

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



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 : science de la terre et de l'univers

OPTION : sismique, sismologique et méthodes de potentiels

Thème :

**Calcul des corrections statiques par la méthode de tomographie
sismique sur la ligne 2010ELO10 au niveau du bassin de BERKINE**

Devant le jury :

Président : Pr. ELADJ

Promoteur : Pr. BOUGUERN.

Examineur : Pr. FRAHTIA

Examineur : Pr. ALLEK

Réalisé par :

CHAIB Mustapha

INTRODUCTION GENERALE.....01

CHAPITRE I : Présentation du Projet

I-1-Cadre géographique et géologique.....03
 I-1-1-Situation géographique.....03
 I-1-2-Cadre géologique.....03
 I-2-Histoire de l’exploration.....04
 I-3-Coupe stratigraphique du bassin de BERKINE.....05
 I-4-Aperçu litho-stratigraphique..... 06

CHAPITRE II : Généralités sur les corrections statiques

II-1-INTRODUCTION.....08
 II-2-LA ZONE ALTEREE.....08
 II-2-1-Introduction08
 II-2-2-Caractéristique de la zone altérée08
 II-2-3- Etude de la zone altérée09
 II-2-3-1- Carottage sismique09
 II-2-3-1-a- Principe.....09
 II-2-3-1-b- Mise en œuvre09
 II-2-3-1-c- Exploitation des résultats.....10
 II-2-3-2- Travaux de petites réfractions TPR.....11
 II-2-3-2-a- Paramètres d’acquisitions.....11
 II-2-3-2-b- Exploitation des résultats.....11
 II-3- LES CORRECTIONS STATIQUES13
 II-3-1 Principe de calcul des corrections statiques13
 II-3-2 Type de corrections statiques CS16
 II-3-2-1 Les corrections statiques de base.....16
 II-3-2-2 Les corrections statiques résiduelles16
 II-4 CHOIX DE PLAN DE REFERENCE (Datum Plan)17
 II-4-1 DP horizontal17
 II-4-2 DP incliné17
 II-4-3 DP en escalier18

II-5 STATIQUE REFRACTION	19
II-5-1 Introduction	19
II-5-2 La sismique réfraction	19
II-6 LES METHODES DES CORRECTIONS STATIQUES REFRACTIONS	21
II-6-1 Méthode des interceptes	21
II-6-1-1 calcul des corrections statiques	21
II-6-1-1-a Correction statique au point de tir E	21
II-6-1-1-b Correction statique au point de tir R	22
II-6-1-2 Les avantages de la méthode	22
II-6-1-3 Les inconvénients de la méthode	22
II-6-2 Méthode ABC	23
II-6-2-1 Les avantages de la méthode	23
II-6-2-2 Les inconvénients de la méthode	23
II-6-3 Méthode de GARDNER	23
II-6-3-1 Les avantages de la méthode	24
II-6-3-2 Les inconvénients de la méthode	24
II-6-4 Méthode KUPSTAT	24
II-6-4-1 Les avantages de la méthode	25
II-6-4-2 Les inconvénients de la méthode	25
II-6-5 Méthode Réciproque Généralisé (GRM)	25
II-6-5-1 Principe de la méthode GRM.....	25
II-6-5-2 Les principales étapes de la méthode GRM	26
II-6-6 La méthode de la réduction de la matrice résiduelle DRM	27
II-6-6-1 Introduction	27
II-6-6-2 Généralités	27
II-6-6-3 Présentation de la méthode DRM	28
II-6-6-4 Algorithme de la méthode DRM	29

CHAPITRE III : Méthode d'inversion linéaire généralisé

III-1 INTRODUCTION	32
III-2 HISTORIQUE	32
III-3 PRINCIPE DE BASE DE LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE	33
III-3-1 Formulation de la technique	35

III-3-2 Différence entre la Tomographie Radiologique et Sismique	36
III-4 DIFFERENTS TYPES DE METHODES TOMOGRAPHIQUES	37
III-4-1 Méthodes Analytiques	37
III-4-1-1 Algorithme de coupe-projection	38
III-4-1-2 Algorithme par rétro-projection	38
III-4-2 Méthodes Algébriques	39
III-4-2-1 Tomographie par la méthode de rétroprojection	42
III-4-2-2 Reconstruction par la méthode ART	43
III-4-2-2-a Principe de la méthode	44
III-4-2-2-b Description sommaire de l'algorithme	44
III-4-2-2-c Caractéristique de l'algorithme	46
III-4-2-3 Tomographie par la méthode SIRT	46
III-4-2-3-a Principe d la méthode	46
III-4-2-3-b Description de l'algorithme	46
III-4-2-3-c Caractéristiques de la méthode SIRT	47
III-4-2-4 La méthode SVD (Singular Value Decomposition)	47
III-4-2-4-a Existence	48
III-4-2-4-b Caractérisation	49
III-4-2-4-c Conclusion sur reconstruction itérative	49
III-5 TYPES DE TOMOGRAPHIE GEOPHYSIQUE	50
III-5-1 La tomographie électrique	50
III-5-2 La tomographie sismique	51
III-5-2-1 La tomographie d'émission	51
III-5-2-2 La tomographie de réflexion	51
III-5-2-3 La tomographie en transmission	51
III-6 ETAPES DE LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE	52
III-6-1 Paramétrisation	52
III-6-2 Modélisation.....	53
III-6-2-a Méthode 1	53
III-6-2-b Méthode 2	56
III-6-3 Résolution pour un modèle optimum	57
III-6-4 Mise à jour du modèle	58
III-6-4-1 Mise à jour de l'épaisseur	58

III-7 CALCUL DES CORRECTIONS STATIQUES A PARTIR DU MODELE OBTENU
PAR LA TOMOGRAPHIE61

CHAPITRE IV : APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE SUR DES DONNEES
REELLES

IV-1 INTRODUCTION.....63
IV-2 MODULE TOMOPLUS.....63
IV-2-1 Description des fenêtres principale de TOMOPLUS64
IV-3 LES PARAMETRES D'ETUDE.....65
IV-3-1 Plan de profil65
IV-3-2 Les paramètres d'acquisition66
IV-3-2-1 Paramètres labo d'enregistrement66
IV-3-2-2 Nappe de réception66
IV-3-2-3 Nappe d'émission67
IV-3-3 Séquence de traitement68
IV-4 ETAPES D'APPLICATION DE LA TOMOGRAPHIE70
IV-4-1 Pointé des premières arrivées réfractées70
IV-4-2 Construction du modèle initial71
IV-4-3 Inversion (mise à jour du modèle initial)73
IV-4-4 Calcul des corrections statiques77
IV-5 RESULTATS ET COMMENTAIRES82
CONCLUSION
BIBLIOGRAPHIE
ANNEXES

Les différences d'altimètres et les variations latérales et verticales de vitesse dans les couches superficielles introduisent sur les enregistrements en sismique des retards sur les temps d'arrivées

Dans le cas où ces retards sont mal estimés et compensés autrement dit si les traces sont mal corrigées statiquement, la sommation en couverture multiple sera de mauvaise qualité de plus on risque d'avoir des structures fictives dites anomalies de statique de grande longueur d'onde.

Les données utilisées pour l'estimation et le calcul de ces corrections sont variables suivant l'implantation du profil- et la mise en œuvre terrain (carottage, tir de petite réfraction), malheureusement ces méthodes sont spécifiques et relativement coûteuses.

Actuellement le calcul de ces corrections se fait en exploitant les données des arrivées premières (first-break) sur l'enregistrement de sismique réflexion. Il en existe plusieurs méthodes, parmi celles-ci, on peut distinguer : la méthode Delay time, la méthode réciproque généralisée, la méthode de la réduction de la matrice résiduelle, GARDNER, GLI, TOMOGRAPHIE.

Dans ce mémoire, une étude par la méthode de LA TOMOGRAPHIE est réalisée au centre de traitement sismique de l'E.NA.GEO.

Cette étude se résume en quatre chapitres, Au chapitre 1, on expose la présentation de la région d'étude.

Le chapitre 2, est consacré à tout ce qui concerne les corrections statiques.

Au chapitre 3, on expose la théorie de la TOMOGRAPHIE. On interprète ensuite les techniques de cette méthode.

Le chapitre 4, fera l'objet de la partie pratique que nous avons réalisée au centre de traitement des données sismiques (E.NA.GEO). Il concerne l'application du programme de calcul des corrections statiques à savoir la TOMOGRAPHIE par une étude réelle sur le profil 2010 ELO10- 2D.

I.1. Cadre géographique et géologique:

I.1.1. Situation géographique :

Le bassin de BERKINE se situe dans l'erg oriental, au nord-est du Sahara Algérien entre les latitudes 29° et 30° Nord et les longitudes 3° et 9°, à l'Est du champ de Hassi Messaoud, Rhourd el Baguel et Rhourd Nouss. Il s'étend sur trois pays, La partie occidentale située en Algérie, la partie orientale située en Libye et le sud de la Tunisie dans sa partie septentrionale.

Notre zone d'étude ELO 10 est située dans cette province du bassin de BERKINE (ex GHADAMES).

La région se caractérise par une accessibilité moyenne à difficile, présentant un relief dunaire sur la zone d'étude.

I.1.2. Cadre géologique :

Le bassin BERKINE couvre une superficie de 300000 km², il Représente une large dépression semi-circulaire avec 100000 km² et s'étend sur 350 km en latitude et longitude, correspond à la partie sud de la province triasique et peut être classé dans les vastes bassins intracratoniques.

Les limites du bassin Berkine sont :

- ✓ Au Nord , la bordure Sud du môle de Dahar.
- ✓ A l'Est, le bassin de syrte entre la Tunisie et Libye.
- ✓ Au Sud, le mole D'Ahara qui le sépare du bassin d'Illizi.
- ✓ A l'Ouest, le prolongement structural vers le Nord du môle D'Amguide-El Biode-Hassi Messaoud.

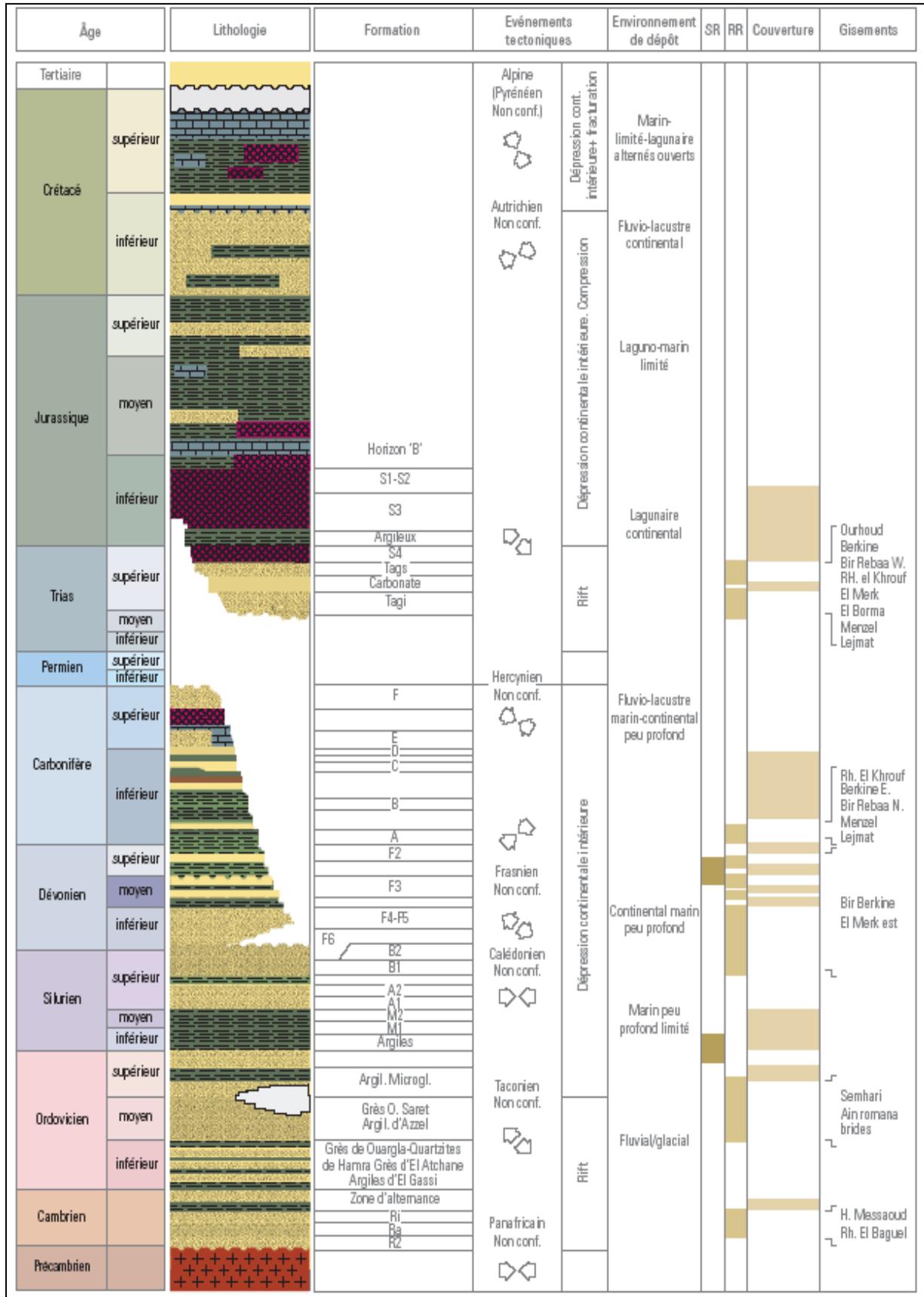
I.2. Histoire de l'exploration

Les premières reconnaissances sismiques effectuées par les compagnies pétrolières durant les années 60 ont permis l'implantation d'un certain nombre de forages dont HAID-1, réalisés en 1964 au centre de la dépression .

Les réservoirs du bassin de Berkine (Ex Ghadamès) sont encore peu étudiés. Les difficultés d'accès dues aux grandes dunes de sables du grand Erg Oriental et la profondeur des objectifs pétroliers paléozoïques constituent autant d'obstacles à l'exploration de ce bassin. L'importance des découvertes effectuées dans le Trias a poussé plusieurs compagnies en collaboration avec SONATRACH à intensifier la recherche dans la région par réalisation de plusieurs travaux de synthèses géologiques et géophysiques ; Les plus importants ont été réalisés par Anadarko 1996 et par le consortium Sonatrach / IFP (1996/1997).

I.3. COUPE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE BERKINE

D'après WEC 2007



I.4. Aperçu litho stratigraphique :

Le bassin de Berkine est un bassin intracratonique qui a conservé un remplissage sédimentaire de plus de 6000 m d'épaisseur au centre du bassin allant du paléozoïque à l'actuel. Le tout repose sur un socle granitique précambrien.

La série litho-stratigraphique du bassin est formée par :

Le Paléozoïque, Le Mésozoïque, et Le Cénozoïque.

a- **Le Paléozoïque** : Il est subdivisé en cinq étages qui sont comme suit :

- ✓ **Le Cambrien** : ces dépôts reposent sur un socle précambrien, représentés par des grés et des quartzites à passées conglomératiques .
- ✓ **L'Ordovicien** : Il est composé par les unités litho stratigraphique suivantes :
Les argiles d'El Gassi, Les grés d'El Atchane, Les quartzites de Hamra....etc
- ✓ **Le Silurien** : cette période est caractérisée par une sédimentation terrigène, fine, argileuse en milieu marin d'une épaisseur moyenne de 600 m.
- ✓ **Le Dévonien** : Il est très développé, son épaisseur dépasse parfois les 1000 m.
- ✓ **Le Carbonifère** : représente le paléozoïque terminale dans les domaines occidentaux, il est moins développé que dans les domaines orientaux, son épaisseur est de 900 m .Il est constitué par des grés, des argiles, et des silstones avec des passées carbonatées.

b- **Le Mésozoïque** : Il repose en discordance (discordance hercynienne) sur le paléozoïque, il est composé par des dépôts essentiellement évaporitiques et argilo gréseux, qui sont très importants du fait qu'ils constituent de bons réservoirs.

c- **Le Cénozoïque** : Il est caractérisé par de grands mouvements tectoniques, il se compose de dépôts détritiques.

II.1. INTRODUCTION:

Le but des corrections statiques est d'éliminer l'effet de la zone altérée sur le temps de parcours des ondes sismiques.

L'effet de la zone altérée se résume aux :

- variations de la topographie.
- variations d'épaisseurs et des vitesses.

II.2. LA ZONE ALTEREE WZ:

II.2.1. Introduction:

-La zone des couches superficielles du sol est caractérisée par une grande variation des vitesses des ondes sismiques. Elle est connue sous le nom de (zone altérée) ou WZ (Weathered Zone). Son épaisseur est très variable - plusieurs dizaines de mètres dans le cas des dunes et moins d'un mètre lorsque des terrains durs affleurent à la surface du sol - Le signal sismique qu'on recueille lors d'une campagne sismique traverse deux fois cette zone, il est alors très perturbé.

II.2.2. Caractéristiques de la zone altérée (wz) :

Elle est caractérisée par :

- de faibles vitesses de propagation des ondes sismiques : $400 < v < 1600$ m/s (Fresnay).
- un grand coefficient d'amortissement (l'amplitude d'une onde qui se propage dans La zone altérée (wz) décroît rapidement).
- la présence d'ondes élastiques parasites dues ou non à l'explosion . Celles dues à l'explosion (ground-roll) se propagent à la surface du sol ou à faible profondeur . Leurs fréquences sont généralement basses (5-20 HZ) et les filtres permettent de les éliminer en grande partie. Ces ondes parasites du ground-roll sont relativement plus importantes que les autres quand le tir à lieu à l'intérieur de la zone altérée.
- la wz joue le rôle de filtres cela par l'absorption des haute fréquences.

II.2.3. Etude de la zone altérée:

L'étude de la WZ consiste essentiellement en l'estimation des épaisseurs des couches qui la composent (donc la profondeur de la WZ), ainsi que les vitesses de propagation des ondes dans celles-ci.

Deux techniques sont alors utilisées:

- Techniques directes : le carottage sismique (carottage VT) de la WZ
- Techniques indirectes: Travaux de petite réfraction (TPR)

II .2.3.1. Carottage sismique :

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

a) principe :

On fore un trou à une profondeur donnée (quelque dizaines de mètres). On enregistre les premières arrivées et dans le bureau de calcul on pointe ces temps sur un graphe $F(p)=t$. Ensuite, nous interprétons ce graphe pour déterminer les vitesses et les épaisseurs de la WZ.

b) Mise en œuvre :

Après avoir foré le trou, on fait suspendre un câble contenant plusieurs sismogrammes espacés de 5 mètres (**Figure (II.1)**). Ce câble est lié à un petit laboratoire d'enregistrement, qui permet d'enregistrer les temps de parcours aux différents sismogrammes, d'un signal provoqué par des tirs manuels en utilisant un marteau sur une plaque métallique effectués près de la gueule du trou (3 mètres).

- pour avoir un enregistrement chaque 2,5 mètres on fait tirer le câble vers le haut à distance de 2,5 mètres.

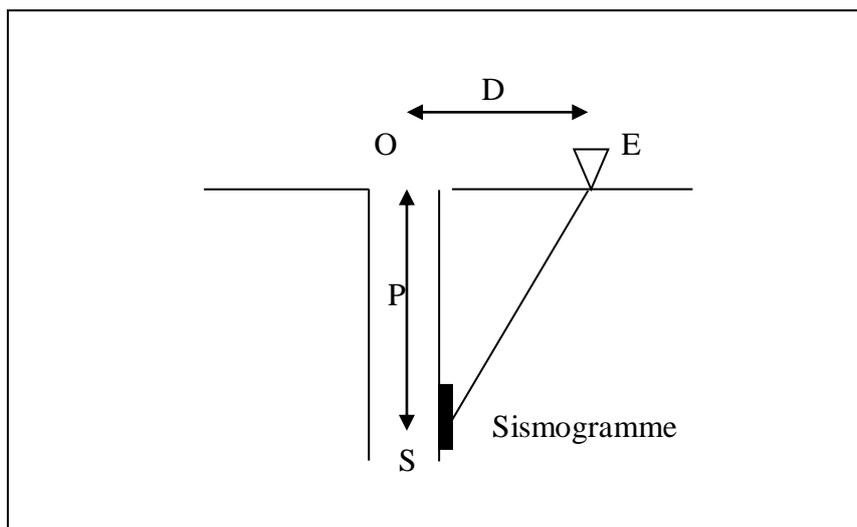


Figure (II.1)

c) Exploitation des résultats :

Dans le bureau on choisit les meilleures arrivées sur les films réceptionnés et on effectue des opérations suivantes :

- pointage des arrivées premières.
- chronométrage des temps bruts.
- calcul du temps vertical par la formule suivante :

$$t_v = \frac{t_{op} \cdot p}{(p^2 + D^2)^{\frac{1}{2}}}$$

Où:

t_v : le temps vertical recherché.

t_{op} : le temps mesuré ou temps réel du parcours SE (**Figure (II-1)**),

P : la profondeur de 1^{ère} sismogramme,

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

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

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

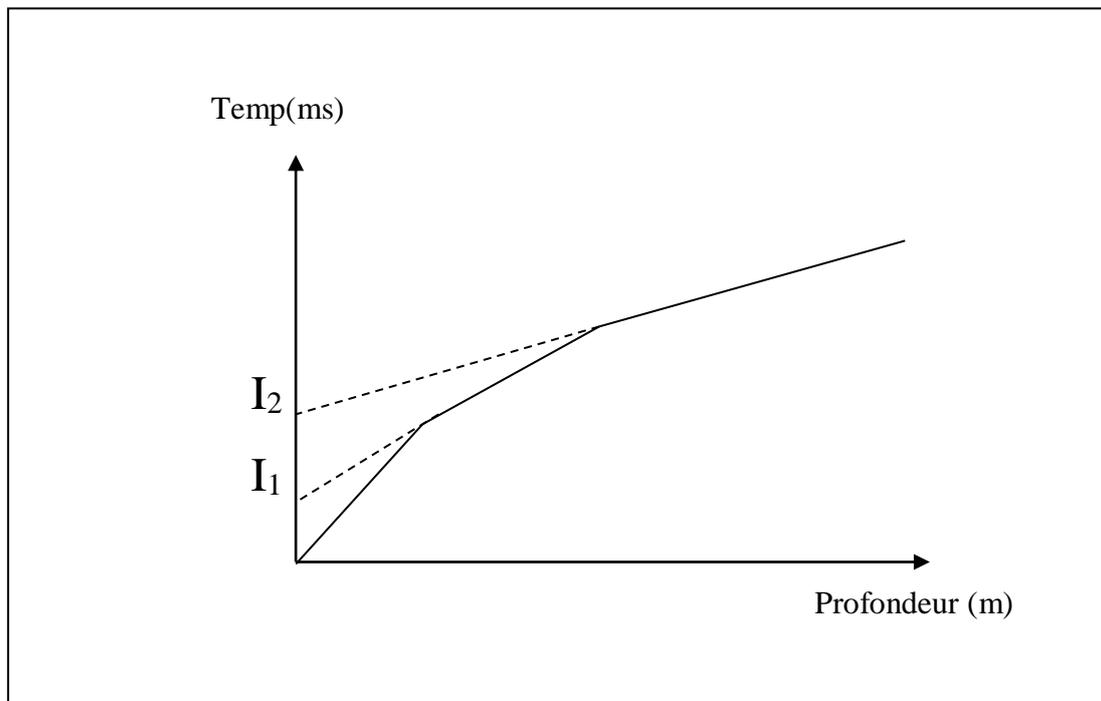


Figure (II.2)

- A partir de cette dromochronique (**Figure (II.2)**) on peut déterminer les vitesses et les épaisseurs de la (WZ).
- Pour déterminer le modèle de la (WZ) sur tout le profile en reliant entre les différentes limites des couches pour tous les trous, tout en suivant la forme du relief. La base de la WZ est généralement horizontale. Les limites des couches sont déterminées par les différents points de brisures.

II -2.3.2) Travaux de petites réfractions 'TPR' :

C'est une méthode de détermination indirecte des paramètres de la WZ (les vitesses, les épaisseurs).

Elle est indirecte dans la mesure où les paramètres sont obtenus par le calcul.

Les travaux WZ présentent l'avantage d'être moins coûteux que le carottage VT, essentiellement parce qu'il n'est pas nécessaire de forer un trou relativement profond.

Mise en œuvre :

a) Paramètres d'acquisitions :

- La longueur du dispositif est généralement entre 400 et 1200 m.
- On effectue 03 points de tirs pour chaque dispositif (tir direct, inverse et au centre), (**Figure (II.3)**).
- La distance entre les traces est généralement variable.
- Chaque profile est exploité dans son début au milieu et sa fin.
- Les premiers récepteurs sont très rapprochés, ensuite l'espacement entre eux augmente au fur et à mesure que l'on s'éloigne du point de tir.

b) Exploitation des résultats :

A partir des films enregistrés on effectue les opérations suivantes :

*on pointe les premières arrivées réfractées et l'onde directe.

*on reporte ces temps sur un graphe (x, t), (**Figure (II.3)**).

A partir de ce graphe (dromochronique) on peut :

- calculer les vitesses V_n à partir des pentes des dromochroniques.
- Relever les valeurs des interceptes I_n .
- calculer les épaisseurs de la WZ h_n .

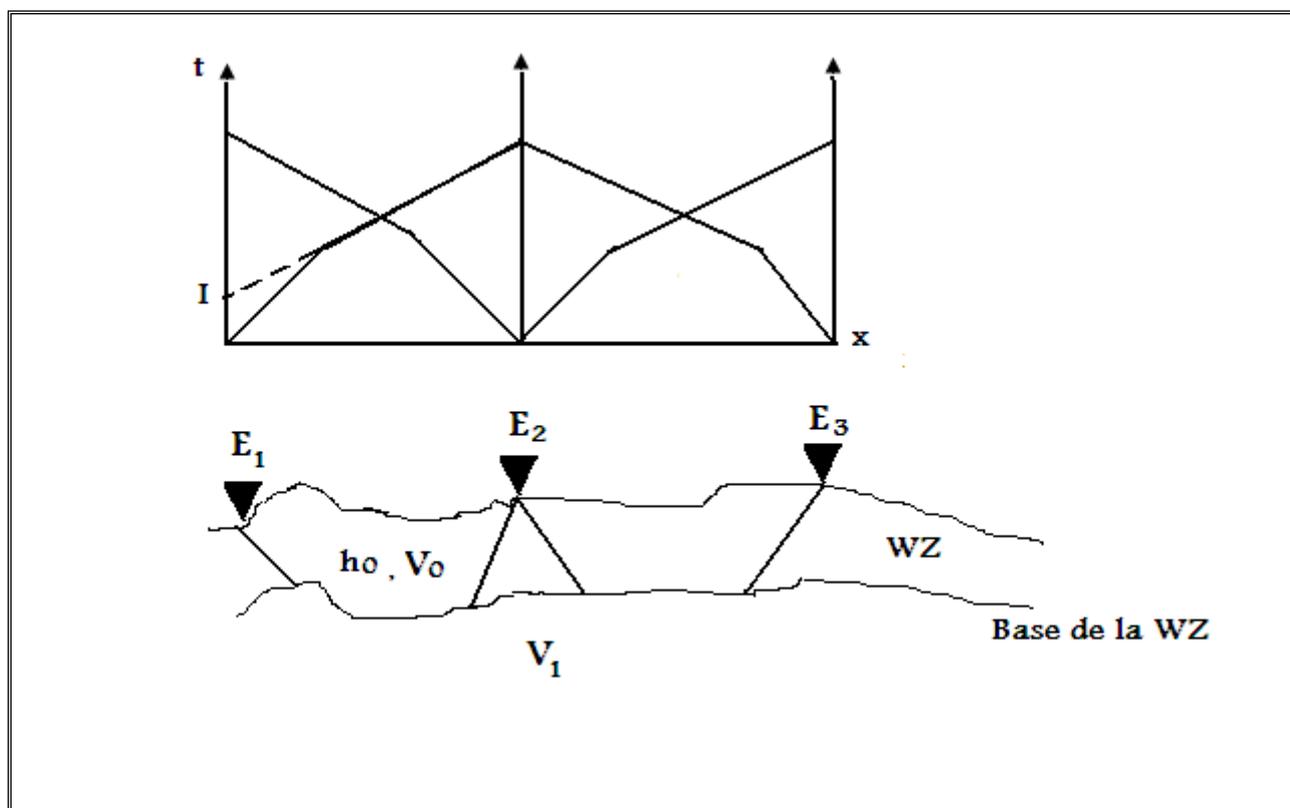


Figure (II.3)

$$\text{On a : } I_n = \frac{2h_n \cos \theta}{V_n} \Rightarrow h_n = \frac{V_n I_n}{2 \cos \theta}.$$

II.3. LES CORRECTIONS STATIQUES:

Comme on l'a déjà dit, la couche superficielle (la WZ) se caractérise par une altération consécutive à cause des agents atmosphériques.

Ainsi cette zone a des vitesses très faibles, donc des temps de parcours relativement longs. De plus ses vitesses peuvent être rapidement variable d'un point à un autre, de même que les épaisseurs et la topographie de la surface sont très variables.

Par ailleurs cette zone est un siège de filtrage en fréquences, conduisant à des déformations du signal sismique. Ce qui est un élément perturbateur dans l'appréciation des temps relatifs aux profondeurs des réflecteurs sur le film sismique.

En effet, les couches superficielles, souvent peu consolidées et ayant des vitesses faibles et des épaisseurs très aléatoires, s'associent à l'altimétrie de la surface du sol pour perturber les informations temporelles profondes.

Il est donc évident d'éliminer ces effets. Le procédé est simple et connu sous le nom de corrections statiques. On choisit un plan de référence (DP). On reporte à ce plan les temps bruts mesurés comme si sources et récepteurs avaient été placés à son niveau.

Pour faire les corrections statiques il faut d'abord :

- calculer le temps (vertical) de parcours de l'onde sismique dans la zone altérée.
- éliminer le temps calculé et remplacer la zone qui a été altérée par une zone de vitesse V_c appelée vitesse de comblement.

Donc on aura besoin des paramètres suivants, reçus à partir de l'étude de la WZ et l'équipe de Topographique:

- élévation des points de tirs et récepteurs.
- vitesse de propagation dans les différentes couches.
- vitesse de comblement, V_c (vitesse sous la base de la WZ).
- épaisseurs des différentes couches de la WZ.
- élévation de DP, ZDP.

II.3.1. principe de calcul des corrections statiques :

En fait il y a deux corrections l'une relative au rayon descendant est appelée C_{pt} (correction au point de tir) et l'autre relative au rayon ascendant est appelée C_r (correction au point récepteur), la somme de deux corrections est appelée la correction totale, ($C_{st} = C_{pt} + C_r$).

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

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

Il faut aussi connaître :

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

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

D'après la figure (II.4), on remarque que pour un seul rayon (rayon descendant ou ascendant) on a deux corrections à faire :

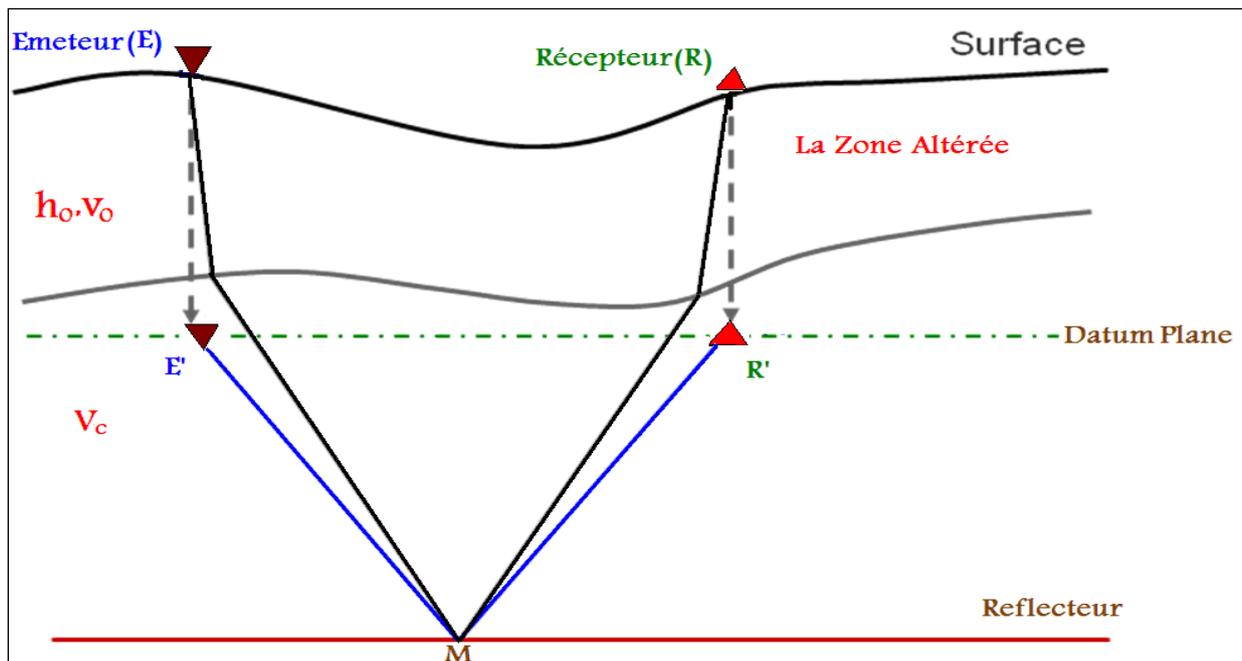
- correction WZ :

Pour une WZ à 'n' couches :

$$C_{wz} = -\sum_{i=1}^n (1/V_i) h_i \quad (2.1)$$

- correction DP :

$$C_{dp} = \pm h_{dp} / V_c \quad (2.2)$$



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

Figure (II.4)

Le signe (\pm) représente la position du DP par rapport à la base de la WZ (voir la figure (II-5)) : (+) le DP est au dessus de la base WZ, (-) le DP est de dessous de la base de la WZ.

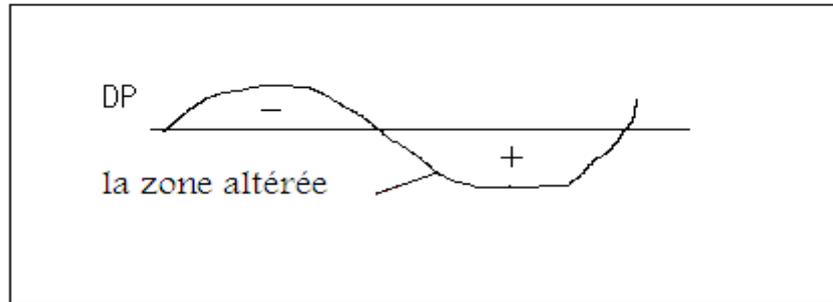


Figure (II.5)

Correction à l'émetteur :

$$C_{pt} = -(t_{EE'}) = C_{WZ} + C_{DP}$$

$$C_{pt} = -\int_0^h (1/V(z) - 1/V_c) dz + (Z_E - Z_{DP})/V_c$$

D'où :

$$C_{pt} = -h/V_o - (Z_E - Z_{DP} - h)/V_c \quad (2.3)$$

Correction au récepteur :

$$C_R = -(t_{RR'}) = C_{WZ} + C_{DP}$$

$$C_R = -\int_0^h (1/V(z) - 1/V_c) dz - (Z_R - Z_{DP})/V_c$$

D'où :

$$C_R = -h/V_o - (Z_R - Z_{DP} - h)/V_c \quad (2.4)$$

Alors la correction statique totale pour une seule trace, serait la somme de deux termes :

$$C_{tot} = C_{pt}(tir) + C_R(récep) \quad (2.5)$$

Lors du calcul des corrections statiques les erreurs commises sont dues à l'approximation faite sur le trajet sismique ou à l'imprécision des paramètres de la wz (V_i , h_i).

II.3.2. Types de corrections statiques :

- Il y a deux types des corrections statiques appelées statique terrain (les statiques de base), et les statiques résiduelles.

Les premières utilisent la connaissance de l'altimétrie et de la constitution des couches superficielles de sous-sol.

Les corrections statiques résiduelles utilisent la corrélation entre traces le long d'hyperboles de réflexion. Dans le calcul des résiduelles, on ne peut pas corriger un retard supérieur à la demi longueur d'onde du signal.

II -3.2.1) Les correction statiques de base :

La connaissance de l'altitude des sources et des géophones est la base pour les corrections statiques de base, mais aussi on a besoin de connaître les épaisseurs et les vitesses de la WZ à l'aplomb de ces points et les vitesses dans et sous la WZ.

II -3.2.2) Les corrections statiques résiduelles :

Les corrections statiques résiduelles s'imposent suite aux imperfections des corrections statiques primaires. A ces imperfections s'ajoutent les résidus des corrections dynamiques RNMO. Comme conséquence de ces erreurs, il y a les réflexions qui ne prennent plus une forme hyperbolique mais plutôt une forme se rapprochant de cette dernière en oscillant autour d'une réelle hyperbole. Ces imperfections ont pour cause :

- La mauvaise estimation des épaisseurs et des vitesses de la couche altérée.
- Le mauvais pointé des arrivées premières.
- L'inefficacité du mode d'interpolation parfois.

Le but des corrections statiques résiduelles (CSR) est de :

- Optimiser le stack à l'intérieur d'un CDP et ceci par la mise en phase des signaux avant addition sans pour cela modifier la position des horizons.
- Lisser les horizons supposés être réguliers.
- Améliorer les analyses de vitesses.

II.4. CHOIX DU PLAN DE REFERENCE (DATUM PLAN) :

Le DP est un plan référence fictif utilisé pour mettre les points de tirs et de réception sur le même niveau. D'après les changements des altimétries du terrain on choisit le plan de référence.

On distingue généralement 03 types de DP :

II.4.1. DP horizontal :

On utilise ce plan horizontal lorsque l'altimétrie où bien la topographie est calme (pas de changement rapide de l'altimétrie du terrain).

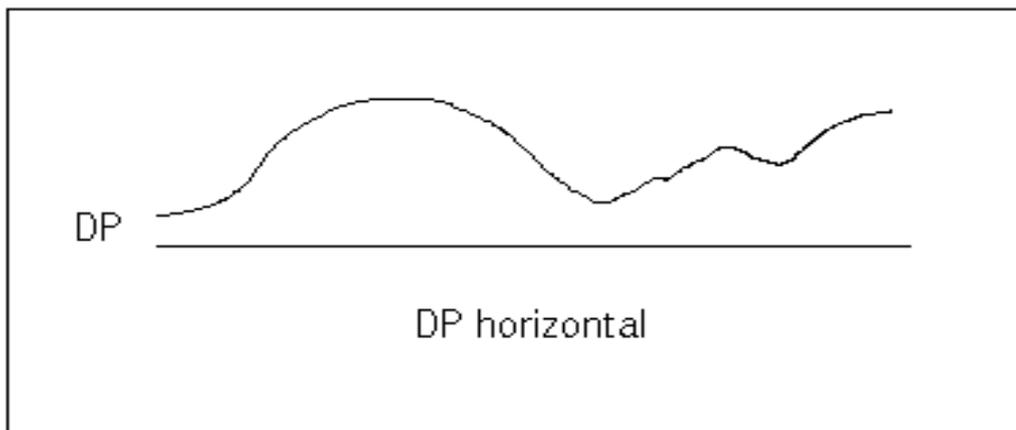


Figure (II.6)

II.4.2. DP incliné:

Lorsque les altitudes sont croissantes dans une direction déterminée, on utilise le plan incliné.

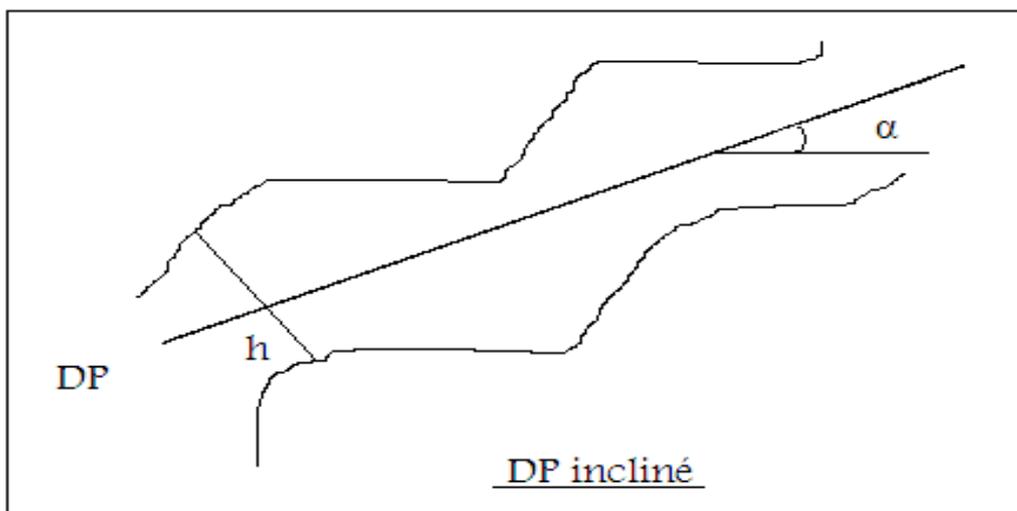


Figure (II.7)

II.4.3. DP en escalier :

Le plan en escalier est utilisé lorsqu' on a des variations importantes et brutales de topographie. Les DP horizontaux en escalier sont choisis suivant la variation du relief.

Lors de la synthèse des résultats de la région, il faut ramener tous les temps à un DP unique (ou DP régional).

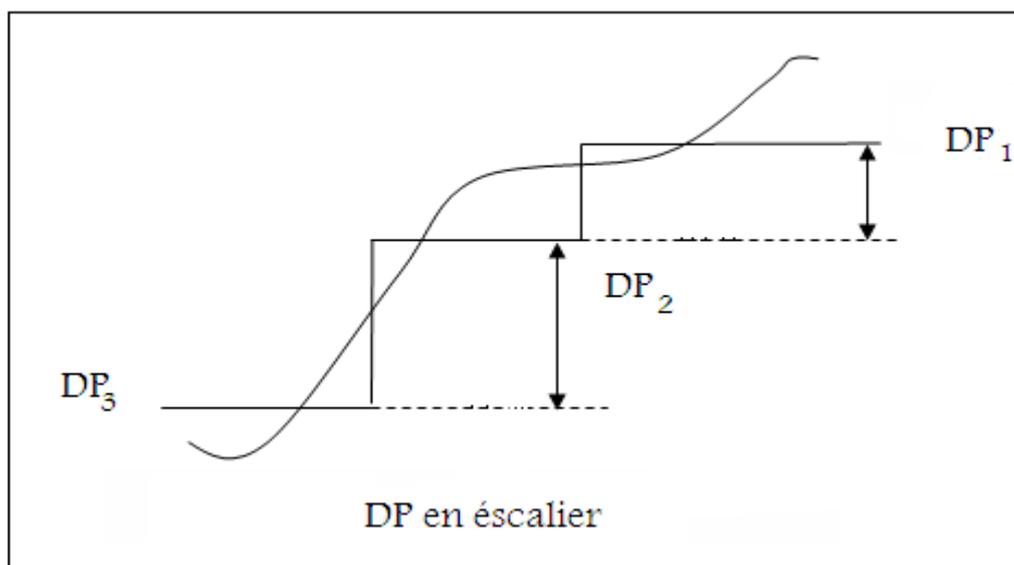


Figure (II.8)

II.5. STATIQUE REFRACTION :

II.5.1. INTRODUCTION :

Les méthodes de la statique réfraction consistent à analyser les temps des premières arrivées résultant de réfractions dans les couches à faible vitesses. Si les offsets sont bien distribués, ces temps devraient contenir toutes les informations nécessaires pour les deux composantes de corrections statiques (courtes et grandes longueurs d'ondes). La figure (II-9) montre un exemple réel de mesure des temps des premières arrivées à partir d'un film du point de tir.

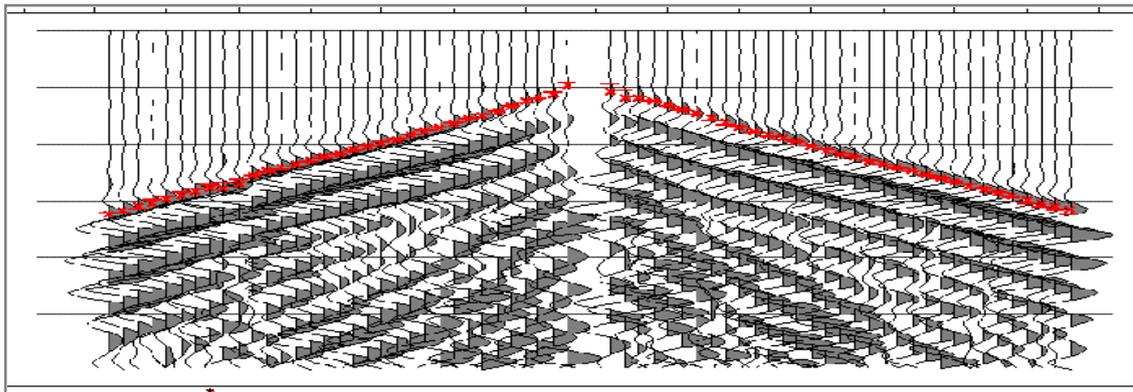


Figure (II.9)

Dans la partie suivante, nous allons présenter deux méthodes les plus utilisées. Nous abordons d'abord quelques rappels de la théorie de la sismique réfraction.

II.5.2. La sismique réfraction :

La méthode réfraction a été la première technique sismique utilisée dans l'exploration pétrolière. Durant les années 20, elle a obtenue un succès retentissant pour la détection des dômes de sel dans la GULF COAST aux Etats- Unis et en Iran, et pour carter les structures de grande extension. Dans les années 1950-1960, la méthode réfraction a été à l'origine de la découverte de certains gisements pétroliers de Sahara (Hassi Messaoud).

La méthode sismique réfraction, est une technique qui permet de mesurer la vitesse de propagation des ondes à l'intérieur d'un milieu.

Cependant, la sismique réfraction est toujours utilisée dans certains cas, surtout pour explorer les structures superficielles du sous-sol (objectifs inférieurs à **300m**), ou comme complément de la sismique réflexion ou autres méthodes géophysiques.

La méthode de la sismique réfraction repose sur l'enregistrement d'ondes issues d'une source tirée dans le sol, puis réfractée par des marqueurs. Le phénomène de réfraction se produit lorsque l'on passe d'un milieu lent à un milieu rapide. Donc, la méthode sismique réfraction est basée sur la différence de vitesse de propagation entre une couche sous-jacente plus rapide et un recouvrement plus lent. Cette méthode est bien adaptée à l'étude d'interfaces qui présentent des pendages modérés. Le but est de mesurer les temps d'arrivée des premières ondes: les ondes directes et les ondes réfractées, pour estimer un modèle de vitesse et la structure du sous-sol.

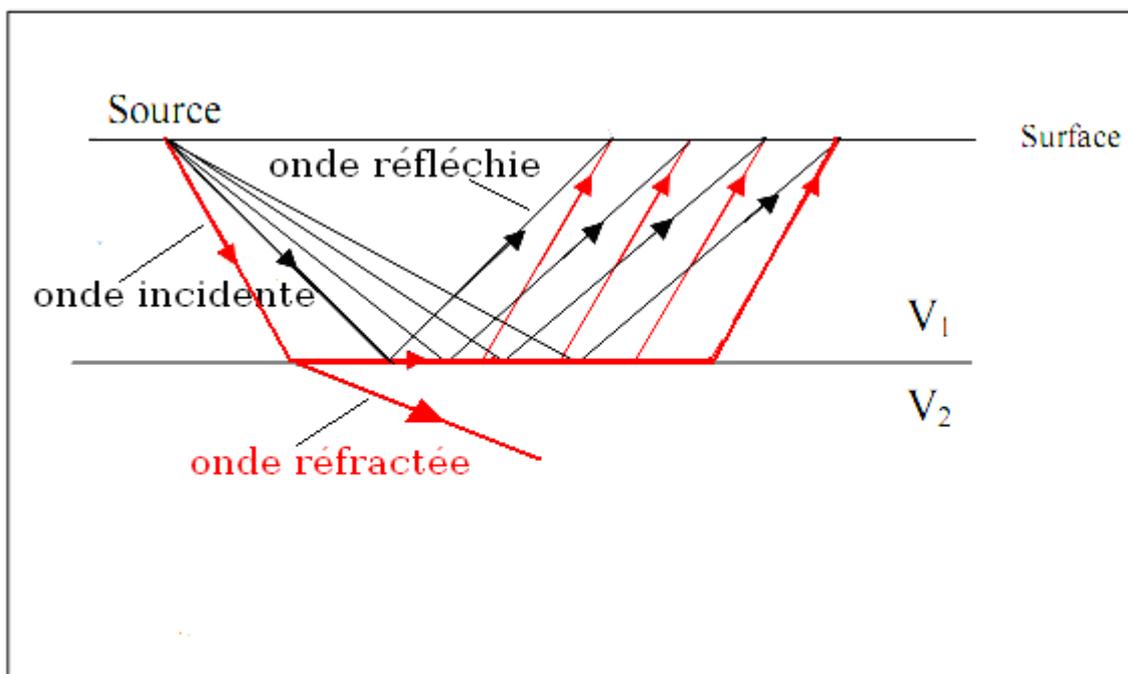


Figure (II.10)

II.6. LES METHODES DES CORRECTIONS STATIQUES REFRACTIONS:

II.6.1. Méthode des intercepte :

Cette méthode utilise les dromochroniques des tirs d'exploitation courante. On considère que les terrains situés entre la WZ et le DP sont assimilés à un milieu à vitesse constante V_c (vitesse de correction).

La correction est décomposée en deux termes :

- une correction altimétrique à vitesse unique.
- une correction complémentaire où interviennent les temps de traversée des terrains superficiels.

II.6.1.1. Calcul des corrections statiques :

A partir de la base WZ, on peut déterminer la valeur de l'intercepte I , en écrivant l'équation du parcours de l'onde réfractée :

$$t_x = \frac{x}{V_1} + \frac{2h_0}{V_0} \cos \theta$$

$$I = \frac{2h_0}{V_0} \cos \theta = t_x - \frac{x}{V_1}$$

D'où

$$h_0 = I V_0 / 2 \cos \theta \quad (2.6)$$

II.6.1.1.a. Correction statique au point de tir 'E' :

On a
$$C_{wz} = -h_0 \left(\frac{1}{V_0} - \frac{1}{V_c} \right) \quad (2.7)$$

En remplaçant h_0 par sa valeur, on trouve :

$$C_{wz} = -I / 2 \cos \theta \left(1 - \frac{1}{V_c} \right) \quad (2.8)$$

On a $\cos \theta = (1 - \sin^2 \theta)^{1/2}$ d'après la loi trigonométrique, et

$\sin \theta = V_0 / V_1$ d'après la loi Snell-Descartes.

D'où
$$C_{wz} = \left[-I / 2 (1 - \sin^2 \theta)^{1/2} \right] \cdot [1 - \sin \theta] \quad (2.9)$$

Donc après simplification on obtient :

$$C_{WZ} = -I / 2 [(v_c - v_0)/(v_c + v_0)]^{1/2} \quad (2.10)$$

On pose : $k = 1 / 2 [(v_c - v_0)/(v_c + v_0)]^{1/2}$ on aura alors :

$$C_{WZ} = -I K \quad (2.11)$$

Alors la correction au point de tir 'E' pour le trajet descendant sera:

$$C_{pt} = -I K - (Z_E - Z_{DP}) / V_C \quad (2.12)$$

II.6.1.1.b. Correction statique au point récepteur 'R':

De même façon, on trouve la correction au point récepteur 'R' pour le trajet ascendant:

$$C_R = -I K - (Z_R - Z_{DP}) / V_C \quad (2.13)$$

La correction totale sera :

$$C_{tot} = C_{pt}(tir) + C_R(récep) \quad (2.14)$$

II.6.1.2. Les avantages de la méthode :

- La méthode des interceptes nous donne de bons résultats dans les régions à reliefs topographiques calmes. Elle est très bien adaptée à la majeure partie de Sahara sauf dans le cas des dunes.
- C'est une méthode très simple qui permet un calcul facile et rapide.

II.6.1.3. Les inconvénients de la méthode :

- La présence de couches à grandes vitesses à l'intérieur de la WZ peut introduire des erreurs, et la méthode n'est pas applicable lorsque la vitesse croît graduellement avec la profondeur dans la couche WZ.

II.6.2. Méthode ABC :

Pour cette méthode on doit effectuée deux tirs : un tir direct et un tir inverse et enregistrer en un point (voir la figure (I-11)).

Avec cette méthode on détermine le temps double et la vitesse de la WZ pour chaque trace.

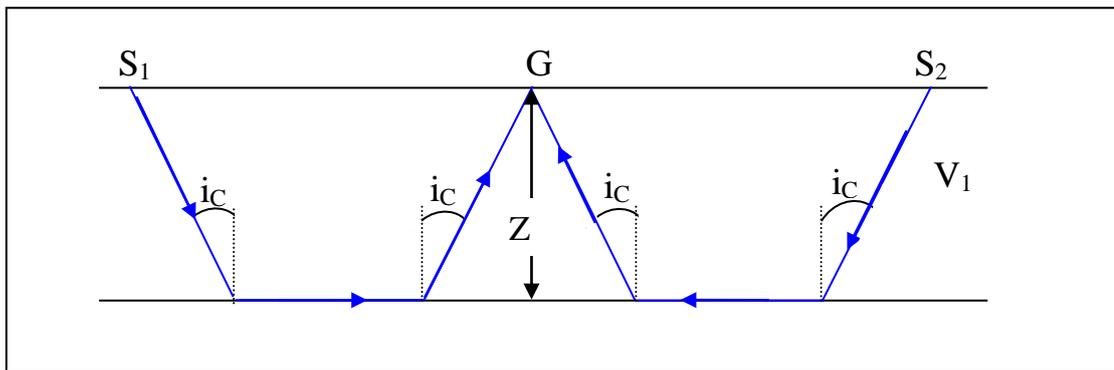


Figure (II.11)

II.6.2.1. Les avantages de la méthode :

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

II.6.2.2. Les inconvénients de la méthode :

- la vitesse de la WZ est considérée comme constante, (lors d'une variation latérale de V_0 cette méthode nous donne de mauvais résultats).
- Il faut que le milieu sous-jacent soit très rapide ($V_0 \ll V_c$).
- Cette méthode demande beaucoup de manipulation sur terrain (tir directe et inverse).

II.6.3. Méthode de GARDNER :

C'est une méthode qui exploite les temps d'arrivées des ondes réfractées sur des marqueurs n'appartenant pas nécessairement à la WZ.

Ces ondes réfractées doivent apparaitre en premier évènement sur films réflexions de production pour pouvoir être pointés.

La formule générale de base est celle de l'onde réfractée:

$$t_x = \frac{x}{V_1} + \frac{2h_0}{V_0} \cos \theta \tag{2.15}$$

Sachant que :

h_0 : épaisseur de la WZ.

V_1 : vitesse du marqueur.

V_0 : vitesse de la WZ.

x : distance point de tir réception.

Donc on peut déterminer la valeur de l'intercepte :

$$I = \frac{2h_0}{V_0} \cos \theta = t_x - \frac{x}{V_1} \quad (2.16)$$

Pour cette méthode on utilise la technique d'embrayage des dromochroniques.

L'application de cette méthode exige certaines hypothèses de base:

- elle admet l'existence d'un marqueur profond pour l'influence du relief soit faible.
- la vitesse du marqueur doit être très rapide; $V_1 \ll V_2$ (pour avoir de bonnes réfractions).
- le pendage du marqueur doit être $\leq 12^\circ$, de préférence nul.

II.6.3.1. Les avantages de la méthode :

- Le profil d'altimétrie sert comme un moyen de contrôle.
- cette méthode ne tient pas compte des caractéristiques de la courbe superficielle (on n'a pas besoin d'une étude spéciale de la WZ).

II.6.3.2. Les inconvénients de la méthode :

- Le calcul des statiques est long et demande beaucoup de préention de la part de l'opérateur.
- il faut y avoir un réflecteur dont le pendage $\leq 12^\circ$.
- le marqueur doit être très profond pour que la méthode soit applicable.

II.6.4. Méthode KUPSTAT:

La méthode KUPSTAT nous permet de calculer les corrections statiques dans les zones à altimétrie très variable et dans les régions dunaires.

Elle est basée sur une courbe temps -profondeur déterminée par mesure statistique. La vitesse dans la WZ devant augmenter avec la profondeur.

II.6.4.1. Les avantages de la méthode :

- méthode de calcul rapide.
- cette méthode donne des résultats très appréciables.

II.6.4.2. Les inconvénients de la méthode :

- la méthode applicable uniquement pour les régions dunaires.
- Elle demande beaucoup de préention de la part de l'opérateur, pour déterminer la courbe $t=f(p)$ le long du profil.

II.6.5. Méthode Réciproque Généralisée (GRM) :

La Méthode Réciproque Généralisée (GRM) est une technique pour l'interprétation des données de la sismique réfraction en sub-surface à partir des enregistrements directs et inverses. Elle a été développée par DERECKE PALMER en 1981.

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

II.6.5.1. Principe de la méthode GRM :

Le principe de cette méthode est simple. On l'illustre par le schéma suivant :

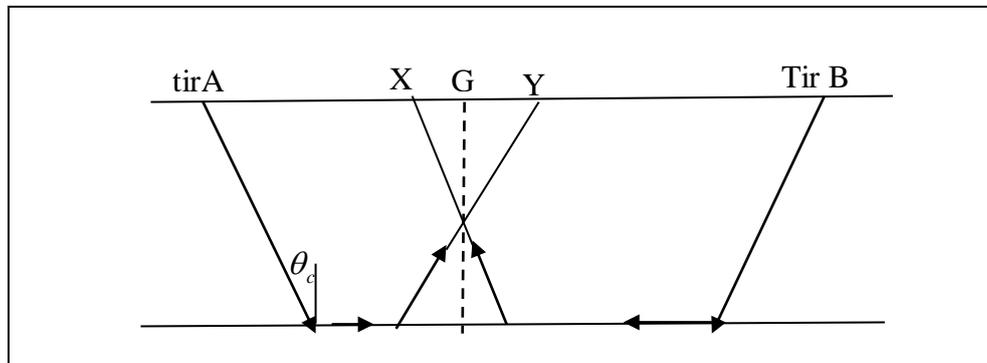


Figure (II.12)

A l'aide de tirs directe (A) et inverse (B) avec leurs enregistrements (Y) et (X) respectivement. Le résultat est attribué au point milieu G entre (XY).

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

1. Préparation des pointées des premières arrivées réfractées (first break).
2. Calcul des courbes de vitesses pour une gamme de valeurs de XY
3. Identification des variations de vitesse du réfracteur.
4. Calcul des courbes temps-profondeur pour une gamme de valeurs de XY.
5. Identification de l'optimum XY.
6. Migration de Profondeur employant la valeur de XY optimum.

II.6.5.2. Les principales étapes de la méthode GRM :

Valeur de XY : est une mesure de la distance, le long de la surface du sol, entre l'arrivée directe et inverse qui corresponde à l'énergie réfractée et émise d'un point simple sur la base du réfracteur. La valeur de XY est le paramètre essentiel à la procédure GRM pour le calcul des profondeurs précises. Ils peuvent seulement être déterminés d'une valeur XY appropriée. Le choix de la valeur optimum de XY est déterminée par l'inspection des Courbes d'Analyse de Vitesses et des courbes de temps-profondeur.

Courbes d'Analyse de Vitesses : Ces courbes sont calculées à l'aide de la fonction d'analyse de vitesses. L'inverse de la pente de cette courbe est la vitesse du réfracteur. Les changements dans la pente de la courbe indiquent des changements dans la vitesse du réfracteur.

L'optimum XY peut être déterminé en comparant les différentes courbes pour une gamme de valeurs de XY donnée.

Analyse de temps-profondeur : Les courbes d'analyse temps-profondeur sont présentées pour une série de valeur de XY, afin de choisir une valeur XY optimum.

Migration en profondeur : Le processus de convertir la section temps en unités de profondeur est afin de reconstruire le modèle géologique de la WZ pour l'étape finale de calcul de corrections statiques.

II.6.6. La Méthode de la réduction de la matrice résiduelle (DRM) :

II.6.6.1. Introduction :

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

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

II.6.6.2. Généralités :

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

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

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

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

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

II.6.6.3. Présentation de la méthode (DRM) :

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

$$T_{ij,K} = S_j + R_i + G_K + X_K \dots\dots\dots(1).$$

Où : $K = \frac{(i + j)}{2}$

Tel que :

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

S_j : est la correction statique au $j^{ième}$ position de la source.

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

G_K : est la correction statique sur un ensemble de CDP (commun depth point) à la $K^{ième}$ position.

X_K : est la correction statique à l'offset de la $K^{ième}$ position.

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

$$T_{ij} = S_j + R_i \dots\dots\dots(2).$$

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

$$T_{ij} = T_{ij}' - \frac{X_{ij}}{V} \dots\dots\dots(3).$$

Où la vitesse du réfracteur est constante.

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

$$\begin{cases} T_{ij} = T_{ij}^0 - X_{ij} / i - j \sum_{m=1}^{j-1} 1/V(i+m) & \text{quand } i < j \\ T_{ij} = T_{ij}^0 - X_{ij} / j - i \sum_{m=1}^{i-1} 1/V(i-m) & \text{quand } j < i \end{cases} \dots\dots\dots (IV.4).$$

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

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

$$T_{ij} = S_j + R_i \dots\dots\dots(.5).$$

II.6.6.4. Algorithme de la méthode DRM :

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

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

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

$$R_{ij,K+1} = R_{ij,K} - r_{i,k} - s_{j,k} \dots\dots\dots(.6)$$

Avec :

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

$$r_{i,k} = \left(\frac{1}{2F_j^R}\right) \sum_{j=1}^{F_i^R} R_{ij,K} \dots\dots\dots(.7).$$

$$s_{j,k} = \left(\frac{1}{2F_j^S}\right) \sum_{i=1}^{F_j^S} R_{ij,k} \dots\dots\dots(.8).$$

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

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

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

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

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

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

Et

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

N : est le nombre d'itération.

III.1. INTRODUCTION :

En géophysique, *La tomographie sismique* est un procédé de reconstitution des propriétés physiques du sous-sol. Elle permet la détermination de la distribution spatiale des vitesses de propagation des ondes sismiques dans le sous-sol, et la géométrie des réflecteurs à partir des temps de trajet des ondes sismiques, basé sur le principe de perturbation des ondes élastiques par les composantes géologiques du milieu. Particulièrement dédiée à la détection fine des structures géologiques, et on la choisie comme un complément de reconnaissance préalablement établi.

Cependant, c'est récemment que cette technique est plus développée pour des applications géophysiques. Cette approche combine deux concepts différents qui sont l'estimation des paramètres géophysiques et l'imagerie de l'intérieur de la terre. Elle est adaptée avec la nouvelle géométrie d'acquisition des données (sismique entre puits), et les différents types de données (diagraphies de puits, sismique de puits et sismique de surface) qui peuvent être traitées et intégrées dans la tomographie sismique [**Robert, R et Stewart, 1992**]

III.2. HISTORIQUE :

Le terme tomographie vient du mot grec "tome" et "graphein", qui signifie une section graphique, laquelle peut être produite sur une tranche.

La tomographie est née dans les années 1970, avec l'invention du tomographe à rayon-X par l'ingénieur **Godfrey** Hounsfield de la société EMI que l'on comprit l'immense intérêt de la tomographie pour l'imagerie des organes internes du corps humain par l'utilisation des rayons X: il partagea avec le physicien Alan **Cornack** le prix Nobel de médecine **1979**. Cette technique prometteuse a adapté aujourd'hui ses paramètres au domaine industriel dont tous les secteurs peuvent bénéficier des possibilités, que ce soit en aéronautique, dans le secteur automobile, en fonderie, dans l'industrie minière ou pétrolière ou le secteur agro-alimentaire.

Les premières applications de la technique tomographique en géophysique remontent vers l'année 1970 par une application en sismologie dans l'étude de la lithosphère. Proposée par Bois et al. (1972) et introduite par **Aki Christopherson** et **Husebye** (1977) pour trouver la variation latérale de vitesse sous des réseaux étendus de stations à partir des données télé-sismiques.

En sismologie, Cette méthode a été connue sous le nom de méthode d'inversion 3D dans la communauté sismologique jusqu'au début des années 1980, date de l'introduction des techniques de résolution itératives utilisées en tomographie médicale pour la sismique de transmission,

L'application de l'inversion 3D consistait à la détermination des structures de vitesse en utilisant les temps des arrivées premières des ondes longitudinales P, à la recherche de nouveaux modèles de la terre et à la localisation des foyers sismiques (épicentre) lors des séismes. Les images obtenues par l'application de cette méthode d'inversion étaient toujours sources de doute de toute la communauté sismologique jusqu'à la découverte d'une image sismique globale du globe qui ressemble beaucoup à la forme du géoïde terrestre.

Les premiers résultats de l'inversion 3D furent reportés par **Aki** en 1974 pour la structure de la terre au-dessous de la faille de San Andreas aux Etats-Unis.

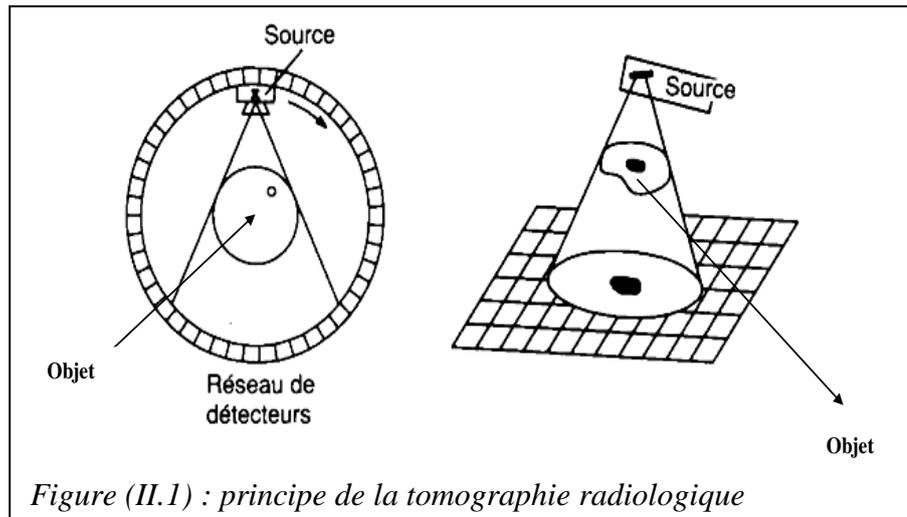
Récemment, la tomographie a été adaptée pour l'interprétation des profils sismiques réflexions (Bishop et al, 1985). Le problème inverse correspondant est plus difficile à résoudre car on cherche à obtenir non seulement la vitesse du milieu mais aussi la profondeur des interfaces.

III.3. PRINCIPE DE BASE DE LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE :

Pour bien mettre en évidence le principe de la tomographie sismique, on fait ici un rappel à la tomographie radiologique (rayons -X au médicale) juste pour illustrer sa similarité à la tomographie sismique et la raison pour laquelle certains sismologues ont utilisé les techniques d'imagerie médicales, qui nous permettent une acquisition réellement en 3D, et d'accéder au cœur de la matière pour en apprécier les variations d'absorptions radiologiques et les différences de composition. Elle permet également de localiser très finement toute hétérogénéité, singularité, vide ou inclusion présents dans un objet, ainsi que de vérifier l'assemblage et le positionnement des ensembles mécaniques complexes.

Son principe repose sur l'analyse multidirectionnelle de l'interaction d'un faisceau de rayons X avec la matière, l'enregistrement est par des détecteurs du rayonnement transmis après traversée d'un objet.

En utilisant généralement une source canonique des rayons-X qui est déplacée autour de l'objet à imagier : pour chaque position de la source, on acquiert une radiographie X de l'objet qui correspond à une projection 2D de l'image 3D à reconstruire (Fig.1). En déplaçant le système source-détecteur on obtient un ensemble de radiographies correspondant à un ensemble de projections sous différents angles de vue, à partir desquelles la reconstruction doit être effectuée.



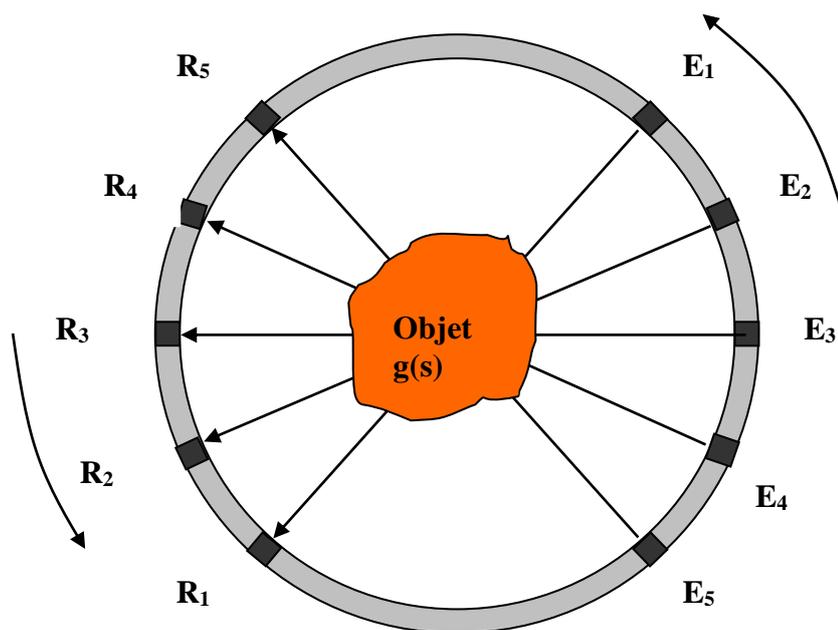
A l'aide de ces données, une image numérique est calculée et reconstruite mathématiquement en niveaux de gris ou de couleurs dont chacun traduit point par point le coefficient d'atténuation local du faisceau incident.

Enfin, lorsque les temps d'acquisition sont compatibles avec les caractéristiques de certains phénomènes physiques, la tomographie peut conduire à des mesures dynamiques pour suivre, par exemple, l'évolution d'un matériau soumis à des contraintes.

III.3.1. Formulation De La Technique :

Supposons que nous possédons une source d'envoi des rayons X et un objet qu'on veut reconstruire caractérisé par une certaine fonction $g(s)$, où s est un élément de trajet du rayon X émis par la source pour atteindre un récepteur situé sur l'autre coté du corps. Plusieurs mesures sont exécutées pour fournir des données (observations) sur l'objet parcouru par les rayons X. pour augmenter dans la mesure du possible le nombre d'observations, on fait correspondre à chaque position de la source un dispositif de réception composé de plusieurs récepteurs.

Dans le cas de la tomographie radiologique, $g(s)$ désigne le coefficient d'absorption des rayons X. Du fait que ces rayons voyagent à des vitesses identiques dans les différentes parties du corps humain, leurs trajets sont essentiellement des lignes droites. Des détecteurs sont disposés face aux sources pour l'enregistrement des amplitudes des rayons X après avoir subi des atténuations lors de leur traversée de ce corps.



Supposons que l'intensité des rayons X à la source vaut la valeur I_0 , alors qu'elle est égale à une valeur I au détecteur. Ces deux quantités sont liées à travers l'expression analytique suivant :

$$I = I_0 \exp \left[- \int_L g(s).ds \right] \quad (\text{Equ.II.1})$$

Où ds est un élément infinitésimal du trajet L le long duquel l'intégration est faite. L'amplitude des rayons X notée I_0 est atténuée par le terme exponentiel. Par la des divisions des deux membres de l'équation (Equ.I.2) par I et en introduisant le logarithme Népérien, il en découle que :

$$\text{Ln} \left(\frac{I_0}{I} \right) = \int_L g(s).ds \quad (\text{Equ.II.2})$$

Le terme $\text{Ln} \left(\frac{I_0}{I} \right)$, appelé *la fonction de projection*, est une quantité connue si les valeurs de I et I_0 peuvent être mesurées.

La détermination de la fonction $g(s)$, qui caractérise le corps traversé par les rayons X à partir de nombreuses mesures faites, constitue un problème inverse à résoudre.

III.3.2. Différence entre la Tomographie Radiologique et Sismique :

Bien que les équations et les expressions des champs soient similaires pour les deux types de tomographie (Tab.II.1), les quantités physiques exploitées sont différentes. En radiologie, on étudie les coefficients d'absorption suivant les lignes droites, alors qu'en sismologie, les temps de parcours des arrivées sismiques sont une fonction de *la lenteur* (inverse de la vitesse) suivant des trajets de rais qui dépendent d'une façon directe du modèle de vitesse décrivant le milieu.

Dans les deux types, les positions des capteurs sont précisément déterminées. Cependant, leur tend d'être limité en sismologie.

En tomographie radiologique, le trajet suivant lequel voyagent les rayons X est une ligne droite, la position et l'intensité des sources sont connues. Ceci est en contradiction avec la tomographie sismique où le trajet est généralement non-linéaire et les propriétés des sources sont dans la plupart des cas mal connues.

En outre, les résultats obtenus par la tomographie radiologique peuvent être vérifiés par l'autopsie, tandis qu'en sismologie cette opération est difficile due essentiellement au coût élevé des forages et l'impossibilité d'atteindre des profondeurs dépassant les dix kilomètres

par ce procédé, de telles profondeurs sont facilement reconstruites par les techniques d'inversion tomographique.

Le tableau ci-dessous résume les points essentiels de la comparaison.

Tomographie	Sismologique	Radiologique
Equation	$T = \int_{\Gamma} \mu(s).ds$	$\ln\left(\frac{I_0}{I}\right) = \int_L g(s).ds$
L'inconnue	$\mu(s)$: la lenteur du milieu	$g(s)$: le coefficient d'absorption des rayons X
Trajet du rai	Γ est fortement non-linéaire	L est généralement une ligne droite
Sources	Généralement mal-connues et peut contrôlables	Nombreuses avec des positions connues
Capteurs	Peu nombreux et pas très bien localisés	Plusieurs et contrôlés

Tab.III-1-1 *Comparaison des tomographies radiologiques et sismique.*

III.4. DIFFERENTS TYPES DE METHODES TOMOGRAPHIQUES

Selon le concept mathématique, on peut distinguer deux types :

III.4.1. Méthodes Analytiques

Les méthodes analytiques sont basées sur une modélisation continue du problème direct, exprimée par la relation. La solution est généralement recherchée sous la forme d'une fonction continue d'un espace de *Hilbert*, sur laquelle on est conduit à faire éventuellement des hypothèses supplémentaires, et s'exprime par une formule d'inversion analytique. Le caractère discret de l'image reconstruite et des données n'est pris en compte que par l'approximation de la formule d'inversion.

D'une façon générale, les méthodes analytiques supposent par principe, une trajectoire d'acquisition complète et avec un nombre suffisant de données. Dans ces conditions les méthodes analytiques donnent de bons résultats et sont préférées aux autres méthodes en raison de leur rapidité. En revanche, lorsque l'on a, soit un faible nombre de vus, soit des

données très bruitées, ces algorithmes produisent des images avec un grand nombre d'artefacts, et se révèlent peu robustes, il est préférable alors d'utiliser d'autres méthodes.

III.4.1.1. Algorithme de coupe – projection :

Le théorème de coupe projection permet de comprendre que toute l'information sur l'image est contenue dans l'ensemble des projections. Il établit que la transformée de Fourier (TF), (unidimensionnelle) de la projection d'une fonction $f(x,y)$ est une coupe de la TF (bidimensionnelle) de la fonction. Plus précisément [Heman, 1980 ; Rangayyan, 1986 ; Robert, R et Stewart, 1992] :

$$TF_1 p_\theta(R) = TF_2 f(R \cos \theta, R \sin \theta) \tag{A-1}$$

TF1 (resp TF2) représente la TF unidimensionnelle (resp. bidimensionnelle).

Ainsi lorsque θ varie entre 0 et π on peut accéder à la totalité de la TF de l'image en coordonnées polaires et ainsi retrouver l'image elle-même. De la même façon, on peut voir que si l'acquisition est réalisée sur un secteur angulaire strictement inférieur à π Il y aura des données manquantes dans (le plan de Fourier) l'image n'est alors plus déterminée de la façon exacte à partir de l'acquisition, et le problème peut devenir sévèrement mal posé.

[Voir annexe 1]

III.4.1.2. Algorithme par rétro-projection filtrée

En utilisant le théorème de la projection et en introduisant l'opérateur de rétro-projection, on obtient la formule de reconstruction la plus couramment utilisée. Dans le cas de 2D, l'opérateur de rétro-projection consiste à associer à l'ensemble des projections, une image définie par :

$$BP(u) = \int p_\theta(x \cos \theta + y \sin \theta) d\theta \tag{IV-09}$$

Cela revient à construire une image dont l'intensité en chaque point est égale à la somme des valeurs des projections passant par ce point, on peut montrer que la rétroprojection de toutes les projections ne fournit pas l'image originale, mais une version convoluée de celle-ci ; en revanche, si les projections sont adéquatement filtrées avant la rétroprojection, on peut obtenir l'image. C'est le principe de l'*algorithme par rétroprojection filtrée* classique.[voir annexe 2]

III.4.2. Méthodes Algébriques

Ces méthodes se différencient des méthodes analytiques, car elles prennent en compte dans leur formalisme le caractère discret des données, les détecteurs utilisés, ayant le plus souvent une résolution finie. Ces données, que nous noterons P_j peuvent s'écrire sous la forme :

$$P_j = Rf(r, \theta)_j \quad (IV-11)$$

Où (r, θ) sont respectivement la distance et le vecteur de direction associée à la mesure j et R l'opérateur de Radon, j variant de 1 à m , est le nombre total de mesures de projections.

D'autre part, la fonction objet $f(x, y)$ est elle-même décomposée sur une base finie de n fonctions de carré sommable $h(x, y)$, soit :

$$f(x, y) = \sum_{i=1}^m f_i h_i(x, y) \quad (IV - 12)$$

$$p_j = \sum_{i=1}^n f_i R h_i(x, y) \quad j : \text{variant de 1 à } m \quad (IV - 13)$$

En regroupant (IV-11) et (IV-12), nous pouvons obtenir une relation linéaire reliant les mesures aux coefficients de f , soit :

En effet, l'objet à imagier est considéré composé d'un ensemble des pixels, l'énergie qui se propage à travers les pixels produit un ensemble de projection en fonction des valeurs de ces pixels.

Les valeurs des pixels sont liées d'une façon linéaire aux projections, et la géométrie spécifique des rayons qui se propagent le long de ces pixels voir Fig.03

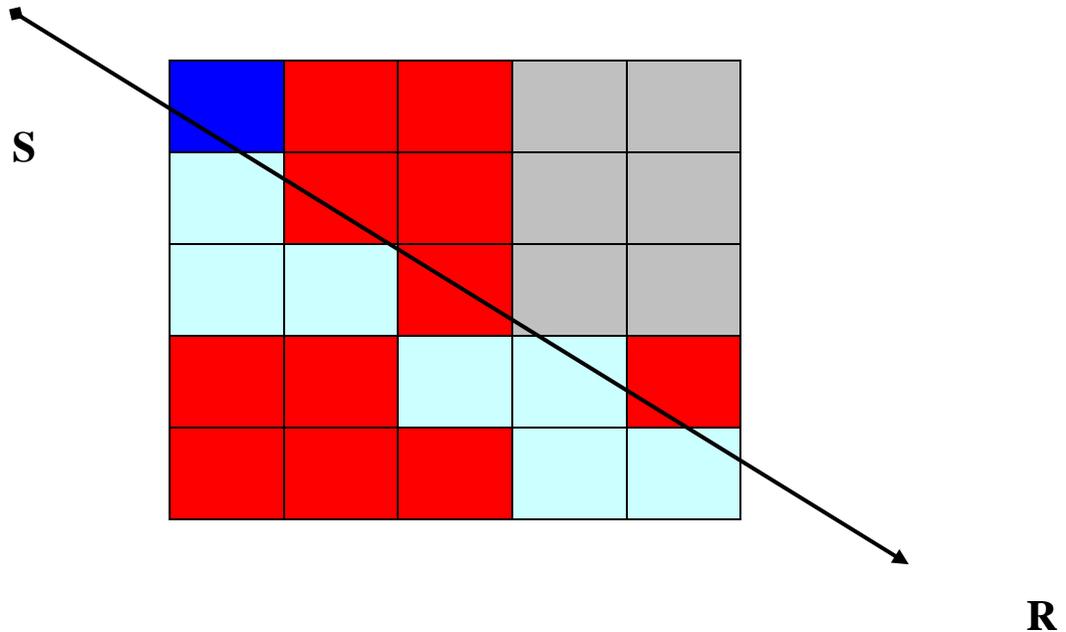


Fig.03 Décomposition d'un objet en pixels [Robert, R et Stewart, 1992].

Dans cette approche le trajet de rayon sera une ligne droite reliant la source au récepteur correspond [Bregman, N. D. et al 1989], [Gualtiero, B et Aldo L. Vesnaver 1989], [Robert,R et Stewart, 1992],[Dyer,B et Worthington,M.H 1988][John E et al 1985]. Cette approche sera considérée comme une partie de la procédure d'inversion, car elle est très rapide et donne une précision suffisante en comparaison avec le trajet exacte obtenu par tracé de rayon. Mais avec cette technique on obtient un modèle de répartition lisse de vitesse, car le problème de la tomographie sismique est suffisamment différent de celle de rayon -X. Pour pouvoir justifier le trajet rectiligne de rayon sismique [Bregman, N. D. et al 1989].

Pour plus de détail la Fig.04 montre le pixel $j^{\text{ème}}$ rectangulaire avec une longueur h_j et une largeur I_j . La distance que parcourt le rayon $I^{\text{ème}}$ dans ce pixel est donné par d_j^i , le

paramètre qui décrit la propriété de ce pixel est p_j qui est en sismique l'inverse de vitesse (la lenteur) ou bien l'atténuation.

Soit D^i la longueur totale de $I^{ème}$ rayon. Le temps de parcours d'un rayon particulier est donné par la somme des temps élémentaires des ensembles des pixels entre la source et le récepteur. Ce temps est donné par la formule suivante :

$$T^1 = d^1_1 p_1 + d^1_2 p_2 + d^1_3 p_3 \dots + d^1_m p_m$$

$$= \sum d^1_j p_j \tag{IV-14}$$

d^i_j : est la distance de parcours de rayon I dans le pixel j.

p_j : est l'inverse de vitesse $p=1/v$ de pixel j.

M : le nombre total des pixels dans l'objet.

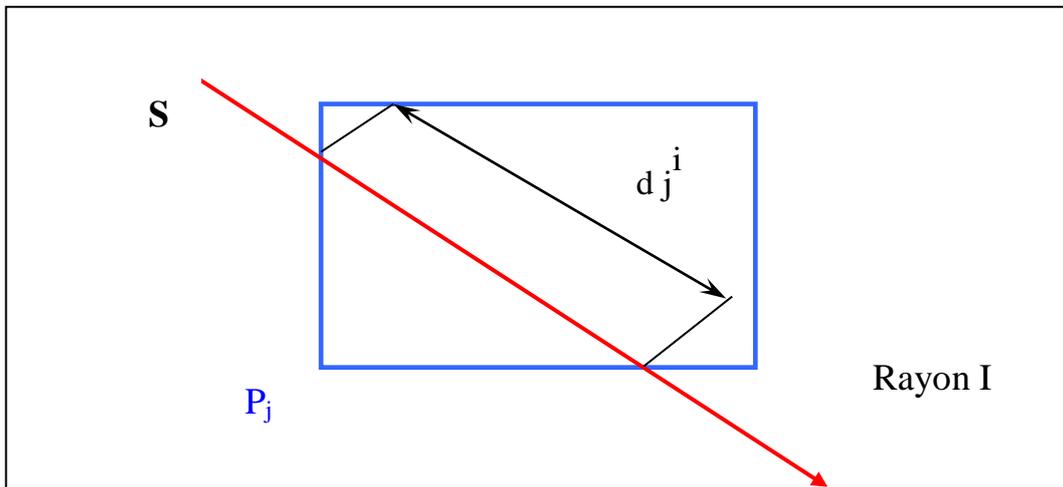


Fig.04 : La géométrie de rayon dans le pixel

Pour N combinaisons de source-récepteur et leurs temps, on peut écrire le système d'équations [Robert, R et Stewart, 1992];

$$T^1 = d^1_1 p_1 + d^1_2 p_2 + d^1_3 p_3 \dots + d^1_m p_m$$

$$T^2 = d^2_1 p_1 + d^2_2 p_2 + d^2_3 p_3 \dots + d^2_m p_m$$

.....

$$T^N = d^N_1 p_1 + d^N_2 p_2 + d^N_3 p_3 \dots + d^N_m p_m \tag{IV-15}$$

L'ensemble des relations peut s'écrire sous forme matricielle suivante [Dyer, B et Worthington, M. H 1988][Robert, R et Stewart, 1992] :

$$T=AP$$

(IV-16)

Où T est le vecteur de m composantes regroupant les mesures t^i et A une matrice (m.n) dont les coefficients d_j^i sont égaux à $d_j^i=R\sin(\theta_j)$.

La reconstruction se ramène à l'inversion d'un système linéaire. Cependant, de nombreuses difficultés se posent pour la résolution directe de ce système :

- ◇ Le nombre de variables et de données obtenues est très grand.
- ◇ Le système est très souvent mal conditionné et A possède des valeurs singulières très faibles.

Cette résolution peut être effectuée par les méthodes d'inversion classiques (*inverse généralisée*) ou méthodes de régularisation pour tenir compte du mauvais conditionnement du problème.

Les méthodes algébriques les plus couramment utilisées sont des méthodes d'inverse généralisé adaptées à la forme particulière de l'opérateur de Radon, et sont itératives à cause du grand nombre de données.

Les méthodes itératives les plus employées sont les méthodes de type **RETROPROJECTION** et **ART** (Algebraic Reconstruction Technic), et les méthodes **SIRT** (Simultaneous Iterative Reconstruction Technic) Fig. 05.

III.4.2.1. Tomographie par La Méthode de Retroprojection :

Nous avons abordé dans la section précédente la notion de coupe projection qui permet la détermination de la valeur de l'image en un point par la somme des projections passant par ce point, ceci dans le cas de données continues. Une procédure analogue peut être définie dans le cas discret (Radcliff et Balamis 1979, Hermon 1980 ; Morgan 1983 ; Tarantola.A 1987). Pour le cas de temps de parcours, on voudrait déterminer la valeur moyenne d l'inverse de vitesse d'un rayon qui travers un pixel particulier, en utilisant la transposée de la matrice A opérée sur les valeurs de la vitesse le long de rayon, ensuite l'inverse de la vitesse d'un telle pixel est calculé par la normalisation de la somme par la somme totale des pixels le long de parcours des rayons :

$$D_i P_i = d_{i1}^1 p_1 + d_{i1}^2 p_2 + \dots + d_{i1}^N p_N$$

$$D_2 P_2 = d^1_2 p_1 + d^2_2 p_2 + \dots + d^N_2 p_N \quad (IV-17)$$

$$D_m P_m = d^1_m p_1 + d^2_m p_2 + \dots + d^N_m p_N$$

Sous forme matricielle nous écrivons :

$$D_p = A^T P \quad (IV-18)$$

Avec:

$$L^i = \sum_j d_j^i$$

$$P^j = \frac{t^i}{L^i}$$

$$D_j = \sum_i d_j^i$$

$$P_j = \frac{(d_j^i p^i)}{D_j} \quad (IV-19)$$

Cette solution possède plusieurs caractéristiques qui sont principalement les suivantes :

1. La valeur d'inverse de vitesse est calculée directement des temps observés, sans information a priori.
2. Est une méthode non itérative.
3. Comme la valeur totale D_i devient petite il est recommandé d'ajouter un «damping» facteur de stabilisation au dénominateur dans l'équation.

La technique de rétroprojection fournit une estimation de la valeur moyenne de l'inverse de vitesse et est facile à l'implantation pour le calcul informatique, cependant elle ne donne pas la solution exacte de l'équation. A cet effet des méthodes sophistiquées sont préférable comme la ART et SIRT.

III.4.2.2. RECONSTRUCTION PAR LA METHODE ART :

Revenons à notre problème qui consiste à résoudre un système d'équations que l'on peut écrire sous la forme matricielle $T=AP$, avec T le vecteur (m,1) contenant toutes les données des observations ; P est un vecteur (n,1) qui contient les inverses de vitesse les inconnus

(l'image) et A est la matrice (m,n) de projection [Heman,1980 ;Censor et Heman 1979 ; Tarantola 1987] [John E et al 1985].

La matrice a caractérise complètement la géométrie d'acquisition, chaque ligne de cette matrice représente l'équation d'un rayon de projection. L'ART est un algorithme itératif de résolution du système d'équations faisant agir une ligne de la matrice à la fois, dans la version de base, l'idée est de corriger la solution à chaque itération de manière à la rendre consistante avec l'équation considérée lors de cette itération.

a)- Principe De La Methode

L'image est initialisée à $p^{(0)}$, à partir de cette image on calcule le temps de parcours associé à cette image, la différence entre le temps calculé et celui observé est considérée comme erreur. A chaque itération k on ajoute à l'image $p^{(k)}$ un terme additif ne dépendant que de l'équation j. Cette correction peut être interprétée comme la rétroprojection de l'écart entre la projection mesurée et celle calculée. Ensuite on passe à la deuxième ligne de la matrice et ainsi de suite. Le processus est continu pour les équations, et on peut retourner à la première équation et résoudre la séquence de toutes les autres équations une autre fois. Cette procédure est similaire à celle qui est connue sous le nom de la méthode de Kaczmarz (1937), pour la résolution d'un système d'équations.

b)-Description Sommaire De L'algorithme

On part d'une estimation initiale $p^{(0)}$, qui peut être zéro ou bien le résultat de la rétroprojection. La dérivation mathématique de l'algorithme ART est possible en utilisant quelques principes comme précédemment :

Soit le temps de trajet t^i de rayon $I^{ème}$ à travers le pixel p_j , le long de droite d_j^i [Robert,R et Stewart, 1992] ;

$$t^i = \sum_j d_j^i P_j$$

$$\Delta t^i = \sum_j \frac{\partial t^i}{\partial p_j} \Delta p_j \tag{IV-20}$$

$$\frac{\partial t^i}{\partial p_j} = d_j^i$$

Pour le I^{ème} rayon, Δt^i est le changement de t^i ($t_{k+1}^i - t_k^i$) qui correspond à un changement de paramètre p_j^i , pour le temps $k+1$ tel que p_j^i est modifié comme suit de $[\Delta p_j^i = p_{jk+1}^i - p_{jk}^i]$ donc ;

$$\Delta t^i = \sum d_j^i \Delta p_j^i \quad \text{à l'itération } k+1 \quad (\text{IV-21})$$

Maintenant supposons que l'on voudrait résoudre cette l'équation avec la contrainte qui dit que la magnitude de changement de p_j^i doit être minimale, ce qui minimise la fonction suivante :

$$M = \sum_j (\Delta p_j^i)^2 \quad (\text{IV-22})$$

La méthode de multiplication de Lagrange est très utile dans ce cas ; ce qui nous amène à minimiser la fonction suivante :

$$K = \sum_j [(\Delta p_j^i)^2 + \lambda d_j^i \Delta p_j^i] + \lambda \Delta t^i \quad (\text{IV-23})$$

Le minimum de cette fonction annule la dérivée par rapport à Δp_j^i :

$$\frac{\partial K}{\partial \Delta p_j^i} = 2\Delta p_j^i - \lambda d_j^i = 0$$

Donc

$$\Delta p_j^i = \frac{\lambda d_j^i}{2}$$

(IV-24)

On substituant (IV-24) en (IV-21) nous obtenons le résultat suivant [Robert, R et Stewart, 1992] :

$$\Delta t^i = \sum_j \frac{\lambda d_j^{i2}}{2}$$

$$\lambda = \frac{2\Delta t^i}{\sum_j d_j^{i2}} \quad (\text{IV-25})$$

et finalement la solution admet la forme suivante [John E et al 1985][Robert, R et Stewart, 1992]:

$$\Delta p_j^i = \frac{\Delta t^i d_j^i}{\sum_j d_j^{i2}} \quad (IV-26)$$

c)- CARACTERISTIQUES DE L'ALGORITHME

Cette méthode proposée intuitivement par Hounsfield et Govdon se caractérise par :

- la converge de l'algorithme vers la solution de norme minimale. En pratique une reconstruction acceptable est souvent obtenue en 5 à 10 cycles.
- les calculs de base sont de type « **projection** » et « **rétroprojection** ».
- elle est très économique en coût de calcul du fait qu'à chaque itération une seule ligne de la matrice est utilisée à la fois.

REMARQUE

L'algorithme ART est instable en présence des données bruitées.

III.4.2.3. TOMOGRAPHIE PAR LA METHODE SIRT

a)- PRINCIPE DE LA METHODE

C'est une méthode itérative comme l'ART, mais au lieu de procéder rayon par rayon, elle procède pixel par pixel.

En chaque pixel, toutes les mesures de projection correspondante à tous les rayons passant par ce pixel sont calculés et sommés ; un facteur de correction est appliqué à la densité des mesures de ce pixel.

b)- DESCRIPTION DE L'ALGORITHME

On part d'une estimation initiale $p^{(0)}$, qui peut être zéro ou bien le résultat de la rétroprojection, on calcule la correction pour le pixel par rapport au premier rayon selon la formule (IV-26) et de la même façon nous calculons la correction pour le même pixel par rapport aux autres rayons et finalement la correction moyenne à appliquer à ce pixel est donnée par la formule suivante [Robert, R et Stewart, 1992] :

$$\Delta p_j = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \Delta p_j^i \quad (IV-27)$$

Où N est le nombre des rayons passant par le pixel.

c)- CARACTERISTIQUES DE LA METHODE SIRT

C'est un algorithme qui comme l'ART, peut s'adapter à toutes sortes des géométries. Il est néanmoins beaucoup plus long que l'ART ; intuitivement une itération de SIRT correspond environ à M itérations de l'ART (M le nombre de projections).

III.4.2.4. LA METHODE SVD (singular value decomposition) :

le procédé d'algèbre linéaire de **décomposition en valeurs singulières SVD** d'une matrice est un outil important de factorisation des matrices rectangulaires réelles ou complexes. Ses applications s'étendent du traitement du signal aux statistiques, en passant par la météorologie.

Le théorème spectral énonce qu'une matrice normale peut être diagonalisée par une base orthonormée de vecteurs propres. On peut voir la décomposition en valeurs singulières comme une généralisation du théorème spectral à des matrices arbitraires, qui ne sont pas nécessairement carrées.

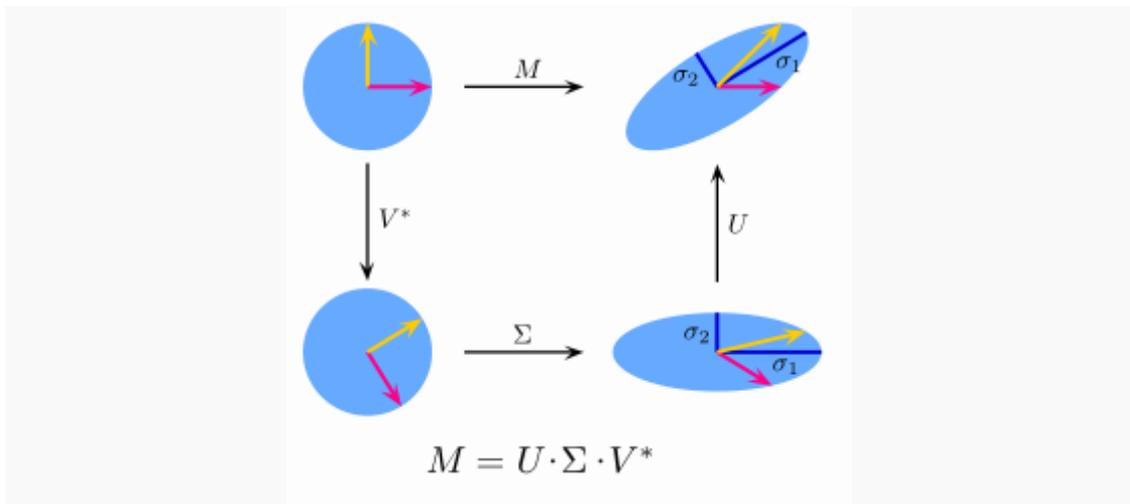
Énoncé du théorème

Soit M une matrice $m \times n$ dont les coefficients appartiennent au corps K , où $K = \mathbb{R}$ ou $K = \mathbb{C}$. Alors il existe une factorisation de la forme :

$$M = U \Sigma V^*$$

avec U une matrice unitaire $m \times m$ sur K , Σ une matrice $m \times n$ dont les coefficients diagonaux sont des réels positifs ou nuls et tous les autres sont nuls, et V^* est la matrice adjointe à V , matrice unitaire $n \times n$ sur K . On appelle cette factorisation la *décomposition en valeurs singulières* de M .

exp



Décomposition en valeurs singulières dans le cas d'une matrice réelle à 2 dimensions M . Cette transformation déforme, par exemple, un cercle unitaire bleu ci-dessus à gauche en une ellipse dans le coin supérieur droit de l'image. La transformation M peut alors être décomposée en une rotation V^* suivie d'une compression ou étirement Σ le long des axes de coordonnées suivie en fin d'une nouvelle rotation U . Les valeurs singulières σ_1 et σ_2 correspondent aux longueurs des grand et petit axes de l'ellipse.

Suite théorème

- La matrice V contient un ensemble de vecteurs de base orthonormés de K^n , dits « d'entrée » ou « d'analyse » ;
- La matrice U contient un ensemble de vecteurs de base orthonormés de K^m , dits « de sortie » ;
- La matrice Σ contient dans ses coefficients diagonaux les valeurs singulières de la matrice M .

Une convention courante est de ranger les valeurs $\Sigma_{i,i}$ par ordre décroissant. Alors, la matrice Σ est déterminée de façon unique par M (mais U et V ne le sont pas).

a)- Existence

Une valeur propre λ d'une matrice est caractérisée par la relation $M u = \lambda u$.

Quand M est hermitienne, une autre caractérisation différente est envisageable. Soit M une matrice $n \times n$ symétrique réelle. On pose $f: \mathbf{R}^n \rightarrow \mathbf{R}$ telle que $f(x) = x^T M x$. Cette fonction est continue et atteint son maximum en un certain vecteur u quand elle est restreinte à la boule unité fermée $\{ \|x\| \leq 1 \}$. D'après le théorème des multiplicateurs de Lagrange, u vérifie :

$$\nabla f = \nabla x^T M x = \lambda \cdot \nabla x^T x.$$

On montre facilement que la relation ci-dessus donne $M u = \lambda u$. Ainsi, λ est la plus grande valeur propre de M . Les mêmes opérations sur le complément orthogonal de u donne la seconde plus grande valeur, et ainsi de suite. Le cas d'une matrice complexe hermitienne est similaire, avec $f(x) = x^* M x$, fonction de $2n$ variables à valeurs réelles.

Les valeurs singulières sont similaires, en tant qu'elles peuvent être décrites de façon algébrique ou à partir de principes variationnels. En revanche, au contraire du cas des valeurs propres, l'hermiticité et la symétrie de M ne sont plus nécessaires.

b)- Caractérisation

Les valeurs singulières peuvent également être caractérisées comme maxima de $u^T M v$, considérée comme une fonction de u et v , sur des sous-espaces particuliers. Les vecteurs singuliers sont les valeurs de u et v pour lesquelles ces maxima sont atteints.

Soit M une matrice réelle $m \times n$. Soit S^{m-1} et S^{n-1} l'ensemble des vecteurs unitaires (selon la norme 2) de \mathbf{R}^m et \mathbf{R}^n respectivement. On pose la fonction :

$$\sigma(u, v) = u^T M v,$$

pour les vecteurs $u \in S^{m-1}$ et $v \in S^{n-1}$.

On considère la fonction σ restreinte à $S^{m-1} \times S^{n-1}$. Puisqu'à la fois S^{m-1} et S^{n-1} sont des ensembles compacts, leur produit est également compact. En outre, puisque σ est continue, elle atteint son maximum pour au moins une paire de vecteurs $u \in S^{m-1}$ et $v \in S^{n-1}$. Ce maximum est noté σ_1 , et les vecteurs correspondants sont notés u_1 et v_1 . Puisque σ_1 est la plus grande valeur de $\sigma(u, v)$, elle est positive : si elle était négative, en changeant le signe de u_1 ou de v_1 , on la rendrait positive - et donc plus grande.

Lemme — u_1 et v_1 sont respectivement vecteurs singuliers à gauche et à droite pour M associés à σ_1 .

c)- Conclusion sur Reconstruction Itérative :

Les algorithmes de type itératif jouent un rôle plus important car ils ont une Meilleure adaptabilité que les méthodes analytiques .En fait, dans un cas de données En nombre faible ou lorsque de sangles d'acquisition sont non uniformes, les méthodes Analytiques ne peuvent plus s'appliquer .De plus,un des avantages importants est que les méthodes itératives offrent la possibilité d'intégrer la régularité a priori dans l'image reconstruite. Mais l'application des méthodes itératives est souvent limitée par le temps de calcul trop important .C'est pour ce la que son existence dans le milieu clinique est faible,surtout en3D.

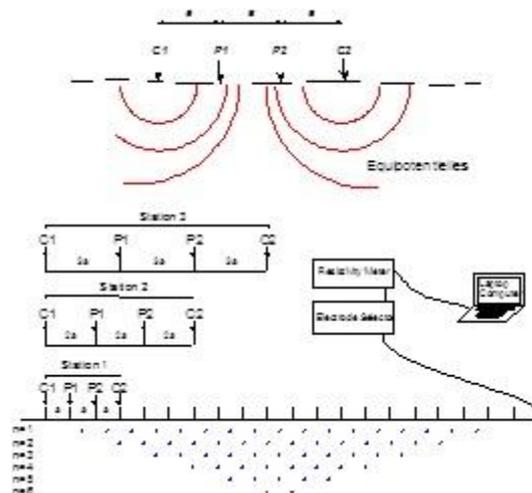
III.5. TYPES DE TOMOGRAPHIE GEOPHYSIQUE :

La tomographie est un procédé de reconstruction des propriétés physiques du sous-sol par l'emploi des ondes physiques grâce à des mesures effectuées de part et d'autre corps a identifier portant ainsi des informations sur les propriétés du milieu ,si on considère le type d'onde exploitée par cette technique , ceci donne à plusieurs types de tomographie en géophysique :

III.5.1. La tomographie électrique :

La méthode de la tomographie électrique, aussi appelée panneau électrique, est fondée sur la mesure des résistivités apparentes du sous-sol le long d'un dispositif rectiligne d'électrodes plantées dans le sol. Elle apporte des informations sur la géométrie des couches du sous-sol et sur les anomalies ou structures particulières qu'elles peuvent receler comme des failles, des poches d'argile ou de sable, des talweg fossiles, des zones d'altération...

Au plan pratique, les électrodes sont régulièrement espacées et leur nombre est généralement compris entre 24 et 128 électrodes. La longueur du dispositif peut varier de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. L'acquisition en mode dipôle-dipôle, pôle-dipôle ou pôle-pôle permet d'atteindre des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres en fonction du mode d'acquisition et de la distance entre électrodes. Un traitement 3D est possible à condition de réaliser une acquisition 3D en mettant en place et en mesurant simultanément plusieurs lignes d'électrodes. La topographie et la bathymétrie, pour les profils sub-aquatiques, sont prises en compte dans le traitement.



Les données de résistivité apparente sont « inversées » (logiciels Res2Dinv/Res3Dinv) pour obtenir une coupe de la répartition des résistivités calculées sous le dispositif d'électrodes. Le domaine d'application de la tomographie électrique dépend des limites de la méthode qui sont

principalement liées aux résistivités et aux contrastes de résistivité des formations en présence, à la qualité du contact électrode/sol et au procédé d'inversion qui peut dans certains cas restituer des biais masquant l'information utile. Les limites entre formations géologiques doivent être contrôlées et calées à l'aide de sondages mécaniques qui permettent également d'identifier leur nature géologique.

III.5.2. La tomographie sismique :

La tomographie sismique exploite la propagation des ondes acoustiques pour déduire la distribution du paramètre de vitesse qui caractérise le milieu. Etant donné que la vitesse de propagation des ondes sismiques varie d'un type rocheux à un autre, elle peut être donc un bon indicateur du changement de faciès produit dans l'environnement géologique. Alors l'exploitation de ce type d'onde permet au géophysicien de déceler les variations lithologiques à partir des mesures sismiques exécutées en fonction de la géométrie d'acquisition. ce qui donne lieu à trois géométries possibles :

III.5.2.1. La tomographie d'émission :

Les sources occupent des positions à l'intérieur du corps à prospecter, les capteurs trouvent en dehors de celui-ci de telle sorte que les rais sismiques traversent le milieu une seule fois.

III.5.2.2. La tomographie de réflexion :

Cette tomographie se caractérise par une disposition des sources et des capteurs sur une même face du milieu. Avant d'être reçus, les rayons subissent des Réflexion sur les interfaces du corps. Cette tomographie fournit des informations Sur la position des interfaces du milieu et leurs vitesses (Pullammanappallil et Louie, 1993). L'exploitation des arrivées réfractées est aussi riche en signification Géologiques sur les positions des marqueurs et leurs vitesses sismiques (Ditmar et Al., 1999).

III.5.2.3. La tomographie en transmission

Ici, les sources et les capteurs sont arrangés de part et d'autre du corps à identifier. Alors, on s'intéresse seulement aux arrivées sismiques premières car leurs analyse

est beaucoup plus simple comparée à celle du champ d'onde tout entier. Cette tomographie est notre cible pour cette étude.

III.6. ETAPES DE LA TOMOGRAPHIE SISMIQUE :

La résolution d'un problème inverse tel que celui pose en tomographie sismique n'est possible que par le passage obligatoire par trois étapes : *la paramétrisation, la modélisation, l'inversion*. Contrairement à la paramétrisation qui est réalisée une seule fois ; la modélisation et l'inversion peuvent s'exécuter à plusieurs reprises pour fournir la solution du système pose.

III.6.1. Paramétrisation :

La paramétrisation du problème consiste à définir le nombre, la forme et la dimension (longueur et largeur) des cellules, ou en un autre terme introduire une grille couvrant la région à explorer.

Cette étape est indispensable en vue de transformer le problème d'inversion des temps parcours de trajets des rais en un système fini d'équations algébriques linéaires faisant appel à des techniques de résolution particulièrement adaptées.

On cherche toujours à avoir un nombre de cellules plus petits par rapport au nombre d'observations afin d'obtenir un système surdéterminé qui converge vers une image de vitesse plus précise .tel que le nombre d'observations est le nombre total des combinaisons sources-récepteurs choisies pour acquérir les données.

Le choix de la taille et le nombre (pixels) des cellules sur une grille qui définit la résolution de l'image résultante est plus important, on cherche d'avoir adopter les cellules de tailles différentes et respecter les rapports entre ses longueurs et largeurs , pour faciliter l'interprétation des structure présentées sur la grille après l'inversion même modèle ,ainsi que la valeur de rapport doit être inférieur à 2 ,mais il est souhaitable des cellules carrées d'une valeur (égale) à 1.L'augmentation du nombre de cellules dans une grille (tomogramme) rend possible l'obtention d'une image tomographique de haute résolution où l'on peut déceler les faibles changements de vitesses et de mettre en relief les détails des anomalies présentes et la géométrie des interfaces séparent les différentes couches.

Le type de la grille utilisée présente une importance capitale sur une large application en tomographie, sa dépend de la région à explorer, telle que la grille de type cartésienne, les cellules sont sous forme carrées ou rectangulaire (maillage des surfaces terrestre) et de

polaire qui est un secteur de cercles en 2D et des hexahédrons en 3D (maillage de globe terrestre).

La non-unicité et l'imprécision des solutions des inversions tomographiques des temps sismiques peuvent être le résultat d'une discrétisation inadéquate de l'espace du modèle (vitesses sismiques) par rapport à la géométrie d'acquisition et le champ de vitesse recherché. donc la qualité de l'inversion tomographique peut être améliorée par l'adaptation des pixels (cellules) de la grille et à la recherche d'une grille optimale. En changeant le nombre et la forme des cellules de façon itératives pour obtenir une grille avec des petites cellules dans les zones d'anomalies et des cellules irrégulières ont des cotés inclinés auprès des interfaces d'un modèle de couches inclinées.

Le système tomographique devient plus en plus surdéterminé, les cellules gelées (se trouvent en dehors de milieu à étudié) cessent d'exister et l'effet du bruit est beaucoup atténué SI le nombre de rediscrétisations (regriddings) du modèle de vitesse ne dépasse guère dix étapes.

III.6.2. Modélisation :

La modélisation du tracé de rayons est un élément essentiel dans le processus d'inversion, puisqu'elle permet de calculer les temps théoriques du modèle posé. La modélisation consiste à trouver le chemin le plus court de l'onde réfractée allant du point de tir au récepteur. Dans ce cadre, plusieurs algorithmes de tracé de rayon existent. On se limitera dans ce chapitre à décrire deux méthodes utilisées par la Tomo.

a)- Méthode 1:

C'est la méthode la plus rapide pour l'application de la Tomo mais la moins sûre. Comme le montre la figure (III.5), les arrivées du point de tir au récepteur sont composées de trois trajets:

- 1-Le trajet vertical descendant du point de tir au réflecteur.
- 2-Le trajet vertical montant du réflecteur au point de tir.
- 3-Le trajet horizontal le long de réflecteur.

On suppose que le réflecteur est localement horizontal au dessous du point de tir et du récepteur. Le trajet descendant du tir au réflecteur peut être calculé une seule fois et réutilisé pour les autres traces. On définit pour les calculs, les variables données par le modèle géologique présenté dans la figure (III.5):

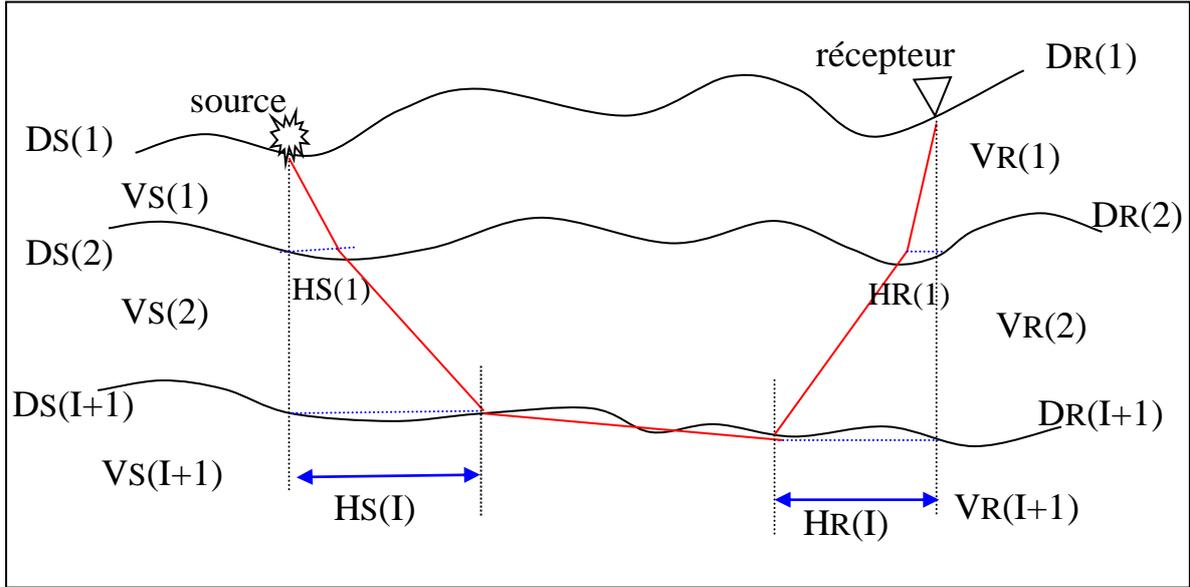


Figure (III.5): Principe de la méthode

$DS(i)$, $i=1, N_{couche}$: l'élévation au top de chaque couche (i)
 au point X_s . $D_s(1)$ est l'élévation au point source

$VS(i)$, $i=1, N_{couche}+1$: vitesse de la couche (i) au point X_s

$TS(i)$, $i=1, N_{couche}$: le temps de trajet d'un rayon allant de la source
 jusqu'à la base de la couche (i) où la réfraction
 prend naissance.

$HS(i)$, $i=1, N_{couche}$: L'offset horizontal parcouru par le rayon
 émergeant de la source jusqu'à la base de la
 couche (i) où la réfraction prend naissance

Si la réfraction se fait à la base la couche (i), l'angle de propagation dans la $J^{ème}$ -couche ($j < i$)
 est donné par :

$$\sin \theta_j = \frac{V_s(j)}{V_s(i+1)} \quad (3.8)$$

Le temps de trajet jusqu'à la base de la couche i est :

$$Ts(i) = \sum_{j=1}^i \frac{Ds(j) - Ds(j+1)}{Vs(j) \cos \theta_j} \quad (3.9)$$

et la distance horizontale correspondante :

$$H_s(i) = \sum_{j=1}^i (D_s(j) - D_s(j+1)) \cdot \tan \theta_j \quad (3.10)$$

Un calcul similaire pour le point de réception (X_R) nous donne les valeurs suivantes :

$T_R(i)$, $i=1, N_{\text{couche}}$: temps de parcours d'un rayon allant du récepteur jusqu'à la base de la couche I.

$H_R(i)$, $i=1, N_{\text{couche}}$: Offset horizontal parcouru par le rayon qui débute au récepteur et se termine à la base de la couche.

$D_R(i)$, $V_R(i)$: sont calculés au point de réception (X_R), il en est de même pour le calcul de $D_S(i)$ $V_S(i)$. Donc le temps du parcours total est :

$$T(i) = T_S(i) + T_R(i) + T_{\text{HORIZ}} \quad (3.11)$$

avec :

$$T_{\text{HORIZ}} = \frac{2 \cdot \sqrt{(\text{Offset} - H_S(i) - H_R(i))^2 + (D_S(i) - D_R(i))^2}}{V_S(i+1) + V_R(i+1)} \quad (3.12)$$

où :

T_{HORIZ} : est le temps de trajet du rayon le long de la base de la couche i .

Offset : distance source récepteur.

Le temps total $T(i)$ est calculé pour chaque valeur de i correspondant à la réfraction le long de la base de la couche i .

Si : $(\text{offset} - H_S(i) - H_R(i)) < 0$, alors le chemin de parcours est impossible.

Notons aussi que si le point de tir n'est pas enterré. Alors, le temps de l'arrivée directe est aussi calculé comme suit :

$$T(0) = \frac{\sqrt{(\text{Offset})^2 + (D_S(1) - D_R(1))^2}}{V_S(1) + V_R(1)} \quad (3.13)$$

b)- Méthode 2 :

L'origine des erreurs dans la première méthode est l'utilisation de ces deux approximations :

- Dans le calcul des angles en supposant que les réflecteurs sont localement plans.
- dans le calcul des temps aux intersections des rayons avec les réfracteurs en ignorant les changements des élévations de ces derniers.

Pour ces raisons on recommande d'utiliser la 2^{ème} méthode qui prend en compte la variation des élévations des réfracteurs (Figure (III.7)).

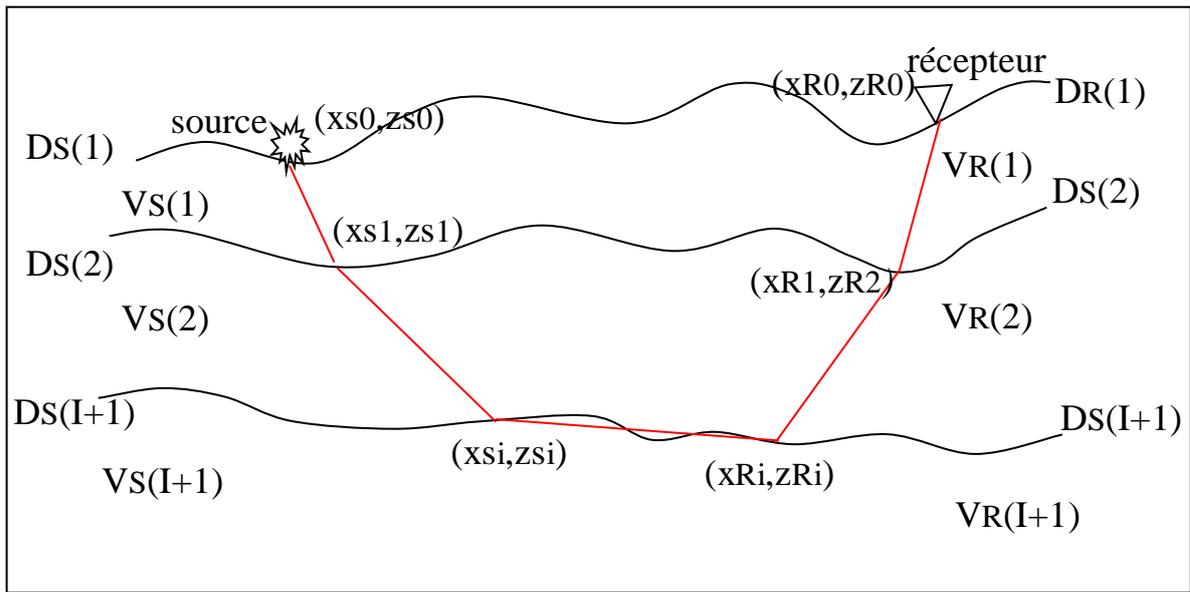


Figure (III.6): Principe de la deuxième méthode de tracé de rayon

Le temps parcouru par le rayon est déterminé en tenant compte des coordonnées d'intersection de celui-ci avec les interfaces. Par exemple le temps total $T(i)$ de trajet montré sur la figure (III.7) est donné par la même expression que celle déduite de l'équation (3.11).

Avec :

$$T_S(I) = \frac{\sum_{j=1}^I \left(\sqrt{((X_S(j) - X_S(j-1))^2 + (Z_S(j) - Z_S(j-1))^2)} \right)}{VS(I+1)}$$

$$T_R(I) = \frac{\sum_{j=1}^I \left(\sqrt{((X_R(j) - X_R(j-1))^2 + (Z_R(I) - Z_R(j-1))^2)} \right)}{VR(I+1)}$$

$$T_{HORIZ} = \frac{2 \cdot \sqrt{((X_R(j) - X_R(j-1))^2 + (Z_R(j) - Z_R(j-1))^2)}}{VR(I+1) + VS(I+1)} \quad (3.14)$$

Le temps de calcul pour la 2^{ème} méthode est plus grand que celui de la première méthode et cela pour les raisons suivantes :

- a) L'intersection de chaque rayon avec chaque interface devrait être calculée par la résolution d'un système d'équations non linéaires en utilisant la méthode de NEWTON.
- b) La discrétisation du modèle en grilles augmente le temps d'exécution de calcul du modèle.

III.6.3. Résolution pour un modèle optimum:

L'objectif principal de la TOMO est de produire un modèle géologique (épaisseurs, Vitesses) dont les temps des premières réfractés calculés par le tracé de rayon à travers le modèle sont approximativement égaux aux temps pointés à partir des données sismiques. Les étapes principales sont :

- 1- Obtention des temps réels des premières réfractés par pointé ou par lecture à partir d'un fichier déjà pointé par un autre logiciel.
- 2- Définition d'un modèle initial.
- 3- Modification du modèle initial jusqu'à la coïncidence des temps calculés avec des temps pointés.

Les paramètres du modèle sont :

- E(x) : élévations de la surface.
- D_i(X) : élévations de la base de la i^{ème} couche, i = 1, N couche
- V_i(X) : vitesses de la I^{ème} couche, i = 1, N couche +1

L'étape de modélisation directe consiste à déterminer les temps T_k des premières réfractés pour toutes les traces.

$$T_k = M_k(E, D_i, V_i) \quad k = 1, M * N :$$

Où :

- T_k: Temps de la première réfraction pour K^{ème} Trace.
- M : Nombre de traces par tir.
- N : Nombre de tir.
- M_k: Fonction de modélisation (tracé des rayons).

Si les temps pointés (réels) de la première réfraction pour chaque trace sont représentés par P_k, le problème inverse (modèle) résulte à partir de la minimisation de la fonction objective J :

$$\begin{aligned}
 J &= \sum_k (P_k - T_k)^2 \\
 &= \sum_k (P_k - T_k) = \sum_k (P_k - M_k(E, D_i, V_i))^2 \quad (3.15)
 \end{aligned}$$

Comme avec tous les problèmes d'inversion, on rencontre deux problèmes essentiels pendant la résolution de l'équation (3.15) pour les inconnues E , D_i , V_i .

- 1 - La solution n'est pas unique.
- 2 - La non linéarité de l'équation (3.15).

Le programme TOMOPLUS permet de résoudre l'équation (4.1) en utilisant la méthode de moindres carrés.

La vitesse $V_1(X)$ de la 1^{ère} couche ne sera jamais mise à jour. Elle est considérée comme vitesse réelle dans le modèle initial.

Notons que chaque groupe de paramètres (D_1, V_1, \dots etc.) est implicitement supposé que les autres paramètres sont correctes ce qui équivaut à la méthode de Gauss-Seidel pour la résolution des systèmes d'équations linéaires. A cause de la non linéarité de l'équation (3.15), une première solution n'est pas suffisante pour minimiser l'équation (3.15). Donc, des itérations successives doivent être prises pour cette procédure. Une fois que la solution de l'équation (3.15) est obtenue par la procédure de l'inversion linéaire, on ne sera jamais sûr que la solution obtenue est la meilleure pour un minimum atteint de l'équation (3.15).

La qualité de la solution de l'équation (3.15) peut être vérifiée en calculant la moyenne quadratique entre les premières réfractions réelles et celles calculées qui est donnée par la formule suivante :

$$ERROR = \sqrt{\frac{J}{N.M}} \quad (3.16)$$

Normalement, on doit accepter que les valeurs de l'erreur décroissent en fonction des itérations jusqu'à une convergence atteinte. A partir de ce point ERROR ne change pas et J a eu sa valeur minimale.

III.6.4. Mise à jour du modèle:

La procédure d'inversion consiste à modifier séquentiellement ou mettre à jour la vitesse ou l'épaisseur d'une couche du modèle. L'application de cette procédure à chaque couche est appelée une itération.

III.6.4.1. Mise à jour de l'épaisseur :

Afin de linéariser la fonction M_K , on se limitera au premier ordre de développement en série de Taylor de M_K , ce qui nous permet d'exprimer M_K en fonction du modèle initial donné par les paramètres D_{II}^0 et V_{II}^0 :

$$M_K(E, D_{i,j}, V_{i,j}) = M_K(E, D_{i,j}^0, V_{i,j}^0) + \sum_{i,j} \frac{\partial M_K}{\partial D_{i,j}} (D_{i,j} - D_{i,j}^0) + \sum_{i,j} \frac{\partial M_K}{\partial V_{i,j}} (V_{i,j} - V_{i,j}^0) \quad (4.1)$$

Donc l'équation (3.15) devient

$$J = \sum_K \left[\xi_K - \sum_{i,j} \frac{\partial M_K}{\partial D_{i,j}} (D_{i,j} - D_{i,j}^0) - \sum_{i,j} \frac{\partial M_K}{\partial V_{i,j}} (V_{i,j} - V_{i,j}^0) \right]^2 \quad (4.2)$$

où :

$$\xi_K = P_K - M_K(E, D_{i,j}, V_{i,j}) \quad (4.3)$$

Qui est l'erreur sur la k^{ème} trace utilisant les paramètres initiaux.

Notons que minimiser l'équation (3.15) revient à résoudre un grand système d'équations par la méthode des moindres carrés pour toutes les inconnues simultanément. Puisque nous voulons calculer l'épaisseur d'une seule couche, on doit poser les autres paramètres comme constants.

$$\begin{aligned} \frac{\partial M_K}{\partial V_{i,j}} &= 0 && \text{pour toutes } i,j, \\ \frac{\partial M_K}{\partial D_{i,j}} &= 0 && \text{sauf pour } p=i. \end{aligned}$$

La nouvelle fonction objective devient pour une seule couche i :

$$J = \sum_k \left[\xi_k - \sum_j \frac{\partial M_k}{\partial D_{i,j}} (D_{i,j} - D_{i,j}^0) \right]^2 \quad (4.4)$$

La solution de l'équation (4.4) est plus simple que celle de l'équation (3.15) car le nombre d'inconnus est réduit au nombre de point de la grille pour une seule couche. La procédure de la résolution est comme suit :

1. Pour avoir la valeur approximative de $D_{i,j}$, on utilise une seule itération de Gauss-Seidel.
2. On raffine les valeurs $D_{i,j}$ en utilisant l'algorithme du gradient conjugué.

Après la mise à jour de l'élévation d'une couche donnée on passe au mise à jour de la vitesse en procédant la même démarche précédente. Cette fois en supposant que tous les paramètres sont constants sauf la vitesse de la couche qu'on cherche.

L'approximation de l'équation (4.7) (calcul de M_k) est que la variation de la vitesse le long du parcours est suffisamment lent pour que celle-ci puisse être représentée comme une fonction linéaire de la distance. Ce qui nous ramène à approximer la vitesse globale le long du

parcours par une moyenne entre les vitesses à l’aplomb des deux points extrêmes (source, récepteur) c’est à dire :

$$V_C = \frac{V_S + V_E}{2} \quad (4.20)$$

L’équation (3.11) sera écrite comme suit :

$$M_k = T_0 + P_C(i+1) H_Z \quad (4.21)$$

Avec $T_0 = T_S(i+1) + T_R(i+1) =$ temps d’intercepte pour cette trace .

$$P_C = \frac{1}{V_C} \quad = \text{ la lenteur au point milieu.}$$

$$H_Z \quad = \text{ la distance horizontale parcourue le long de la couche (i+1)}$$

Si T_k est le temps correspondant aux arrivées premières de la $K^{\text{ème}}$ trace, donc l’erreur commise est :

$$\xi_k = T_k - M_k = \Delta T_0 + H_Z \Delta P_C \quad (4.22)$$

Dans l’équation (4.22) nous supposons que l’erreur sur la vitesse est assez faible pour que l’erreur sur H_Z soit négligeable.

Si nous avons un ensemble de traces de même position CDP. Chaque trace va contribuer avec une erreur ξ_k , satisfaisant une équation similaire à (4.22). Dans chaque équation, la valeur de ΔP_C sera la même, alors que la valeur de ΔT_0 sera variable. La résolution de systèmes d’équations (4.22) par la méthode des moindres carrés donne :

$$\Delta P_C = \frac{\sum_k \xi_k \cdot H_Z(k) - \frac{1}{N} \sum_k \xi_k \cdot H_Z(k)}{\sum_k \xi_k \cdot H_Z(k)^2 - \frac{1}{N} \sum_k H_Z(k) \cdot \sum_k H_Z(k)} \quad (4.23)$$

Equation (4.23) donne la modification de l’inverse de la vitesse apportée par l’erreur de temps sur la trace de même position CDP.

En pratique, la faiblé des résultats en différents points de la grille peut être remise en cause en raison de la grande variation de la couverture en subsurface. Par conséquent, le programme adopté avant le calcul ΔP_C un lissage sur chacun des termes du numérateur et du dénominateur de l’équation (4.23).

III.7. CALCUL DES CORRECTIONS STATIQUES A PARTIR DU MODELE OBTENU PAR LA TOMOGRAPHIE:

La tomographie est utilisée pour déterminer les paramètres du modèle de la WZ (les épaisseurs et les vitesses) qui sont ensuite utilisés pour le calcul des corrections statiques des données sismiques. Dans cette partie on décrit la méthode de calcul des corrections statiques du modèle.

On suppose qu'on a une trace sismique ayant les paramètres suivants :

X_S : Coordonnées horizontales de la source

Z_S : Coordonnées verticales de la source

X_R : Coordonnées horizontales du récepteur

Z_R : Coordonnées verticales du récepteur

La correction statique totale T appliquée à la trace du récepteur R peut être décomposée en deux parties :

$$T = T_S + T_R \quad (5.1)$$

Où

T_S : Correction à la source

T_R : Correction au récepteur

La correction statique pour le point source s'écrit comme suit :

$$T_S = \frac{(Datum - D_{Nlayer})}{VREP} - \sum_{J=IS+1}^{Nlayer} \frac{(D_{J-1} - D_J)}{V_J} - \frac{(Z_S - D_{IS})}{V_{IS}}$$

Avec :

T_S : La correction à la source

$Datum$: Altitude du plan de référence finale

D_J : Altitude de la base de $j^{ème}$ couche sous la source

$VREP$: vitesse de comblement ou de remplacement

IS : Nombre de couches traversées par le tir enterré.

N.B : Pour une source en surface (vibroiseis), IS sera égal à zéro et le troisième terme de l'expression disparaît.

La correction statique pour le point récepteur s'écrit comme suit :

$$T_R = \frac{(Datum - D_{Nlayer})}{VREP} - \sum_{J=IS+1}^{Nlayer} \frac{(D_{J-1} - D_J)}{V_J} - \frac{(Z_R - D_1)}{V_1}$$

Notons que cette équation suppose que le récepteur est en surface.

Pour accomplir ce travail, nous avons étudié et appliqué une nouvelle méthode de calcul des corrections statiques **TOMOGRAPHIE**. Elle est appliquée sur profil 2010ELO10 au niveau du centre de calcul E.NA.GEO et a donné des bons résultats comparativement à ceux obtenus avec l'application de la méthode DRM. La section sismique de profil 2010ELO10 a été bien corrigée par la TOMOGRAPHIE.

Au cours du traitement des données, nous avons vu l'apport de la nouvelle méthode de calcul des corrections statiques puisqu'elle a permis :

- ✓ De bien lisser les horizons.
- ✓ De mettre en évidence d'autres réflecteurs qui n'apparaissent pas avec les corrections statiques faites ou calculées par la méthode DRM.

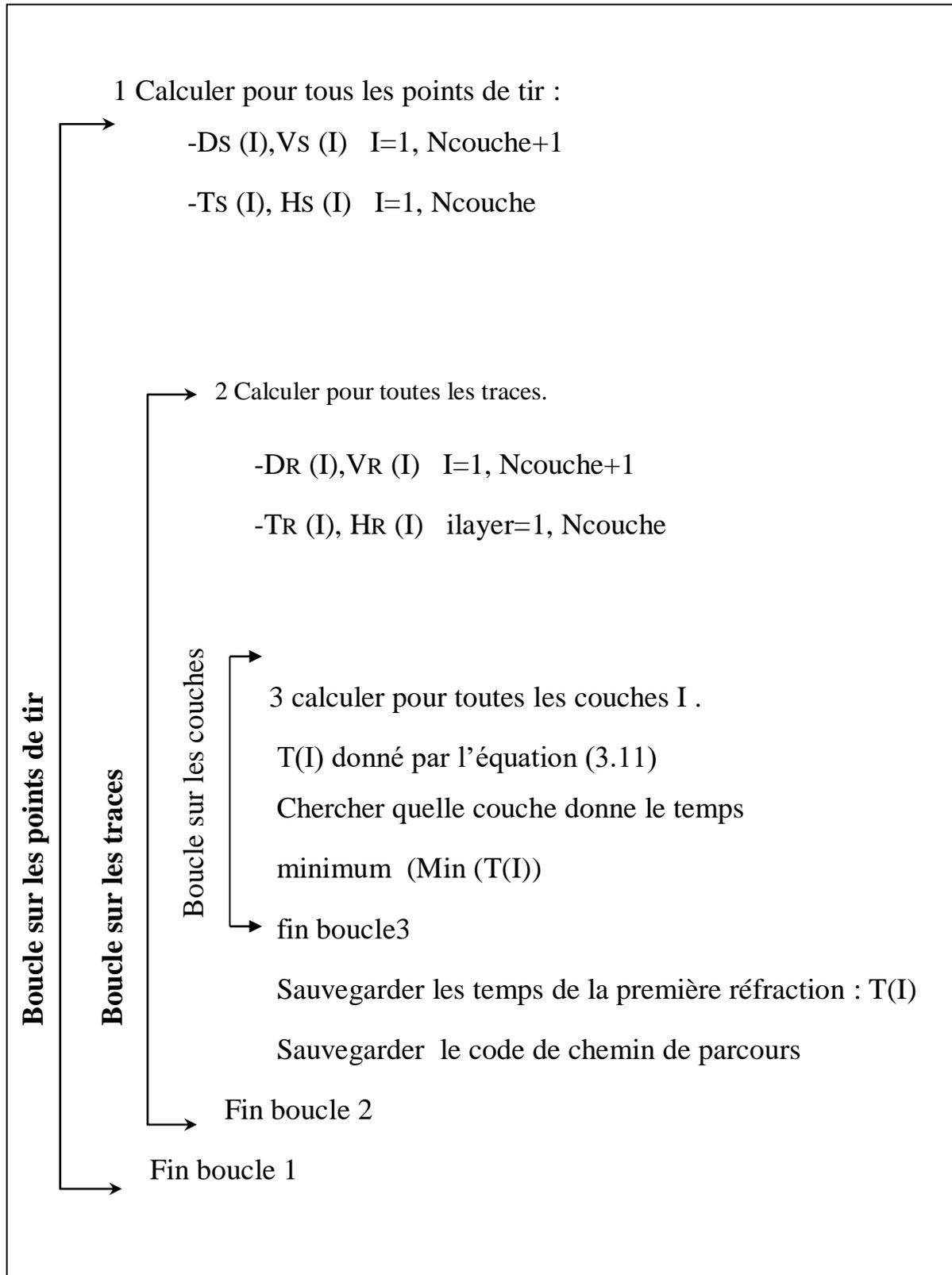
Cette méthode n'exige pas la différenciation des couches de la zone altérée : le calcul des CS s'effectue sur l'épaisseur totale de la WZ.

- La tomographie ne nécessite pas la connaissance des paramètres de la WZ alors que la DRM utilise la vitesse (V_0) ramenées des CVT
- La DRM nécessite une calibration des valeurs statiques (shift non constant) alors que la TOMO n'en a pas besoin.
- La TOMO génère un modèle proche de la réalité.
- Pour la DRM, le modèle des couches superficielles est composé d'une, deux, trois ou au maximum quatre couche alors que pour la TOMO peut générer un modèle a nombre infini de couches.

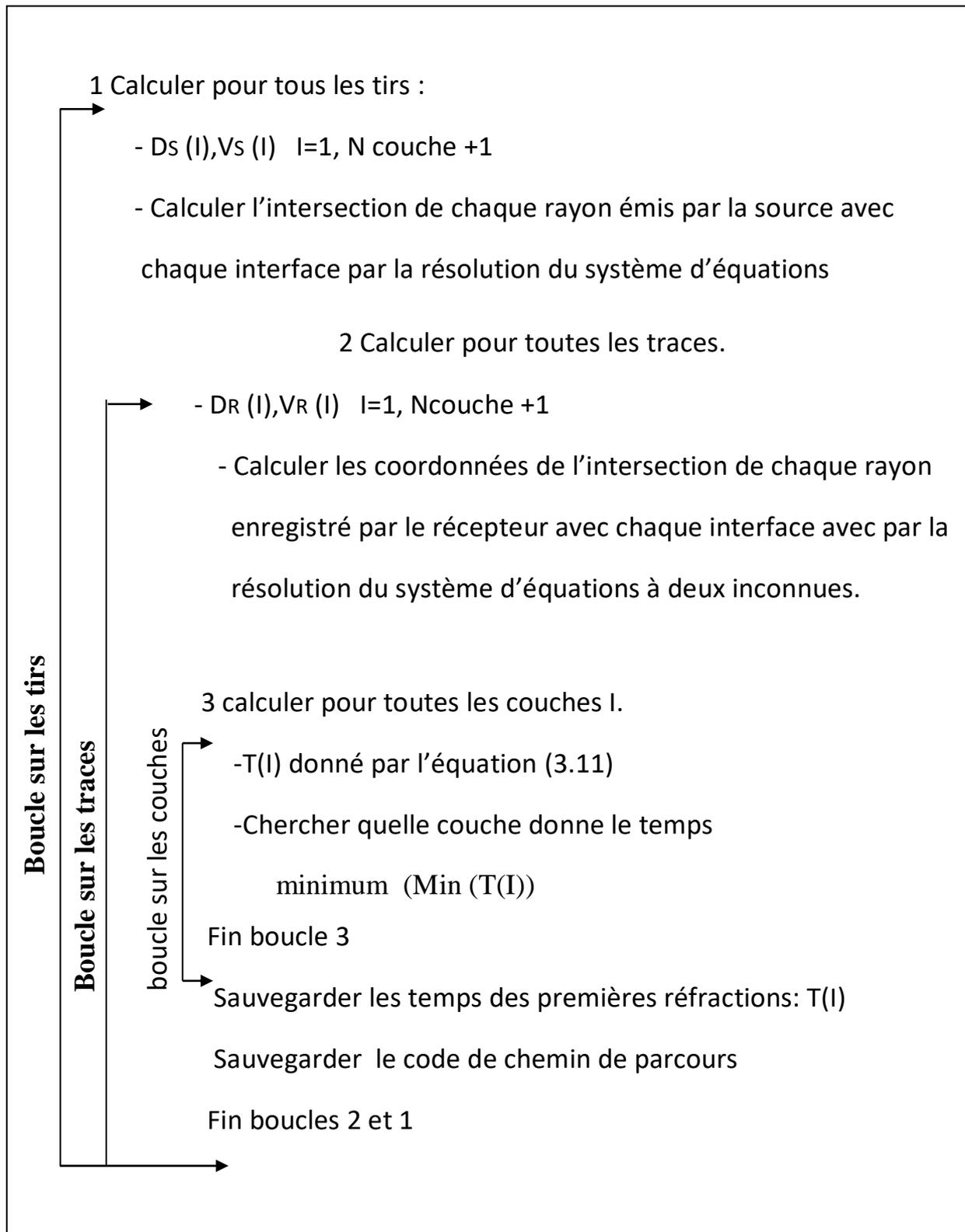
➤ La TOMOGRAPHIE est limitée dans les cas suivants :

- La mauvaise qualité d'acquisition,
- La faible couverture,
- La variation rapide des paramètres de la WZ

- Yilmaz, O. (2001). Seismic data Analysis, volume 1, SEG
 - Jiakang Li , 2003, Robust tomography and tomostatics, SEG ,
 - Qinfan Yu, 2007, statics corrections, China University of Geosciences at Beijing.
 - Lavergne, M., 1986. *Méthodes Simiques* , Technip. Paris.
 - Isabelle BLOCH , 2006, European Association of Geoscientists & Engineers, Geophysical Prospecting, 54, 721–730
 - Bernard Giroux, 2002, Techniques géophysiques de haute résolution Tomographie géophysique en forage
 - Tutoriel et Guide, TOMOPLUS Processing, 2014, E.NA.GEO
-
- **Theses:**
 - 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.



Algorithme de calcul par la méthode 1



Algorithme de calcul par la méthode 2