corrections statiques issues des trois méthodes : CVT interpolée, GLI et l'inversion tomographie sur les données d'une étude 2D située dans la région d'El Benoud. Ce travail a été réalisé au Centre de Traitement Sismique de l'Entreprise Nationale de Géophysique (ENAGEO) à Boumerdes, en utilisant la station de traitement sismique GEOVATION et le logiciel GEOSTAR.

L'objectif de cette application est de déterminer des informations sur les structures correspondant aux couches superficielles, en se concentrant sur l'amélioration de l'imagerie sismique. La zone altérée de subsurface dans cette région est souvent non consolidée, caractérisée par des couches à faible vitesse pouvant entraîner des retards en temps des ondes sismiques. Ces variations de vitesse peuvent impacter la qualité de l'image sismique en introduisant des problèmes de corrections statiques.

Afin de pallier ces défis, nous avons appliqué les corrections statiques issues du carottage sismique, de la méthode d'inversion linéaire généralisée GLI et de l'inversion tomographique. Pour objectif de comparer leur efficacité et leur pertinence dans ce contexte spécifique. On présentera les résultats de cette analyse comparative et on discutera de leur impact sur l'amélioration de la qualité des images sismiques dans cette région.

### III.2 Présentation de la zone d'étude

La région d'El Benoud, située dans la wilaya d'El Bayadh en Algérie, se trouve approximativement aux coordonnées  $32^{\circ}18'44''\text{N}$  et  $0^{\circ}14'40''\text{E}$ . Elle est localisée entre les massifs de l'Atlas saharien au nord et les plaines désertiques du Sahara au sud. Cette zone présente une géologie complexe et diversifiée, marquée par des formations rocheuses anciennes et des structures géologiques intéressantes, ce qui en fait un site d'intérêt pour les études sismiques et pétrolières. El Benoud est également connue pour ses conditions climatiques extrêmes, avec des températures élevées en été et des hivers rigoureux, ajoutant ainsi une dimension supplémentaire aux défis de l'exploration et de l'exploitation des ressources naturelles dans cette région.

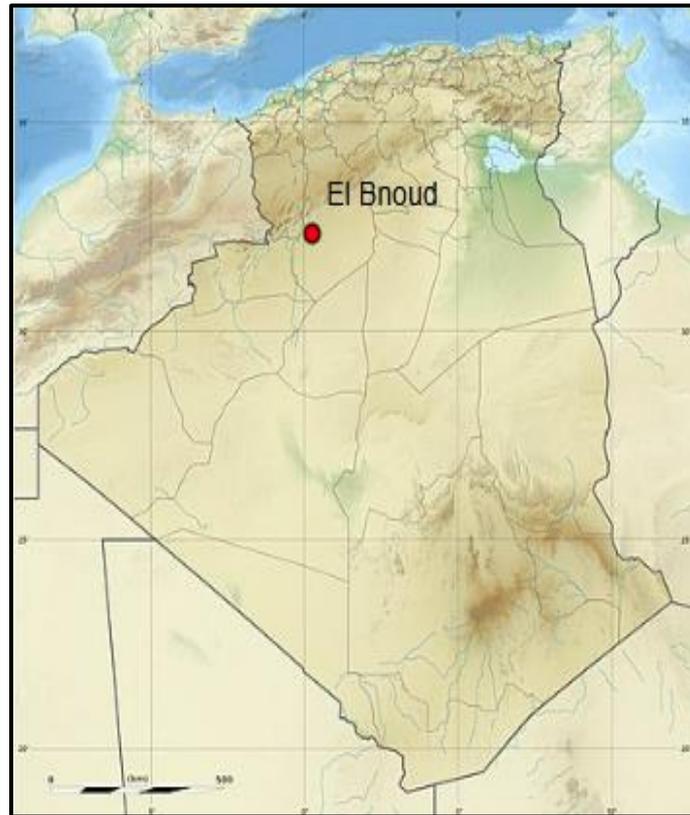


Figure III. 1 : Carte de disproportionnée d’EL BENOUD sur la carte topographique de l’Algérie

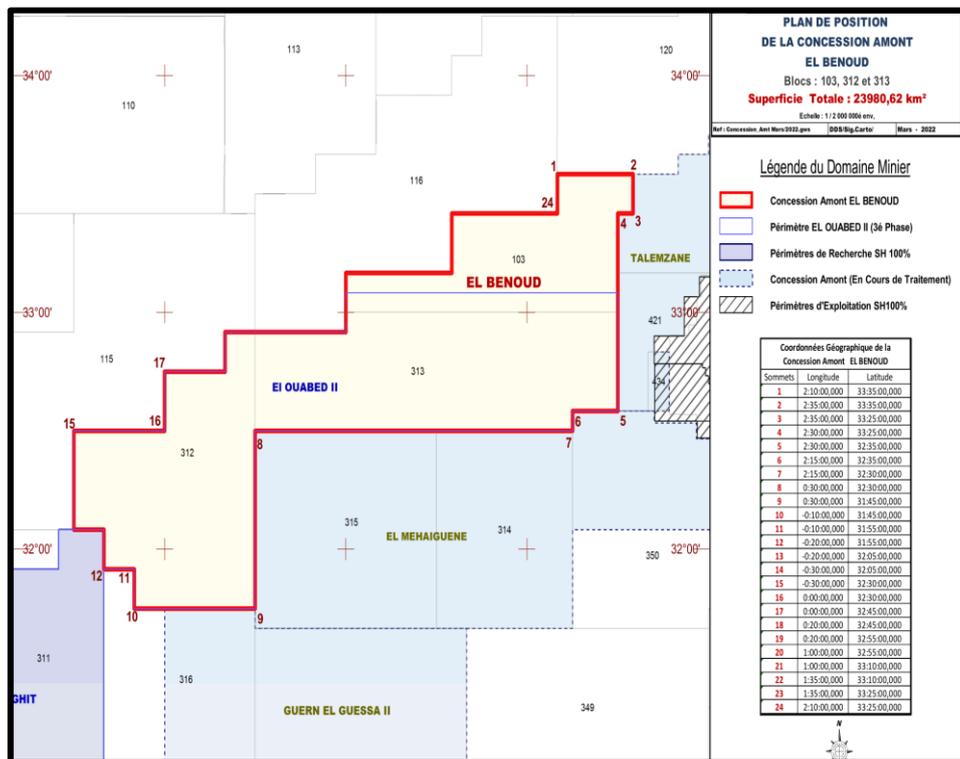


Figure III. 2 : Plan de position de la concession AMONT EL BENOUD

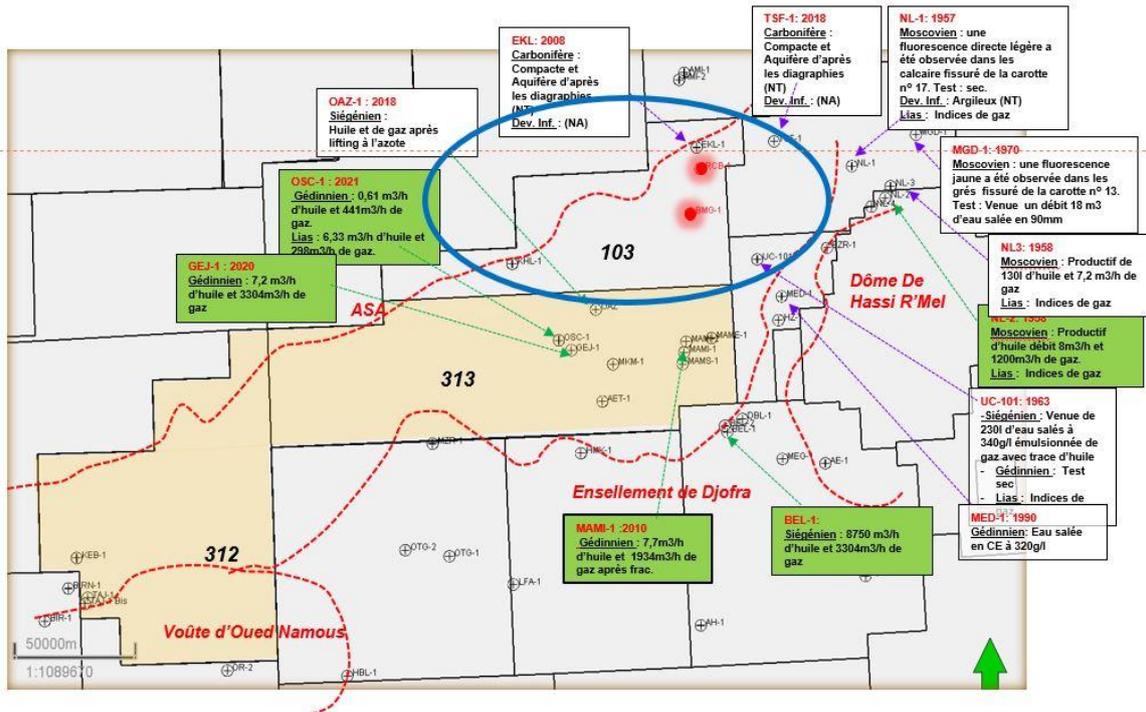


Figure III. 3 : Localisation de bloc 103

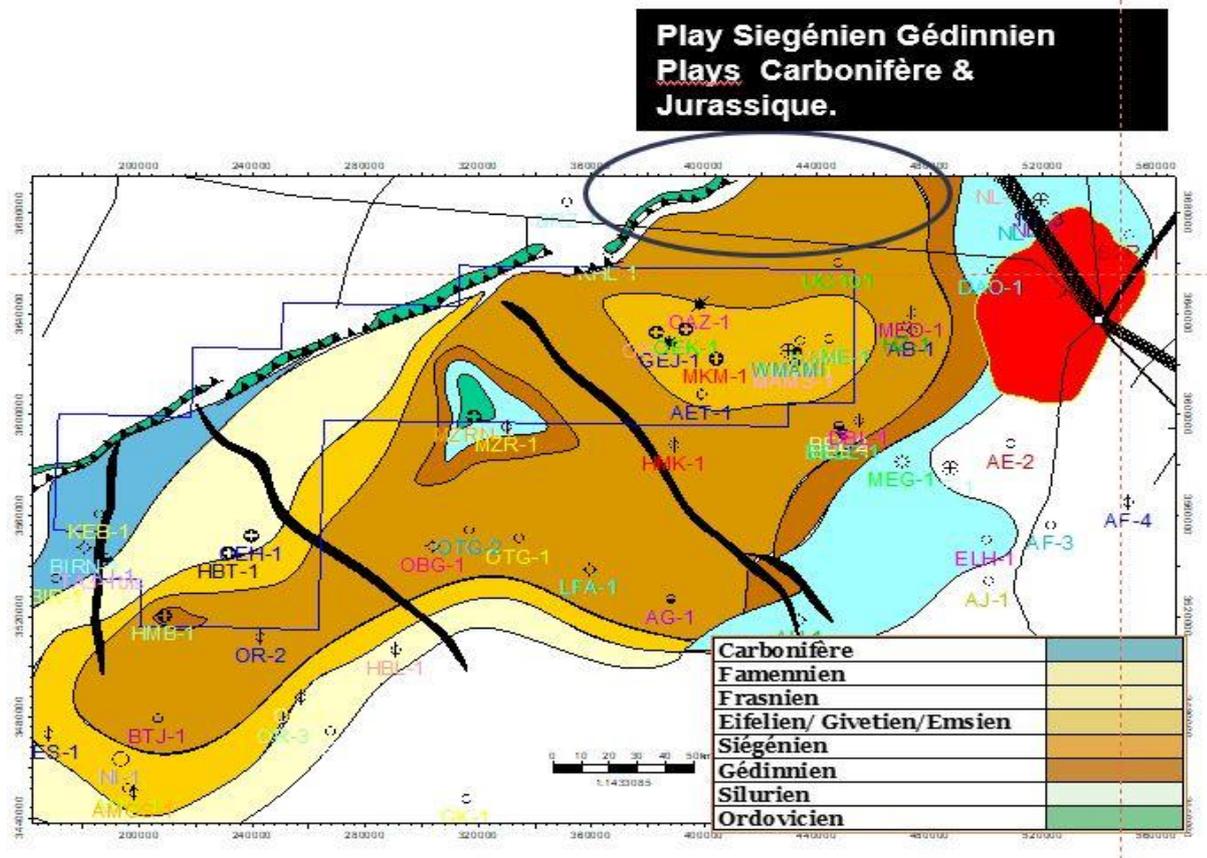


Figure III. 4 : Situation des objectifs de l'étude

### III.3 Plan de position des profils tests

Nous avons utilisé les données de deux profils que nous noterons PROFILE 1 orienté NE-SW et PROFILE 2 orienté NW-SE (Figure III. 5).

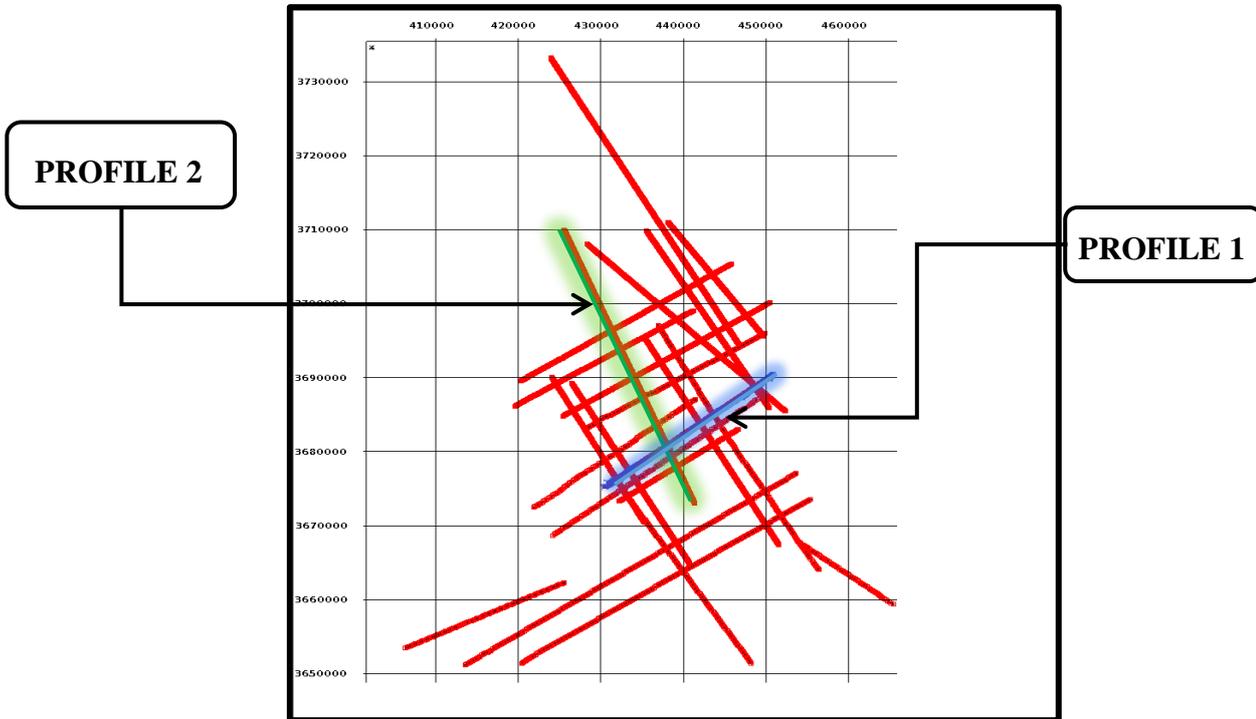


Figure III. 5 : Plan de position de PROFILE 1 et PROFILE 2

### III.4 Paramètres d'acquisitions des deux profils

PROFILE 1(NE-SW)	
Energie source	DYNAMITE
Shot interval	50 m-100 m
Groupe interval	50 m
Fold cover	2400 % & 4800 %
Dispositif	96 traces
Offset min	450 m
Offset max	2800 m
Lateral offset	35 m
Recode length	5 s
Sample rate	2 ms

Tableau 1 : Paramètres d'acquisitions de PROFILE 1

PROFILE 2(NW-SE)	
Energie source	Vibroseis
Shot interval	25m
Fold cover	14000 %
Dispositif	280 Traces
Offset min	37.5 m
Offset max	3512.5 m
Reorde time	5 s
Length of sweep	12 s
Band with	6 – 72 Hz
Type de sweep	Linéaire
Taper start, End	300 ms, 300 ms
NB de sweep/VP	4

Tableau 2 : Paramètres d'acquisitions de PROFILE 2

### III.5 Présentation de logiciel GEOSTAR :

Geostar est une application intégrée conçue pour la modélisation des couches superficielles et la réfraction 3D. Elle propose plusieurs outils pour le calcul des corrections statiques, dont la construction et l'affinement d'un modèle des couches altérées (WZ), ainsi que la création de corrections statiques en se basant sur les paramètres d'acquisition et les informations des premières arrivées sismiques (first break).

Pour lancer l'application Geostar, il suffit de cliquer une fois sur l'icône GEOSTAR afin de démarrer la session, comme illustré dans la figure suivante :

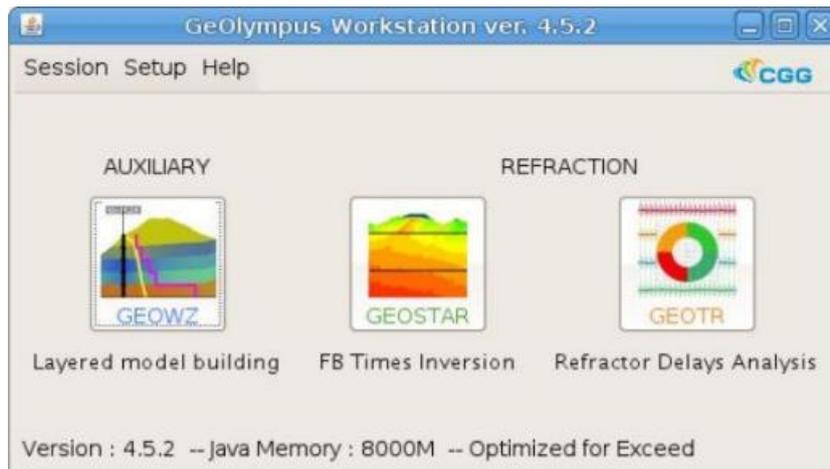


Figure III. 6 : Lancement de l'application Geostar (guide du geostar)

Une fenêtre d'affichage typique du Geostar est donnée par la figure (III.7)

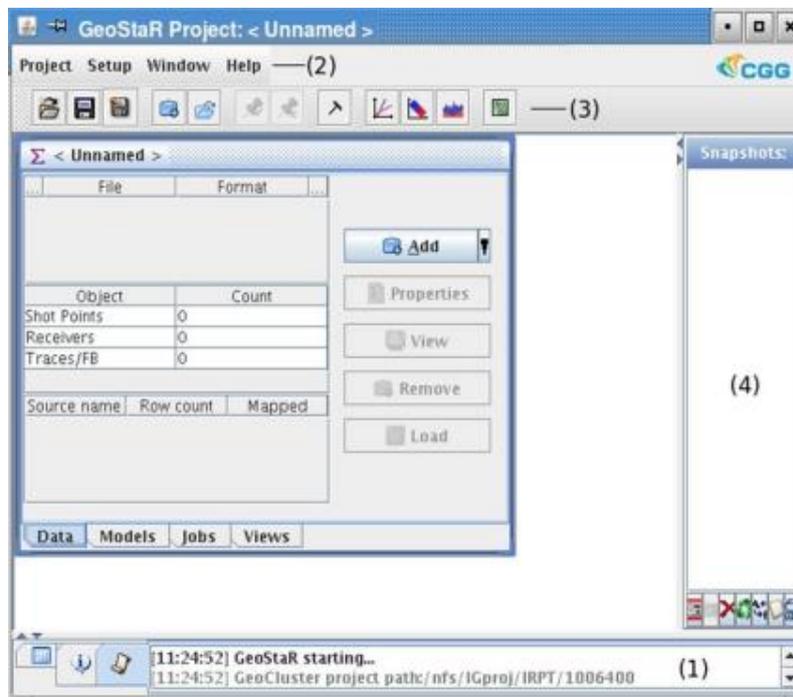


Figure III. 7 : Une fenêtre d'affichage du Geostar

L'application Geostar permet de :

- Effectuer un pointage interactif des premières arrivées en mode manuel, semi-automatique ou automatique, ainsi que d'exporter les points sélectionnés.
- Charger et exporter la géométrie et les temps des premières arrivées à partir des différents formats de données.
- Construire un modèle initial des couches de la WZ.

- Mettre à jour le modèle initial via l'inversion tomographique ou l'inversion GLI.
- Exporter les modèles de vitesses et calculer les corrections statiques dans divers formats pour une utilisation ultérieure.

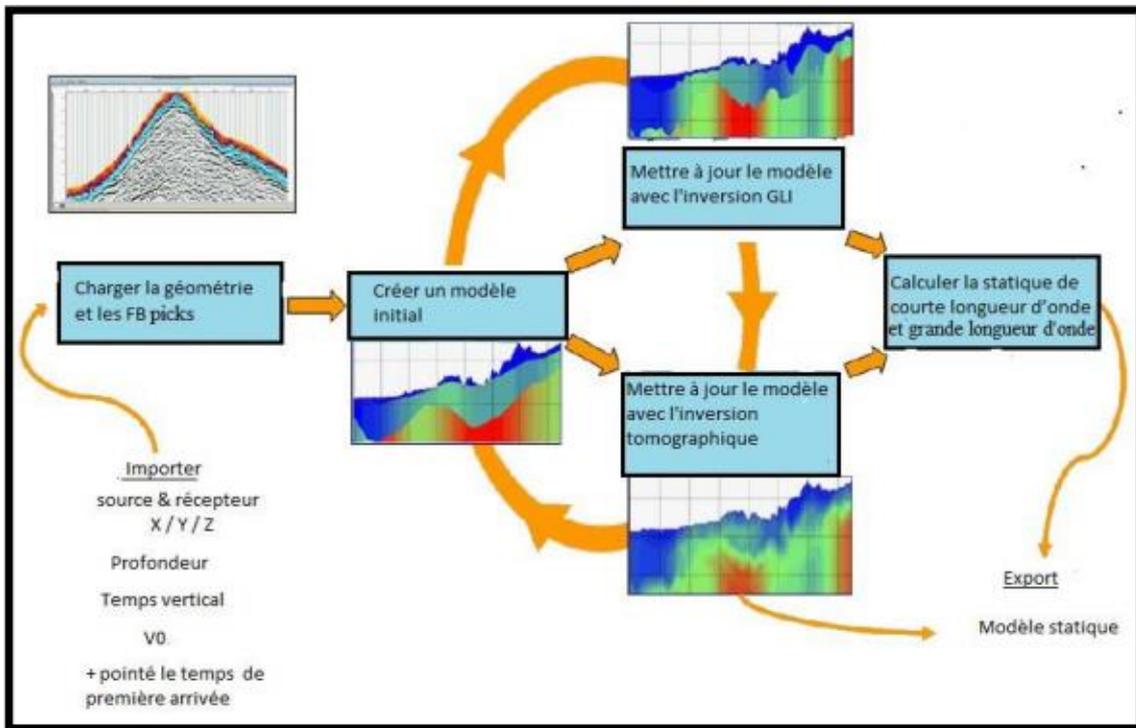


Figure III. 8 : Une représentation concise des étapes impliquées dans l'application Geostar pour le calcul des corrections statiques est fournie dans le tutoriel et le guide de 2013 publié par CGG

### III.6 Calcul de la correction statique :

Le principe des corrections statiques est d'éliminer l'effet de l'altimétrie et l'effet de WZ (variation de la vitesse), et de mettre tous les points sources et récepteurs sur le même plan de référence DP avec une vitesse de comblement  $V_c$ .

Différentes solutions de statiques sont testées :

- Solution altimétrique.
- Solution CVT interpolée.
- Solution GLI (Generalized Linear Inversion).
- Solution TOMO.
- Datum plan : DP =800m.

- Vitesse de comblement :  $V_c = \text{variable}$ .
- Offset : 400-1700m.
- Dimensions des cellules : 50m\*50m

### III.7 La carte d'altimétrie

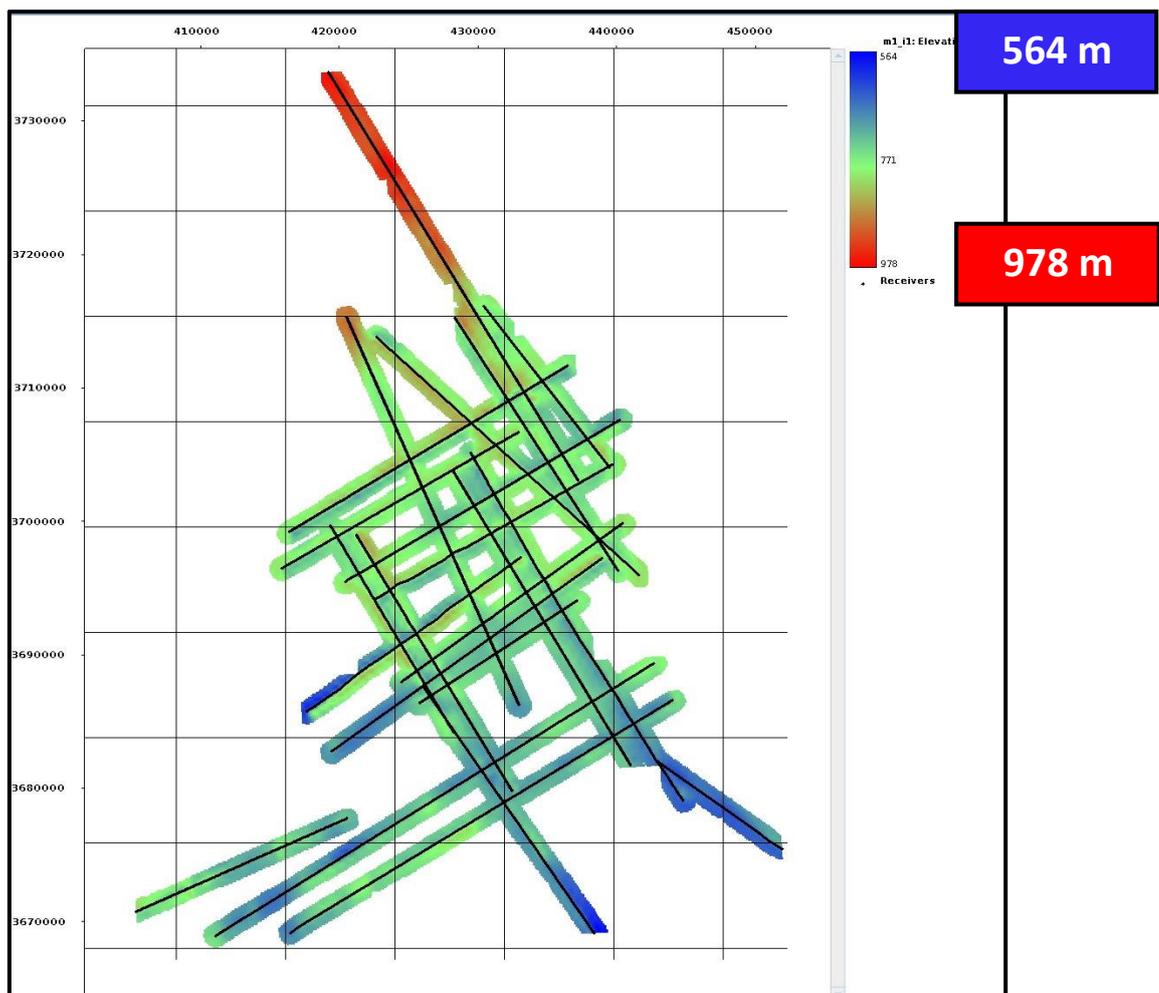


Figure III. 9 : Carte d'altimétrie

III.8 Carte de distributions des CVT

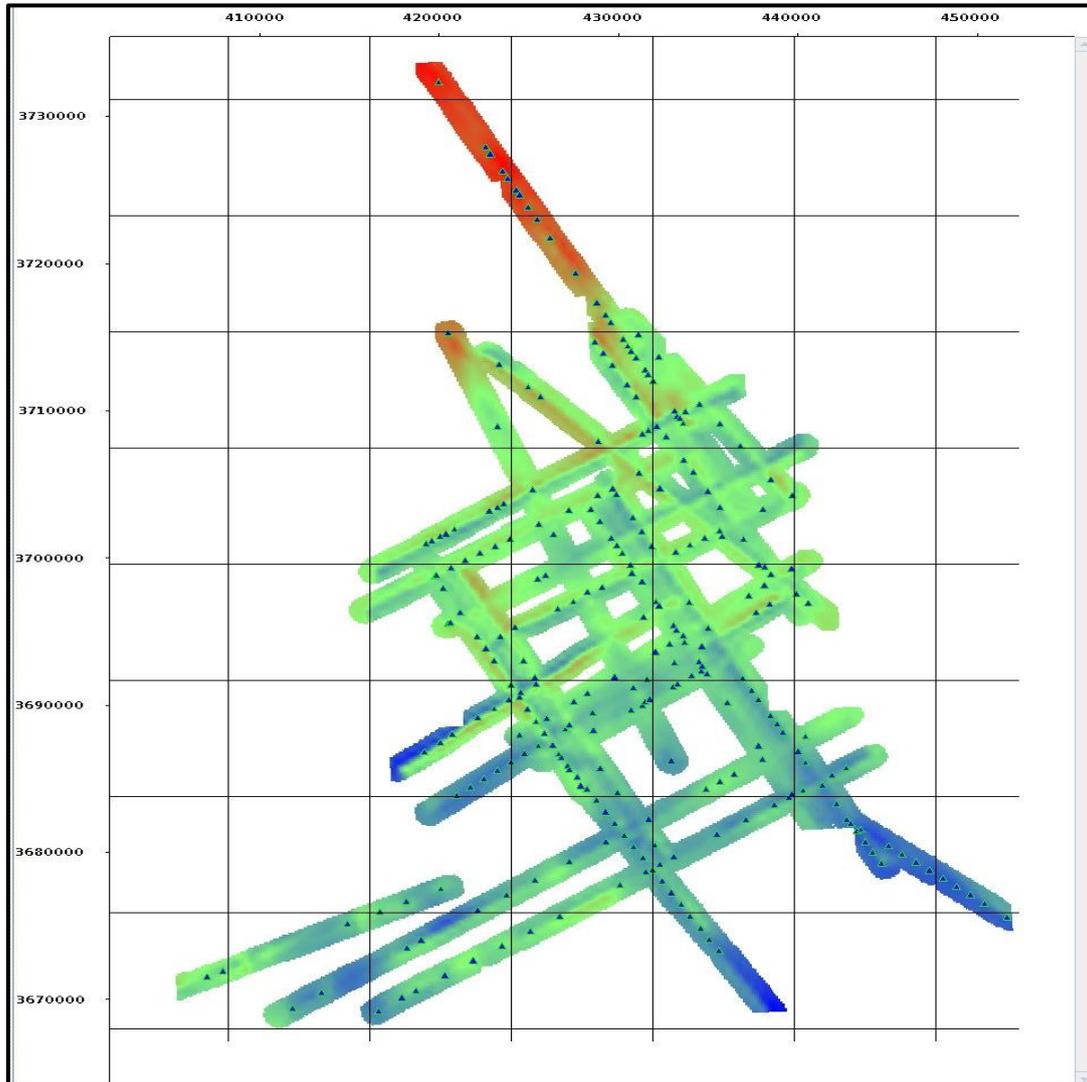


Figure III. 10 : Carte qui represente la distribution des CVT

III.9 Cartes de vitesse (WZ)

CVT :

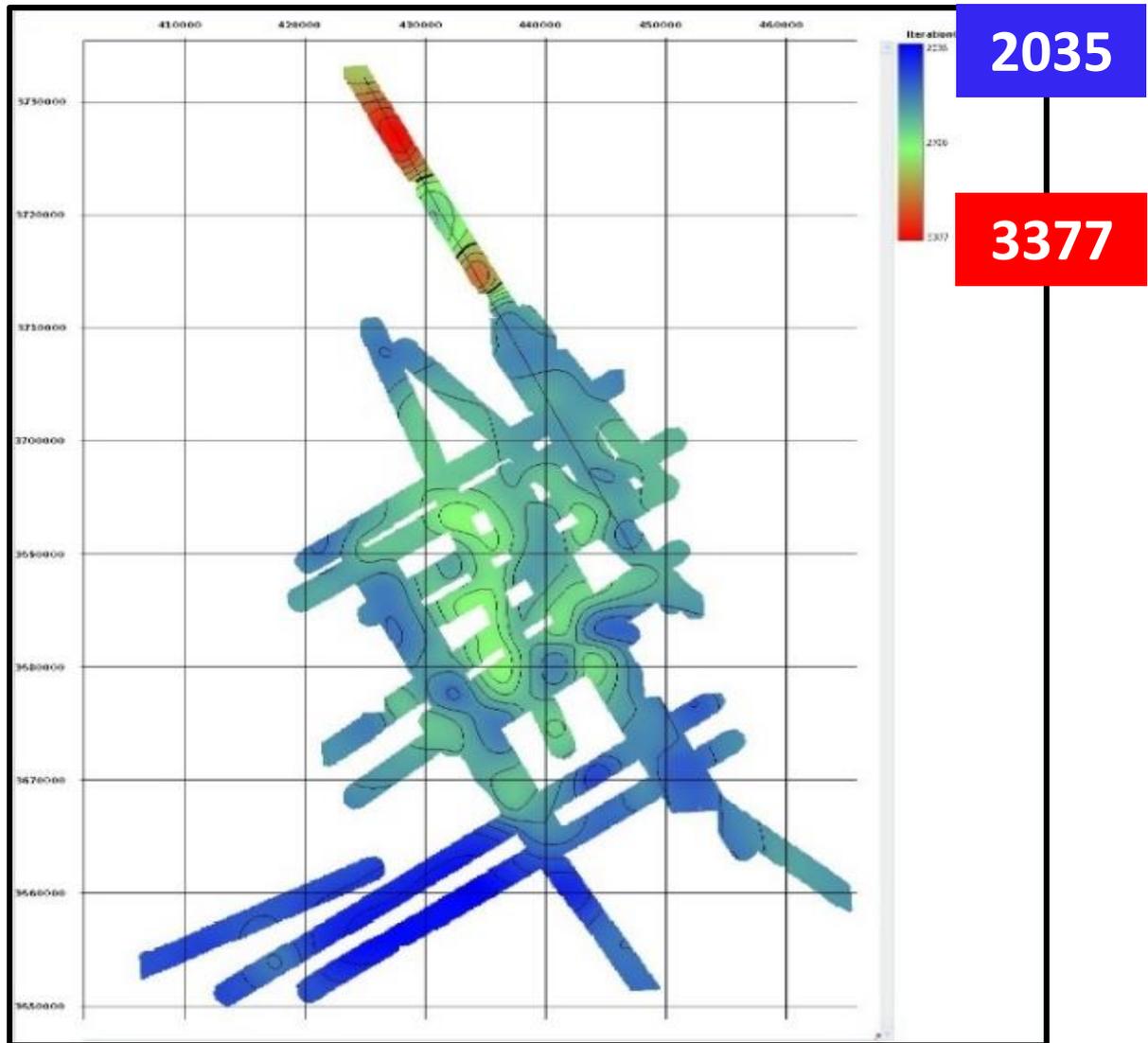


Figure III. 11 : Carte de vitesse de la WZ en CVT

GLI (offset 400-1700m) :

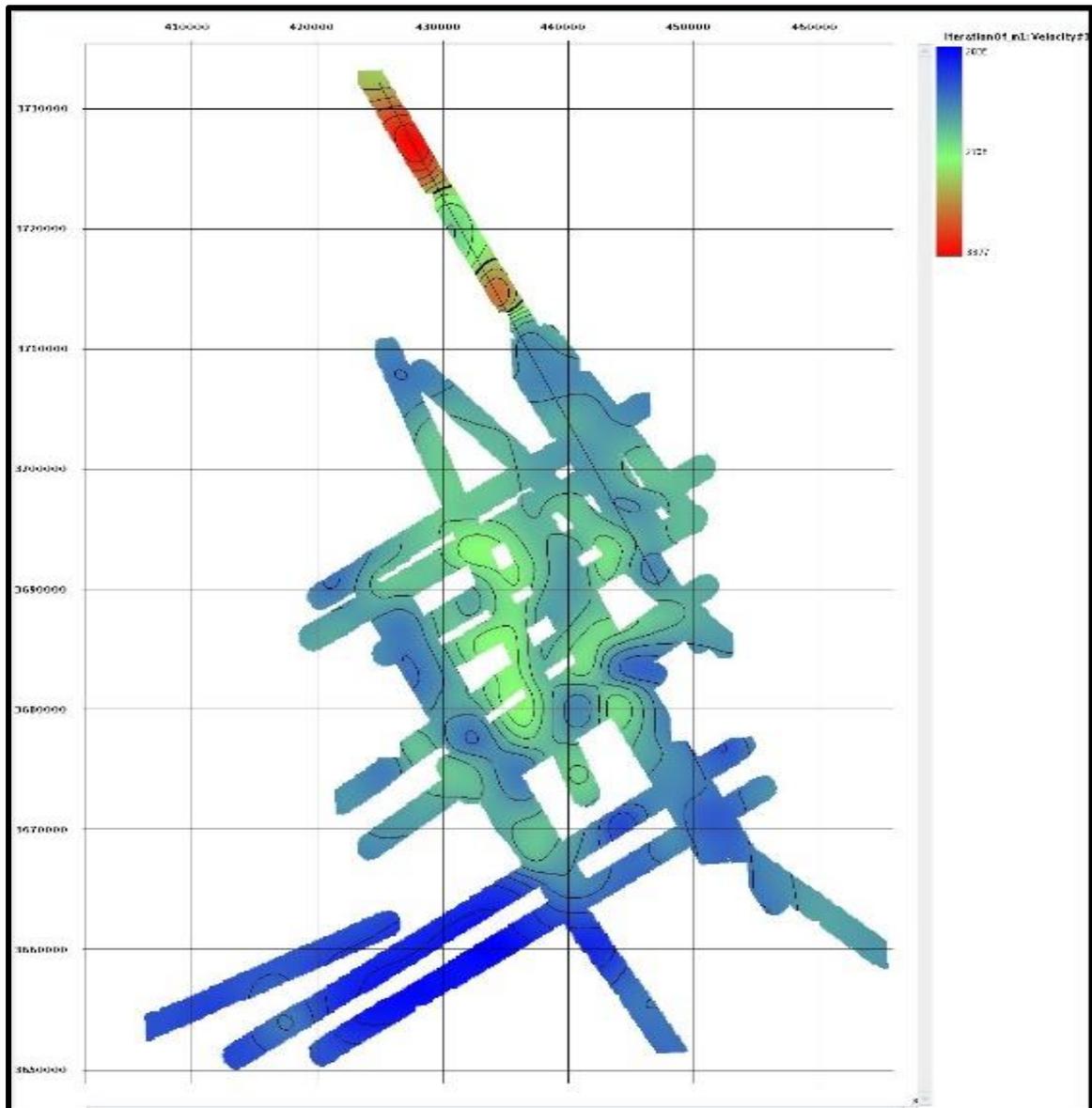


Figure III. 13: Carte de vitesse de la WZ par GLI

III.10 Carte d'épaisseur de la WZ

CVT :

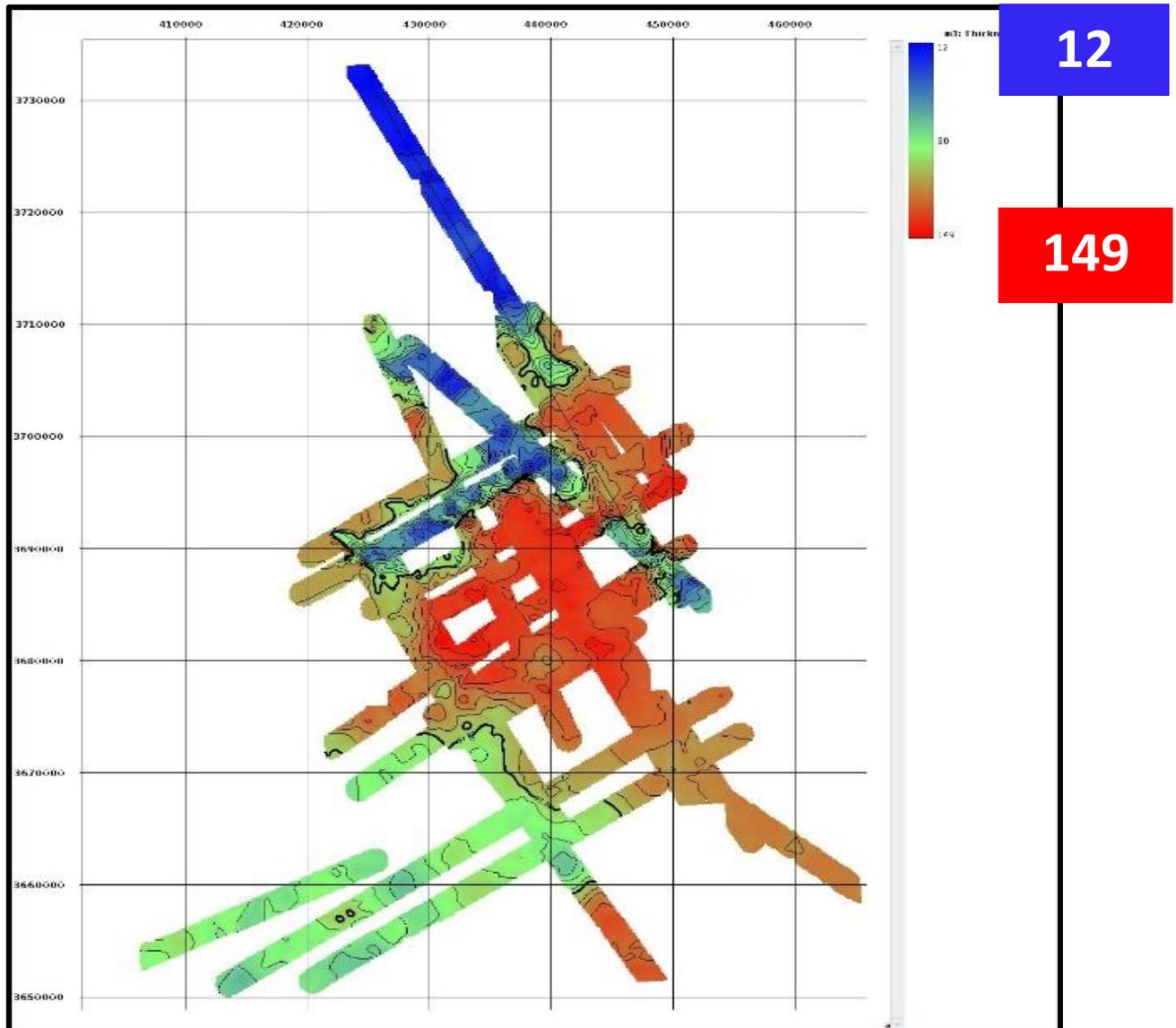


Figure III. 14: Carte d'épaisseur en CVT

GLI (offset 400-1700) :

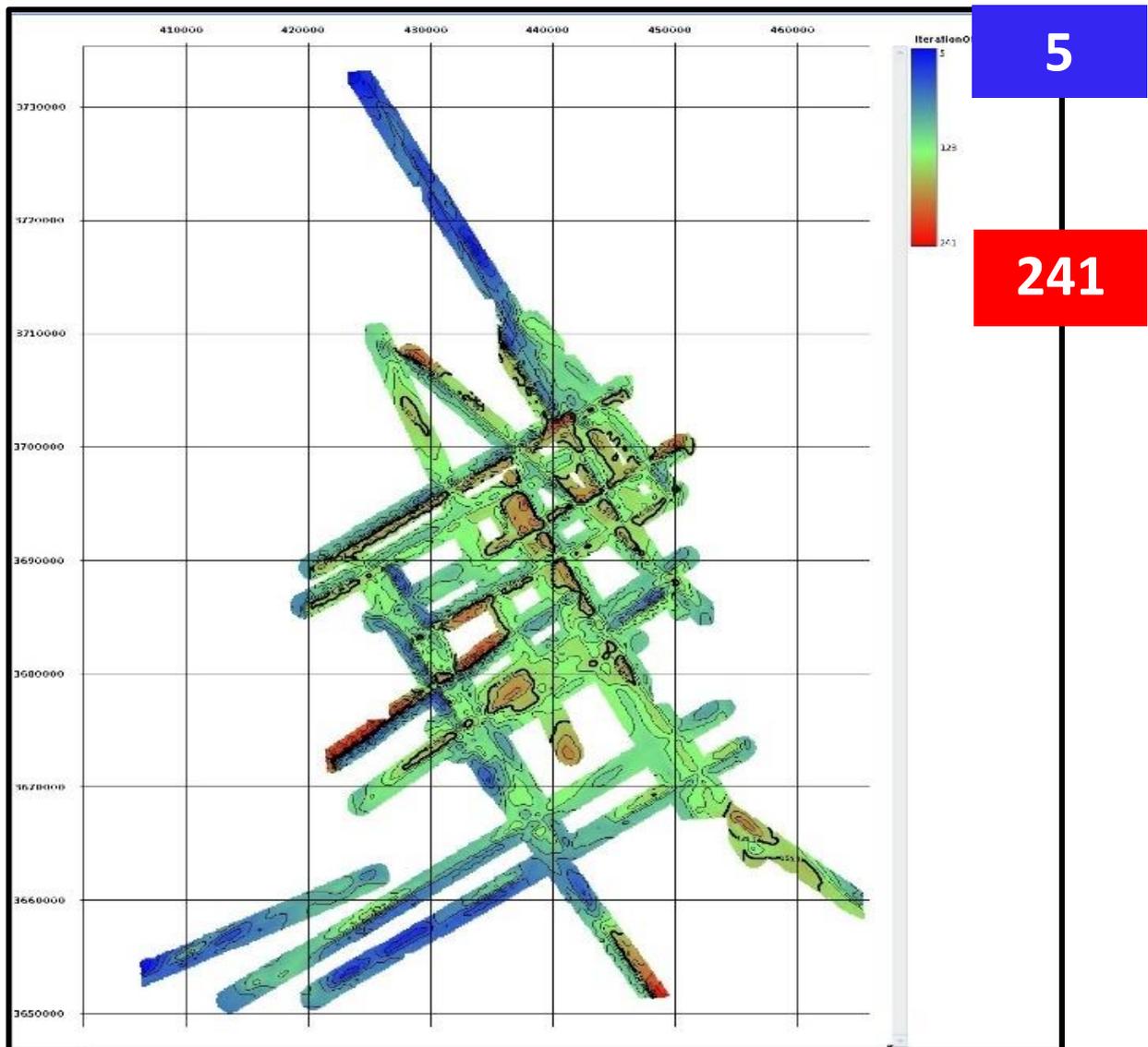


Figure III. 15 : Carte d'épaisseur en GLI

### III.11 Méthodologie d'inversion tomographique

Les étapes de l'inversion tomographique sont resumées par :

- Le pointé des temps des premières arrivées.
- La construction d'un modèle initial (profondeur-vitesse) obtenu par l'interprétation des temps observés avec insertion des points de contrôle.
- Le choix sur le pointé des arrivées premières (First Break).
- La paramétrisation du modèle initial par discrétisation en utilisant des cellules à trois dimension (x, y, z).

- Le calcul des temps théoriques du trajet des premières arrivées sur le modèle initial par la résolution de l'équation d'Eikonal par les différences finies pour chaque couple émetteur- récepteur.
- Le calcul du temps résiduel qui représente la différence entre les temps théoriques et les temps observés.
- La mise à jour des paramètres (les vitesses) du modèle initial

### III.12 Pointé des premières arrivées

Le pointage des premières arrivées est une étape cruciale dans la construction de modèles de vitesse pour la correction statique, dépendant essentiellement de l'utilisateur et nécessitant un bon rapport signal/bruit.

Dans ce travail, en utilisant deux approches basées sur les logiciels FB PICK et GEOTR afin d'assurer la meilleure qualité possible de ce pointage.

#### III.12.1 Les étapes de pointage des premières arrivées avec FB PICK :

- Importation des données sismiques dans FB PICK.
- Utilisation des outils automatiques de FB PICK pour détecter les temps de premières arrivées des ondes sismiques, avec des algorithmes sophistiqués pour identifier ces événements sur les enregistrements sismiques.
- Examen des résultats de la détection automatique et ajustement manuel des points d'arrivée si nécessaire pour corriger les erreurs de détection automatique. (Figure III.16)
- Utilisation des temps de premières arrivées validés pour calculer les corrections statiques.

III.12.1.1 Pointé des premières arrivées PROFILE 1 (NE-SW) par le FB PICK :

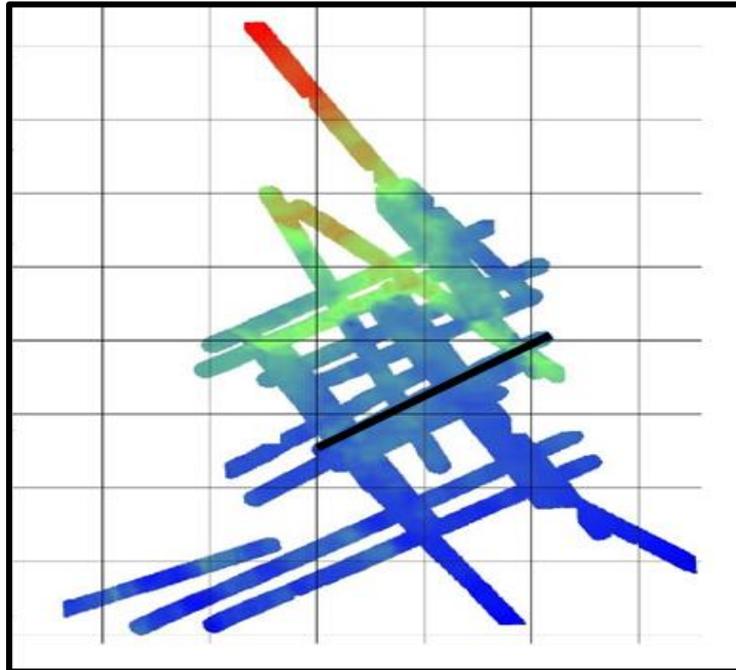
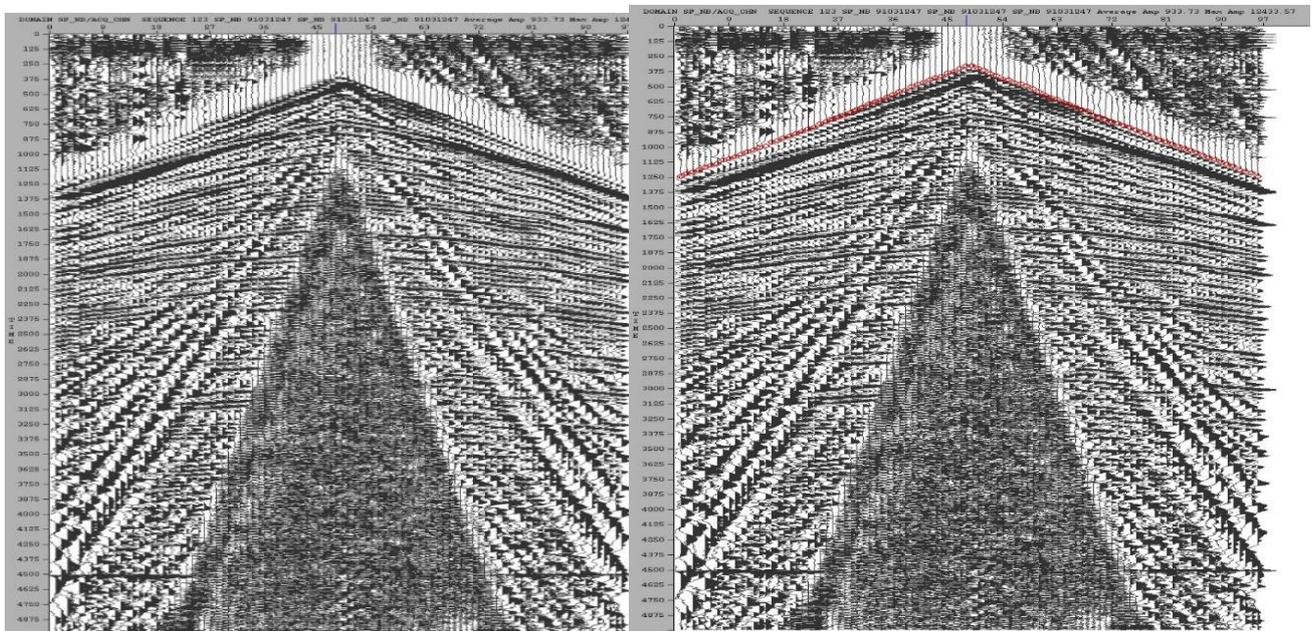


Figure III. 16: carte qui represente le PROFILE 1(NE-SW)



Avant le pointage

Après pointage

Figure III. 17: le pointé de premières arrivées du PROFILE 1 par FB PICK

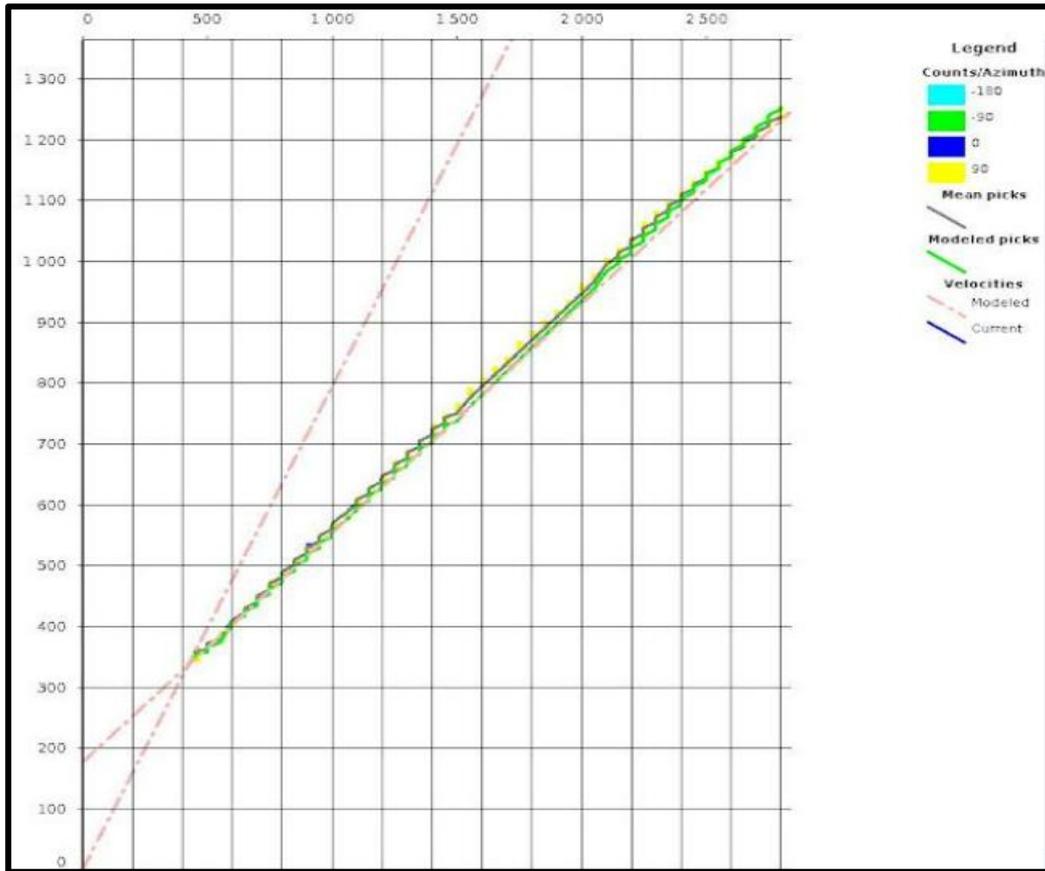


Figure III. 18: schéma de points de controle du PROFILE 1

III.12.1.2 Pointé des premières arrivées PROFILE 2 (NW-SE) par le FB PICK

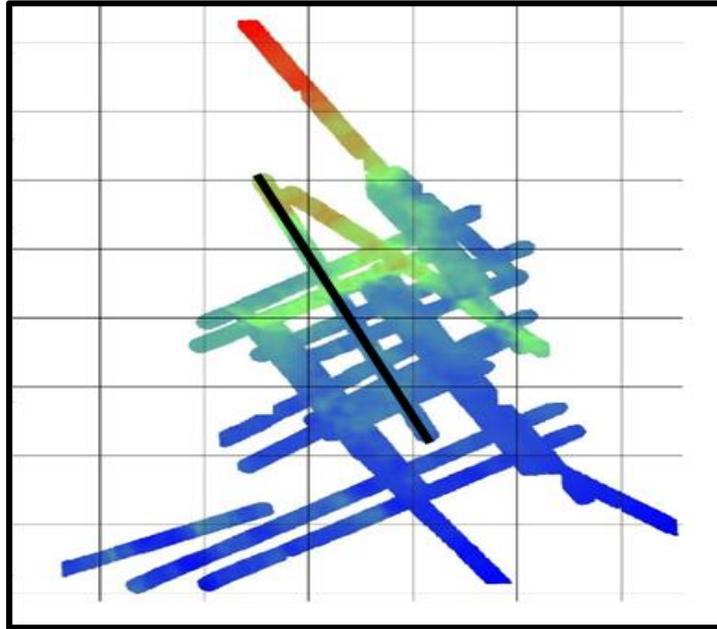
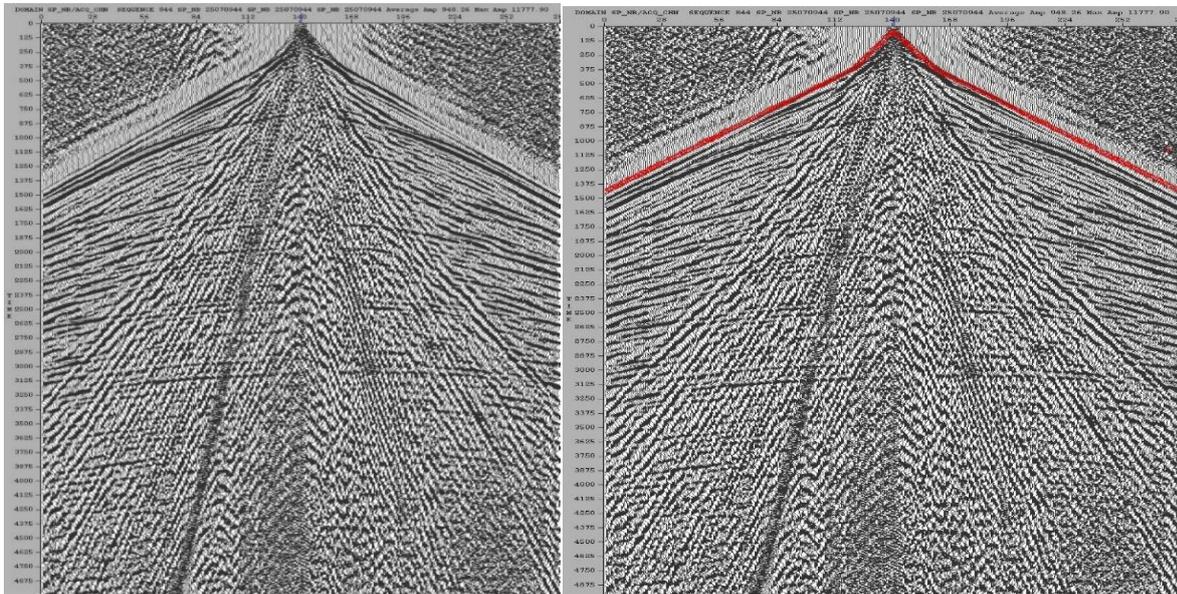


Figure III. 19: Carte du PROFILE 2 (NW-SE)



Avant le pointage

Après pointage

Figure III. 20: le pointé de premiers arrivées du PROFILE 2 par FB PICK

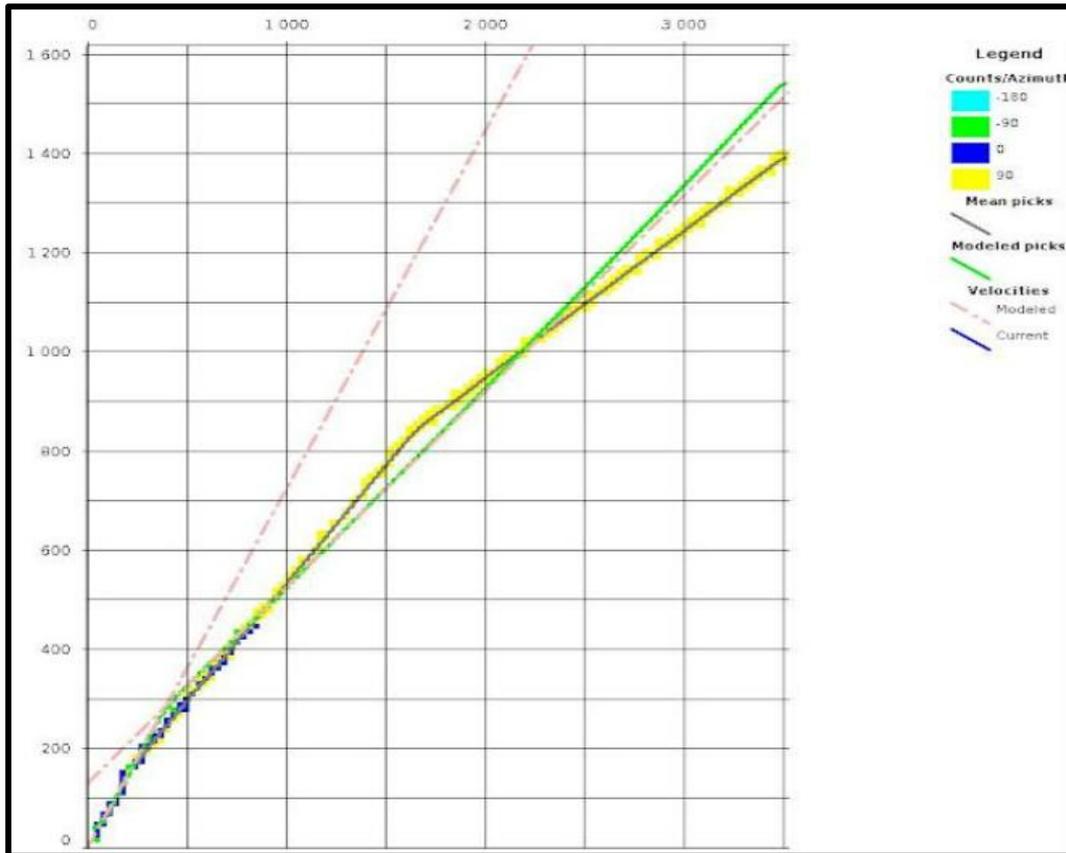


Figure III. 21: Schéma des points controles du PROFILE 2

### III.12.2 Les étapes de pointage des premières arrivées sur GEOTR :

- Importation des données sismiques dans GEOTR.
- Avant de commencer le pointage, s'assurer que les données sont correctement prétraitées. Cela peut inclure l'application de filtres basse fréquence pour mieux faire apparaître les réfractés, ainsi que la correction LMO pour aligner correctement les dromochroniques, améliorant ainsi la qualité des signaux sismiques.
- Utilisation des outils automatiques de GEOTR pour détecter les temps de premières arrivées des ondes réfractées.
- Vérification et correction manuelles des temps de premières arrivées détectés.
- Utilisation des outils de visualisation de GEOTR pour examiner les temps de premières arrivées corrigés et leur impact sur les enregistrements sismiques.
- Une fois le pointage des temps de premières arrivées complété et validé, exportation des résultats.

**III.12.2.1 Pointé des premières arrivées PROFILE 1 (NE-SW) par GEOTR :**

Après l'exécution de la correction LMO et l'application du filtre basse fréquence sur la section sismique du PROFILE 1, nous pouvons effectuer le pontage des premières arrivées :

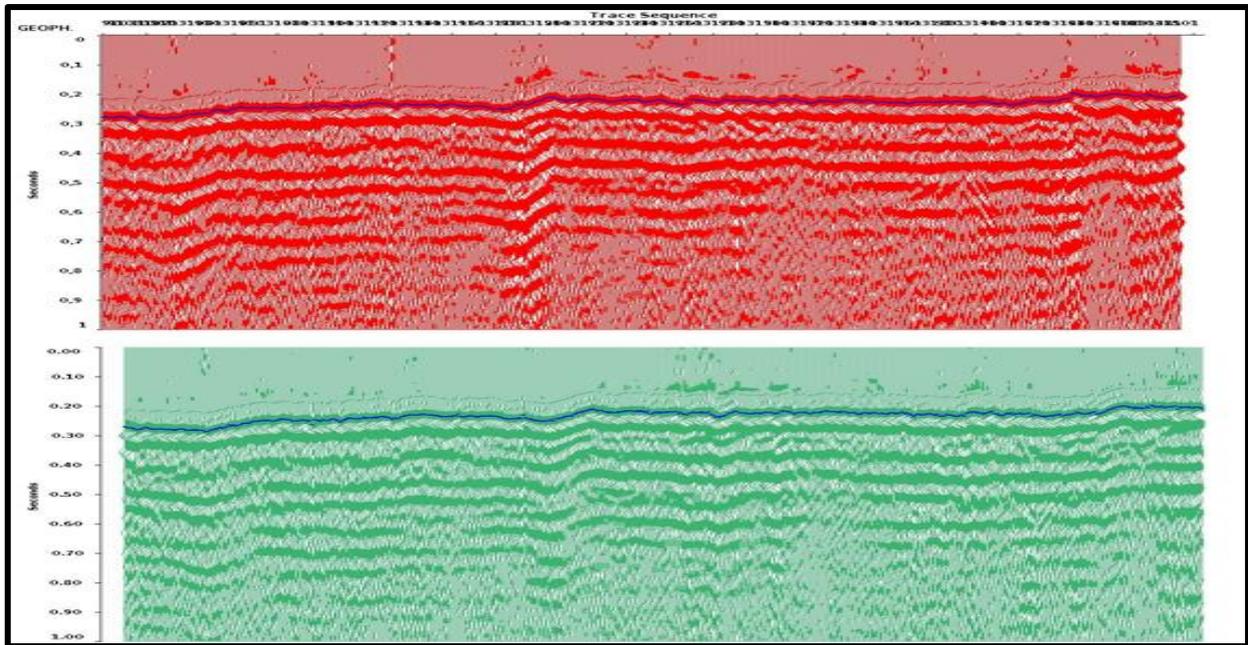


Figure III. 22: le pointé de premiers arrivées du PROFILE 1 par GEOTR

L'examen du pointé sur la section sismique (correction statique préliminaire) :

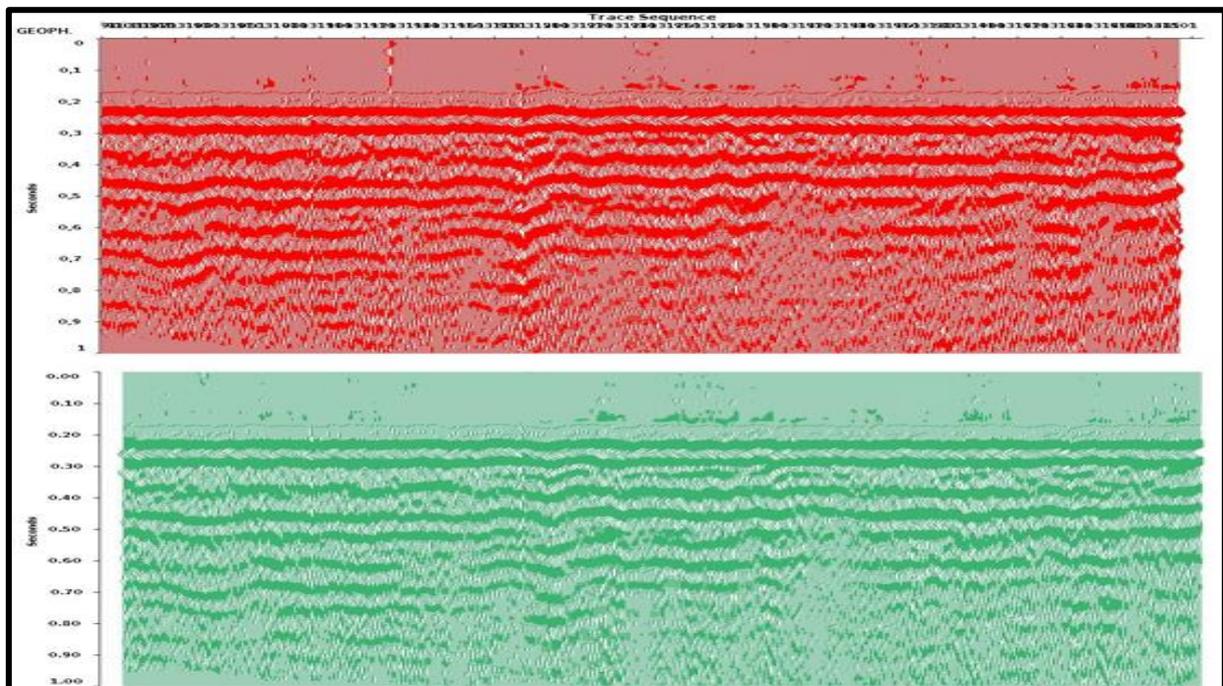


Figure III. 23:Section sismique après l'examen du pointé de premiers arrivées du PROFILE 1 par GEOTR

**III.12.2.2 Pointé des premières arrivées PROFILE 2 (NW-SE) par GEOTR**

Après l'exécution de la correction LMO et l'application du filtre basse fréquence sur la section sismique du PROFILE 2, nous pouvons effectuer le pontage des premières arrivées :

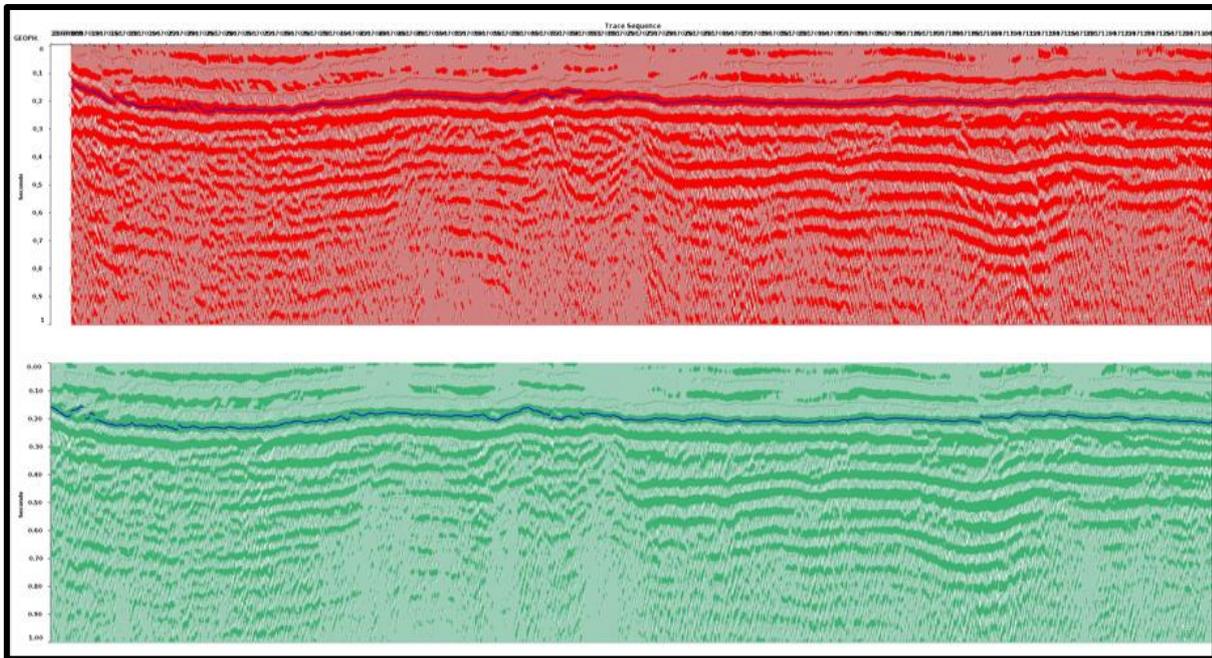


Figure III. 24: le pointé de premiers arrivées du PROFILE 2 par GEOTR

L'examen du pointé sur la section sismique (Correction statique provisoire) :

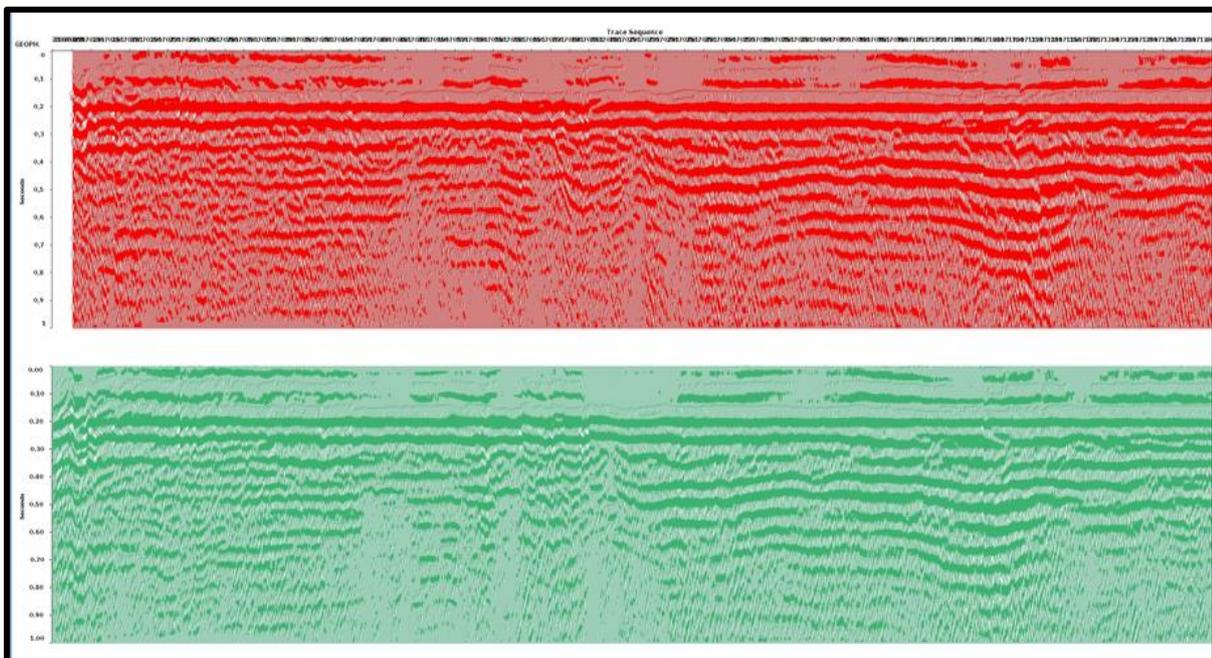


Figure III. 25: Section sismique après l'examen du pointé de premiers arrivées du PROFILE 2 par GEOTR

### III.13 Construction du modèle initial de vitesses

En géophysique, la résolution du problème inverse dans les cas complexes peut s'avérer délicate, car il n'existe généralement pas de solution unique. Cela s'explique par le fait que le problème direct est défini par une équation non linéaire, tandis que l'inversion est souvent effectuée par des méthodes linéaires. Par conséquent, il est impossible de garantir que la solution obtenue représente le minimum absolu de la fonction objectif. Dans ce contexte, le choix du modèle initial joue un rôle crucial dans la détermination de la solution finale.

Dans le cadre de cette étude, une approche innovante a été adoptée pour construire un modèle initial de vitesses destiné à prédire les premières arrivées. En s'appuyant sur l'algorithme de tracé de rayons de Geostar, ce modèle a été élaboré à partir d'une interprétation simplifiée des premières arrivées observées, en utilisant des points de contrôle judicieusement sélectionnés. Cette méthode permet de surmonter les défis liés à l'inversion linéaire et d'obtenir des résultats plus précis et fiables.

### III.14 Paramètres du modèle initial

Le modèle initial de vitesses est construit à partir des données suivantes :

- Interprétation des premières arrivées observées sur le terrain.
- Altitude du plan de référence (datum) fixée à 800 m.
- Vitesse de comblement ( $V_c$ ) variable.
- Pour la géométrie de couche on a travaillé par Smooth thickness (épaisseur lissée) :  
La limite de la couche suit la topographie de la région, les terrains sont consolidés ou bien la forme des couches de la WZ en profondeur est presque la même que celle de la topographie en surface.
- Le modèle initial comporte deux couches dans la zone alterée (WZ).
- Nombre d'itérations : 3.
- Offsets : 400 - 1700m.
- Les dimensions des cellules : 50m\*50m.

Le modèle initial servira de point de départ au processus d'inversion.

### III.15 Inversion par Geostar

Pour lancer le programme d'inversion dans Geostar et obtenir un modèle final de vitesses optimisé, les étapes suivantes sont nécessaires :

1. Importer deux fichiers :
  - Un fichier contenant le pointé des premières arrivées observées.

- Dossier contenant les coordonnées x, y des sources (fichier SPS), des récepteurs (fichier RPS) ainsi que la relation entre ces deux fichiers (fichier XPS) et l'altimétrie et un offset minimal de 400 m.

2. Geostar utilisera le modèle initial de vitesses construit à partir d'une interprétation simplifiée des premières arrivées observées en utilisant des points de contrôle.
3. L'application calculera les temps d'arrivée première sur la base de ce modèle initial et les comparera aux temps d'arrivée observés.
4. Le processus d'inversion cherchera à minimiser la différence entre les temps d'arrivée observés et calculés en faisant varier le paramètre du modèle initial (la vitesse).
5. À l'issue de ce processus itératif, un modèle final de vitesses optimisé sera obtenu.

L'inversion dans Geostar permet de construire un modèle de vitesses final précis en partant d'un modèle initial, en minimisant l'écart entre temps d'arrivée observés et calculés.

### III.15.1 Construction des modèles de vitesses par les trois méthodes

#### III.15.1.1 Pour le PROFIL 1 (NE-SW)

##### III.15.1.1.1 Modèle initial de CVT

La planche suivante représente un modèle initial de vitesses:

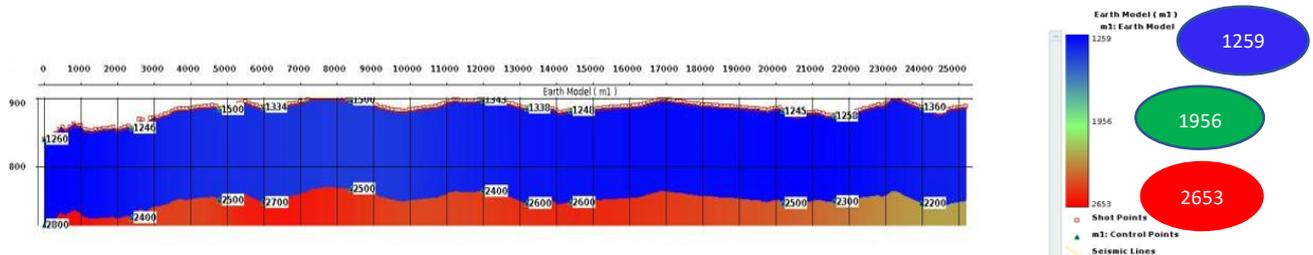


Figure III. 26 :Modèle initial de vitesses du PROFILE 1

##### III.15.1.1.2 Construction du modèle GLI (offset 400-1700m)

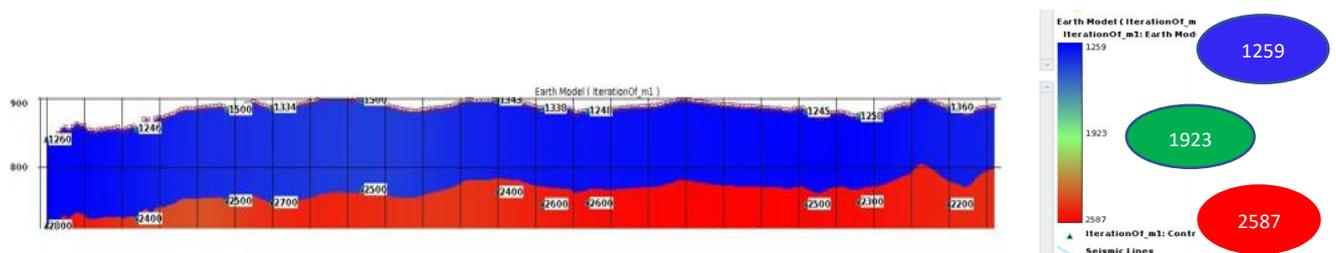


Figure III. 27 :Modèle de vitesses de GLI de PROFILE 1

III.15.1.1.3 Construction de modèle Tomo (offset 400-1700m) après inversion

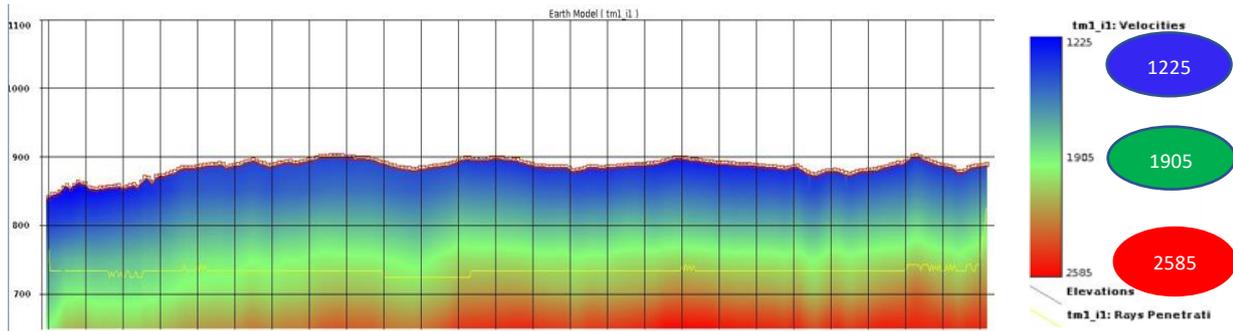


Figure III. 28 : Modèle de vitesses de TOMO de PROFILE 1

III.15.1.2 Pour le PROFIL 2 (NW-SE)

III.15.1.2.1 Modèle initial de CVT

la planche suivante représente un modèle initial de vitesses :

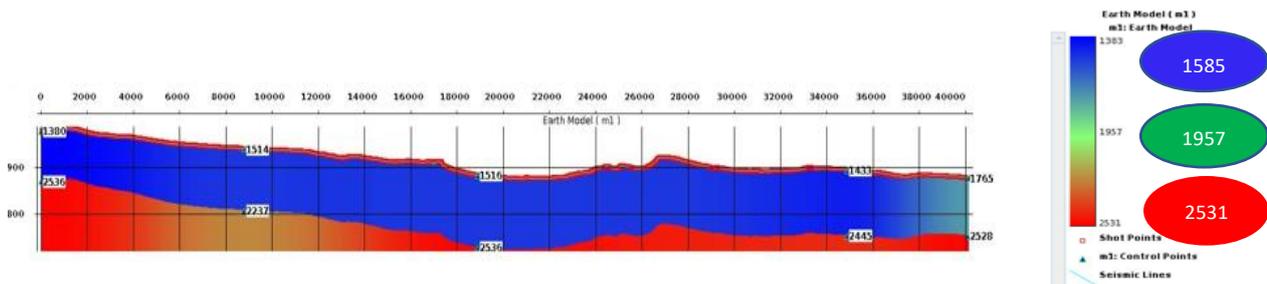


Figure III. 29 : Modèle initial de vitesses de PROFILE 2

III.15.1.2.2 Construction du modèle GLI (offset 400-1700m)

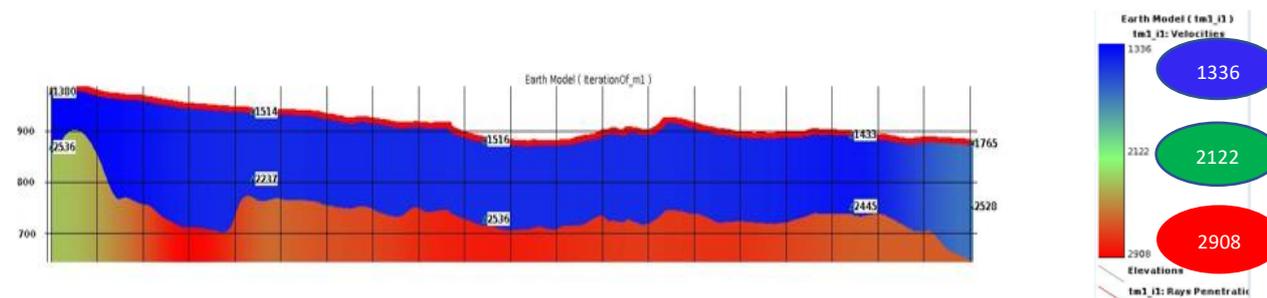


Figure III. 30 : Modèle de vitesses de GLI de PROFILE 2

III.15.1.3 Construction de modèle TOMO (offset 400-1700m) après inversion

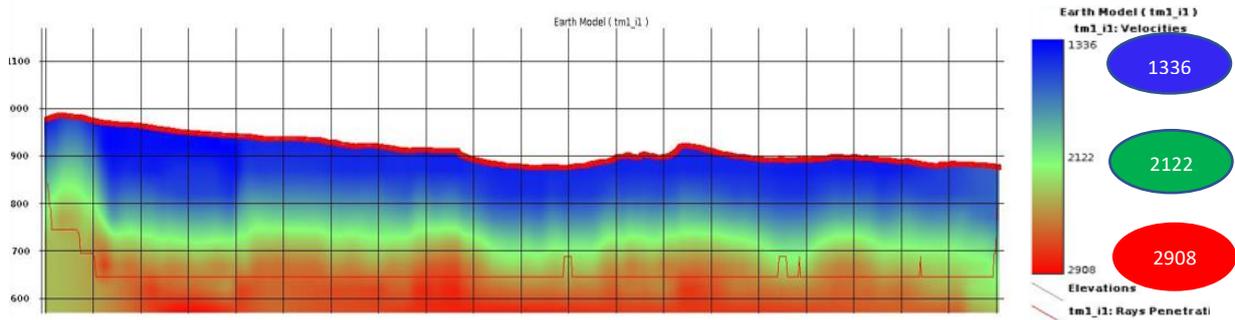


Figure III. 31 : Modèle de vitesses de TOMO de PROFILE 2

III.16 Contrôle de qualité

Pour montrer la stabilité et la fiabilité de la solution de l'inversion par tomographie des deux profils : PROFILE 1 et PROFILE 2, le paramètre à contrôler est l'écart moyen entre les temps calculées et observées.

Nombre d'itération	Erreur moyenne (T calculé - Tobs)	Valeur de la fonction de coût	Nombre de pointé (rayons) valide en (%)
1	0.010989825	0.2631609	2983
2	0.010267922	0.2152723	2811
3	0.010176439	0.2081722	2761
4	0.010113962	0.2042882	2737
5	0.010111813	0.2041633	2736
6	0.010111547	0.2041534	2736
7	0.010111278	0.2041435	2736
8	0.010111278	0.2041435	2736
9	0.010111278	0.2041435	2736
10	0.010111278	0.2041435	2736

Tableau 3 : Les paramètres de contrôle

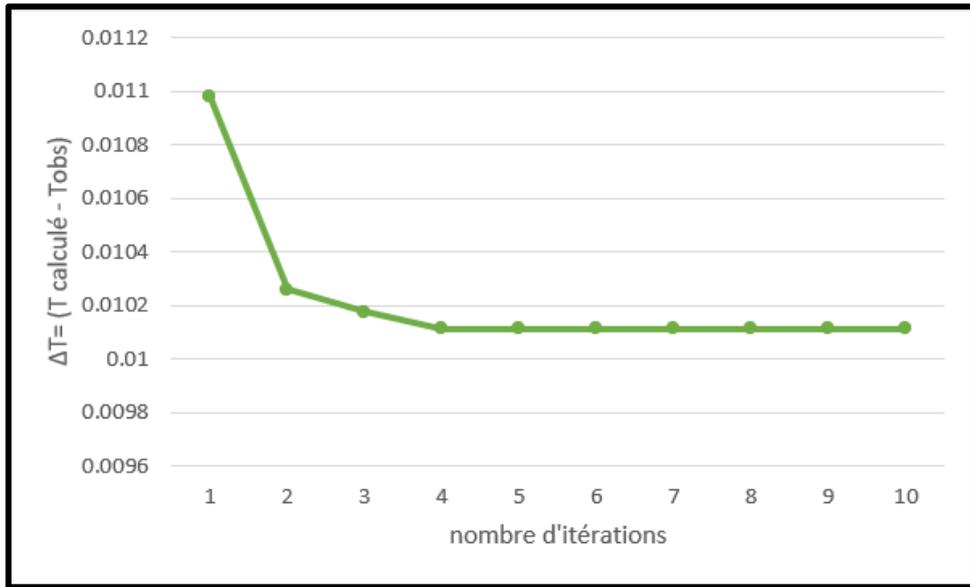


Figure III. 32 : Courbe de variation de l'erreur moyenne en fonction de nombre d'itérations.

### III.17 Visualisation des cartes des corrections statiques

#### III.17.1 Carte des Correctios Statiques Altimetriques

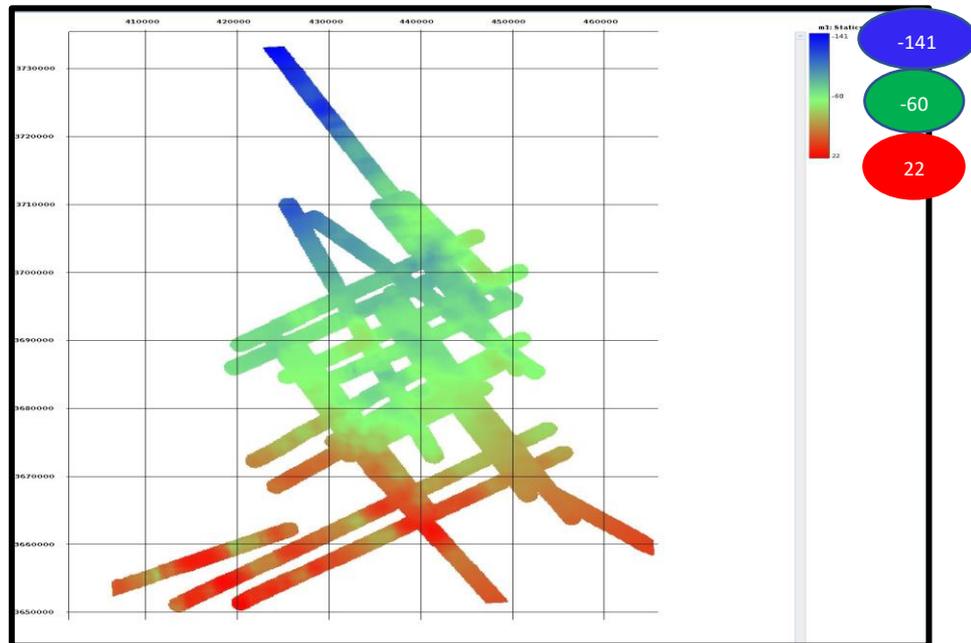


Figure III. 33 : Carte des Corrections Statiques d'Altimetrie

III.17.2 Carte des Corrections Statiques à base des CVT

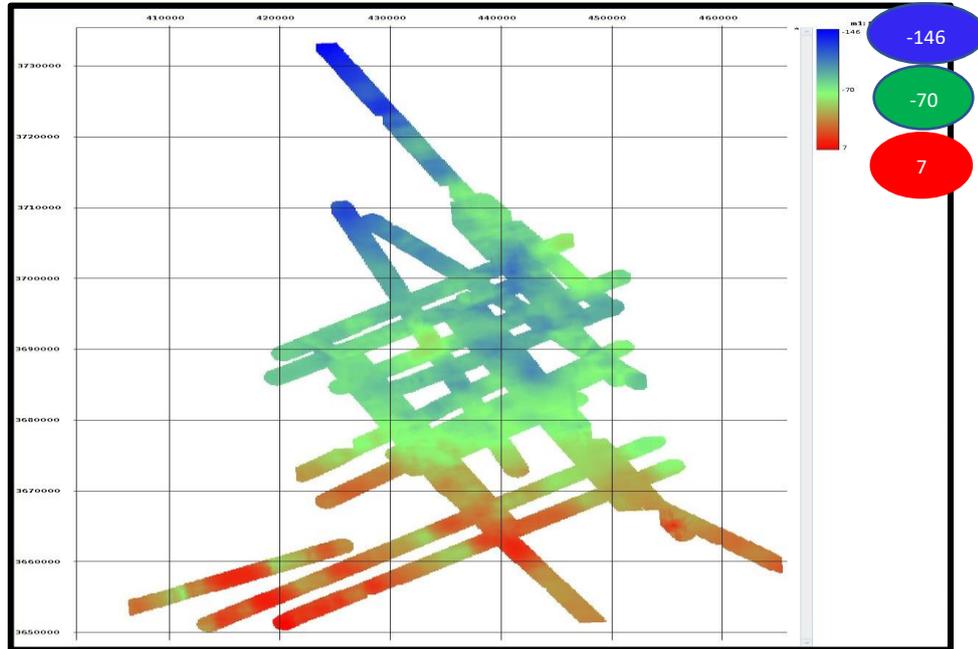


Figure III. 34 : Carte des Corrections Statiques à base des CVT

III.17.3 Carte des Corrections Statiques à base du modele GLI

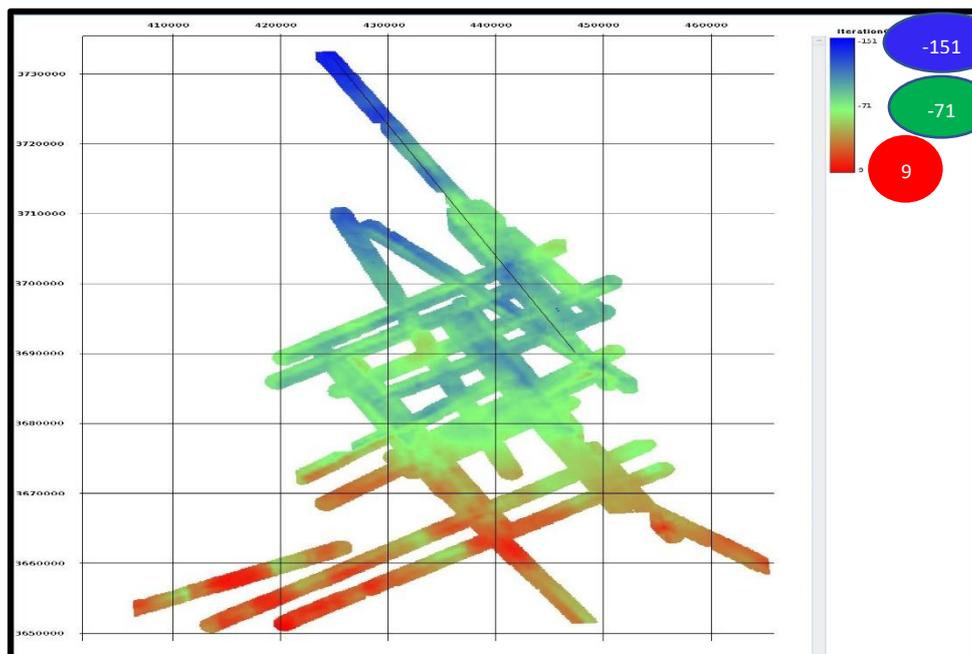


Figure III. 35 : Carte des Corrections Statiques à base du modele GLI

### III.18 Application des corrections statiques

En se basant sur les données du PROFILE 1 (NE-SW) et PROFILE 2 (NW-SE), les corrections statiques ont été appliqués pour un DP de 800 m et une vitesse de comblement variante, en utilisant les valeurs des courbes obtenues :

#### III.18.1 L'application de la Correction Statique sur le PROFILE 1(NE-SW):

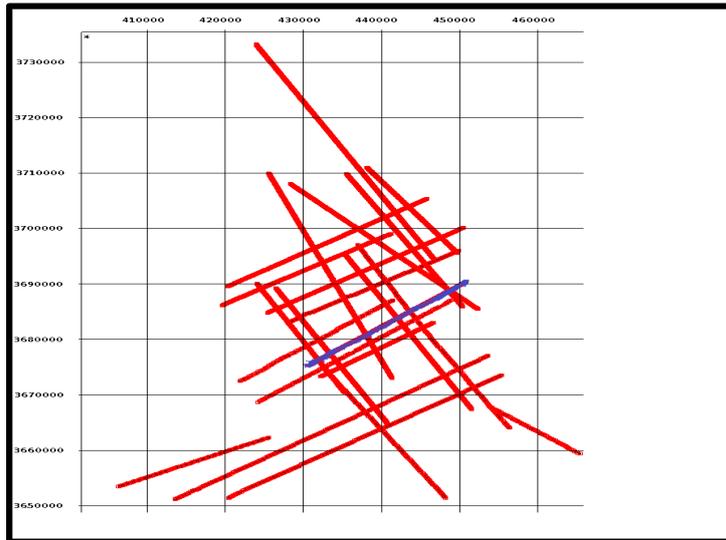


Figure III. 36 : Representation sur la carte du PROFILE 1 (NE-SW)

Les figures ci-dessous présentent les sections sismiques qui ont été réalisées :

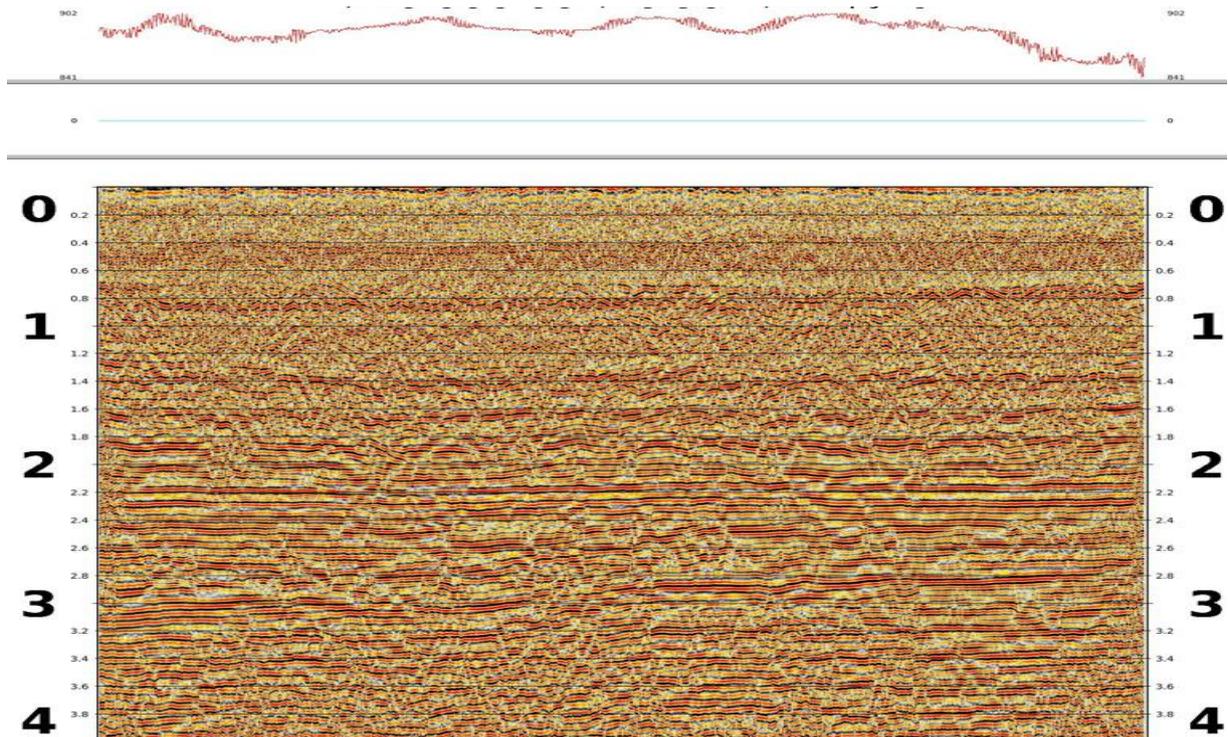


Figure III. 37 : Section sans correction statique

III.18.1.1 L'application de la correction statique Altimétrique sur le PROFILE 1

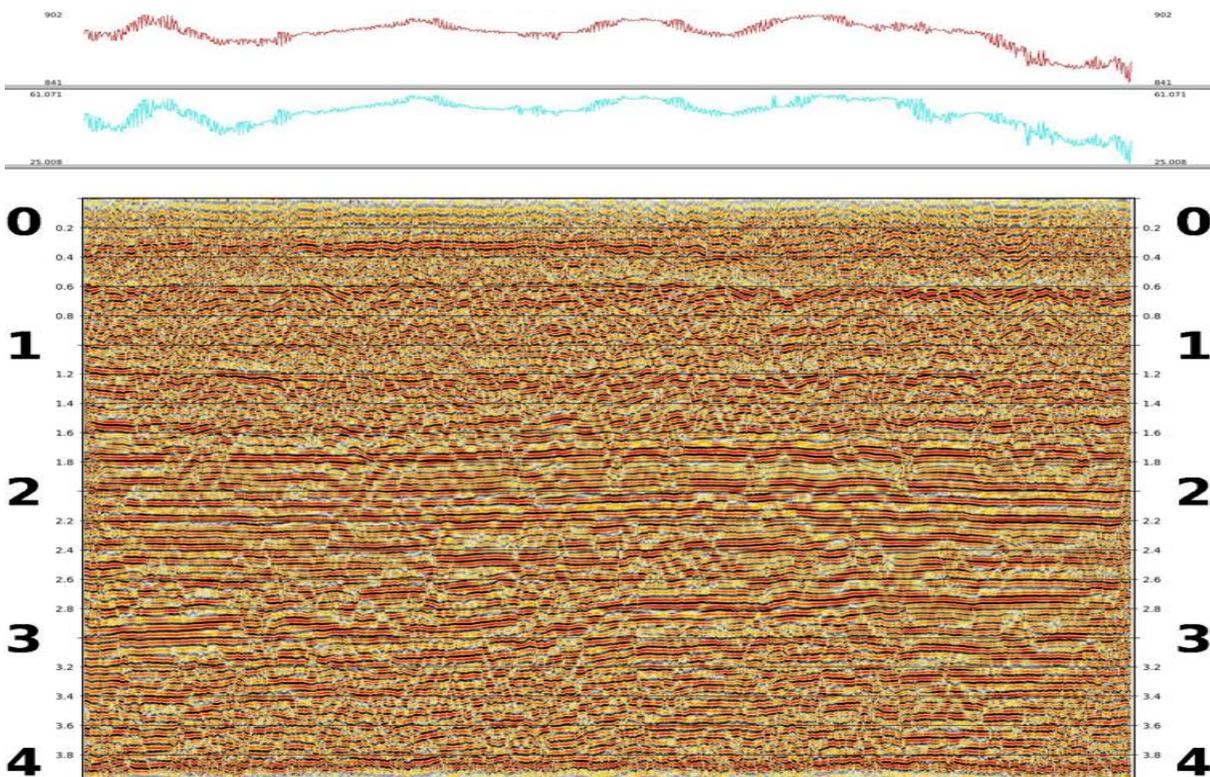


Figure III. 38 : Section sismique après Correction Statique Altimétrique

III.18.1.2 Application de la Correction que de la WZ sur le PROFILE 1

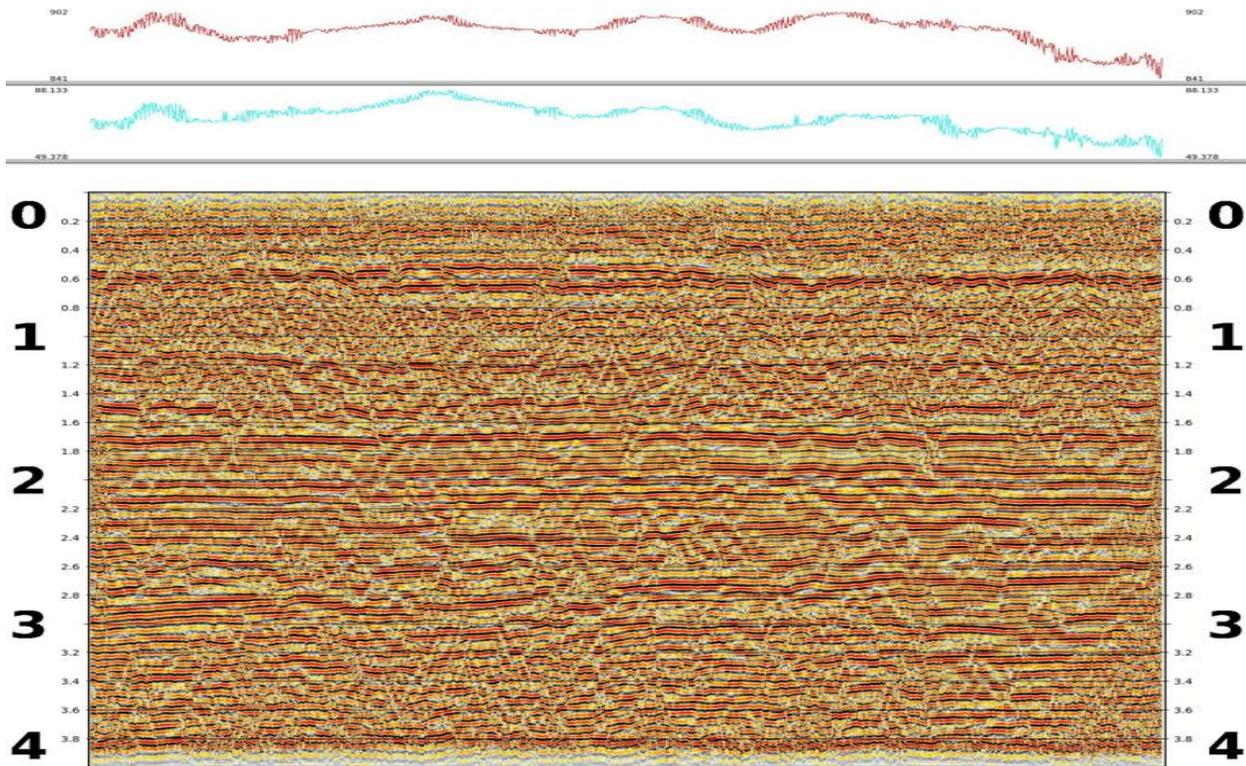


Figure III. 39 : Section sismique après Correction CVT interpolée

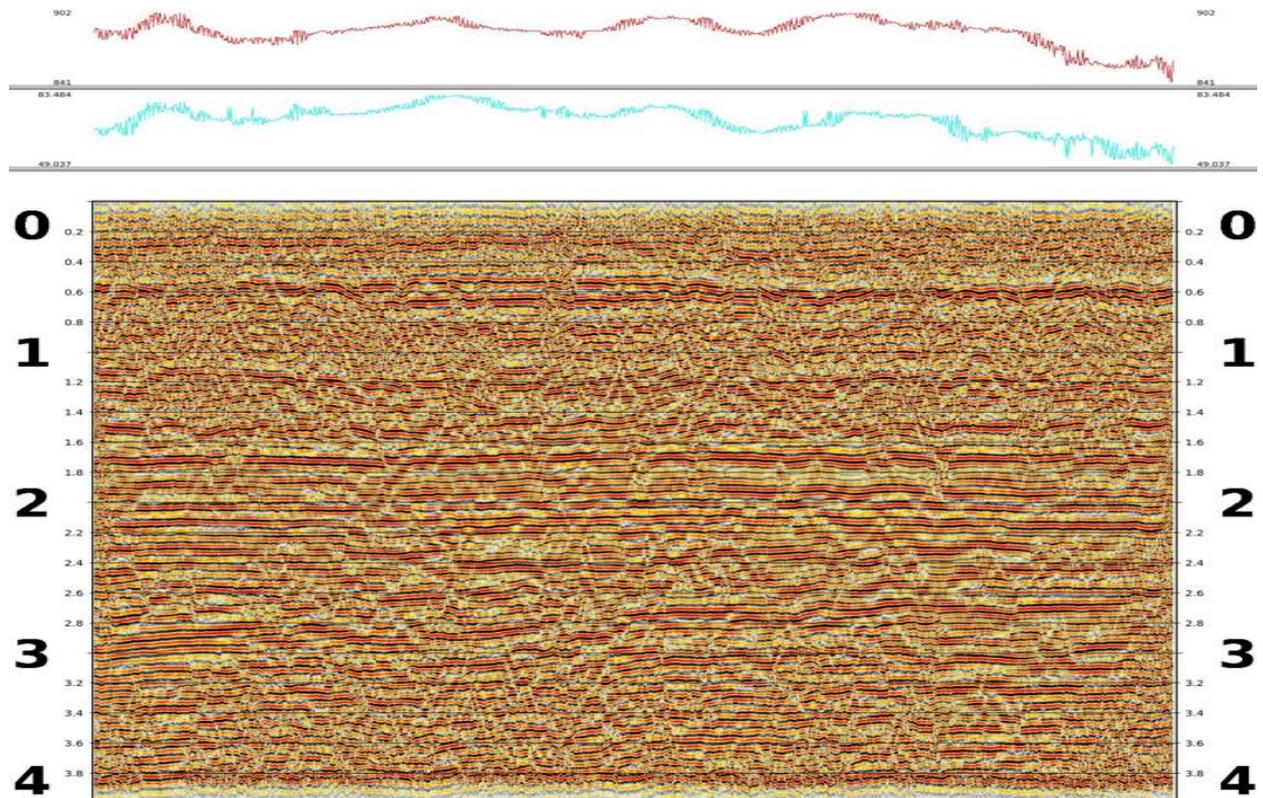


Figure III. 40 : Section sismique après Correction GLI

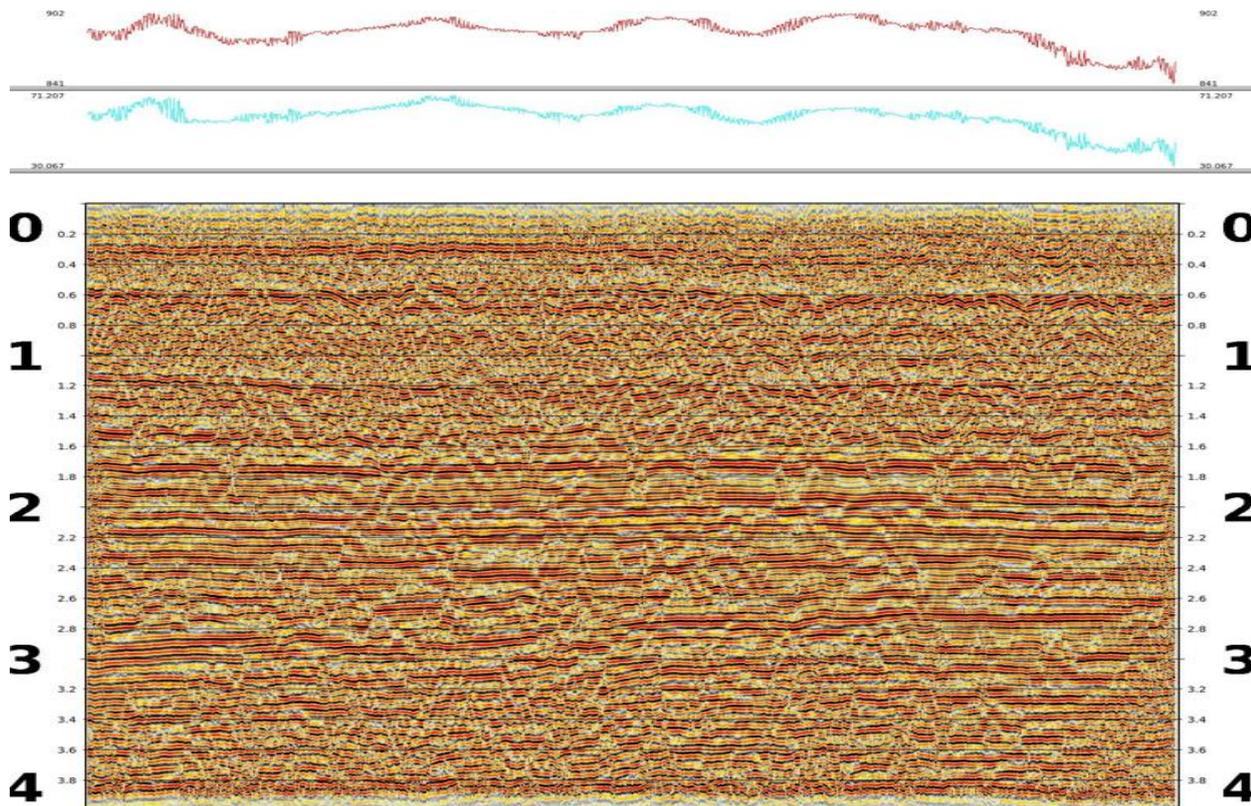


Figure III. 41 : Section après Correction TOMO

### III.18.1.3 Comparaisons des sections obtenues par l'application des méthodes CVT interpolé, GLI et la tomographie

La comparaison des sections traitées (Figures (III.37), (III.38), (III.39), (III.40) et (III.41)) montre une nette amélioration de la qualité de la section sismique après l'application des différentes méthodes de correction statique.

La première figure (III.37) présente la section sismique sans aucune correction, ce qui se traduit par une image bruitée et peu exploitable.

La figure (III.38) présente la section sismique après correction statique altimétrique. On remarque que les horizons sismiques sont bien apparents et mieux définis par rapport à la section sans correction. Figure (III.42)

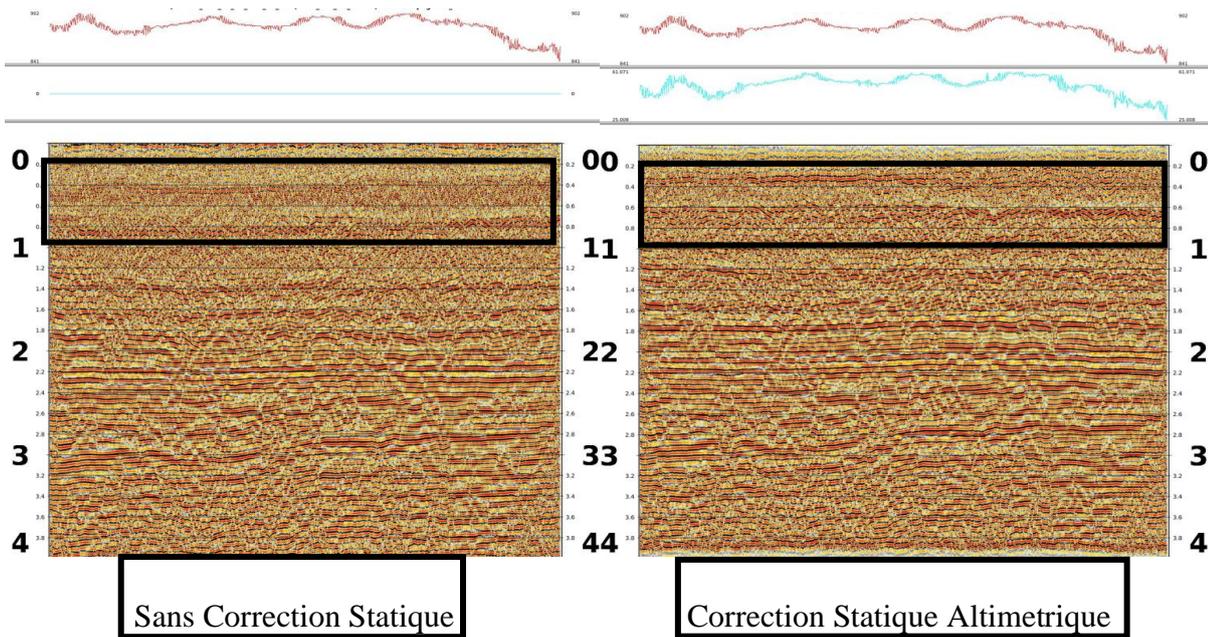


Figure III. 42 : Comparaison entre la section sans correction statique et apres correction statique altimetrique du PROFILE 1

La figure (III.39) montre la section sismique après correction statique par la méthode du carottage sismique CVT. En comparaison avec statique altimetrique, on observe une nette amélioration de la définition des horizons sismiques. Figure (III.43)

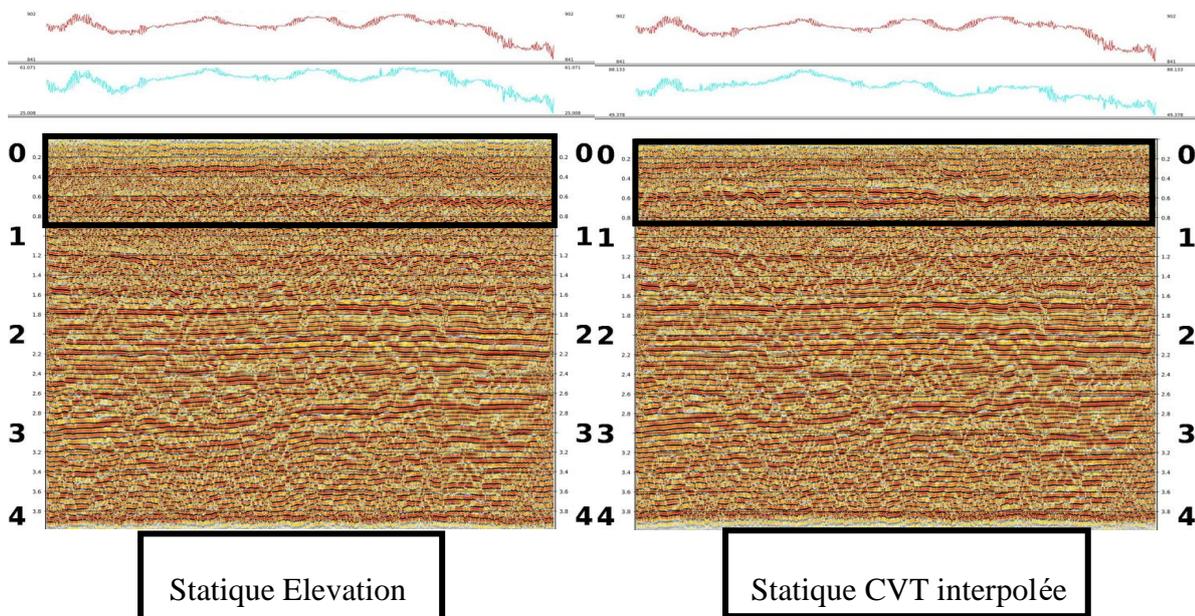


Figure III. 43 : Comparaison entre la section par correction statique altimetrique et apres correction CVT interpolée du PROFILE 1

La figure (III.40) illustre la section sismique après correction statique par le modèle de la méthode GLI (Generalized Linear Inversion). Lorsqu'on la compare aux méthodes précédentes, on ne remarque pas de changement significatif par rapport à la méthode CVT. Cela suggère que les méthodes GLI et CVT convergent vers un même modèle géologique. Figure (III.44)

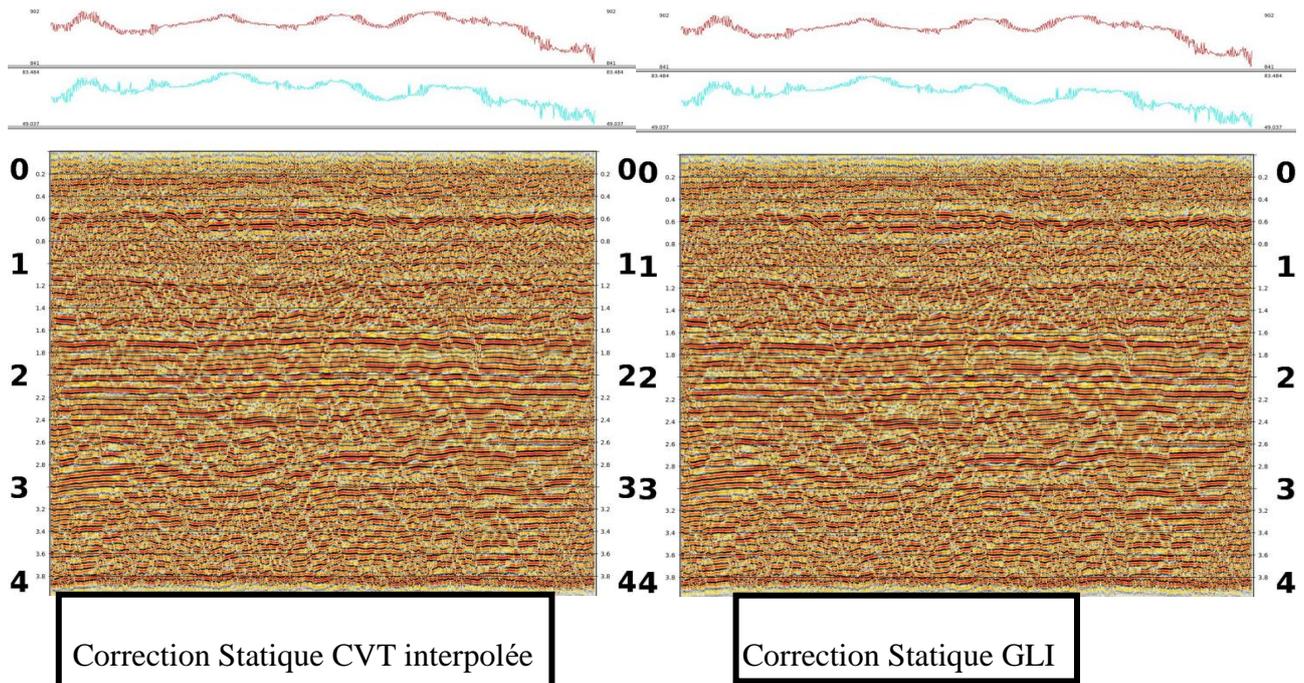


Figure III. 44 : Comparaison entre la section après la correction statique CVT et la correction statique GLI du PROFILE 1

Enfin, la figure (III.41) présente la section sismique après correction par le modèle de tomographie sismique. On observe une meilleure continuité des horizons sismiques et une amélioration significative de la qualité de l'image par rapport aux autres méthodes. Cette méthode semble donc être la plus efficace pour corriger les effets de la WZ et optimiser la qualité de l'image sismique finale. Figure(III.45)

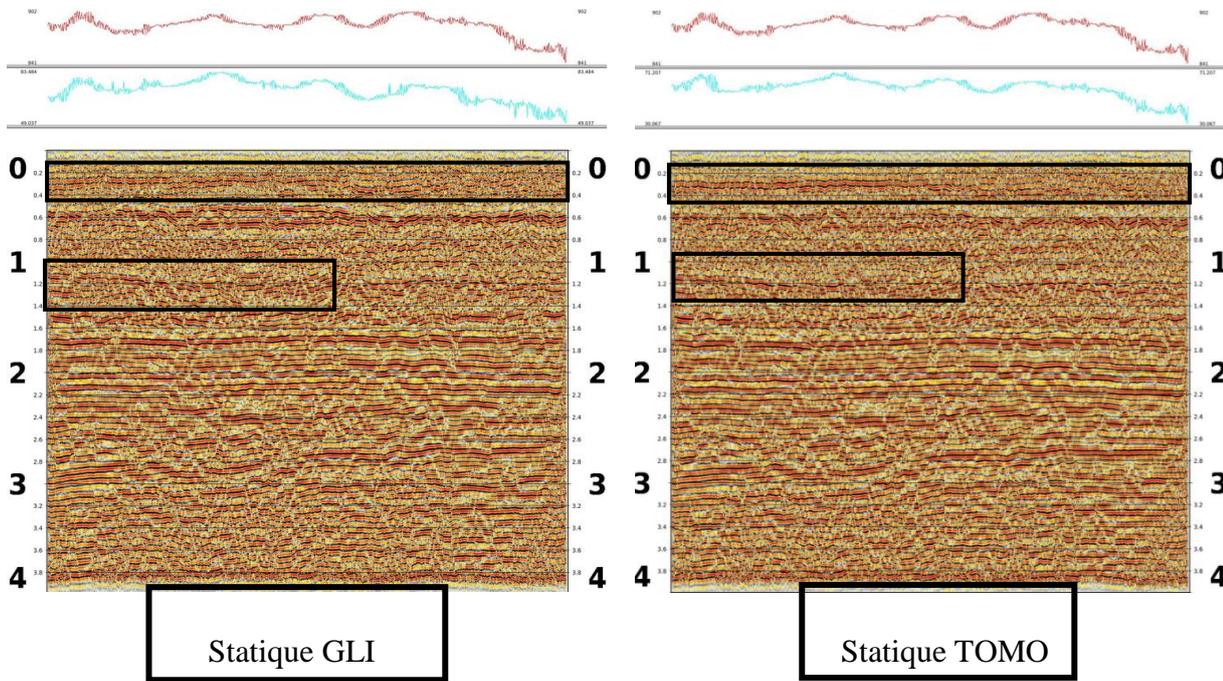


Figure III. 45 : Comparaison entre la section après Correction Statique GLI et Correction Statique TOMO du PROFILE 1

la comparaison des différentes figures montre que l'application successive des méthodes de correction statique permet d'améliorer significativement la qualité de la section sismique. La correction d'altimétrie et la méthode du carottage sismique (CVT) apportent une amélioration notable, mais c'est la méthode de tomographie sismique qui offre la meilleure qualité d'image avec une continuité optimale des horizons.

### III.18.2 Application de la Correction Statique sur le PROFILE 2



Figure III. 46 : Representation sur la carte du PROFILE 2

Les figures ci-dessous présentent les sections sismiques qui ont été réalisées :

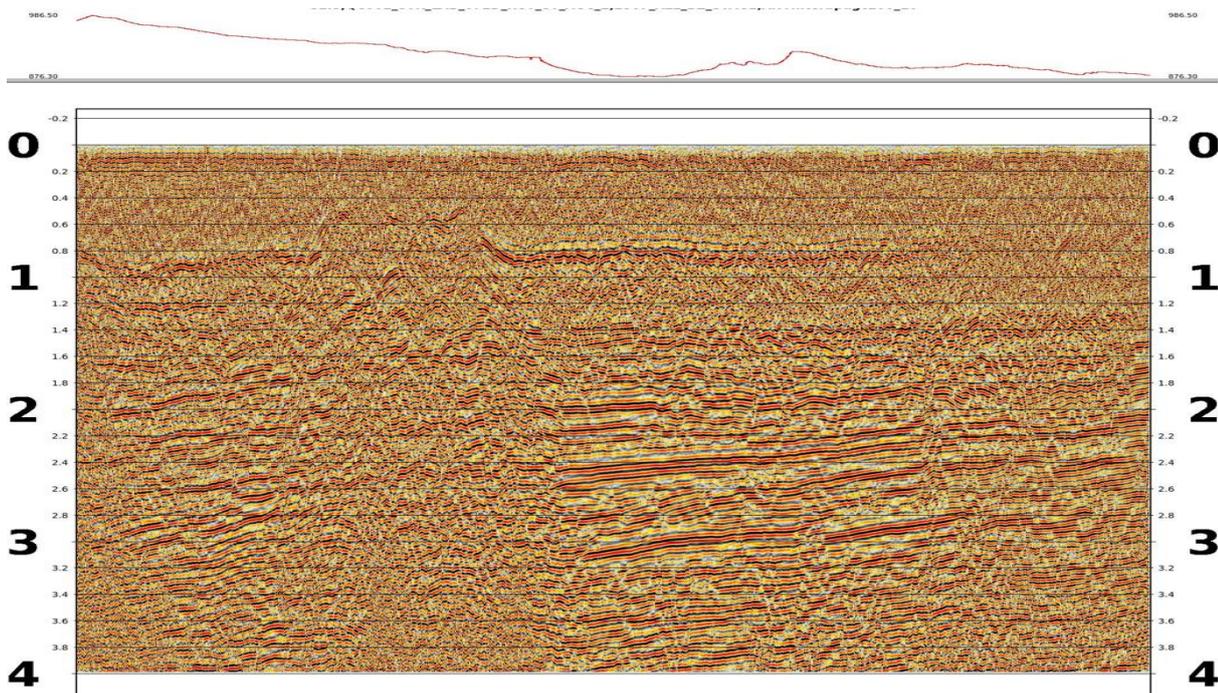


Figure III. 47 : Section sans Correction Statique

### III.18.2.1 L'application de la correction statique Altimétrique sur le PROFILE 2

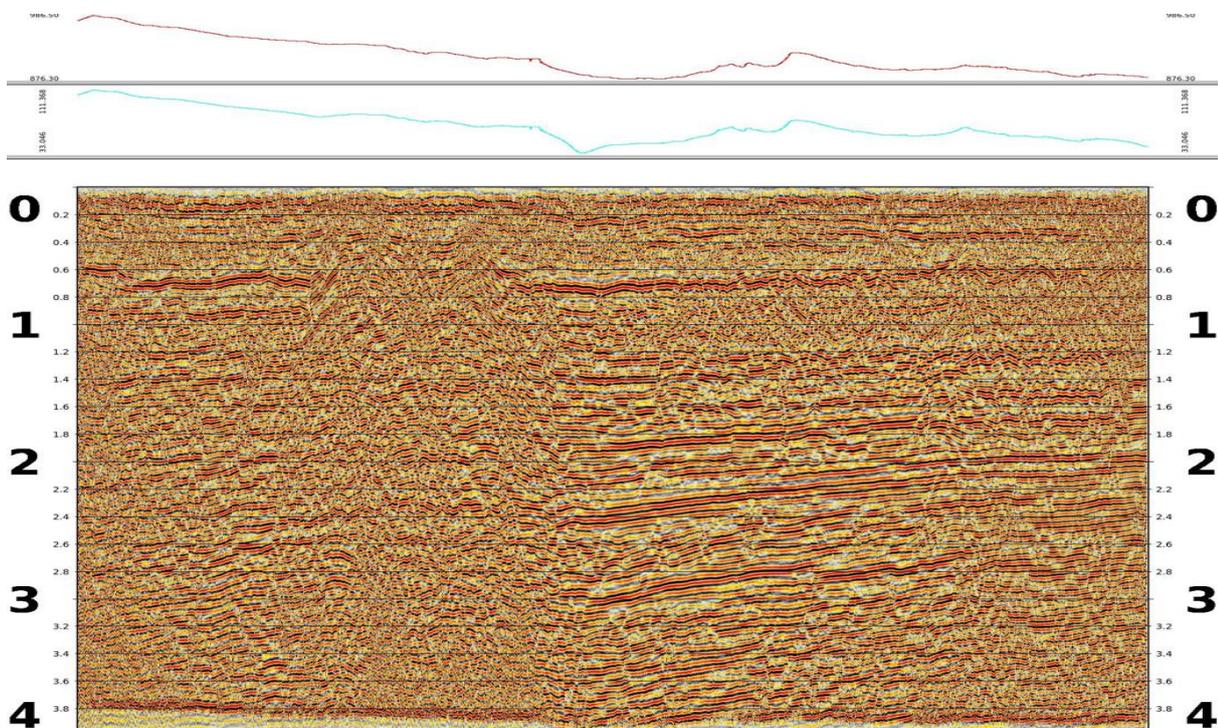


Figure III. 48 : Section sismique après Correction Statique Altimétrique

III.18.2.2 Application de la Correction Statique de la WZ sur le PROFILE 2

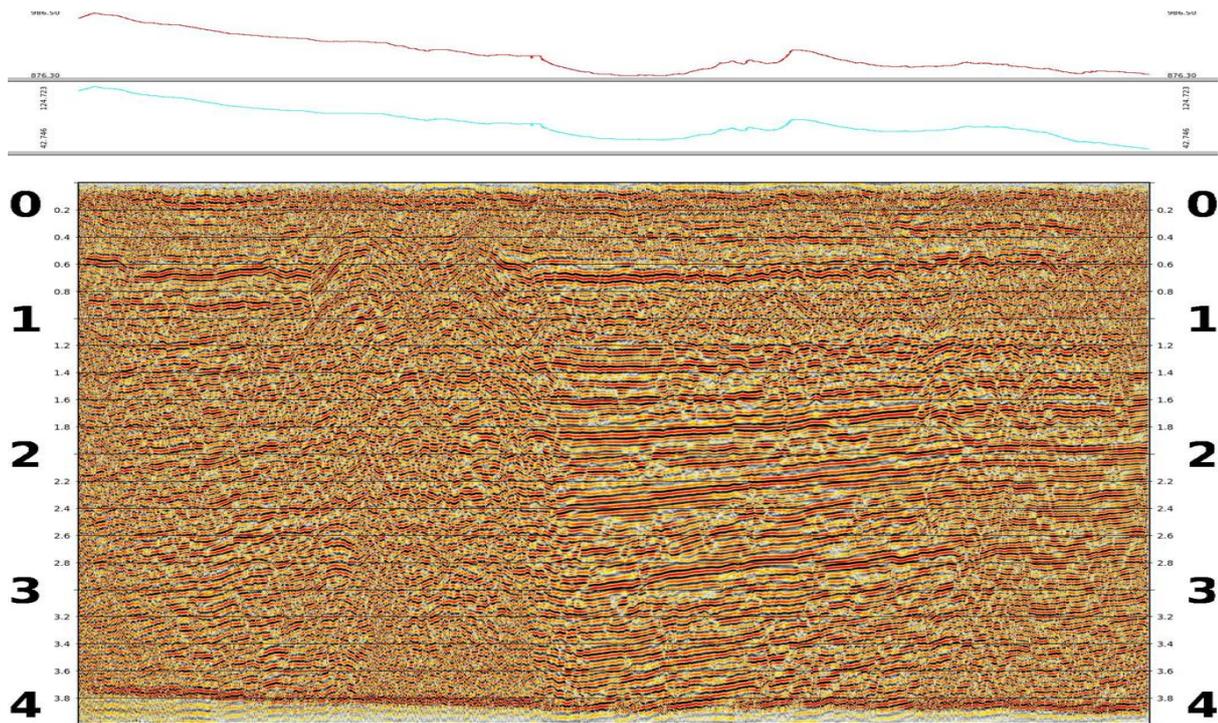


Figure III. 49 : Section après Correction Sismique CVT interpolée

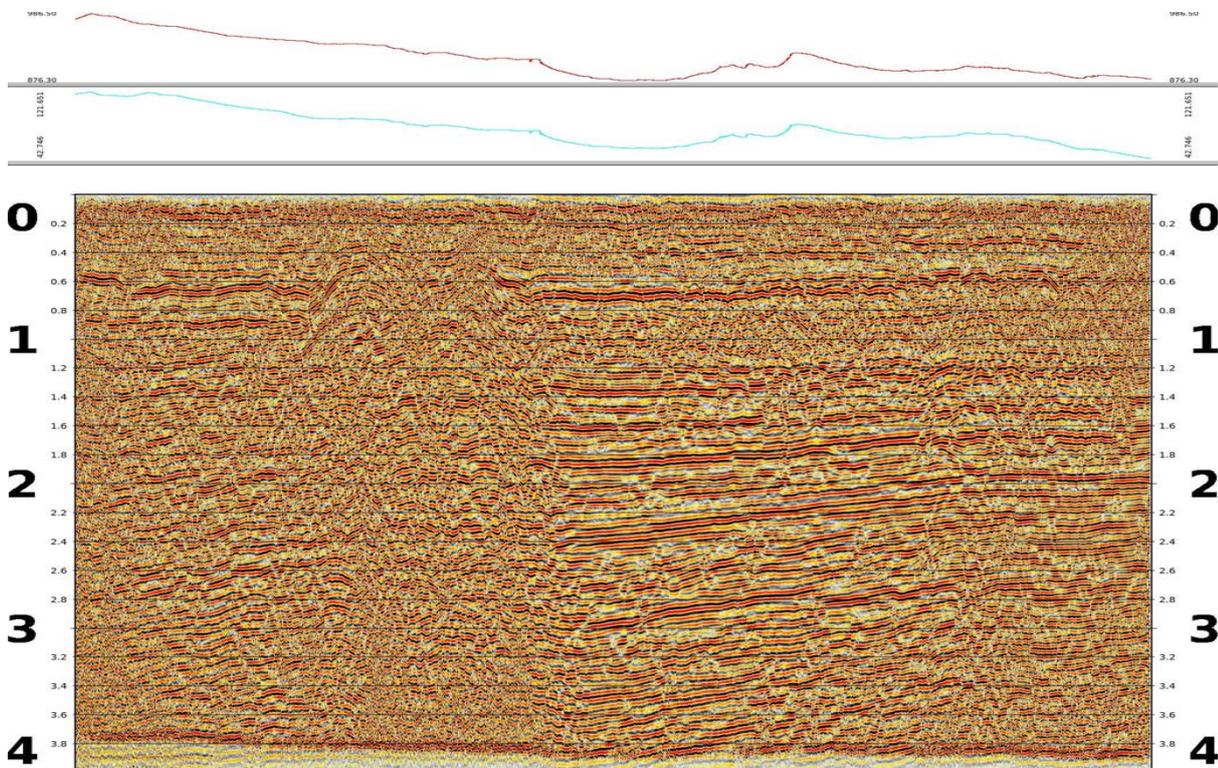


Figure III. 50 : Section après Correction Sismique GLI

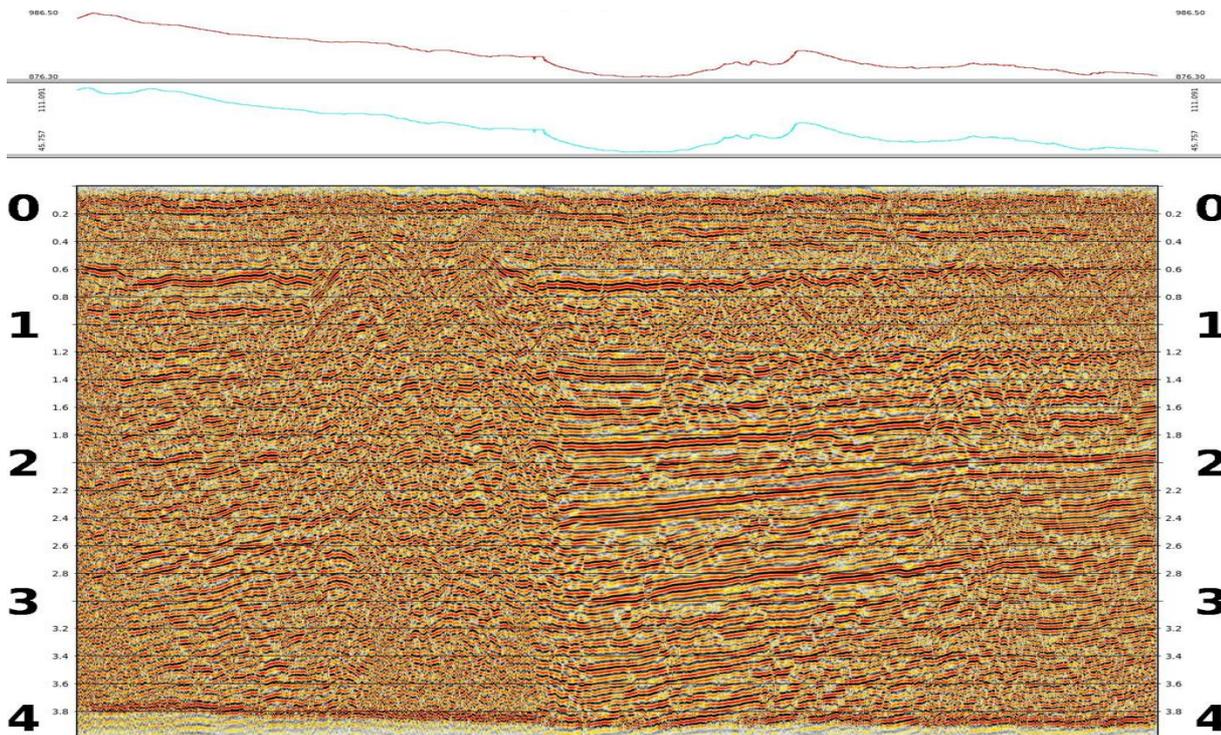


Figure III. 51 : Section après Correction Statique TOMO

### III.18.2.3 Comparaisons des sections obtenues par l'application des méthodes CVT interpolé, GLI et la tomographie

La comparaison des sections traitées (figures (III.47), (III.48), (III.49), (III.50) et (III.51)) montre une nette amélioration de la qualité de la section sismique après l'application des différentes méthodes de correction statique

La première figure (III.47) présente la section sismique sans aucune correction, ce qui se traduit par une image bruitée et peu exploitable.

La figure (III.48) présente la section sismique après correction statique altimétrique. Et comme nous l'avons remarqué dans le PROFILE 1 que les horizons sismiques sont bien apparents et mieux définis par rapport à la section sans correction. Figure (III.52)

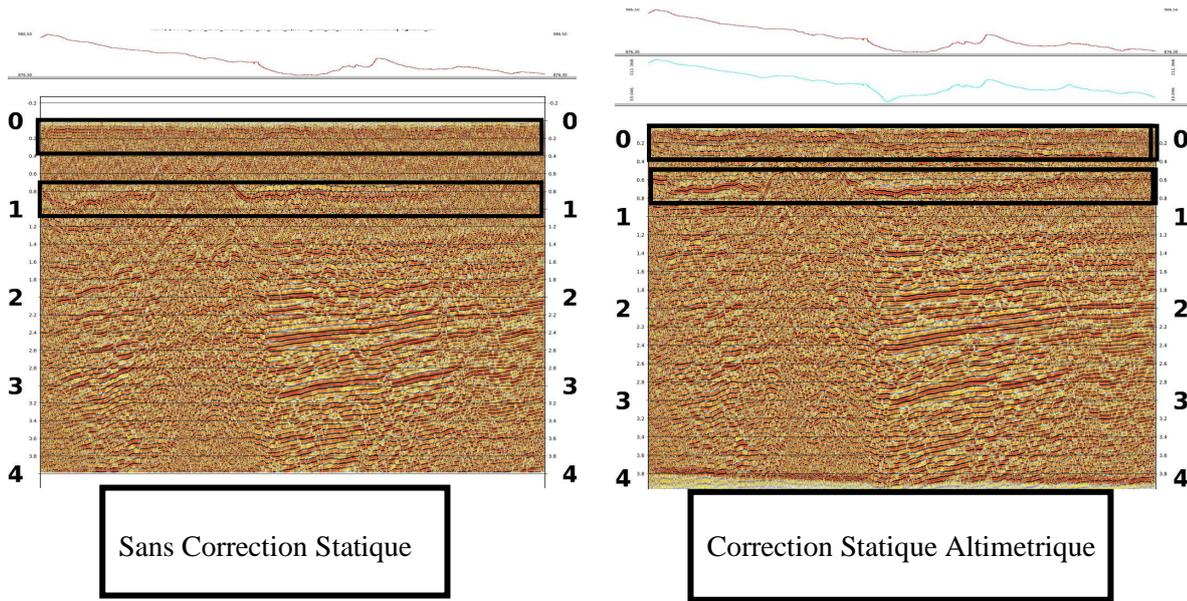


Figure III. 52 : Comparaison entre la section sans correction statique et après correction altimétrique du PROFILE 2

La figure (III.49) montre la section sismique après correction statique par la méthode du carottage sismique (CVT). En comparaison avec la correction statique altimétrique, on observe une petite amélioration de la définition des horizons sismiques. Figure(III.53)

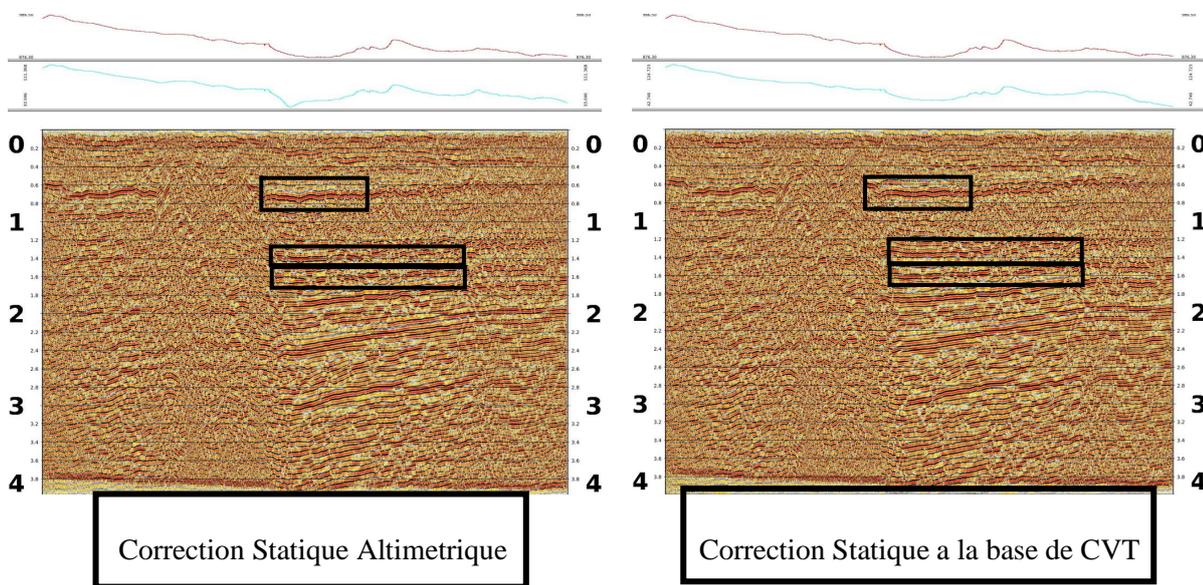


Figure III. 53 : Comparaison entre la section par correction statique altimétrique et après correction statique par CVT interpolée du PROFILE 2

La figure (III.50) illustre la section sismique après correction statique par le modèle de la méthode GLI (Generalized Linear Inversion). Lorsqu'on la compare aux méthodes précédentes, contrairement au PROFILE 1 on remarque que il existe peu de changement dans l'apparition et la continuité des horizons par rapport à la méthode CVT. Figure (III.54)

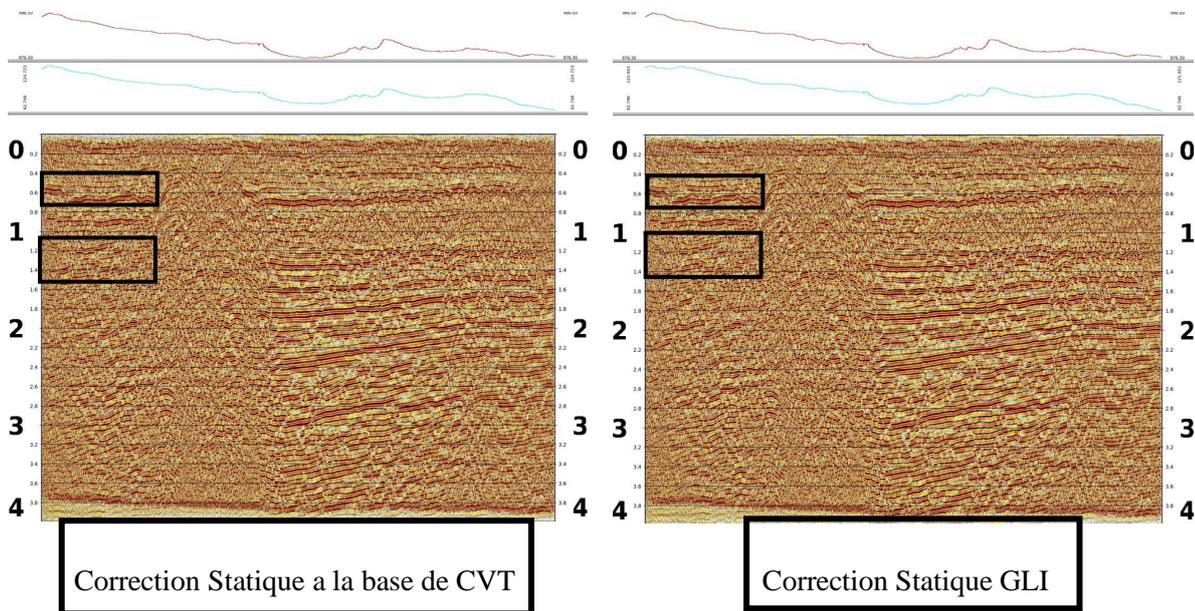


Figure III. 54 : Comparaison entre la section après la correction statique par CVT interpolée et la correction statique par GLI du PROFILE 2

La figure (III.51) présente la section sismique après correction par la tomographie sismique. On observe une amélioration notable de la qualité de l'image, avec une meilleure apparition des horizons et une atténuation plus efficace des grandes longueurs d'onde. Ainsi, comme nous l'avons constaté avec le PROFILE 1, cette méthode s'avère être la plus efficace pour corriger les effets de la zone altérée (WZ) et optimiser la qualité de l'image sismique finale. Figure (III.55).

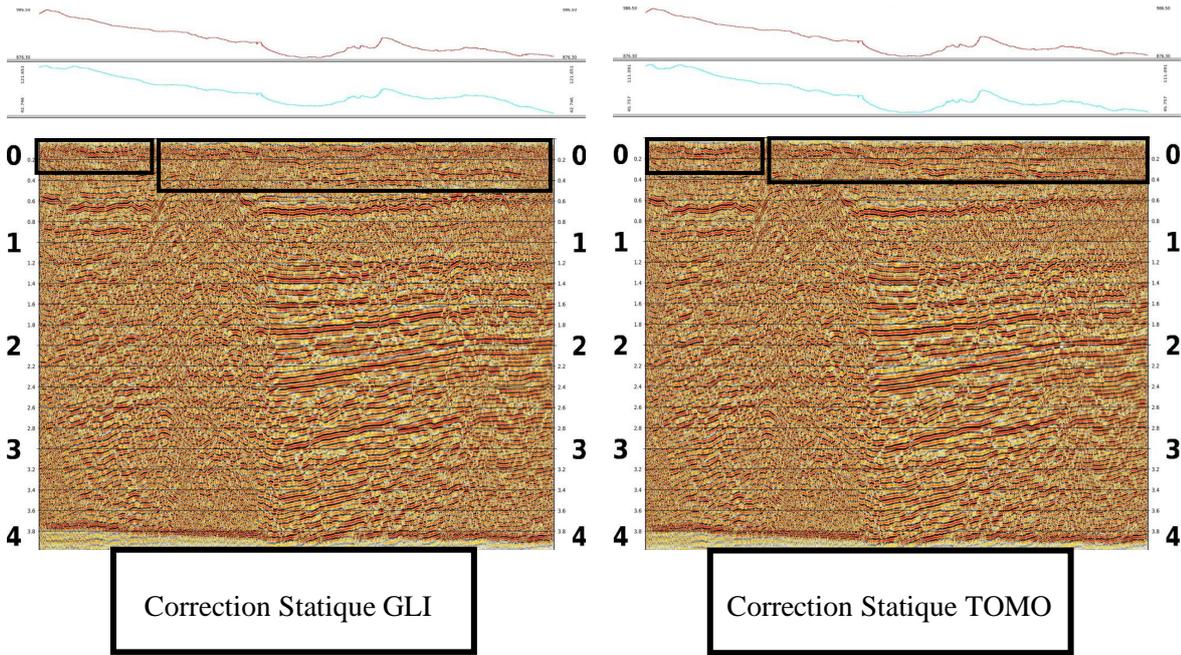


Figure III. 55 : Comparaison entre la section après Correction Statique par GLI et Correction Statique par TOMO du PROFILE 2

# **CONCLUSION GENERALE**

## CONCLUSION GENERALE

Dans la sismique pétrolière terrestre, la correction statique est une étape cruciale du traitement des données, car la fiabilité de l'interprétation dépend de la qualité des données utilisées. L'onde sismique, en se propageant de la source au récepteur, est influencée par la topographie de surface ainsi que par la nature des milieux traversés. La correction statique vise à éliminer l'effet des variations topographiques et de la zone altérée.

Dans notre étude, nous avons appliqué trois méthodes de correction statique, à savoir : CVT, GLI et l'inversion tomographique, sur les données de deux profils sismiques (PROFILE 1, PROFILE 2) dans la région d'El Benoud, fournies par le département de traitement des données sismiques de l'ENAGEO. Le but était de calculer la correction statique avec ces trois méthodes afin d'obtenir des modèles de vitesse des structures de subsurface cohérents. Une fois les résultats obtenus, nous avons procédé à une comparaison des résultats de ces trois méthodes (CVT, GLI, Tomographie).

La comparaison des différentes méthodes montre que l'application des corrections statiques améliore significativement la qualité des sections sismiques. La méthode du carottage sismique (CVT) et la méthode d'inversion généralisée (GLI) apportent une amélioration de la qualité des sections sismiques et une bonne apparition des horizons.

Cependant, la méthode d'inversion tomographique se distingue par sa performance supérieure. Elle offre la meilleure qualité d'image avec une continuité optimale des horizons et permet d'obtenir un modèle de vitesses plus précis et proche de la réalité.

## Bibliographie

- [1]. Benhama, A., Guerchaoui, A. Séminaire les corrections statiques en sismique terrestre, Département Traitement Sismique DTSA, ENAGEO de Boumerdes.
- [2]. Bendilmi, M., Boubryem, A. (2022). Mémoire de master calcul des corrections statiques par la méthode de tomographie des temps des premières arrivées sur une étude sismique 3D: Le bassin de El Ouabed, Département Géophysique, Génie parasismique et phénomènes aléatoires, Université M'Hamed Bougara de Boumerdes, Algérie.
- [3]. Bitri, A., Perrin, J., Beauce, A. (1996). La sismique de réflexion haute résolution: Principes et applications, Rap BRGM. R 39220.
- [4]. Djeddi, M. (2015). Cours de prospection sismique « Les Corrections Statiques », Département de Géophysique (FHC), Université M'Hamed Bougara de Boumerdes, Algérie.
- [5]. Djeddi, M. (2017). "Traitement Numérique Du Signal Sismique Reflexion Partie II," Scribd.
- [6]. Djeddi, M. (2022). Interprétation structurale des données de sismique de réflexion, Université de Boumerdes.
- [7]. Djarfour, (2001). Applications des techniques d'inversion généralisé de tomographie sismique Reconstruction d'images de tomographie, mémoire de magister, département de géophysique, génie parasismique et phénomènes aléatoires.
- [8]. Giroux, B. (2019). Méthodes sismiques, Corrections statiques, Institut national de la recherche scientifique Centre Eau Terre Environnement.
- [9]. Lavergne, M. (1986). Méthodes Simiques, Technip. Paris.
- [10]. Lazili, C., Seddiki, S. (2018). Mémoire de master calcul des corrections statiques par la méthode de tomographie des temps des premières arrivées sur une étude sismique 3D, Département Géophysique, Génie parasismique et phénomènes aléatoires, Université M'Hamed Bougara de Boumerdes, Algérie.
- [11]. Mender, (1999). Analyse des réfractions par GLI, Direction de recherche et de développement (ENAGEO).
- [12]. Mender, M. (2015). Mémoire de magister application des méthodes algébrique (ART, SIRT) aux problèmes de reconstruction d'images tomographiques en sismique UMBB.
- [13]. Taillandier, C. (2008). Formulation de la tomographie des temps de première arrivée à partir d'une méthode de gradient: un pas vers une tomographie interactive. Planète et Univers [physics]. École Nationale Supérieure des Mines de Paris. Français. <pastel-00004850>
- [14]. Tutorial et guide Geostar (2013), CGG.
- [15]. Yilmaz, O. (2001). Seismic Data Analysis, volume 1. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.