

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de l'enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université M'Hamed BOUGARA-Boumerdes
Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie



LE DEPARTEMENT DE GÉOPHYSIQUE GÉNIE PARASISMIQUE ET
PHÉNOMÈNES ALÉATOIRES

Mémoire de fin d'études

Présenté par
CHAIB Oussama

En vue de l'obtention du diplôme de Master

Spécialité :
Géophysique pétrolière

THEME :

***Inversion simultanée des données
sismiques avant sommation
Etude de cas : TOUAL, Bassin de Berkine***

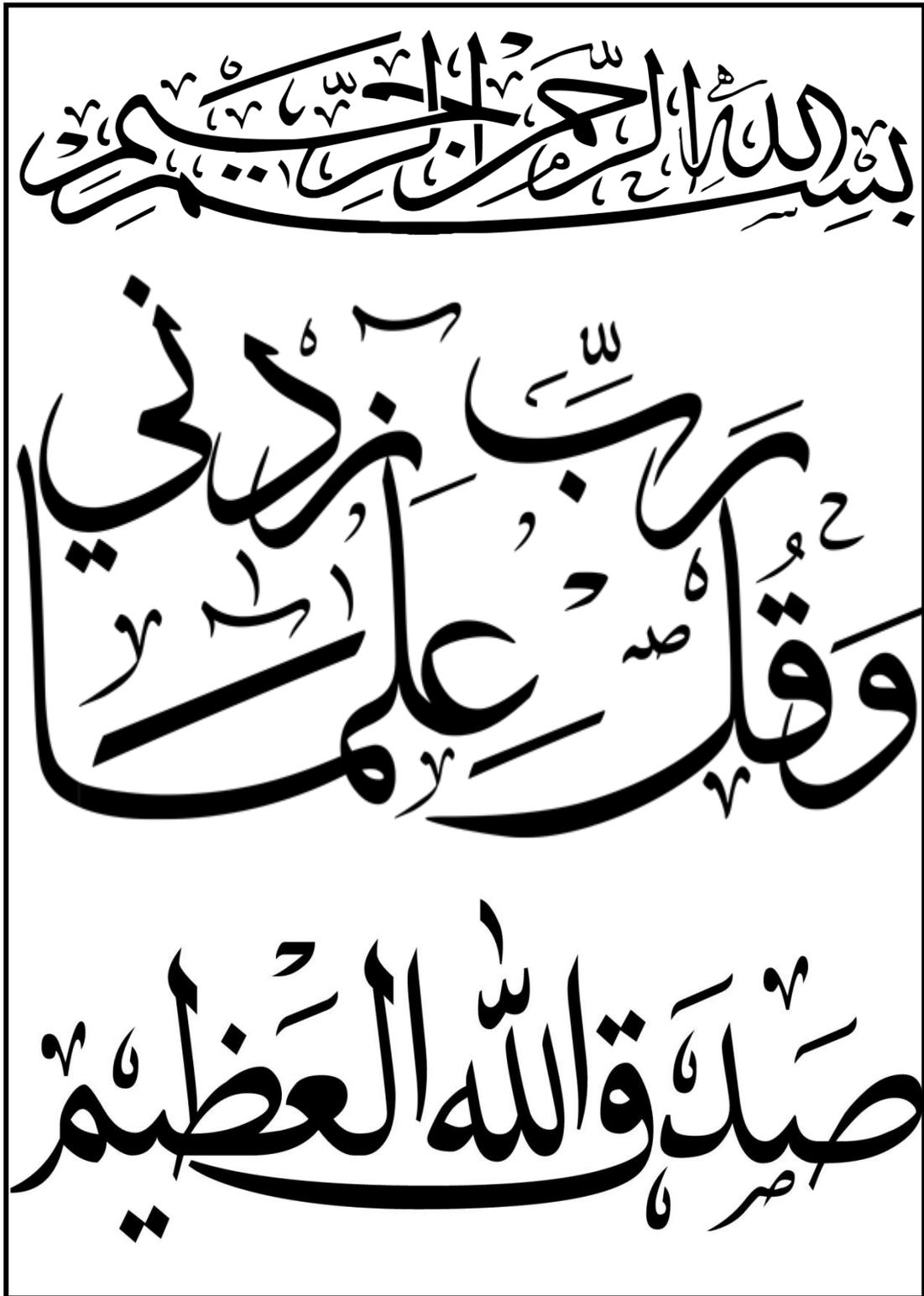
Sous la direction du P^r DJEDDI Mabrouk

Soutenu publiquement le: 01/07/2017

Devant le jury composé de :

D^r Eladj : Président
D^r Aliouene : Examinatrice
D^r Baouche : Examineur
D^r Ouedfeul : Examineur

Boumerdes 2017



« Il faut commencer par être honnête homme pour avoir le droit d'aspirer à être un grand homme. »

Jules Simon ; Le devoir (1854)

Remerciements :

Au terme de ce modeste travail, j'aimerais d'abord exprimer toute ma gratitude au bon **Dieu** le tout puissant de m'avoir donné la force, le courage et la patience pour l'élaboration de ce projet.

Ce mémoire est le résultat d'un travail de recherche de plus de deux mois. En préambule, je veux adresser tous mes remerciements aux personnes avec lesquelles j'ai pu échanger et qui m'ont aidé pour la rédaction de ce mémoire, et à mener à bien mon projet de fin d'études.

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur le professeur **Djeddi Mabrouk** pour son suivi, sa disponibilité, sa rigueur et son esprit critique. Ainsi que pour le partage de ses connaissances.

Je tiens également à exprimer toute ma reconnaissance à Monsieur **Farid Chegrouche**, directeur développement et conception ENAGEO, de m'avoir mis dans d'excellentes conditions de travail, de m'avoir permis de travailler sur des données réelles et récentes pour faire face aux défis actuels du cadre professionnel, et le remercier pour ses précieux conseils.

Je remercie Mlle **Makhlouf Saida**, chef de département caractérisation des réservoirs, et Mlle **Djaïder Zina**, chef de département ressources non conventionnelles, d'avoir suivi l'élaboration de mon projet au sein de l'ENAGEO, ainsi que pour leurs disponibilités.

Je voudrais exprimer mes remerciements à Monsieur **Rabih Lounissi**, ex conseiller du PDG de Sonatrach pour les corrections qu'il a apporté à ce mémoire.

Merci également à Monsieur **Badji Rabie**, conseiller du directeur de la division exploration, pour ses orientations et encouragements, ainsi que pour ses conseils à travers lesquels s'est porté le choix du thème de mon projet.

Je tiens à remercier Monsieur **Gaci Said**, enseignant à l'institut algérien du pétrole, qui m'a accordé un peu de son temps pour discuter autour de sujets diverses en relation avec mon mémoire.

J'exprime ma reconnaissance à Monsieur **Foued Taffar** « sale product Manager », Coca cola Toronto, d'avoir contribué à l'élaboration de ce mémoire à travers les formations que j'ai reçu de sa part via Indjaz El Djazair, ainsi que pour ses conseils et sa disponibilité.

Je voudrais aussi remercier mon ami **Djeffal Adnan** doctorant en géosciences, université d'Auckland, Nouvelle-Zélande, ainsi que **Beldjenna Boussad** ingénieur en géophysique à l'ENAGEO, pour les discussions pertinentes que nous avons eu sur le sujet de mon projet de fin d'études.

Je tiens également à remercier les membres du jury d'avoir accepté d'examiner ce travail, et de siéger lors de la soutenance de ce mémoire.

Enfin, j'exprime toute ma gratitude à l'ensemble des enseignants du département de géophysique de la faculté des hydrocarbures et de la chimie, d'avoir contribué à ma formation durant mon cursus.

Dédicace :

À la mémoire de mon défunt grand père Hadjazi Rabah, et à celle de ma défunte grand-mère Akhlidjini Fatima Zohra.

À ma source de bonheur, de réussite et de bien-être, celle qui a fait de moi l'homme que je suis devenu. À ma chère mère, rien au monde ne vaudra jamais tout l'amour que tu m'as donné.

À mon cher père qui m'a appris que la persévérance et le dur labeur payent, et que peu importe les épreuves la joie de vivre ne doit jamais manquer à l'appel.

À mes chers parents, aucune dédicace ne pourra exprimer tout l'amour, l'estime, le respect et le dévouement que je vous porte. Vous qui m'avez inculqué des valeurs morales qui m'ont guidé dans tous les aspects de ma vie, je ne saurai vous exprimer l'étendu de ma gratitude envers l'éducation dont je vous serai toujours redevable.

À celle qui m'a apporté un soutien sans faille, et un apport de taille, celle qui a toujours cru en moi, et dont la présence me rend tout en émoi, à toi Tanina ma lumière, sans équivalent dans la terre toute entière.

À ma chère grand-mère, une femme en or, que dieu te garde parmi nous.

Aux amis qui ont cru en moi, et qui m'ont tiré vers le haut.

À tous ceux que j'ai côtoyés dans le club S.E.G student chapter.

Table des matières :

Introduction : 8

Chapitre I: Physique des roches..... 10

I.1. Système pétrolier :..... 10

1.1. Formation des hydrocarbures : 10

1.2. Roches impliquées dans un système pétrolier :..... 11

1.3. Les types de pièges à hydrocarbures : 11

I.2. Les paramètres pétro-physiques :..... 12

2.1. La porosité :..... 12

2.2. La perméabilité :..... 13

2.3. La saturation :..... 13

I.3. Les paramètres acoustiques de la roche :..... 14

3.1. La densité : 14

3.2. La vitesse des ondes sismiques :..... 16

3.3. L'impédance acoustique : 18

I.4. Les paramètres élastiques de la roche : 19

4.1. Notion d'élasticité :..... 19

4.2. Loi de Hook :..... 19

4.3. Modules d'élasticité :..... 19

4.3.a. Module de Young E :..... 19

4.3.b. Module de rigidité μ : 20

4.3.c. Module d'incompressibilité K : 20

4.3.d. Coefficient de Poisson σ :..... 20

4.3.e. Paramètre de Lamé λ : 21

4.4. Relation entre les paramètres élastiques : 22

Chapitre II: Traitement en amplitudes préservées 24

II.1. Introduction :..... 24

1.1. Définition d'une amplitude :..... 24

II.2. Principaux facteurs affectant les amplitudes des ondes sismiques :..... 24

2.1. Les facteurs dépendants de la sub-surface (Facteurs Endogènes) :..... 24

2.2. Les facteurs indépendants de la subsurface (facteurs exogènes) :..... 29

II.3. Récupération des amplitudes réelles 30

II.4. Séquence de traitement en amplitudes préservées :..... 31

Chapitre III: Fondements mathématiques de l'inversion	35
III.1. Qu'est-ce qu'un problème inverse ?.....	35
III.2. Problème bien ou mal posé ?.....	35
III.3. Formulation du problème :.....	36
3.1. Problème inverse linéaire :	36
3.1.a. Méthode des moindres carrés :	37
3.1.b. Régularisation du problème inverse linéaire :.....	38
3.2. Problème inverse non linéaire :.....	39
3.2.a. Caractérisation de la linéarité :	39
3.2.b. Formulation au sens des moindres carrés :	41
3.2.c. Résolution du problème : Optimisation non linéaire sans contrainte:	42
3.2.d. Problème non linéaire avec contrainte :.....	45
III.4. Minima local et global :	46
Chapitre IV: Inversion simultanée des données sismiques avant sommation:	49
IV.1. Inversion sismique :	49
1.1. Modèle convolutionnel de la trace sismique :.....	49
1.1.a. Problème direct :	50
IV.2. Inversion des données sismiques après sommation (post-stack) :.....	51
2.1. Inversion récursive :.....	51
2.2. Inversion post-stack généralisée : (model based inversion).....	53
2.2.a. Méthodologie :.....	53
2.2.b. Formulation de l'inversion post-stack généralisée :.....	54
IV.3. Inversion pre-stack simultanée des données sismiques :.....	55
3.1. Introduction :.....	55
3.2. Les équations de Zoeppritz :	55
3.2.a. Approximation d'Aki et Richards :	57
3.2.b. Approximation de Fatti et al :.....	58
3.3. Formulation de l'inversion simultanée :	58
3.4. Procédure de l'inversion simultanée:	61
3.5. Extraction de l'ondelette :	62
3.6. Construction du model initial :.....	63
Chapitre V: Contexte géologique de la région d'étude :	66
V.1. Introduction à la géologie de l'Algérie :	66
V.2. Présentation de la zone d'étude : « TOUAL, bassin de Berkine »	68

2.1. Bassin de Berkine :	68
V.3. Champ de TOUAL :	72
3.1. Situation géographique :	72
3.2. Situation géologique :	72
3.3. Système pétrolier :	73
3.3.a. Roches mères :	73
3.3.b. Réservoirs :	73
3.3.c. Couvertures :	74
3.3.d. Pièges :	74
Chapitre VI: Application sur des données réelles :	77
VI.1. Présentation et caractéristiques de l'étude :	77
VI.2. Workflow de l'inversion sismique simultanée :	79
VI.3. Pré-conditionnement des données sismiques :	80
VI.4. Pré-conditionnement des données de puits :	83
VI.5. Génération des logs manquants :	84
VI.6. Analyse pétrophysique :	89
VI.7. Passage CDP gather-Angle gather:	90
VI.8. Corrélation et extraction de l'ondelette :	91
8.1. Corrélation sismique-puits :	91
8.2. Extraction des ondelettes :	93
8.2.a. Génération des gammes d'angles :	93
VI.9. Construction des modèles initiaux :	95
VI.10. Analyses d'inversion aux puits :	98
VI.11. Inversion du volume sismique 3D :	99
VI.12. Transformation LMR (Lambda Mu Rho) :	101
VI.13. Interprétation des paramètres acoustiques et élastiques :	104
13.1. Génération des time-slices :	104
Conclusion :	111
Table des illustrations :	112
Liste des tableaux :	114
Bibliographie :	115

Introduction :

Au fil des décennies les hydrocarbures ne cessent de revêtir une importance capitale dans l'économie mondiale. En effet la demande de cette source d'énergie sans équivalent ne cesse d'augmenter, ceci est dû à tout ce qui accompagne la mondialisation, et à l'émergence de nouveaux pays industrialisés connaissant de fortes croissances économiques. Pour satisfaire à cette demande les compagnies pétrolières ont concentré leurs efforts dans le développement de nouvelles techniques servant à explorer des ressources peu exploitées qui deviennent économiquement rentables en raison de l'augmentation de la consommation, cela dit en admettant que toutes les ressources facilement exploitables ont été mises en évidence par les méthodes conventionnelles d'exploration.

La sismique réflexion qui représente la méthode de prospection la plus utilisée dans l'exploration des hydrocarbures ne s'intéressait conventionnellement qu'à une partie de l'information enregistrée, cette dernière représente les temps de parcours des ondes sismiques dont l'exploitation permet de mettre en évidence la forme des réflecteurs du sous-sol, cette interprétation structurale a abouti plusieurs fois à des forages infructueux (secs), ceci a provoqué les géophysiciens à développer de nouvelles techniques pouvant apporter des informations stratigraphiques permettant non seulement de minimiser les coûts en réduisant le risque, mais aussi d'augmenter le profit en optimisant la production. Ces méthodes consistent à exploiter l'autre paramètre enregistré qui représente l'amplitude, en effet cette dernière est directement liée aux variations lithologiques.

Le principe de ces méthodes consiste à extraire les informations lithologiques en inversant les amplitudes des ondes sismiques, cette inversion fût ensuite généralisée pour être appliquée sur des données pre-stack prenant en compte les variations d'amplitudes en fonction de l'offset, ce type d'inversion renseigne aussi bien sur la lithologie que sur le contenu en fluides, les attributs qui y résultent sont directement liés aux paramètres pétro physiques des roches.

La méthode la plus récente et la plus utilisée d'inversion des données sismiques avant sommation est l'inversion simultanée, cette dernière permet d'obtenir simultanément l'impédance acoustique, l'impédance de cisaillement et la densité, à partir desquels peuvent être calculés les différents paramètres élastiques de la roche. Le but de ce travail est de développer la méthodologie de l'inversion sismique simultanée et d'exploiter ses résultats pour la recherche d'une éventuelle présence d'hydrocarbures au sein du réservoir. Cette étude s'articule autour des chapitres suivants :

- Le premier chapitre représente un bref rappel sur la physique des roches, afin de cerner le sens physiques des paramètres résultants de l'inversion simultanée, et ainsi, faciliter leur interprétation.
- Le second chapitre met en lumière la séquence de traitement adéquate pour préserver les amplitudes et les corriger de tout effet qui n'est pas lié aux variations lithologiques.
- Le troisième chapitre est consacré aux fondements mathématiques de l'inversion afin de comprendre le fonctionnement de l'algorithme d'inversion simultanée.
- Le quatrième chapitre consiste à étudier la théorie de l'inversion simultanée et de comprendre son fonctionnement.
- Le cinquième chapitre est un bref exposé sur le contexte géologique de la région étudiée.
- Le sixième chapitre consiste à détailler et expliciter la méthodologie d'application de l'inversion simultanée sur des données réelles et l'exploitation des résultats.

Chapitre I :
Physique des roches

Chapitre I: Physique des roches

L'objectif de l'inversion des données sismiques avant sommation consiste à caractériser le réservoir, pour cela, il est nécessaire d'aborder la notion de système pétrolier avant d'entamer notre étude.

I.1.Système pétrolier :

On appelle « système pétrolier » l'ensemble formé d'une roche mère qui génère les hydrocarbures, d'une roche réservoir (poreuse et perméable) qui les accueille au cours de la migration et d'une roche couverture (impermeable) qui donnera son étanchéité au piège.

L'enchainement des différents processus géologiques et pétroliers, s'échelonnant de la genèse des hydrocarbures à leur piégeage, constitue un système pétrolier, entité dynamique où les variations de température et de pression résultant de l'histoire du bassin sédimentaire et de ses déformations au cours des temps géologiques, contribuent à la genèse, aux pérégrinations, à la concentration et à la dissipation du pétrole et du gaz.

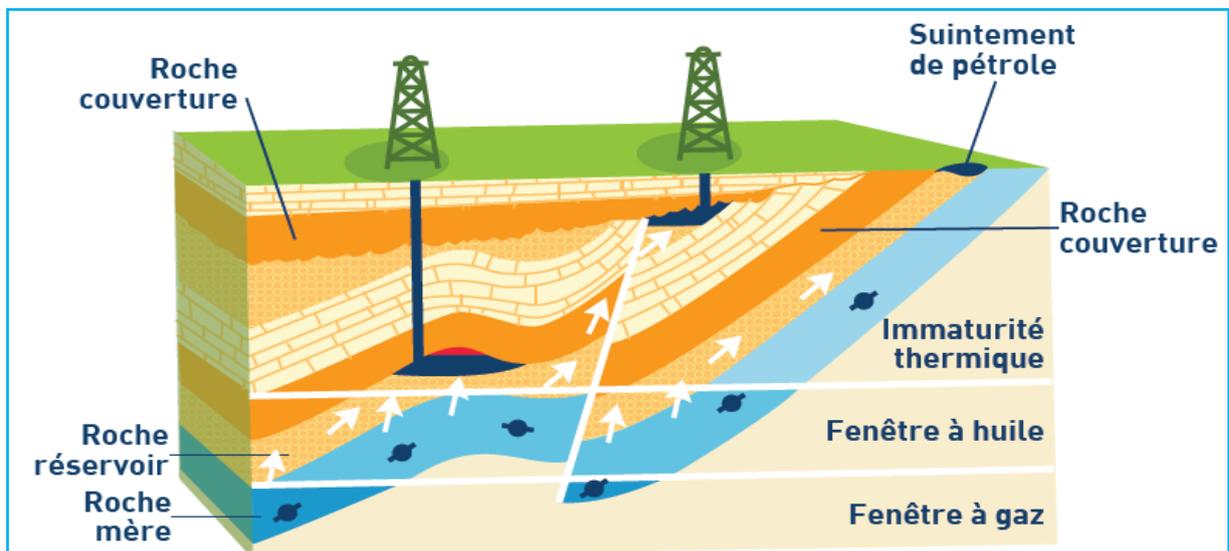


Figure I-1: Système pétrolier

1.1. Formation des hydrocarbures :

Les matières organiques contenues dans la roche mère subissent au cours de l'enfouissement de cette dernière des transformations en prenant alors des structures plus résistantes aux contraintes du milieu. Elles donnent ainsi naissance à des chaînes moléculaires constituées principalement d'un assemblage de carbone et d'hydrogène à l'état liquide et / ou gazeux selon la nature de la matière organique initiale et / ou selon les températures subies. Vers 60°Celsius environ, les matières organiques d'origine principalement animales se transforment en hydrocarbures essentiellement liquide ou pétrole (températures atteintes entre 2 000 et 3 000 mètres de profondeur selon les gradients géothermiques locaux). La roche mère est alors dite mature et se situe dans ce que l'on appelle la « fenêtre à

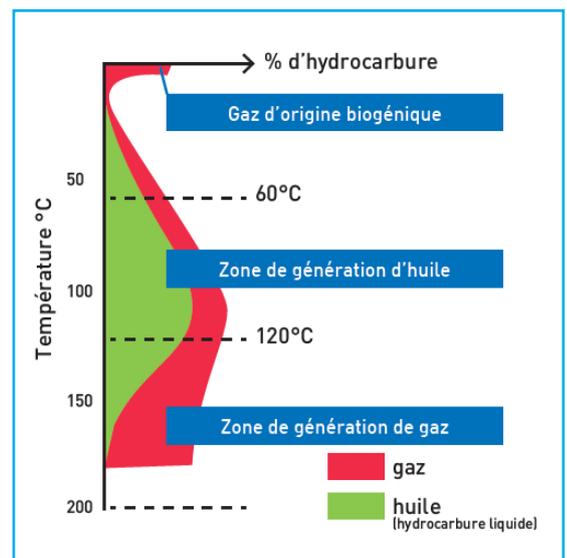


Figure I-2: Fenêtres de génération de l'huile et du gaz

huile ». L'enfouissement des roches se prolongeant, la « fenêtre à gaz » est alors atteinte vers 120°C, les liquides pétroliers sont transformés en gaz (gaz thermogénique secondaire ou gaz métagénique) et en bitumes résiduels (pyrobitumes). Cette température est atteinte entre 4 500 et 6 000 mètres de profondeur toujours selon les gradients géothermiques locaux. Si ces transformations n'ont pas été atteintes on parle alors de roches ou de schistes bitumineux et de pétrole non conventionnel. Quand la matière organique est d'origine végétale elle ne forme guère que du gaz. Ce gaz peut se former dès les premiers mètres d'enfouissement par biodégradation, comme c'est le cas par exemple dans certains marécages et on parle alors de biogaz. Il représente environ 20 % des réserves actuelles en gaz conventionnel, et se distingue du gaz thermogénique généré en plus grande profondeur en ne contenant guère que du méthane associé à une part non négligeable de dioxyde de carbone. Par l'élévation des températures lors de l'enfouissement, le gaz thermogénique dit primaire est généré par la roche mère en opposition au gaz thermogénique secondaire lié à la pyrolyse du pétrole au-delà des 120 °C. Le gaz thermogénique primaire représente plus de 30 % des réserves actuelles en gaz conventionnel et le gaz thermogénique secondaire près de 50%.



Figure I-3: Genèse des hydrocarbures

1.2. Roches impliquées dans un système pétrolier :

- Roches mère :

Désigne la roche où se forment des hydrocarbures. Ceux-ci sont issus de la transformation des sédiments riches en matière organique qui se déposent généralement sur les fonds océaniques. À l'échelle des temps géologiques, les sédiments marins s'enfoncent et se solidifient tandis que la matière organique (sous l'effet de l'enfouissement et de la température géothermique) se décompose en hydrocarbures liquides et gazeux.

- Roches réservoir :

Formation poreuse et perméable, dans laquelle s'accumulent les hydrocarbures, au cours de leur migration.

- Roches couverture :

Formation imperméable qui permet de piéger les hydrocarbures et interrompre leur migration.

1.3. Les types de pièges à hydrocarbures :

Il existe deux principaux types de pièges :

- **Les pièges structuraux.**
- **Les pièges stratigraphiques.**

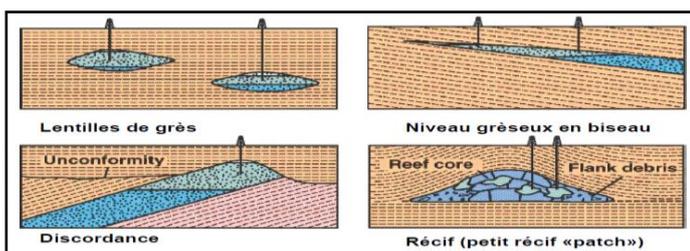


Figure I-5: Pièges stratigraphiques

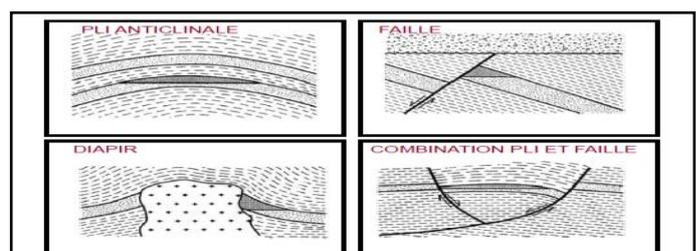


Figure I-4: Pièges structuraux

La sismique conventionnelle qui ne s'intéresse qu'aux temps de parcours des ondes sismiques, à partir desquels elle ne fournit que l'aspect structurale de la sub-surface, les pièges stratigraphiques ne sont pas détectable à partir de cette approche, cependant l'inversion les amplitudes sismiques fournit une information stratigraphique permettant de les mettre en évidence.

1.2. Les paramètres pétro-physiques :

Les paramètres pétro-physiques, sont les qualités qui conditionnent le rendement potentiel d'un réservoir.

Considérons une roche réservoir constituée d'une matrice et de pores, dont on va définir les paramètres pétro-physiques :

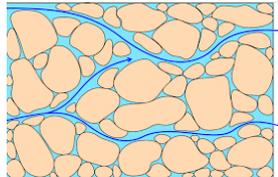


Figure I-6: Composition de la roche

2.1. La porosité :

La porosité est définie comme étant le rapport du volume des vides au volume total de la roche considérée, celle-ci est exprimée en pourcentage.

$$\phi = \frac{\text{Volume des pores}}{\text{Volume total de la roche}} \times 100\% \tag{I-1}$$

2.1.a. Classification de la porosité :

➤ **Classification selon la qualité :**

Valeur de la porosité ϕ en %	Qualité
$\phi \leq 5$	Faible
$5 \leq \phi \leq 10$	Médiocre
$10 \leq \phi \leq 20$	Moyenne
$20 \leq \phi \leq 30$	Bonne
$\phi \geq 30$	Excellente

Tableau I-1: Classification des porosités selon leur qualité

➤ **Classification selon la nature :** on distingue :

- La porosité primaire :

C'est la porosité qui résulte des vides laissés entre les grains au cours de la sédimentation et la diagenèse. Elle se forme en même temps que la roche.

- La porosité secondaire :

C'est la porosité qui se forme ultérieurement après la formation et la consolidation de la roche, elle résulte de la fissuration, dissolution, recristallisation...etc.

- Porosité effective :

C'est le rapport du volume des pores reliés entre eux au volume total de l'échantillon exprimé en pourcentage.

- La porosité résiduelle :

C'est le rapport du volume des pores non communiquant au volume total de l'échantillon exprimé en pourcentage. Tel que :

$$\phi_{Totale} = \phi_{effective} + \phi_{résiduelle} \quad (I-2)$$

2.2. La perméabilité :

La perméabilité caractérise l'aptitude d'une roche à laisser circuler les fluides contenus dans ses pores.

2.2.a. Loi de Darcy :

Pour un écoulement laminaire d'un débit de fluide monophasique Q , de viscosité μ , à travers un échantillon de roche d'épaisseur dx et de section S Avec la différence de pression dp à la rentrée et à la sortie, on admet la loi de Darcy, comme suit :

$$Q = \frac{K \times S}{\mu} \times \frac{dp}{dx} \quad (I-3)$$

-Q : Débit (cm³/s).

-S: Section (cm²).

- μ : Viscosité (Centipoise).

-dp : Différence de pression (ATM).

-dx: Epaisseur de l'échantillon (cm).

-K : perméabilité (Darcy).

2.2.b. Facteurs influents sur la perméabilité :

- ♦ Dimension des pores.
- ♦ L'inter-connectivité des pores (La porosité effective).
- ♦ Les fluides en présence.
- ♦ La direction d'écoulement.

2.3. La saturation :

La saturation en fluide d'un échantillon de roche, définie comme étant le rapport du volume occupé par le fluide dans les pores, au volume total des pores exprimé en pourcentage %. Les roches réservoirs peuvent contenir les fluides suivants :

- les hydrocarbures liquides (l'huile).

$$S_{huile} = \frac{V_{huile}}{V_p}$$

- Les hydrocarbures gazeux.

$$S_{gaz} = \frac{V_{gaz}}{V_p}$$

-L'eau de formation salée.

$$S_w = \frac{V_w}{V_p}$$

S_w : Saturation en eau.

V_w : Volume occupé par l'eau de formation.

S_{gaz} : Saturation en gaz .

V_{gaz} : Volume occupé par le gaz.

S_{huile} : Saturation en huile.

V_{huile} : Volume occupé par l'huile.

I.3. Les paramètres acoustiques de la roche :

3.1. La densité :

La densité d'une roche est définie comme étant le rapport de la masse de cette roche par unité de son volume :

$$\rho = \frac{\text{Masse de la roche}}{\text{Volume}} \quad (I-4)$$

Comme décrit au préalable, une roche est composée d'une matrice, et de pores, sa densité globale dépend de la densité de sa matrice, et de celle des fluides contenus dans les pores.

Pour une roche monominérale, saturée par deux fluides, Willy a décrit sa densité globale comme suit :

$$\rho_b = \rho_{Mat}(1 - \phi) + \rho_f \phi \quad (I-5)$$

- ρ_b : Densité globale de la roche.

- ρ_{Mat} : Densité de la matrice.

- ϕ : Porosité de la roche.

- ρ_f : Densité des fluides contenus dans les pores.

La densité du fluide est déterminée par la relation suivante :

$$\rho_f = (1 - S_w)\rho_{Hc} + \phi S_w \rho_w \quad (I-6)$$

- S_w : Saturation en eau de formation.

- ρ_w : Densité de l'eau de formation.

- ρ_{Hc} : Densité des hydrocarbures contenus dans les pores.

En substituant les deux formules précédentes, on obtient la relation suivante :

$$\rho_b = \rho_{Mat}(1 - \phi) + (1 - S_w)\rho_{Hc}\phi + S_w\rho_w\phi \quad (I-7)$$

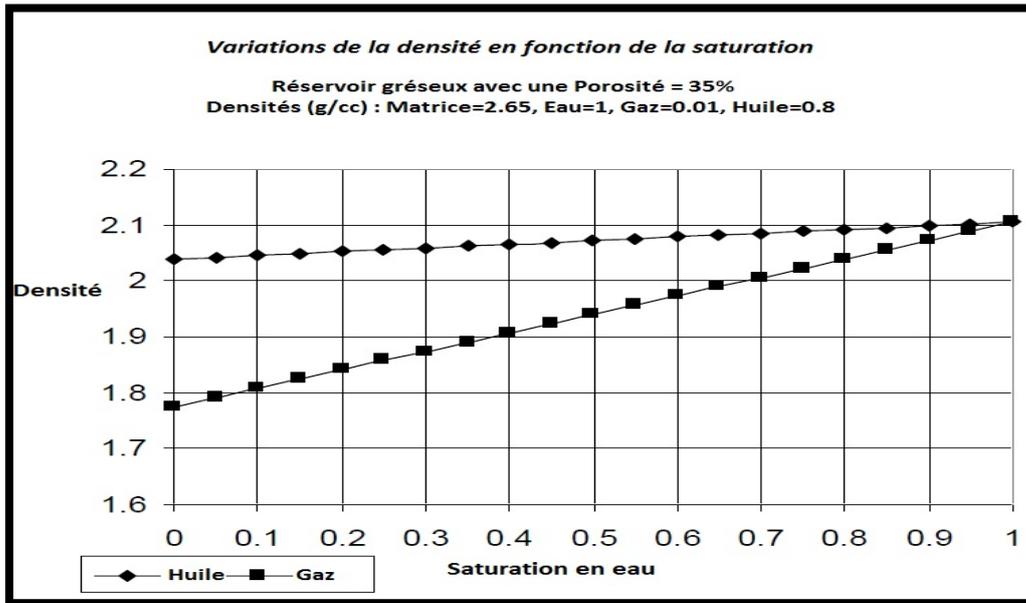


Figure I-7: Variation de la densité en fonction de la saturation en eau

La figure I-7, illustre la variation de la densité en fonction de la saturation en eau, dans deux réservoirs de même caractéristiques, l'un, saturé en gaz, et l'autre en huile, La chute de densité est clairement plus importante dans le réservoir à gaz, ce qui constitue un excellent moyen de distinction, qui jouera un rôle important dans la caractérisation des réservoirs.

➤ **Formule de Gardner :**

Une relation empirique entre la densité d'une roche sédimentaire et sa vitesse acoustique, a été obtenue par Gardner et Al en 1974. Et s'écrit comme suit :

$$\rho = a \cdot V^b \tag{I-8}$$

ρ : Densité

b : Energie de Gardner b=0.25.

V : Vitesse acoustique

a : Facteur de Gardner a=310 ,si V est donné en m/s.

➤ **Les études de Castagna :**

Castagna (1993) a prolongé le travail de Gardner en développant la relation vitesse – densité pour différentes lithologies :

Lithologie	A	B
Grés	0.200	0.261
Argiles	0.204	0.265
Calcaires	0.243	0.225
Dolomites	0.226	0.243
Anhydrites	0.600	0.160

Grés : $\rho = 0.2 \times V^{0.261}$

Argile : $\rho = 0.204 \times V^{0.265}$

Calcaire : $\rho = 0.243 \times V^{0.225}$

Dolomite : $\rho = 0.226 \times V^{0.243}$

Anhydrite : $\rho = 0.6 \times V^{0.16}$

Tableau I-2: Relation entre V et ρ dans différentes lithologies

3.2. La vitesse des ondes sismiques :

3.2.a. Introduction :

A la suite d'un ébranlement provoqué par une source, à la surface du sol, plusieurs ondes peuvent se propager dans la sub-surface, chaque onde possède une vitesse propre à elle, celle-ci dépend du mode de propagation de cette même onde, ces vitesses ne demeurent pas constantes pendant tout le trajet, elles sont sujettes à des variations dépendant des propriétés et caractéristiques physiques des formations géologiques traversées.

Dans un milieu homogène et isotrope, plusieurs ondes peuvent se propager. Dans le cadre de notre étude, on s'intéresse essentiellement à l'onde de compression **P**, et l'onde de cisaillement **S**.

➤ **Les ondes de compression P:**

Appelées aussi, ondes longitudinales, le mouvement des particules se produit dans la direction de propagation de l'onde, sous forme de dilatation et compression. Sa vitesse s'exprime :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (I-9)$$

Comme $\lambda = K - 2/3\mu$

$$V_p = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}} \quad (I-10)$$

Où :

λ et μ : sont les coefficients de Lamé.

ρ : La densité.

K : Le module d'incompressibilité.

➤ **Les ondes de cisaillement S :**

Appelées aussi, ondes transversales, le mouvement des particules se produit perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde, sous forme de cisaillement. Sa vitesse s'exprime :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (I-11)$$

3.2.b. Facteurs influents sur les vitesses :

Des études approfondies relatives aux vitesses des ondes sismiques, dans les roches sédimentaires, ont montré les principaux facteurs qui influent sur les vitesses, il s'agit de :

- ◆ La porosité et le contenu en fluides.
- ◆ La lithologie.
- ◆ La densité.
- ◆ La profondeur et l'âge géologique.
- ◆ La température.

3.2.c. Effet de la porosité et du contenu en fluides :

Dans le cas d'une roche poreuse, la formule de Willy, montre aussi, l'effet de la porosité, et du contenu en fluides sur les vitesses, et s'écrit comme suit :

$$\frac{1}{V} = \frac{1 - \phi}{V_{mat}} + \frac{\phi S_w}{V_w} + \frac{\phi(1 - S_w)}{V_{Hc}} \tag{I-12}$$

Avec :

-V : Vitesse globale de la roche.

- ϕ : La porosité de la roche.

- V_{mat} : Vitesse de la matrice.

- S_w : La saturation en eau.

- V_{hc} : Vitesse des hydrocarbures.

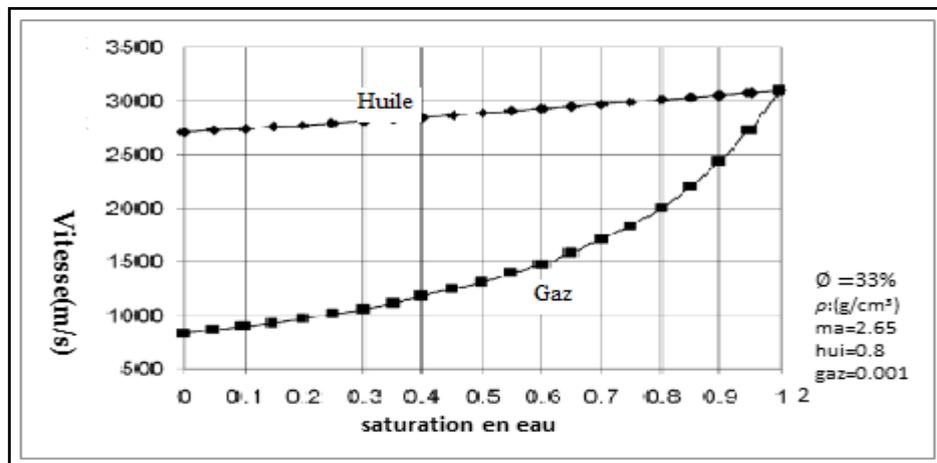


Figure I-8: Variation de la vitesse en fonction de la saturation en eau

La figure I-8, montre la variation des vitesses sismiques dans deux réservoirs de mêmes caractéristiques, l'un saturé en huile, et l'autre en gaz, on note l'influence du contenu en fluide sur la vitesse, de plus on remarque que la chute de vitesse est nettement plus importante, s'agissant d'une roche saturée en gaz.

La vitesse de propagation ondes, est considérée, comme étant le paramètre le plus sensible de la méthode sismique, en raison du grand contraste qu'elle peut avoir dans différentes lithologies. La figure 9, illustre quelques paramètres affectant les vitesses des ondes sismiques.

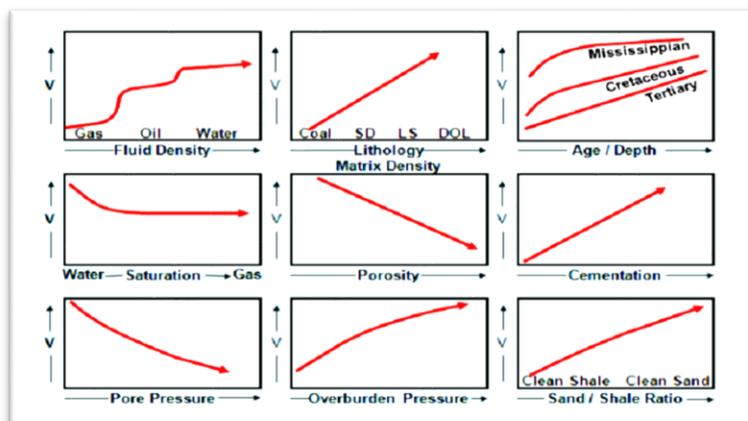


Figure I-9: Facteurs affectant les vitesses sismiques

3.2.d. Relation entre V_p et V_s :

➤ **Relation de Castagna :**

Castagna, a établi une relation empirique, reliant la vitesse des ondes de compression, et celle des ondes de cisaillement, dans la formation argileuses, saturées en eau, la relation s'écrit comme suit :

$$V_p = 1.16V_s + 1360 \quad (I-13)$$

V_p et V_s sont exprimées en Km/s.

On remarque que la relation (I-13) est une équation d'une droite, appelée, « **mudrock line** ».

Greenberg et Castagna, ont étendu la relation linéaire précédente pour différentes lithologies :

Grés : $V_s = 0.804V_p - 0.856 \quad (I-14)$

Calcaire : $V_s = -0.055V_p^2 + 1.017V_p - 1.031 \quad (I-15)$

Dolomites : $V_s = 0.583V_p - 0.867 \quad (I-16)$

➤ **Relation de Kreif :**

Kreif, a établi une relation empirique non linéaire, reliant les vitesses des ondes de compression, et celle des ondes de cisaillement, donnée par la formule que suit :

$$V_p^2 = a.V_s^2 \quad (I-171)$$

Pour les vitesses en Km/s, le coefficient "a" donné par Krief est résumé dans le tableau suivant :

Lithologie	a
Sables humides	2.213
Grés à Gaz	2.282
Grès à huile	2.033
Calcaires	2.872

Tableau I-3: Relation entre V_p et V_s

3.3. L'impédance acoustique :

L'impédance acoustique **Z** d'une couche géologique, est définie comme étant le produit de la vitesse de propagation de l'onde dans cette couche, avec sa densité.

$$Z = \rho.V \quad (I-18)$$

Cette relation montre bien que l'impédance acoustique **Z** est une caractéristique de la nature du milieu dans lequel se propage l'onde acoustique. Elle ne dépend que de la masse volumique et de la vitesse qui sont évidemment des caractéristiques du milieu.

1.4. Les paramètres élastiques de la roche :

4.1. Notion d'élasticité :

En subissant des contraintes, les matériaux peuvent réagir des deux manières qui suivent :

- **Comportement élastique:** Les contraintes agissant sur le matériau sont assez faibles et n'engendrent pas de déformations permanentes, ce qui veut dire qu'après l'interruption de la contrainte, le matériau retrouve sa forme initiale.
- **Comportement plastique:** Les contraintes agissant sur le matériau sont relativement fortes et engendrent des déformations irréversibles.

4.2. Loi de Hooke :

Elle stipule que la déformation est une fonction linéaire des contraintes, ceci n'est valable que dans le cas des petites déformations, en d'autre terme, cette loi n'est plus valable au-delà de la limite d'élasticité.

Dans un milieu homogène, isotrope et élastique, la loi de Hooke s'écrit comme suit :

$$\sigma_{ij} = \Delta \lambda \delta_{ij} + \mu \varepsilon_{ij} \quad (I-19)$$

Où :

δ_{ij} désigne le symbole de Kronecker, tel que :

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

σ et ε représentent respectivement, la contrainte et la déformation.

Δ : Dilatation volumique.

λ et μ représentent les modules de Lamé.

4.3. Modules d'élasticité :

Dans un milieu homogène et isotrope, obéissant à la loi de Hooke, la relation de proportionnalité entre contraintes et déformations ne dépend que de deux modules d'élasticité choisis parmi les suivants, dont chacun peut être déterminé à partir de deux autres comme le montre le tableau I-4 :

4.3.a. Module de Young E :

Tout matériau soumis à une contrainte relativement faible subit un raccourcissement (ou un allongement), le module de Young exprime le rapport entre contrainte et déformation comme suit :

$$E = \frac{F/S_0}{\Delta l/l_0} \quad (I-20)$$

Où :

ΔF = Force par unité de surface.

A = Section; L = Longueur initiale.

ΔL = Allongement ou raccourcissement.

4.3.b. Module de rigidité μ :

Le module de rigidité (appelé aussi module de cisaillement ou de Coulomb), représente la résistance des matériaux au cisaillement et est défini comme étant le rapport de la contrainte tangentielle à la déformation correspondante, pour un cisaillement pur le module s'écrit :

$$M = \frac{\Delta F/S_0}{\Delta x/x} \quad (I-21)$$

Où :

ΔF = Force tangentielle.

A = Surface de cisaillement.

x = Distance entre les surfaces de cisaillement.

Δx = Déplacement de cisaillement.

Les fluides n'ont aucune résistance au cisaillement, donc $\mu = 0$.

4.3.c. Module d'incompressibilité K :

Le module d'incompressibilité exprime la résistance d'un matériau à la compression, et est défini comme étant le rapport contrainte-déformation sous une pression hydrostatique simple :

$$K = \frac{\Delta P}{\Delta V/V} \quad (I-22)$$

Où :

ΔP : Variation de pression.

V : Volume

ΔV : Variation de volume.

Le module d'incompressibilité d'une roche est influencé par les fluides de saturation. Un fluide de saturation compressible tel que le gaz causera une diminution dans le module d'incompressibilité.

4.3.d. Coefficient de Poisson σ :

Le coefficient de Poisson est défini par le rapport entre le rétrécissement latéral et l'allongement longitudinal quand un matériau est soumis à une force de traction (dans le domaine élastique). Ainsi, il permet de caractériser le rétrécissement du matériau perpendiculairement à la direction de l'effort appliqué, et s'écrit comme suit :

$$\sigma = \frac{\Delta d/d_0}{\Delta l/l_0} \quad (I-23)$$

Où :

$\Delta d/d_0$: Déformation transversale

$\Delta l/l_0$: Déformation longitudinale, dans la direction de la traction.

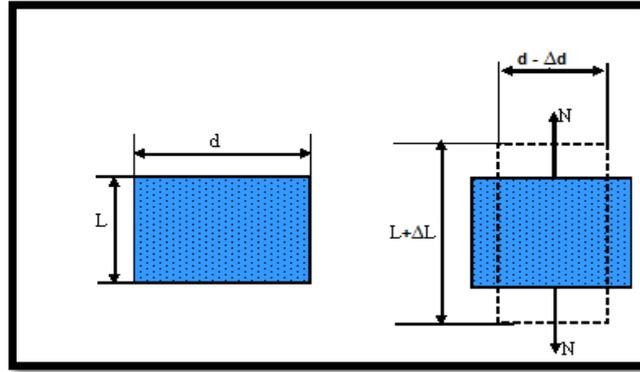


Figure I-10: Déformation longitudinale VS déformation transversale

On peut aussi exprimer le coefficient de Poisson en fonction de V_p/V_s :

$$\sigma = \frac{\gamma^2 - 2}{2\gamma^2 - 2} \tag{I-24}$$

Où : $\gamma = \frac{V_p}{V_s}$.

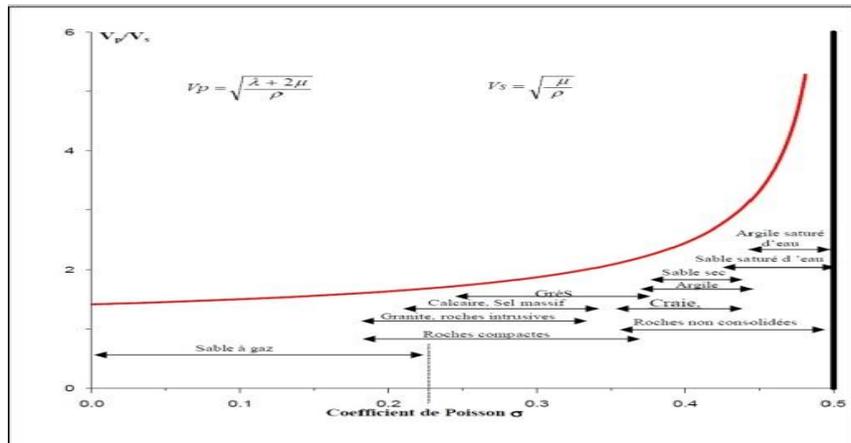


Figure I-11: Variation du coefficient de Poisson en fonction du rapport V_p/V_s

La Figure I-11 suivante montre la variation de coefficient de poisson en fonction du rapport V_p/V_s pour plusieurs types de lithologie. On remarque que les roches saturées en gaz ont un faible coefficient de Poisson inférieur à 0.15, tandis que les roches saturées en eau ont un coefficient de Poisson supérieur à 0.4. Des mesures effectuées par Domenico en 1977 dans les sables d'Ohio ont montré que σ est de l'ordre de 0.10-0.15 pour les sables imprégnés du gaz et de l'ordre de 0.40 pour les sables imprégnés de l'eau.

4.3.e. Paramètre de Lamé λ

Il existe aussi un autre paramètre, peu utilisé, appelé, paramètre de Lamé.

4.4. Relation entre les paramètres élastiques :

Le tableau I-4 exprime les différentes relations, entre les paramètres élastiques, tel que chaque paramètre peut être déterminé à partir de deux autres :

	(λ, G)	(E, G)	(K, λ)	(K, G)	(λ, ν)	(G, ν)	(E, ν)	(K, ν)	(K, E)	(M, G)
$K =$	$\lambda + \frac{2G}{3}$	$\frac{EG}{3(3G-E)}$			$\frac{\lambda(1+\nu)}{3\nu}$	$\frac{2G(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$			$M - \frac{4G}{3}$
$E =$	$\frac{G(3\lambda+2G)}{\lambda+G}$		$\frac{9K(K-\lambda)}{3K-\lambda}$	$\frac{9KG}{3K+G}$	$\frac{\lambda(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$	$2G(1+\nu)$		$3K(1-2\nu)$		$\frac{G(3M-4G)}{M-G}$
$\lambda =$		$\frac{G(E-2G)}{3G-E}$		$K - \frac{2G}{3}$		$\frac{2G\nu}{1-2\nu}$	$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$\frac{3K\nu}{1+\nu}$	$\frac{3K(3K-E)}{9K-E}$	$M - 2G$
$G =$			$\frac{3(K-\lambda)}{2}$		$\frac{\lambda(1-2\nu)}{2\nu}$		$\frac{E}{2(1+\nu)}$	$\frac{3K(1-2\nu)}{2(1+\nu)}$	$\frac{3KE}{9K-E}$	
$\nu =$	$\frac{\lambda}{2(\lambda+G)}$	$\frac{E}{2G} - 1$	$\frac{\lambda}{3K-\lambda}$	$\frac{3K-2G}{2(3K+G)}$					$\frac{3K-E}{6K}$	$\frac{M-2G}{2M-2G}$
$M =$	$\lambda + 2G$	$\frac{G(4G-E)}{3G-E}$	$3K - 2\lambda$	$K + \frac{4G}{3}$	$\frac{\lambda(1-\nu)}{\nu}$	$\frac{2G(1-\nu)}{1-2\nu}$	$\frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$\frac{3K(1-\nu)}{1+\nu}$	$\frac{3K(3K+E)}{9K-E}$	

Tableau I-4: Relation entre les différents paramètres élastiques

***Chapitre II :
Traitement en amplitudes
préservées***

Chapitre II: Traitement en amplitudes préservées

II.1. Introduction :

Les amplitudes des ondes sismiques enregistrées en surface sont directement proportionnelles aux coefficients de réflexion, et donc aux variations lithologiques, mais elles sont aussi affectées par d'autres facteurs dont l'objectif du traitement en amplitude préservée sera d'en minimiser l'effet.

1.1. Définition d'une amplitude :

Fonction qui représente l'importance d'une grandeur physique variable soit dans le temps soit dans l'espace, soit dans l'espace-temps.

L'amplitude représente l'écart entre les valeurs extrêmes d'une onde et l'axe des abscisses.

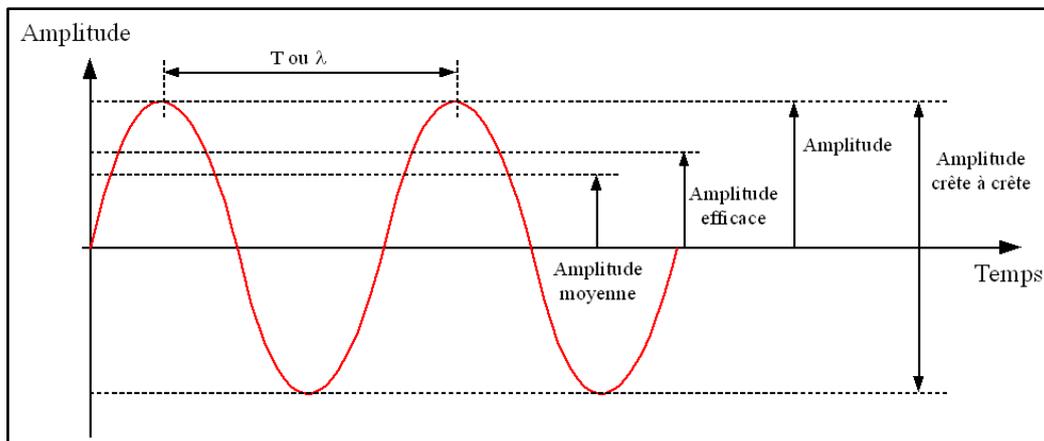


Figure II-1 : Amplitude d'une onde sinusoïdale

II.2. Principaux facteurs affectant les amplitudes des ondes sismiques :

2.1. Les facteurs dépendants de la sub-surface (Facteurs Endogènes) :

2.1.a. Divergence sphérique :

C'est le phénomène de décroissance de l'intensité de l'onde sismique, dû à une redistribution de l'énergie de l'onde dans des surfaces (fronts d'ondes) de plus en plus importantes, à chaque fois que l'on s'éloigne de la source, c'est un phénomène géométrique qui n'engendre aucune perte d'énergie.

➤ Cas d'un milieu homogène et isotrope :

Généralement un milieu homogène et isotrope possède une vitesse constante. Les rayons sismiques sont rectilignes et le front d'onde est sphérique, l'énergie sismique par unité de surface s'affaiblit proportionnellement à l'inverse du carré du rayon R de la sphère, d'où :

$$E_R = \frac{E_0}{R^2} \quad (\text{II-1})$$

En admettant que le carré de l'amplitude est égal à l'énergie, $A^2 = E$, on trouve :

$$A_x = \frac{A_0}{X} \tag{II-2}$$

A_x et A_0 , représentent respectivement l'amplitude à une distance x de la source, et celle du signal émis par cette dernière ($X=0$).

➤ *Cas d'un milieu hétérogène et anisotrope :*

Lorsque le milieu est hétérogène et anisotrope, les rayons sismiques ne sont plus rectilignes mais courbés et les fronts d'onde ne sont plus sphériques (fig. 2b).

En cas d'une stratification horizontale, et pour une incidence normale, Newman(1973) a montré que l'amplitude de l'onde est proportionnelle à $(V_{RMS}^2 \cdot t)$; le facteur de divergence sphérique d'une amplitude d'une réflexion à la nième couche est donnée par :

$$\frac{A_X}{A_0} = \frac{V_0}{V_{RMS}^2 t} \tag{II-3}$$

V_0 : Vitesse du premier milieu.

t : Temps vertical double.

V_{RMS} : Vitesse quadratique moyenne.

Avec :

$$V_{RMS} = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} V_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^{n-1} t_i} \tag{II-4}$$

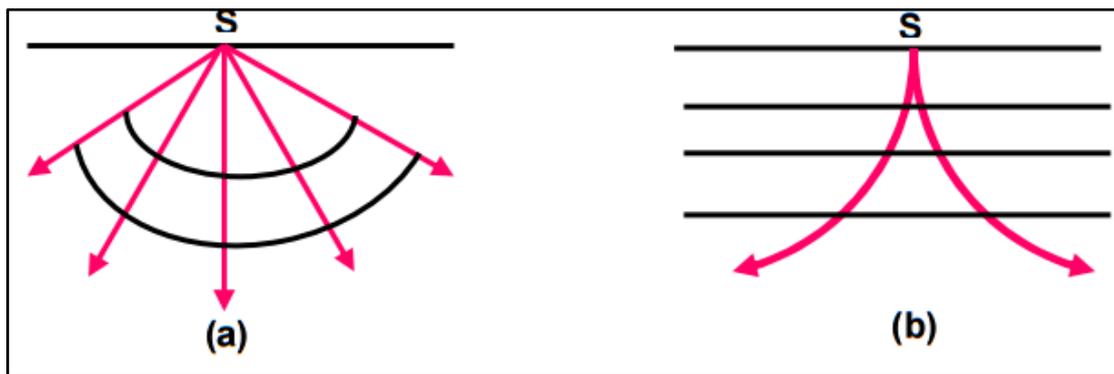


Figure II-2 : Forme des rayons sismiques et fronts d'ondes dans un milieu :

(a) homogène et isotrope (b) hétérogène et anisotrope

➤ Cas d'une incidence oblique :

Dans le cas d'une incidence oblique, l'atténuation de l'amplitude de l'onde sismique par divergence sphérique, sera fonction de l'offset et de l'angle d'incidence, et est exprimée comme suit :

$$D = \frac{x^2 + 2x \sum_{i=1}^{n-1} h_i \tan^3 \theta_i}{\tan \theta_1} \quad (II-5)$$

x : Offset

θ : Angle d'incidence

2.1.b. Absorption :

C'est le phénomène de décroissance de l'amplitude des ondes sismique, dû à une transformation irréversible de l'énergie sismique en chaleur par effet Joule. Ce phénomène est attribué généralement à des frottements entre particules composant la roche, et se manifeste dans les milieux qui ne sont pas parfaitement élastiques.

Toute onde sinusoïdale de fréquence donnée se propageant dans un milieu absorbant subit une décroissance d'amplitude de loi exponentielle. Cette décroissance est d'autant plus élevée que la fréquence est grande. La couche altérée constitue le milieu le plus absorbant. La décroissance mesurée entre deux points permet de déterminer à la fréquence de l'onde le pouvoir absorbant du milieu.

L'amplitude de l'onde A_z à la profondeur Z , est liée à l'amplitude de l'onde initiale A_0 par la relation :

$$A_z = A_0 e^{-\alpha z} \quad (II-6)$$

α : Coefficient d'absorption du milieu. Il est exprimé en Neper par unité de longueur (Neper/mètre).

A_z : Amplitude de l'onde à la profondeur Z .

A_0 : Amplitude initiale de l'onde à la profondeur $Z=0$.

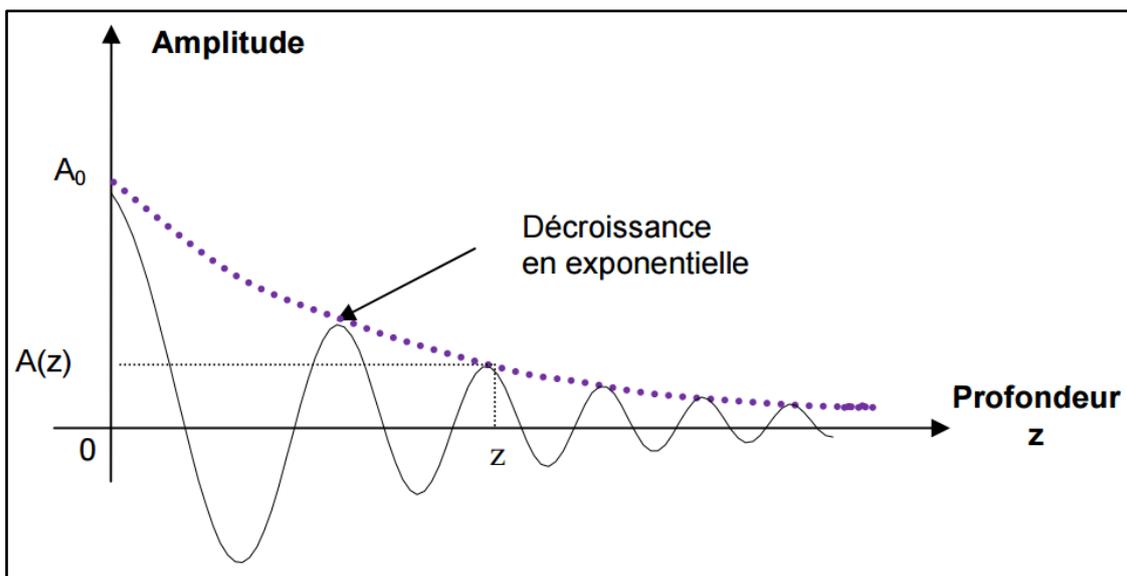


Figure II-3 : Atténuation de l'onde sismique par absorption

2.1.c. Perte par transmission :

Une onde de compression incidente A_i sur une interface, donne naissance à une onde de compression réfléchie A_r , et une onde de compression transmise A_t dans le second milieu. Le rapport qui lie l'onde réfléchie A_r et l'onde incidente A_i est appelé le coefficient de réflexion R .

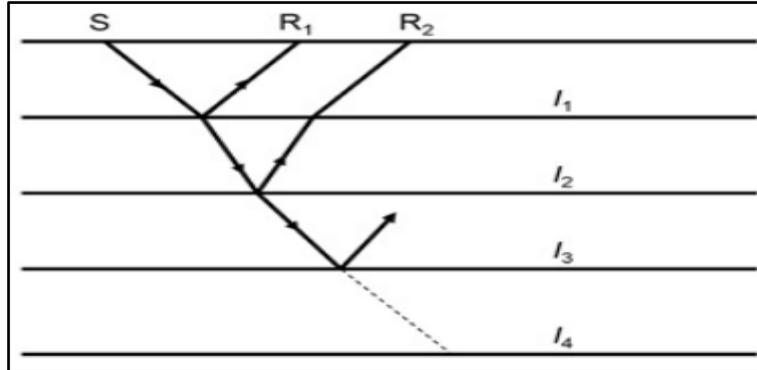


Figure II-4 : Réflexion et transmission de l'onde sismique

Considérons un milieu à stratification horizontale, la source S émise va se propager dans le milieu, en rencontrant l'interface I_1 , une partie de son énergie sera réfléchie selon un coefficient de réflexion R_{12} , l'autre partie étant transmise au second milieu, en R_1 on aura :

$$w_1(t) = R_{12}w(t) \tag{II-7}$$

L'énergie transmise dans le second milieu (avec un coefficient de transmission $T_{12}=1+R_{12}$) est réfléchie en I_2 avec un coefficient de réflexion R_{23} , l'énergie se propage une seconde fois dans le premier milieu mais dans le sens opposé (avec un coefficient $-R_{12}$), l'énergie enregistrée en R_2 , est exprimée comme suit :

$$w_2(t) = R_{23}(1 + R_{12})(1 - R_{12})w(t) \tag{II-8}$$

$$w_2(t)R_{23}(1 - R_{12}^2) \tag{II-9}$$

A la $i^{\text{ème}}$ interface on aura ainsi :

$$w_i(t) = R_{i,i+1}(1 + R_{i-1,i})(1 - R_{i-1,i})w(t) \tag{II-10}$$

Si on considère une réflexion à incidence normale sur un réflecteur n donné, l'amplitude de l'onde réfléchie A_n arrivant en surface est donnée par la relation :

$$A_n = A_0 R_n \prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_i^2) \tag{II-11}$$

2.1.d. Les multiples :

Pratiquement, l'enregistrement sismique comporte, outre les réflexions primaires, des réflexions multiples. Ce sont des arrivées qui ont subi plus d'une réflexion sous forme de rebonds avant d'atteindre le récepteur. On distingue deux types de multiples:

➤ Les multiples à long trajet :

Le chemin parcouru par ces réflexions est long comparé aux réflexions primaires provenant des mêmes réflecteurs. Les multiples longs représentent des arrivées distinctes des réflexions primaires.

➤ Les multiples à court trajet :

Appelés en anglais peg-leg, ils ont été réfléchis successivement sur le toit et la base des couches minces. Leur effet est de retarder une partie de l'énergie dans le temps, ce qui causera un allongement l'ondelette, diminuant ainsi le pouvoir de résolution.

➤ Les réverbérations :

Dites aussi singing, sont généralement liées à la présence d'une couche d'eau. Cet effet résulte d'interférences constructives entre les réflexions causées par le fond de la mer et la surface.

Les multiples longs forment un signal distinct des réflexions primaires, tandis que les multiples courts et les réverbérations interfèrent avec la réflexion primaire, modifiant ainsi son amplitude.

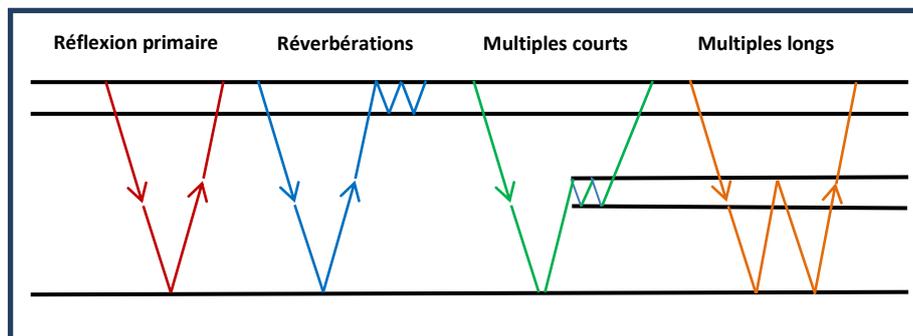


Figure II-5 : Les différents types de multiples

2.2. Les facteurs indépendants de la subsurface (facteurs exogènes) :

2.2.a. Facteurs liés à l'émission :

➤ La directivité :

La directivité d'un groupe de sources formant un point de tir résulte d'interférences entre les signaux émis par ses divers éléments. Aussi, pour être directionnel, le système doit avoir des dimensions qui soient supérieures à une certaine fraction, par exemple le quart de la longueur d'onde des signaux considérés. Faute de quoi, les interférences constructives et destructives peuvent se produire.

Le diagramme de directivité d'un système indique comment varie, en fonction de la direction, l'amplitude du signal qu'il émet. Pour le cas des ondes P (longitudinales), les ondes les plus utilisées dans l'industrie, une source idéale est celle qui donne une amplitude maximale selon la direction verticale, et minimale selon la direction horizontale

➤ Le couplage :

Il dépend essentiellement de la nature du terrain, et de la base plate de la source vibrosismique. Le mauvais couplage au niveau de la source se traduit par une atténuation des hautes fréquences, et la création d'ondes parasites (harmoniques) en vibrosismique.

2.2.b. Facteurs liés à la réception :

➤ Le couplage :

Il dépend de la façon d'implantation du géophone, ainsi que la nature du terrain. Dans le cas d'un mauvais couplage, le géophone n'enregistre pas exactement le mouvement de sol.

➤ La sensibilité :

L'énergie captée par le géophone dépend directement de sa sensibilité.

2.3. La zone altérée :

C'est un milieu hétérogène, altéré et peu consolidé dont les pores contiennent beaucoup d'air. Elle se caractérise par une faible vitesse de propagation et un facteur d'absorption important (dû à l'hétérogénéité) et une épaisseur très variable. Elle introduit par conséquent des retards de temps et des déformations de l'ondelette, et génère des bruits spécifiques (ground-roll) très énergiques et de basses fréquences.

II.3. Récupération des amplitudes réelles

L'inversion simultanée des données sismiques est une inversion d'amplitudes, il est nécessaire de corriger tous les effets affectant ces dernières, pour s'assurer qu'elles ne contiennent que les informations liés aux coefficients de réflexion, et donc à la lithologie.

Le traitement en amplitudes préservées consiste à préserver les amplitudes, c'est-à-dire les corriger de tout facteur non lié à la lithologie, l'étape clé de ce type de traitement consiste à récupérer les amplitudes réelles, pour cela, on applique les corrections suivantes :

- Compensation de la divergence sphérique.
- Correction de l'absorption.

3.1.a. Correction de la divergence sphérique :

Elle consiste à compenser les variations des amplitudes des ondes sismiques dues à l'expansion de leur front d'onde en fonction du temps .Or, cette expansion du front d'onde en fonction du temps est généralement inversement proportionnelle au trajet de parcours.

L'amplitude décroît selon l'inverse de la distance parcourue par l'onde, la correction peut être effectuée en multipliant l'amplitude du signal sismique (trace sismique) par la distance, mais comme le seul paramètre dont on dispose à ce stade est le temps de parcours t (absence d'information sur la loi de vitesse), on utilisera une loi empirique de type « $a.t^n$ » pour effectuer la correction.

Où :

t : Temps de parcours de l'onde.

a : Constante déterminée à travers des tests.

n : Exposant compris entre 1 et 2.

$$T_c(t) = T(t) \cdot a.t^n \quad (\text{II-12})$$

T_c : Trace sismique corrigée.

T : Trace sismique avant correction.

3.1.b. Compensation de l'absorption :

Consiste à compenser l'atténuation des amplitudes par absorption, on sait que cette atténuation est de forme exponentielle, afin de la compenser nous allons multiplier l'amplitude par l'inverse du facteur d'atténuation c'est-à-dire par : $e^{\alpha f n t}$

Où :

t : Temps de parcours de l'onde.

α : Facteur d'absorption.

f : Fréquence.

n :Facteur déterminé par des essais.

$$T_c(t) = T(t) \cdot e^{\alpha f n t} \quad (\text{II-13})$$

T_c : Trace sismique corrigée.

T : Trace sismique avant correction.

Les deux corrections peuvent être combinées comme suit :

$$T_c(t) = T(t).e^{\alpha f^{nt}} . a.t^n \quad (\text{II-14})$$

II.4. Séquence de traitement en amplitudes préservées :

La séquence de traitement recommandée pour une inversion sismique consisterait à :

- Corriger l'effet des facteurs affectant les amplitudes et qui ne sont pas dû à la lithologie.
- Améliorer le rapport Signal/Bruit.
- Améliorer la résolution.
- Repositionner les évènements à leur place.

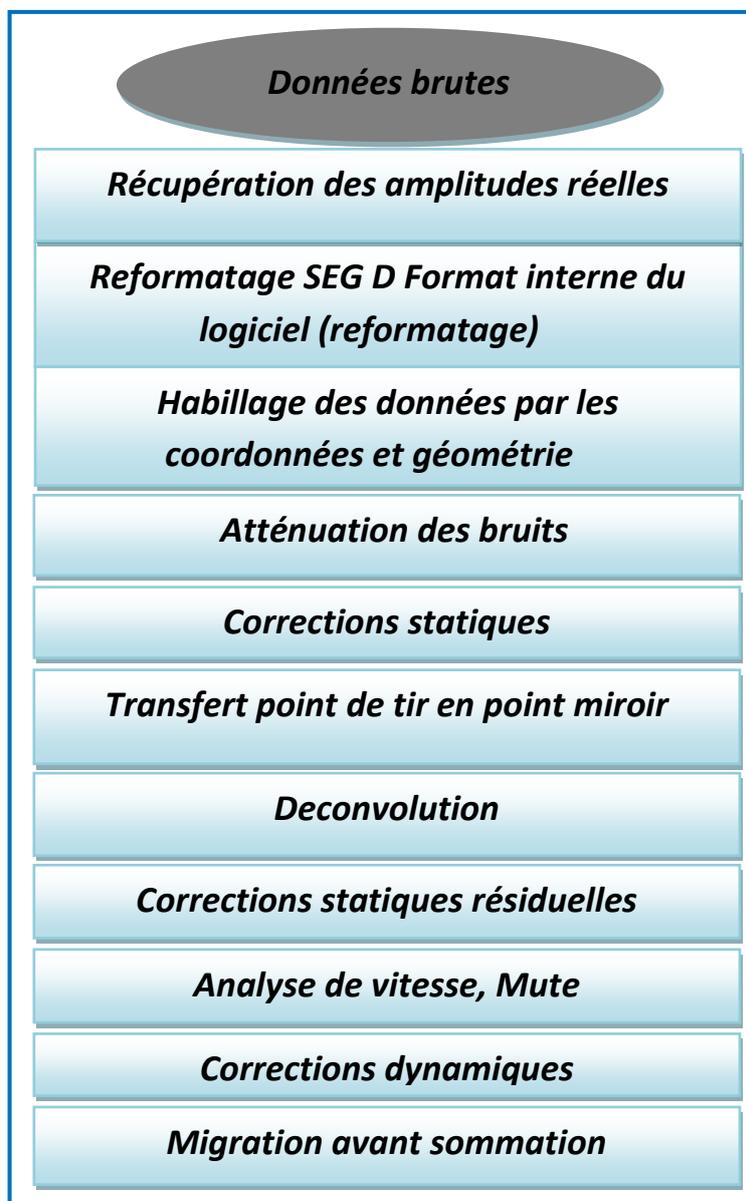


Figure II-6 : Séquence de traitement en amplitudes préservées

La figure II-6 illustre les étapes de la séquence de traitement que l'on va décrire brièvement :

4.1. Le reformatage :

Représente la conversion du format de la bande magnétique terrain (seg.y, seg.d, ...etc) vers un autre format correspondant aux différentes interfaces de traitement (Géovecteur, Oméga, ...), pour que ce logiciel puisse lire et télécharger les données de la bande magnétique.

4.2. Habillage et géométrie :

C'est l'étape qui suit le reformatage. On introduit dans le logiciel de traitement les données de toute la géométrie de la zone étudiée dans un fichier, c'est-à-dire que les profils de cette zone seront matérialisés par leurs coordonnées géométriques pour obtenir le plan de position utilisée durant toute la campagne sismique.

4.3. L'atténuation des bruits :

Chaque type de bruit possède un contenu adéquat qui l'identifie et le distingue du signal utile pour l'éliminer sans toucher à la valeur du signal. Il existe des bruits difficiles à éliminer dont on essaiera d'optimiser l'atténuation en améliorant le rapport signal sur bruit (S/B).

4.4. Les corrections statiques :

On observe que l'arrivée correspondant à un horizon n'a plus la forme d'une hyperbole. Ceci est dû aux différences d'altimétries du couple émetteur/récepteur, et à l'effet de la zone altérée. Les corrections statiques ont pour but de corriger les temps des différentes traces de façon à ramener toutes les traces au même plan de référence (DP : Datum Plane), telle que la vitesse sous cette surface soient constantes le long du profil (égale à celle du substratum).

4.5. La Déconvolution :

Afin d'approcher au mieux les coefficients de réflexion, le signal doit être proche d'un dirac, pour cela, on applique une déconvolution qui consiste à minimiser l'effet de l'ondelette améliorant ainsi la résolution.

4.6. Corrections statiques résiduelles :

Il arrive souvent que les corrections statiques soient insuffisantes et imprécises, ceci peut être dû à une mauvaise estimation de l'épaisseur et la vitesse de la zone altérée. Ces imprécisions engendrent un bruit à la sommation et filtre les hautes fréquences de la trace somme, les corrections statiques résiduelles ont pour but de corriger ces imprécisions. Elles consistent à améliorer la sommation à l'intérieur des points miroirs par la mise en phase des signaux avant addition et cela sans modifier la position des horizons. Ceci aura pour conséquences l'optimisation de l'addition dans la trace somme, et ainsi l'amélioration des analyses de vitesse.

4.7. L'analyse de vitesse :

Consiste à déterminer les vitesses moyennes quadratiques en fonction des temps doubles. Elle a pour but de ramener les trajets réfléchis à des trajets verticaux en éliminant l'effet de l'offset (sur les temps). L'analyse des vitesses doit être réalisée avec soin, de préférence en continue (pour chaque CDP).

4.8. Le mute :

Le mute est une opération qui consiste à supprimer une partie de la trace sismique par la remise à zéro des échantillons [les premières arrivées (réfractions), traces mortes et étirements dus aux corrections dynamiques (NMO stretch)].

4.9. Corrections dynamiques :

Les corrections dynamiques sont appelées NMO (Normal Move Out), sont destinées à corriger les traces de l'effet de courbure (produit par l'offset).

4.10. La migration avant sommation :

Le but de la migration avant sommation est de :

- Replacer les horizons en présence d'une tectonique perturbée en position spatiale correcte, tout en corrigeant l'effet de pendage (DMO).
- Collapser l'énergie diffractée.

Après avoir subi la séquence de traitement précédentes, les variations d'amplitudes dans les traces sismiques, ne sont liées qu'aux variations lithologiques, ainsi les résultats d'inversions seront proches de la réalité géologique.

***Chapitre III :
Fondements mathématiques de
l'inversion***

Chapitre III: Fondements mathématiques de l'inversion

III.1. Qu'est-ce qu'un problème inverse ?

En science, des expériences sont effectuées sous conditions contrôlées, afin de comprendre le comportement de différents systèmes physiques, pour cela, on admet une distribution des paramètres du système, pour laquelle nous allons estimer la réponse, cette réponse est appelée données expérimentales ou observations, pour ce faire, on a besoin de déterminer la relation liant les paramètres aux observations, en perturbant à chaque fois la distribution des paramètres du système. Lorsque la relation qui lie les deux espaces (Paramètres et observations) est connue, l'estimation de la réponse d'un système, pour une distribution de paramètres donnée est appelée, problème directe.

Le problème inverse consiste à déterminer des causes, connaissant des effets, ces derniers sont représentés par des observations ou données mesurées, tandis que les causes représentent à leur tour les paramètres du système étudié, ou paramètres du modèle.

Les mêmes causes produisent les mêmes effets, mais un même effet peut provenir de différentes causes, traduisant ainsi la non-unicité de la solution, et le caractère mal posé de ce type de problèmes, il est donc nécessaire d'intégrer des informations à priori pour réduire l'espace de probabilités, et aboutir à une solution unique.

III.2. Problème bien ou mal posé ?

Le célèbre mathématicien Jacques Salomon Hadamard, a introduit en 1923, la notion de problème bien posé, cette dernière est gouvernée par les trois critères qui suivent :

- Critère d'existence : la solution existe.
- Critère d'unicité : la solution doit être unique.
- Critère de stabilité : la solution dépend continûment des données, une erreur de mesure, doit avoir le même ordre de grandeur dans l'estimation des paramètres du modèle.

Les problèmes inverses ne vérifient souvent pas l'une ou l'autre de ces conditions, voire les trois ensembles, pour les raisons suivantes :

- Un modèle physique étant fixé, les données expérimentales dont on dispose sont en général bruitées, et rien ne garantit que de telles données proviennent de ce modèle, même pour un autre jeu de paramètres.
- Si une solution existe, il est parfaitement concevable que des paramètres différents conduisent aux mêmes observations.
- La non-unicité est un problème plus sérieux. Si un problème a plusieurs solutions, il faut un moyen de choisir entre elles. Pour cela, il faut disposer d'informations supplémentaires (une information a priori).
- Le manque de continuité est sans doute le plus problématique, en particulier en vue d'une résolution approchée ou numérique. Cela veut dire qu'il ne sera pas possible (indépendamment de la méthode numérique) d'approcher de façon satisfaisante la solution du problème inverse, puisque les données disponibles seront bruitées donc proches, mais différentes, des données réelles.

III.3. Formulation du problème :

La plupart des phénomènes physiques peuvent être décrit mathématiquement, comme définit au préalable, les équations qui décrivent la réponse d'un système en fonction des paramètres du modèle est appelé problème direct et est formulé comme suit :

$$d_i = \int_0^z K_i(z) \cdot p(z) dz \quad (\text{III-1})$$

d_i : Représente la $i^{\text{ème}}$ donnée mesurée ou observée.

$p(z)$: Représentation spatiale des paramètres du modèle.

$K(z)$: Représente la relation mathématique liant l'espace des données à celui des paramètres, appelé Kernel.

z : Représente une variable spatiale.

Le problème inverse consiste à calculer les paramètres du modèle $p(z)$, à partir des données mesurées d_i en se basant sur la relation liant les deux espaces, cette dernière peut être linéaire ou non linéaire, lorsque le Kernel n'est pas linéaire, on procède à une linéarisation, dans la suite de ce chapitre nous allons traiter séparément les problèmes inverses linéaires et non linéaires.

3.1. Problème inverse linéaire :

Considérons un nombre fini de données mesurées, le problème inverse consiste à déterminer un nombre fini paramètres du modèle qui justifient le mieux les mesures, afin de poser mathématiquement le problème, il a été formulé comme suit :

$$d_i = G_{ij} m_j \quad (\text{III-2})$$

d : représente le vecteur de données, observées ou mesurées.

m : représente le vecteur des paramètres du modèle.

G : matrice qui représente la relation mathématique permettant de passer de l'espace des paramètres à celui des données, appelée Kernel.

Pour un problème inverse bien posé la solution exacte peut être calculée comme suit :

- En utilisant les méthodes numériques de résolution directe des systèmes linéaires.
- En calculant l'inverse de la matrice G :

$$m_j = G_{ij}^{-1} d_i \quad (\text{III-3})$$

Ce cas est très rare en pratique à cause du caractère mal posé du problème, en géophysique les problèmes inverses peuvent être :

- Surdéterminés : $i > j$ nombre de mesures supérieur au nombre de paramètres.
- Sous-déterminés : $i < j$ nombre de mesures inférieur au nombre de paramètres.
- Uniformément déterminés : $i = j$ nombre de mesure égale au nombre de paramètres, mais ce qui ne représente pas forcément un problème bien posé car :
 - La matrice G , peut être singulière et donc non inversible.
 - Le système peut être mal conditionné (instable).

Nous verrons plus tard que pour surmonter le caractère mal posé du problème, nous allons essayer de le poser autrement, c'est-à-dire le remplacer par un autre problème qui se rapproche d'un problème bien posé.

3.1.a. Méthode des moindres carrés :

Gauss(1809) a suggéré que les données mesurées ne correspondent pas parfaitement aux paramètres du modèle, ceci est dû à l'erreur expérimentale (bruit), appelée résiduelle :

$$d - Gm = e \tag{III-4}$$

Ainsi, la meilleure façon d'obtenir une solution unique, qui se rapproche le mieux de la solution exacte, est de minimiser l'écart entre les données mesurées, et les données calculées à partir des paramètres estimés, au sens des moindres carrés (norme euclidienne L2), et qui s'écrit comme suit :

$$\phi = e^T e = \sum_{i=1}^n (d_i - \sum_{j=1}^p G_{ij} m_j)^2 \tag{III-5}$$

ϕ : Appelée fonction coût, ou fonction objective.

Comme mentionné plus haut, pour surmonter le caractère mal posé du problème, nous l'avons reformulé de sorte que ce dernier consiste à réduire l'écart entre les données mesurées et celle prédites au sens des moindres carrés, et donc la résolution du problème va consister à minimiser la fonction coût.

$$\phi = (d - Gm)^T (d - Gm) \tag{III-6}$$

Ainsi, pour minimiser cette fonction, nous allons annuler sa dérivée pour tout m :

$$\frac{\partial \phi}{\partial m} = \frac{\partial}{\partial m} (d^T - d^T Gm - m^T G^T d + m^T G^T Gm) = 0$$

On obtient:

$$-d^T G - G^T d + G^T Gm + m^T G^T G = 0$$

Qui donne:

$$G^T Gm = G^T d \iff \dot{m} = (G^T G)^{-1} G^T d \tag{III-7}$$

La quantité (III-7) représente la solution générale des problèmes inverses linéaires.

3.1.b. Régularisation du problème inverse linéaire :

Avant d'aborder la notion de régularisation il est nécessaire de définir d'abord la notion d'information à priori.

➤ L'information à priori :

C'est une information connue au préalable, qui ne dépend pas des données observées, elle peut provenir des mesures directes des paramètres du modèle (sur des affleurements de structures, ou données de puits), d'expérimentations, ou de la théorie sur la physique du système. Ces informations sont souvent limitées spatialement.

En géophysique, et sciences associées, les données observées sont souvent bruitées, et donc contiennent des signaux non représentatifs de l'état du modèle, en inversant ces données, la solution résultante peut dévier de la réalité géologique, afin de contraindre le système à converger vers la solution réelle, on peut utiliser des informations à priori.

L'incorporation de ses informations sert aussi à contraindre le système à choisir une, parmi les nombreuses solutions équivalentes du modèle.

La régularisation d'un problème inverse correspond à l'idée que les données seules ne permettent pas d'obtenir une solution acceptable et qu'il faut donc introduire une information a priori sur la régularité de l'objet à estimer. Nous entendons ici par le terme régularité le fait que l'objet, pour des raisons physiques tenant à sa nature même, doit posséder certaines propriétés, ou encore obéir à certaines règles (de signe, de taille, de fréquences par exemple). La solution résulte alors d'un compromis entre l'exigence de fidélité aux données et celle de la régularité postulée de l'objet.

On peut définir la régularisation comme étant une manière de forcer le système à converger vers la solution réelle en se basant sur des informations à priori, et ce, en ajoutant un second terme à la fonction coût qu'on cherchera à minimiser.

➤ Formulation mathématique de la régularisation :

La régularisation peut être formulée comme suit :

$$Dm=h \quad (\text{III-8})$$

Où :

m : Représente le vecteur des paramètres du modèles.

h : Représente le vecteur des informations à priori.

D : Matrice diagonale, qui opère sur le vecteur m, pour préserver les informations à priori contenues dans h.

Nous chercherons à minimiser l'écart entre les paramètres estimés et les informations à priori, la fonction coût s'écrira comme suit :

$$\phi = (d - Gm)^T \cdot (d - Gm) + \beta^2 (Dm - h)^T (Dm - h) \quad (\text{III-9})$$

β : constante qui représente le poids qu'on souhaite donner à notre régularisation, elle dépend de la fiabilité des informations à priori, et est appelée constante de régularisation.

On minimise cette fonction en annulant sa dérivée, on obtient :

$$2G^T G m - 2G^T d + 2\beta^2 D^T D m - 2\beta^2 D^T h = 0 \quad (III-10)$$

Ce qui donne :

$$(2G^T G + 2\beta^2 D^T D) m = 2G^T d + 2\beta^2 D^T h \implies \hat{m} = (2G^T G + 2\beta^2 D^T D)^{-1} (2G^T d + 2\beta^2 D^T h) \quad (III-11)$$

3.2. Problème inverse non linéaire :

Dans la majorité des problèmes en géophysique, la relation de la modélisation directe n'est pas linéaire, ce qui rend la résolution du problème inverse complexe. Dans la pratique, pour parvenir à des méthodes de résolution plus simples à mettre en œuvre, ce problème est linéarisé.

3.2.a. Caractérisation de la linéarité :

Dans bon nombre de problèmes en géophysique, les données sont reliées aux paramètres par des relations non linéaires, certaines d'entre elles peuvent être facilement réarrangées sous forme linéaire.

Prenons l'exemple de la sismique réfraction, on veut calculer les vitesses des différentes couches, à partir des mesures des temps d'arrivées :

$$t_n = \frac{X_n}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos \theta_i}{V_i} \quad (III-12)$$

La relation entre l'espace de données et celui des paramètres n'est pas linéaire, pour la linéariser on remplace simplement le paramètre recherché qu'est la vitesse, par la lenteur ($S = \frac{1}{V}$), et donc la résolution du problème, revient à déterminer la lenteur en utilisant les méthodes de résolution linéaires.

$$t_n = X_n S_n + \sum_{i=1}^{n-1} 2h_i \cos \theta_i S_i \quad (III-13)$$

Afin de linéariser le problème, nous avons effectué une paramétrisation, en remplaçant le paramètre désiré par un autre.

Cependant il existe des relations complexes qui ne peuvent être linéarisées par simple paramétrisation, comme dans le cas de la prospection électrique, où on cherche à déterminer la résistivité de chaque couche du sous-sol à partir de la résistivité apparente mesurée en surface. Considérons un dispositif de Wenner, pour un terrain à deux couches, la relation mathématique reliant la résistivité apparente à la résistivité vraie du milieu s'exprime comme suit :

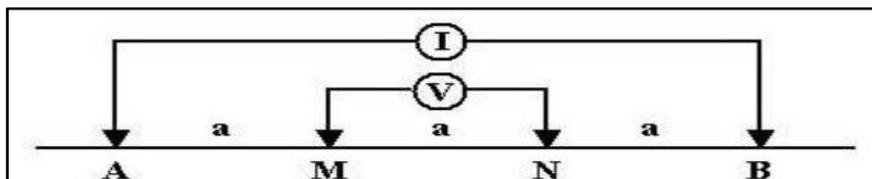


Figure III-III-1 Dispositif de Wenner

$$\rho_a = \rho_1 \left\{ 1 + 4 \sum_0^\infty \frac{K^n}{\left(1 + \frac{2nh}{a}\right)} - 2 \sum_0^\infty \frac{K^n}{\left(1 + \frac{nh}{a}\right)} \right\} \quad (\text{III-14})$$

Où :

$$K = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

n : le nombre de couches.

H : l'épaisseur de la couche.

La forme générale de ce type de problème s'écrit comme suit :

$$d_i = f_i(m) \quad (\text{III-15})$$

Tel que f représente la fonction non linéaire de la modélisation directe.

Gauss a suggéré que les problèmes non linéaires peuvent être résolus de manière itérative par approximations successives de la solution, à partir d'un modèle initial, tout en utilisant la méthode des moindres carrés, pour cela, on reformule le problème sous forme d'approximation linéaire en exprimant le développement limité de la fonction f dans la série de Taylor comme suit :

Soit m_0 : modèle initial basé sur une information à priori.

$$d^o = f(m^o) \quad (\text{III-16})$$

Pour converger vers la solution du problème, le modèle initial subit des perturbations élémentaires :

$$m = m^o + \partial m \quad (\text{III-17})$$

f est supposée linéaire au voisinage de m^o , le développement de Taylor de f s'écrit alors :

$$f(m) = f(m_1^o + \partial m_1, m_2^o + \partial m_2 + \dots, m_p^o + \partial m_p) \quad (\text{III-18})$$

$$m) = f(m^o) + \frac{\partial f_i}{\partial m_1} \partial m_1 + \frac{\partial f_i}{\partial m_2} \partial m_2 + \dots + \frac{\partial f_i}{\partial m_p} \partial m_p + \text{termes supérieurs} \quad (\text{III-19})$$

En négligeant les termes supérieurs, la série de Taylor exprimera l'approximation linéaire de f au voisinage de m^o :

$$f(m) = f(m^o) + \sum_{j=1}^p \left[\frac{\partial f_i}{\partial m_j} \Big|_{m=m^o} \partial m_j \right] + O(\|\partial m\|^2) \quad (\text{III-20})$$

En prenant en considération les erreurs de mesures(ou bruits), on écrit :

$$d=f(m)+e \tag{III-21}$$

$$e=d-f(m)=d-f(m^{\circ})-\sum_{j=1}^p\left[\frac{\partial f_i}{\partial m_j}\right]_{m=m^{\circ}}\partial m\Bigg]+O(\|\partial m\|^2) \tag{III-22}$$

Cette forme est appelée GLI, **Generalised linear inversion**.

Posons :

$$y=d-f(m^{\circ}) \tag{III-23}$$

$$A=\frac{\partial f_{ij}}{\partial m_j} \tag{III-24}$$

$$X=\partial m \tag{III-25}$$

Avec:

$$e = y - Ax \tag{III-26}$$

Tel que :

- y : représente la différence entre les données calculées à partir du modèle initial et celles observées.
- A : Matrice contenant les dérivées partielles de f, de taille (n×p), pour n données et p paramètres, appelée matrice jacobienne.
- X : représente les perturbations à apporter à m° pour minimiser le résidu e.

3.2.b. Formulation au sens des moindres carrés :

La résolution du problème revient à déterminer la perturbation x, apportée au model initial m°, pour obtenir m, pour cela on va minimiser le résidu au sens des moindres carrés, sous forme de fonction coût :

$$\phi=(d-f(m))^T(d-f(m)) \tag{III-27}$$

En remplaçant les simplifications établies précédemment on obtient :

$$\phi=e^T e= (y- Ax)^T(y- Ax) \tag{III-28}$$

3.2.c. Résolution du problème : Optimisation non linéaire sans contrainte:

➤ Méthode de Gauss-Newton :

Tout comme le cas de l'inversion linéaire, la résolution du problème consistera à minimiser la fonction coût, en annulant sa dérivée, comme suit :

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} (y^T y - x^T A^T y - y^T A x + x^T A^T A x) = 0 \quad (III-29)$$

Ce qui donne :

$$-A^T y - y^T A + A^T A x + x^T A^T A = 0 \quad (III-30)$$

On obtient la solution du problème des moindres carrés qui représente la perturbation du modèle :

$$X = (A^T A)^{-1} A^T y \quad (III-31)$$

Ainsi, la perturbation X sera appliquée au modèle initial m^0 , afin d'obtenir une meilleure estimation de la solution du problème :

$$m^1 = m^0 + X \quad (III-32)$$

Si les données estimées à partir de m^1 , ne correspondent pas aux observations, on refait la procédure, et on effectue plusieurs itérations jusqu'à la convergence de la solution avec la précision recherchée.

La forme générale de la solution s'écrit :

$$m^{k+1} = m^k + (A^T A)^{-1} A^T y \quad (III-33)$$

Où, la matrice jacobienne est calculée en m^k .

• Limites de la méthode :

La méthode d'optimisation de Gauss-Newton peut converger lentement voir ne pas converger du tout si le point de départ (modèle initial) est trop loin du minimum, de plus si la matrice $A^T A$ est singulière, la méthode ne converge pas.

Lorsque $A^T A$ est mal conditionnée, la solution sera démesurée et sans réalité physique, ceci est dû à l'amplification du bruit contenu dans les données, dans l'estimation des paramètres, ainsi, en pratique il faudra perturber le modèle avec des fractions infiniment petites, ce qui va considérablement réduire le taux de convergence, et ce même quand la matrice $A^T A$ n'est pas singulière.

➤ Méthode de la plus forte descente (méthode du gradient) :

La méthode de la plus forte pente est une méthode de gradient, elle consiste à minimiser la fonction coût de manière itérative, tel que, à chaque itération, le modèle initial est corrigé suivant la plus forte pente, dans la direction opposée au gradient de la fonction coût :

$$X = -\alpha \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (\text{III-34})$$

Tel que :

$$\phi(m+x) < \phi(m)$$

X : représente la correction apportée au modèle initial à chaque itération.

α : représente le pas le long de la direction de descente, tel que le nouvelle itéré donne à la fonction une valeur inférieure à celle qu'elle a en l'itéré courant.

Considérons :

$$\phi = (d - f(m))^T (d - f(m)) = |d - f(m)|^2 \quad (\text{III-35})$$

Alors :

$$\frac{\partial \phi}{\partial m} = -2(d - f(m)) = -2A^T y \quad (\text{III-36})$$

En utilisant les simplifications précédentes, la perturbation du modèle initial est donnée par :

$$X = (2k) A^T y \quad (\text{III-37})$$

Dans ce cas, la formule de récurrence de la solution s'écrit :

$$m^{k+1} = m^k + (2k) A^T y \quad (\text{III-38})$$

Si on remplace la quantité $(2k)$ par $(A^T A)^{-1}$, on obtient la solution de Gauss-Newton, l'avantage de la méthode de la plus forte pente par rapport à cette dernière, est qu'elle ne nécessite pas le calcul de l'inverse d'une matrice, et ne diverge pas même dans le cas où $(A^T A)^{-1}$ est singulière, l'autre avantage est que pour converger, cette méthode ne nécessite pas forcément que le modèle initial soit proche du minimum.

- Limites de la méthode :

L'inconvénient majeur de la méthode de la plus forte pente, est que le taux de convergence décroît au fur et à mesure où on se rapproche de la solution au sens des moindres carrées, ce qui nécessite un grand nombre d'itérations (et donc beaucoup de temps) afin de converger vers une solution acceptable, et c'est pour cette raison qu'elle est déconseillée en pratique.

➤ Méthode du gradient conjugué :

La méthode du gradient conjugué est un algorithme pour résoudre des systèmes d'équations linéaires dont la matrice est symétrique définie positive. Cette méthode, imaginée en 1950 simultanément par Cornelius Lanczos et Magnus Hestenes¹, est une méthode itérative qui converge en un nombre fini d'itérations (au plus égal à la dimension du système linéaire). Toutefois, son grand intérêt pratique du point de vue du temps de calcul vient de ce qu'une initialisation astucieuse (dite « pré-conditionnement ») permet d'aboutir en seulement quelques passages à une estimation très proche de la solution exacte, c'est pourquoi en pratique on se borne à un nombre d'itérations bien inférieur au nombre d'inconnues. La méthode du gradient bi-conjugué fournit une généralisation pour les matrices non symétriques.

L'objectif est de minimiser la fonction coût de la forme $Am-b$, où A est une matrice carrée symétrique définie positive de taille n .

On rappelle que deux vecteurs non nuls u et v sont conjugués par rapport à A si :

$$u^T Av = 0 \tag{III-39}$$

Supposons que $\{p_k\}$ est une suite de n directions conjuguées deux à deux. Ainsi la solution m^* de $Am = b$ s'écrit :

$$m^* = \sum_{i=1}^n \alpha_i p_i \tag{III-40}$$

Les coefficients sont donnés par :

$$b = Am^* = \sum_{i=1}^n \alpha_i A p_i \tag{III-41}$$

$$p_k^T b = p_k^T A m = \sum_{i=1}^n \alpha_i p_k^T A p_i = \alpha_k p_k^T A p_k \tag{III-42}$$

Car p_i, p_k sont conjugués deux à deux, on obtient alors :

$$\alpha_k = \frac{p_k^T b}{p_k^T A p_k} \tag{III-43}$$

- La méthode du gradient conjugué vue comme une méthode itérative :

On considère ainsi un premier vecteur m_0 , tel que :

$$y = d - Am_0 \tag{III-44}$$

L'algorithme va s'approcher de la solution à chaque itération de la manière suivante :

Soit r_k le résidu à la k^e itération :

$$r_k = b - Am_0 \tag{III-45}$$

Notons que r_k est l'opposé du gradient de f en $m=m_k$, ainsi, l'algorithme du gradient indique d'évoluer dans la direction r_k . On rappelle que les directions p_k sont conjuguées deux à deux. On veut aussi que la direction suivante soit construite à partir du résidu courant et des directions précédemment construites, ce qui est une hypothèse raisonnable en pratique.

On a ainsi :

$$p_{k+1} = r_k - \sum_{i < k} \frac{p_i^T A r_k}{p_i^T A p_i} p_i \quad (\text{III-46})$$

Suivant cette direction, le point suivant est donné par :

$$m_{k+1} = m_k + \alpha_{k+1} p_{k+1} \quad (\text{III-47})$$

Tel que :

$$\alpha_{k+1} = \frac{p_{k+1}^T (b - A m_k)}{p_{k+1}^T A p_{k+1}} \quad (\text{III-48})$$

3.2.d. Problème non linéaire avec contrainte :

➤ Méthode de Levenberg-Marquardt (ridge regression) :

La méthode de Levenberg-Marquardt, ou ridge regression est une méthode régularisée, qui permet d'obtenir une solution numérique au problème de minimisation de la fonction objective, souvent non linéaire et dépendant de plusieurs variables. La méthode interpole celle de Gauss-Newton et celle du gradient. Plus stable que la méthode de Gauss-Newton, elle trouve une solution même si elle démarre très loin d'un minimum. Et le taux de convergence est largement plus important que celui de la méthode de la plus forte pente. La méthode fut développée par Kenneth Levenberg, puis publiée par Donald Marquardt.

Dans la continuité de notre travail la méthode est utilisée Lorsque $A^T A$ est mal conditionnée, pour remédier au problème de conditionnement, Levenberg(1944) a suggéré l'ajout d'un terme arbitraire constant à la diagonale de la matrice $A^T A$, Marquardt a formulé le problème de façon à d'amortir (régulariser) la perturbation du modèle afin d'éviter que la solution croît de manière démesurée à chaque itération, la méthode LM minimise alors l'écart $e = y - Ax$ et la perturbation X , la fonction coût s'écrira alors comme suit :

$$\phi = q_1 + \beta q_2 = e^T e + \beta (x^T x - L^2) \quad (\text{III-49})$$

β : Représente le poids donné à la régularisation.

L^2 : Représente la contrainte que l'énergie de la perturbation ne doit dépasser.

• Résolution du problème :

Pour minimiser la fonction coût, nous allons annuler sa dérivée :

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} (y - Ax)^T (y - Ax) + \beta (x^T x - L^2) = 0 \quad (\text{III-50})$$

Ce qui donne :

$$2A^T Ax - 2A^T y - 2\beta x = 0 \tag{III-51}$$

La valeur de la perturbation sera alors :

$$X = (A^T A + \beta I)^{-1} A^T y \tag{III-52}$$

On remarque dans le résultat ci-dessus l'ajout d'une constante β à la diagonale de la matrice jacobienne $A^T A$, afin de remédier au problème de conditionnement. On remarque que si β tend vers zéro, on se retrouve dans le cas de la méthode de Gauss-Newton.

La formule de récurrence de la solution sera de la forme :

$$m^{k+1} = m^k + (A^T A + \beta I)^{-1} A^T y \tag{III-53}$$

La méthode Levenberg-Marquardt combine celle de Gauss-Newton et celle de la plus forte pente, tel que cette dernière domine lorsque le modèle initial est loin du minima, alors que celle de Gauss-Newton domine lorsque le point de départ est proche du minima.

On peut dire que cette méthode, remédie au problème de stabilité de la méthode de Gauss-Newton, et au problème de convergence de celle du gradient, ce qui fait d'elle la méthode la plus efficace et la plus utilisée pour résoudre les problèmes inverses non linéaires en pratique.

III.4. Minima local et global :

Lorsque la fonction coût est une fonction quadratique (cas du problème inverse linéaire), elle possède un unique minimum, dans le cas des problèmes non linéaire la fonction coût n'est pas quadratique, et donc elle possède plusieurs minima locaux et un minimum global. Les méthodes d'optimisation étudiées au préalable convergent vers le minima le plus proche du modèle initiale, d'où la nécessité de construire un modèle de départ aussi proche que possible de la solution souhaitée, ainsi l'information à priori jouera un rôle déterminant dans la résolution des problèmes inverses non linéaires.

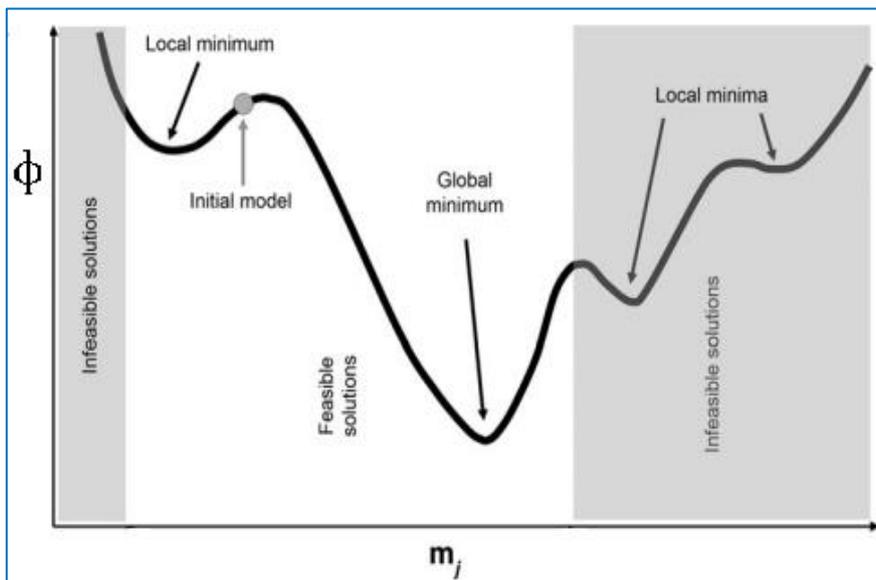


Figure III-2 Problème inverse non linéaire : fonction coût non quadratique à plusieurs minima

Cependant il existe des méthodes de recherche de minima global peu importe la position du modèle initial, mais elles sont onéreuses en terme de temps, et nécessite des moyens de calcul performants, parmi celles-ci, la méthode de Monte Carlo, le recuit simulé, et les algorithmes génétiques, ces méthodes sont avancées, sortent du cadre de ce travail, et ne seront donc pas abordées dans ce mémoire.

Chapitre IV :
Inversion simultanée des données
sismiques avant sommation

Chapitre IV: Inversion simultanée des données sismiques avant sommation:**IV.1. Inversion sismique :**

Dans le chapitre précédent, nous avons défini l'inversion comme étant la recherche des causes connaissant des effets. En géophysique elle peut être définie comme étant une procédure visant à extraire des informations relatives à la structure et à la composition de la sub-surface à partir d'observations, ces observations ou mesures représentent les effets des propriétés de la roche sur un phénomène physique comme le champ de gravité, le magnétisme ou la propagation des ondes.

En sismique réflexion, l'inversion consiste à déterminer la répartition spatiale des paramètres acoustiques et élastiques des roches, et la forme des structures à partir des mesures réalisées en surface.

Le principe de la méthode sismique-réflexion consiste à mesurer la réponse du sous-sol suite à une excitation provoquée par un ébranlement en surface, la mesure est représentée par :

- Un temps : temps de parcours de l'onde réfléchi sur une interface représentant deux milieux de paramètres acoustiques et élastiques différents.
 - Une amplitude : proportionnelle au contraste des paramètres physiques.
- L'inversion des temps d'arrivées permet de déduire la forme et la profondeur des structures de la sub-surface et est appelée inversion structurale ou tomographie.
- L'inversion des amplitudes permet de déterminer la distribution spatiale des paramètres acoustiques du sous-sol, et est appelée inversion stratigraphique, cette dernière représente l'objet de notre étude.

1.1. Modèle convolutionnel de la trace sismique :

La trace sismique enregistrée en sismique réflexion est le résultat de la convolution de l'ondelette émise par la réponse impulsionnelle du sous-sol (série des coefficients de réflexion), auquel s'ajoute le bruit, et s'écrit comme suit :

$$T(t) = w(t) * r(t) + B(t) \quad (\text{IV-1})$$

$w(t)$: Représente l'ondelette émise.

$r(t)$: Représente la série de réflectivité.

$B(t)$: Bruit additif.

Le signal enregistré est proche de la réponse impulsionnelle $r(t)$ si l'ondelette $w(t)$ est proche d'une impulsion de Dirac et si la composante bruit est négligeable.

Pour une incidence normale la réflectivité est exprimée comme suit :

$$r_i(t) = \frac{Z_{n+1} - Z_n}{Z_{n+1} + Z_n} \quad (\text{IV-2})$$

Tel que Z représente l'impédance acoustique :

$$Z = V \cdot \rho \quad (\text{IV-3})$$

V et ρ , représentent respectivement la vitesse et la densité.

1.1.a. *Problème direct:*

Pour un modèle à impédances acoustiques données, et une ondelette connue, la construction de la trace synthétique est appelée problème direct.

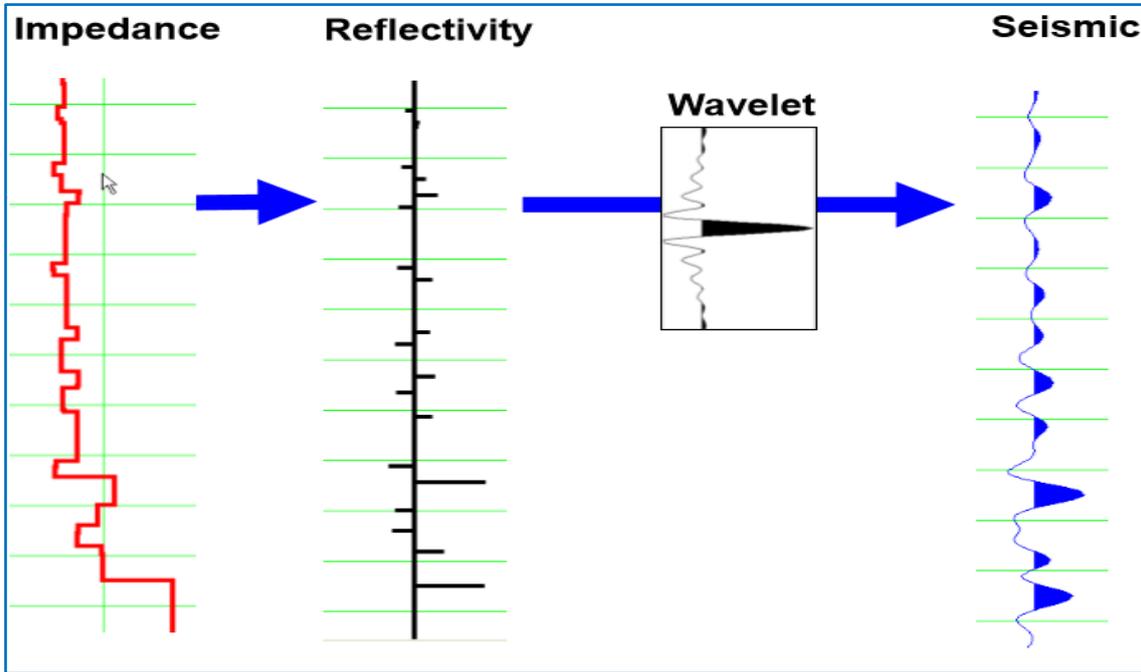


Figure IV-1 : Problème direct en sismique

Le problème inverse à son tour consiste à extraire les propriétés de couches à partir des propriétés d'interfaces, c'est-à-dire estimer les paramètres acoustiques de la roches à partir des données sismiques.

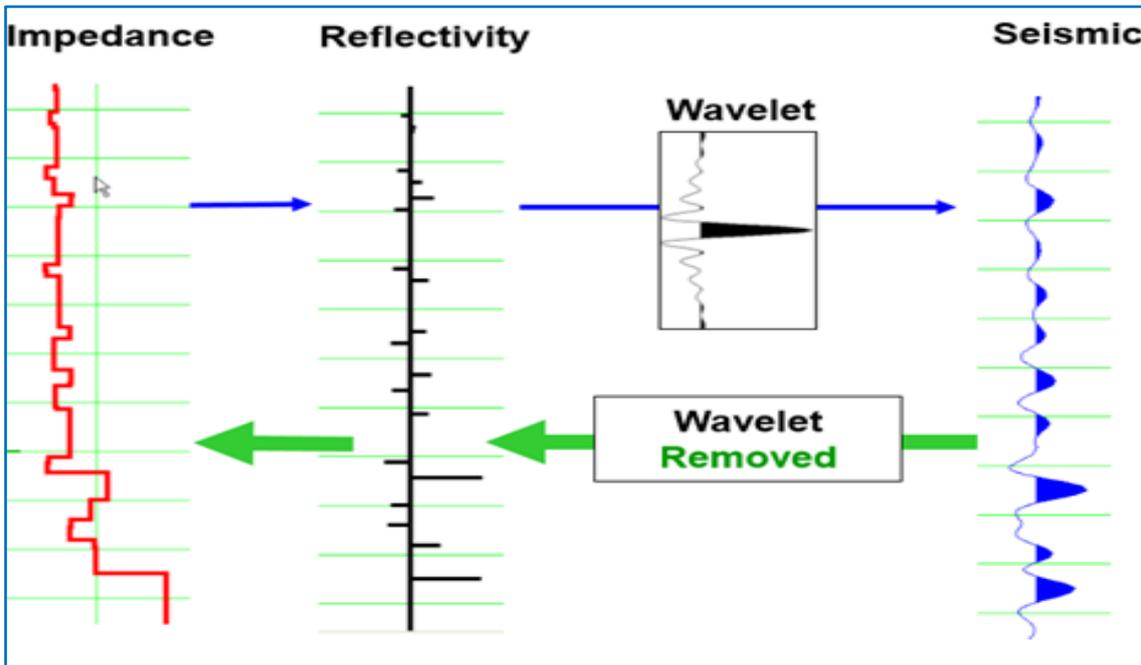


Figure IV-2 : Problème inverse en sismique

Il existe deux types d'inversions stratigraphiques :

- Inversion post-stack. : S'effectue sur des données sommées et qui consiste à extraire les impédances acoustiques à partir des amplitudes des traces sismiques.
- Inversion pré-stack. : S'effectue sur des données non sommées, qui prend en compte les variations d'amplitudes en fonction de l'offset, afin d'extraire les paramètres acoustiques et élastiques du sous-sol.

IV.2. Inversion des données sismiques après sommation (post-stack) :

Comme son nom l'indique, l'inversion post-stack s'effectue sur des données sommées, c'est-à-dire à incidence normales, ce qui implique que la réflectivité (et donc l'amplitude) n'est influencée que par les contrastes d'impédance acoustique, il existe plusieurs méthodes d'inversion post-stack, parmi celles-ci, on définit les suivantes :

2.1. Inversion recursive :

On sait que pour une incidence normale la fonction de réflectivité s'écrit comme suit :

$$r_i(t) = \frac{Z_{n+1} - Z_n}{Z_{n+1} + Z_n} \quad (IV-4)$$

$$1 + r_i = \frac{Z_{n+1} + Z_n}{Z_{n+1} + Z_n} + \frac{Z_{n+1} - Z_n}{Z_{n+1} + Z_n} = \frac{2Z_{n+1}}{Z_{n+1} + Z_n} \quad (IV-5)$$

$$1 - r_i = \frac{Z_{n+1} + Z_n}{Z_{n+1} + Z_n} - \frac{Z_{n+1} - Z_n}{Z_{n+1} + Z_n} = \frac{2Z_n}{Z_{n+1} + Z_n} \quad (IV-6)$$

$$\frac{1 + r_i}{1 - r_i} = \frac{Z_{n+1}}{Z_n} \quad (IV-7)$$

$$Z_{n+1} = Z_n \frac{1 + r_i}{1 - r_i} \quad (IV-8)$$

Pour la n^{ième} couche, l'impédance acoustique s'exprime :

$$Z_n = Z_1 \prod_{i=1}^{n-1} \frac{1 + r_i}{1 - r_i} \quad (IV-9)$$

La formule ci-dessus est appelée, formule de *l'inversion récursive discrète*, et constitue le point de départ de l'inversion sismique, elle permet de calculer la valeur de l'impédance acoustique d'une couche donnée, connaissant celle de la couche sus-jacente et du coefficient de réflexion de l'interface séparant les deux couches ; pour n couches, l'estimation des impédances acoustiques nécessite seulement la connaissance de celle de la première couche.

2.1.a. Limites de la méthode :

Comme toutes les autres méthodes, la méthode d'inversion récursive a ses limites, ces dernières sont exprimées comme suit :

- Bande fréquentielle limitée : La trace sismique possède un spectre de bande fréquentielle limitée, ceci est dû à la convolution de la série de réflectivité par l'ondelette ce qui provoque des pertes dans le contenu haut et bas fréquent, cet aspect limité de la bande fréquentielle

est problématique dans l'inversion récursive car en utilisant cette méthode on ne procède pas à la déconvolution de l'ondelette, ce qui ne permet pas de récupérer les impédances absolues, mais seulement les impédances relatives.

- Les bruits : Comme la méthode consiste à extraire les impédances directement à partir des traces sismiques, les résultats seront fortement affectés par les bruits, aléatoires et cohérents.

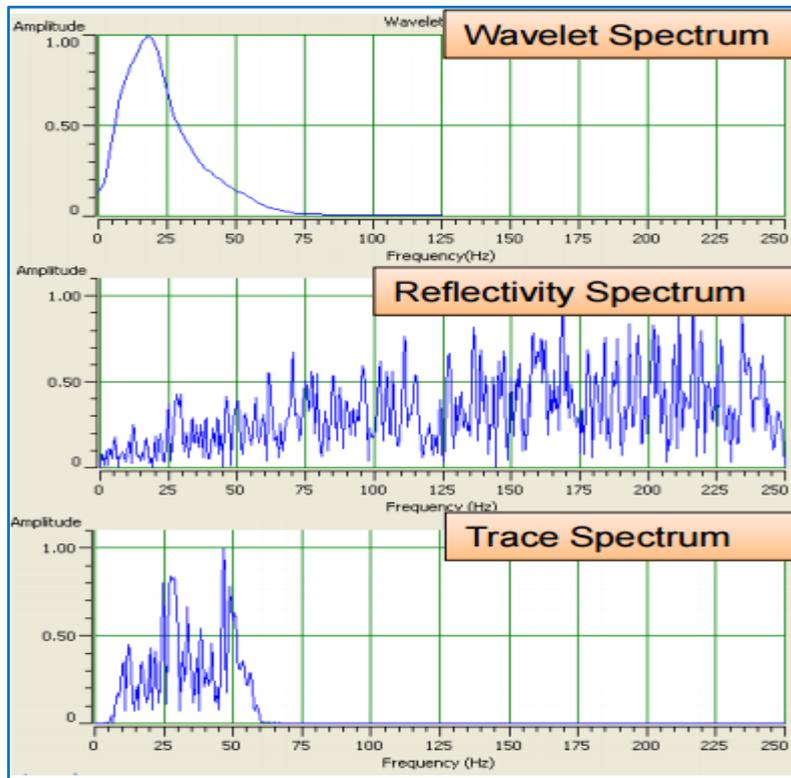


Figure IV-3 : Nature de la bande fréquentielle limitée de la trace sismique

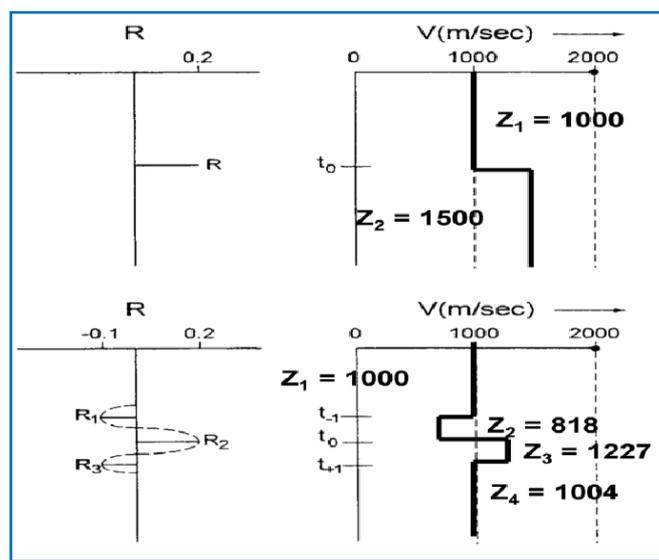


Figure IV-4 : Inconvénient de l'ondelette dans l'estimation de l'impédance acoustique.

2.2. *Inversion post-stack généralisée : (model based inversion)*

En géophysique, les problèmes inverses sont souvent mal posés, notamment en sismique. L'extraction des paramètres acoustiques directement à partir des données sismiques (inversion récursive) devient compliquée dans la mesure où les données sont bruitées la solution n'est donc pas unique, et peut ne pas refléter la réalité géologique, il est nécessaire cependant de reposer le problème d'inversion sismique autrement.

2.2.a. *Méthodologie :*

Hampson et Russel (1991), ont décrit une méthode intitulée 'model based inversion' pour l'inversion des données sismiques sommées, Cette méthode consiste à estimer les paramètres acoustiques du sous-sol de manière itérative en utilisant l'inversion linéaire généralisée, elle consiste à calculer la réponse sismique d'un modèle initial à partir d'une ondelette, et la comparer aux données mesurées, l'écart sera calculé au sens des moindres carrés, en fonction de cet écart, une perturbation du modèle sera appliquée, et on refait le procédé jusqu'à la minimisation de l'écart (fonction coût), et donc la convergence vers le modèle qui justifie le mieux les données mesurées.

La mise en œuvre de cette inversion nécessite :

- Une bonne connaissance de l'ondelette sismique.
- Un modèle de départ proche de la réalité.

Les méthodes d'extraction de l'ondelette, et construction du modèle initial seront abordées à la fin du chapitre.

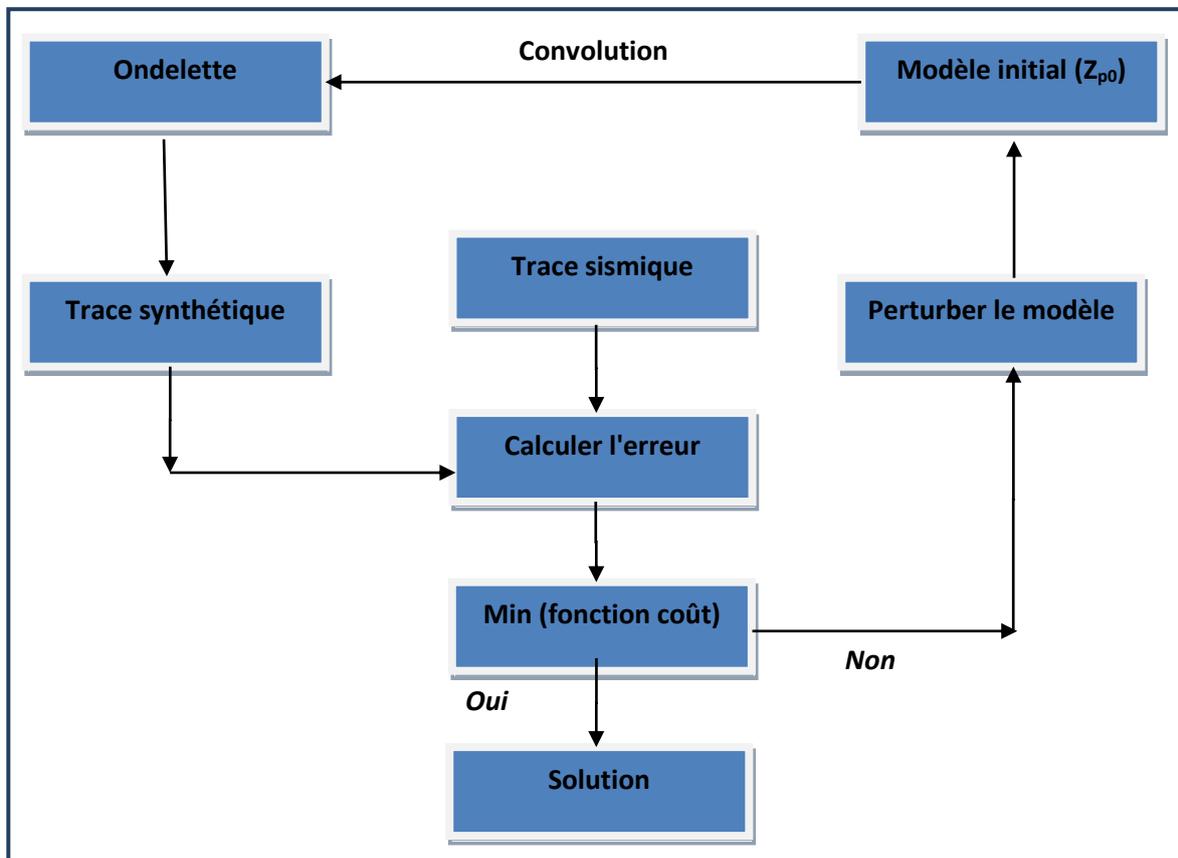


Figure IV-5 : Flowchart de la "model based inversion"

2.2.b. Formulation de l'inversion post-stack généralisée :

Pour une incidence normale, la réflectivité est exprimée comme suit :

$$R_p = \frac{Z_{n+1} - Z_n}{Z_{n+1} + Z_n} \quad (IV-10)$$

Pour de faibles contrastes d'impédances acoustiques, on écrit :

$$R_{pi} \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta Z_{pi}}{Z_{pi}} \quad (IV-11)$$

$$R_{pi} \approx \frac{1}{2} \Delta \ln Z_{pi}$$

$$R_{pi} \approx \frac{1}{2} [\ln Z_{pi+1} - \ln Z_{pi}]$$

$$R_{pi} \approx \frac{1}{2} [L_{pi+1} - L_{pi}] \quad (IV-12)$$

Où : $L_p = \ln Z_p$.

En considérant N échantillons de la réflectivité, on peut l'exprimer sous forme matricielle comme suit :

$$\begin{bmatrix} R_{p1} \\ R_{p2} \\ \vdots \\ R_{pn} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & -1 & 1 & \ddots \\ 0 & 0 & -1 & \ddots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_{p1} \\ L_{p2} \\ \vdots \\ L_{pn} \end{bmatrix} \quad (IV-13)$$

On peut écrire :

$$R_p = \frac{1}{2} D L_p \quad (IV-14)$$

Où :

D représente la matrice dérivative.

On exprime le modèle convolutionnel de la trace sismique sous forme matricielle comme suit :

$$\begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ \vdots \\ T_n \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} W_1 & 1 & 0 & \dots \\ W_2 & W_1 & 1 & \ddots \\ W_3 & W_2 & W_1 & \ddots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{p1} \\ R_{p2} \\ \vdots \\ R_{pn} \end{bmatrix} \quad (IV-15)$$

Où :

T_i : Echantillon de la trace.

W_i : Echantillon de l'ondelette.

R_i : Echantillon de réflectivité.

En combinant les formules IV-17 et IV-18, on obtient la relation du problème directe pour une incidence normale, et qui s'écrit sous forme matricielle comme suit :

$$T = \frac{1}{2} WDL_P \quad (IV-16)$$

Pour des raisons de stabilité et de non unicité de la solution, ce système linéaire ne sera pas résolu en utilisant les méthodes directes, comme décrit plus haut, nous allons minimiser l'écart entre la trace sismique calculée à partir d'un modèle initial et celle mesurée, au sens des moindres carrés (ou norme L_1 dans certains cas).

$$\phi = (T^{calculée} - T^{mesurée})^T (T^{calculée} - T^{mesurée}) \quad (IV-17)$$

Cette fonction peut être minimisée en utilisant la méthode du gradient conjugué.

IV.3. Inversion pre-stack simultanée des données sismiques :

3.1. Introduction :

L'application de l'inversion simultanée des données sismiques, devient de plus en plus courante dans l'industrie, elle représente le moyen le plus robuste et l'outil le plus fiable, pour la caractérisation des réservoirs.

L'objectif de l'inversion simultanée est d'extraire Z_p , Z_s , et ρ , à partir des données sismiques non sommées (CDP ou Angle gathers), comme son nom l'indique elle inverse les amplitudes en fonction de l'offset (AVO) pour estimer simultanément les trois paramètres cités.

A partir des paramètres résultant de l'inversion simultanée, on pourra générer d'autres attributs tels que le rapport V_p/V_s , le coefficient de Poisson et les paramètres de Lamé, à partir desquels tous les autres paramètres élastiques peuvent être calculés.

Lorsqu'on travaille dans le domaine pre-stack, l'incidence devient oblique, et le coefficient de réflexion sera fonction de Z_p , Z_s , et ρ , en plus de l'angle d'incidence θ , et il est représenté par les équations de Zoeppritz.

Le processus d'inversion simultanée consiste à calculer la réponse sismique d'un modèle initial à partir des relations linéarisées du coefficient de réflexion (approximations des équations de Zoeppritz) en fonction de l'angle d'incidence convolé par une ondelette, on essaiera donc de minimiser l'écart entre cette réponse synthétiques et celle mesurée de manière itérative, en perturbant à chaque fois les paramètres du modèle.

3.2. Les équations de Zoeppritz :

Avant d'entamer les équations de Zoeppritz. Il est nécessaire de mentionner d'abord les phénomènes de réflexion et de transmission associés à l'arrivée d'une énergie sur une interface

séparant deux milieux caractérisés respectivement par des vitesses longitudinales V_p et des vitesses transversales V_s et des densités ρ différentes.

Considérons une incidence oblique d'une onde de compression P, sur une interface séparant deux milieux homogènes et isotropes, de propriétés physiques différentes. Cette onde donnera naissance à deux ondes P et S réfléchies, et deux autres transmises. Ce phénomène est appelé conversion d'onde et est illustré sur la figure suivante.

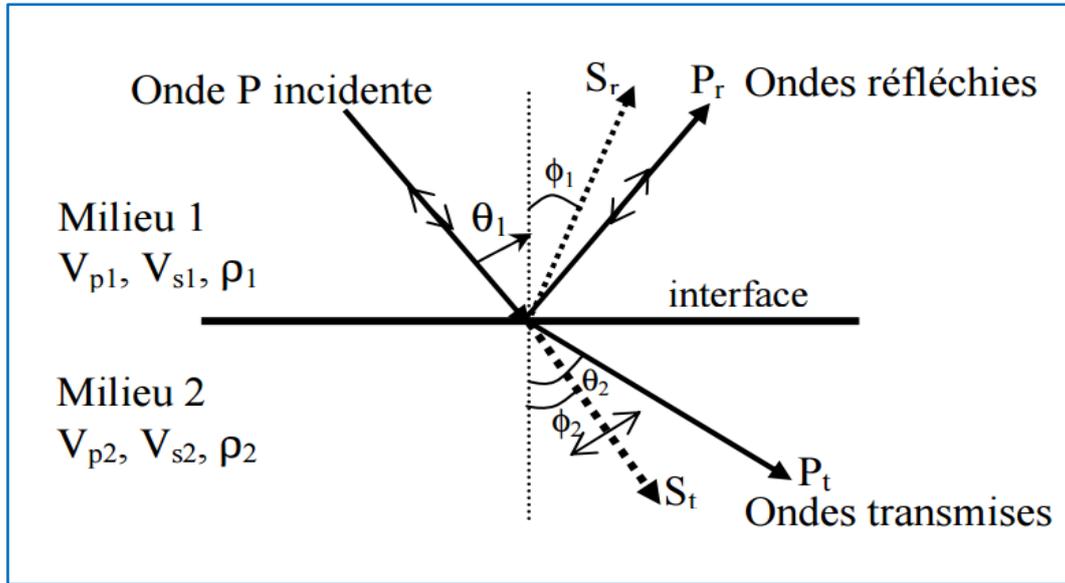


Figure IV-6 : Phénomène de conversion d'onde pour une onde P à incidence oblique

Les angles définis sur la figure ci-dessus sont liés par la loi de Snell-Descartes comme suit:

$$\rho = \frac{\sin\theta_1}{V_{p1}} = \frac{\sin\theta_2}{V_{p2}} = \frac{\sin\phi_1}{V_{s1}} = \frac{\sin\phi_2}{V_{s2}} \quad (IV-18)$$

Les différentes équations qui donnent les coefficients de réflexion et de transmission en fonction des caractéristiques des milieux traversés ont été d'abord établies par Knott (1899),

Zoeppritz (1919) a simplifié ces équations en quatre, dont les paramètres inconnus sont : A_r , B_r , A_t , et B_t qui correspondent respectivement aux amplitudes des ondes réfléchies et transmises P et S.

Dans le cas d'une onde incidente P d'amplitude $A_i = 1$, ces équations sont données comme suit :

$$\begin{bmatrix} \sin\theta_r & \cos\phi_r & -\sin\phi_t & \cos\phi_t \\ -\cos\theta_t & \sin\phi_r & -\cos\theta_t & -\sin\phi_t \\ \sin 2\theta_r & \frac{V_{p1}}{V_{s1}} \cos 2\phi_r & -\frac{V_{p1}V_{s2}^2\rho_2}{\rho_1V_{s1}^2V_{p2}} \sin 2\theta_t & -\frac{V_{s2}V_{p1}\rho_2}{\rho_1V_{s1}^2} \cos 2\phi_2 \\ \sin 2\phi_r & -\frac{V_{s1}}{V_{p1}} \sin 2\phi_r & \frac{V_{p2}\rho_2}{V_{p1}\rho_1} \cos 2\phi_t & -\frac{\rho_2V_{s2}}{\rho_1V_{p1}} \sin 2\phi_t \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_r \\ B_r \\ A_t \\ B_t \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\theta_r \\ -\cos\theta_r \\ \sin 2\theta_r \\ -\cos 2\theta_r \end{bmatrix} \quad (IV-19)$$

Comme la plupart des compagnes sismiques n'enregistrent que les ondes P, nous allons nous intéresser par la suite aux réflexions de ces dernières uniquement, et à partir desquelles peuvent être tirées les informations sur les ondes S.

Les équations de Zoeppritz ne permettent pas de comprendre le lien entre les amplitudes et les différents paramètres physiques, pour cela, des approximations de ces équations ont été établies, parmi celles-ci, nous allons en citer celles qui seront pertinentes pour notre étude.

3.2.a. Approximation d'Aki et Richards :

L'approximation d'Aki et Richards est une linéarisation des équations de Zoeppritz. Elle est basée sur les simplifications suivantes :

- On admet de faibles contrastes des paramètres physiques tel que :

$$\frac{\Delta V_P}{V_P} \ll 1$$

$$\frac{\Delta V_S}{V_S} \ll 1$$

$$\frac{\Delta \rho}{\rho} \ll 1$$

Pour une onde P réfléchie, nous avons :

$$R_{PP}(\theta) = \frac{1}{2} \left(1 - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \theta \right) \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \frac{\Delta V_P}{V_P} - \left(4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \theta \right) \frac{\Delta V_S}{V_S} \quad (IV-20)$$

Avec :

$$\Delta V_P = V_{P2} - V_{P1} \qquad V_S = \frac{V_{S1} + V_{S2}}{2}$$

$$\Delta V_S = V_{S2} - V_{S1} \qquad V_P = \frac{V_{P1} + V_{P2}}{2}$$

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1 \qquad \rho = \frac{\rho_1 + \rho_2}{2}$$

Et :

$$\theta = \frac{\theta_i + \theta_t}{2}$$

V_P, V_S, ρ sont représentés par la moyenne des deux milieux.

θ est représenté par la moyenne entre l'angle d'incidence et de transmission.

Pour : $\theta \approx 0$,

$$R(0) \approx \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \quad (IV-21)$$

La quantité IV-21 représente le coefficient de réflexion à incidence normale.

3.2.b. *Approximation de Fatti et al :*

Fatti et al ont réarrangé l'équation d'Aki et Richards, de la manière suivante :

$$R_{PP}(\theta) = C_1 R_P + C_2 R_S + C_3 R_D \quad (IV-22)$$

Tel que :

$$R_P = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] = \frac{\Delta Z_p}{Z_p}$$

$$R_S = \frac{1}{2} \left[\frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] = \frac{\Delta Z_s}{Z_s}$$

$$R_D = \frac{\Delta \rho}{\rho}$$

Et :

$$C_1 = 1 + \tan^2 \theta$$

$$C_2 = -8\gamma^2 \tan^2 \theta, \gamma = \frac{V_s}{V_p}$$

$$C_3 = -\frac{1}{2} \tan^2 \theta + 2\gamma^2 \sin^2 \theta$$

γ : Est supposé constant.

La formule de Fatti et al est plus stable que celle d'Aki et Richards car elle est paramétrisée sur les impédances et non par les vitesses. C'est pour cela qu'on l'utilise en inversion simultanée.

Ces approximations qui représentent des linéarisations des équations de Zoeppritz, permettent de comprendre le lien entre les variations d'amplitudes en fonction de l'angle d'incidence, et la distribution spatiale des paramètres physiques.

3.3. *Formulation de l'inversion simultanée :*

Hampson et Russell (2005) ont combiné plusieurs études préalables (Simons and Backus 1996) (Buland and Omre 2003) et ont posé le problème de l'inversion simultanée en admettant les hypothèses suivantes :

- La réflectivité est fonction de l'angle d'incidence et est exprimée par l'équation de Fatti et al.
- Il existe une relation linéaire entre le logarithme d'impédance P et celui de l'impédance S
- Il existe une relation linéaire entre le logarithme d'impédance P et celui de la densité ρ .

La théorie de l'inversion post-stack peut être étendue pour formuler l'inversion pre-stack simultanée comme suit :

On a montré que :

$$R_P \approx \frac{1}{2}DL_P$$

Alors :

$$R_S \approx \frac{1}{2}DL_S$$

$$R_D \approx \frac{1}{2}DL_D$$

On sait que la fonction de réflectivité est exprimée comme suit :

$$R_{PP}(\theta) = C_1R_P + C_2R_S + C_3R_D$$

On a montré que la trace à incidence normale est exprimée par :

$$T = \frac{1}{2} WDL_P$$

T_i : Echantillon de la trace.

W_i : Echantillon de l'ondelette.

En combinant les deux formules précédentes on obtient :

$$T(\theta) = \frac{1}{2}c_1W(\theta)DL_P + \frac{1}{2}c_2W(\theta)DL_S + c_3W(\theta)DL_D \quad (IV-23)$$

Tel que:

$$C_1 = 1 + \tan^2\theta$$

$$C_2 = -8\gamma^2 \tan^2\theta, \gamma = \frac{V_S}{V_P}$$

$$C_3 = -\frac{1}{2} \tan^2\theta + 2\gamma^2 \sin^2\theta$$

On remarque que l'ondelette est fonction de l'angle d'incidence, il est nécessaire donc de prendre en compte les variations spatiales de cette dernière en fonction de θ .

Hampson et Russel ont émis l'hypothèse que le logarithme de Z_P est lié linéairement au logarithme de Z_S et à celui de Z_D par les relations empiriques suivantes :

$$\ln(Z_S) = k \ln(Z_P) + k_C \quad (IV-24)$$

$$\ln(\rho) = m \ln(Z_P) + m_C \quad (IV-25)$$

Ces relations linéaires représentent la tendance régionale de la distribution des paramètres. Elles seront utilisées pour régulariser l'algorithme d'inversion, mais elles ne sont pas valable dans les zones à hydrocarbures, Hampson Russel ont proposé de rajouter des incertitudes correspondant à des anomalies d'hydrocarbures à ces équation :

$$\ln(Z_S) = k \ln(Z_P) + k_C + \Delta L_S \tag{IV-26}$$

$$\ln(Z_D) = m \ln(Z_P) + m_C + \Delta L_D \tag{IV-27}$$

Ces relations représentent une information conditionnelle à posteriori, elles donnent plus de stabilité au système, et permettent d'éviter le problème d'équivalence.

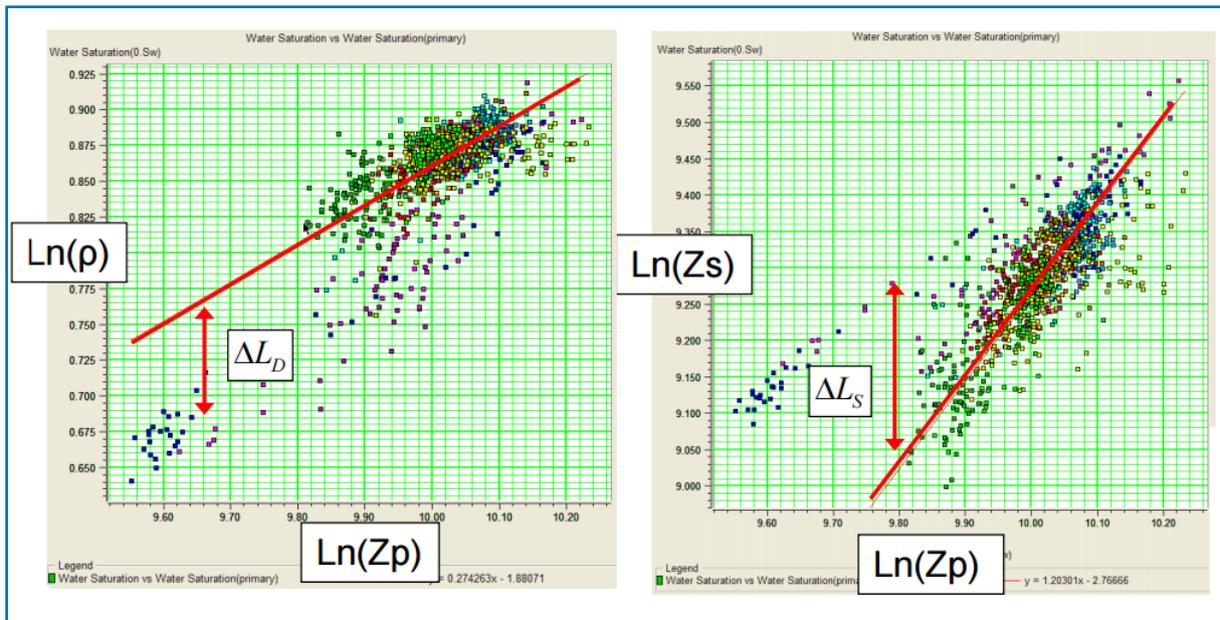


Figure IV-7 : Relations linéaires entre Log(ZP)-Log(ZS), et Log(ZP)-Log(p)

On introduit (IV-25) et (IV-26) dans (IV-22):

$$T(\theta) = c_1^* W(\theta) D L_P + c_2^* W(\theta) D \Delta L_S + \theta_1 c_3 W(\theta) D \Delta L_D \tag{IV-28}$$

Tel que :

$$c_1^* = \frac{1}{2} c_1 + \frac{1}{2} k \cdot c_2 + m c_3$$

$$c_2^* = \frac{1}{2} c_2$$

L'équation précédente peut être traduite sous forme matricielle comme suit :

$$\begin{bmatrix} T(\theta_1) \\ T(\theta_2) \\ \vdots \\ T(\theta_N) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_1^*(\theta_1) W(\theta_1) D & c_2^*(\theta_1) W(\theta_1) D & c_3(\theta_1) W(\theta_1) D \\ c_1^*(\theta_2) W(\theta_2) D & c_2^*(\theta_2) W(\theta_2) D & c_3(\theta_2) W(\theta_2) D \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ c_1^*(\theta_N) W(\theta_N) D & c_2^*(\theta_N) W(\theta_N) D & c_3(\theta_N) W(\theta_N) D \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_P \\ \Delta L_S \\ \vdots \\ \Delta L_D \end{bmatrix} \tag{IV-29}$$

Pour la résolution de ce système, Hampson et Russel ont proposé une méthode qui consiste à initialiser la solution sur $[L_P \Delta L_S \Delta L_D]^T = [\ln(Z_{P0}) \quad 0 \quad 0]^T$. Où Z_{P0} représente l'impédance acoustique du modèle initial, ensuite on procède par itérations vers la solution réelle en utilisant la méthode du gradient conjugué ou celle de Levenberg-Marquardt.

La résolution du système du système (IV-28) par les méthodes directes est mathématiquement possible, mais comme les données sont bruitées et le système souvent instable, ce qui peut entraîner une non unicité de la solution, la résolution du système revient à minimiser la fonction objective suivante :

$$\phi = (T^{calculée} - T^{mesurée})^T (T^{calculée} - T^{mesurée})$$

La minimisation de cette fonction par les méthodes citées est détaillée dans le chapitre III.

Enfin, on calcule les valeurs de Z_p, Z_s et ρ de la manière suivante :

$$Z_p = \text{Exp}(L_p) \tag{IV-30}$$

$$Z_s = \text{Exp}(KL_p + K_C + \Delta L_S) \tag{IV-31}$$

$$\rho = \text{Exp}(mL_p + m_C + \Delta L_D) \tag{IV-32}$$

3.4. Procédure de l'inversion simultanée:

Le processus d'inversion simultanée consiste à calculer la réponse sismique d'un modèle initial à partir des relations linéarisées du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence (approximations de Fatti et al) convolé par une ondelette (fonction de l'angle), on essaiera donc de minimiser l'écart entre cette réponse synthétiques et celle mesurée de manière itérative, en perturbant à chaque fois les paramètres du modèle. Ceci est résumé dans la figure suivante :

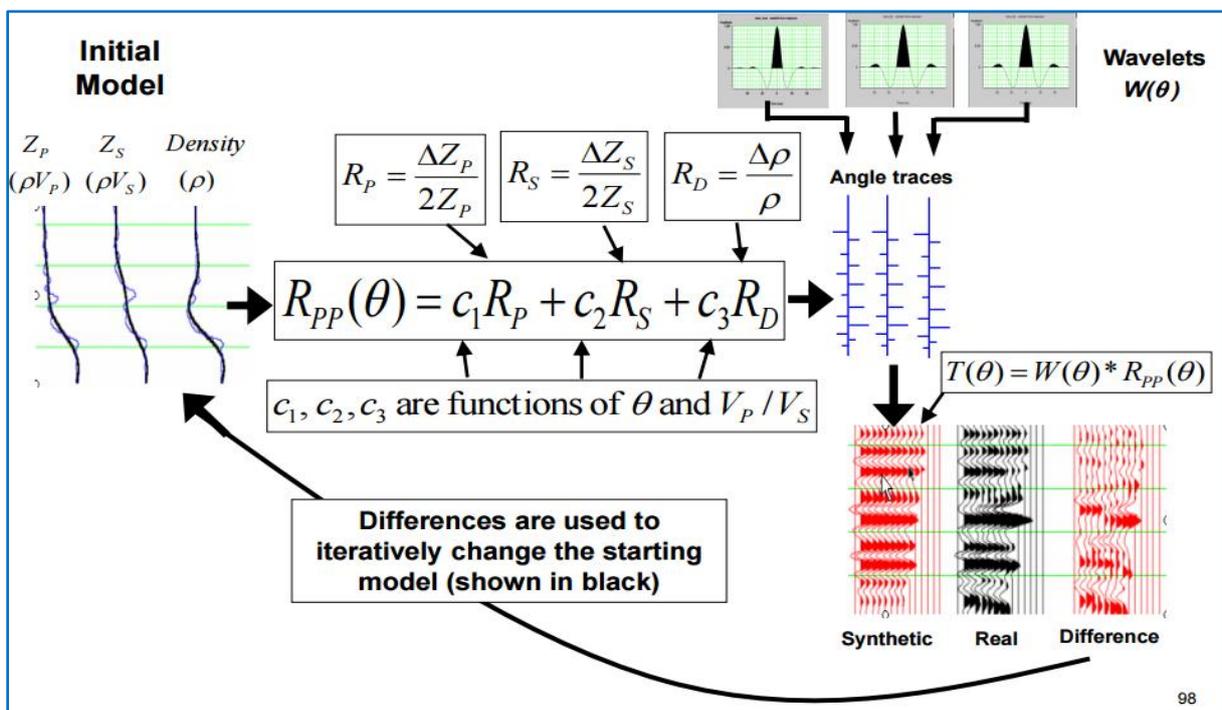


Figure IV-8 : Schéma explicatif du procédé d'inversion simultanée

La procédure d'inversion simultanée nécessite la construction d'un modèle initial, et l'extraction de plusieurs ondelettes dépendantes de l'angle d'incidence.

3.5. Extraction de l'ondelette :

L'ondelette sismique représente le lien entre la réponse sismique et les paramètres du sous-sol. Elle alors constitue le point commun entre le chemin inverse et direct .L'inversion étudiée est dite déterministe car elle se repose sur le fait que l'ondelette sismique est supposée connue. La réussite de toute inversion sismique est toujours conditionnée par une estimation précise de l'ondelette.

En inversion sismique avant sommation, le fait de dire que l'ondelette est constante spatialement n'est plus respecté. Elle devient dépendent de l'angle d'incidence, en effet elle est calculée pour plusieurs plages d'angles d'incidence.

L'ondelette sismique est un signal comme les tous autres signaux physiques qui sont identifiées par leurs caractéristiques spectrales : spectre d'amplitude et spectre de phase, par conséquent le problème d'extraction d'ondelette est constitué par deux stades qui sont les suivants :

- Détermination de spectre d'amplitude.
- Détermination de spectre de phase.

Les données sismiques sont utilisées pour définir le spectre d'amplitude par un processus d'estimation statistique. Ce dernier est appliqué sous réserve des suppositions sur l'ondelette qui sont les suivantes :

- L'ondelette est à phase minimale.
- La forme d'onde est stationnaire dans la fenêtre d'extraction.
- La série des coefficients de réflexion est aléatoire : ce qui implique que le sismogramme possède les caractéristiques de l'ondelette sismique.
- L'autocorrélation du signal correspond à son spectre de puissance.
- La composante de bruit est négligeable.

La fonction d'autocorrélation de la trace sismique $T(t) = w(t) * r(t)$ sans multiple est donnée par :

$$\phi_{TT}(t) = E\{T(t) \cdot T(t+\tau)\} \tag{IV-33}$$

$$\phi_{TT}(t) = E\{W(t) * r(t) \cdot W(t+\tau) * r(t+\tau)\} \tag{IV-34}$$

$$\phi_{TT}(t) = E\{W(t) \cdot W(t+\tau)\} * E\{r(t) \cdot r(t+\tau)\} \tag{IV-35}$$

$$\phi_{TT}(t) = \phi_{ww}(t) * \phi_{rr}(t) \tag{IV-36}$$

Comme la série des coefficients de réflexion $r(t)$ est supposée blanche, et suit une loi gaussienne de moyenne nulle et de variance σ^2 , on obtient une fonction d'autocorrélation :

$$\phi_{TT}(t) = \sigma^2 \cdot \phi_{ww}(t) \tag{IV-37}$$

De plus, comme la transformée de Fourier de l'autocorrélation d'un signal est égale au spectre de puissance de celui-ci, alors on aura :

$$TF[\phi_{TT}(t)] = \sigma^2 \cdot |W(v)|^2 \tag{IV-38}$$

Avec $|W(v)|$ est le spectre d'amplitude de l'ondelette.

Après avoir déterminé le spectre d'amplitude de l'ondelette à partir des traces sismiques l'étape qui suit consistera déterminer son spectre de phase, pour cela on a recours aux données de puits. Pendant l'extraction statistique du spectre d'amplitude de l'ondelette, on a supposé que cette dernière est à phase nulle, alors qu'en réalité, elle est à phase mixte, ce déphasage est provoqué par le fait que l'ondelette se déforme progressivement pendant sa propagation.

L'une des méthodes permettant d'extraire le spectre de phase, est celle de la phase constante. Elle consiste à construire une trace synthétique au niveau du puits, à partir de l'ondelette statistique et des données de puits, on appliquera ensuite une rotation de phase pour laquelle il y aura une correspondance maximale du synthétique avec le trace réelle. Cette méthode nécessite une bonne corrélation sismique-puits tel que les décalages en temps sont seulement dus à l'ondelette (avant l'application de la rotation de phase).

3.6. Construction du model initial :

La résolution des problèmes inverses par les méthodes itératives nécessite un point de départ (modèle initial), ce point de départ doit être le plus proche possible de la réalité géologique car la résolution des problèmes inverses linéarisés par les méthodes de recherches de minimas locaux dépendent fortement du modèle initial pour converger vers la solution réelle. Pour cela la construction du modèle initial doit se faire de manière intelligente, elle peut être basée sur des informations a priori ou sur la physique du problème.

En sismique, la construction du modèle initial s'effectue par interpolation et extrapolation des données de puits suivant les horizons de l'interprétation structurale. Un filtre coupe bas sera ensuite appliqué.

L'avantage de l'utilisation des données de puits dans le modèle initial étant d'aller au-delà de la bande fréquentielle de la sismique et d'enrichir les résultats d'inversion en termes de basses fréquences, en effet ces basses fréquences [0-10Hz] qui n'ont pas été mesurés par la sismique ou ont été atténués dans la phase de traitement, peuvent être récupérés à partir des données de puits dont la bande passante des données de puits est de [0-500Hz]. Ceci nous permettra après inversion de récupérer les impédances absolues et non relatives.

Cependant on ne peut élargir la bande fréquentielle au-delà de celle de la sismique en terme de basses fréquences, car dans le cas contraires les résultats d'inversions ne correspondront pas aux données sismiques.

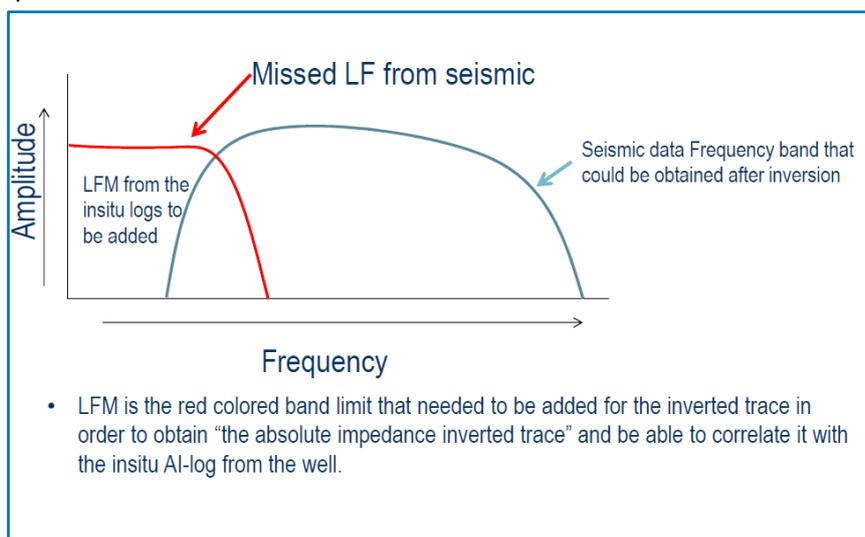


Figure IV-9 : Bande fréquentielle des données sismiques

En inversion simultanée, on construit un modèle initial d'impédance acoustique Z_p , un autre d'impédance de cisaillement Z_s , et un modèle initial de densité ρ .

Les données de puits indispensables pour une inversion sont : les soniques P et S, le log de densité.

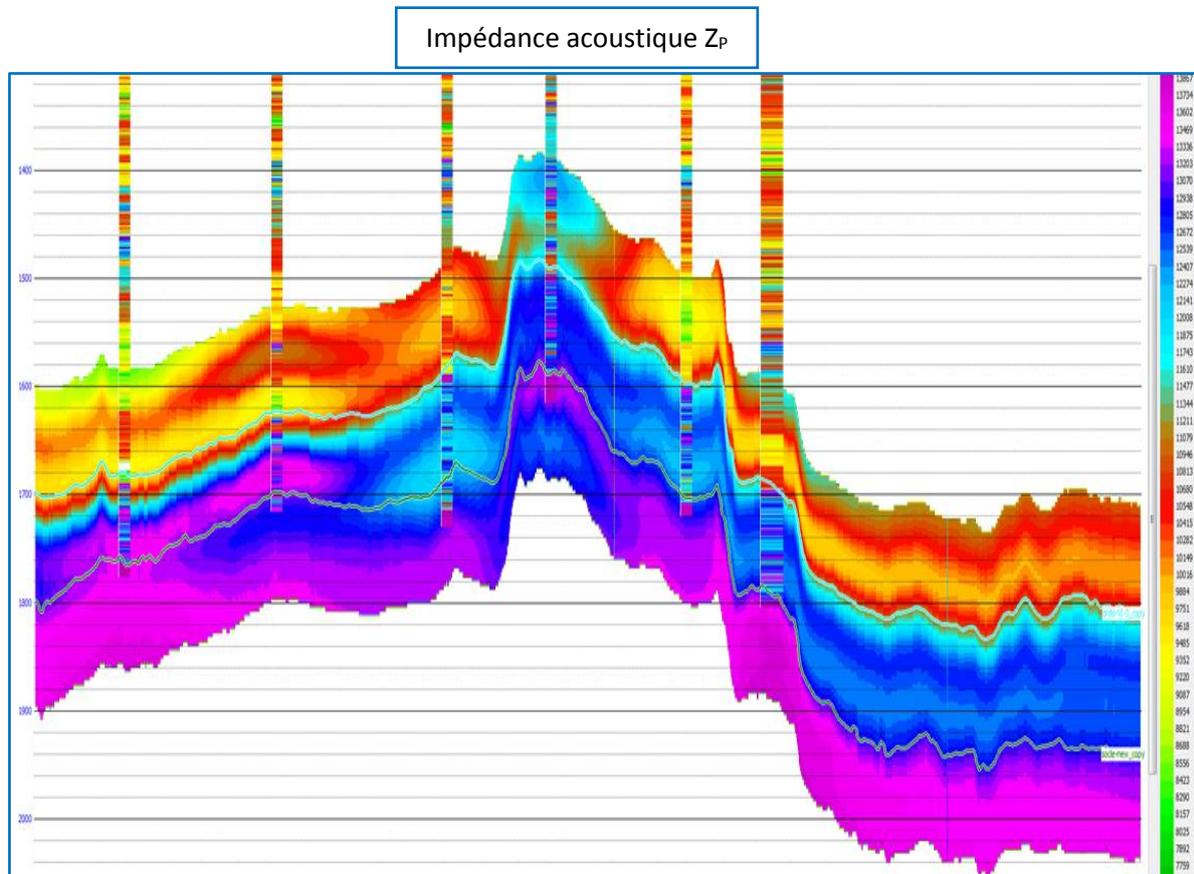


Figure IV-10 : Exemple d'un modèle initial d'impédance acoustique Z_p .

Après avoir extrait l'ondelette, et généré le modèle initial, la procédure d'inversion simultanée décrite et explicitée plus haut, pourra être appliquée, les modèles finaux en Z_p , Z_s et ρ seront obtenus par la résolution du système (IV-28) par les méthodes itératives détaillées dans le chapitre-III.

A partir des résultats d'inversion simultanée (Z_p , Z_s et ρ) peuvent être calculés les différents paramètres élastiques du milieu par les relations décrites dans le chapitre-I, ces paramètres serviront à renforcer notre interprétation.

Chapitre V :
Contexte géologique de la région
d'étude

Chapitre V: Contexte géologique de la région d'étude :

V.1. Introduction à la géologie de l'Algérie :

Le territoire algérien s'étend sur 2 381 741 km², ce qui en fait le plus grand pays d'Afrique et du monde arabe. Les limites naturelles de l'Algérie sont la mer Méditerranée au nord avec 1 200 km de côtes, le Maroc à l'ouest, la Mauritanie et le Sahara occidental au sud-ouest, le Mali et le Niger au sud, et enfin la Tunisie et la Libye à l'est.

Sur le plan morphologique, quatre domaines se distinguent du nord au sud :

- L'Atlas tellien, ensemble de reliefs escarpés et de plaines littorales dont les plus riches sont la Mitidja au centre, le Chelif à l'ouest et le Seybouse à l'est.
- L'Atlas saharien, longue suite de reliefs orientés NE-SO s'étendant de la frontière marocaine à celle de la Tunisie.
- Le Sahara, siège de l'essentiel des ressources en hydrocarbures, désert formé de grandes étendues de dunes (Ergs oriental et occidental), de plaines caillouteuses (regs), et parsemé d'oasis où les agglomérations sont de plus en plus importantes.
- Les massifs des Eglab au sud-ouest et du Hoggar au sud.

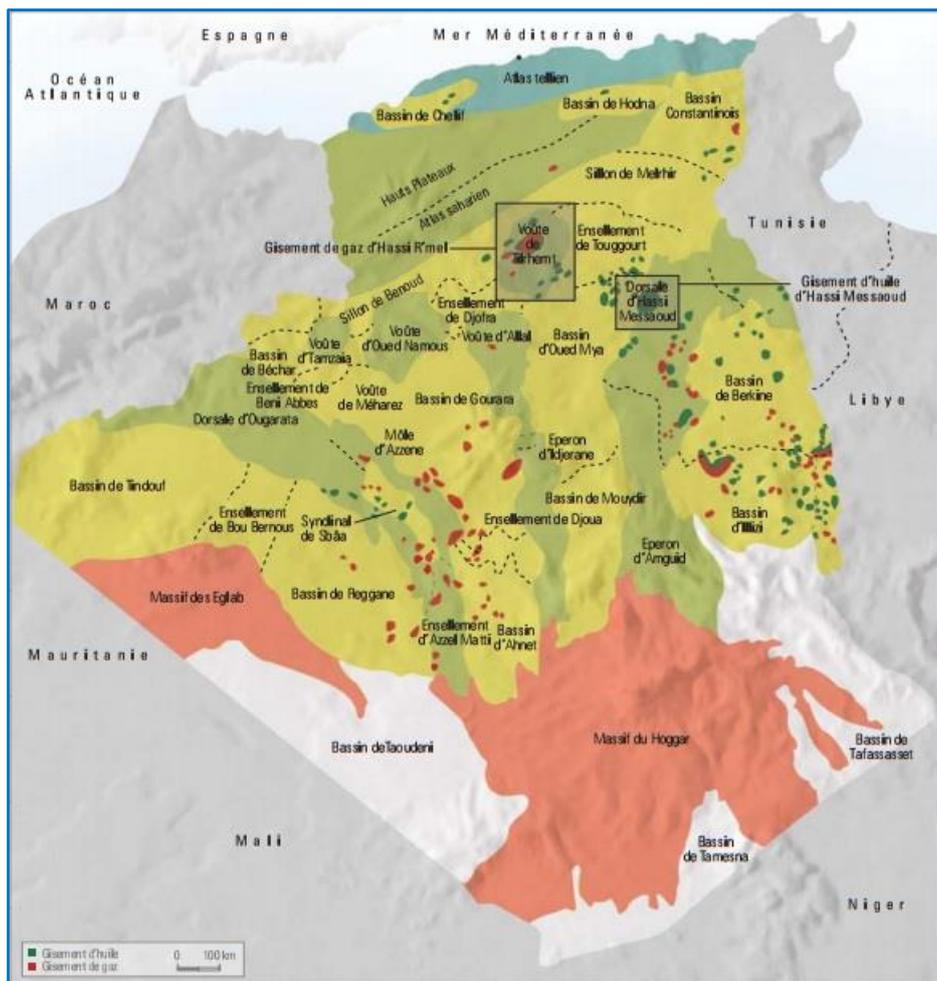


Figure V-1 : Carte des domaines morphologiques et bassins sédimentaires de l'Algérie.

Sur le plan structural, l'Algérie est subdivisée en deux unités tectoniques majeures séparées par la faille sud atlasique :

- Au nord, un domaine alpin marqué par des chaînes de montagnes d'âge tertiaire résultant de l'orogénèse alpine.
- Au sud, la plate-forme saharienne, domaine relativement plus stable constitué d'un socle précambrien sur lequel se sont déposées d'épaisses séries sédimentaires dans des bassins structurés essentiellement durant le Paléozoïque.

D'un point de vue pétrolier, le domaine minier algérien est subdivisé en trois provinces :

➤ La province orientale :

Englobe les bassins d'Illizi, Berkine, Oued Mya et le môle Amguid-Messaoud. C'est au sein de cette province, où se trouvent les gisements géants de Hassi Messaoud (huile) et HassiR'mel (gaz), que l'essentiel des découvertes d'huile et de gaz ont été réalisées jusqu'à aujourd'hui.

➤ La province occidentale :

La province ouest englobe les bassins de l'Ahnet, Timimoun, Béchar-Oued Namous, Reggane, Tindouf, Taoudeni et Sbâa. Cette province, essentiellement à gaz sec. Le potentiel en gaz des pièges aussi bien conventionnels que non conventionnels, notamment les objectifs associés aux pièges subtils, les « tight réservoirs » et les « basin-centered gas accumulations » (BCGAs), confère à cette région du domaine minier algérien une place de premier ordre en termes de prospectivité.

➤ La province du nord :

Englobe les bassins du Sud-Est Constantinois-Melrhir, du Hodna, du Chelif, de l'offshore et de l'Atlas saharien. À cause de son extrême complexité géologique, cette province n'a pas connu une grande activité d'exploration. Néanmoins, les travaux réalisés jusque-là ont permis la mise en évidence de gisements d'huile, montrant ainsi un potentiel certain dans le nord de l'Algérie.

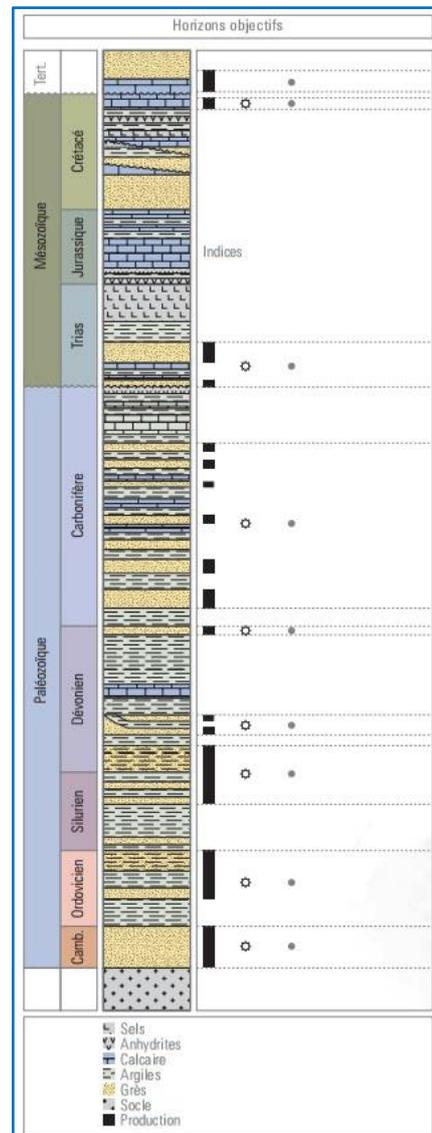


Figure V-2 : Colonne géologique générale de l'Algérie

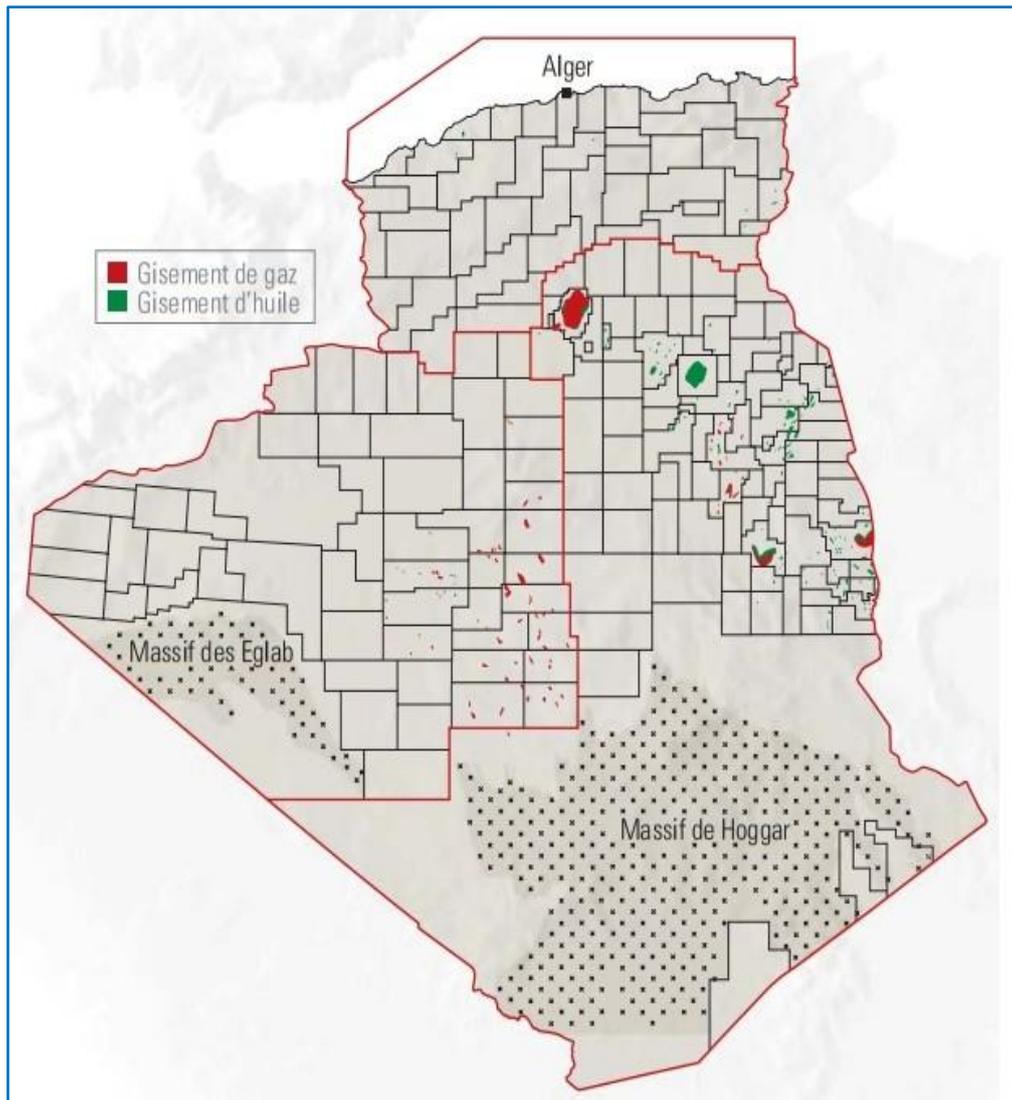


Figure V-3 : Carte du domaine minier et des gisements d'hydrocarbures

V.2. Présentation de la zone d'étude : « TOUAL, bassin de Berkine »

2.1. Bassin de Berkine :

Le bassin de Berkine, intracratonique, qui se situe dans la partie nord-est de la plate-forme saharienne, appartient à la province orientale. D'une superficie globale de 102 395 km², il est l'un des plus importants bassins producteurs d'hydrocarbures.

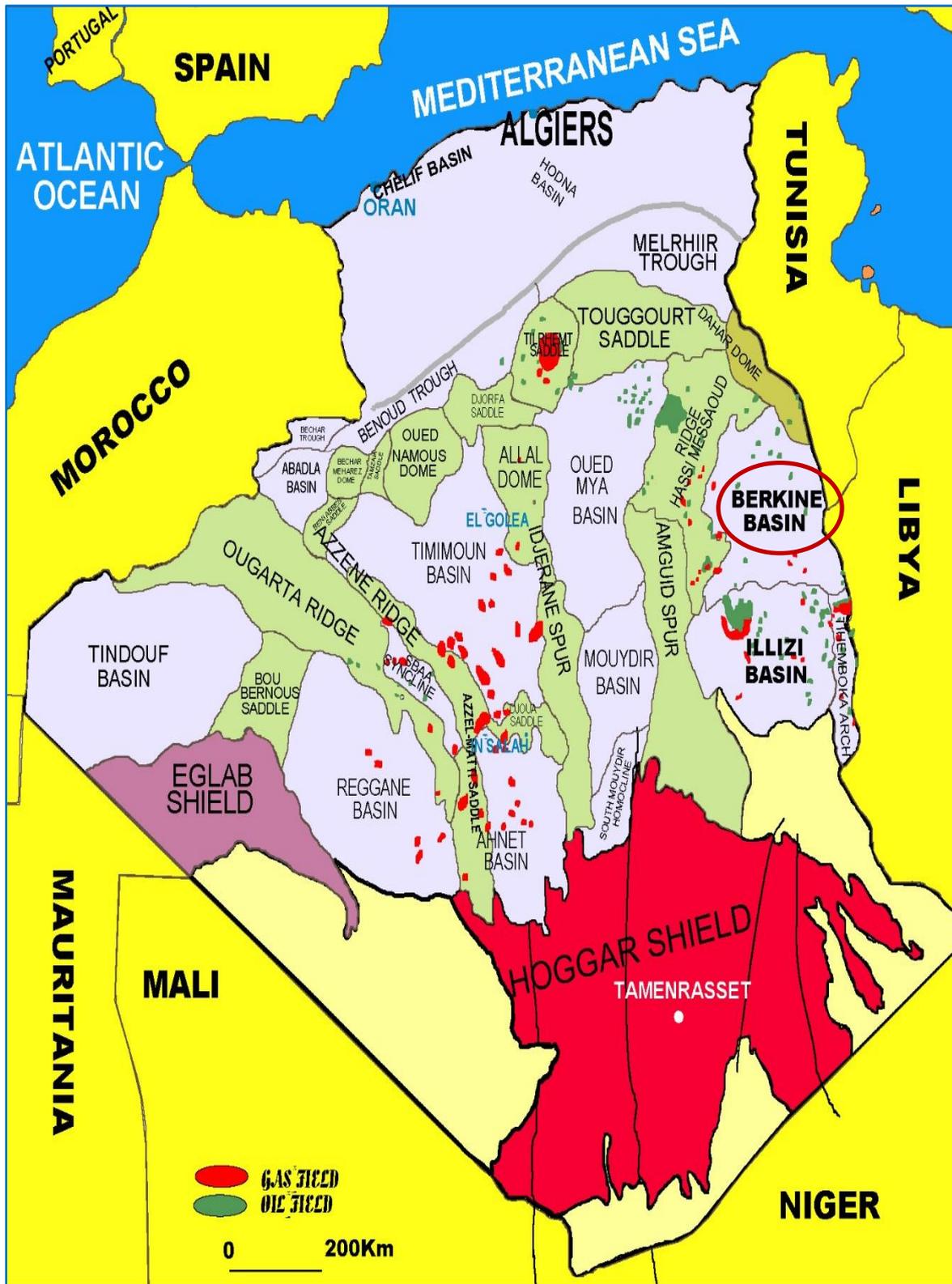


Figure V-4 : Carte des bassins sédimentaires en Algérie

Le bassin de Berkine est essentiellement subdivisé en trois zones pétrolières :

➤ *Dépression sud-est-triasique :*

Elle se superpose pratiquement à l'actuel sillon salifère de Dorbane et à ses extensions vers le sud-ouest. Cette région constitue la zone tampon entre le môle d'Amguid-Hassi Messaoud à l'ouest et le bassin de Berkine à l'est. Elle est caractérisée par les développements des réservoirs du Paléozoïque et du TAGI-TAGS auxquels sont associés les principaux gisements et découvertes connus : Rhourde En Nouss, GassiTouil, Gassi El Adem, Hassi Chergui, Brides, RhourdeAdra, Rhourde Chouf. Ces découvertes d'huile, de gaz et condensat sont associées principalement aux réservoirs triasiques et quartzites de Hamra, et à des structures de grande amplitude délimitées généralement par des systèmes de failles inverses à grands rejets.

➤ *Dépression de Dahar :*

Il s'agit d'un vaste monoclinale mésozoïque à pendage NE se superposant au haut structural de Dahar, lequel constitue le prolongement vers l'ouest de l'arche de la Djeffara tunisienne. Il est limité au nord par le sillon de Melhrir et constitue les bordures nord du bassin de Berkine. C'est un axe faiblement exploré en raison des développements limités des réservoirs triasiques, ordoviciens, et surtout en raison des risques liés à la maturation et aux limites d'extension de la roche mère silurienne. Cette zone est caractérisée par une érosion hercynienne et taconique importante, ainsi que par des développements d'axes structuraux NE-SO. La série triasique se superpose aux séries anciennes du Silurien au Cambro-Ordovicien.

➤ *Dépression de Berkine :*

La région est topographiquement caractérisée par une épaisse couverture dunaire de l'Erg oriental. Il s'agit d'une vaste dépression paléozoïque où le socle se situerait à plus de 6 000 mètres de profondeur. Sa partie centrale reste peu affectée par l'érosion hercynienne où la série terminale du Carbonifère est préservée. Sur les remontées structurales vers les bords du bassin, les séries paléozoïques sont successivement affectées par les érosions hercyniennes.

Les pourtours du bassin stricto sensu sont caractérisés par les développements du Siluro-Dévonien sous le Mésozoïque. Le bassin est limité à l'ouest par les axes structuraux de RhourdeNouss et au sud par le vieux môle d'Ahara-El Ouar, d'orientation est-ouest, qui le sépare du bassin d'Illizi.

En raison de l'importante subsidence qui l'a affecté au cours de son évolution, le bassin de Berkine montre la série sédimentaire la plus complète (plus de 6 000 m), avec trois cycles sédimentaires : paléozoïque, mésozoïque et cénozoïque. (Voir figure IV-5).

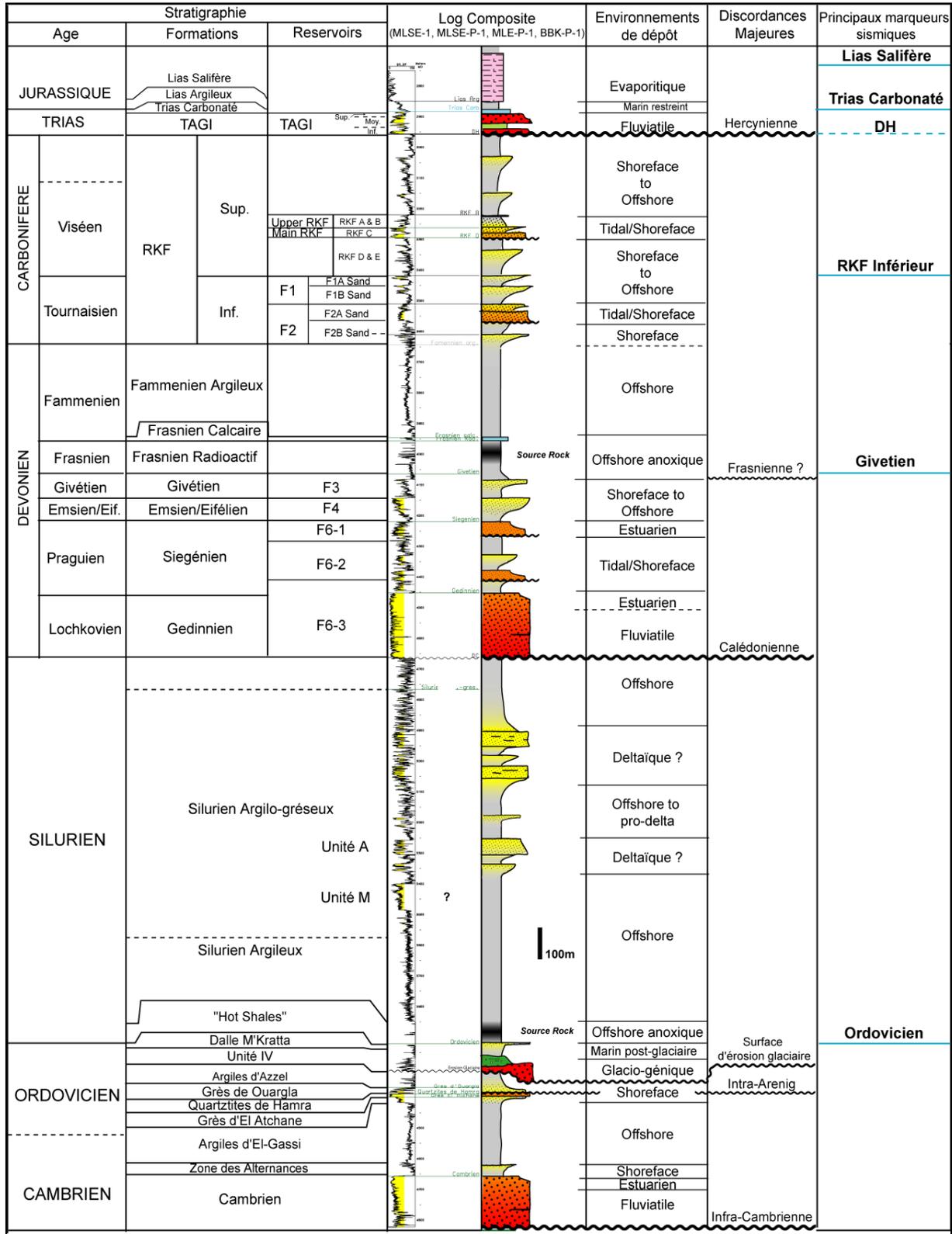


Figure V-5 : Colonne stratigraphique du bassin de Berkine (TOUAL)

V.3. Champ de TOUAL :

3.1. Situation géographique :

Le champ de TOUAL se situe dans le bloc 237 du bassin de Berkine, à 50 Km de Hassi Messaoud, et 11000 Km d'Alger, aux coordonnées suivantes :

UTM :

X = [276 150 - 278 300].

Y = [3 338 950 - 3 345 500].

GEOGRAPHIQUE :

X = [6°40'00" - 6°44'00"] Est.

Y = [30°09'00" - 30°15'00"] Nord.

3.2. Situation géologique :

Le champ de Toual est limité:

- Au Sud-Est par les structures d'Etaib.
- Au Sud-Ouest par la structure de Hassi chergui.
- Au Nord-Ouest par la structure de Gassi Touil.
- Au Nord-Est par le complexe de Taouil.

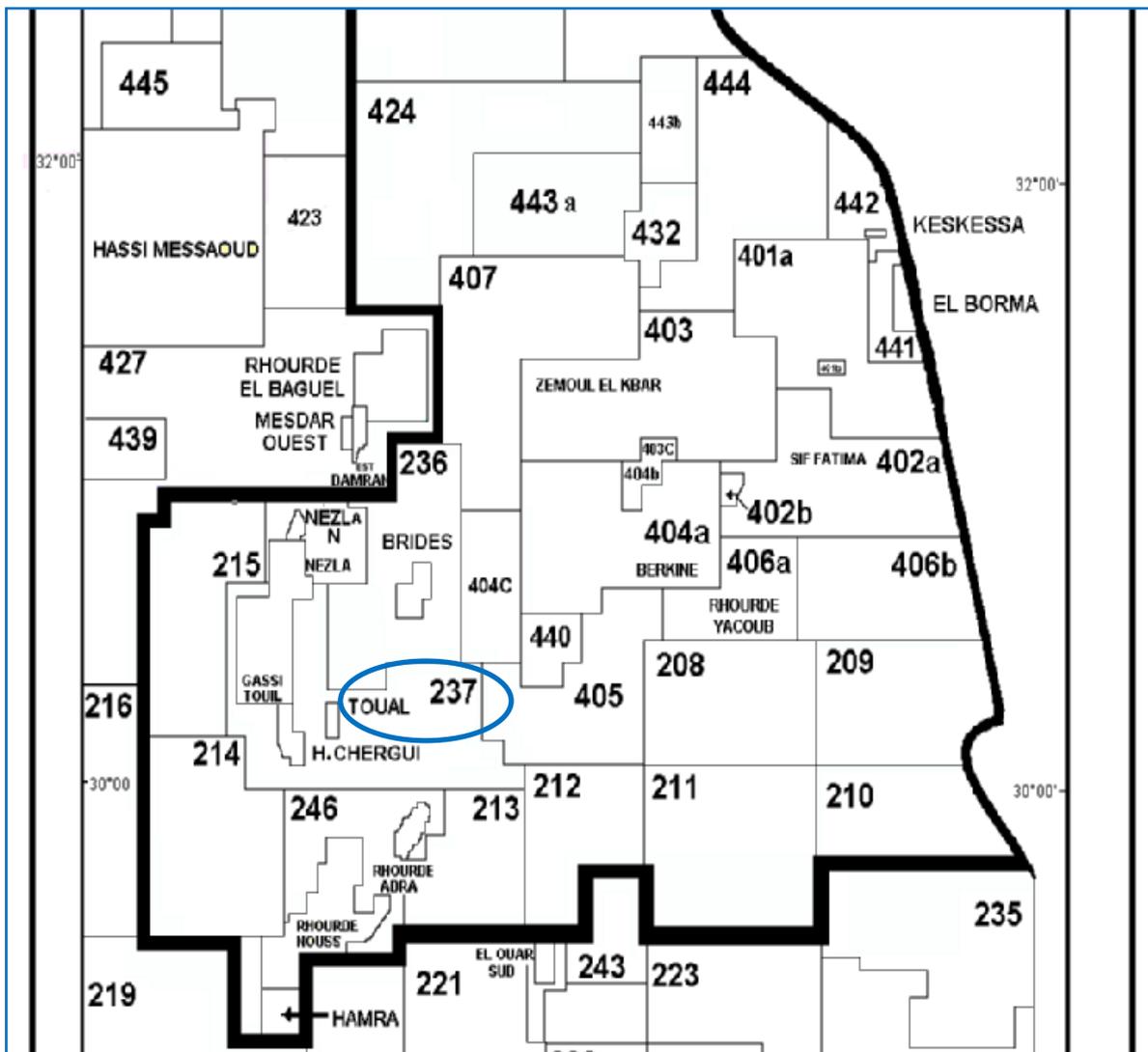


Figure V-6 : Situation du bloc TOUAL dans le bassin de Berkine

➤ TAGI (Trias Argilo-Gréseux Inférieur) :

Le TAGI constitue la série basale du Mésozoïque. Il est caractérisé par des dépôts de type fluviatile se développant sur l'ensemble du bassin.

Trois niveaux gréseux ont été traversés par les forages de Toulal, ayant une épaisseur moyenne de net pay allant de 10 à 16 m et une porosité de 14%.

Les différents contacts, identifiés jusqu'à présent, montrent que le réservoir du TAGI, forme séparément sur chaque culmination anticlinale contre faille du complexe structural de Toulal, plusieurs gisements d'huile et de gaz distincts.

➤ Les niveaux gréseux du Silurien - F6 :

Dans la région de Toulal, six unités argilo-gréseuses (F6-M0, F6-M1, **F6-M2**, F6-A1, F6-A2 et F6-B1) ont été identifiées sur l'intervalle du Silurien-F6, caractérisées par une épaisseur moyenne de grès net de 5 à 10m, et des porosités moyennes variant de 8 à 14%.

Sur ces six unités, seules F6-M0, **F6-M2** et F6-A1, ont été interprétées à hydrocarbures.

3.3.c. Couvertures :

L'étanchéité des réservoirs triasiques est assurée par les argiles du Trias carbonaté-Trias intermédiaire et les évaporites du Trias-Lias. Les rejets des failles assurent dans la plupart des pièges une étanchéité latérale.

Les intervalles des argiles du Silurien argilo-gréseux constituent des couvertures efficaces à l'échelle régionale pour les unités réservoirs du Silurien-F6.

Les niveaux réservoirs présentent des épaisseurs de 5 à 25m et les intervalles argileux, qui assurent le rôle de couverture sont de l'ordre de 30 à 120m.

3.3.d. Pièges :

Les pièges sont de deux types : structuraux et stratigraphiques :

Les pièges structuraux sont des pièges liés aux phases compressives hercynienne et autrichienne.

Les pièges stratigraphiques sont des biseaux sous discordance, contre faille, ou des lentilles gréseuses associées aux extensions des faciès du Trias.

Les pièges sous discordance se trouvent dans la partie nord-ouest du bassin notamment à TOUAL où le Dévonien inférieur est biseauté sous les roches éruptives ou sous le Trias.

Les lentilles gréseuses du Trias carbonaté peuvent former des pièges stratigraphiques locaux si elles se trouvent sur le chemin de migration des hydrocarbures.

L'objectif de l'étude étant de caractériser le niveau réservoir **F6-M2** qui se trouve probablement sous un piège stratigraphique. Le meilleur outil pour détecter ce type de pièges est l'inversion sismique.

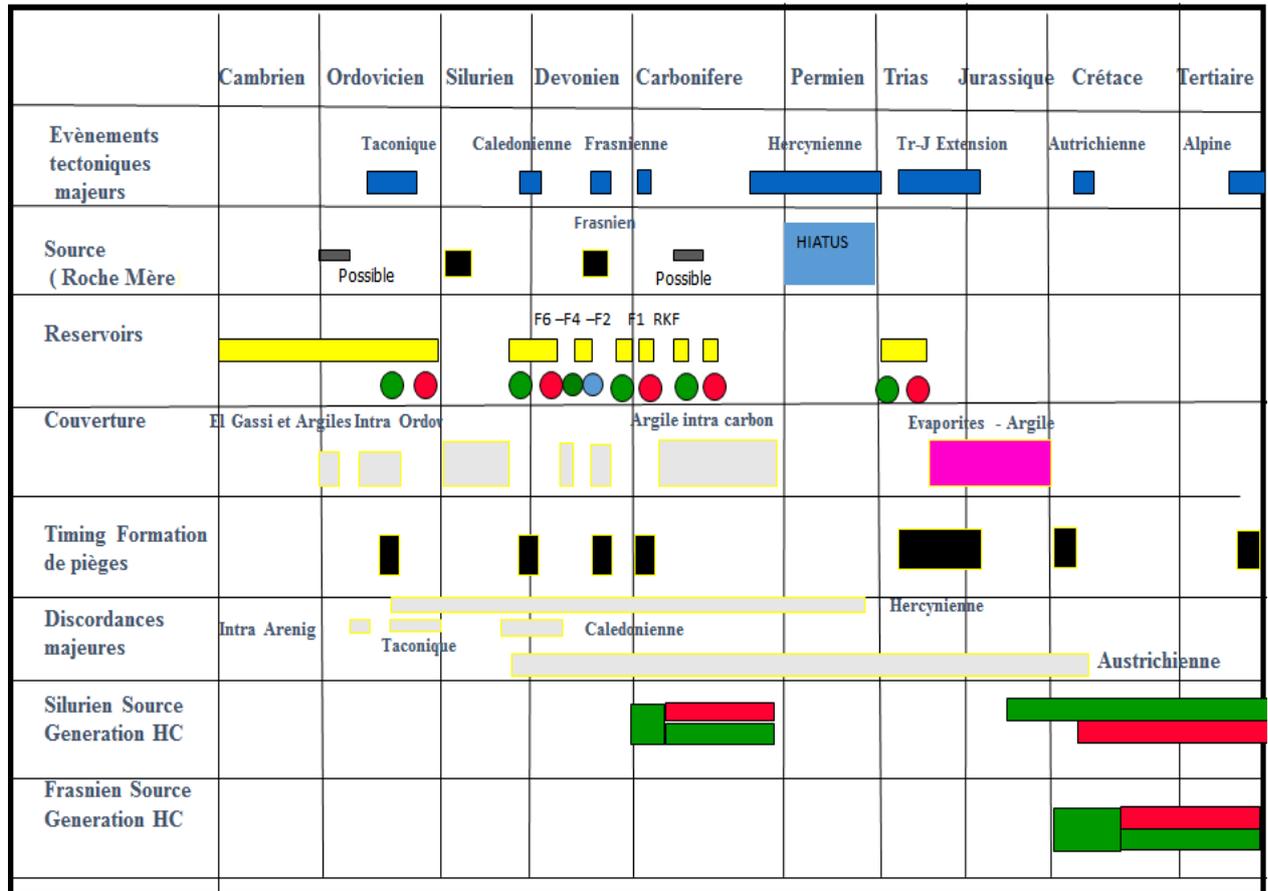


Figure V-8 : Charte du système pétrolier, bassin de Berkine

Chapitre VI :
Application sur des données réelles

Chapitre VI: Application sur des données réelles :

Dans ce chapitre seront exposées de manière explicite les différentes étapes de l'application de l'inversion simultanée sur des données réelle, l'application a été effectuée à l'Entreprise National de Géophysique, sur le logiciel Hampson Russel du CGG Veritas.

L'objectif de cette étude est résumé par les points suivants :

- Description des différentes étapes de l'inversion simultanée des données sismiques.
- Détection du niveau réservoir au niveau des puits, et délimiter son extension au niveau du volume sismique, à partir de l'interprétation des résultats d'inversion.
- Déterminer la présence et la nature des fluides contenus dans le réservoir à partir des paramètres acoustiques et élastiques obtenus par inversion.

Le niveau réservoir objectif de cette étude étant le F6-M2.

VI.1. Présentation et caractéristiques de l'étude :

On cherche à caractériser le réservoir F6-M2, dans la région de TOUAL, bassin de Berkine, pour cela, le meilleur outil dont on dispose est l'inversion sismique simultanée, pour ce faire, une campagne sismique a été effectuée dans la région, et plusieurs puits ont été forés.

1.1. Les données sismiques :

Les données sismiques(en amplitudes préservées et corrigées dynamiquement) utilisées dans le cadre de ce travail, représentent des données réelles acquises lors d'une campagne sismique 3D récente, dans la région de TOUAL, la géométrie est illustrée dans la figure ci-dessous :

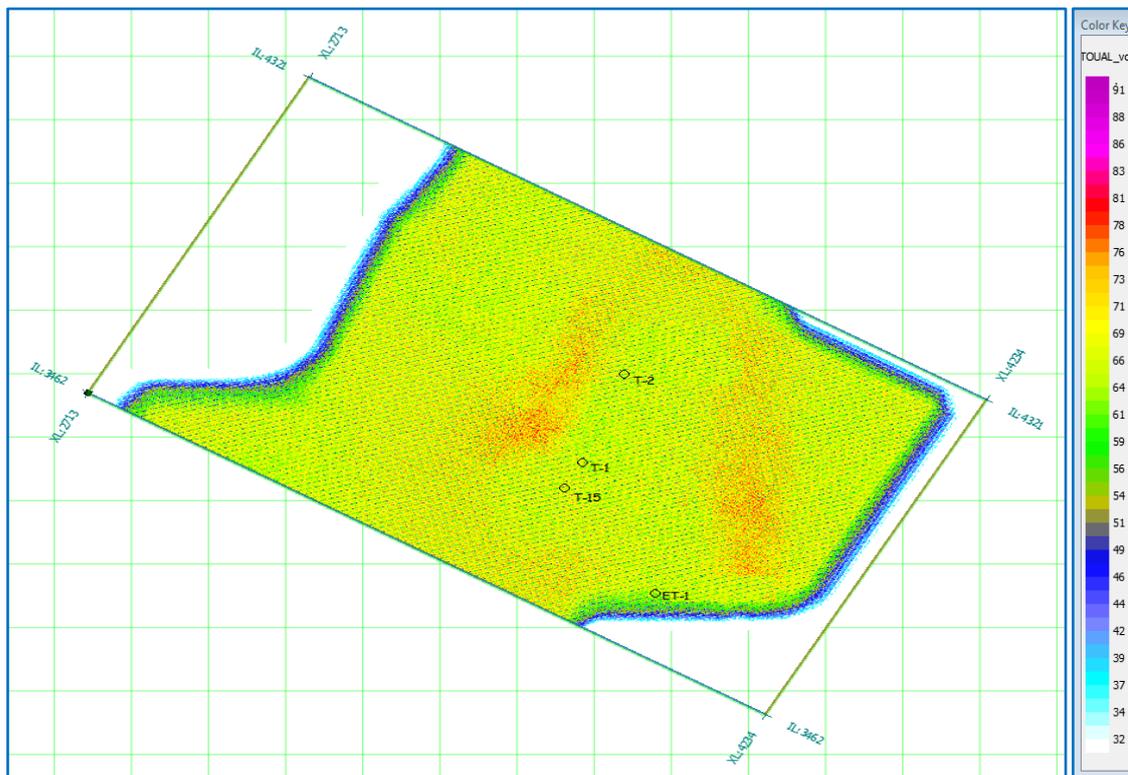


Figure VI-1 : Géométrie de la sismique, et positionnement des puits, attribut de couleur : couverture

1.2. Les données de puits :

Nous disposons de quatre puits implantés dans la région couverte par la sismique, comme illustré par la figure ci-dessus, les puits disponibles sont les suivants :

- ET-1
- T-1
- T-2
- T-15

Notons que le puits ET-1 a produit de l'huile et du gaz, ce qui confirme le potentiel pétrolier de la région, et qui va servir de point de calibration lors de l'interprétation finale.

1.3. Les horizons sismiques :

L'interprétation structurale reste indispensable, car elle est d'une importance capitale lors de la construction du modèle initial pour l'inversion, les horizons disponibles sont les suivants :

- TAGI.
- M2.
- DMK.

L'horizon M2, a été établi suivant le toit du niveau M2, qui représente l'objectif pétrolier de cette étude.

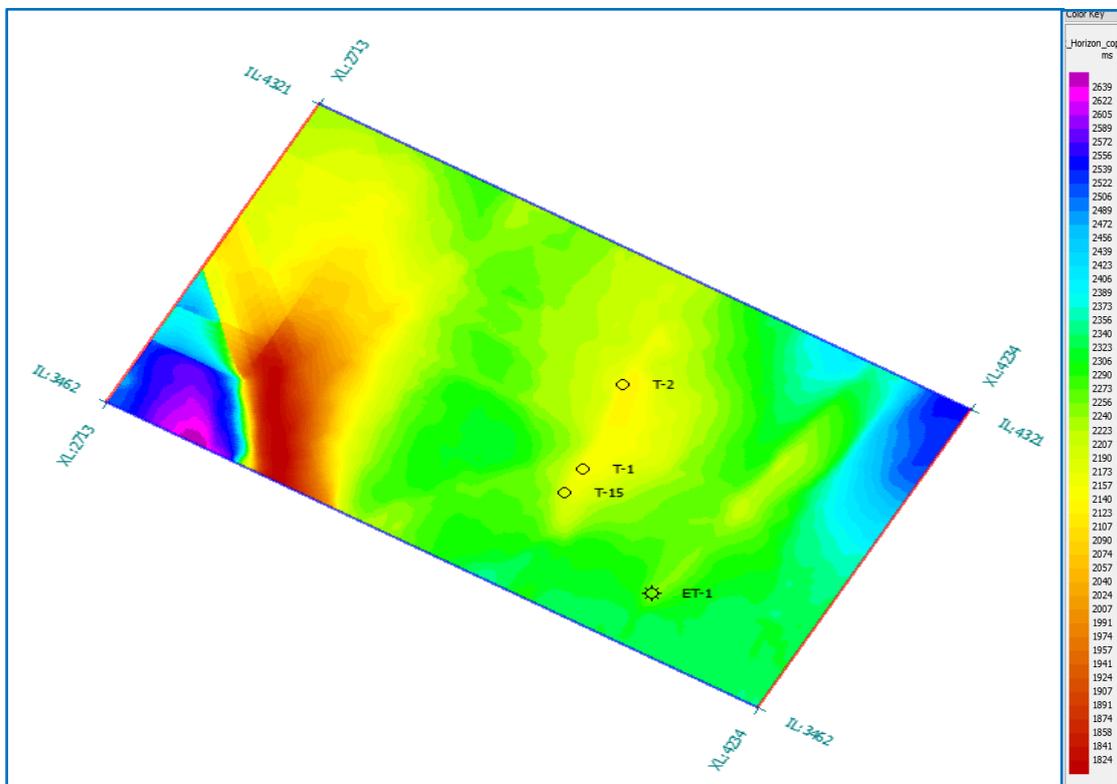


Figure VI-2 : Isochrones au niveau de l'horizon M2 (niveau objectif)

VI.2. Workflow de l'inversion sismique simultanée :

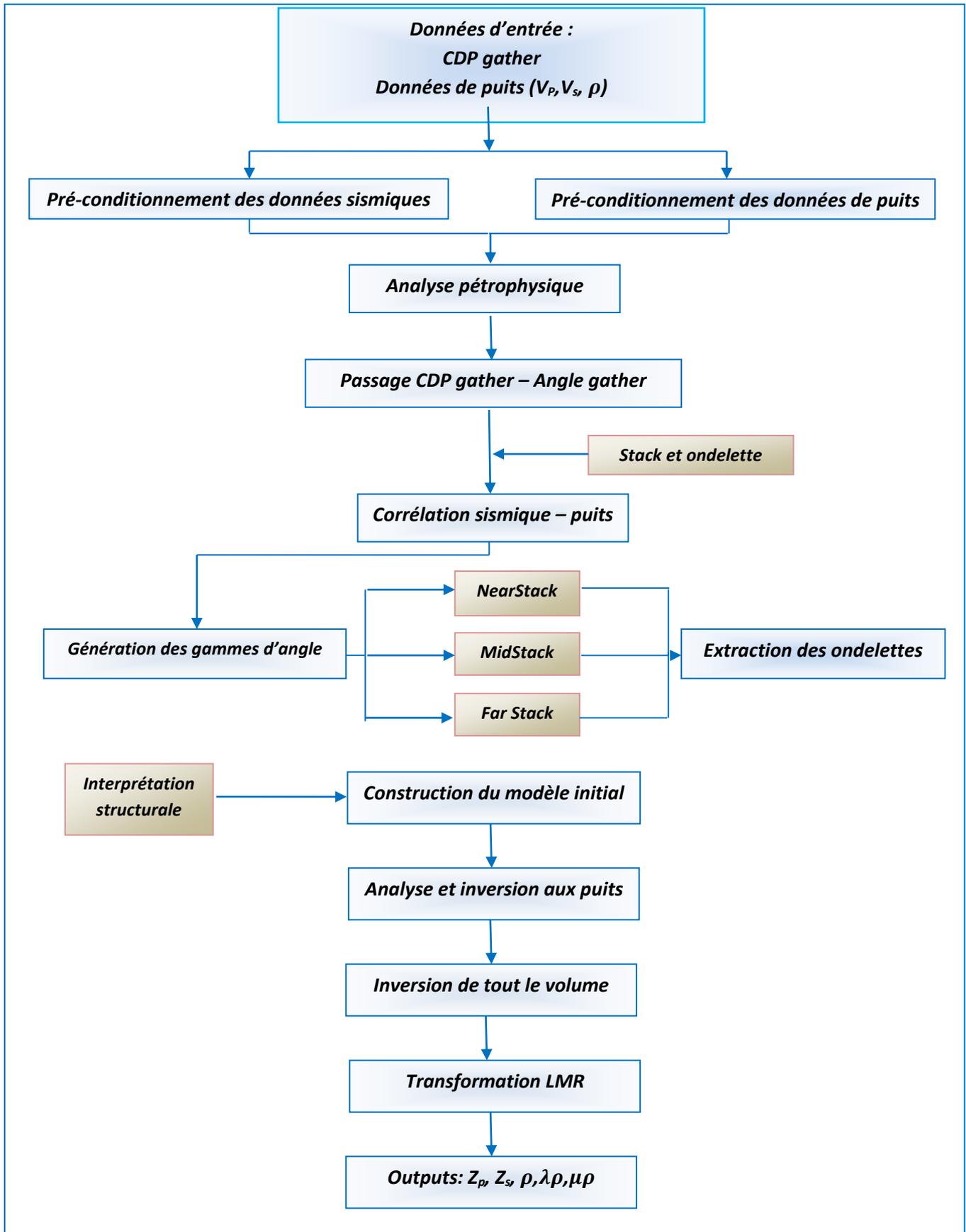


Figure VI-3 : Workflow de l'inversion sismique simultanée

L'inversion sismique est un problème mal posé, dont la solution n'est pas unique, la résolution du problème est très sensible aux bruits, pour cela on effectue un pré-conditionnement des données.

VI.3. Pré-conditionnement des données sismiques :

Les données sismiques non sommées, sont souvent de moins bonne qualité que les données sommées, car, le stack est le meilleur filtre à bruits, afin d'améliorer la qualité des CDP gathers, on effectue un pré-conditionnement des données sismiques, ce dernier, consiste à effectuer une série de traitements particuliers, dans le but d'ajuster l'alignement des événements sismiques, et d'atténuer les bruits aléatoires améliorant ainsi, le rapport Signal/Bruit.

La figure VI-4, représente les CDP gather, qui se trouvent au voisinage du puits T-1. On remarque :

- Un mauvais alignement des événements sismiques.
- La présence de bruits aléatoires.

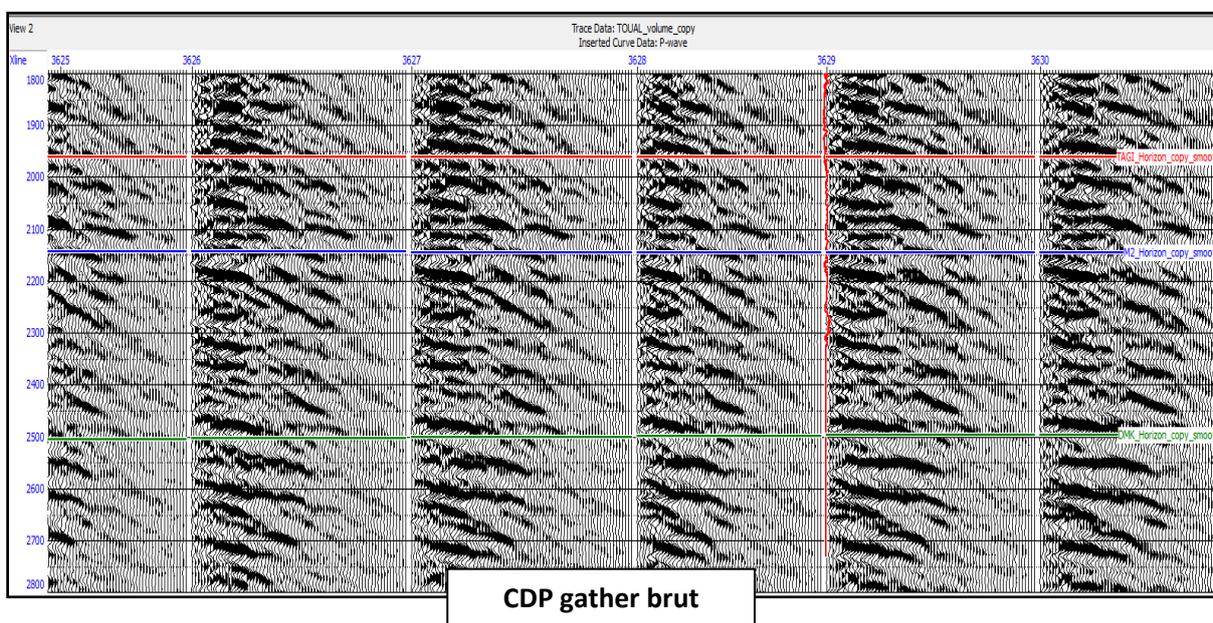


Figure VI-4 : CDP-gather brut (avant pré-conditionnement)

Afin d'améliorer la qualité des gathers, et corriger les effets constatés, il a été convenu d'effectuer les opérations suivantes :

- Trime statique.
- Super gather.

3.1. *Trimstatique* : Consiste à appliquer une correction statique résiduelle, afin d'améliorer l'alignement des événements, on choisit une fenêtre dans laquelle les traces seront sommées donnant naissance à une trace de référence, l'ensemble des traces seront "shiftées" selon un seuil prédéfini afin de correspondre au maximum à la référence.

Les paramètres choisis sont les suivants :

- Longueur de la fenêtre : 12 ms.
- Pas de glissement de la fenêtre : 12 ms.
- Shift maximal : 4 ms.

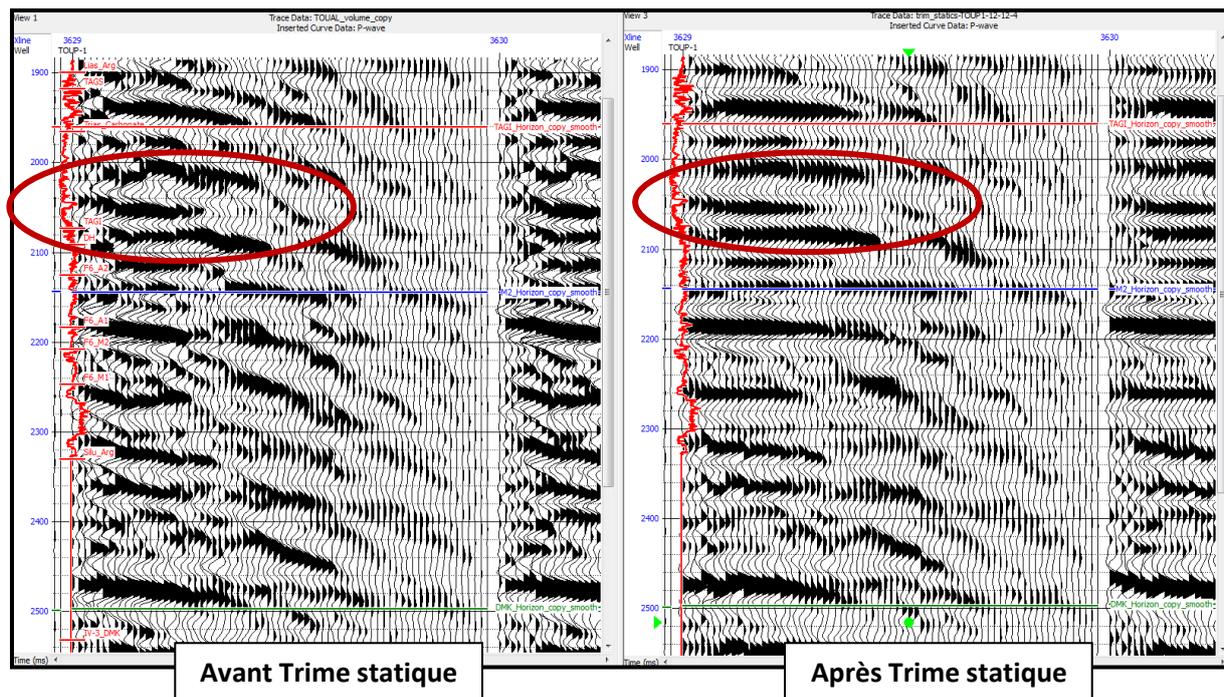


Figure VI-5 : CDP gather avant et après Trime statique

3.2. *Super gather* : Cette étape a pour but d'éliminer les bruits aléatoires, améliorer le rapport signal sur bruit S/B et de réduire le volume de données pour l'inversion. Elle consiste à effectuer des stacks partiels au niveau de chaque CDP gather. Ces stacks partiels sont établis en subdivisant chaque CDP en un nombre de super gather dont chacun d'entre eux contiendra un nombre prédéfini de traces qui seront sommées.

Les paramètres choisis sont les suivants :

Taille du super gather (fenêtre dans laquelle les traces contenues seront sommées) :

- 3 traces par INLINE × 3 traces par XLINE.

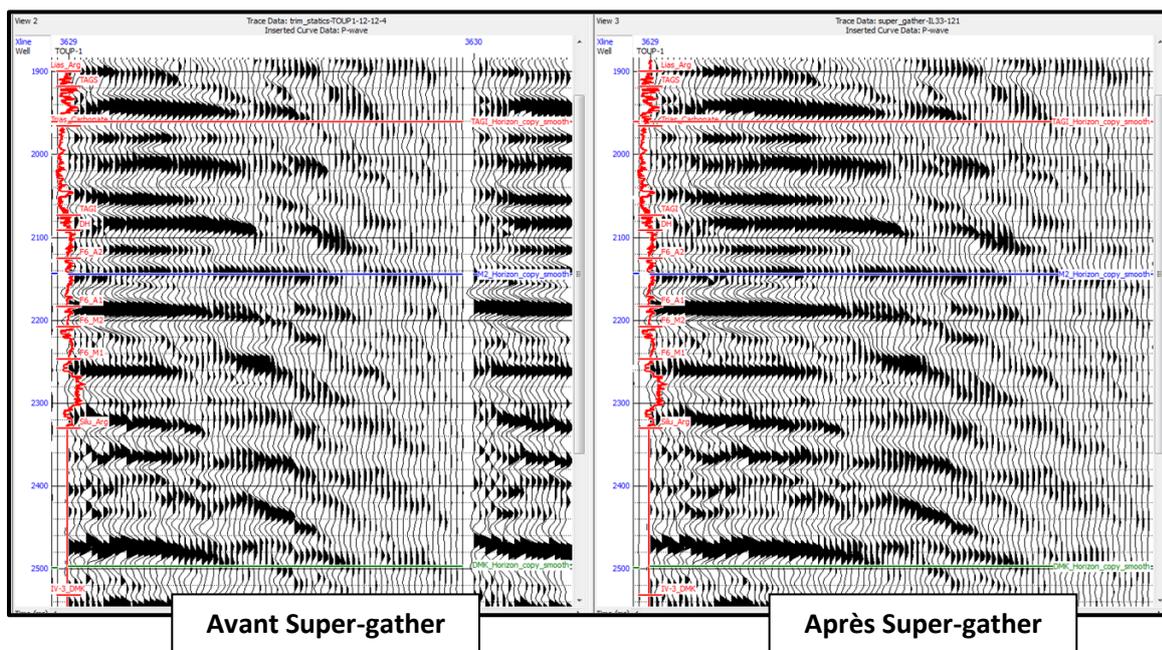


Figure VI-6 : CDPgather avant et après Super gather

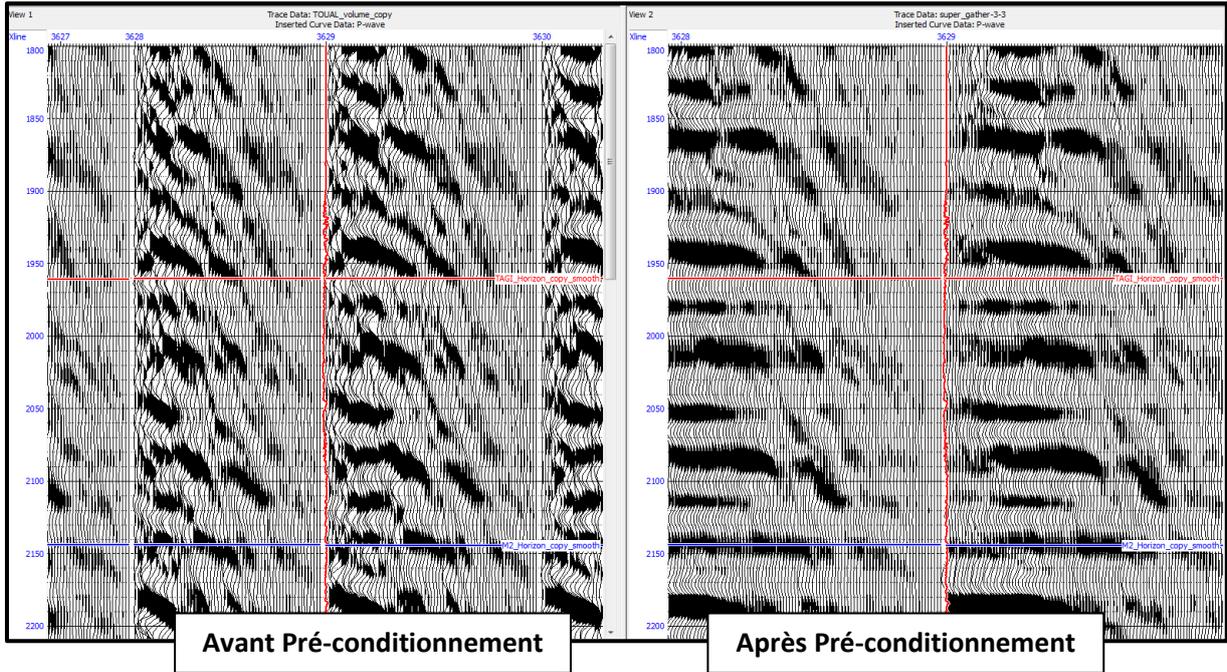


Figure VI-7 : CDP gather avant et après pré-conditionnement-affichage à 24 traces

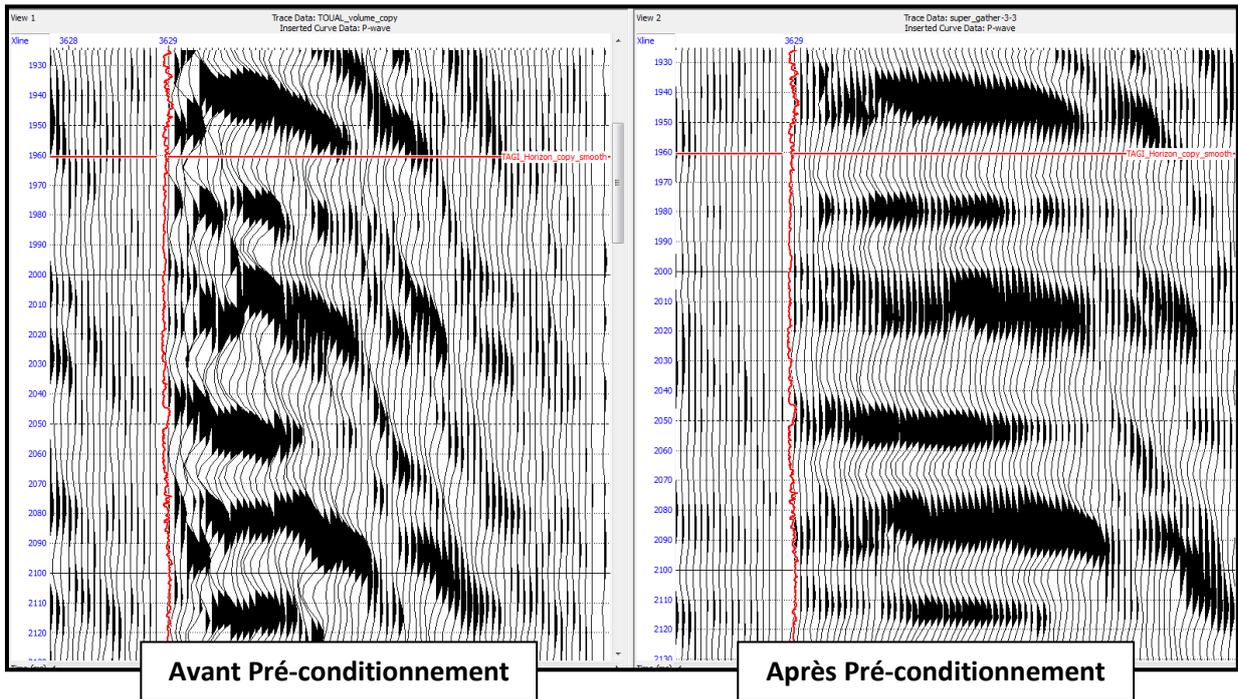


Figure VI-8 : CDP gather avant et après pré-conditionnement-affichage à 12 traces

On remarque un meilleur alignement des événements, et un meilleur ratio Signal/bruits.

VI.4. Pré-conditionnement des données de puits :

4.1. *Splice* : Les logs de diagraphies sont enregistrés à chaque fois qu'une phase de forage est réalisée, afin de relier les différentes phases d'une diagraphie, on effectue un splice.

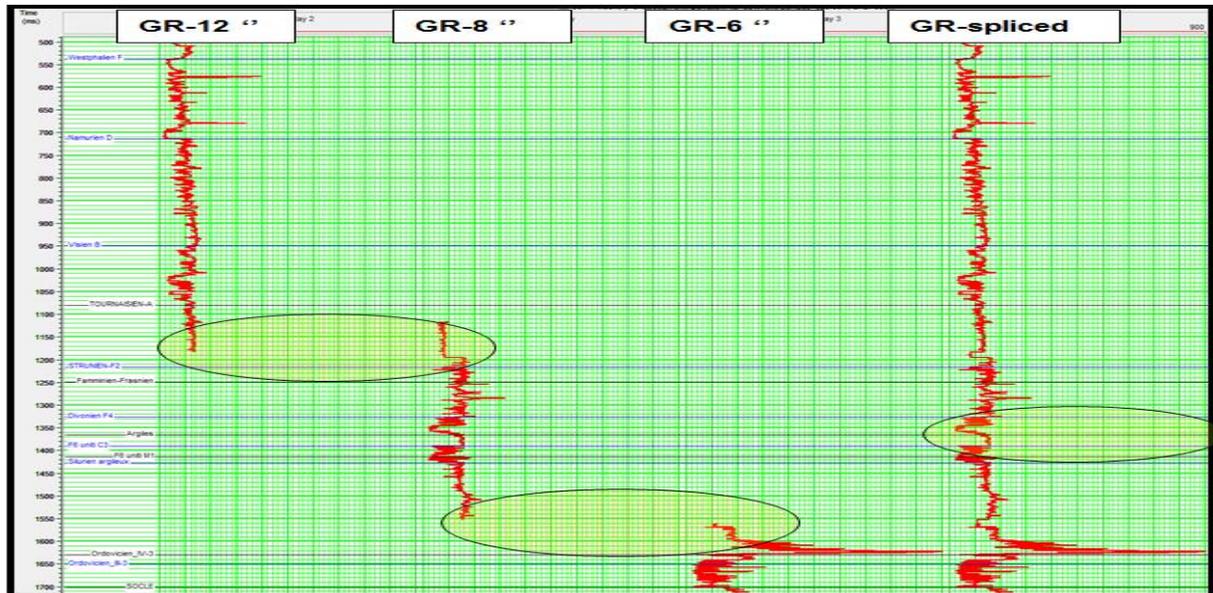


Figure VI-9 : Splice des différentes phases du gamma-ray

4.2. *Dispik* : Consiste à éliminer les pics aberrants (spikes) contenus dans les logs, ces pics peuvent provoquer des anomalies fictives et conduire à une mauvaise interprétation, ils proviennent généralement des break-out au niveau du puits.

Pour éliminer les pics aberrants, il a été convenu d'appliquer un filtre médian.

Les paramètres du filtre appliqué sont les suivants :

- Taille de la fenêtre : 11 échantillons.

4.3. *Smooth* : Les données de diagraphies ont une meilleure résolution que les données sismiques, ceci est dû à leur contenu en hautes fréquences, afin d'effectuer la corrélation, il est nécessaire d'appliquer un filtre passe bande aux données de puits afin de les rendre comparable à la sismique.

Le filtre passe bande a été appliqué avec les paramètres suivants :

- Fréquence minimale 0 Hz.
- Fréquence maximale 70 Hz.

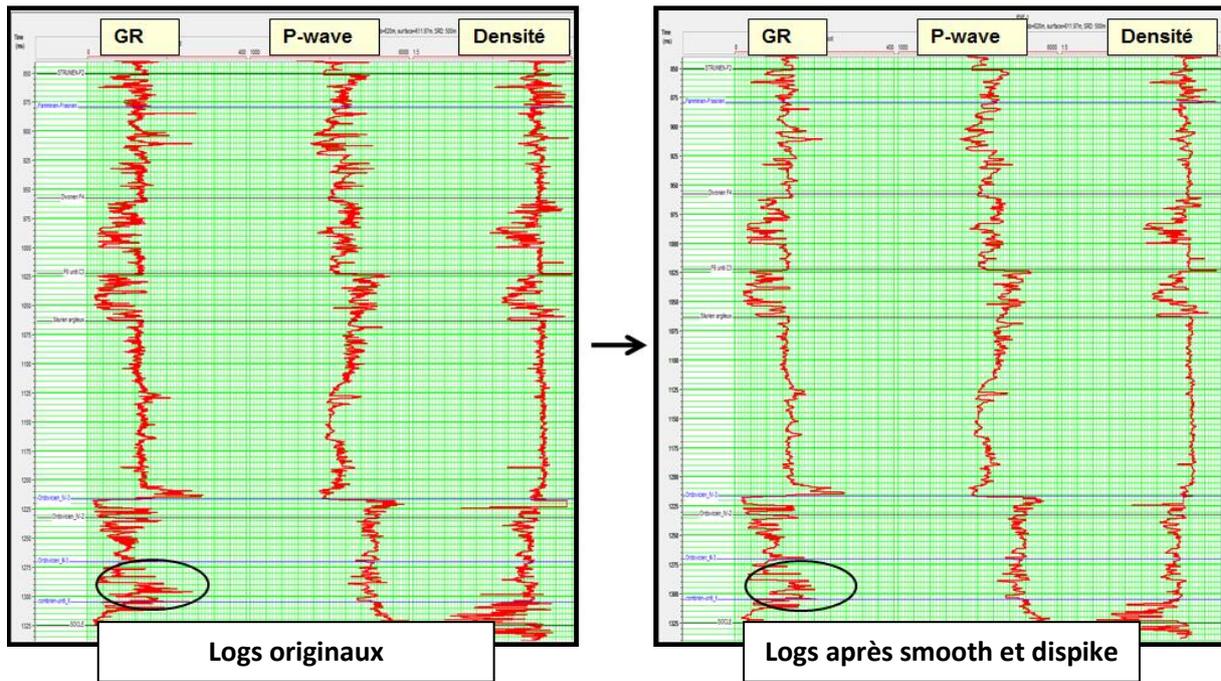


Figure VI-10 : Logs avant et après pré-conditionnement

VI.5. Génération des logs manquants :

Les logs nécessaires pour construire les modèles initiaux de l'inversion sont :

- P-wave.
- S-wave.
- Densité.

Inventaire des données de puits :

Nom du puits	P-wave	S-wave	Densité
E-T	✓	✓	✓
T-15	✓	X	X
T-1	✓	✓	✓
T-2	✓	✓	✓

Tableau V-5 : Inventaire des données de puits

On remarque que le puits T-15 ne contient pas de log de densité et S-wave, il est donc nécessaire de les générer afin de pouvoir utiliser ce puits pour l'inversion.

5.1. Génération du log de densité :

Il a été convenu d'utiliser la relation empirique de Gardner afin de générer le log de densité à partir du P-wave :

$$V_p = a\rho^b \tag{VI-1}$$

On introduit le logarithme afin d'obtenir une relation linéaire :

$$\text{Log}(V_p) = \text{Log}(a\rho^b) \tag{VI-2}$$

$$\text{Log}(V_p) = \text{Log}(a) + \text{Log}(\rho^b) \tag{VI-3}$$

$$\text{Log}(V_p) = b\text{Log}(\rho) + \text{Log}(a) \tag{VI-4}$$

De cette manière il nous suffira de générer le crossplot $\text{Log}(V_p)$ VS $\text{Log}(\rho)$ à partir des puits dans lesquels les logs de densité sont disponibles, et de tirer les constante a et b, à partir de la droite de régression.

Les constante a et b sont tirées séparément dans les grès et dans les argiles. Ces constantes seront utilisées pour générer le log de densité manquant.

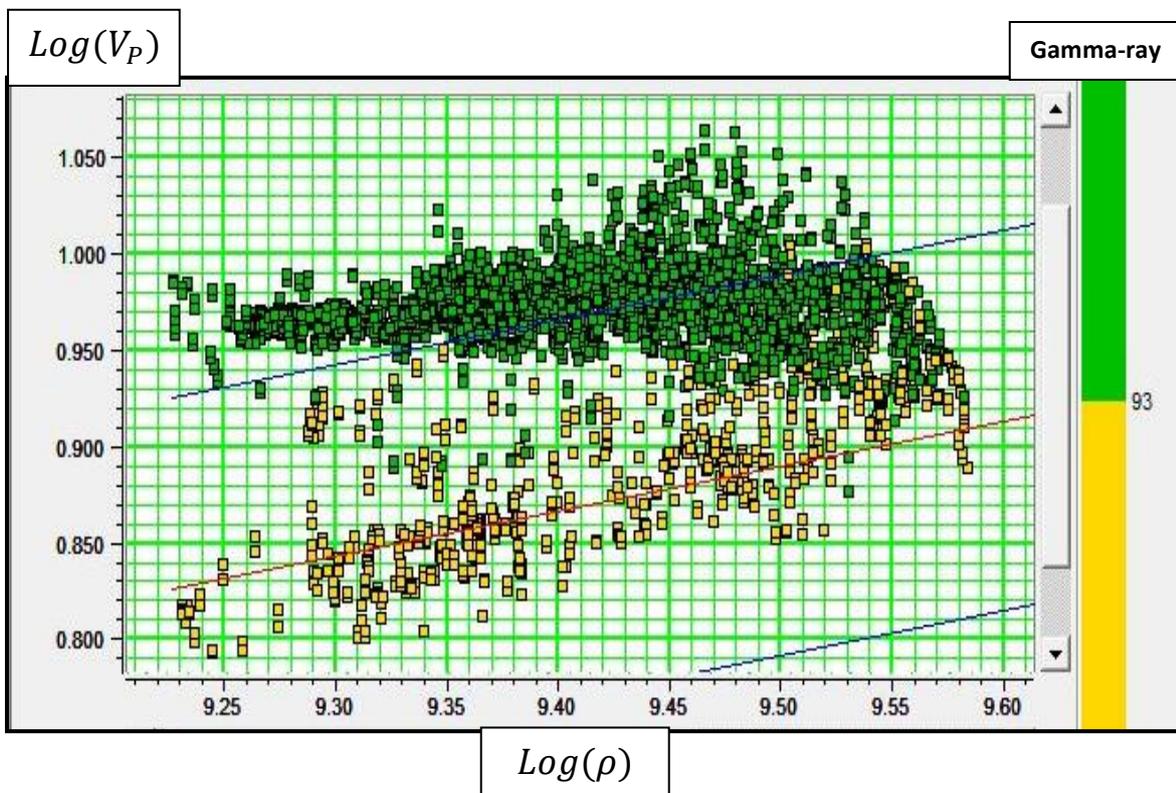


Figure VI-11 : Crossplot $\text{Log}(\rho)$ VS $\text{Log}(V_p)$, attribut de couleur : gamma-ray, droite de régression dans les grès

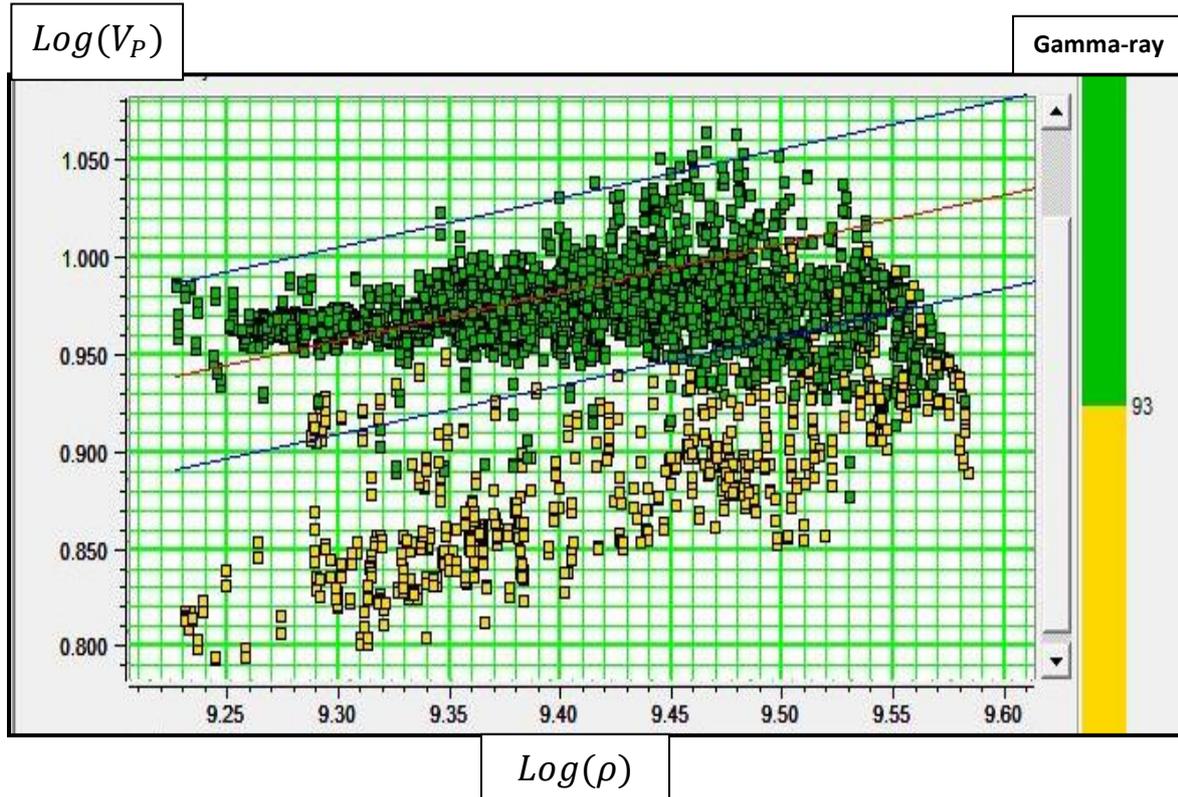


Figure VI-12 : Crossplot $Log(\rho)$ VS $Log(V_p)$, attribut de couleur : gamma-ray, droite de régression dans les argiles

Les constantes obtenues sont traduites dans le tableau suivant :

Lithologie	a	B
Grès	0.21	0.19
Argiles	0.25	0.26

Tableau VI-6 : constantes de génération du log de densité à partir de la relation de Gardner

5.2. Génération du S-wave :

Il a été convenu d'utiliser la relation empirique de Castagna afin de générer le S-wave à partir du P-wave (sonique) :

$$V_p = a \cdot V_s + b \tag{VI-5}$$

Tel que :

$$V_s = a V_p + b \tag{VI-6}$$

De cette manière il nous suffira de générer le crossplot V_s VS V_p et de tirer les constante a et b, à partir de la droite de régression.

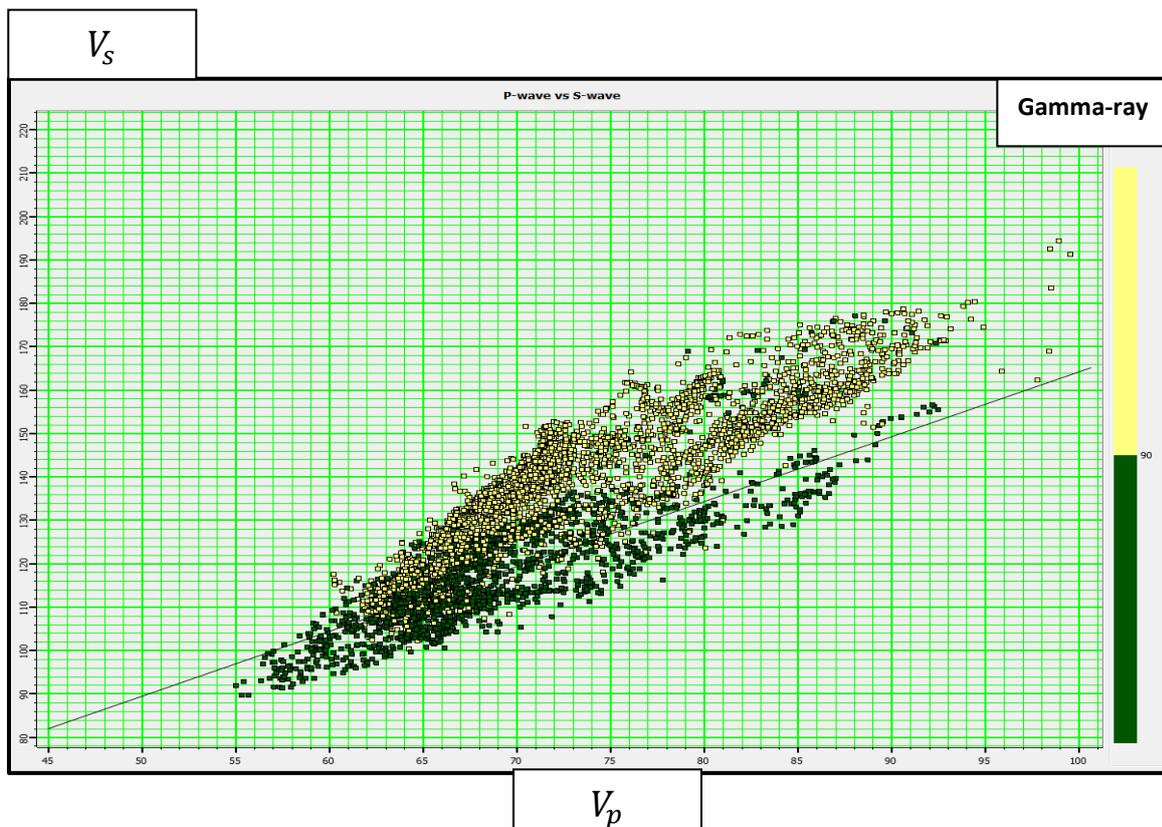


Figure VI-13 : Crossplot V_p VS V_s attribut de couleur : gamma-ray, droite de régression dans les grès

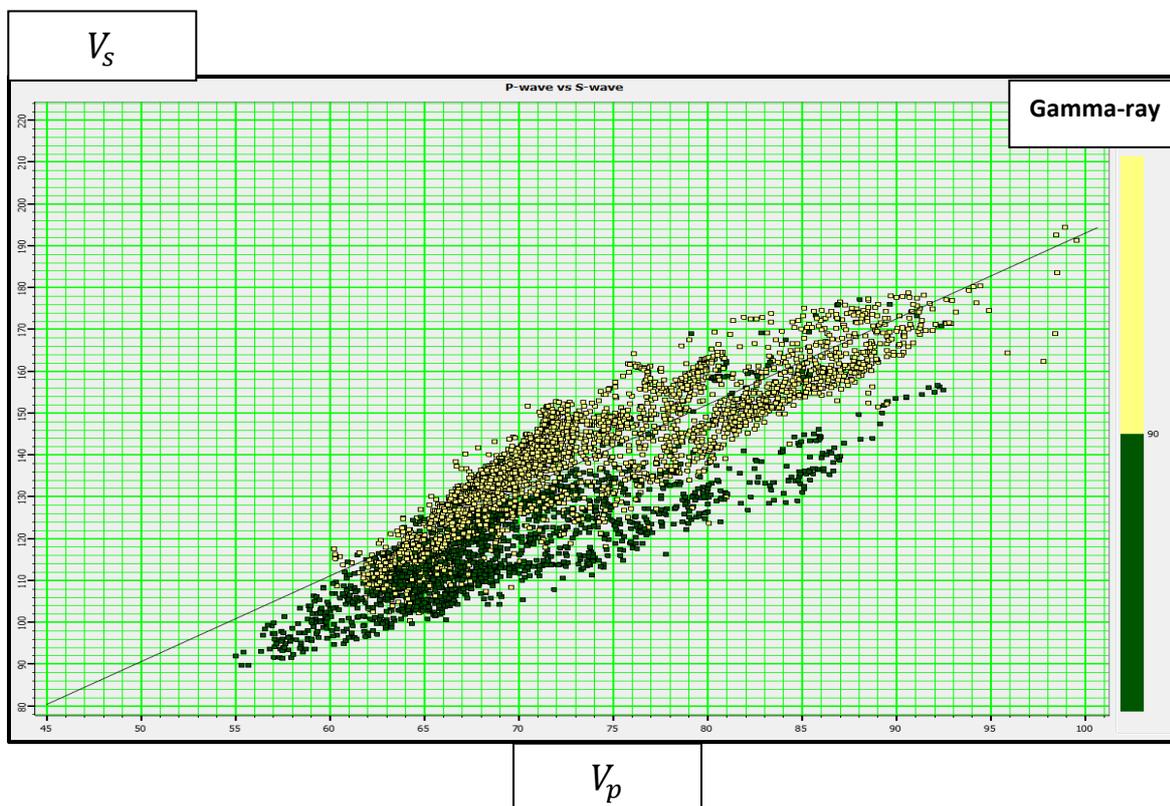


Figure VI-14 : Crossplot V_p VS V_s attribut de couleur : gamma-ray, droite de régression dans les argiles

Lithologie	a	B
Grès	0.795	-0.862
Argiles	0.862	-1.052

Tableau VI-7 : Constantes de génération du S-wave à partir de la relation de Castagna

NB : V_s et V_p sont données en km/s.

5.3. Contrôle de qualité des logs générés :

Dans le but de contrôler la qualité des logs générés, et estimer la fiabilité des constantes tirées à partir des crossplots précédents, on génère à partir de ces dernières les logs de densité et S-wave, et on les compare avec ceux enregistrés disponibles dans les puits E-T, T-1 et T-2.

La figure VI-15 représente un affichage des logs générés avec ceux enregistrés dans le puits ET-1, dans le but de contrôler la qualité des logs générés à travers leur niveau de corrélation avec les logs originaux.

On remarque une bonne correspondance entre les deux logs, donc on peut utiliser les constantes obtenues précédemment pour générer les logs manquants dans le puits T-15.

————— Logs générés
————— Logs enregistrés

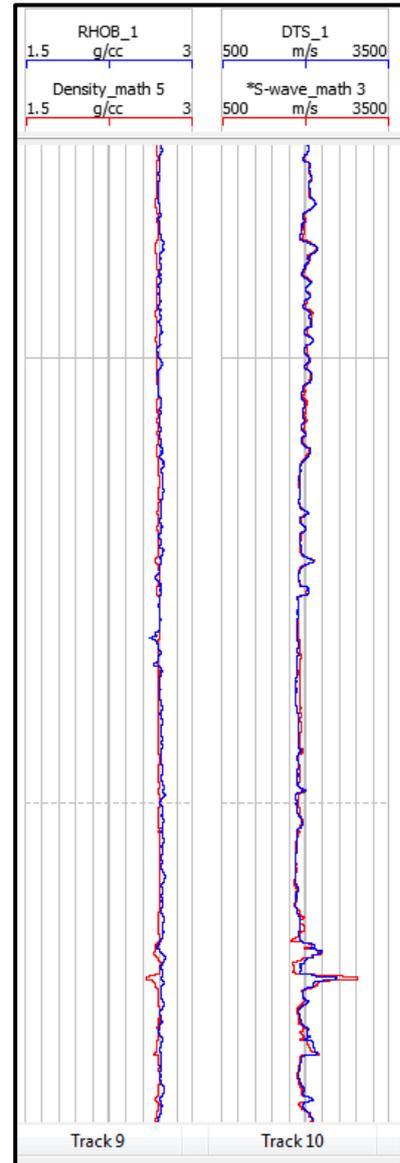


Figure VI-15 : Qc des logs générés

VI.6. Analyse pétrophysique :

Nous avons choisi d'effectuer une analyse pétrophysique au niveau du puits ET-1, sachant que ce dernier a produit de l'huile et du gaz, pour cela nous disposons des logs suivants :

Gamma-ray, caliper, porosité neutron, densité, sonique Δt , sonique Δs , volume des argiles et résistivité.

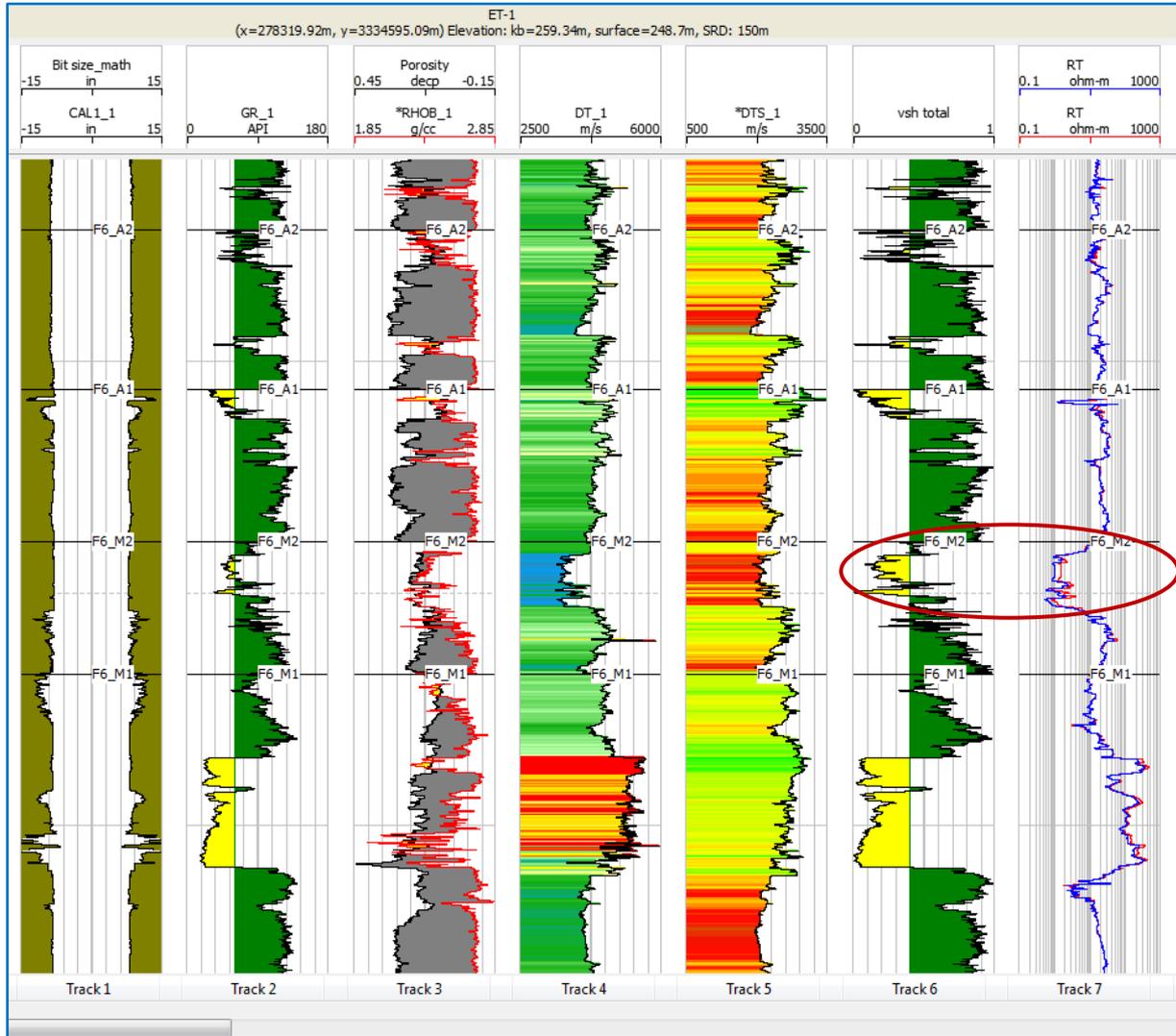


Figure VI-16 Analyse pétrophysique du niveau F6-M2 dans le puits ET-1

Le niveau objectif est le niveau F6-M2, en face de ce dernier on remarque :

- Une porosité de l'ordre de 14%.
- Chute de la vitesse des ondes P (en m/s).
- Une basse résistivité.

Le niveau M2 est un niveau gréseux, contient des hydrocarbures malgré les faibles résistivités observées sur le log en face de ce niveau, ces dernières sont dues à la présence de minéraux conducteurs dans la matrice (confirmés par les données de carottes).

Avant la mise en production du puits, la présence d'hydrocarbures a été confirmée et leur nature déterminée (gaz et huile), grâce aux DST (Drillstem test ou tests du puits), ou test par tiges de forage, et qui sont des opérations destinées à déterminer les caractéristiques hydrodynamiques d'un réservoir (réservoir d'hydrocarbures ou formation aquifère).

VI.7. Passage CDP gather-Angle gather:

L'inversion pre-stack simultanée des données sismiques, est basée sur la version de Fatti et Al de l'approximation d'Aki et Richards, cette dernière exprime la variation de la réflectivité en fonction de l'angle d'incidence, alors que nos données sismiques sont fonction de l'offset, il est donc nécessaire de convertir les CDP-gathers en Angle-gathers.

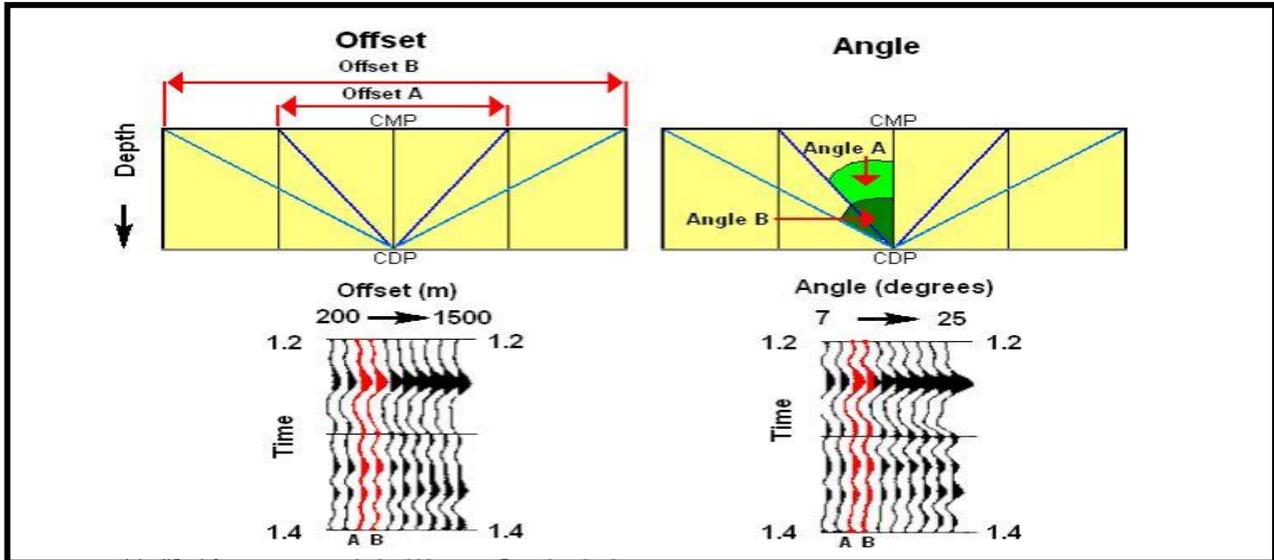


Figure VI-17 : Passage CDP gather-Angle gather

La relation entre offset et angle d'incidence est donnée comme suit :

$$\tan\theta = \frac{X}{2d} \tag{VI-7}$$

Tel que :

X : Offset.

θ : Angle d'incidence.

d : Profondeur.

$$d = \frac{V_{RMS}t_0}{2} \tag{VI-8}$$

V_{RMS} : Vitesse quadratique moyenne.

t_0 : Temps vertical double.

Le passage CDP gather-Angle gather nécessite une loi de vitesse, la vitesse utilisée est celle appliquée lors de la correction dynamique (NMO).

Après avoir introduit la loi de vitesse, on obtient alors les données sismiques en fonction de l'angle d'incidence :

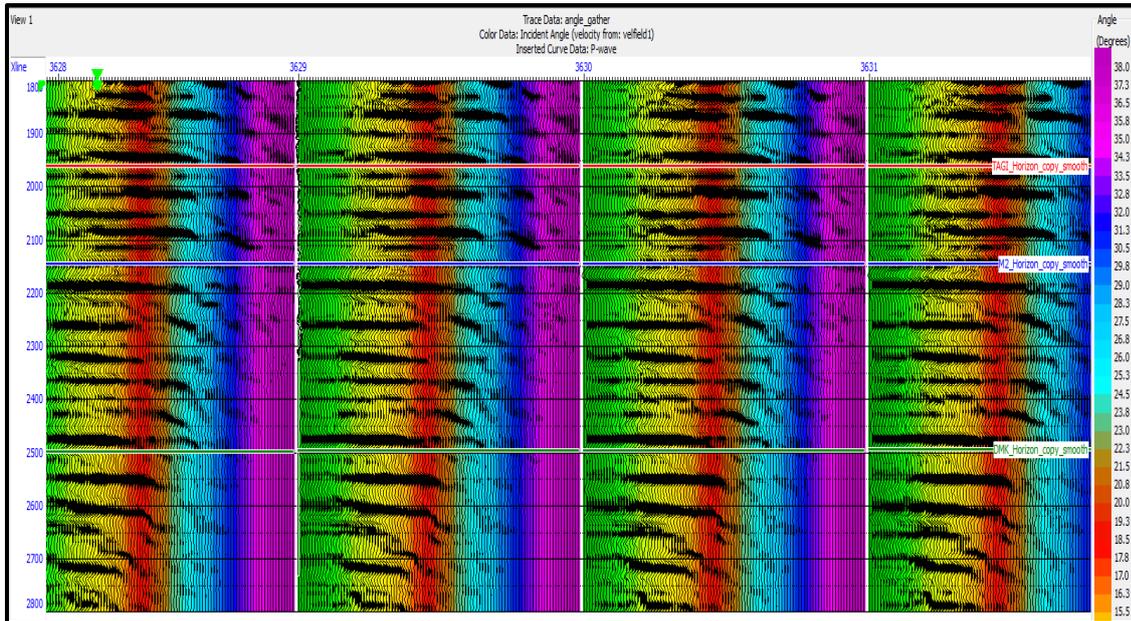


Figure VI-18 : Angle gathers, attribut de couleur: angle d'incidence

VI.8. Corrélation et extraction de l'ondelette :

L'inversion sismique est un jeu des paramètres physiques destiné à minimiser l'écart quantitatif entre les réponses synthétiques et réelles. Afin d'ajuster ce jeu uniquement sur les paramètres du modèle, il est nécessaire d'idéaliser les autres facteurs pouvant affecter la réponse synthétique, comme l'ondelette sismique, et la relation temps-profondeur des données de puits qui intervient dans la construction du modèle initial.

8.1. Corrélation sismique-puits :

La corrélation a pour objectif de corriger manuellement la table de conversion temps-profondeur, obtenue précédemment à partir du checkshot, pour cela, on effectue un calage entre les données sismiques aux alentours du puits, avec une trace synthétique construite à partir de la convolution de l'ondelette statistique que l'on va extraire à partir des données sismiques, avec la série de réflectivité calculée à partir des logs.

Cette opération consiste à identifier les événements sismiques dans le synthétique et de les faire correspondre avec la trace composite (moyenne des traces sismiques aux alentours du puits) en appliquant des shifts manuels.

La corrélation est effectuée pour chaque puits sur des données sismiques sommées, pour cela on effectue un stack des angles gathers, et on extrait une ondelette statistique pour ce dernier.

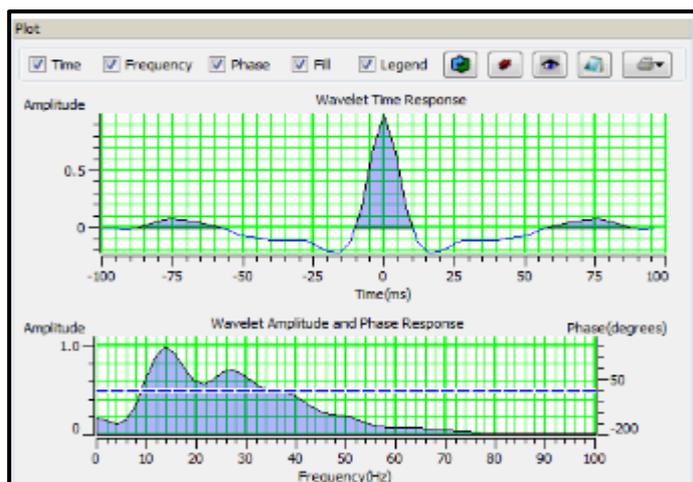


Figure VI-19 : Ondelette statistique extraite à partir du stack

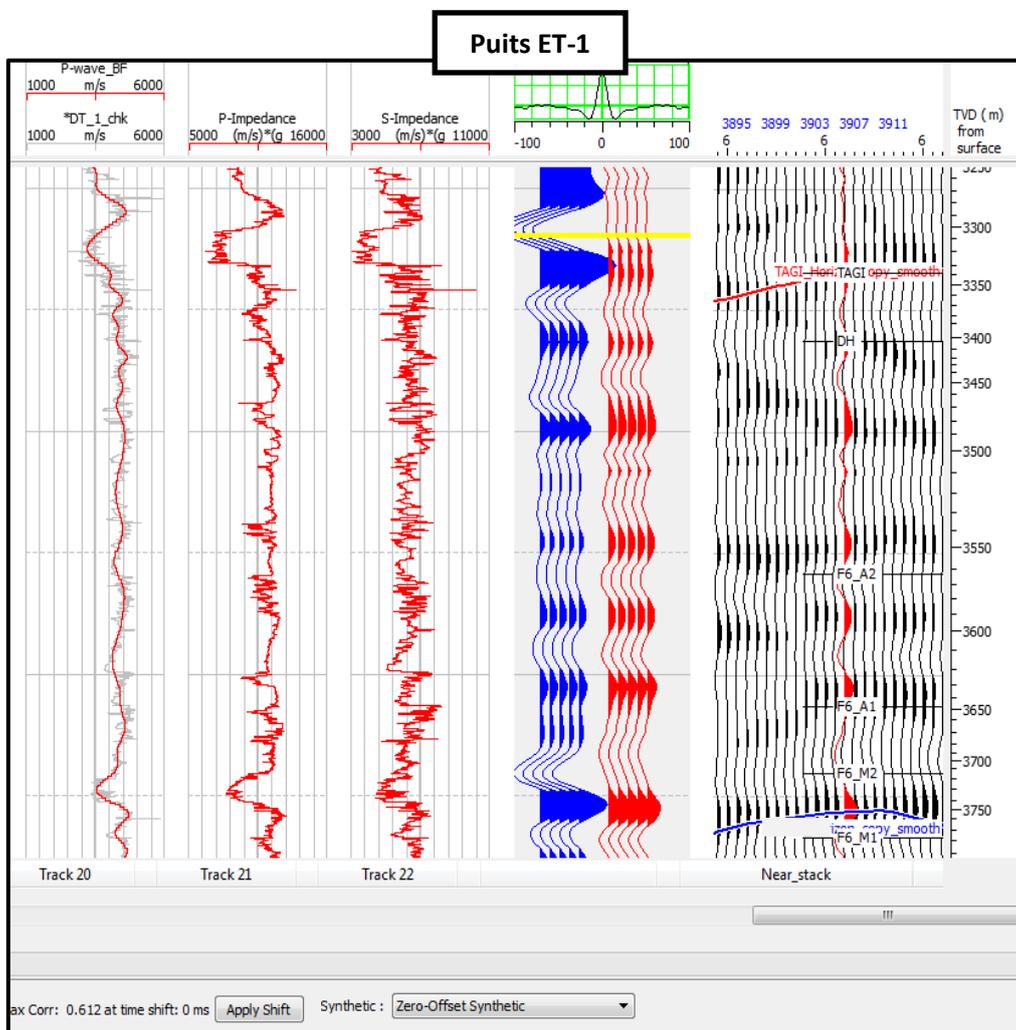


Figure VI-20 : Corrélation du puits ET-1 avec le stack

8.2. Extraction des ondelettes :

L'ondelette varie spatialement en fonction de l'angle d'incidence, il est donc nécessaire de prendre en compte ces variations dans la construction du synthétique pour l'inversion, pour cela nous allons subdiviser les données sismiques en trois gammes d'angles et les sommer partiellement, nous allons ensuite extraire une ondelette pour chaque gamme d'angle, ces ondelettes seront utilisées pour l'inversion tandis que la précédente a été extraite seulement dans le but d'effectuer la corrélation.

8.2.a. Génération des gammes d'angles :

Les gammes d'angles ont été choisies comme suit :

- Near angle stack [2 -14°]
- Middle angle stack [14-28°]
- Far angle stack [28-40°]

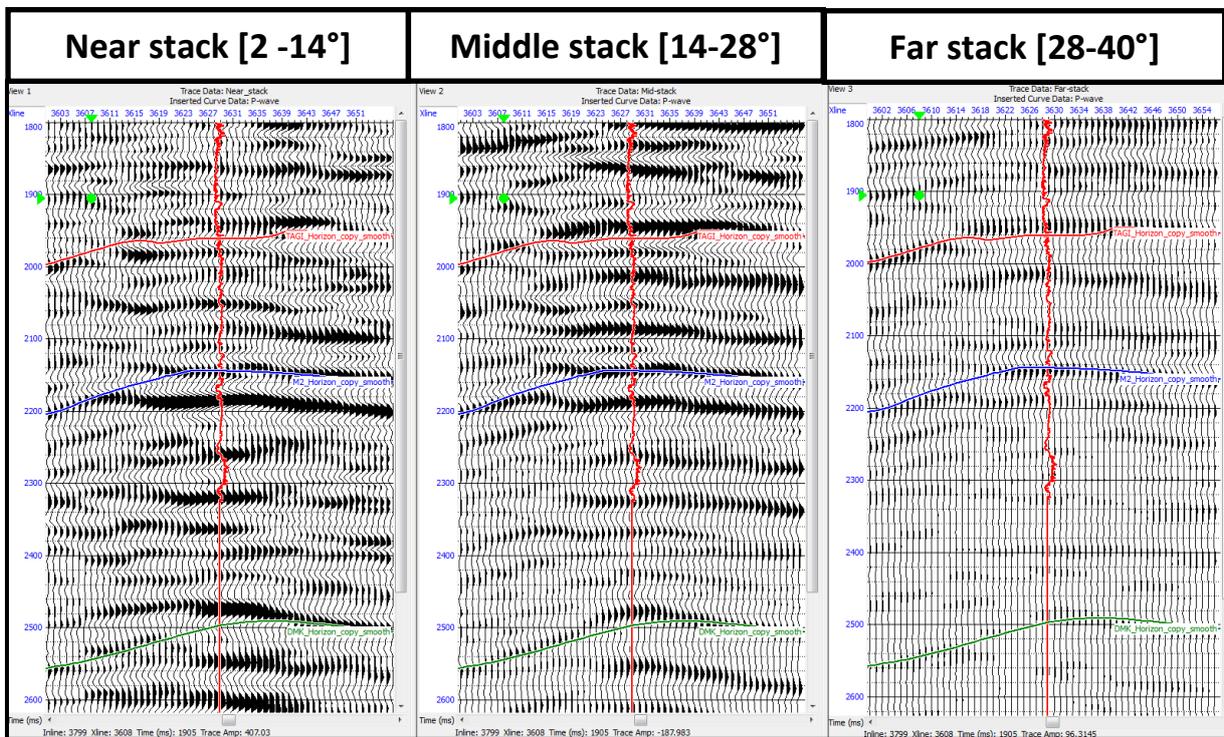


Figure VI-21 : Les gammes d'angles (stacks partiels), affichage de l'INLINE passant par le puits ET-1

Comme tout signal en physique, l'ondelette sismique est caractérisée par deux paramètres qui sont les suivants :

- Spectre d'amplitude.
- Spectre de phase.

L'extraction des ondelettes passera donc par deux stades :

- Extraction statistique de l'ondelette : permet d'obtenir le spectre d'amplitude à partir des données de la sismique uniquement.
- Extraction du spectre de phase : permet d'estimer le spectre de phase de l'ondelette à partir des données de puits.

➤ Extraction statistique de l'ondelette :

Cette méthode permet d'extraire le spectre d'amplitude des ondelettes à partir de l'autocorrélation des données sismiques supposées à phase nulle.

Les paramètres d'extraction statistique des ondelettes sont les suivants :

- Fenêtre d'extraction :
Option : entre deux horizons : TAGI-M2 + 50 ms
- Longueur de l'ondelette : 200 ms.

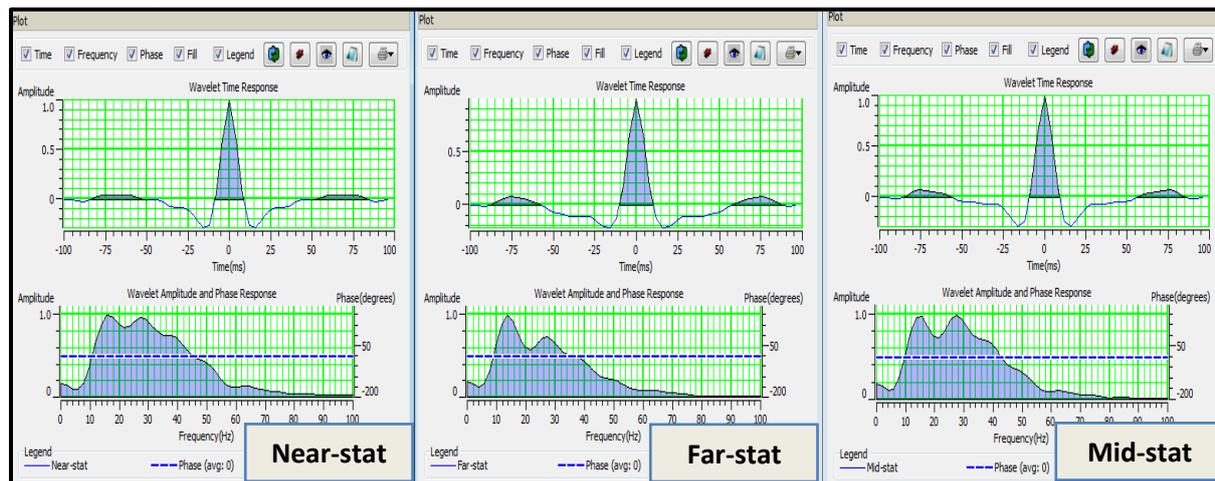


Figure VI-22 : Ondelettes statistiques des trois gammes d'angles

➤ Extraction du spectre de phase :

Consiste à extraire le spectre de phase de l'ondelette à partir des données de puits, et ce en appliquant une rotation de phase pour laquelle il y aura la meilleure correspondance entre le synthétique et la sismique dans chaque puits. Cette technique nécessite une bonne corrélation sismique-puits, et suppose que la phase est constante.

Les paramètres utilisés pour l'extraction sont les suivants :

- Puits utilisés pour l'extraction : ET-1, T-15, T-1, T2.
- Fenêtre d'extraction :
Option : entre deux horizons : TAGI-M2 + 50 ms
- Longueur de l'ondelette : 200 ms.

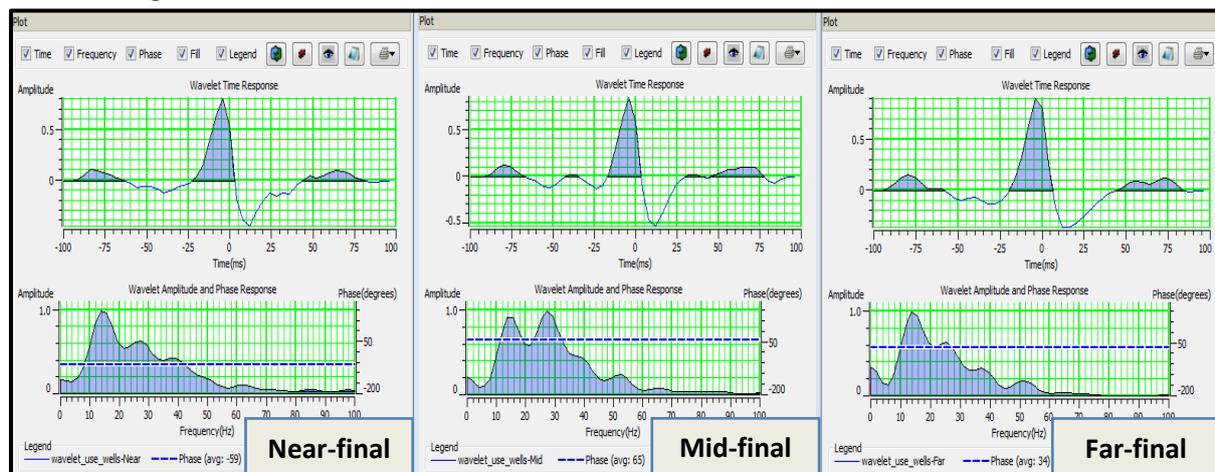


Figure VI-23 : Ondelettes finale des trois gammes d'angles (spectre d'amplitude + spectre de phase)

VI.9. Construction des modèles initiaux :

La résolution du problème inverse en sismique consiste à minimiser l'écart entre les données sismiques et les données synthétiques, cet écart est appelé fonction coût, cette dernière sera minimisée de manière itérative, ce qui nécessite un modèle de départ, ce modèle doit être impérativement proche de la réalité et donc basé sur une information à priori, dans notre cas le modèle initial est construit par interpolation des données de puits suivant les horizons de l'interprétation structurale.

On appliquera ensuite un filtrage passe bas, car le modèle final doit dépendre des données sismiques, non du modèle initial.

L'interpolation des données de puits s'effectue avec la méthode de l'inverse des distances, et qui s'écrit de la manière suivante :

$$L_{Out} = \sum_{i=1}^n w_i \times L_i \quad (VI-9)$$

Tel que :

$$w_i = \frac{\frac{1}{d_i^2}}{\sum_{j=1}^{n-1} \frac{1}{d_j^2}} \quad (VI-10)$$

Avec :

L_{Out} : Valeur du modèle à un point quelconque.

L_i : Valeur du log au niveau du puits.

N : Nombre de puits.

w_i : Poids de chaque puits dans l'interpolation.

Les puits utilisés :

- ET-1.
- T-1.
- T-2.
- T-15.

Les horizons utilisés :

- TAGI.
- M2.
- DMK.

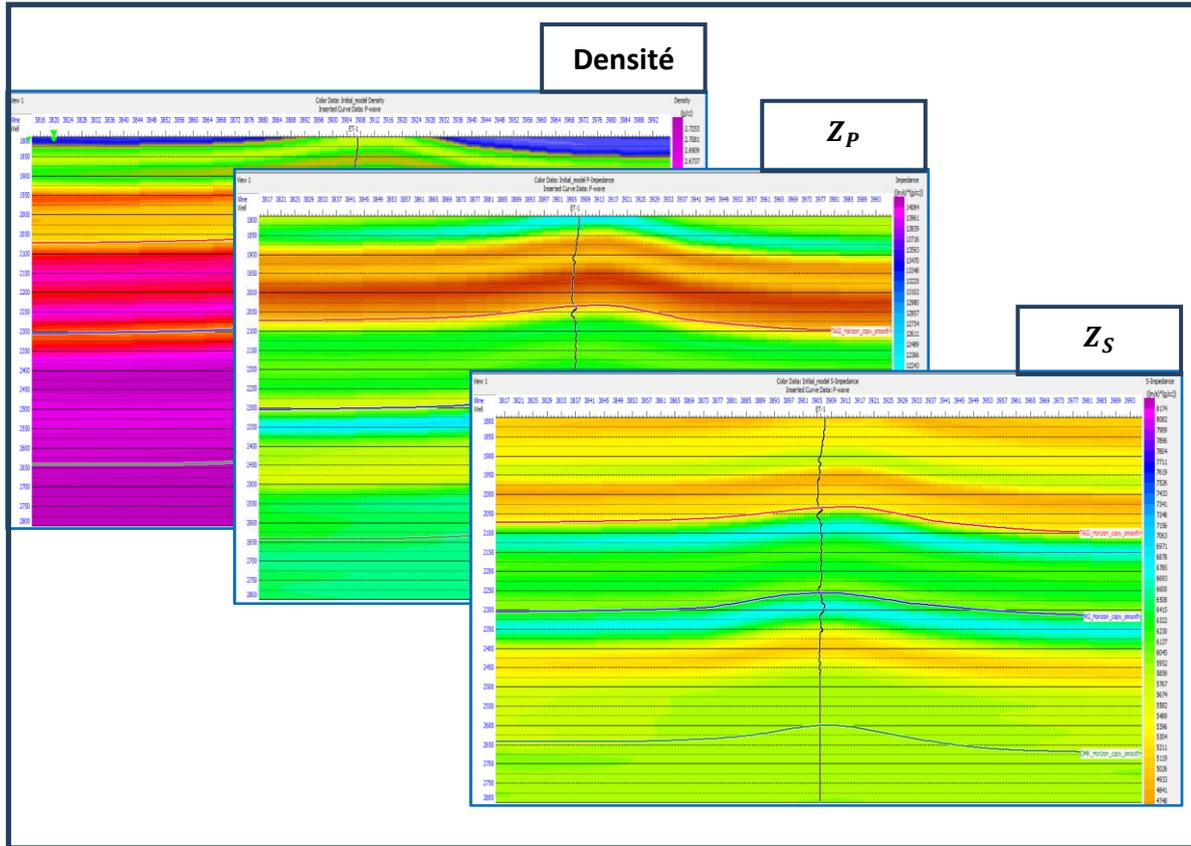


Figure VI-24 : Modèle initial dans l'INLINE passant par le puits ET-1

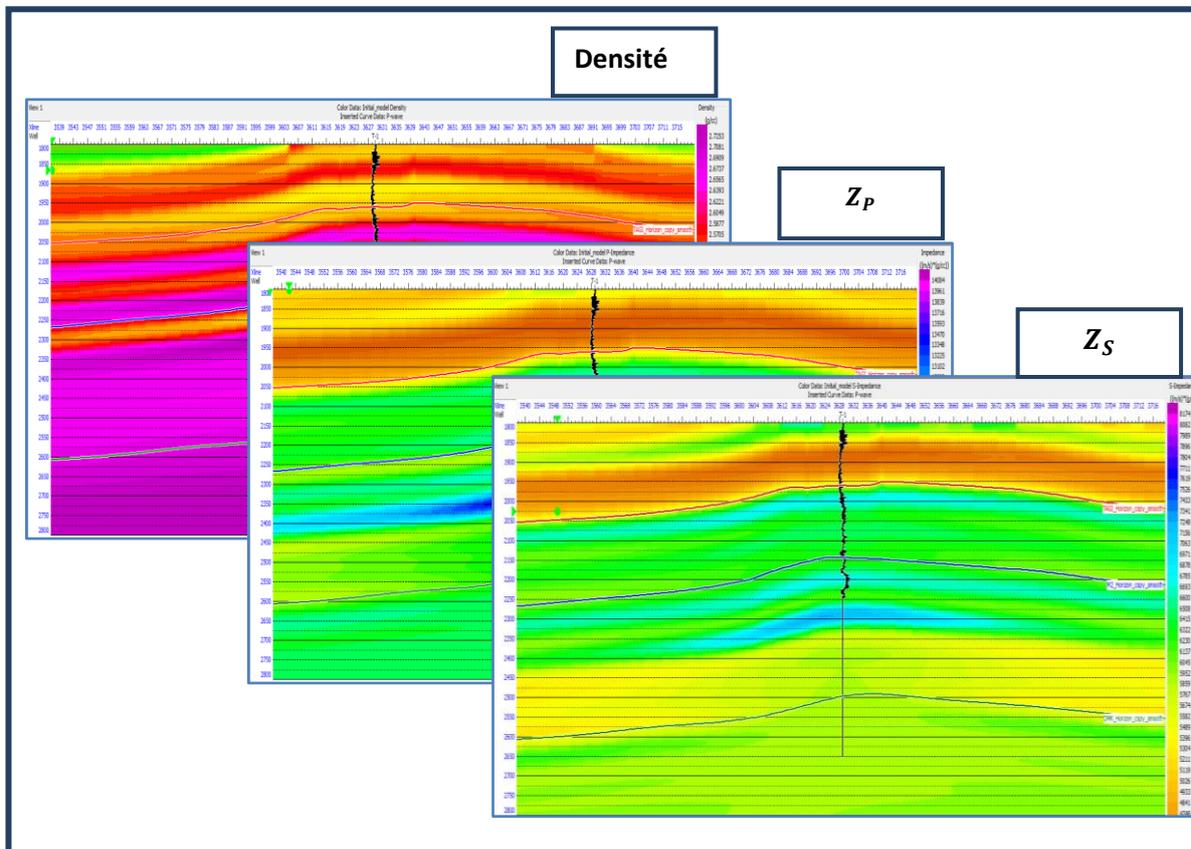


Figure VI-25 : Modèle initial dans l'INLINE passant par le puits T-1

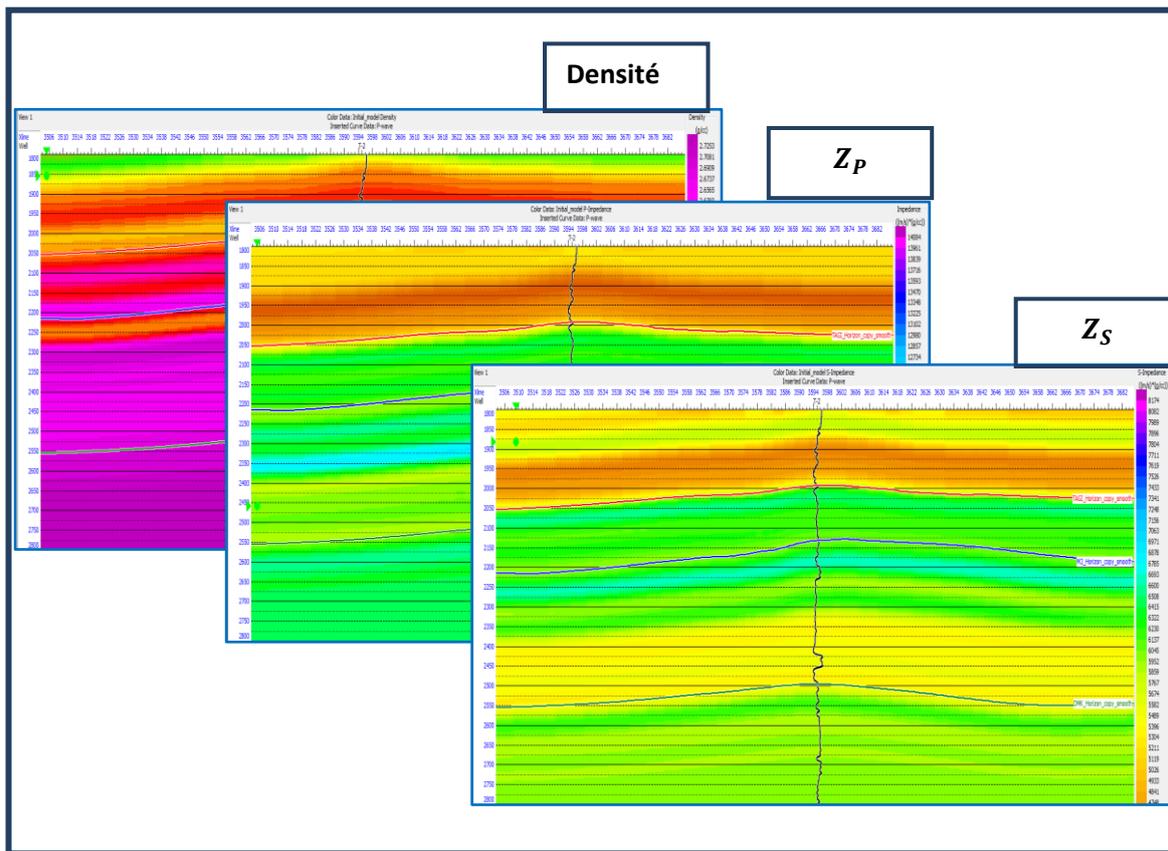


Figure VI-26 : Modèle initial dans l'INLINE passant par le puits T-2

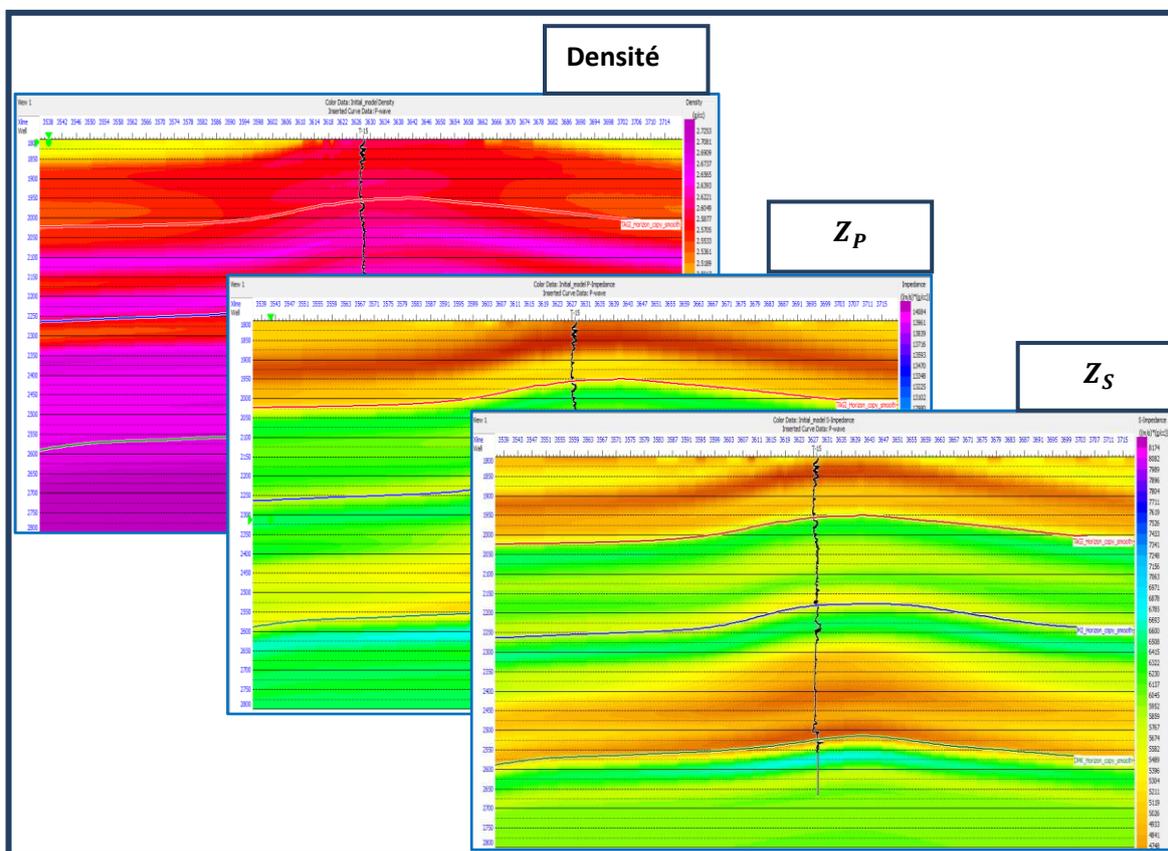


Figure VI-27 : Modèle initial dans l'INLINE passant par le puits T-15

VI.10. Analyses d'inversion aux puits :

Après avoir construit les modèles initiaux, à partir desquels sera estimée la réflectivité, qui sera convoluée par une ondelette pour chaque angle d'incidence, on lance l'algorithme d'inversion au niveau des puits, cet algorithme consiste à perturber le modèle afin de minimiser l'écart entre la sismique et le synthétique, par la méthode du gradient conjugué.

L'intérêt de lancer d'abord l'inversion aux puits :

- Préconditionnement de l'algorithme du gradient conjugué, et détermination du nombre d'itération nécessaire pour la convergence.
- QC, contrôle de qualité de l'inversion, en calculant la corrélation entre les paramètres inversés au niveau du puits avec les logs enregistrés.

Après plusieurs analyses, on a remarqué que :

- l'algorithme converge après 72 itérations.
- Les résultats d'inversion aux puits ont un coefficient de corrélation de l'ordre de 0.85 avec les logs enregistrés.

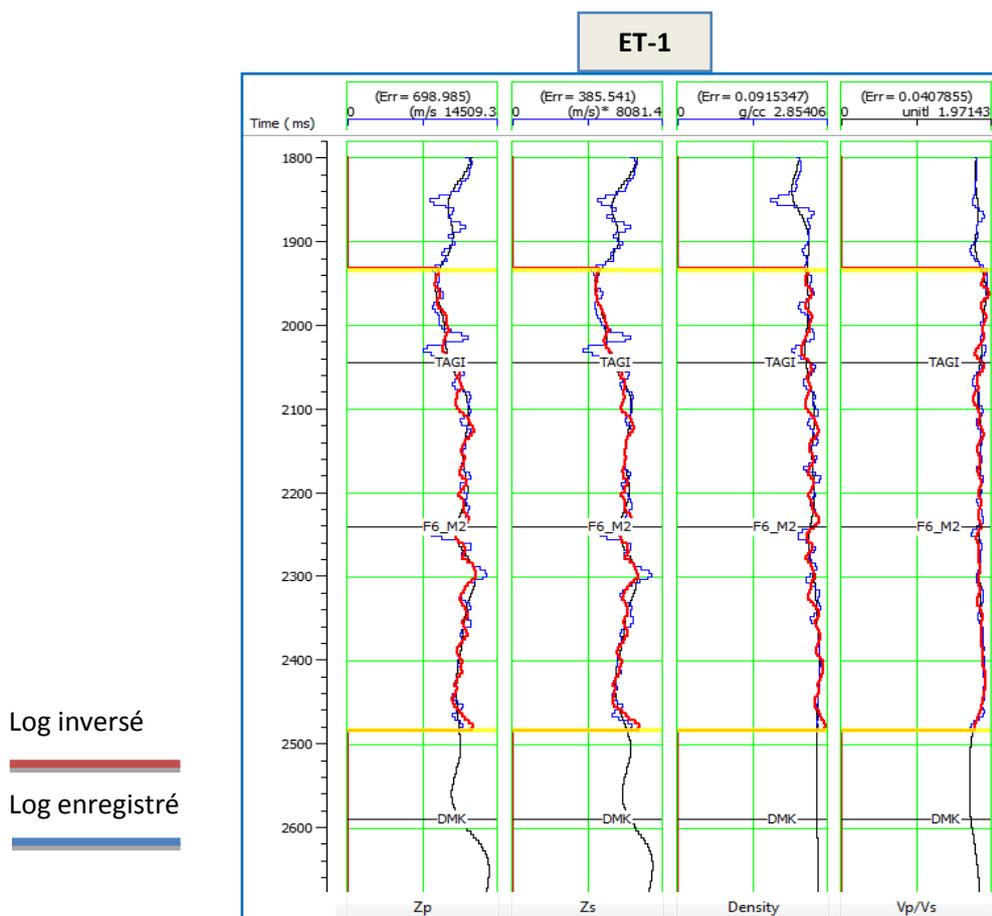


Figure VI-28 : Analyses d'inversion aux puits (Logs)

ET-1

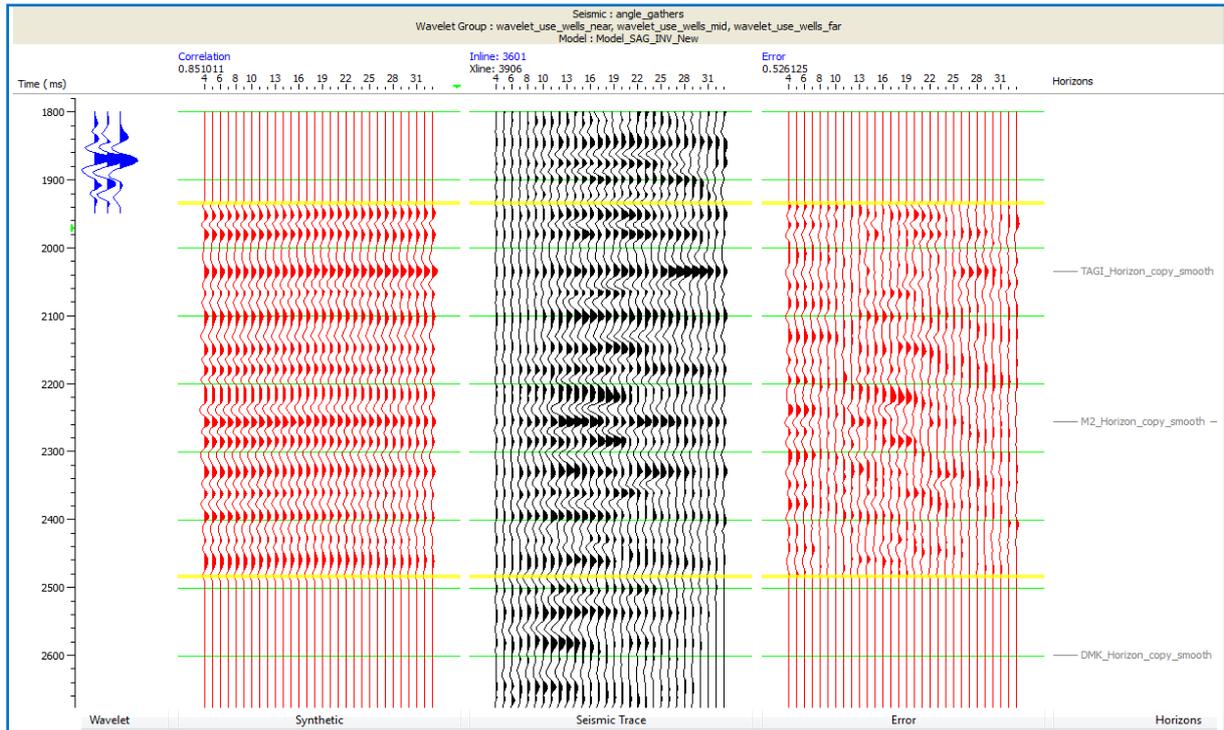


Figure VI-29 : Analyses d'inversion aux puits (sismique)

VI.11. Inversion du volume sismique 3D :

Après avoir déterminé les paramètres, on lance l'inversion sur tout le volume sismique, on obtient :

- Un cube de densité.
- Un cube d'impédance acoustique.
- Un cube d'impédance de cisaillement S.

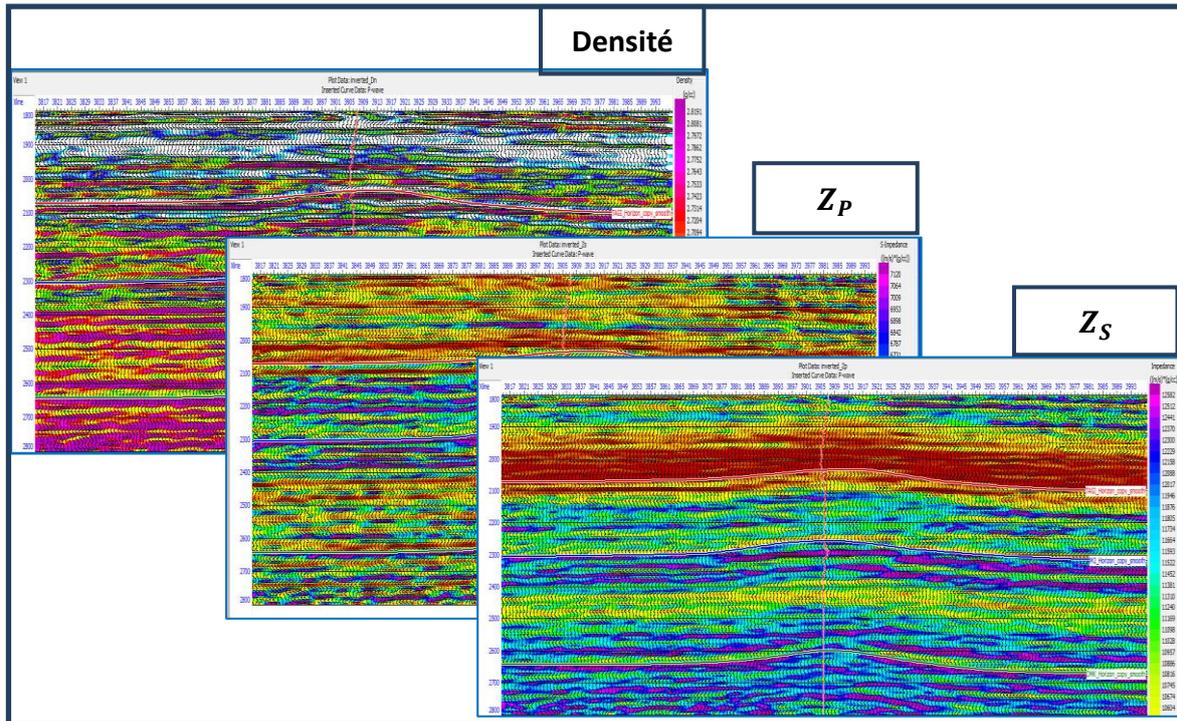


Figure VI-30 : Modèle final dans l'INLINE passant par le puits ET-1

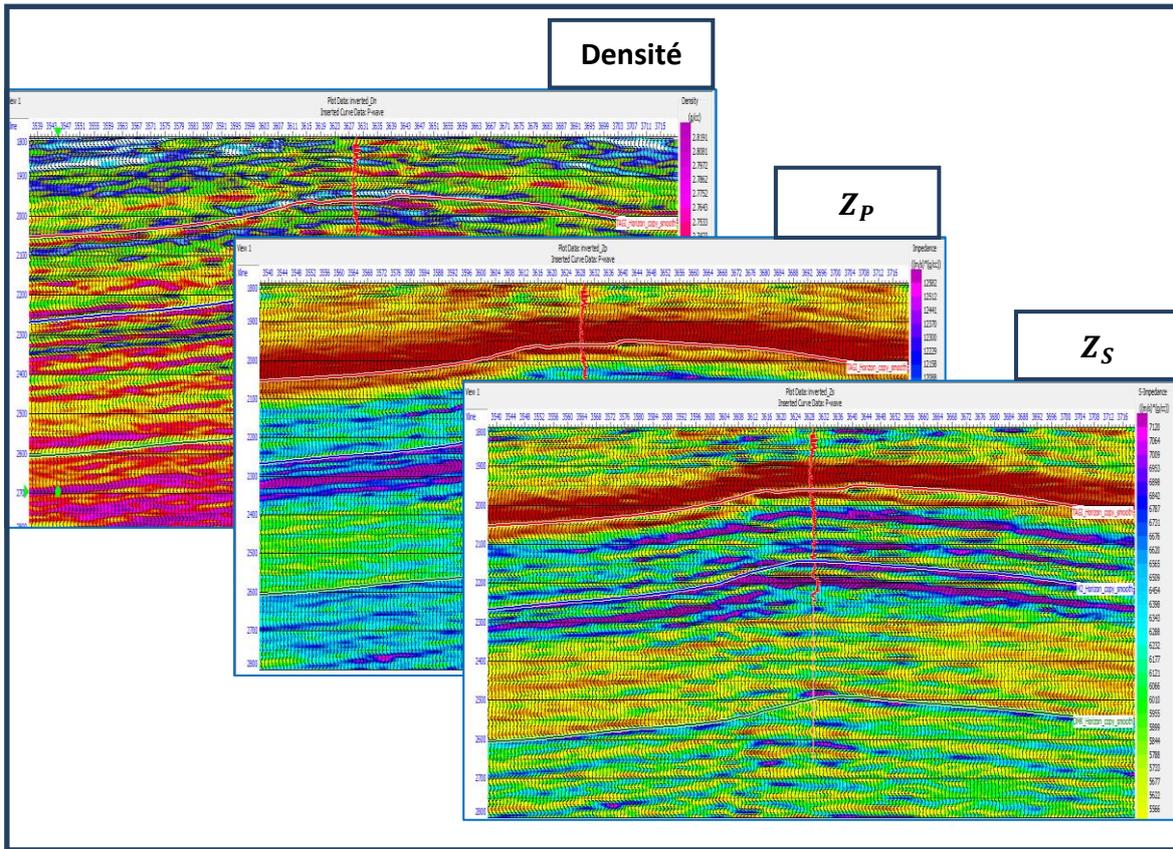


Figure VI-31 : Modèle final dans l'INLINE passant par le puits T-1

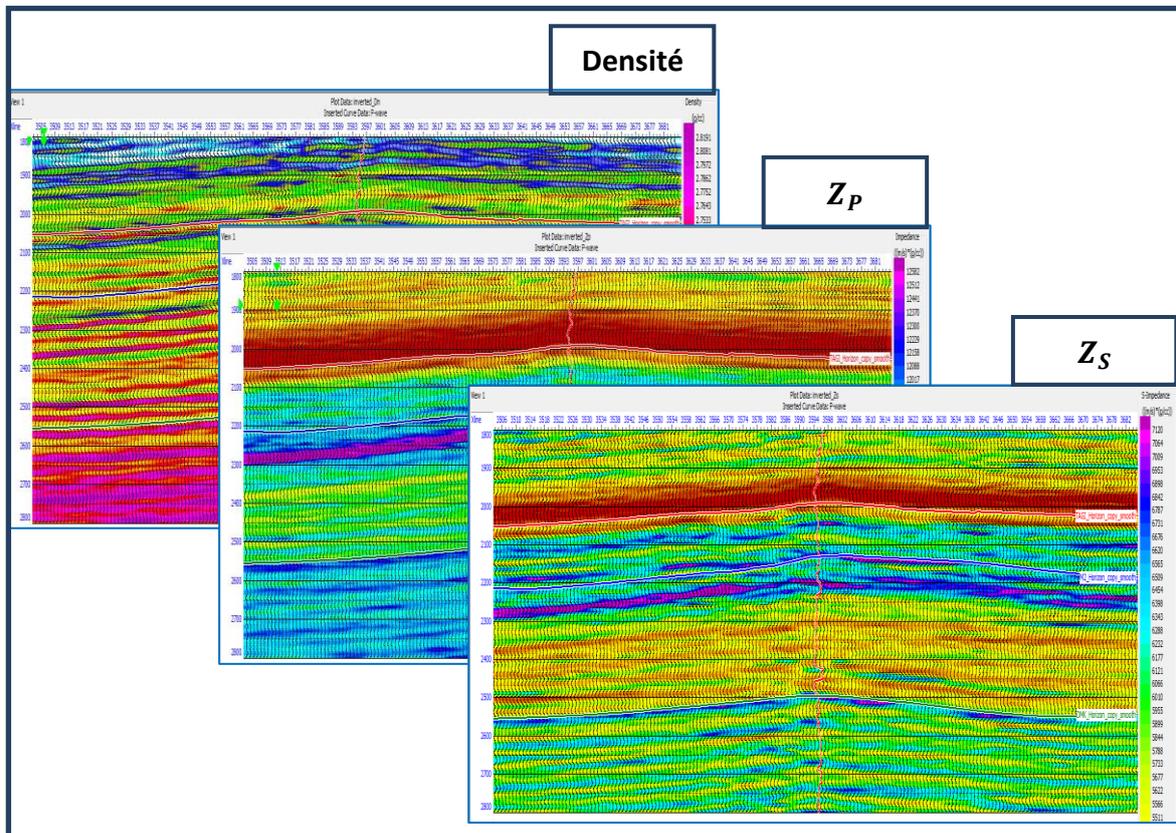


Figure VI-32 : Modèle final dans l'INLINE passant par le puits T-2

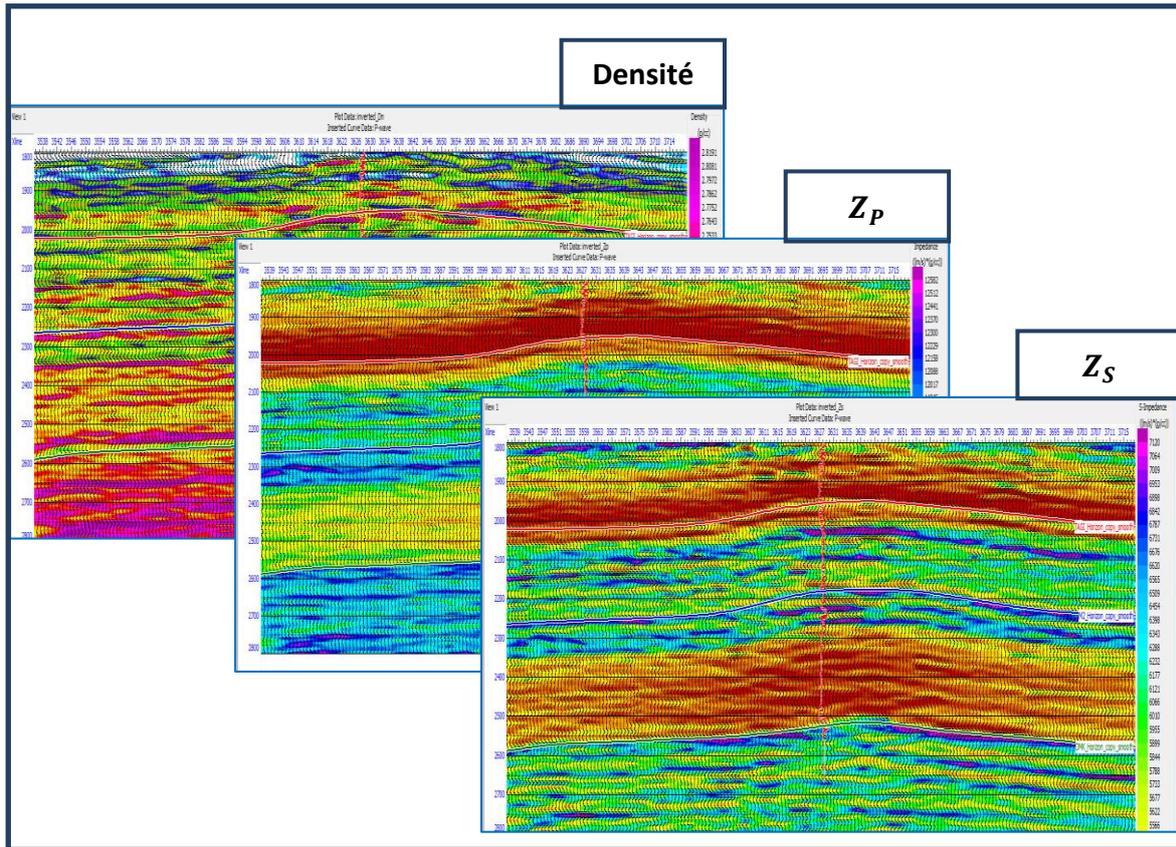


Figure VI-33 : Modèle final dans l'INLINE passant par le puits T-15

VI.12. Transformation LMR (Lambda Mu Rho) :

On a :

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \implies \mu = V_s \rho^2 \tag{VI-11}$$

Comme :

alors :

$$Z_s = V_s \rho \implies \mu \rho = Z_s^2 \tag{VI-12}$$

On a aussi :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \implies \lambda = V_p^2 \rho - 2\mu \tag{VI-13}$$

Comme :

alors :

$$Z_p = V_p \rho \implies \lambda \rho = Z_p^2 - 2Z_s^2 \tag{VI-14}$$

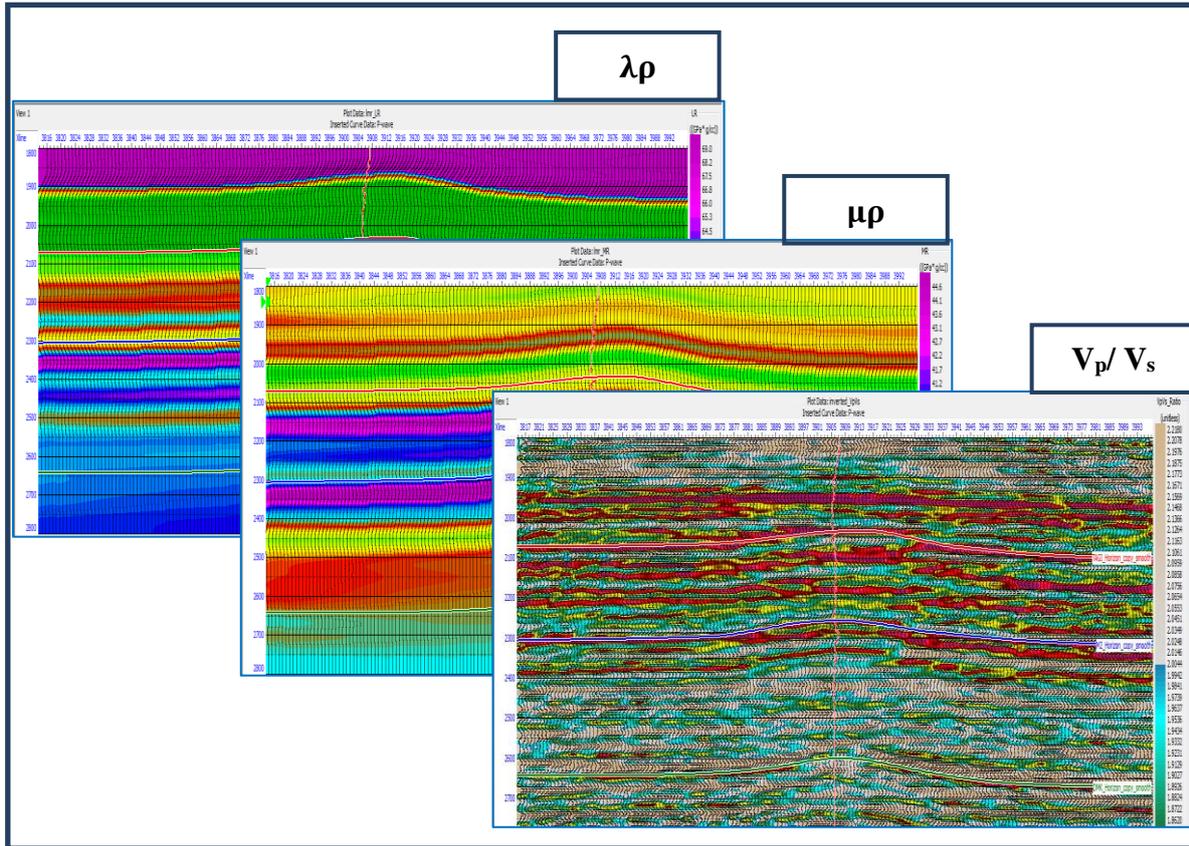


Figure VI-34 : Lambda, Mu et Rho dans l'INLINE passant par le puits ET-1

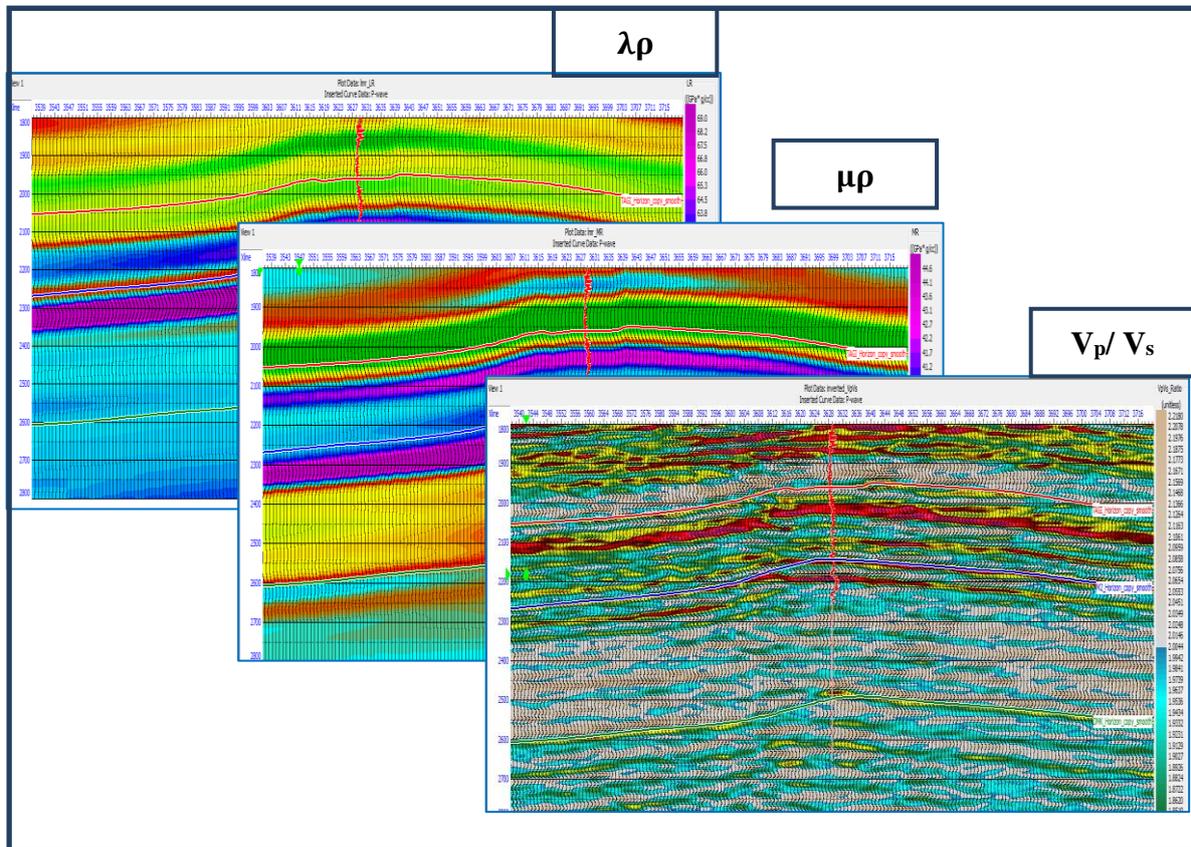


Figure VI-35 : Lambda, Mu et Rho dans l'INLINE passant par le puits T-1

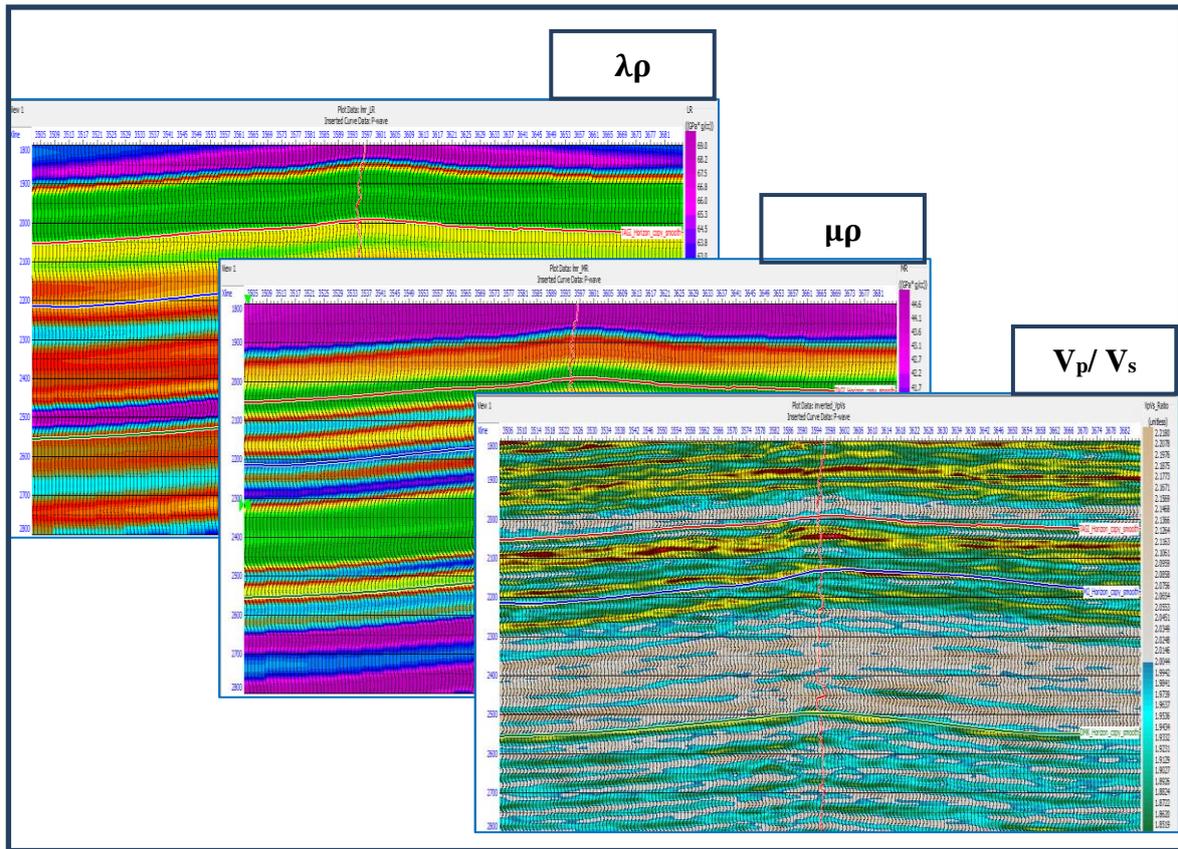


Figure VI-36 : Lambda, Mu et Rho dans l'INLINE passant par le puits T-2

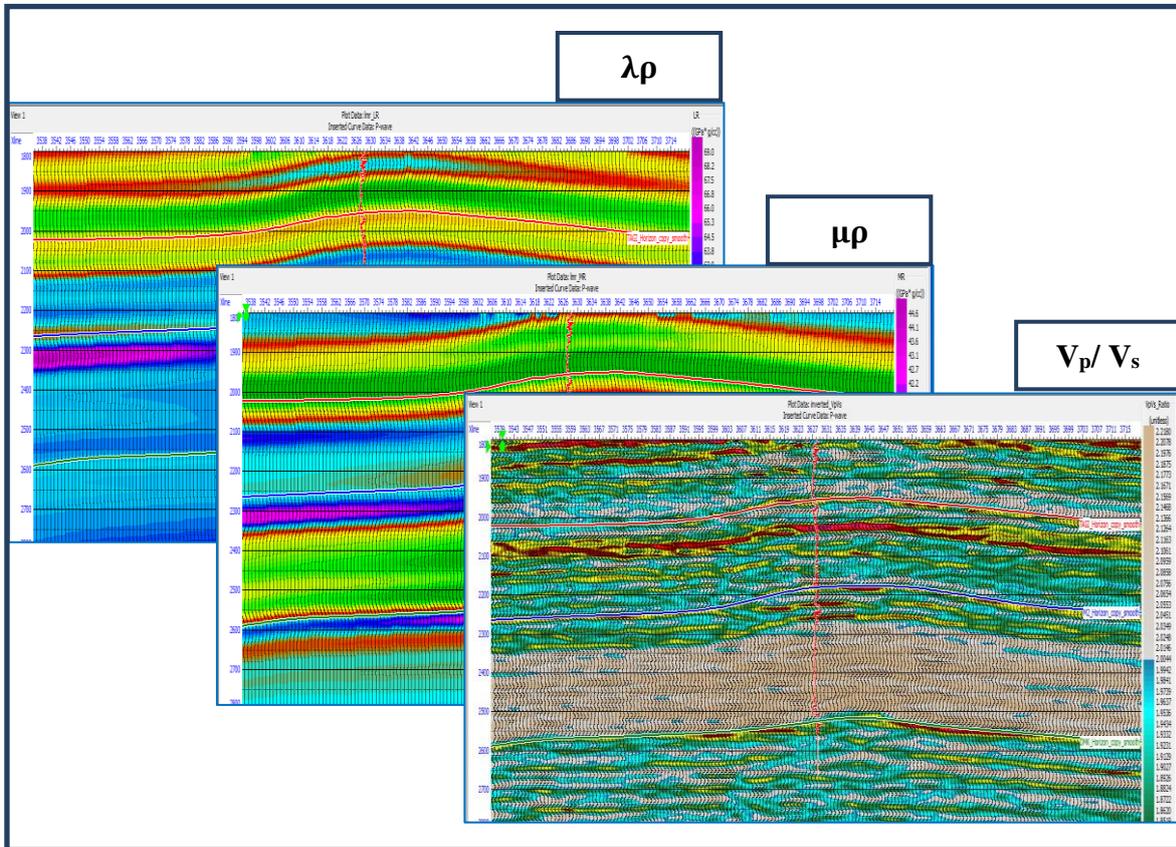


Figure VI-37 : Lambda, Mu et Rho dans l'INLINE passant par le puits T-15

VI.13. Interprétation des paramètres acoustiques et élastiques :

Une fois les paramètres acoustiques et élastiques du modèle obtenus, ces derniers seront interprétés qualitativement dans le but de :

- Déterminer le caractère géologique des variations des différents paramètres.
- Identifier et caractériser un réservoir, tout en confirmant la présence de fluides dans ce dernier, et en déterminer l'extension.
- Proposer des forages de façon à optimiser la production.

L'interprétation est basée sur la combinaison de tous les attributs et qui sont les suivants :

- Impédance acoustique Z_p .
- Impédance de cisaillement Z_s .
- Densité ρ .
- Module de rigidité μ .
- Constante de Lamé λ .
- Rapport de Poisson $\frac{v_p}{v_s}$.
- Module d'incompressibilité K .
- Coefficient de Poisson σ .

Les formules avec lesquelles ont été calculés les modules élastiques à partir de λ et μ , se trouvent dans le tableau I-4.

Dans notre interprétation on prendra le puits ET-1 comme point de calibration, sachant qu'il a produit de l'huile et du gaz.

13.1. Génération des time-slices :

Il s'agit d'une coupe en temps du cube sismique pour chaque attribut obtenu après inversion, les coupes étant obtenues à leur tour suivant l'horizon objectif M2 + 5ms correspondant au toit du réservoir détecté à travers l'analyse pétrophysique au niveau des puits.

Nous allons donc générer un slice pour chaque attribut, afin d'en étudier les variations au niveau réservoir.

13.1.a. Impédance acoustique Z_p :

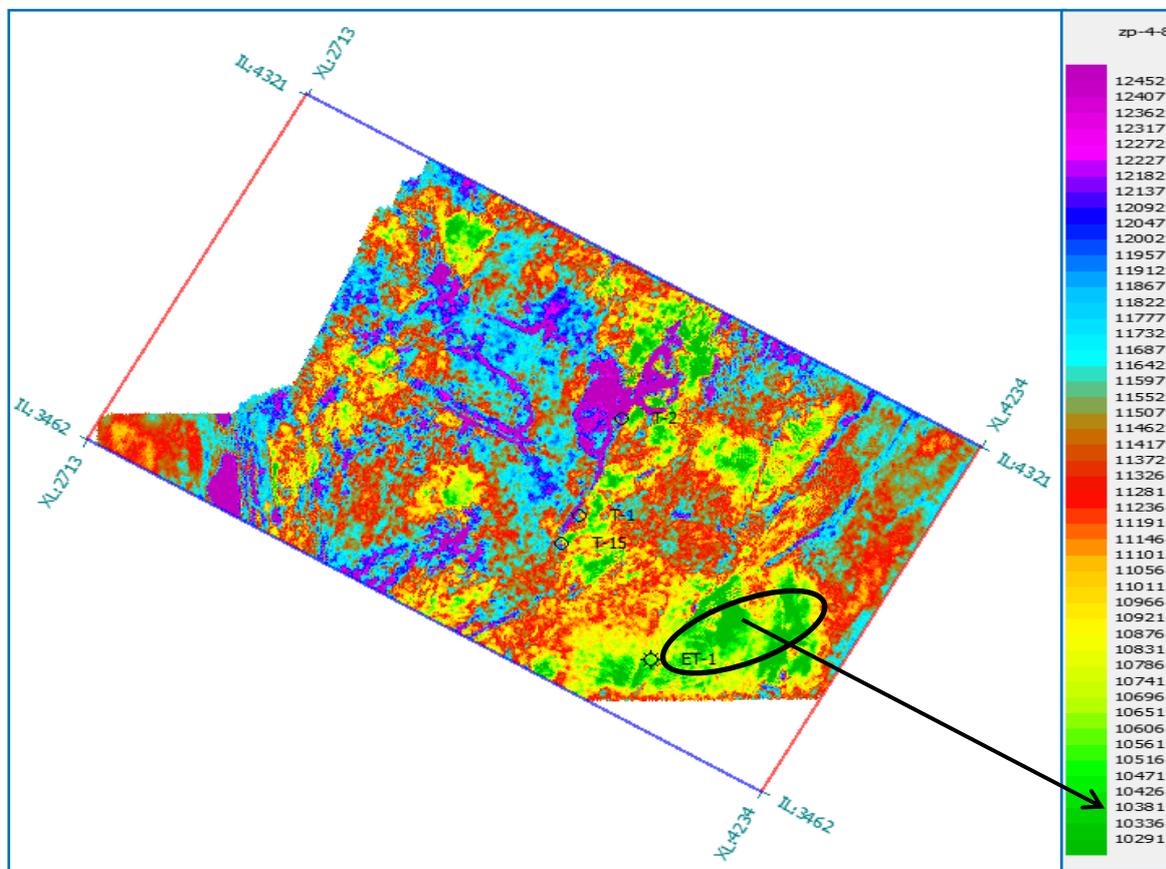


Figure VI-38 : Time slice, attribut d'impédance acoustique Z_p

La figure VI-37, illustre les variations d'impédances acoustiques au niveau de l'horizon M2 +5ms (niveau réservoir détecté dans le puits), on remarque une chute de l'impédance acoustique dans la zone dans laquelle le puits ET-1 est implanté, ce qui peut être dû à :

- Un changement des faciès lithologiques associé à une forte porosité.
- Une présence de fluide.

La seconde hypothèse sera confirmée ou démentie en étudiant les variations des autres attributs.

13.1.b. Impédance de cisaillement Z_s

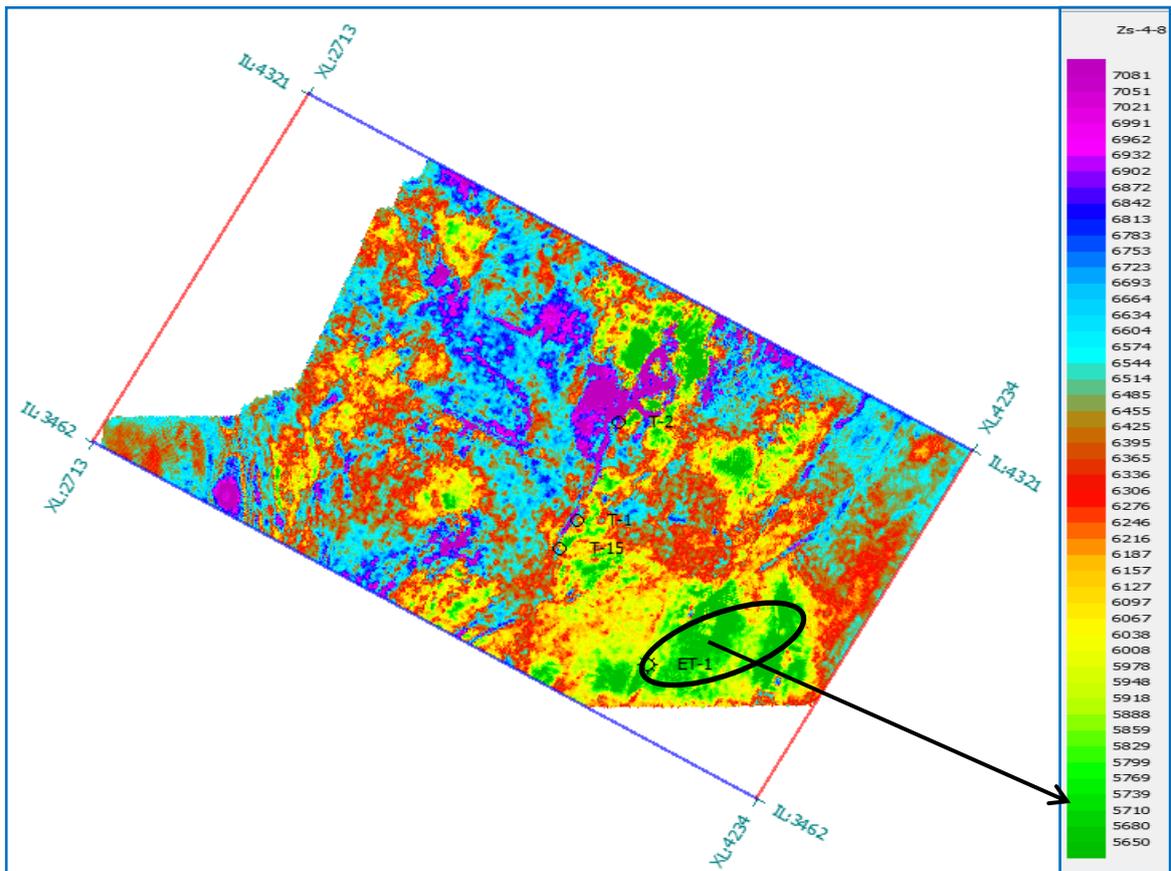


Figure VI-39 : Time slice, attribut d'impédance de cisaillement Z_s

La figure VI-38, illustre les variations d'impédances de cisaillement au niveau de l'horizon M2 +5ms (niveau réservoir détecté dans le puits), on remarque une chute de l'impédance dans la zone avoisinant le puits ET-1, et indiquée dans la figure.

Deux cas de figures peuvent se présenter :

- La chute de l'impédance de cisaillement Z_s est du même ordre de grandeur que la diminution de l'impédance acoustique Z_p , ce qui est dû à un changement lithologique.
- La chute n'est pas du même ordre de grandeur, car l'onde S ne se propage pas dans les fluides, ce qui indique une présence de fluide.

Nous allons confirmer l'une des deux hypothèses, en étudiant les variations du rapport de Poisson (V_p/V_s).

13.1.c. Rapport de Poisson V_p/V_s :

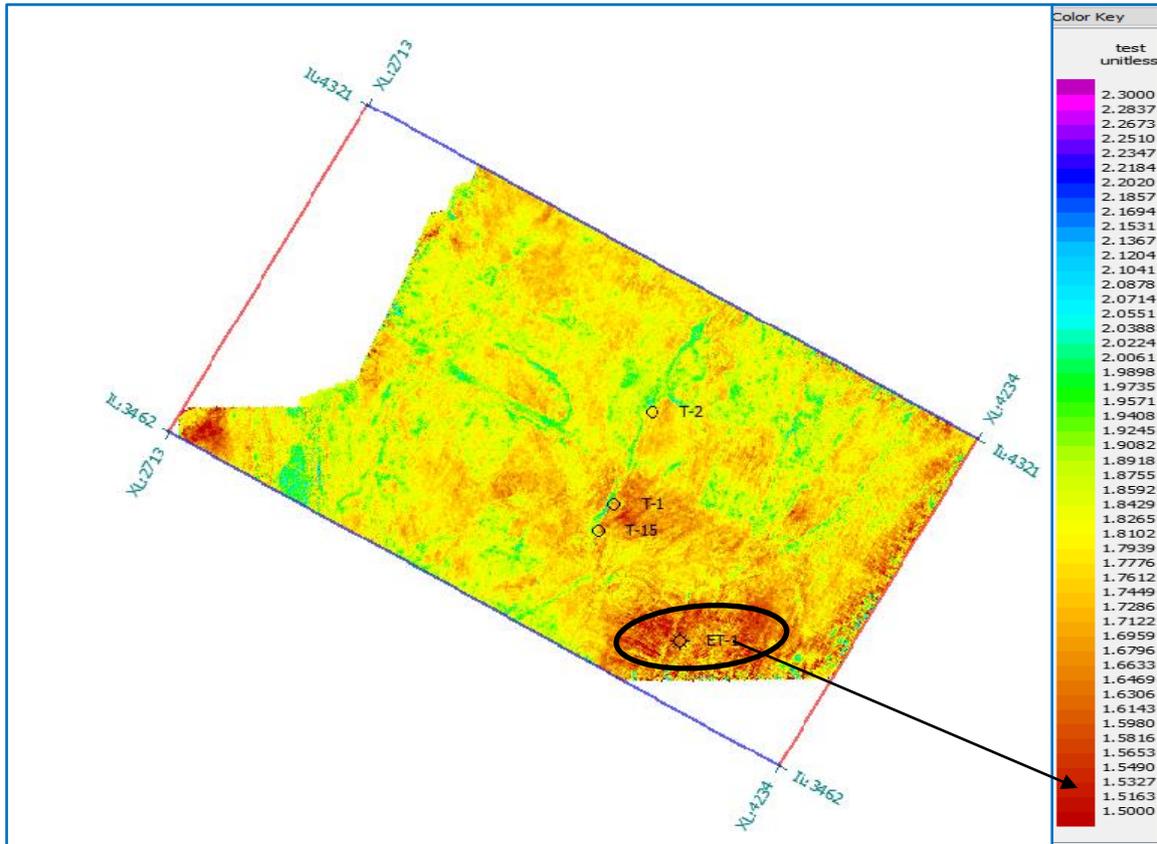


Figure VI-40 : Time slice du rapport V_p/V_s

La figure VI-39, illustre les variations du rapport de Poisson V_p/V_s , au niveau du réservoir (horizon M2 + 5ms), on remarque un faible rapport dans la zone dans laquelle est implanté le puits ET-1, de l'ordre de 1.5, ce qui correspond à une zone à gaz.

Le rapport V_p/V_s est un bon indicateur de fluides, une diminution de ce dernier correspond à une présence de fluide car contrairement à l'onde P, l'onde S ne se propage pas dans les fluides et est seulement influencée par la matrice.

13.1.d. Densité :

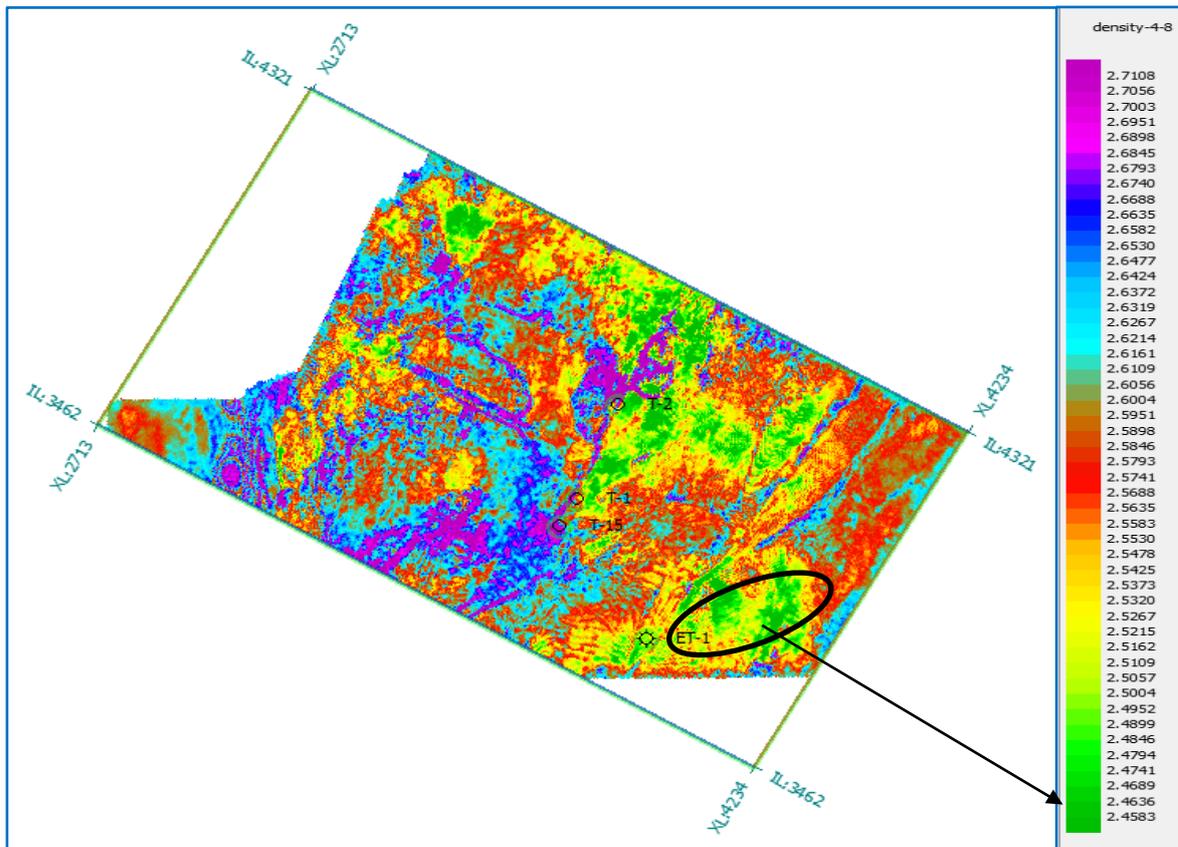


Figure VI-41 : Time slice, attribut de densité

La figure VI-40, illustre les variations de densité au niveau de l'horizon M2 +5ms (niveau réservoir détecté dans le puits). On note une forte diminution de la densité dans la zone avoisinant le puits ET-1, ceci est probablement dû à une présence de gaz.

13.1.e. Module de rigidité :

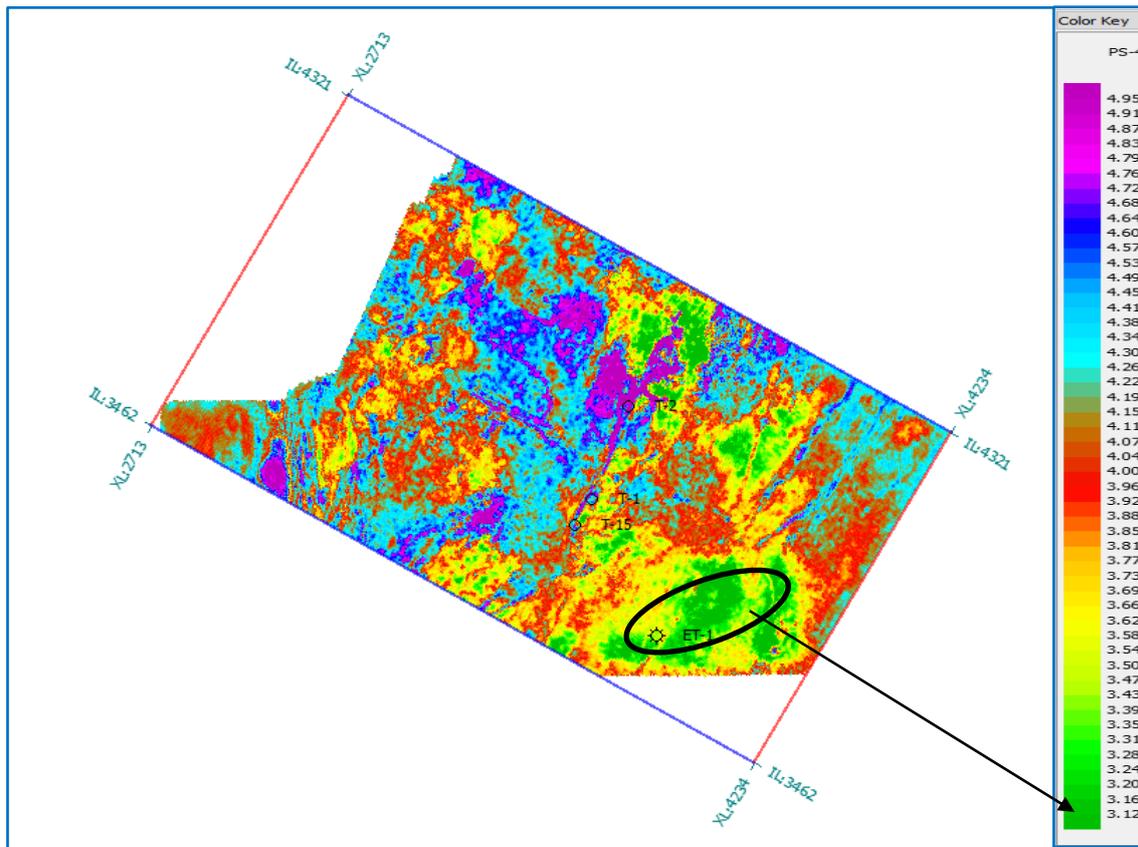


Figure VI-42 : Time slice du module de rigidité

La figure VI-41, illustre les variations du module de rigidité dans le niveau objectif, ce module mesure la résistance des matériaux au cisaillement, on remarque de très faibles valeurs dans la zone mise en évidence à partir des autres attributs, ce qui confirme la présence de fluides, car ces derniers ne résistent pas au cisaillement.

13.1.f. Module d'incompressibilité K:

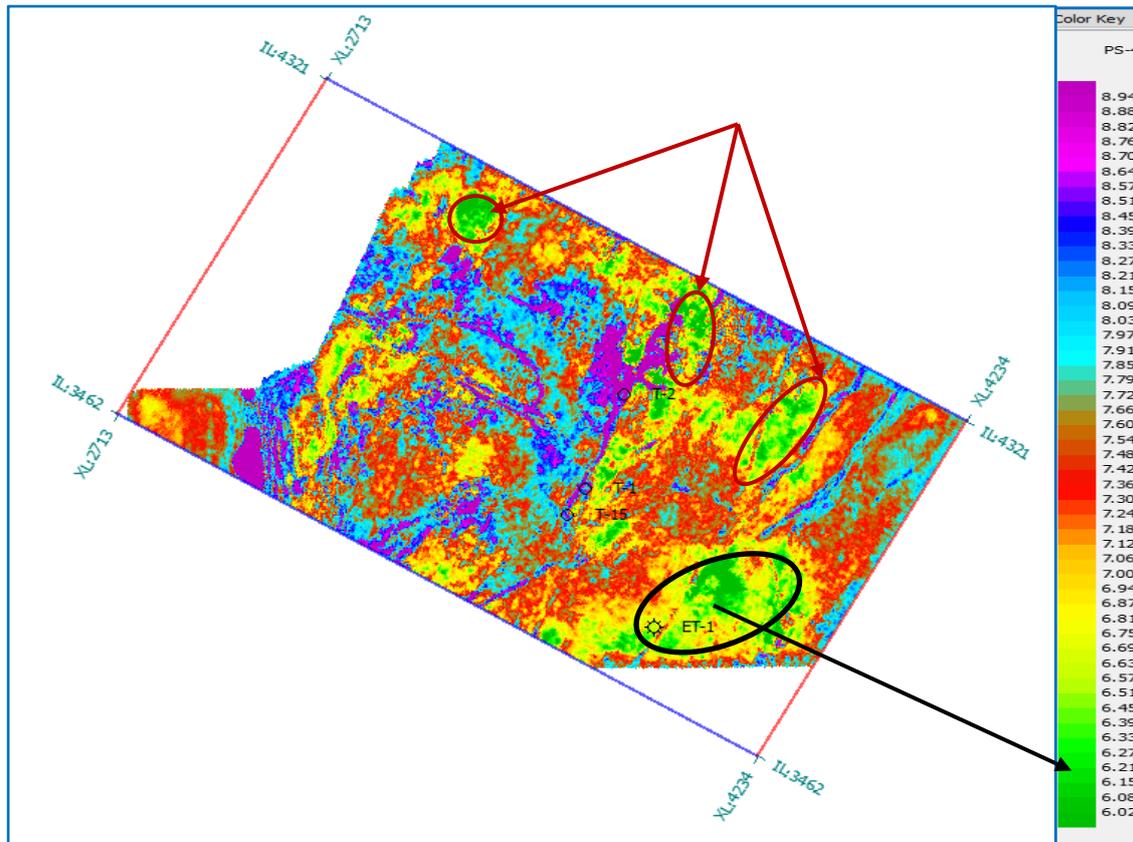


Figure VI-43 : Time slice du module d'incompressibilité

La figure VI-42, illustre les variations du module d'incompressibilité au niveau objectif, ce module mesure la résistance des matériaux à la compression, on remarque de très faibles valeurs d'incompressibilité au niveau de la zone indiquée sur la figure VI-41 en noir, ce qui indique une présence de gaz, ce dernier étant un fluide qui résiste peu à la compression (fortement compressible).

L'étude conjointe des différents attributs nous mène à interpréter la zone indiquée en noir sur la figure VI-41 comme étant une zone à gaz, ceci est confirmé par le fait que le puits ET-1 implanté dans ce dernier ait produit du gaz, cela nous permet d'étendre notre interprétation aux zones indiquées en rouge sur la figure VI-41 qui présentent des similitudes au niveau de tous les attributs avec la zone en noir.

Ainsi, l'interprétation des résultats d'inversion (paramètres acoustiques et élastiques), nous a permis de déterminer la présence de fluides dans le réservoir, et délimiter leur extension.

Des forages peuvent être proposés au niveau des zones indiquées en rouge, ces derniers ont de bonnes chances de produire.

Conclusion :

La réalisation de ce projet de fin d'études a permis de circonscrire la méthode d'inversion simultanée des données sismiques avant sommation, cette technique constitue un outil robuste pour la caractérisation des réservoirs, elle permet non seulement de minimiser le risque sur les forages, mais aussi d'optimiser la production afin de développer au mieux les réserves exploitées.

Le problème inverse se caractérise par la non unicité de sa solution, mais des compromis entre les mathématiques et la pratique ont permis de mieux poser le problème notamment en sismique, où l'utilisation des données de puits (information à priori), sert à régulariser le problème, à fournir un modèle initial proche de la réalité géologique mais aussi à calibrer l'interprétation finale. Et ainsi réduire l'incertitude sur les résultats.

L'inversion sismique transforme les propriétés d'interfaces en propriétés de couches, ces dernières sont directement liées aux variations lithologiques et au contenu en fluides.

L'inversion simultanée permet d'estimer Z_p, Z_s , et ρ , à partir de ces attributs peuvent être calculer les différents paramètres élastiques du milieu, qui serviront à renforcer l'interprétation.

L'intégration des données de puits dans l'interprétation des attributs générés par l'inversion sismique pre-stack est primordiale. Elle permet de détecter les anomalies sismiques associées à la présence d'hydrocarbures. Ces anomalies seront ensuite généralisées au niveau de tout le volume sismique.

En Algérie, toutes les réserves facilement accessibles ont été exploitées tel que les hydrocarbures retenus par les pièges structuraux, notre pays étant en phase de renouvellement des réserves, la Sonatrach porte un intérêt particulier à l'exploration des pièges stratigraphiques, pour cela l'outil principal sera l'application des inversions sismiques, ce qui constitue un stimulant pour développer l'application de ces méthodes.

Il est possible d'estimer les paramètres pétrophysiques du réservoir à partir des attributs résultants de l'inversion simultanée par le biais de l'utilisation des réseaux de neurones artificielles.

Actuellement, en inversant les données avant sommation on obtient des informations sur les ondes S à partir d'enregistrement d'ondes P, une meilleure estimation du paramètre de cisaillement est possible en travaillant sur des données PS, ceci implique l'utilisation des géophones à plus d'une composante.

Le développement technologique des moyens de calcul permet de traiter des volumes de données de plus en plus important, ce qui implique l'inversion des données sismiques 4D dans le but du monitoring du réservoir pour augmenter les taux de récupération des réserves.

Table des illustrations :

Figure I-1: Système pétrolier	10
Figure I-2: Fenêtres de génération de l'huile et du gaz	10
Figure I-3: Genèse des hydrocarbures	11
Figure I-4: Pièges structuraux	11
Figure I-5: Pièges stratigraphiques	11
Figure I-6: Composition de la roche	12
Figure I-7: Variation de la densité en fonction de la saturation en eau	15
Figure I-8: Variation de la vitesse en fonction de la saturation en eau	17
Figure I-9: Facteurs affectant les vitesses sismiques	17
Figure I-10: Déformation longitudinale VS déformation transversale	21
Figure I-11: Variation du coefficient de Poisson en fonction du rapport V_p/V_s	21
Figure II-1 : Amplitude d'une onde sinusoïdale	24
Figure II-2 : Forme des rayons sismiques et fronts d'ondes dans un milieu :	25
Figure II-3 : Atténuation de l'onde sismique par absorption	26
Figure II-4 : Réflexion et transmission de l'onde sismique	27
Figure II-5 : Les différents types de multiples	28
Figure II-6 : Séquence de traitement en amplitudes préservées	31
Figure III-III-1 Dispositif de Wenner	39
Figure III-2 Problème inverse non linéaire : fonction coût non quadratique à plusieurs minimas	46
Figure IV-1 : Problème direct en sismique	50
Figure IV-2 : Problème inverse en sismique	50
Figure IV-3 : Nature de la bande fréquentielle limitée de la trace sismique	52
Figure IV-4 : Inconvénient de l'ondelette dans l'estimation de l'impédance acoustique.	52
Figure IV-5 : Flowchart de la "model based inversion"	53
Figure IV-6 : Phénomène de conversion d'onde pour une onde P à incidence oblique	56
Figure IV-7 : Relations linéaires entre $\text{Log}(ZP)\text{-Log}(ZS)$, et $\text{Log}(ZP)\text{-Log}(\rho)$	60
Figure IV-8 : Schéma explicatif du procédé d'inversion simultanée	61
Figure IV-9 : Bande fréquentielle des données sismiques	63
Figure IV-10 : Exemple d'un modèle initial d'impédance acoustique ZP.	64
Figure V-1 : Carte des domaines morphologiques et bassins sédimentaires de l'Algérie.	66
Figure V-2 : Colonne géologique générale de l'Algérie	67
Figure V-3 : Carte du domaine minier et des gisements d'hydrocarbures	68
Figure V-4 : Carte des bassins sédimentaires en Algérie	69
Figure V-5 : Colonne stratigraphique du bassin de Berkine (TOUAL)	71
Figure V-6 : Situation du bloc TOUAL dans le bassin de Berkine	72
Figure V-7 : Carte de maturité du Silurien dans le bassin de Berkine	73
Figure V-8 : Charte du système pétrolier, bassin de Berkine	75
Figure VI-1 : Géométrie de la sismique, et positionnement des puits, attribut de couleur : couverture	77
Figure VI-2 : Isochrones au niveau de l'horizon M2 (niveau objectif)	78
Figure VI-3 : Workflow de l'inversion sismique simultanée	79
Figure VI-4 : CDP-gather brut (avant pré-conditionnement)	80
Figure VI-5 : CDP gather avant et après Trime statique	81
Figure VI-6 : CDPgather avant et après Super gather	81
Figure VI-7 : CDP gather avant et après pré-conditionnement-affichage à 24 traces	82
Figure VI-8 : CDP gather avant et après pré-conditionnement-affichage à 12 traces	82
Figure VI-9 : Splice des différentes phases du gamma-ray	83
Figure VI-10 : Logs avant et après pré-conditionnement	84
Figure VI-11 : Crossplot $\text{Log}(\rho)$ VS $\text{Log}(V_p)$, droite de régression dans les grès	85

<i>Figure VI-12 : Crossplot $\text{Log}(\rho)$ VS $\text{Log}(V_P)$ droite de régression dans les argiles</i>	86
<i>Figure VI-13 : Crossplot V_P VS V_S attribut de couleur : gamma-ray, droite de régression dans les grès</i>	87
<i>Figure VI-14 : Crossplot V_P VS V_S attribut de couleur : gamma-ray, droite de régression dans les argiles</i>	87
<i>Figure VI-15 : Qc des logs générés</i>	88
<i>Figure VI-16 : Analyse pétrophysique du niveau F6-M2 dans le puits ET-1</i>	89
<i>Figure VI-17 : Passage CDP gather-Angle gather</i>	90
<i>Figure VI-18 : Angle gathers, attribut de couleur: angle d'incidence</i>	91
<i>Figure VI-19 : Ondelette statistique extraite à partir du stack</i>	92
<i>Figure VI-20 : Corrélacion du puits ET-1 avec le stack</i>	92
<i>Figure VI-21 : Les gammes d'angles (stacks partiels), affichage de l'INLINE passant par le puits ET-1</i>	93
<i>Figure VI-22 : Ondelettes statistiques des trois gammes d'angles</i>	94
<i>Figure VI-23 : Ondelette finale des trois gammes d'angles (spectre d'amplitude + spectre de phase)</i>	94
<i>Figure VI-24 : Modèle initial dans l'INLINE passant par le puits ET-1</i>	96
<i>Figure VI-25 : Modèle initial dans l'INLINE passant par le puits T-1</i>	96
<i>Figure VI-26 : Modèle initial dans l'INLINE passant par le puits T-2</i>	97
<i>Figure VI-27 : Modèle initial dans l'INLINE passant par le puits T-15</i>	97
<i>Figure VI-28 : Analyses d'inversion aux puits (Logs)</i>	98
<i>Figure VI-29 : Analyses d'inversion aux puits (sismique)</i>	99
<i>Figure VI-30 : Modèle final dans l'INLINE passant par le puits ET-1</i>	99
<i>Figure VI-31 : Modèle final dans l'INLINE passant par le puits T-1</i>	100
<i>Figure VI-32 : Modèle final dans l'INLINE passant par le puits T-2</i>	100
<i>Figure VI-33 : Modèle final dans l'INLINE passant par le puits T-15</i>	101
<i>Figure VI-34 : Lambda, Mu et Rho dans l'INLINE passant par le puits ET-1</i>	102
<i>Figure VI-35 : Lambda, Mu et Rho dans l'INLINE passant par le puits T-1</i>	102
<i>Figure VI-36 : Lambda, Mu et Rho dans l'INLINE passant par le puits T-2</i>	103
<i>Figure VI-37 : Lambda, Mu et Rho dans l'INLINE passant par le puits T-15</i>	103
<i>Figure VI-38 : Time slice, attribut d'impédance acoustique Z_P</i>	105
<i>Figure VI-39 : Time slice, attribut d'impédance de cisaillement Z_S</i>	106
<i>Figure VI-40 : Time slice du rapport V_P/V_S</i>	107
<i>Figure VI-41 : Time slice, attribut de densité</i>	108
<i>Figure VI-42 : Time slice du module de rigidité</i>	109
<i>Figure VI-43 : Time slice du module d'incompressibilité</i>	110

Liste des tableaux :

Tableau I-1: Classification des porosités selon leur qualité	12
Tableau I-2: Relation entre V et ρ dans différentes lithologies	15
Tableau I-3: Relation entre V_p et V_s	18
Tableau I-4: Relation entre les différents paramètres élastiques	22
Tableau V-1 : Inventaire des données de puits	84
Tableau VI-2 : constantes de génération du log de densité à partir de la relation de Gardner	86
Tableau VI-3 : Constantes de génération du S-wave à partir de la relation de Castagna	88

Bibliographie :

- [1] Richard C.Selley, Stephen Sonmenberg, 2014.
Elements of petroleum geology, Academic press.
- [2] Smaine ZEROUG, Nouredine BOUNOUA, Rabih Lounissi, 2007.
Algeria, Well evolution conference, Schlumberger-Sonatrach.
- [3] M.Lavegne, , 1986.
Méthodes sismiques » Edition Technip.
- [4] Georges Henry, 1997.
Sismique réflexion : principes et développements, Edition Technip.
- [5] <https://djeddinabrouk.fr.gd>
- [6] YILMAZ.O, 1987.
Seismic data analysis: Processing, inversion and interpretation of seismic data. Investigation in geophysics No 10.
- [7] Max A. Meju, S. N. Domenico, Editor, 1994.
Geophysical Data Analyses: Understanding inverse problem. Theory and Practise.
- [8] Albert Tarantola, 2005.
Inverse problem theory and methods for model parameters estimation, SIAM.
- [9] Michel KERN, 2002.
Problèmes inverses, cours, ÉCOLE SUPERIEURE D'INGÉNIEURS LÉONARD DE VINCI.
- [10] Daniel P. Hampson and Brian H. Russell, 1991.
Introduction to seismic inversion methods, S. N. Domenico, Editor.
- [11] Satinder Chopra, JhonP.Castagna, 2014.
AVO, Rocco DetomoJr Editor.
- [12] Frazer Barclay et al, 2008.
Seismic inversion: Reading between the lines, Spring.
- [13] Vaughn Ball ,Mosab Nasser , and Odd Kolbjørnsen. 2016.
Introduction to this special section: AVO inversion, The leading Edge May 2016.
- [14] Daniel P. Hampson and Brian H. Russell.
Simultaneous inversion of pre-stack seismic data, SEG/Houston 2005 Annual Meeting.
- [15] James L. Simmons, Jr. and Milo M. Backus, 1996.
Waveform-based AVO inversion and AVO prediction-error, GEOPHYSICS, VOL. 61, NO. 6.
- [16] ***Strata training documentation.CGGveritas .2011.***

- [17] *AVO Workshop part 1. Rapport CCG veritas.2011.*
- [18] *AVO Workshop part 2 .Rapport CCG veritas.2011.*