



UNIVERSITE M'HAMED BOUGARA - BOUMERDES  
FACULTÉ DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE



DÉPARTEMENT DE GÉNIE PARASISMIQUE, GÉOPHYSIQUE ET PHÉNOMÈNES ALÉATOIRES

# MÉMOIRE

## DE FIN D'ÉTUDE

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

FILIÈRE : Science de la terre et de l'univers.

OPTION : Sismique, sismologie et méthodes de potentiel.

THÈME

**INVERSION SIMULTANEE DES DONNEES SISMIQUES 3D  
APPLICATION SUR DONNEES REELLES DU BASSIN DE BERKINE**

PRÉSENTÉ PAR :

**BELBACHIR ABDELHAÏ  
BENAMRANE CHAMS EDDINE**

Suivis par :

Dr : S. EL ADJ (Dprt de Géophysique, FHC – UMBB)

Mme : Z. GUEZZOUL (Ingénieur – ENA.GEO Boumerdes)

Devant le jury :

Président : L. ALIOUANE (Maître de conférences A)

Examineur : S. OUADFEUL (Maître de conférences A)

Examineur : M. DJEDDI (Professeur)

Examineur : R. BAUCHE (Maître de conférences B)

2016 - 2017

# Remerciements

Avant de commencer, nous remercions dieu « **Allah** » de nous avoir donné le courage, la patience et la force pour réaliser ce modeste travail.

Nous remercions notre promoteur **Dr : S. EL ADJ** Le chef de département de Géophysique, de nous avoir encadré, orienté et conseillé.

Nous tenons à remercier notre encadreur au niveau de **l'ENAGEO** (Boumerdes), **Mme Z. GUEZZOUL** d'avoir acceptée de travailler avec nous, de son aide et de ses conseils et instructions.

Nos sincères remerciements s'adressent à **Mr A. ZEFFANINE** Doctorant à la faculté des hydrocarbures et de la chimie, pour son soutien et ses conseils.

Un spécial remerciement à **Mr Y. LADJADJ** qui nous a suivi et orienté durant la période du stage au niveau de **l'ENAGEO** (Boumerdes).

Nous tenons à remercier l'ensemble des membres du jury qui nous font le grand honneur d'avoir accepté de juger notre travail.

Nous remercions tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

## Dédicaces

*À mon cher père, A ma chère mère ; pour tous leurs sacrifices, leur amour, leur tendresse, leur soutien et leurs prières tout au long de mes études,*

*À mes chers frères : **Abdelillah**, **Abdenour** et le petit **Mohammed**, pour leurs encouragements permanents, et leur soutien moral,*

*À ma grande mère, mes tantes et oncles, mes cousins et cousines, et particulièrement : **Fouad&Fatîha** et **Redouane&Ibtissem** ; pour leur soutien tout au long de mon parcours universitaire,*

*À mon cher ami et binôme : **Chams-Eddîne BENAMRANE**,*

*À mes chers amis : **Ameziane MENANA**, **Abdelhamid ZEFFANINE** et **Houssam NACEUR**, pour leur appui et leur encouragement, à mes amis que j'ai rencontré à Boumerdes et à tous ceux dont l'oubli du nom n'est pas celui du cœur,*

*À nos chers enseignants que nous respectons tant,*

*À tous mes camarades du groupe **MAGP12** avec qui j'ai passé des moments inoubliables,*

*À tous les membres du club scientifique **SEG**,*

*Que ce travail soit l'accomplissement de vos vœux tant allégués, et le fruit de votre soutien infailible,*

*Merci d'être toujours là pour moi.*

**BELBACHIR Abdelhai**

## Dédicaces

À ma Mère, ma raison d'être « **OUMI** », pour tes sacrifices, ta patience, ton amour et tes prières. Je t'aime infiniment.

À mon Père pour son soutien et ses conseils.

À mes chers Frères '**Mehdi**' et '**Hassen**' pour leur soutien.

À ma chère Sœur '**Saadia**' et son petit '**Mehdi**'.

À mon cher frère, ami et binôme : **BELBACHIR Abdelhaï**.

À ma chère fiancée : **ROUAG Nour el houda**.

À mes amis que j'ai rencontré à Boumerdes : **Ameziane, Housseem, Abdelhamid, Mohammed, Abdel Ali, Lyes, Oussama, Djalil** et tous les autres.

À mes amis depuis mon enfance : **Billel, Hichem, Zaki, Imad** et **Oussama**.

À toutes les familles : **BENAMRANE, HANAIFI** et **ROUAG**.

À tous mes camarades du Groupe **MAGP12**.

À tous les membres du club scientifique **SEG**.

# I. Table de matière

I. Table de matière .....	i
II. Liste des figures .....	vi
III. Liste des tableaux .....	viii
IV. Introduction générale .....	1
<b>I GEOLOGIE DE LA REGION .....</b>	<b>4</b>
<b>I.1 Bassin de Berkine : .....</b>	<b>4</b>
<b>I.2 Aspect stratigraphique : .....</b>	<b>5</b>
I.2.1 Le socle : .....	5
I.2.2 Le Paléozoïque : .....	6
I.2.2.1 Le cambrien : .....	6
I.2.2.2 L'ordovicien : .....	6
I.2.2.3 Le silurien : .....	6
I.2.3 Le mésozoïque : .....	6
I.2.3.1 Le trias : .....	6
I.2.3.2 Le jurassique : .....	7
I.2.3.3 Le crétacé : .....	7
<b>I.3 Aspect structural : .....</b>	<b>8</b>
<b>I.4 Système pétrolier : .....</b>	<b>8</b>
I.4.1 Roche mère : .....	8
I.4.2 Réservoir : .....	9
I.4.3 Couverture : .....	9
I.4.4 Les Pièges : .....	9
<b>II PHYSIQUE DES ROCHES .....</b>	<b>11</b>
<b>II.1 Composition de la roche : .....</b>	<b>11</b>
<b>II.2 Les contraintes et les déformations : .....</b>	<b>12</b>
II.2.1 La contrainte : .....	12
II.2.2 La déformation : .....	13
II.2.3 Relation entre la contrainte et la déformation : .....	15

<b>II.3</b>	<b>La loi de Hooke :</b> .....	<b>16</b>
<b>II.4</b>	<b>Les paramètres élastiques :</b> .....	<b>16</b>
II.4.1	Les constantes de Lamé : $\lambda$ et $\mu$ .....	16
II.4.2	Le module de Young $E$ : .....	17
II.4.3	Le module d'incompressibilité $K$ : .....	17
II.4.4	Le coefficient de poisson $\sigma$ : .....	18
II.4.5	Module d'onde de compression (P-wave modulus $M$ ) : .....	19
II.4.6	Relations entre les paramètres élastiques : .....	19
<b>II.5</b>	<b>Propagation des ondes :</b> .....	<b>19</b>
II.5.1	Les ondes P : .....	20
II.5.2	Les ondes S : .....	20
II.5.3	Les ondes de surface : .....	21
<b>II.6</b>	<b>Equation d'onde :</b> .....	<b>22</b>
<b>II.7</b>	<b>Les paramètres acoustiques :</b> .....	<b>24</b>
II.7.1	La densité : .....	24
II.7.2	La vitesse : .....	25
II.7.3	L'impédance acoustique : .....	26
<b>II.8</b>	<b>Les facteurs qui affectent les vitesses sismiques :</b> .....	<b>26</b>
II.8.1	La porosité : .....	26
II.8.2	La saturation : .....	27
II.8.3	La profondeur et L'âge géologique : .....	27
II.8.4	La lithologie : .....	28
II.8.5	Autres facteurs : .....	28
<b>II.9</b>	<b>Modèles de physique des roches :</b> .....	<b>29</b>
II.9.1	Modèle théorique (Théorie de Biot-Gassmann) : .....	29
II.9.2	Modèles empiriques : .....	31
II.9.2.1	Relation de Castagna : .....	31
II.9.2.2	Relation de Gardner : .....	32
<b>III</b>	<b>FACTEURS AFFECTANT L'AMPLITUDE</b> .....	<b>34</b>
<b>III.1</b>	<b>Définition d'une amplitude :</b> .....	<b>34</b>
<b>III.2</b>	<b>Les principaux facteurs affectants les amplitudes d'une onde sismique</b> .....	<b>35</b>
III.2.1	Les facteurs dépendants de la subsurface (Facteurs Endogènes) : .....	35

III.2.1.1	Absorption : .....	35
III.2.1.2	La divergence sphérique : .....	36
III.2.1.3	Dispersion : .....	38
III.2.1.4	Perte par transmission : .....	38
III.2.1.5	Les Multiples : .....	39
III.2.1.6	La Courbure du réflecteur : .....	40
III.2.1.7	Diffractions : .....	40
III.2.1.8	Les bruits : .....	41
III.2.1.9	Zone altérée (WZ ou Weathered Zone) : .....	42
III.2.1.10	Conversion d'onde : .....	43
III.2.2	Facteurs indépendants de la subsurface (facteurs Exogènes) : .....	44
III.2.2.1	Influence de la géométrie de la nappe : .....	44
III.2.2.2	Couplage des géophones avec le sol : .....	45
III.2.2.3	La directivité de la source et du récepteur : .....	45
<b>III.3</b>	<b>Traitement en amplitudes préservées : .....</b>	<b>46</b>
III.3.1	Correction due à la divergence sphérique : .....	46
III.3.2	Correction d'absorption : .....	47
III.3.3	La récupération des amplitudes vraies (TAR : True-Amplitude Recovery) : .....	47
<b>IV</b>	<b>L'INVERSION SISMIQUE .....</b>	<b>49</b>
<b>IV.1</b>	<b>Théorie de l'inversion : .....</b>	<b>49</b>
IV.1.1	Introduction : .....	49
IV.1.2	Problème direct : .....	49
IV.1.3	Problème inverse : .....	50
IV.1.4	Problème bien ou mal posé : .....	51
IV.1.5	La résolution d'un problème inverse : .....	52
IV.1.5.1	Méthode de la plus forte descente : .....	53
IV.1.5.2	Méthode du gradient conjugué : .....	54
<b>IV.2</b>	<b>L'inversion sismique : .....</b>	<b>56</b>
IV.2.1	Définition et objectifs : .....	56
IV.2.2	Les Types d'inversion : .....	57
IV.2.2.1	Inversion Simultanée pré-stack : .....	57
IV.2.2.2	Inversion LMR pré-stack : .....	57
IV.2.2.3	L'inversion d'impédance acoustique post-stack : .....	58
IV.2.2.4	L'inversion récursive post-stack : .....	58
IV.2.2.5	Inversion à base de modèle : .....	60

IV.2.2.6	L'inversion colorée :.....	61
IV.2.2.7	Inversion à pic dispersé (sparse-spike) : .....	61
IV.2.2.8	Inversion stochastique : .....	62
<b>IV.3</b>	<b>L'inversion sismique simultanée pré-stack : .....</b>	<b>63</b>
IV.3.1	Les données d'entrée : .....	63
IV.3.2	La corrélation et l'extraction de l'ondelette : .....	64
IV.3.3	Construction du modèle initial : .....	64
IV.3.4	Vérification de l'inversion au niveau des puits : .....	65
IV.3.5	L'inversion du volume : .....	65
IV.3.5.1	Principe de l'algorithme : .....	66
IV.3.5.2	Les paramètres élastiques Lambda-mu-rho (LMR) et le rapport Vp/Vs : .....	69
IV.3.5.2.1	Mu-Rho : .....	69
IV.3.5.2.2	Lambda-Rho : .....	69
IV.3.5.2.3	Le Rapport Vp/Vs : .....	69
<b>V</b>	<b>APPLICATION SUR DONNEES REELLES DU BASSIN DE BERKINE .....</b>	<b>71</b>
<b>V.1</b>	<b>Introduction .....</b>	<b>71</b>
<b>V.2</b>	<b>Workflow de l'inversion simultanée : .....</b>	<b>71</b>
<b>V.3</b>	<b>Les données d'entrée de l'inversion : .....</b>	<b>72</b>
V.3.1	Les données sismiques : .....	72
V.3.1.1	Pré-conditionnement des données sismiques : .....	72
V.3.1.1.1	Filtre Radon : .....	72
V.3.1.1.2	Corrections statiques résiduelles : .....	73
V.3.1.1.3	Super Gather : .....	73
V.3.1.2	Conversion de CDP Gather à Angle Gather : .....	74
V.3.2	Les données de puits : .....	77
V.3.2.1	Logs fournis par le client : .....	77
V.3.2.2	Edition des logs : .....	77
V.3.2.3	Génération des logs : .....	79
V.3.2.3.1	Etablissement du Cross-plot : .....	79
V.3.2.3.2	Définition des deux équations : .....	80
V.3.2.3.3	Comparaison du log estimé avec le log initial : .....	80
V.3.2.3.4	Génération du log $V_s$ pour les puits-1 et puits-3 : .....	82
V.3.3	Les horizons sismiques de l'interprétation structurale : .....	83
<b>V.4</b>	<b>Corrélation puits/sismique (well tie) : .....</b>	<b>84</b>

V.4.1	Corrélation des puits pour 2ème gamme d'angles : .....	84
<b>V.5</b>	<b>Génération du modèle initial :.....</b>	<b>85</b>
<b>V.6</b>	<b>Analyse des paramètres d'inversion au niveau des puits : .....</b>	<b>87</b>
V.6.1	Contrôle au niveau des puits : .....	87
V.6.2	Contrôle à partir des diagrammes : .....	89
<b>V.7</b>	<b>Inversion du volume sismique : .....</b>	<b>89</b>
V.7.1	Résultat de l'inversion sur une ligne arbitraire : .....	89
<b>V.8</b>	<b>Interprétation des résultats : .....</b>	<b>91</b>
<b>V.9</b>	<b>Conclusion : .....</b>	<b>94</b>
CONCLUSION GENERALE.....		96
BIBLIOGRAPHIE.....		97

## II. Liste des figures

Figure I.1 : Carte du bassin de Berkine (ENAGEO).....	4
Figure I.2 : Éléments structuraux du bassin de Berkine (WEC, 2007). ....	5
Figure I.3 : Colonne stratigraphique de la zone d'étude (WEC, 2007). ....	7
Figure I.4 : Carte de maturité du Silurien (WEC, 2007).....	8
Figure I.5 : Système pétrolier de la zone d'étude (WEC, 2007). ....	9
Figure II.1 : Composition de la roche. ....	11
Figure II.2 : Tenseur de contraintes. ....	12
Figure II.3 : Analyse des déformations en 2 dimensions (Sheriff). ....	13
Figure II.4 : Tenseur de déformation. ....	14
Figure II.5 : Relation entre les déformations et les contraintes appliquées (Sheriff). ....	15
Figure II.6 : Contrainte en fonction de la déformation correspondante (Cours online de Djeddi) ....	17
Figure II.7 : Variation du coefficient de poisson en fonction du rapport $V_p/V_s$ (Chopra, 2014).....	18
Figure II.8 : Propagation des ondes P (Bolt, 1976). ....	20
Figure II.9 : Propagation des ondes S (Bolt, 1976).....	20
Figure II.10 : Propagation des ondes de Rayleigh (Bolt, 1976). ....	21
Figure II.11 : Propagation des ondes de Love (Bolt, 1976). ....	21
Figure II.12 : Variation de la densité en fonction de la saturation Eau-Huile-Gaz,(Hampson-Russell) ....	24
Figure II.13 : Variation du rapport $V_p/V_s$ en fonction du coefficient de poisson (Hampson-Russell). ....	25
Figure II.14 : Relation entre la vitesse et la porosité. ....	26
Figure II.15 : Variation de la vitesse en fonction de la saturation Eau-Huile-Gaz, (Hampson-Russell).....	27
Figure II.16 : Relation entre la vitesse et l'âge géologique / profondeur (SEG wiki).....	27
Figure II.17 : Facteurs qui influencent les vitesses sismiques (SEG wiki).....	28
Figure II.18 : les différents modules d'incompressibilité dans une roche (Hampson-Russell). ....	29
Figure II.19 : Relation de castagna et al (1985) pour les formations argileuses. ....	31
Figure II.20 : Relation de castagna et al (1993) pour les formations Gréseuses.....	31
Figure II.21 : Gardner et Al (1974), Relation entre la vitesse et la densité.....	32
Figure III.1 : Amplitudes des ondes sinusoïdales.....	34
Figure III.2 : atténuation d'une onde dans milieu absorbant (BENHAMA, 2000). ....	35
Figure III.3 : Atténuation de l'amplitude d'une onde après un trajet X (Djeddi, 2015).....	36
Figure III.4 : la géométrie des rayons sismiques (BENHAMA, 2000). ....	37
Figure III.5 : (a) enregistrement affecté par la divergence sphérique, (b) enregistrement corrigé de la divergence sphérique (AVO, Chopra & Castagna).....	37
Figure III.6 : (a) la réflexion et la transmission de l'énergie à chaque interface (I1-I4), (b) la série de réflectivité qui correspond au model avec les coefficients de réflexion (R12, R23, and R34) (AVO, Chopra & Castagna, 2014). ....	38
Figure III.7 : les types de multiples (Sheriff, 2002). ....	39

Figure III.8 : effet de courbure des réflecteurs (modifiée à partir Sheriff, 1975).....	40
Figure III.9 : Phénomène de diffraction (BACHTA). .....	41
Figure III.10 : Enregistrement sismique brut avec signalisation des différents bruits (M.Bachta 2002). .....	42
Figure III.11 : Effets des statiques (M.Bachta 2005). .....	43
Figure III.12 : La conversion des ondes de volume P et S en incidence oblique (LAVERGNE, 1986). .....	43
Figure III.13 : Influence de la géométrie de la nappe (LAVERGNE, 1986).....	44
Figure III.14 : couplage des récepteurs avec le sol (Bernard Giroux, 2011).....	45
Figure IV.1 : la définition classique du problème directe et le problème inverse. ....	50
Figure IV.2 : Le problème inverse comme étant une combinaison entre le problème d'estimation et le problème d'évaluation.....	50
Figure IV.3 : La fonction coût est minimale au point $X_{min}$ . .....	53
Figure IV.4 : convergence vers la solution de la méthode de la plus forte descente.....	54
Figure IV.5 : représentation des minima locaux et du minimum global. ....	55
Figure IV.6 : Le problème direct et le problème inverse. ....	56
Figure IV.7 : extraction de l'impédance à partir d'une trace sismique (Hampson-Russel). ....	57
Figure IV.8 : extraction du modèle bas fréquent (inversion récursive). .....	58
Figure IV.9 : application de l'équation récursive sur la trace sismique (Hampson-Russel).....	59
Figure IV.10 : trace finale de l'inversion récursive (Hampson-Russel). ....	59
Figure IV.11 : Résultat de l'inversion récursive (Hampson-Russel). .....	59
Figure IV.12 : Processus de l'inversion à base de modèle. ....	60
Figure IV.13 : résultat de l'inversion à base de modèle (Hampson-Russel).....	61
Figure IV.14 : Processus de l'inversion à pic dispersé (Hampson-Russel). ....	62
Figure IV.15 : Résultat de l'inversion Sparse-spike (Hampson-Russel).....	62
Figure IV.16 : l'extraction de l'ondelette. ....	64
Figure IV.17 : Représentation du modèle bas fréquent. ....	65
Figure IV.18 : Crossplots $\ln(ZP)$ vs $\ln\rho$ et $\ln ZP$ vs $\ln(ZS)$ (Hampson Russell).....	67
Figure V.1 : Workflow de l'inversion simultanée. ....	71
Figure V.2 : CMP Gather contaminés par les Multiples. ....	72
Figure V.3 : CMP Gather après application du filtre Radon. ....	73
Figure V.4 : CMP Gather après application des corrections statiques résiduelles.....	73
Figure V.5 : CMP Gather après le Super Gather. ....	74
Figure V.6 : l'effet du pré-conditionnement sur les CDP bruts. ....	74
Figure V.7 : CDP Gather (en fonction de l'offset). ....	75
Figure V.8 : Angle Gather (en fonction d'angle d'incidence). ....	75
Figure V.9 : Les angles stack. ....	76
Figure V.10 : Edition des logs pour le puits-1. ....	77
Figure V.11 : Edition des logs pour le puits-2. ....	78
Figure V.12 : Edition des logs pour le puits-3. ....	78

Figure V.13 : Cross-plot $V_p$ vs $V_s$ dans le puits-2 (Argile). .....	79
Figure V.14 : Cross-plot $V_p$ vs $V_s$ dans le puits-2 (Grès). .....	80
Figure V.15 : Comparaison du log $V_s$ Généré avec le log $V_s$ original dans le puits-2.....	80
Figure V.16 : Cross-plot $V_s$ vs $GR$ généré et original, dans le puits-2. ....	81
Figure V.17 : Cross-plot $V_S$ vs $VP$ généré et original, dans le puits-2.....	81
Figure V.18 : log $V_s$ généré dans le puits-1.....	82
Figure V.19 : log $V_s$ généré dans le puits-3.....	82
Figure V.20 : Résultat de l'interprétation structurale (section sismique). ....	83
Figure V.21 : corrélation au niveau du puits-1 pour la gamme d'angle proche. ....	84
Figure V.22 : corrélation au niveau du puits-1 pour la gamme d'angle moyenne.....	84
Figure V.23 : corrélation au niveau du puits-1 pour la gamme d'angle éloignée. ....	85
Figure V.24 : Les ondelettes : near, mid, far. ....	85
Figure V.25 : composite line (ligne passe par les trois puits). ....	86
Figure V.26 : Modèle de l'impédances-acoustique ( $Z_p$ ).....	86
Figure V.27 : Modèle de l'impédance des ondes de cisaillement ( $Z_s$ ).....	86
Figure V.28 : Modèle de densité ( $\rho$ ).....	87
Figure V.29 : Erreur entre l'angle Gather inversé et l'angle Gather original, puits-1. ....	87
Figure V.30 : Erreur entre l'angle Gather inversé et l'angle Gather original, puits-2. ....	88
Figure V.31 : Erreur entre l'angle Gather inversé et l'angle Gather original, puits-3. ....	88
Figure V.32 : contrôle de qualité à partir des diagrammes. ....	89
Figure V.33 : résultats d'inversion de l'impédance ( $Z_p$ ).....	89
Figure V.34 : résultats d'inversion de l'impédance des ondes de cisaillement ( $Z_s$ ).....	90
Figure V.35 : résultats d'inversion de densité ( $\rho$ ).....	90
Figure V.36 : Résultats d'inversion de $V_p/V_s$ . ....	90
Figure V.37 : Résultats d'inversion de Lambda-Rho. ....	91
Figure V.38 : Résultats d'inversion de Mu-Rho. ....	91
Figure V.39 : slice d'attribut d'impédance des ondes longitudinales au niveau du Top de réservoir M2. ....	92
Figure V.40 : Slice d'attribut d'impédance des ondes transversales au niveau du Top de réservoir M2. ....	92
Figure V.41 : Slice d'attribut de densité globale au niveau du Top de réservoir M2. ....	92
Figure V.42 : Slice d'attribut du rapport $V_p/V_s$ au niveau du Top de réservoir M2. ....	93
Figure V.43 : Slice d'attribut $\mu\rho$ au niveau du Top de réservoir M2. ....	93
Figure V.44 : Slice attribut $\lambda\rho$ au niveau du Top de réservoir M2. ....	93

### III. Liste des tableaux

Tableau II.1 : Les relations entre les paramètres élastiques (d'après Birch, 1961). ....	19
Tableau II.2 : Les époques géologiques et leurs âges (Cours online de Djeddi, 2014). ....	28
Tableau II.3 : Relation Vitesse-Densité pour différentes lithologies (Castagna).....	32

# Introduction générale

## Introduction Générale

L'un des buts majeurs de l'inversion en géophysique est de trouver le modèle de la subsurface qui explique le mieux les observations géophysiques.

En exploration pétrolière, la technique d'imagerie la plus couramment utilisée reste l'imagerie par sismique réflexion grâce à son pouvoir de résolution et sa profondeur d'investigation. Celle-ci permet d'obtenir une première représentation des structures géologiques pouvant contenir des hydrocarbures,

Le champ d'onde enregistré en prospection sismique est décrit par deux éléments : le temps et l'amplitude.

Les données sismiques ont été toujours utilisées par les géophysiciens pour identifier les vitesses des différentes couches, ainsi que la géométrie des réflecteurs et leurs profondeurs. C'est ce qu'on appelle 'inversion du temps de trajet'. Cependant, ces données contiennent une autre information (l'amplitude) qui est un outil puissant utilisé pour la déduction des propriétés pétrophysiques des unités de dépôts associées aux roches du réservoir. C'est ce qui est connu comme 'inversion des amplitudes'.

L'inversion sismique est une technique qui a été utilisée par les géophysiciens depuis presque 40 ans. Dès le début les techniques d'inversion transforment les données sismiques en impédance acoustique des ondes P (produit de la densité et Vitesse des ondes P), par laquelle on peut faire des prédictions sur la lithologie et la porosité (inversion Post-stack). Cependant, ces prédictions ont été un peu ambiguës depuis que l'impédance acoustique est sensible aux effets de la lithologie, du fluide et de porosité, et c'est difficile de séparer l'influence de chaque effet.

Pour minimiser cette ambiguïté dans les résultats d'inversions, on doit effectuer une inversion élastique, dans laquelle on estime l'impédance P, l'impédance S (produit de la densité et  $V_s$ ) et la densité (inversion pré-stack), grâce aux réponses des ondes P et S de la subsurface qui sont suffisamment différentes afin de nous permettre de voir la différence entre les effets du fluide et de la lithologie.

Les interpréteurs peuvent étendre les informations des puits tout au long du volume sismique, pour avoir les propriétés physiques et pétrophysiques entre les puits. Ce processus est appelé inversion sismique pour la caractérisation des réservoirs

Notre étude décrit la science et l'art de l'inversion sismique simultanée (pré-stack), et son utilisation par les compagnies pétrolières pour réduire les risques dans leurs opérations d'exploration, de développement et de production. L'objectif de cette inversion est d'extraire simultanément les paramètres physiques à savoir : L'impédance  $Z_p$  d'onde P, l'impédance  $Z_s$  d'onde S et la densité à partir des données sismiques avant sommation.

- Dans le premier chapitre, nous allons projeter une vue sur la géologie de la région (bassin de Berkine ouest), ses aspects structural et stratigraphiques et son système pétrolier (réservoir, couverture...).

- Dans le deuxième chapitre, nous allons parler de la physique des roches et ses fondements, à savoir : la composition de la roche, les contraintes et les déformations, les paramètres acoustiques et élastiques, l'équation d'onde, les facteurs qui affectent les vitesses sismiques et les modèles de physique des roches (théoriques et empiriques).

- Nous allons développer dans le troisième chapitre, les principaux facteurs qui affectent l'amplitude sismique (endogènes et exogènes), commençant par une définition de l'amplitude, et concluant par l'étape principale du traitement en amplitude préservée qui est la récupération des amplitudes vraies (TAR : True-Amplitude Recovery).

- Le quatrième chapitre sera consacré à l'inversion sismique, quelques notions de base sur la théorie d'inversion, l'objectif et les types d'inversion sismique, l'inversion sismique simultanées pré-stack (les étapes suivies et le principe d'algorithme).

- le cinquième chapitre concerne l'application de l'inversion simultanée avant sommation sur des données sismiques réelles, commençant par un pré-conditionnement des données sismiques, puis la génération des logs manquants, Corrélation puits/sismique et extraction des ondelettes, génération des modèles initiaux, l'inversion du volume sismique, interprétation des résultats et une conclusion.

- Enfin, cette étude est complétée par une conclusion générale qui sera consacrée à la valeur ajoutée par l'inversion sismique simultanée des données sismiques avant sommation.

# Chapitre I

## Géologie de la région

## I Géologie de la région

### I.1 Bassin de Berkine :

Le bassin de Berkine, vaste bassin intracratonique, il occupe la partie Nord-Est du grand Erg de la plateforme saharienne Algérienne. D'une superficie globale de 102 395 km<sup>2</sup>, il renferme un bon potentiel de découvertes et est l'un des plus importants bassins producteurs d'hydrocarbures en Algérie (**Figure I.1**).

Dans le bassin de Berkine les ressources en places globales sont de l'ordre de 1609.32 millions de m<sup>3</sup> d'huile, 72.47 millions de m<sup>3</sup> de condensat et 764.58 milliards de m<sup>3</sup> de gaz.



Figure I.1 : Carte du bassin de Berkine (ENAGEO).

Il englobe trois zones pétrolières (**Figure I.2**), délimitées suivant leur contexte tectonique, structural et facial :

- Dépression sud-est-triasique à l'Ouest.
- Dépression de Dahar au Nord à forts reliefs hercyniens.
- Dépression de Berkine dans sa partie centrale, fait partie à l'Est du grand bassin de Ghadamés en Libye.

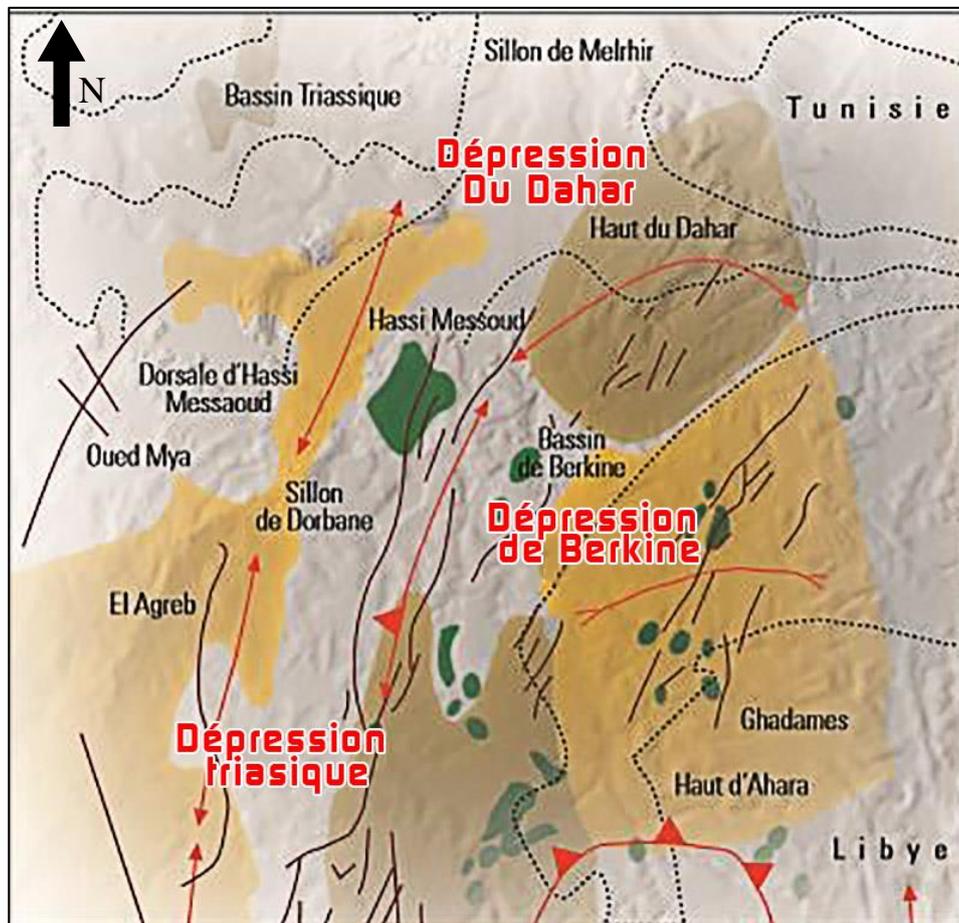


Figure I.2 : Éléments structuraux du bassin de Berkine (WEC, 2007).

## I.2 Aspect stratigraphique :

La zone d'étude est constituée essentiellement par le paléozoïque et le mésozoïque (**Figure I.3**).

En effet dans cette région, la discordance hercynienne a provoquée l'érosion des unités du Dévonien et du Carbonifère, mettant en contact le silurien F6 avec les formations triasiques.

### I.2.1 Le socle :

Le socle est composé de roches précambriennes sur lesquelles reposent en discordance les formations paléozoïques, il est rencontré à la côte absolue 7500m.

## **I.2.2 Le Paléozoïque :**

Celui-ci constitue par :

### **I.2.2.1 Le cambrien :**

Il est représenté à la base des conglomérats .il se repose sur un socle cristalline d'âge précambrien (des grés et des quartzites a passé conglomératique), il se situe à presque 4500m de profondeur.

### **I.2.2.2 L'ordovicien :**

Il se repose sur le cambrien, il est composé d'une alternance des grés d'argiles et des quartzites, à une épaisseur moyenne de 500m (4000m en profondeur).

### **I.2.2.3 Le silurien :**

A une sédimentation terrigène fine argileuses en milieu marin, reposant sur l'ordovicien est composée d'argiles noires fossilifères riche en matière organique qui forme une importante roche mère, celle-ci est surmenée par un important dépôt argilo-gréseux, il se trouve à 3500m de profondeur.

## **I.2.3 Le mésozoïque :**

### **I.2.3.1 Le trias :**

Le trias discordant sur les formations du paléozoïque est représenté par des dépôts argilo gréseux et lagunaires (sel et anhydrite), la série gréseuse constitue un bon réservoir, on le trouve à 2300m de profondeur.

Il comporte trois niveaux :

- **T.A.G.I (trias argilo-gréseux inférieur) :**

Il est constitué d'une alternance de couches argileuses et gréseuses (2900m en profondeur).

- **Trias carbonaté :**

Constitué d'argile et de grés de bancs fins à moyen avec la présence de calcaire et de la dolomite.

- **T.A.G.S (trias argilo-gréseux supérieur) :**

Il est composé à la base d'une séquence des grés fins moyennement consolidés surmonté d'une séquence argileuse.

### I.2.3.2 Le jurassique :

Il composé de sédiments marins et lagunaire (dépôt salifère), à la base on a des dépôts argilo carbonaté se terminant par une série lagunaire, et on a un niveau dolomitique caractéristique et omniprésents appelé horizon B.

### I.2.3.3 Le crétacé :

Le crétacé est présent partout dans la plateforme saharienne. Il comporte à la base une alternance des grès carbonatés, argiles carbonatés et au sommet des argiles dolomitiques et des anhydrites, du gypse et du sel. Il évolue vers un sommet essentiellement carbonaté.

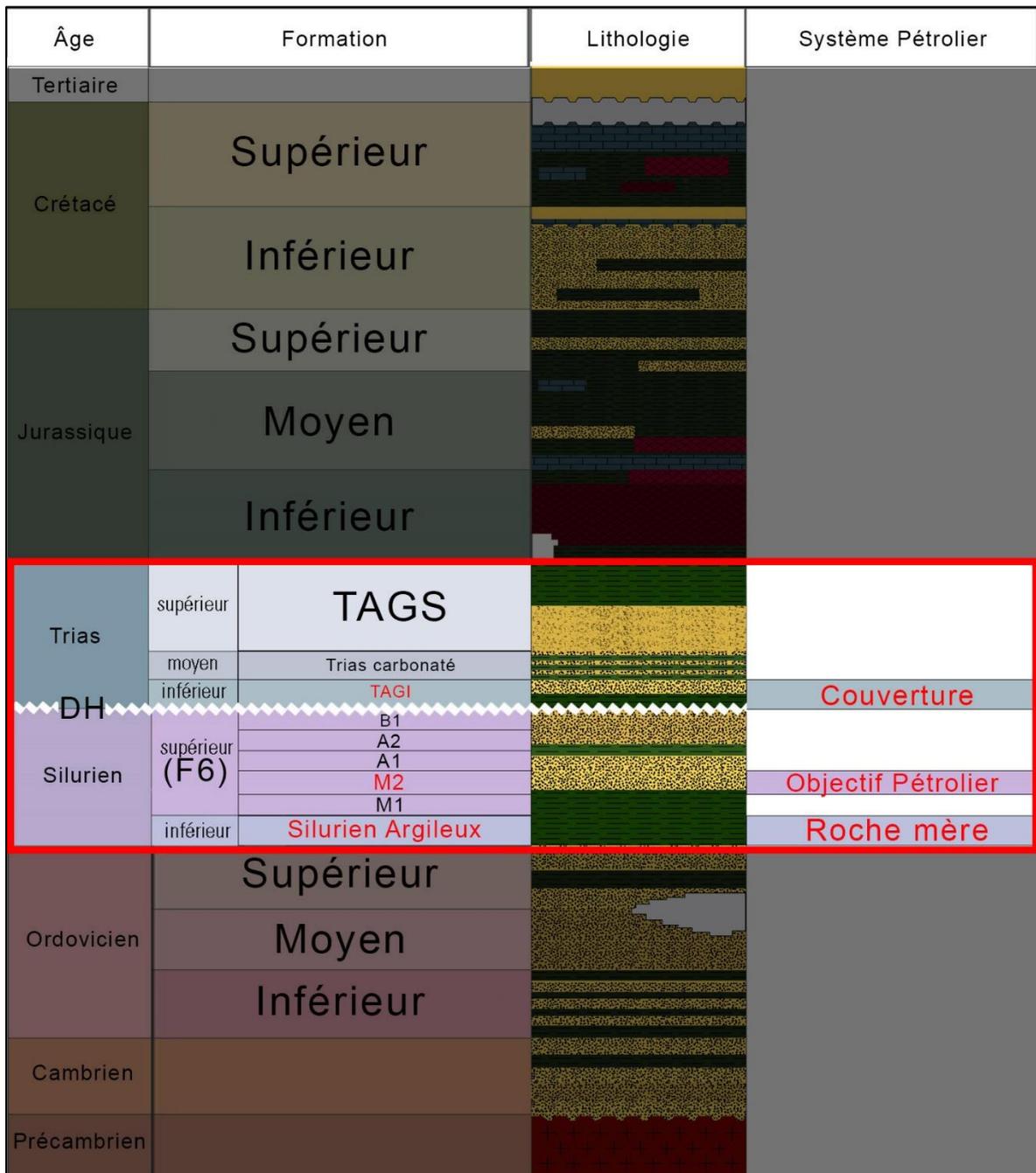


Figure I.3 : Colonne stratigraphique de la zone d'étude (WEC, 2007).

### I.3 Aspect structural :

La zone d'étude a été très déformée au cours des temps géologiques et son histoire structurale est complexe.

Le style structural est dominé par des failles subverticales profondes avec une réactivation permanente. Les failles ont pu être regroupées en trois familles majeures :

- N-S : Failles à jeu purement inverse.
- NE-SO : failles décrochantes, globalement subverticales.
- E-O : failles secondaires inverses ou normales.

### I.4 Système pétrolier :

#### I.4.1 Roche mère :

La roche mère silurienne (Silurien Argileux) correspond au développement de séries argileuses noires, riches en matière organique, d'origine marine, marquant le début de la période de transgression lors du Silurien.

La roche mère Silurienne, d'extension régionale, constitue le principal générateur d'Hydrocarbures dans la région (**Figure I.4**).

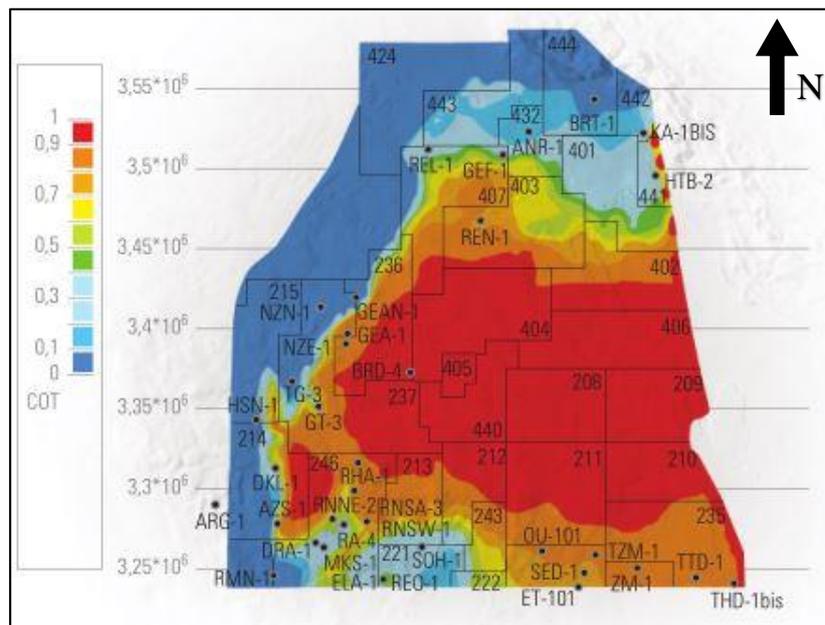


Figure I.4 : Carte de maturité du Silurien (WEC, 2007).

#### I.4.2 Réservoir :

L'objectif pétrolier dans cette région d'étude est le Silurien argilo-gréseux, et plus exactement l'unité M2 du réservoir F6.

#### I.4.3 Couverture :

Dans la région d'étude la roche couverture est le TAGI (Trias Argilo-Gréseux inférieur), qui constitue la série basale du Mésozoïque. Il est caractérisé par des dépôts de type fluviatile se développant sur l'ensemble du bassin.

#### I.4.4 Les Pièges :

Dans la zone d'étude les pièges sont de type structural, comme les anticlinaux simples et les anticlinaux faillés (structures contre faille).

Dans ce cas, on parle du **Play Siluro-Dévonien** et plus exactement des réservoirs du Silurien Argilo-Gréseux (unité M2) qui sont productifs d'huile et de gaz (**Figure I.5**).

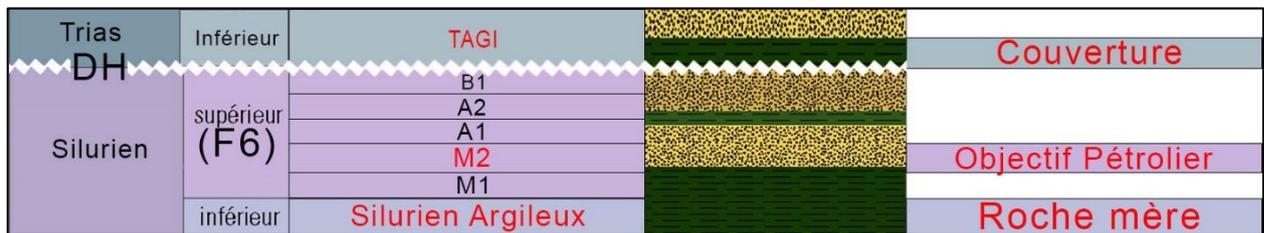


Figure I.5 : Système pétrolier de la zone d'étude (WEC, 2007).

# Chapitre II

## Physique des roches

## II Physique des roches

Dans la physique des roches, On s'intéresse essentiellement à la détermination des constantes élastiques de la roche, telles que les vitesses des ondes P et S, la densité, le module de compression et le module de cisaillement.

Dans ce chapitre on va exploiter les différents paramètres élastiques et déterminer les relations entre eux, ainsi on parlera des contraintes et des déformations et comment la mesure de ces dernières conduit à la détermination des constantes élastiques.

### II.1 Composition de la roche :

La roche est constituée essentiellement de la matrice et des pores qui peuvent contenir des fluides (Figure II.1).

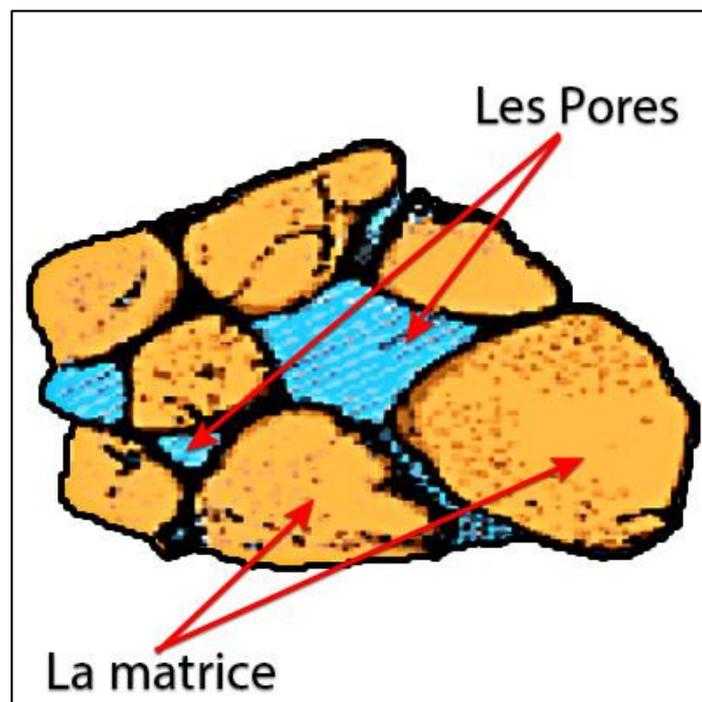


Figure II.1 : Composition de la roche.

Les paramètres élastiques de la roche sont liés directement au type de la matrice, aux pores et aux fluides contenus dans ces pores.

## II.2 Les contraintes et les déformations :

Pour simplifier les choses on suppose que les roches de la subsurface sont considérées parfaitement élastiques, donc pour toute contrainte appliquée on aura une déformation.

### II.2.1 La contrainte :

La contrainte est définie comme le rapport de la force par unité de surface ( $\sigma = \frac{F}{S}$ ). Ainsi, quand une force est appliquée à un corps, la contrainte est le rapport entre la force et la surface dont la force est appliquée.

Si la force appliquée est perpendiculaire à la surface alors la contrainte est dite **Normale**, et si la force est tangentielle à la surface, la contrainte est dite **tangentielle** ou **de cisaillement**.

Considérant un cube déformable, on représente alors les neuf (9) contraintes appliquées sur le cube dont trois (3) sont normales et six (6) sont tangentielles (Figure II.2).

On définit le tenseur de contrainte ( $T$ ) qui contient les neuf (9) composantes scalaires :

$$T = \sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad II.1$$

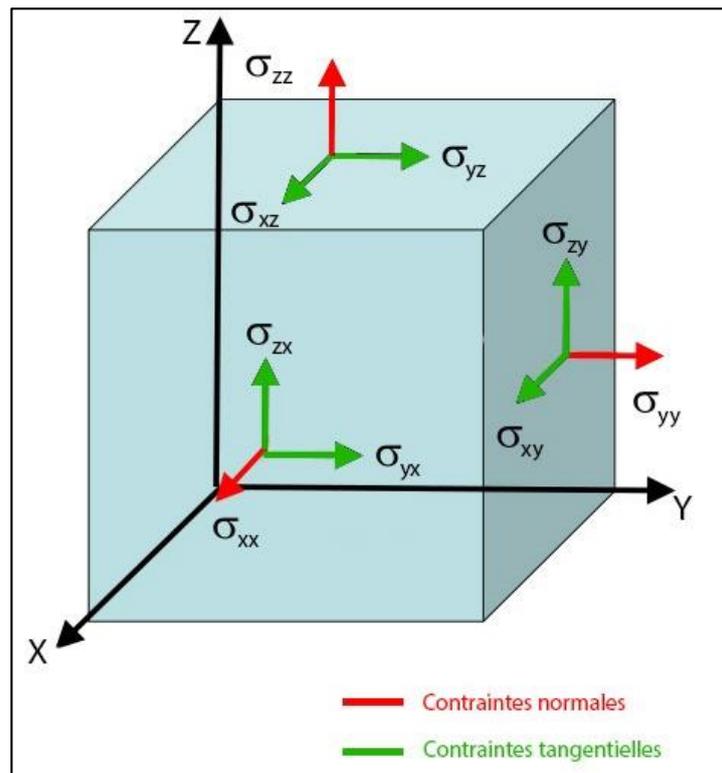


Figure II.2 : Tenseur de contraintes.

### II.2.2 La déformation :

Quand un corps élastique est soumis à une contrainte, des changements dans la forme et les dimensions du corps vont apparaître, ces changements sont appelés **Déformation**.

Considérant un rectangle  $PQRS$  dans un plan  $(XY)$ , quand on applique des contraintes,  $P$  va se déplacer vers  $P'$ ,  $\overrightarrow{PP'}$  a les composantes  $u$  et  $v$ , si les autres sommets se déplacent avec la même portion, alors le rectangle se déplace entièrement avec des portions  $u$  et  $v$ , dans ce cas on n'a pas de changement de forme ni de dimensions, alors on n'a pas de déformation. Contrairement si la quantité de  $u$  et  $v$  se diffère pour chaque sommet du rectangle, là on observe un changement de forme et de dimensions, la déformation alors a lieu.

Les coordonnées des sommets de  $PQRS$  et  $P'Q'R'S'$  sont comme suit :

$$\begin{array}{ll}
 P(x, y) & P'(x + u, y + v) \\
 Q(x + dx, y) & Q'(x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx, y + v + \frac{\partial v}{\partial x} dy) \\
 S(x, y + dy) & S'(x + u + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial y} dy) \\
 R(x + dx, y + dy) & R'(x + dx + u + \frac{\partial u}{\partial x} dx + \frac{\partial u}{\partial y} dy, y + dy + v + \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} dy)
 \end{array}$$

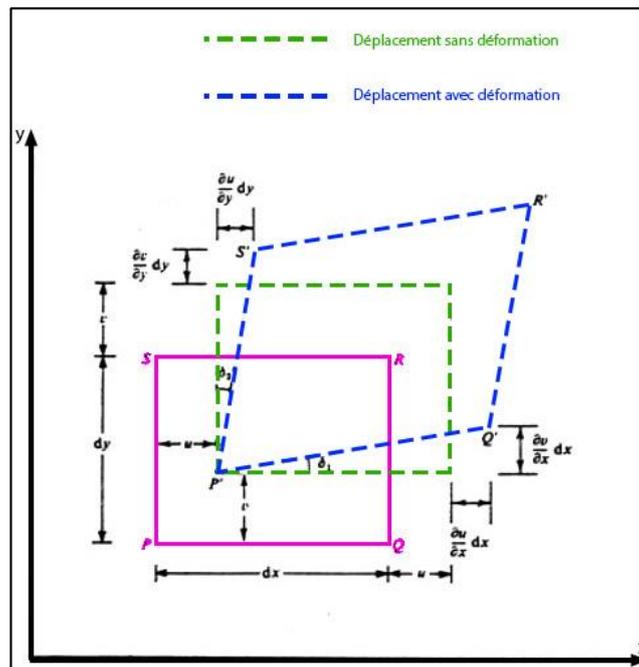


Figure II.3 : Analyse des déformations en 2 dimensions (Sheriff).

Pour une analyse en 3D, on choisit  $u, v$  et  $w$  comme composantes de déplacement pour un point  $P(x, y, z)$ , les déformations élémentaires seront ainsi :

$$\left. \begin{aligned} \epsilon_{xx} &= \frac{\partial u}{\partial x} \\ \epsilon_{yy} &= \frac{\partial v}{\partial y} \\ \epsilon_{zz} &= \frac{\partial w}{\partial z} \end{aligned} \right\} \text{Déformations normales}$$

$$\left. \begin{aligned} \epsilon_{xy} = \epsilon_{yx} &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \epsilon_{yz} = \epsilon_{zy} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ \epsilon_{xz} = \epsilon_{zx} &= \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \end{aligned} \right\} \text{Déformations de cisaillement}$$

Ainsi le tenseur de déformation sera (D) :

$$D = \epsilon_{i,j} = \begin{pmatrix} \epsilon_{xx} & \epsilon_{xy} & \epsilon_{xz} \\ \epsilon_{yx} & \epsilon_{yy} & \epsilon_{yz} \\ \epsilon_{zx} & \epsilon_{zy} & \epsilon_{zz} \end{pmatrix} \quad \text{II.2}$$

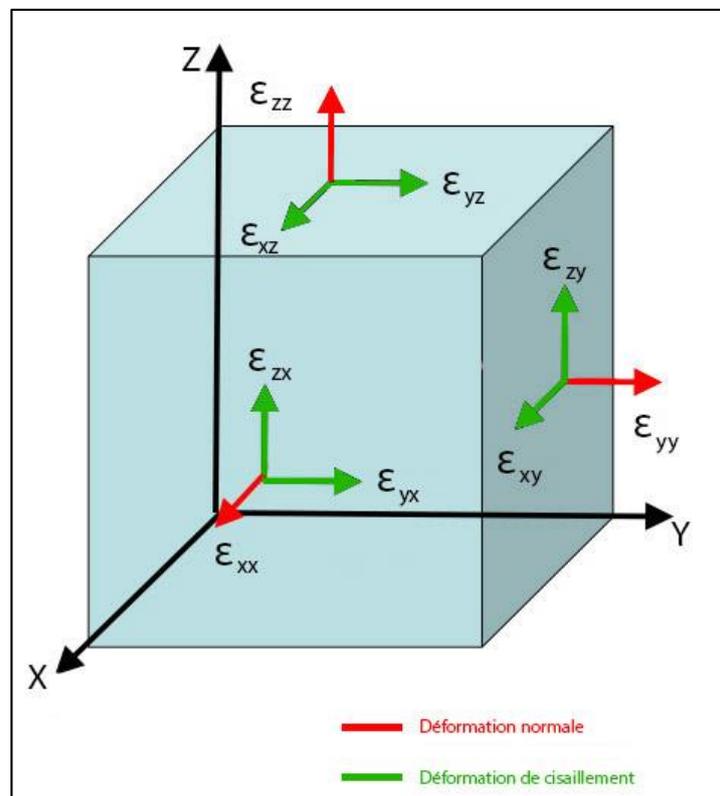


Figure II.4 : Tenseur de déformation.

En plus de ces déformations, le corps a subi une rotation selon les trois axes comme suit :

$$\left. \begin{aligned} \theta_x &= \frac{1}{2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \\ \theta_y &= \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \\ \theta_z &= \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \end{aligned} \right\}$$

Le changement en dimensions est en relation avec les déformations normales qui vont changer le volume, ce changement de volume est appelé **Dilatation volumique** ( $\Delta$ ), si on suppose un rectangle initial de bords  $dx, dy$  et  $dz$  en absence de déformation, les dimensions après déformation seront  $dx(1 + \varepsilon_{xx})$ ,  $dy(1 + \varepsilon_{yy})$  et  $dz(1 + \varepsilon_{zz})$  ainsi l'augmentation du volume sera  $(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz})dxdydz$ .

Alors :  $\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}$

$$= \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

II.3

### II.2.3 Relation entre la contrainte et la déformation :

Quand on applique des contraintes sur un corps, des déformations seront observées, si les contraintes appliquées sont petites, on parle alors des déformations élastiques dont le corps revient à son état initial quand on relâche les contraintes, à un certain seuil le corps ne pourra pas revenir à son état initial, donc les déformations sont dit plastiques, si on augmente encore les contraintes on va atteindre un point critique dit Rupture.

Le schéma suivant montre cette relation entre les contraintes et les déformations :

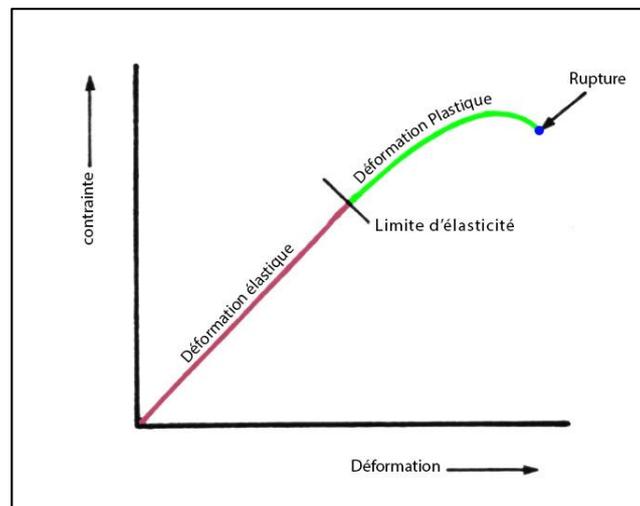


Figure II.5 : Relation entre les déformations et les contraintes appliquées (Sheriff).

## II.3 La loi de Hooke :

La loi de Hooke exprime les relations linéaires qui existent entre les déformations et les contraintes, lorsque les déformations sont faibles.

**Dans les milieux anisotropes**, les relations entre contraintes et déformations dépendent de 21 paramètres élastiques.

**Dans les milieux transversalement isotropes** (propriétés élastiques identiques dans deux directions orthogonales à un axe de symétrie), elles ne dépendent que de 5 paramètres.

**Dans les milieux homogènes et isotropes**, les relations entre contraintes et déformations dépendent seulement de deux paramètres.

La loi de Hooke s'écrit alors :

$$\sigma_{i,j} = \lambda \theta \delta_{i,j} + 2\mu \varepsilon_{i,j} \quad II.4$$

$\delta_{i,j}$  : Symbole de Kronecker :  $\begin{cases} \delta_{i,j} = 1 & \text{si } i = j \\ \delta_{i,j} = 0 & \text{si } i \neq j \end{cases}$

$\lambda$  et  $\mu$  : Constantes de Lamé.

$\sigma_{i,j}$  : La contrainte appliquée.

$\varepsilon_{i,j}$  : La déformation.

$\theta$  : Dilatation volumique.  $\theta = \Delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$

La loi de Hooke est valable seulement pour les déformations élastiques (faibles contraintes).

Les milieux homogènes et isotropes sont définis par deux paramètres :

- **Le paramètre de Lamé  $\lambda$ .**
- **Le paramètre de Lamé  $\mu$** , appelé encore **module de cisaillement ou de rigidité**, qui mesure le rapport de la contrainte tangentielle au cisaillement correspondant :

$$\mu = \frac{1}{2} \frac{\sigma_{xy}}{\varepsilon_{xy}} \quad II.5$$

## II.4 Les paramètres élastiques :

### II.4.1 Les constantes de Lamé : $\lambda$ et $\mu$

$\lambda$  N'a aucune représentation physique.

$\mu$  Représente le module de cisaillement, dans un fluide sa valeur est égale à 0.

### II.4.2 Le module de Young $E$ :

Définie comme le rapport entre la contrainte normale et la compression correspondante :

$$E = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{xx}} \quad II.6$$

On montre que :

$$E = \frac{\mu(3\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu} \quad II.7$$

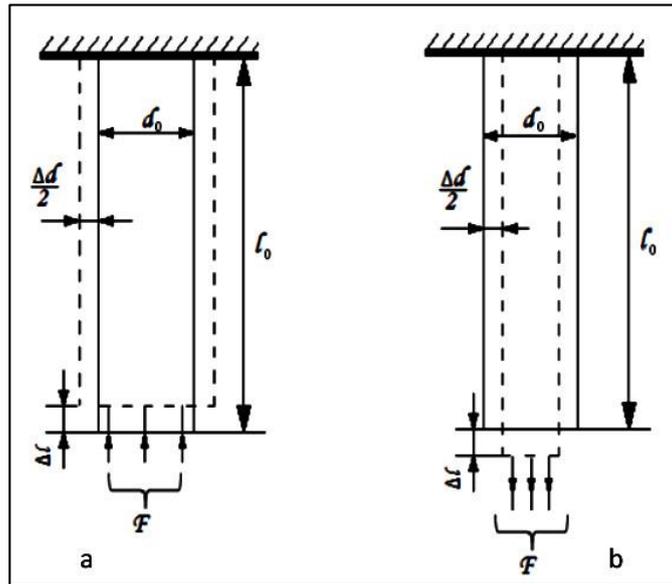


Figure II.6 : Contrainte en fonction de la déformation correspondante (Cours online de Djeddi)  
(a : Déformation de compression b : Déformation de tension).

### II.4.3 Le module d'incompressibilité $K$ :

Il représente le rapport de la variation de pression (contrainte volumétrique) à la dilatation (compression) volumique :

$$K = -\frac{\Delta p}{\theta} \quad II.8$$

On montre que :

$$K = \lambda + \frac{2}{3}\mu \quad II.9$$

#### II.4.4 Le coefficient de poisson $\sigma$ :

Le coefficient de poisson représente le rapport de la compression dans une direction à l'extension dans la direction perpendiculaire :

$$\sigma = -\frac{\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{xx}} \quad II.10$$

On montre que :

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad II.11$$

Le coefficient de poisson a une grande importance dans la détection des hydrocarbures, car il est affecté pas la lithologie et le contenu en fluides, donc il crée un lien entre les paramètres élastiques de la roche et les paramètres acoustiques.

On peut exprimer ce coefficient en fonction du rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  par la formule suivante :

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2}\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \quad II.12$$

$$D'où : \quad \frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{0.5-\sigma}} \quad II.13$$

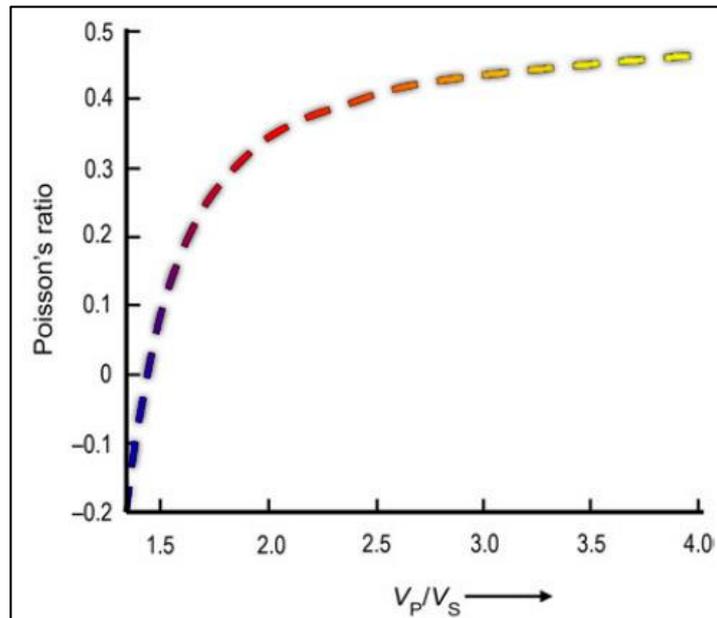


Figure II.7 : Variation du coefficient de poisson en fonction du rapport  $V_p/V_s$  (Chopra, 2014).

### II.4.5 Module d'onde de compression (P-wave modulus $M$ ) :

C'est un autre paramètre élastique défini comme le rapport entre la contrainte axiale et la déformation axiale dans un état de déformation uniaxe.

$$\sigma_{zz} = M \varepsilon_{zz} \quad II.14$$

Avec :  $\varepsilon_{xx} = \varepsilon_{yy} = \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{xz} = \varepsilon_{yz} = 0$

Ce module est lié à la densité et à la vitesse des ondes P :

$$M = \rho V_p^2 \quad II.15$$

### II.4.6 Relations entre les paramètres élastiques :

Le tableau suivant montre les relations entre les différentes constantes élastiques :

	$K$	$E$	$\lambda$	$\nu(\sigma)$	$M$	$\mu$
$(\lambda, \mu)$	$\lambda + 2\mu/3$	$\mu \frac{5\lambda+2\mu}{\lambda+\mu}$	—	$\frac{\lambda}{2(\lambda+\mu)}$	$\lambda + 2\mu$	—
$(K, \lambda)$	—	$9K \frac{K-\lambda}{3K-\lambda}$	—	$\frac{\lambda}{3K-\lambda}$	$3K - 2\lambda$	$3(K - \lambda)/2$
$(K, \mu)$	—	$\frac{9K\mu}{3K+\mu}$	$K - 2\mu/3$	$\frac{3K-2\mu}{2(3K+\mu)}$	$K + 4\mu/3$	—
$(E, \mu)$	$\frac{E\mu}{3(3\mu-E)}$	—	$\mu \frac{E-2\mu}{(3\mu-E)}$	$E/(2\mu) - 1$	$\mu \frac{4\mu-E}{3\mu-E}$	—
$(K, E)$	—	—	$3K \frac{3K-E}{9K-E}$	$\frac{3K-E}{6K}$	$3K \frac{3K+E}{9K-E}$	$\frac{3KE}{9K-E}$
$(\lambda, \nu)$	$\lambda \frac{1+\nu}{3\nu}$	$\lambda \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{\nu}$	—	—	$\lambda \frac{1-\nu}{\nu}$	$\lambda \frac{1-2\nu}{2\nu}$
$(\mu, \nu)$	$\mu \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$2\mu(1 + \nu)$	$\mu \frac{2\nu}{1-2\nu}$	—	$\mu \frac{2-2\nu}{1-2\nu}$	—
$(K, \nu)$	—	$3K(1 - 2\nu)$	$3K \frac{\nu}{1+\nu}$	—	$3K \frac{1-\nu}{1+\nu}$	$3K \frac{1-2\nu}{2+2\nu}$
$(E, \nu)$	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	—	$\frac{E\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	—	$\frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$\frac{E}{2+2\nu}$
$(M, \mu)$	$M - \frac{4}{3}\mu$	—	$M - 2\mu$	$\frac{M-2\mu}{2(M-\mu)}$	—	—

Tableau II.1 : Les relations entre les paramètres élastiques (d'après Birch, 1961).

### II.5 Propagation des ondes :

Les principales ondes qui se propagent dans un milieu homogène, isotrope et élastique, sont les ondes P et les ondes S.

### II.5.1 Les ondes P :

Elles arrivent en premier (Primaires), elles s'appellent aussi Longitudinales ou de compression, Le mouvement des particules se fait selon un mouvement de compression et de dilatation parallèlement à l'axe de propagation.

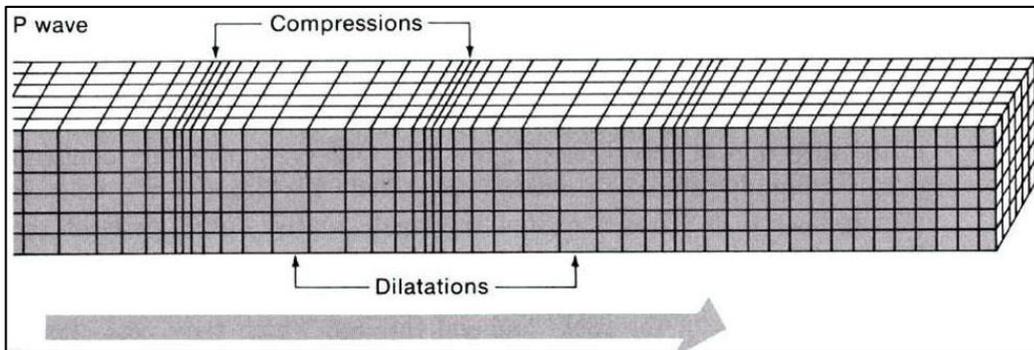


Figure II.8 : Propagation des ondes P (Bolt, 1976).

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\sigma)}{\rho(1+\sigma)(1-2\sigma)}} \quad \text{II.16}$$

### II.5.2 Les ondes S :

Les ondes secondaires correspondent à un mouvement de cisaillement, on les appelle des ondes transversales ou de torsion, Le mouvement des particules se fait perpendiculairement à la direction de propagation. Ces ondes ne se propagent pas dans les liquides (le module de cisaillement est nul).

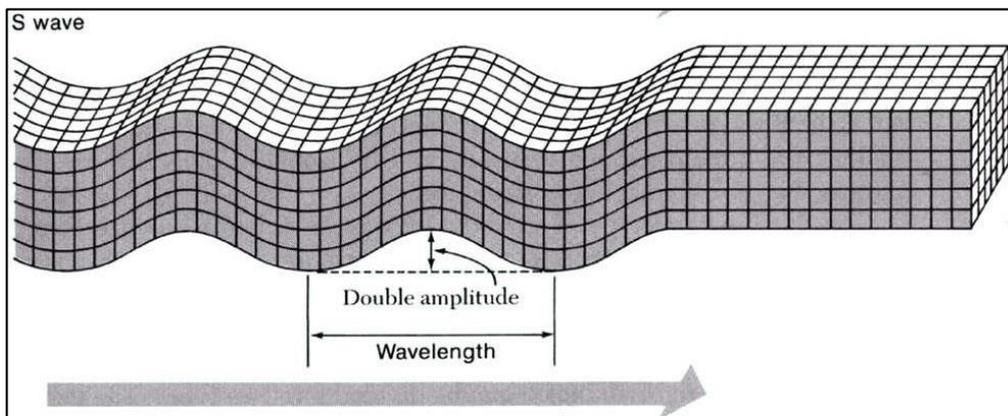


Figure II.9 : Propagation des ondes S (Bolt, 1976).

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{II.17}$$

### II.5.3 Les ondes de surface :

Elles se propagent le long de surfaces, elles s'appellent aussi ondes guidées, Elles sont principalement les ondes de **Rayleigh** et les ondes de **Love**.

Les ondes de Rayleigh ont un mouvement de particules elliptique dans le plan perpendiculaire à la surface de la direction de propagation.

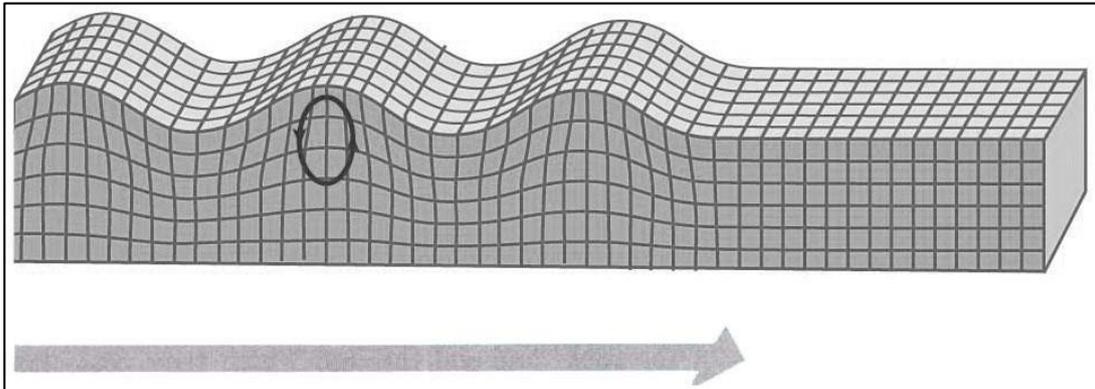


Figure II.10 : Propagation des ondes de Rayleigh (Bolt, 1976).

Les ondes de Love sont des ondes S, polarisées horizontalement. La direction de polarisation étant perpendiculaire à la direction de propagation.

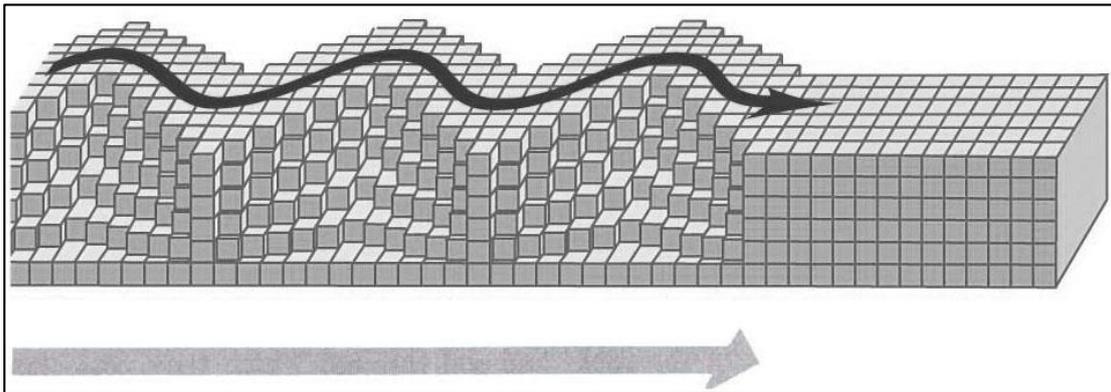


Figure II.11 : Propagation des ondes de Love (Bolt, 1976).

## II.6 Equation d'onde :

Les contraintes appliquées sur un corps engendrent des déformations en mettant le corps dans un état de déséquilibre.

Les forces qui s'exercent sur ce corps s'écrivent alors :

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \quad \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} dy, \quad \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} dz$$

Ainsi la force exercée dans la direction OX sera :

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} dy + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} dz$$

On définit le vecteur de déplacement en 3-dimensions par :

$$\vec{U} = u\vec{dx} + v\vec{dy} + w\vec{dz} \quad II.18$$

Appliquant la deuxième loi de Newton (principe fondamental de la dynamique dans la direction des OX :

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \quad II.19$$

Pour obtenir l'équation d'onde on utilise la loi de Hooke dans un milieu isotope :

$$(\sigma_{i,j} = \lambda \Delta \delta_{i,j} + 2\mu \varepsilon_{i,j})$$

Ainsi l'expression de la déformation en fonction des composantes de  $U$  :

$$\varepsilon_{xy} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right), \quad \varepsilon_{xz} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right)$$

On obtient alors :

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \\ &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial^2 \varepsilon_{xx}}{\partial x} + \mu \frac{\partial \varepsilon_{xy}}{\partial y} + \mu \frac{\partial \varepsilon_{xz}}{\partial z} \\ &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \left[ 2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \right] \\ &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u + \mu \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \end{aligned}$$

On obtient alors :

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \quad II.20$$

Où  $\nabla^2 \mathbf{u}$  est le Laplacien de  $\mathbf{u} = \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial z^2}$ , alors par analogie on peut écrire les deux autres équations selon les directions Y et Z :

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v \quad II.21$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \quad II.22$$

Pour obtenir l'équation totale, on dérive les trois équations obtenues sur x, y et z respectivement et on additionne le résultat :

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

On a :

$$\Delta = \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

On obtient :

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad II.23$$

Alors :

$$\left. \begin{aligned} \alpha^2 &= \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \\ \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} &= \nabla^2 \Delta \end{aligned} \right\} \quad II.24$$

L'équation II.23 représente l'équation d'ondes P, avec  $\alpha$  : la vitesse des ondes P.

En soustrayant la dérivée de l'équation II.21 de la dérivée de l'équation II.22 on obtient ainsi :

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad II.25$$

Alors :

$$\left. \begin{aligned} \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} &= \nabla^2 \theta_x \\ \beta^2 &= \mu / \rho \end{aligned} \right\} \quad II.26$$

Cette dernière représente l'équation d'onde S, Avec  $\beta$  : la vitesse des ondes S.

## II.7 Les paramètres acoustiques :

Les principaux paramètres acoustiques sont : la densité, la vitesse et l'impédance acoustique.

### II.7.1 La densité :

La densité est définie comme le rapport de la masse à l'unité de volume :

$$\rho = \frac{m}{V} \quad II.27$$

La simple méthode pour estimer la densité et d'utiliser la relation suivante :

$$\rho_b = \rho_m(1 - \phi) + \rho_w S_w \phi + \rho_{hc}(1 - S_w)\phi \quad II.28$$

$\phi$  : Porosité.

$S_w$  : Saturation en eau.

$\rho_m$  : Densité de la matrice.

$\rho_b$  : Densité de la roche.

$\rho_w$  : Densité de l'eau.

Cette relation est valable lorsque la roche est saturée en eau et en hydrocarbures.

Wyllie a établi une formule pour déterminer la densité lorsque la roche est saturée d'un seul fluide :

$$\rho_b = (1 - \phi)\rho_m + \phi\rho_f \quad II.29$$

La densité est généralement plus faible dans un réservoir à gaz que dans un réservoir à huile, cette différence peut être significative dans l'interprétation de la réponse sismique.

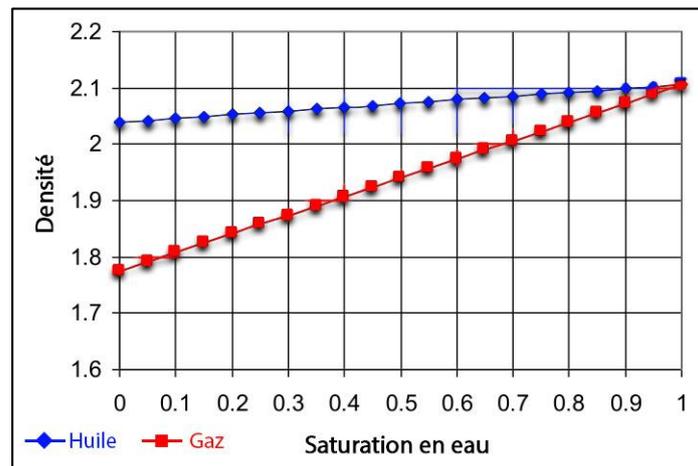


Figure II.12 : Variation de la densité en fonction de la saturation Eau-Huile-Gaz, (Hampson-Russell)

### II.7.2 La vitesse :

En sismique deux vitesses qui nous intéressent le plus, sont les vitesses des ondes P et S.

La vitesse des ondes P est donnée par la relation suivante :

$$V_p = \alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

Ainsi la vitesse des ondes S est donnée par la relation :

$$V_s = \beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

La vitesse des ondes P est toujours supérieure à la vitesse des ondes S, elle représente la vitesse principale pour faire soit du traitement soit de l'interprétation sismique (classique).

La vitesse des ondes S est devenue elle-même indispensable dans les nouvelles techniques sismiques telles que **l'inversion sismique avant sommation**.

Le rapport entre les deux vitesses appelé  $\gamma$  et un autre paramètre important pour la détermination de la lithologie, il est relié directement au coefficient de Poisson :

$$\gamma = \frac{V_s}{V_p} = \sqrt{\frac{\mu}{\lambda + 2\mu}} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{2-1-\sigma}} \quad II.30$$

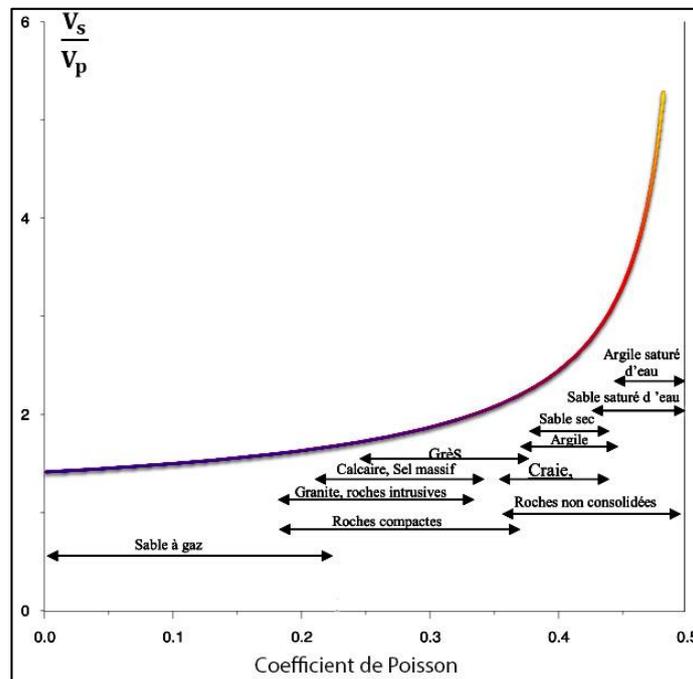


Figure II.13 : Variation du rapport  $V_p/V_s$  en fonction du coefficient de poisson (Hampson-Russel).

### II.7.3 L'impédance acoustique :

Tout milieu homogène et isotrope dans lequel se propagent les ondes sismiques possède une impédance acoustique  $Z$  définie par le produit de la densité  $\rho$  par la vitesse  $V$  :

$$Z = \rho \cdot V \quad \text{II.31}$$

Elle peut aider à expliquer la résistance des roches à se laisser parcourir par les ondes acoustiques.

## II.8 Les facteurs qui affectent les vitesses sismiques :

Les vitesses sismiques dépendent d'un grand nombre de facteurs différents tels que la lithologie, la forme des pores, la porosité, les fluides de saturation, la température, la pression, le degré de cimentation).

### II.8.1 La porosité :

La porosité est un facteur fondamental qui caractérise les roches réservoirs, la vitesse dépend alors de la porosité, une augmentation de cette dernière engendre une diminution de la vitesse et le contraire, si la porosité diminue la vitesse augmentera.

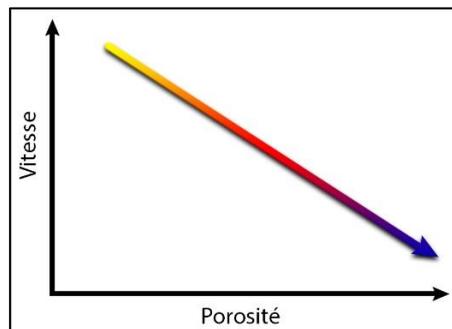


Figure II.14 : Relation entre la vitesse et la porosité.

La relation de Wyllie relie la vitesse des ondes P à la porosité, à la nature du fluide saturant les pores et aux constitutions de la matrice :

$$\frac{1}{V_r} = \frac{1-\phi}{V_m} + \frac{\phi}{V_f} \quad \text{II.32}$$

$\phi$  : Porosité effective.  
 $V_r$  : Vitesse de la roche saturée.

$V_m$  : Vitesse de la matrice.  
 $V_f$  : Vitesse du fluide.

### II.8.2 La saturation :

Les travaux de Chapellier (1987) montrent pour une porosité de 60 %, la vitesse de propagation est proche de 330 m/s (vitesse dans l'air) lorsque la roche est sèche, de 1300 à 1400m/s (vitesse dans l'huile) et de 1500 m/s (vitesse dans l'eau) si la roche est saturée.

La figure suivante montre la variation de la vitesse en fonction de la saturation (Eau-Huile-Gaz) pour une porosité de  $\phi = 33\%$ .

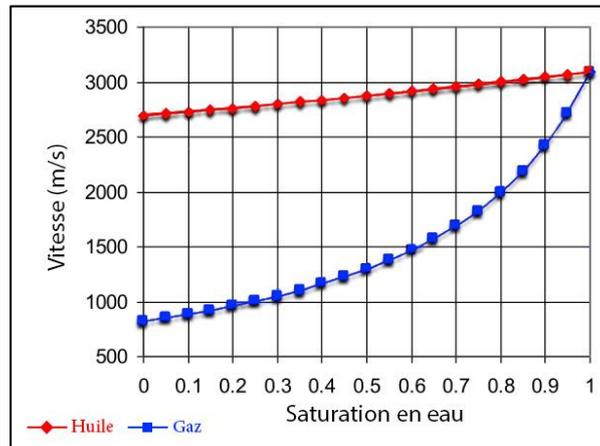


Figure II.15 : Variation de la vitesse en fonction de la saturation Eau-Huile-Gaz, (Hampson-Russell).

### II.8.3 La profondeur et L'âge géologique :

Faust en 1951 a établi une relation empirique exprimant la vitesse sismique en fonction de la profondeur et de l'âge géologique :

$$V = K(ZT)^{\frac{1}{6}} \quad \text{II.33}$$

$K$  : Constant.

$Z$  : La profondeur (mètre).

$T$  : L'âge géologique (année).

On constate que la vitesse augmente avec la profondeur et l'âge géologique.

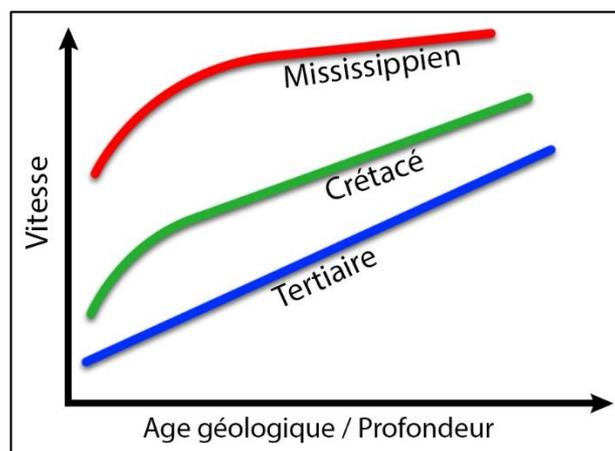


Figure II.16 : Relation entre la vitesse et l'âge géologique / profondeur (SEG wiki).

### II.8.4 La lithologie :

En 1953, Faust a défini un facteur lithologique lié à la résistivité de la roche :

$$L = \frac{R_r}{T} \tag{II.34}$$

La relation de Faust sera alors :

$$V = 1948 (Z.L.T)^{\frac{1}{6}} \tag{II.35}$$

$R_r$  : La résistivité de la roche.  
 $L$  : Facteur lithologique.

$Z$  : Profondeur.  
 $T$  : L'âge géologique.

Faust a utilisé les âges géologiques absolus des différentes époques comme suit :

époque	L'âge (M.année)	époque	L'âge (M.année)
Tertiaire	26	Pennsylvanien	220
Eocène	43	Mississippien	245
Crétacé	93	Dévonien	284
Jurassique-Trias	152	Ordovicien	390
Permien	192		

Tableau II.2 : Les époques géologiques et leurs âges (Cours online de Djeddi, 2014).

### II.8.5 Autres facteurs :

Comme on a déjà mentionné, il existe plusieurs facteurs qui affectent les vitesses sismiques :

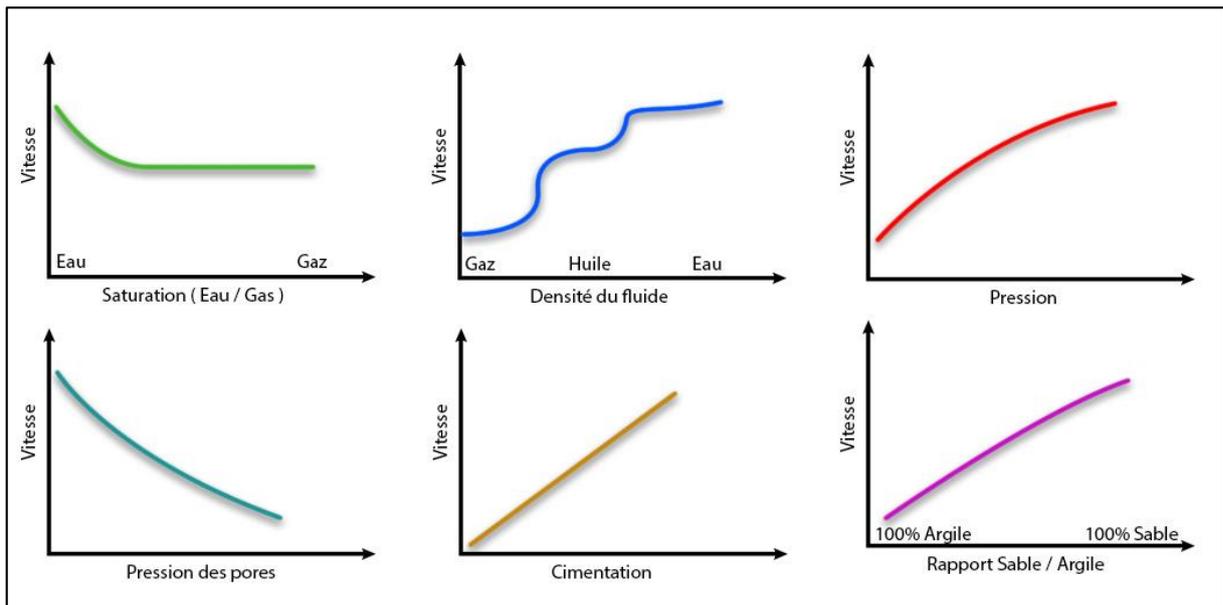


Figure II.17 : Facteurs qui influencent les vitesses sismiques (SEG wiki).

## II.9 Modèles de physique des roches :

### II.9.1 Modèle théorique (Théorie de Biot-Gassmann) :

Quand une onde sismique passe à travers une roche saturée, le fluide dans les pores contribue à la résistance de la roche à la compression (il augmente son incompressibilité), le rapport de la contrainte volumétrique appliquée à la compression volumétrique résultante est appelé module d'incompressibilité  $K$ .

Les équations de Biot-Gassmann sont développées indépendamment (Gassmann, 1951 et Biot, 1941), pour expliquer le comportement des vitesses des ondes sismiques ( $V_p$  et  $V_s$ ) dans un milieu saturé en fluides.

$$V_{p_{sat}} = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4}{3}\mu_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad II.36.$$

$$V_{s_{sat}} = \sqrt{\frac{\mu_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad II.37$$

$\rho_{sat}$  : La densité de la roche saturée, déterminée en utilisant la formule suivante :

$$\rho_{sat} = \rho_m(1 - \phi) + \rho_w S_s \phi + \rho_{hc}(1 - S_w)\phi \quad II.38$$

Le module de cisaillement  $\mu$  reste constant dans le cas d'une roche sèche ou saturée (à une porosité constante) :  $\mu_{sat} = \mu_{dry}$

Les équations de Biot-Gassmann relient le module d'incompressibilité d'une roche saturée  $K_{sat}$ , au module d'incompressibilité du fluide dans les pores  $K_f$ , au module d'incompressibilité de la matrice  $K_m$  et au module d'incompressibilité du cadre de la roche sèche (squelette)  $K_{dry}$ .

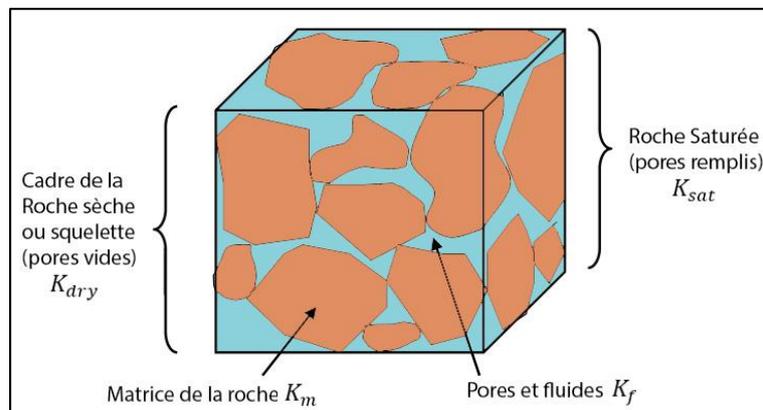


Figure II.18 : les différents modules d'incompressibilité dans une roche (Hampson-Russel).

Alors le module d'incompressibilité d'une roche saturée est donné par la relation :

$$K_{sat} = K_{dry} + \frac{\left(1 - \frac{K_{dry}}{K_m}\right)^2}{\frac{\phi}{K_f} + \frac{1-\phi}{K_m} + \frac{K_{dry}}{K_m^2}} \quad II.39$$

Mavko et Al, ont réarrangés cette relation comme suit :

$$\frac{K_{sat}}{K_m - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_m - K_{dry}} + \frac{K_f}{\phi(K_m + K_f)} \quad II.40$$

**Le module d'incompressibilité de la roche saturée  $K_{sat}$**  est peut être obtenu à partir des mesures laboratoires ou par les diagraphies différées (log sonique) :

$$K = \rho_b \left( V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right) \quad II.41$$

**Détermination du module d'incompressibilité du fluide  $K_f$  :**

Les pores d'une roche sont généralement remplis par deux fluides ou plus, il faut donc calculer le module d'incompressibilité de chaque fluide, après pour les fluides mélangés, on suppose que les pores sont interconnectés et la pression est à l'équilibre :

$$K_f = \left[ \sum_{i=1}^n \left( \frac{S_i}{K_i} \right) \right]^{-1} \quad II.42$$

$K_f$  : Module d'incompressibilité des fluides mélangés.       $K_i$  : Module d'incompressibilité de chaque phase.  
 $S_i$  : Saturation de chaque phase.

Par exemple pour une roche saturée en eau et en hydrocarbure :

$$K_f = \left( \frac{S_w}{K_w} + \frac{1-S_w}{K_{hc}} \right)^{-1} \quad II.43$$

$K_w$  : Module d'incompressibilité de l'eau.       $K_{hc}$  : Module d'incompressibilité des hydrocarbures.  
 $S_w$  : Saturation de l'eau.       $S_{hc}$  : Saturation des hydrocarbures.

**Le module d'incompressibilité de la matrice  $K_m$**  est déterminé par les diagraphies, dans le cas des minéraux simples (sable, argile), ou par l'analyse des carottes pour obtenir la composition minéralogique de la matrice.

Il reste à déterminer **Le module d'incompressibilité du cadre de la roche sèche (squelette)  $K_{dry}$** , par les diagraphies différées ou par le réarrangement de l'équation de Gassmann :

$$K_{dry} = \frac{K_{sat} \left( \frac{\phi K_m}{K_f} + 1 - \phi \right) - K_m}{\frac{\phi K_m}{K_f} + \frac{K_{sat}}{K_m} - 1 - \phi} \quad II.44$$

## II.9.2 Modèles empiriques :

### II.9.2.1 Relation de Castagna :

Castagna et Al (1985), ont établis une relation empirique linéaire entre les vitesses des ondes P, et les vitesses des ondes S, pour les formations argileuses :

$$V_p(\text{km/s}) = 1.36 + 1.16V_s \quad \text{II.45}$$

Cette loi représente une droite de régression appelée : **Mudrock Line**.

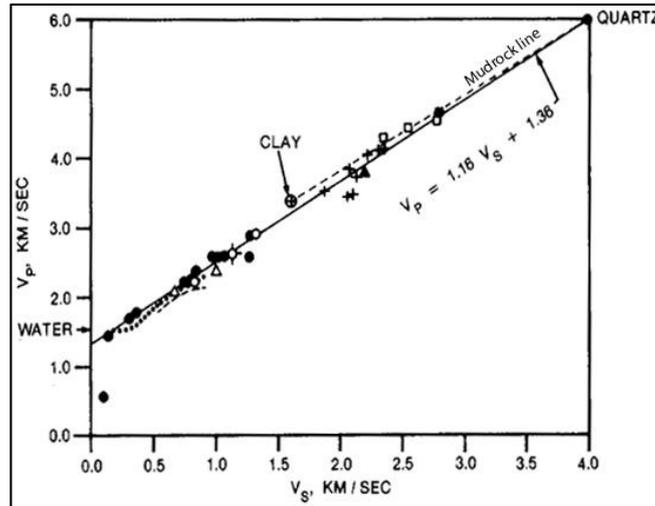


Figure II.19 : Relation de castagna et al (1985) pour les formations argileuses.

En 1993, Castagna et Al ont établis une nouvelle relation empirique linéaire entre  $V_p$  et  $V_s$ , pour les formations gréseuses :

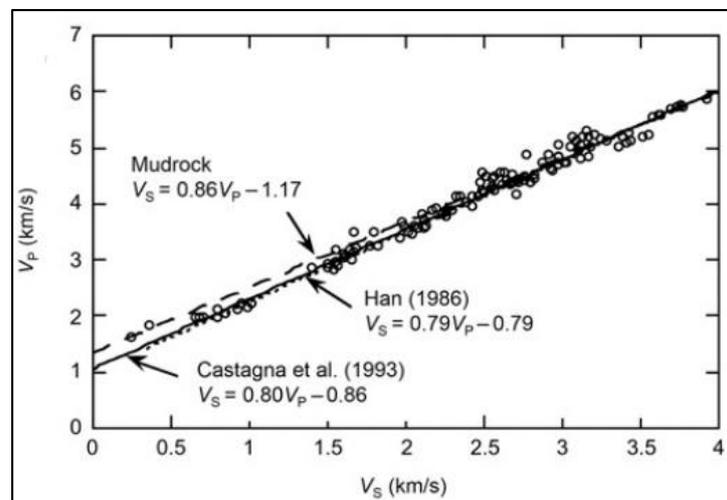


Figure II.20 : Relation de castagna et al (1993) pour les formations Gréseuses.

### II.9.2.2 Relation de Gardner :

Gardner et Al (1974), ont établis une relation empirique entre la densité totale et la vitesse des ondes P :

$$\rho = aV_p^b \quad \text{II.46}$$

$\rho$  : Densité totale.

$V$  : Vitesse des ondes P.

$a$  Et  $b$  : constantes dépendent de la géologie.

Afin d'obtenir des meilleurs résultats, Gardner a choisi les valeurs de  $a$  et  $b$  comme suit :

$a = 0.31$  Si  $V(m/s)$ ,  $a = 0.23$  si  $V(ft/s)$  et  $b = 0.25$ .

$$\rho = 0.31V_p^{0.25} \quad \text{II.47}$$

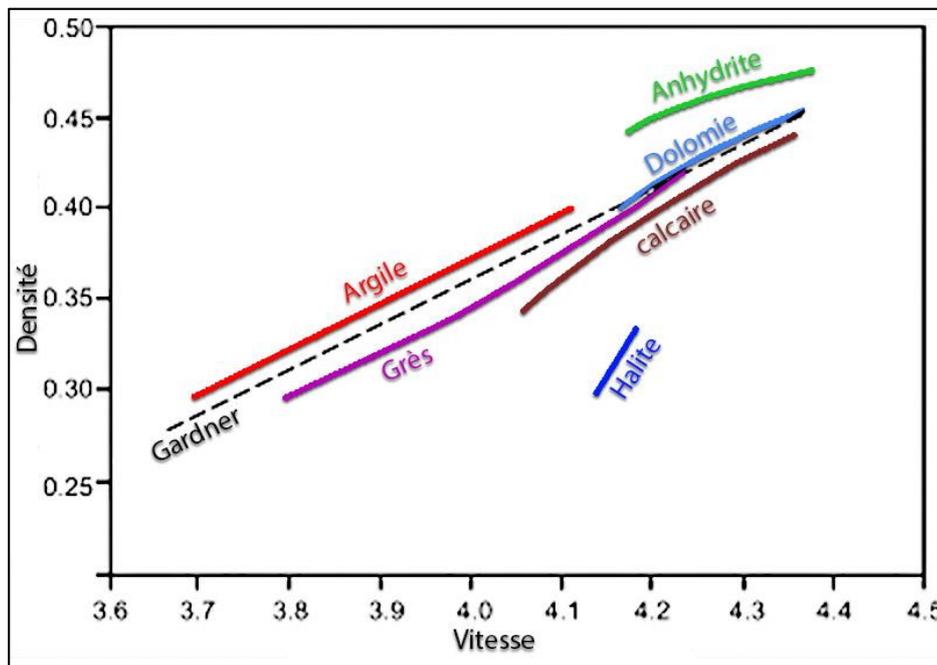


Figure II.21 : Gardner et Al (1974), Relation entre la vitesse et la densité.

**Les études de Castagna :** Castagna a continué les études de Gardner, afin de développer des relations entre la vitesse et la densité pour différentes lithologies.

Lithologie	a	b
Grès	0.200	0.261
Argile	0.204	0.265
Calcaires	0.243	0.225
Dolomite	0.226	0.243
Anhydrite	0.600	0.160

Tableau II.3 : Relation Vitesse-Densité pour différentes lithologies (Castagna).

# Chapitre III

Facteurs affectant  
l'amplitude.

## III Facteurs affectant l'amplitude

L'ondelette sismique subit des déformations au cours de sa propagation dans le sous-sol, depuis son émission jusqu'à sa réception.

Les variations d'amplitude de l'onde sismique portent des informations sur le changement lithologique de la subsurface. Mais, il est effectivement certain que la majorité de ces variations d'amplitude sont causées par une multitude de facteurs qui peuvent être groupés en deux catégories, les facteurs endogènes (dépendants de la subsurface) et les facteurs exogènes (indépendants de la subsurface), leurs effets sont d'une importance capitale et nécessitent la compensation au cours du traitement des données sismiques.

Le sismicien devra donc, avoir le souci de sauvegarder et de préserver ces amplitudes.

### III.1 Définition d'une amplitude :

L'amplitude est l'écart d'une grandeur oscillante, mesuré entre les valeurs extrêmes d'une onde et l'axe des abscisses.

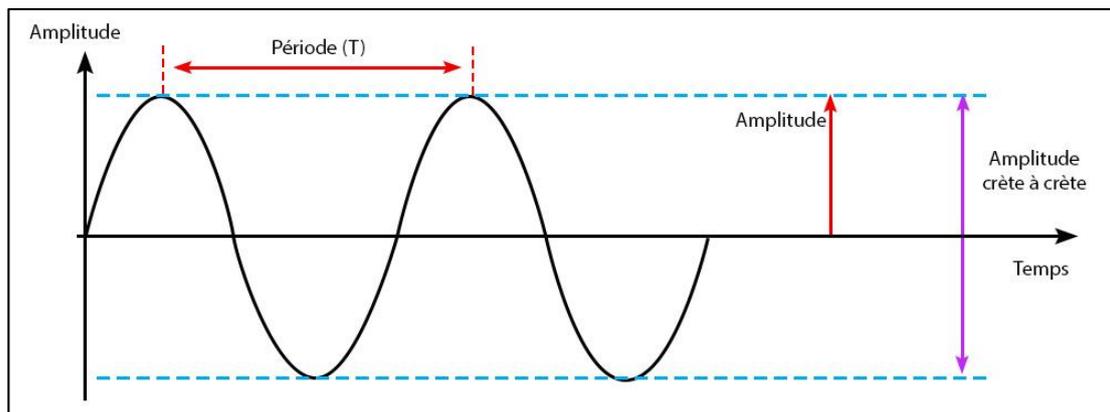


Figure III.1 : Amplitudes des ondes sinusoïdales.

Une onde sinusoïdale est caractérisée par : son amplitude, sa période, sa phase et sa fréquence fondamentale.

## III.2 Les principaux facteurs affectants les amplitudes d'une onde sismique

### III.2.1 Les facteurs dépendants de la subsurface (Facteurs Endogènes) :

#### III.2.1.1 Absorption :

Lorsque le milieu n'est pas parfaitement élastique, ce qui est souvent le cas, l'onde sismique subit une certaine dissipation, une partie de l'énergie sismique étant transformée de manière irréversible en chaleur.

Les formations géologiques constituant le sous-sol, parcourues par une onde élastique produisent un filtrage des fréquences : En effet, le signal sismique subit au cours de sa propagation une absorption sélective des fréquences, selon le type de formation géologique traversé et d'une manière générale, plus la fréquence est élevée, plus l'absorption est importante. La couche altérée constitue le milieu le plus absorbant (**Figure III.2**).

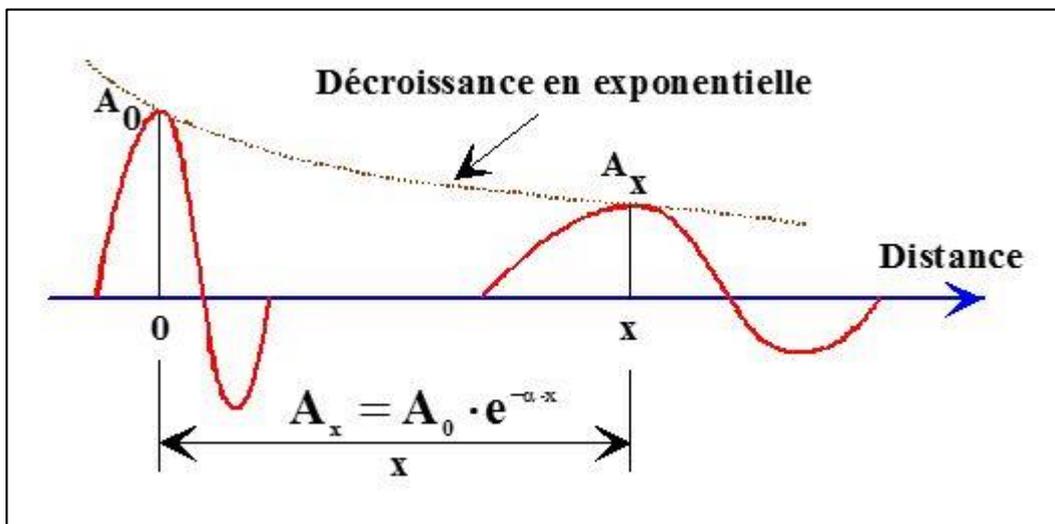


Figure III.2 : atténuation d'une onde dans milieu absorbant (BENHAMA, 2000).

L'absorption de l'énergie sismique par les roches forme un handicap naturel pour la résolution verticale, elle est exprimée par le facteur de qualité Q, qui est généralement compris entre 30 et 600.

L'atténuation est liée au facteur d'absorption  $\alpha$  :

$$\frac{1}{Q} = \frac{\alpha V}{\pi f} = \frac{\alpha \lambda}{\pi} = \frac{2\Delta f}{f_r} \quad \text{III.1}$$

V : La vitesse.

f : La fréquence.

T : La période.

$\lambda$  : Longueur d'onde.

$f_r$  : Fréquence de résonance.

$\Delta f$  : Le changement de la fréquence qui réduit l'amplitude par le facteur  $\frac{1}{\sqrt{2}}$ .

Il résulte de l'absorption d'énergie, un appauvrissement relatif du spectre du côté hautes fréquences, d'où un changement progressif de la forme et de l'amplitude des impulsions au fur et à mesure de leur progression.

### III.2.1.2 La divergence sphérique :

Même en milieu élastique (pas d'absorption), le mouvement des particules s'atténue et l'amplitude du signal sismique subit une décroissance graduelle (**Figure III.3**). L'Énergie émise se propage sous la forme des fronts d'onde plus ou moins sphériques, dont la surface ne cesse à croître avec la profondeur, la densité d'Énergie par unité de surface va donc décroître ; c'est un phénomène purement géométrique et ne cause aucune perte d'Énergie.

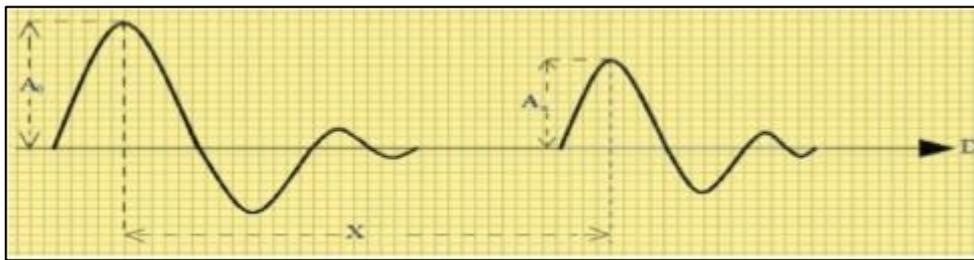


Figure III.3 : Atténuation de l'amplitude d'une onde après un trajet X (Djeddi, 2015).

#### Cas d'un milieu homogène et isotrope :

Les rayons sismiques sont rectilignes et le front d'onde traversant le sous-sol est sphérique car les propriétés physiques et les vitesses sont constantes **Figure III.4**.

L'atténuation du mouvement des particules due à la divergence géométrique est proportionnelle à la distance parcourue par l'onde. L'amplitude s'atténue suivant une loi en  $\frac{1}{X}$  ( $\frac{1}{VT}$ ).

$$\frac{Ax}{A0} = \frac{1}{X} = \frac{1}{VT} \quad \text{III.2}$$

T : Temps mis pour parcourir la distance X.

V : Vitesse moyenne de propagation dans le milieu géologique.

A<sub>x</sub> Et A<sub>0</sub> sont respectivement les amplitudes de l'onde sismique à une distance X et celle du signal émis par la source (X= 0).

Il est indispensable de compenser l'effet de la divergence durant la séquence de traitement des données sismique. L'amplitude du signal sismique est proportionnelle à  $\frac{1}{X}$  (X distance à la source). Par conséquent, la correction à effectuer consiste à multiplier l'amplitude par la distance parcourue correspondante X. Dans le cas où X n'est pas connue, on multiplie l'intensité de l'énergie par le temps de parcours t.

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

Les rayons sismiques ne sont plus rectilignes mais courbés et les fronts d'onde ne sont plus sphériques car les propriétés physiques et les vitesses sont variables **Figure III.4.**

Dans ce cas, la quantité d'énergie par unité de surface va décroître plus rapidement que  $1/R^2$  (R= le rayon de la sphère).

$$\frac{1}{VT} \geq \frac{Ax}{A0} \tag{III.3}$$

Newman (1973) a montré que dans le cas d'une stratification horizontale et à incidence normale, l'amplitude de l'onde est proportionnelle à  $(V^2_{rms} \cdot T)$  c'est-à-dire :

$$\frac{Ax}{A0} = \frac{V_0}{V_{RMS}} \text{ Donc } Ax \approx \frac{1}{V^2_{RMS} T} \tag{III.4}$$

$V_0$  : est la vitesse du premier milieu.

T : Temps double de propagation de l'onde sismique à incidence normale.

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

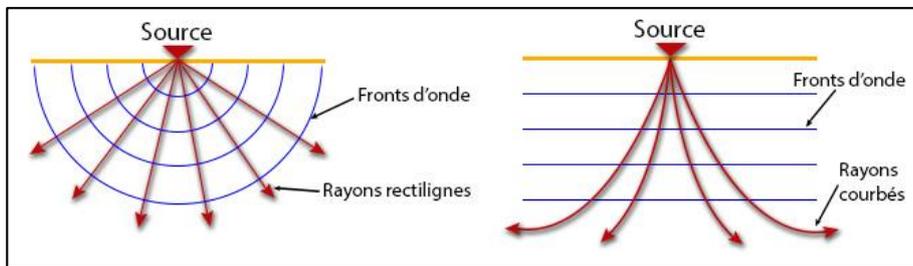


Figure III.4 : la géométrie des rayons sismiques (BENHAMA, 2000).

L'atténuation due à la divergence sphérique doit être corrigée. Cette compensation est réalisée habituellement en phase du traitement des données sismiques au centre de traitement **Figure III.5** Toutefois, cette correction nécessite la connaissance de la vitesse quadratique moyenne ( $V_{RMS}$ ).

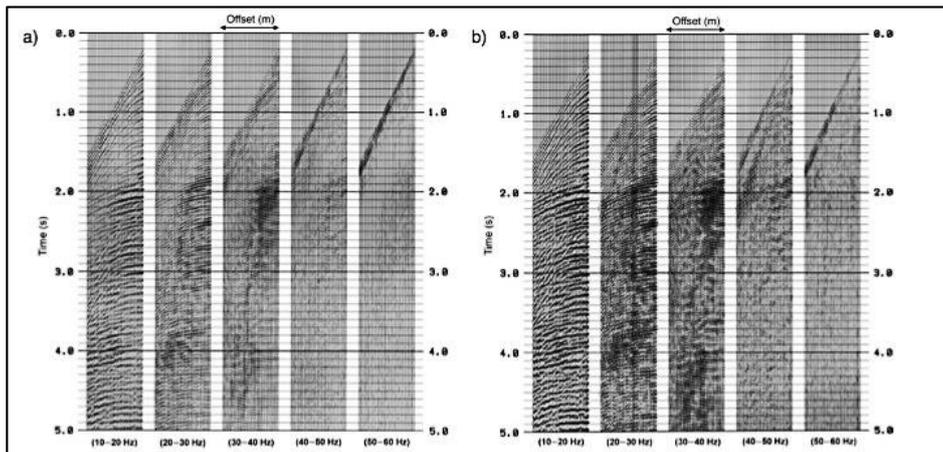


Figure III.5 : (a) enregistrement affecté par la divergence sphérique, (b) enregistrement corrigé de la divergence sphérique (AVO, Chopra & Castagna).

**III.2.1.3 Dispersion :**

C'est un phénomène dont chaque fréquence a sa propre vitesse de propagation et elle s'absorbe d'une manière différente (Helbig 1984).

D'une autre manière c'est la variation de la vitesse de propagation de l'onde en fonction de la fréquence ou de la longueur d'onde. Ce qui cause une déformation du train d'ondes au cours de sa propagation. Donc un changement de la forme de l'onde qui induit une variation d'amplitudes.

**III.2.1.4 Perte par transmission :**

Supposant qu'on un milieu stratifié, (**Figure III.6**) : Les interfaces ont des impédances  $I_1, I_2, I_3...$  l'ondelette de la source  $w(t)$  [t : le temps].

Démarrant de S, on une réflexion dans le premier horizon (avec un coefficient de réflexion  $R_{12}$ ) qui va être enregistrée à  $R_1$ . On peut écrire  $w_1(t) = R_{12}w(t)$ . L'énergie transmise dans le premier horizon (avec un coefficient de transmission  $T_{12} = 1 - R_{12}$ ) est réfléchié dans le deuxième horizon, (avec un coefficient de réflexion  $R_{23}$ ). L'énergie passe par le premier horizon pour la deuxième fois mais dans la direction inverse et continu avec le premier coefficient de réflexion  $R_{12}$  jusqu'à atteindre  $R_2$ . On peut écrire  $w_2(t) = R_{23}(1 + R_{12})(1 - R_{12})w(t) = R_{23}(1 - R_{12}^2)w(t)$ . Et ça continue de cette manière jusqu'à arriver à l'horizon  $i^{ème}$ .

$$w_i(t) = R_{i,i+1}(1 - R_{i,i+1}^2)(1 - R_{i,i+2}^2) \dots (1 - R_{1,2}^2)w(t) \quad III.5$$

Donc, la perte par transmission peut être écrite  $\prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_{i,i+1}^2)$ . Généralement cette quantité diminue graduellement avec la profondeur et devrait être compensée (corrigée) pour récupérer les amplitudes réelles (O'Doherty and Anstey, 1971).

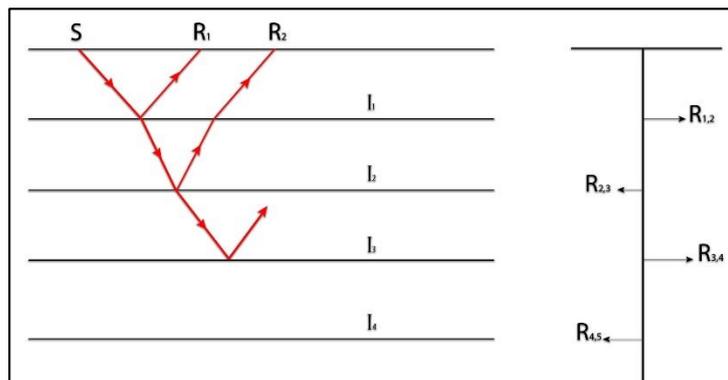


Figure III.6 : (a) la réflexion et la transmission de l'énergie à chaque interface (I1–I4), (b) la série de réflectivité qui correspond au model avec les coefficients de réflexion ( $R_{12}, R_{23}$ , and  $R_{34}$ ) (AVO, Chopra & Castagna, 2014).

### III.2.1.5 Les Multiples :

Les multiples sont des réflexions artificielles créées par les ondes acoustiques, qui ont été réfléchies plusieurs fois entre deux ou plusieurs interfaces avant d'être captées par les géophones.

La présence des multiples complique les analyses AVO et l'interprétation stratigraphique. Par conséquent, il est nécessaire de faire un pré-conditionnement des datas sismiques pour les atténuer avant d'être sommées ou utilisées pour les analyses AVO.

On en distingue deux types :

**Les multiples à long trajet :** ces multiples sont difficile à enlevés car ils ont des vitesses similaires aux celles des réflexions primaires. Ils sont créés entre deux ou plusieurs horizons éloignés. La déconvolution peut réduire la longueur des ondelettes longues et enlever plus ou moins l'effet de l'interférence.

**Les multiples à court trajet :** ils ont des vitesses différentes de celles des réflexions primaires ('peg-leg' en anglais).

Généralement le fond marin est le premier générateur des multiples. 'Peg legs' sont formés par des signaux qui rebondissent plusieurs fois entre certaines interfaces de la subsurface avant d'être enregistrés en surface.

L'effet de rebondissement du front d'onde est aussi appelé '**réverbération**', si il s'est produit entre des interfaces proches (des couches minces). Cette effet est aussi appelé '**Ringing**', si le signale s'est réfléchi dans une couche d'eau avant d'être captés par les récepteurs, le multiple est appelé '**Ghost**'. les multiples peuvent être atténués par des traitements spéciaux (E.G. Pettersson 2003), mais parfois c'est difficile de supprimer complètement ce genre d'énergie consistante de la section sismique.

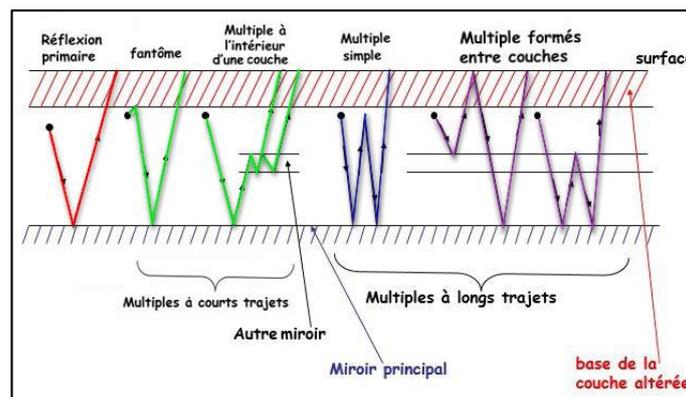


Figure III.7 : les types de multiples (Sheriff, 2002).

### III.2.1.6 La Courbure du réflecteur :

Les réflecteurs courbés peuvent focaliser ou disperser l'énergie sismique. Donc augmenter ou diminuer l'amplitude du signal. Par conséquent il est opportun d'étudier leur effet pour pouvoir l'éliminer. Hilterman (1975) a défini cet effet comme le rapport de l'amplitude d'une interface courbée (curved bed) à celle d'une interface plate (flat bed) à la même profondeur. Pour une incidence normale, l'effet de courbure (**CE**) est défini comme suit :

$$CE = \sqrt{\frac{1}{1 + \frac{D}{R}}} \quad III.6$$

D : la profondeur.

R : le rayon de courbure (négatif pour les synclinaux).

Shuey et al. (1984) a déduit cet effet en fonction de l'angle d'incidence  $\theta$  (incidence non-nulle) :

$$CE = \sqrt{\frac{1}{1 + \frac{D}{R \cos^2 \theta}}} \quad III.7$$

Pour une incidence normale l'équation de Shuey revient à l'équation de Hilterman ( $\cos(0) = 1$ ).

Cette dernière équation montre que :

- **Pour un anticlinal** : l'amplitude diminue avec l'offset (dispersion de l'énergie)
- **Pour un synclinal** : l'amplitude augmente avec l'offset pour une énergie qui arrive au-dessus de la surface. Et pour une énergie au-dessous de la surface, l'amplitude augmente (**Figure III.8**).

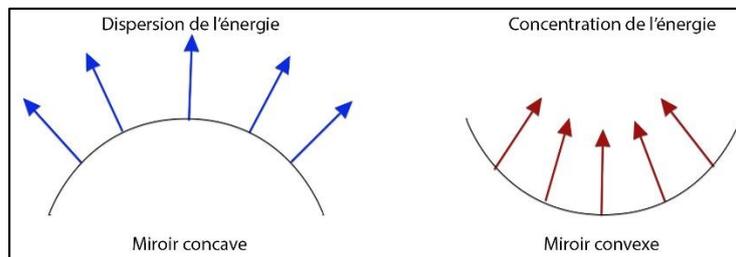


Figure III.8 : effet de courbure des réflecteurs (modifiée à partir Sheriff, 1975).

### III.2.1.7 Diffractions :

Phénomène par lequel l'énergie élastique est renvoyée par un obstacle dans des directions non prévues par les lois de l'optique géométrique.

La diffraction se produit en sismique lorsqu'une onde arrive sur un point anguleux, lèvres de faille, extrémité d'un biseau, une hétérogénéité dont l'extension est inférieure à la longueur de l'onde incidente ou sur une discontinuité telle qu'un changement brutal de faciès à l'intérieur d'une couche. Le sommet de la diffraction est défini comme le point brillant (diffractant).

Le point diffractant renvoie de l'énergie dans toutes les directions et fait apparaître un alignement de forme hyperbolique sur les diverses traces de la section sismique (**Figure III.9**). C'est ce qu'on appelle une figure ou une hyperbole de diffraction. Seuls les traitements de migration permettent de s'en débarrasser.

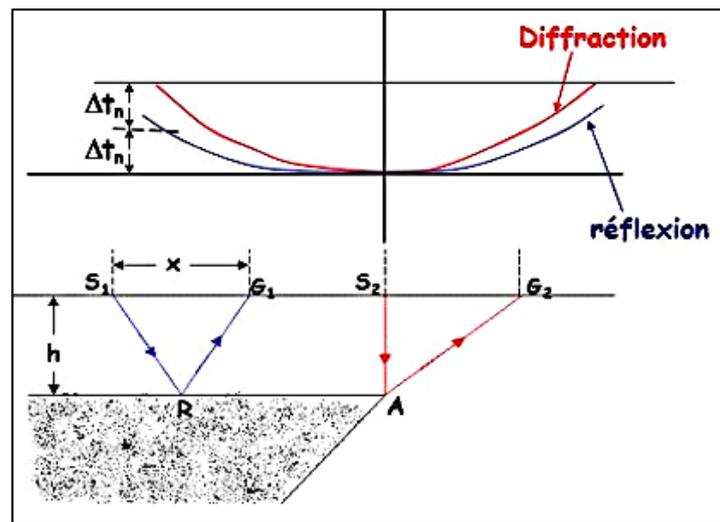


Figure III.9 : Phénomène de diffraction (BACHTA).

### III.2.1.8 Les bruits :

On serait tenté de dire que tout ce qui n'est pas du signal utile est du bruit.

Les différents types de bruit contaminent la qualité des données sismiques, car les amplitudes des bruits viennent se superposer aux réflexions primaires

Ils interviennent dès la phase initiale jusqu'au stade final du document interprété. C'est pourquoi l'atténuation des bruits est nécessaire et se retrouve dans toutes les phases de l'exploitation des données sismiques.

On peut distinguer généralement les bruits aléatoires et les bruits cohérents (**Figure III.10**)

- **Les bruits cohérents (organisés) :** se poursuivent au moins sur quelques traces, ils sont engendrés par l'ébranlement sismique.

On distingue principalement : Les ondes de Rayleigh, les arrivées réfractées, les ondes pseudo-Rayleigh (ground-roll), les réverbérations, les multiples, l'onde aérienne....

- **Les bruits aléatoires** : sont différents sur chaque trace, n'obéissent à aucun modèle mathématique, Ils existent sur les enregistrements même en l'absence d'ébranlement.

Ils ne se distinguent pas directement mais leur effet se constate par un brouillage de l'information (les horizons sismiques deviennent flous et hachés).

On peut citer : bruits naturels, bruits d'appareillage, résidus d'atténuation des bruits cohérents, bruits de calcul....

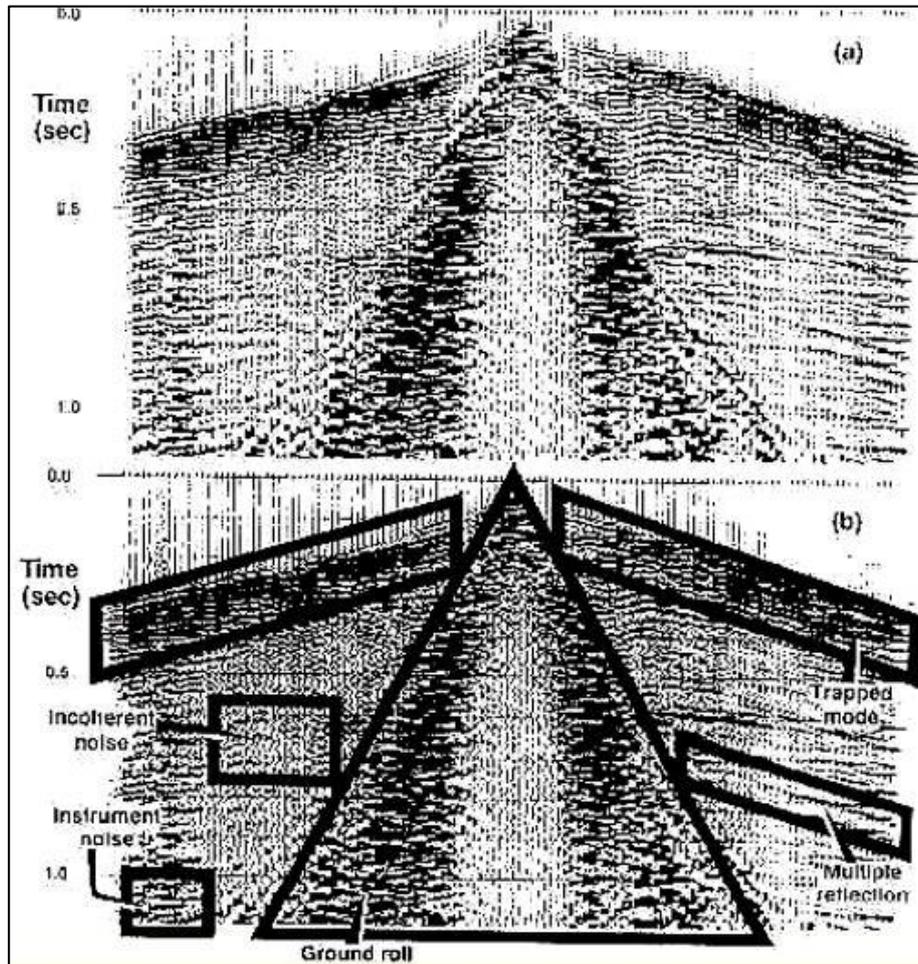


Figure III.10 : Enregistrement sismique brut avec signalisation des différents bruits (M.Bachta 2002).

### III.2.1.9 Zone altérée (WZ ou Weathered Zone) :

La zone altérée est une zone hétérogène et inélastique de la partie superficielle de subsurface, elle se caractérise par des vitesses et une épaisseur latéralement variables le long des profils sismiques. Elle modifie la propagation des ondes et retarde les arrivées réfléchies.

En sismique réflexion terrestre, les traces sont corrigées de l'effet retard de la zone altérée par application d'un décalage temporel calculé à partir des paramètres (épaisseur et vitesse) de la

WZ. La détermination des paramètres de la WZ et l'application du décalage temporel sont réalisées dans une phase importante du traitement appelée 'corrections statiques'.

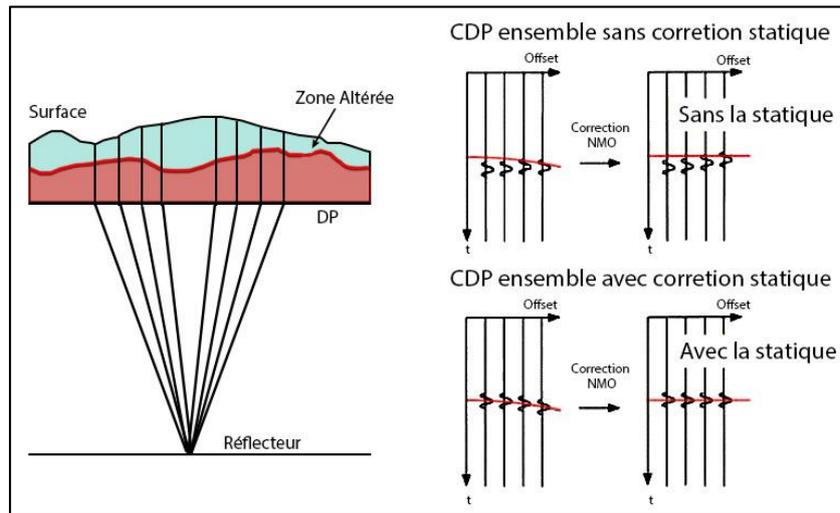


Figure III.11 : Effets des statiques (M.Bachta 2005).

### III.2.1.10 Conversion d'onde :

Lorsque les fronts d'ondes arrivent sur les interfaces du sous-sol, ils sont partiellement réfléchis et transmis, on considère trois types d'onde incidente (**Figure III.12**).

- **Onde de compression (P)** : mouvement des particules perpendiculaire au front d'onde et situé dans le plan vertical de propagation. Dans le cas d'une incidence oblique, elle se convertit en onde SV.
- **Onde de cisaillement verticale (SV)** : mouvement des particules parallèle au front d'onde et situé dans le plan vertical de propagation. Elle peut se convertir en onde P dans le cas d'une incidence oblique.
- **Onde de cisaillement horizontale (SH)** : mouvement des particules perpendiculaire au plan vertical de propagation. Elle ne subit aucune conversion.

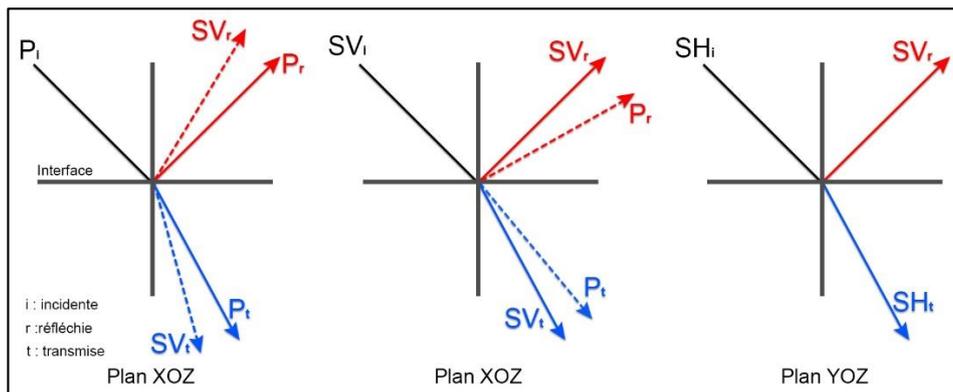


Figure III.12 : La conversion des ondes de volume P et S en incidence oblique (LAVERGNE, 1986).

### III.2.2 Facteurs indépendants de la subsurface (facteurs Exogènes) :

#### III.2.2.1 Influence de la géométrie de la nappe :

Une mauvaise géométrie du dispositif peut générer les bruits de surface (ground roll) qui sont caractérisés par des fortes amplitudes et des basses fréquences, ce qui conduit à masquer les signaux utiles. D'où la nécessité de la réalisation d'un filtrage spatial qui permet d'atténuer les bruits organisés.

Le filtrage des hautes fréquences par la disposition de la nappe est dû à plusieurs paramètres, à savoir :

a) **La longueur de la nappe :** Elle est donnée par la relation suivante **Figure III.13** :

$$L = \frac{V}{F_{max} \sin \theta} \quad III.8$$

$V$  : la vitesse dans la couche superficielle.  
 $F_{max}$  : La fréquence maximale enregistrée.

$\theta$  : L'angle d'émergence.

De cette dernière on remarque que pour un angle d'émergence  $\theta$ , si on augmente  $L$ , la fréquence diminue. Donc pour enregistrer les hautes fréquences, on doit réduire la longueur de la nappe.

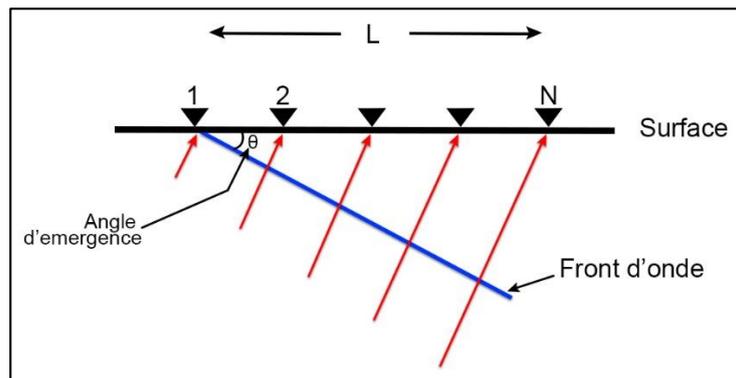


Figure III.13 : Influence de la géométrie de la nappe (LAVERGNE, 1986).

b) **La topographie :**

Dans des régions dunaires où le relief est accidenté, la longueur de la nappe doit être réduite pour améliorer la résolution et ne pas trop atténuer les réflexions primaires. La dénivelée entre les deux points extrêmes de la nappe ne doit pas dépasser la limite de la résolution c'est-à-dire  $\frac{\lambda}{4}$ . La longueur  $L$  de la nappe ainsi choisie est :

$$L \leq \frac{V}{4F_{max} \sin \beta} \quad III.9$$

$\beta$  : Le pendage de la dune.  
 $V$  : La vitesse au voisinage de la surface du sol.

$F_{max}$  : Fréquence maximale enregistrée.

**c) L'intertrace :**

La distance  $\ell$  entre deux traces consécutives est liée à la fréquence maximale par la relation :

$$F_{max} \leq \frac{V_m}{4\ell \sin\theta} \quad III.10$$

$V_m$  : La vitesse moyenne des terrains.

$\theta$  : L'angle d'émergence.

**III.2.2.2 Couplage des géophones avec le sol :**

Une variation de l'amplitude peut être observée lorsqu'il y a un mauvais couplage des géophones et les points de tir (nature du terrain en surface, présence de pierres, végétation,...etc.).

Le mauvais couplage au niveau de la source produit une atténuation des hautes fréquences, donc il constitue un filtre passe-bas. Dans le cas d'un mauvais couplage des géophones, ceux-ci n'interceptent pas correctement le mouvement du sol (**Figure III.14**).

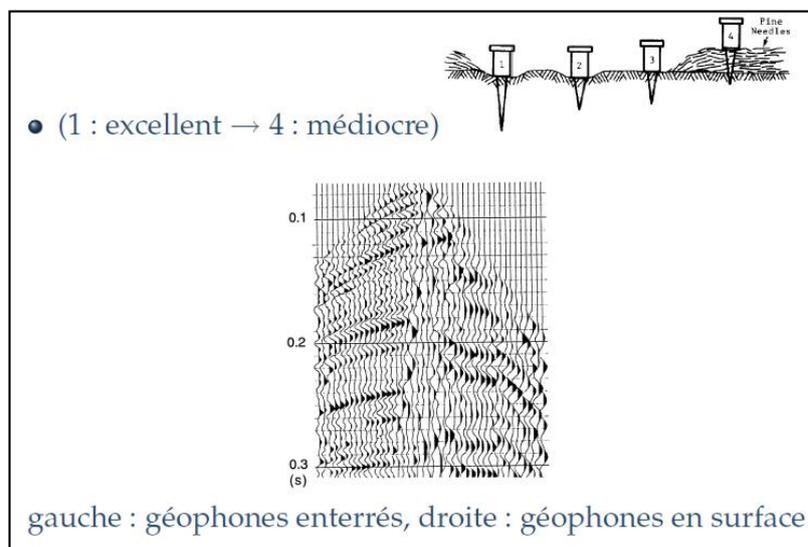


Figure III.14 : couplage des récepteurs avec le sol (Bernard Giroux, 2011).

**III.2.2.3 La directivité de la source et du récepteur :**

La directivité des lignes des sources et des récepteurs est définie par la direction préférentielle dans laquelle se propage l'énergie émise, et est utilisée pour atténuer les ondes de surfaces (ground roll).

Cette directivité préférentielle change avec l'offset et le temps, car ces derniers font varier l'angle d'émergence. Cependant, cette directivité du dispositif introduit une décroissance de l'amplitude en fonction de l'offset, dépendant de la forme de l'ondelette et la vitesse apparente des fronts d'ondes.

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 (direction de propagation des ondes S).

### III.3 Traitement en amplitudes préservées :

Dans le but de parvenir à des amplitudes des signaux sismiques proportionnelles aux coefficients de réflexion seulement, il est nécessaire d'appliquer des corrections pour compenser les différents effets d'atténuations cités précédemment.

Les traitements nécessitant une attention particulière sont la compensation des effets de la divergence sphérique et de l'absorption.

Ainsi pour compenser ces effets, il faut effectuer des essais en début d'étude.

Ces essais permettent de déterminer les meilleures constantes qui s'adaptent le mieux aux lois empiriques et approximatives que l'on doit utiliser pour assurer une meilleure compensation.

Les corrections relatives aux deux principaux facteurs (la divergence sphérique et l'absorption) sont destinées à récupérer les amplitudes réelles du signal sismique (TAR : True-Amplitude Recovery).

#### III.3.1 Correction due à la divergence sphérique :

La correction peut être faite en multipliant l'amplitude du signal sismique (trace sismique) par le temps de parcours  $T$ .

En pratique cette correction peut être faite à l'aide d'une loi empirique du type :  $a \cdot t^n$

$a$  : Constante.

$t$  : Temps de parcours de l'onde.

$n$  : Exposant compris entre 1 et 2.

Pour retrouver les amplitudes réelles du signal sismique affectées par l'effet de la divergence sphérique, il faut multiplier les amplitudes de chaque trace sismique par la formule  $a \cdot t^n$  D'où :

$$T_0(t) = T(t) \cdot a \cdot t^n \quad \text{III.11}$$

$T_0(t)$  : Trace sismique corrigée.

$T(t)$  : Trace sismique avant correction.

### III.3.2 Correction d'absorption :

L'atténuation due à l'absorption de l'amplitude de l'onde sismique à partir de la source sismique peut être exprimée par la formule :

$$A_x = A_0 \cdot e^{-\alpha x} \quad \text{III.12}$$

Il suffit de compenser cet effet par une loi du type  $e^{+bt}$ .

$b$ ,  $a$  et  $n$  sont des constantes pour une région, déterminées par des essais.

### III.3.3 La récupération des amplitudes vraies (TAR : True-Amplitude Recovery) :

Se fera en appliquant une correction globale composée d'une correction due à la divergence sphérique et d'une autre due à l'atténuation par absorption de la forme :

$$\text{correction totale} = a \cdot t_n \cdot e^{+bt} \quad \text{III.13}$$

# Chapitre IV

L'inversion sismique.

## IV L'inversion sismique

### IV.1 Théorie de l'inversion :

#### IV.1.1 Introduction :

Il est plus facile de calculer l'effet d'une cause que d'estimer la cause d'un effet, dans n'importe quel domaine on effectue des mesures (des observations), on obtient par la suite une signature de ces observations, qui est certainement causée par des paramètres d'un modèle bien définie.

- Comment peut-on déterminer les paramètres (**inconnues**) qui ont causés cette signature, en se basant sur ces mesures (**connues**) ?
- Peut-on modéliser ce problème et quels sont les problèmes qu'on peut rencontrer lors de la modélisation ?
- Quel est la méthode optimale qui permet de résoudre ce problème rapidement et facilement ?

Dans ce chapitre on va répondre à toutes ces questions et bien d'autres.

#### IV.1.2 Problème direct :

Avant de comprendre le problème inverse il faut certainement passer par le problème direct, car l'un est l'inverse de l'autre (**Figure IV.1**).

Le problème direct est défini donc comme étant la modélisation des données ( $d$ ) à partir des paramètres d'un modèle ( $m$ ). On transforme alors ces paramètres (à travers un opérateur  $G$ ) en observations ( $d$ ).

Le problème direct se forme alors par l'expression :

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}(\mathbf{m}) \quad \text{IV.1}$$

$d$  : Vecteur des données mesurées.

$m$  : Vecteur des paramètres du modèle.

$G$  : Opérateur direct (modèle mathématique du système).

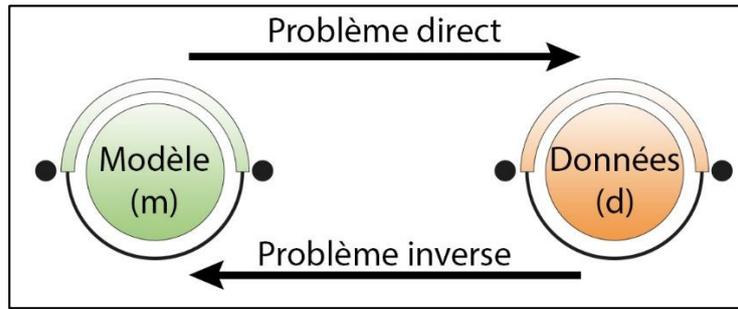


Figure IV.1 : la définition classique du problème directe et le problème inverse.

### IV.1.3 Problème inverse :

Le problème inverse est défini comme étant la technique qui permet de retrouver les causes en connaissant les effets. C'est-à-dire, rechercher un modèle (m) à partir des observations (d).

Si on considère que G est une matrice inversible, la résolution du problème inverse sera donc :

$$m = G^{-1}(d) \quad IV.2$$

La résolution semble simple et facile, mais la réalité c'est autre chose, que ce soit dans la géophysique ou dans d'autres domaines, on ne trouve jamais un tel problème inverse à résoudre.

En générale on cherche à trouver des paramètres inaccessibles à la mesure. Ce qui nous conduit à **estimer** ces paramètres à l'aide d'autres paramètres accessibles à la mesure. Nous réalisons donc le **modèle estimé** qui se rapproche le mieux au modèle réel (**Figure IV.2**).

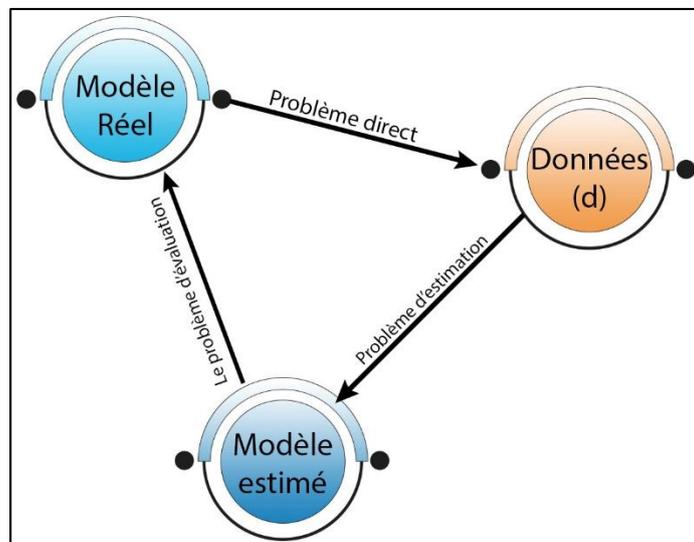


Figure IV.2 : Le problème inverse comme étant une combinaison entre le problème d'estimation et le problème d'évaluation.

#### IV.1.4 Problème bien ou mal posé :

Hadamard (1923) a introduit la notion de problème bien posé. Il s'agit d'un problème dont :

- La solution existe
- La solution est unique
- La solution dépend continuellement des données.

Un problème qui n'est pas bien posé au sens de la définition ci-dessus est dit mal posé.

Les problèmes inverses ne vérifient souvent pas l'une ou l'autre de ces conditions, Cela n'est pas surprenant pour plusieurs raisons : tout d'abord, un modèle physique étant fixé, les données expérimentales dont on dispose sont en général bruitées, et rien ne garantit que de telles données bruitées proviennent de ce modèle, même pour un autre jeu de paramètres. Ensuite, si une solution existe, il est parfaitement concevable que des paramètres différents conduisent aux mêmes observations.

Analysons les trois conditions d'un problème bien posé dans le cas des problèmes inverses. Premièrement, le fait que la solution d'un problème inverse puisse ne pas exister n'est pas une grande difficulté. Il est habituellement possible de rétablir l'existence en relaxant la notion de solution. Par exemple, dans le cas d'un système linéaire surdéterminé ( $Ax = b$ ), en redéfinissant le problème avec moins d'équations ou en cherchant la solution au sens des moindres carrés (Trouver  $x$  tel que  $\|Ax - b\|^2$  soit la plus petite). Deuxièmement, la non-unicité est un problème un peu 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 à priori). Troisièmement, le manque de continuité est sans doute le plus problématique, car si on introduit une petite perturbation dans l'opérateur, cela entraîne une grande perturbation dans la solution. Donc le problème inverse reste mal posé car la troisième condition n'est pas satisfaite.

### IV.1.5 La résolution d'un problème inverse :

La technique d'inversion consiste à rechercher l'ensemble des paramètres d'un modèle représentatif du terrain, qui minimise une certaine fonction, dite fonction coût. Cette optimisation de modèle peut se faire de façon itérative. On se donne d'abord un premier schéma de répartition des grandeurs à déterminer, puis on calcule quelle serait la réponse sismique d'un tel terrain, c'est la résolution du problème direct. Ensuite, on s'efforce de calculer les corrections à apporter au premier modèle pour en obtenir un meilleur, c'est-à-dire celui qui donne à la fonction coût une valeur inférieure, [Tarantola, A 1984].

Donc les méthodes inverses consistent à minimiser la différence entre l'observation et la prévision afin d'estimer certains paramètres, autrement dit à minimiser l'écart de la fonction coût entre un sismogramme synthétique (calculer avec la modélisation directe) et le sismogramme réel.

La fonction coût ( $C$ ) est une fonction permettant d'évaluer la différence entre les données ( $d$ ) et le modèle ( $G$ ), elle peut être linéaire ou non linéaire et selon le cas, différents types de programmation sont développés.

Exemple :

$$C(e) = \sum_i |d_i - Gm_i|^2$$

Cette fonction représente le critère des moindres carrés.

Pour minimiser ( $C$ ) on peut utiliser une recherche en grille (inversion en grille) qui a l'avantage d'explorer d'une manière homogène l'espace des paramètres. Pour ceci, on discrétise l'espace des paramètres en un nombre fini de solutions possibles. Toutes ces solutions seront testées pour qu'enfin le modèle minimisant le mieux la fonction ( $C$ ) soit retenu. Par exemple si un modèle est composé d'un seul paramètre, le paramètre  $x_{min}$  pour lequel la fonction coût est minimum est choisi (**Figure IV.3**).

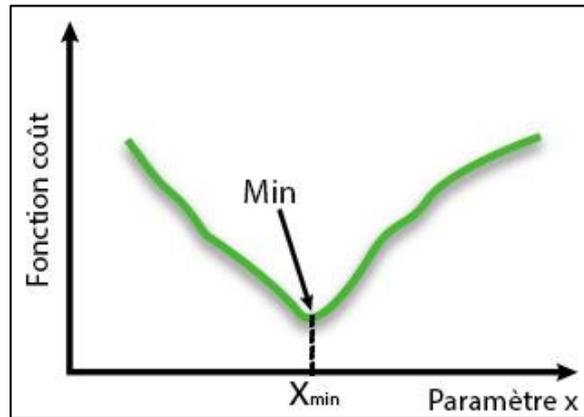


Figure IV.3 : La fonction coût est minimale au point  $X_{min}$ .

Lorsque le problème est de dimensions plus importantes, il peut être résolu en utilisant une inversion linéaire au sens des moindres carrés (Tarantola et Valette, 1982) où la matrice de covariance sur les données ( $d$ ) est notée  $C_D$  et la matrice de covariance sur le modèle de départ ( $m_0$ ) est notée  $C_M$ . le résultat de l'inversion est donné par l'expression (d'après Tarantola, 1987) :

$$m = m_0 + (G^t C_D^{-1} G + C_M^{-1})^{-1} G^t C_D^{-1} (d - G m_0) \quad IV.3$$

Pour les problèmes non-linéaires, la mise sous forme matricielle ( $d = Gm$ ) n'est plus possible et donc il n'existe pas de solution directe, d'où la nécessité d'utiliser une méthode itérative qui, souvent, ne peut converger qu'après un grand nombre d'itérations.

En général, une méthode itérative commence par une approximation  $X^{(k)}$  et rapproche ensuite successivement vers la solution estimée de la forme :

$$x^{(k+1)} = f(x^{(k)}) \quad IV.4$$

$f$  : Une fonction d'itération.

$k$  : Nombre d'itération.

#### IV.1.5.1 Méthode de la plus forte descente :

La méthode de la plus forte descente est l'une des méthodes itératives de type gradient qui permet de minimiser une fonction en commençant par un premier estimé et en convergeant vers la solution dans la direction inverse du gradient ( $-\nabla f(x)$ ).

On choisit donc une direction de descente ( $d_k = -\nabla f(x)$ ) et un pas ( $\alpha_k$ ).

On a donc :

$$x_{k+1} = x_k - \alpha_k \nabla f(x_k) \quad IV.5$$

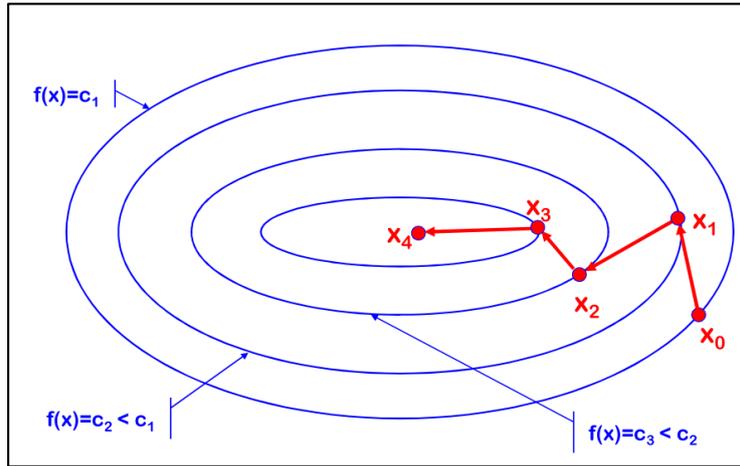


Figure IV.4 : convergence vers la solution de la méthode de la plus forte descente.

#### IV.1.5.2 Méthode du gradient conjugué :

La méthode du gradient conjugué est l'une des méthodes les plus utilisées pour résoudre les grands systèmes itératifs linéaires, car elle est simple et facile à utiliser, théoriquement elle est dérivée de la méthode de la plus forte descente.

On cherche à résoudre l'équation :  $\mathbf{Gm} = \mathbf{d}$

Considérant  $\mathbf{m}_0$  un premier vecteur (vecteur initial), l'algorithme du gradient conjugué va partir de  $\mathbf{m}_0$  et se rapprocher de la solution  $\mathbf{m}$  en choisissant une direction  $\mathbf{p}_k$  et un pas  $\alpha_k$  à chaque itération :

Soit  $\mathbf{r}_k$  le résidu à la  $k^{\text{e}}$  itération :

$$\mathbf{r}_k = \mathbf{d} - \mathbf{Gm}_k \quad \text{IV.6}$$

On alors la direction  $\mathbf{p}_{k+1}$  :

$$\mathbf{p}_{k+1} = \mathbf{r}_{k+1} - \sum_{i \leq k} \frac{\mathbf{p}_i^T \mathbf{G} \mathbf{r}_k}{\mathbf{p}_i^T \mathbf{G} \mathbf{p}_i} \mathbf{p}_i \quad \text{IV.7}$$

Suivant cette direction, le point suivant est donné par :

$$\mathbf{m}_{k+1} = \mathbf{m}_k + \alpha_k \mathbf{p}_k \quad \text{IV.8}$$

Le pas  $\alpha_{k+1}$  est donné alors par la formule :

$$\alpha_{k+1} = \frac{\mathbf{r}_k^T \mathbf{r}_k}{\mathbf{p}_{k+1}^T \mathbf{G} \mathbf{p}_{k+1}} \quad \text{IV.9}$$

Si  $\mathbf{r}_{k+1}$  atteinte une valeur très petite alors on arrête l'algorithme.

L'Algorithme :	Commentaires
<b><math>m_0</math> Donné</b>	Résidu initial
$r_0 \leftarrow d - Gm_0$	Direction initiale
$p_0 \leftarrow r_0$	Indice d'itération
$k \leftarrow 0$	
<b>Répéter</b>	
$\alpha_k \leftarrow \frac{r_k^T r_k}{p_k^T G p_k}$	Calcul du pas
$m_{k+1} \leftarrow m_k + \alpha_k p_k$	Calcul de la solution
$r_{k+1} \leftarrow r_k - \alpha_k G p_k$	Calcul du nouveau résidu
Si $r_{k+1}$ est suffisamment petit, Alors on sort de la boucle	
Sinon :	On change de direction
$\beta_k \leftarrow \frac{r_{k+1}^T r_{k+1}}{r_k^T r_k}$	Calcul de la nouvelle direction
$p_{k+1} \leftarrow r_{k+1} - \beta_k p_k$	Incréméntation
$k \leftarrow k + 1$	
<b>Fin de répéter</b>	
<b>Le résultat est <math>m_{k+1}</math></b>	

Les algorithmes qu'on a vu sont appelés méthodes d'optimisation locales, leur objectif principal est d'assurer à chaque itération la minimisation de la fonction objective (coût), mais ils cherchent toujours un minimum local au voisinage de la solution de départ (solution initiale), ce qui rend le choix de la solution initiale important.

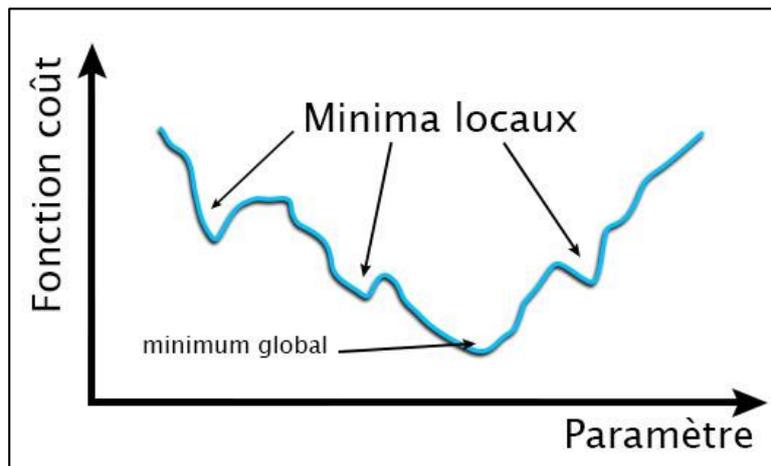


Figure IV.5 : représentation des minima locaux et du minimum global.

Pour résoudre ce problème de minimum local, d'autres types de méthodes ont été proposés. Les méthodes semi-globales par exemple font intervenir la notion de hasard. Nous citerons deux exemples bien connus de telles méthodes : l'algorithme du recuit simulé "simulated annealing" et l'algorithme génétique. L'avantage de ces deux algorithmes est de trouver un minimum global à un problème de minimisation et de ne pas rester "coincé" dans un minimum local.

## IV.2 L'inversion sismique :

### IV.2.1 Définition et objectifs :

L'inversion en géophysique est définie comme le processus d'estimation des propriétés physiques de la subsurface de la terre à partir des mesures faites en surface.

Cette définition est assez large, nous limiterons donc la définition de l'inversion sismique comme étant la technique qui permet d'extraire les paramètres acoustiques et élastiques pour estimer un modèle de la terre, en utilisant les données sismiques comme données d'entrée, elle est considérée comme l'inverse du problème direct qui crée une réponse sismique en se basant sur le modèle de la terre.

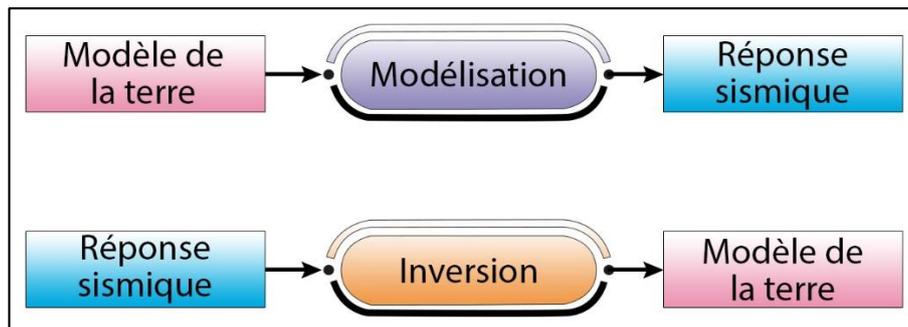


Figure IV.6 : Le problème direct et le problème inverse.

D'après Marie, J.L (1994) : L'inversion des données sismiques cherche à résoudre le problème fondamental de l'exploration pétrolière qui est la détermination de la répartition spatiale des propriétés des roches à partir des observations faites à la surface.

L'inversion sismiques ayant pour but de déterminer une grandeur inaccessible par la mesure (paramètres pétrophysiques) à partir d'une autre grandeur qui est mesurable (données sismiques) et les deux sont généralement qualifiées d'inverses l'une de l'autre.

L'inversion sismique nécessite trois catégories d'informations comme données d'entrée :

- **L'information réelle** : ce sont les observations obtenues à partir des campagnes sismiques, elles sont généralement bruitées et nécessitent un traitement.
- **L'information Synthétique** : c'est la prédiction des données à partir d'un modèle supposé comme étant un cas idéal.
- **L'information a priori** : elle représente toute information qui peut ajouter un terme en plus pour orienter l'inversion. Les données de puits sont considérées donc comme information a priori.

## IV.2.2 Les Types d'inversion :

L'inversion sismique cherche principalement à extraire l'impédance à partir de la trace sismique : au début on enlève l'effet de l'ondelette par la déconvolution, et après on convertit la série de réflectivité en impédance (**Figure IV.8**).

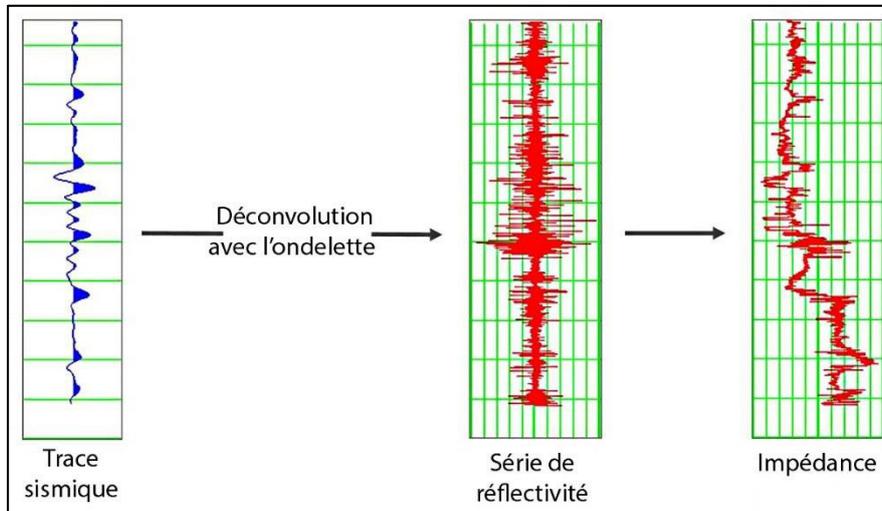


Figure IV.7 : extraction de l'impédance à partir d'une trace sismique (Hampson-Russel).

Il existe donc plusieurs types d'inversion qui permettent d'extraire l'impédance et autres paramètres.

### IV.2.2.1 Inversion Simultanée pré-stack :

L'inversion pré-stack permet d'extraire les paramètres élastiques en fonction des offsets (d'angle d'incidence). C'est un outil indispensable pour caractériser le réservoir, pour identifier les fluides, et pour déterminer la lithologie des formations. Elle se caractérise par une très bonne résolution (liée aux données sismique) et une fiabilité des résultats (confirmée par les données de diagraphie).

*PS : Cette inversion sera détaillée à la fin du chapitre.*

### IV.2.2.2 Inversion LMR pré-stack :

L'inversion LMR diffère de l'inversion simultanée aux résultats obtenus, elle fait des combinaisons des résultats de l'inversion simultanée, pour déduire d'autres paramètres qui seront très utiles pour la caractérisation du réservoir.

Parmi ces combinaisons, on trouve : Lambda-Rho ( $\lambda\rho$ ), Mu-Rho et le rapport  $Vp/Vs$ .

### IV.2.2.3 L'inversion d'impédance acoustique post-stack :

L'inversion après sommation des données sismiques a pour but l'obtention d'un modèle absolu d'impédance acoustique du sous-sol avec une bonne résolution verticale et horizontale permettant une interprétation détaillée et une calibration avec les paramètres du réservoir en terme de lithologie et de porosité.

### IV.2.2.4 L'inversion récursive post-stack :

La réflectivité est liée à l'impédance acoustique par l'expression suivante :

$$r_i = \frac{\rho_{i+1}v_{i+1} - \rho_i v_i}{\rho_{i+1}v_{i+1} + \rho_i v_i} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad IV.10$$

On peut donc tirer l'impédance acoustique comme suit :

$$Z_{i+1} = Z_i \left[ \frac{1+r_i}{1-r_i} \right] \quad IV.11$$

La formule indique que si on connait l'impédance d'une couche et son coefficient de réflexion on peut alors estimer l'impédance acoustique de la couche suivante, alors pour estimer la n<sup>ème</sup> impédance acoustique à partir de la première impédance on utilise alors la formule suivante :

$$Z_n = Z_1 \prod_{i=1}^{n-1} \left[ \frac{1+r_i}{1-r_i} \right] \quad IV.12$$

Etapes de l'inversion récursive sont :

- Extraction d'un modèle bas fréquent du log d'impédance à partir des diagraphies :

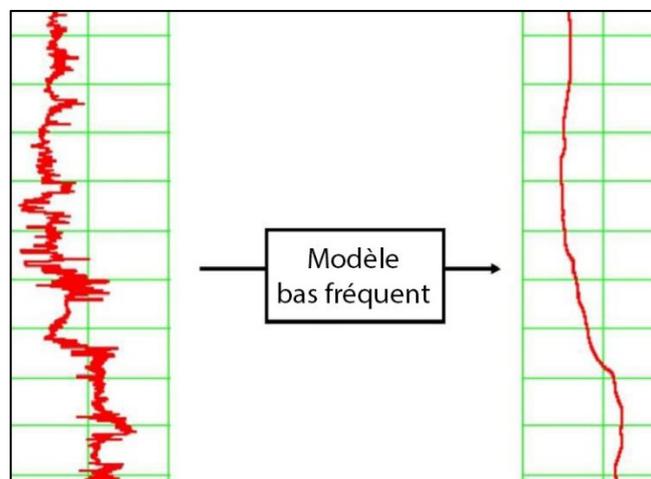


Figure IV.8 : extraction du modèle bas fréquent (inversion récursive).

- Appliquer l'équation récursive sur la trace sismique :

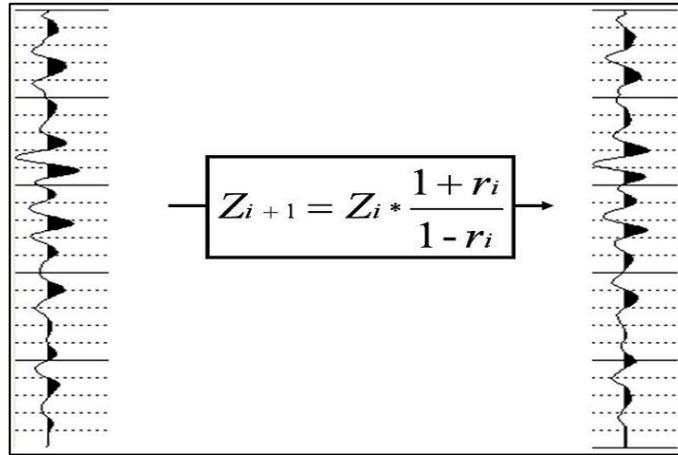


Figure IV.9 : application de l'équation récursive sur la trace sismique (Hampson-Russel).

- Additionner la trace inversée au modèle bas fréquent :

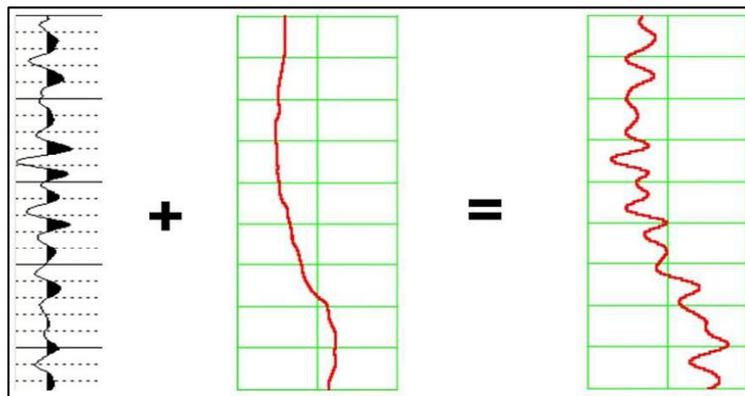


Figure IV.10 : trace finale de l'inversion récursive (Hampson-Russel).

Voici donc le résultat de l'inversion sur des données sommées :

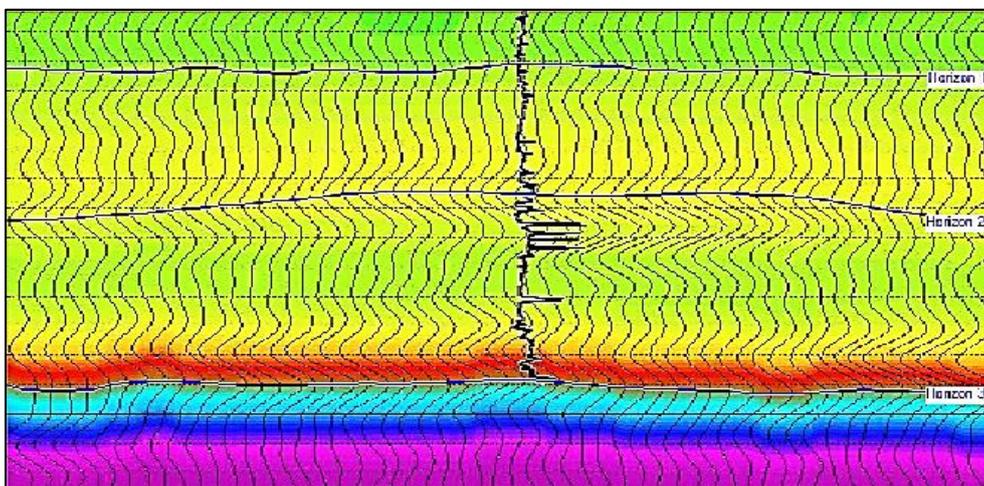


Figure IV.11 : Résultat de l'inversion récursive (Hampson-Russel).

**Limitation de la méthode :**

- L'effet de l'ondelette n'est pas totalement enlevé : les lobes secondaires de l'ondelette seront considérés comme une variation lithologique.
- Le résultat de l'inversion récursive sera limité à la même bande fréquentielle que les données sismiques.

**IV.2.2.5 Inversion à base de modèle :**

Il commence par l'équation du modèle de la trace sismique :

$$T = O * R + B \quad IV.13$$

$T$  : Trace sismique.       $O$  : Ondelette.       $R$  : Série de réflectivité.       $B$  : Bruit.

On suppose que le bruit ne se corrèle pas avec le signal et que l'ondelette sismique est connue.

Au début on construit un modèle initial (en blocques) à partir du log d'impédance du puits, en fait donc la convolution de ce modèle avec une ondelette choisie pour obtenir une trace synthétique qui sera ensuite comparée avec la trace réelle (**Figure IV.13**).

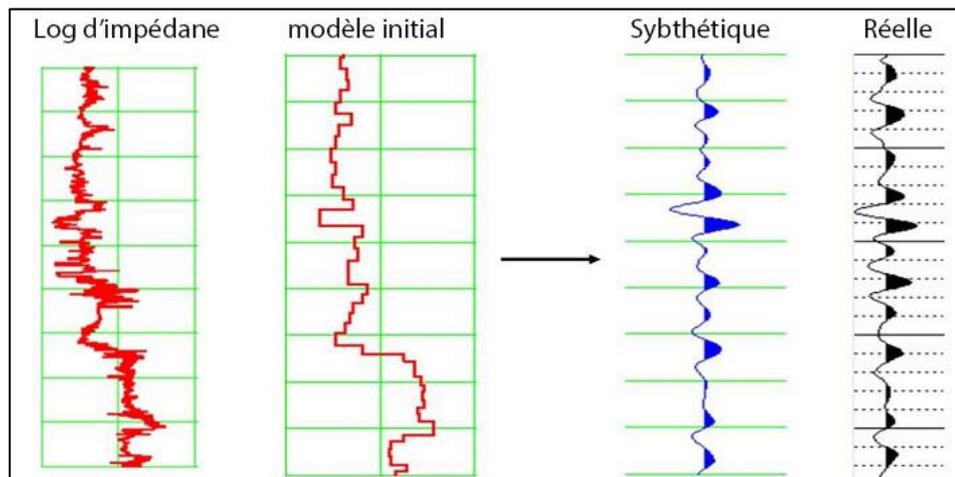


Figure IV.12 : Processus de l'inversion à base de modèle.

En analysant l'erreur entre la trace synthétique et la réelle, l'épaisseur des blocs (couches) ainsi que leur amplitude sont modifiées pour minimiser l'erreur.

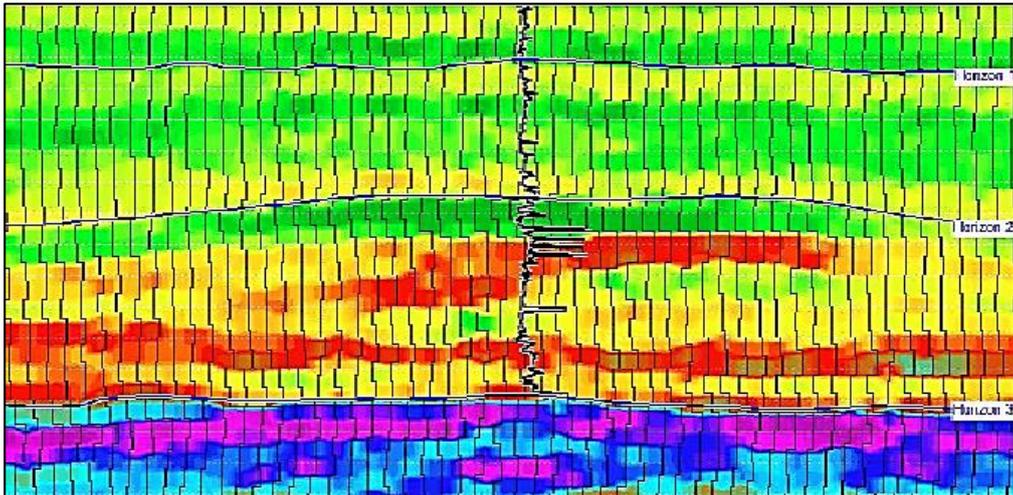


Figure IV.13 : résultat de l'inversion à base de modèle (Hampson-Russel).

#### Limitation de la méthode :

- L'effet de l'ondelette peut être supprimé pendant les calculs.
- Le résultat dépend infiniment du modèle initial, une petite erreur dans ce modèle peut rendre toute l'inversion erronée.
- La non-unicité de la solution reste toujours un problème commun.

#### IV.2.2.6 L'inversion colorée :

Inversion sismique colorée (SCI) est un moyen simple, rapide et rentable pour inverser les données de sismique réflexion à partir d'un attribut d'interface à un attribut basé sur des couches. Le processus crée un volume qui est tourné de 90 degrés par rapport aux données de réflexion et dont le spectre d'amplitude correspond à celle de l'impédance des enregistrements des diagraphies dans un sens large. Le résultat du processus est un volume sismique d'impédance relative, qui a été en vigueur en forme des données de puits en termes d'amplitude et de fréquence. En outre aucune estimation ondelettes n'est nécessaire, et même un modèle bas fréquent d'interprétation n'est pas utilisé, la technique fournit une inversion solide qui honore la tendance d'impédance de données de puits disponibles.

#### IV.2.2.7 Inversion à pic dispersé (sparse-spike) :

L'inversion à pic dispersé (sparse-spike) considère les coefficients de réflexion comme une série de grands pics et le modèle initial une série de petits pics. Elle considère que seuls les grands pics sont significatifs. Pour retrouver la position de ces pics, on doit analyser les données sismiques.

L'inversion à pic dispersé construit donc la série des coefficients de réflexion pic à pic à partir du coefficient de réflexion réel. Les pics sont ajoutés jusqu'à ce que la trace synthétique soit représentée correctement et correspond le mieux à la trace réelle.

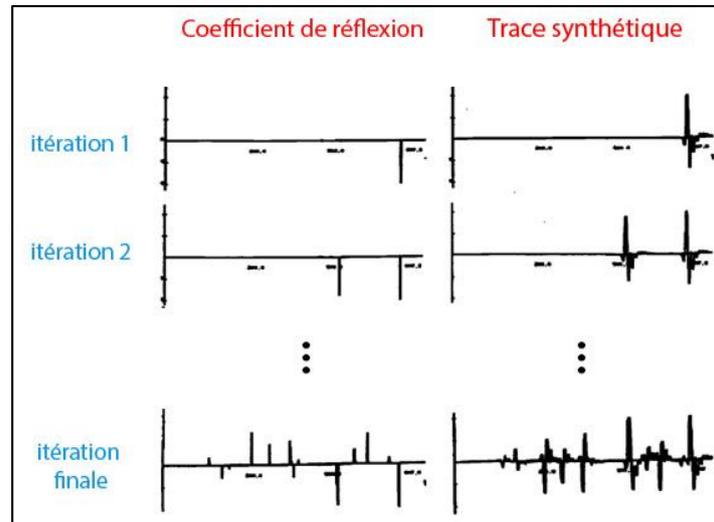


Figure IV.14 : Processus de l'inversion à pic dispersé (Hampson-Russel).

Le résultat de cette inversion :

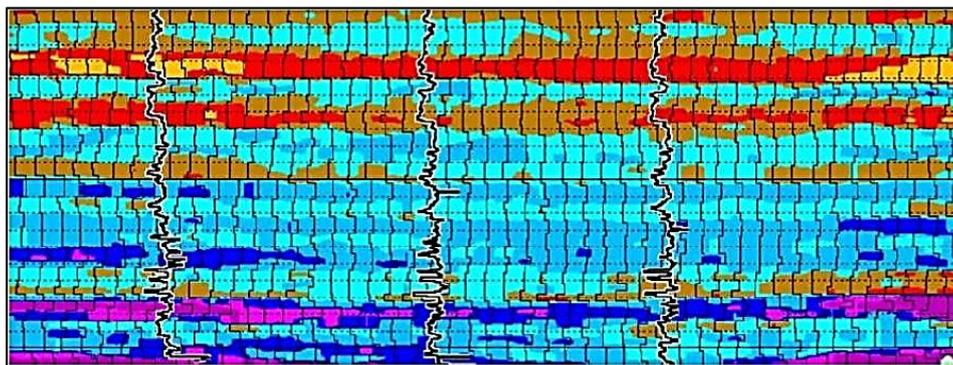


Figure IV.15 : Résultat de l'inversion Sparse-spike (Hampson-Russel).

#### Limitation de la méthode :

- La nature statistique des méthodes sparse-spike est une source d'erreurs si les données sont bruitées.
- Le résultat final manque beaucoup de détails comparé à celui de l'inversion récursive.

#### IV.2.2.8 Inversion stochastique :

Cette méthode est valable lors de la non-unicité de la solution. Elle utilise la simulation gaussienne séquentielle relative aux impédances acoustiques. Elle simule une trace d'impédances pour une trace sismique donnée, en utilisant une ondelette estimée auparavant.

Cette même trace générée est comparée à la trace sismique au même endroit. Une fois l'écart entre les deux traces atteint un minimum défini suivant des paramètres (seuil de réflectivité, corrélation), la trace est acceptée et injectée dans le modèle qui servira à établir la trace suivante, ainsi de suite jusqu'à génération du modèle complet. Donc l'inversion est exécutée et le modèle est généré trace par trace.

### IV.3 L'inversion sismique simultanée pré-stack :

L'inversion pré-stack (avant sommation) a pour but de transformer les amplitudes des données sismiques avant sommation (offset ou angle Gather) pour extraire : l'impédance acoustique ( $Z_p$ ), l'impédance d'onde de cisaillement ( $Z_s$ ) et la densité ( $\rho$ ). Elle est aussi appelée inversion simultanée car l'impédance P et S sont calculés en même temps avec la densité.

#### IV.3.1 Les données d'entrée :

Les données d'entrée (Input data) de l'inversion avant-sommation sont les suivants :

- Les données sismiques en CDP Gather : on doit les faire un pré-conditionnement afin de mieux aligner les événements sismique et d'améliorer le rapport Signal/Bruit. On doit par la suite faire en conversion Offset-to-angle pour avoir des CDP angle (en fonction de l'angle d'incidence). Et enfin on divise la plage d'angle en trois gammes (proche, moyenne et éloignée) et les sommer séparément.
- Les données de puits : les logs  $V_p$ ,  $V_s$  et  $\rho$  : les données de diagraphies seront utilisées pour faire la corrélation et l'extraction de l'ondelette et aussi pour construire le modèle initial. Si on n'a pas de logs des Vs ou de Densité  $\rho$  on doit les générer par l'équation de Castagna et de Gardner.
- Les horizons sismiques interprétés : l'interprétation sismique joue le rôle d'un guide pour l'inversion pour bien identifier les objectifs pétrolier, on peut y'avoir aussi des check-shot ou des PSV afin de faire la conversion temps-profondeur et bien identifier les horizons sismiques.

### IV.3.2 La corrélation et l'extraction de l'ondelette :

Cette étape a pour but d'améliorer la corrélation en temps entre les événements du synthétique générés au puits et la trace réelle du puits. Cette corrélation est établie au niveau de chaque puits pour trois gammes d'angles : Near, Middle et Far.

#### Génération de la trace synthétique et extraction de l'ondelette :

A partir des check-shot on peut faire la conversion profondeur-temps pour les logs, on multiplie alors les logs des vitesses  $V_p$  et  $V_s$  par le log densité  $\rho$  pour avoir des logs en impédances acoustiques  $Z_p$  et  $Z_s$ , à partir de ces dernières on obtient les séries de réflectivité en fonction de l'angle d'incidence.

La trace est générée donc par la convolution de la série de réflectivité par **une ondelette statistique** (générée par l'autocorrélation de la trace sismique réelle au niveau de puits, et considérée zéro phase).

On tire alors l'ondelette réelle en déconvoluant la trace sismique avec la série de réflectivité de la trace synthétique (**Figure V.17**).

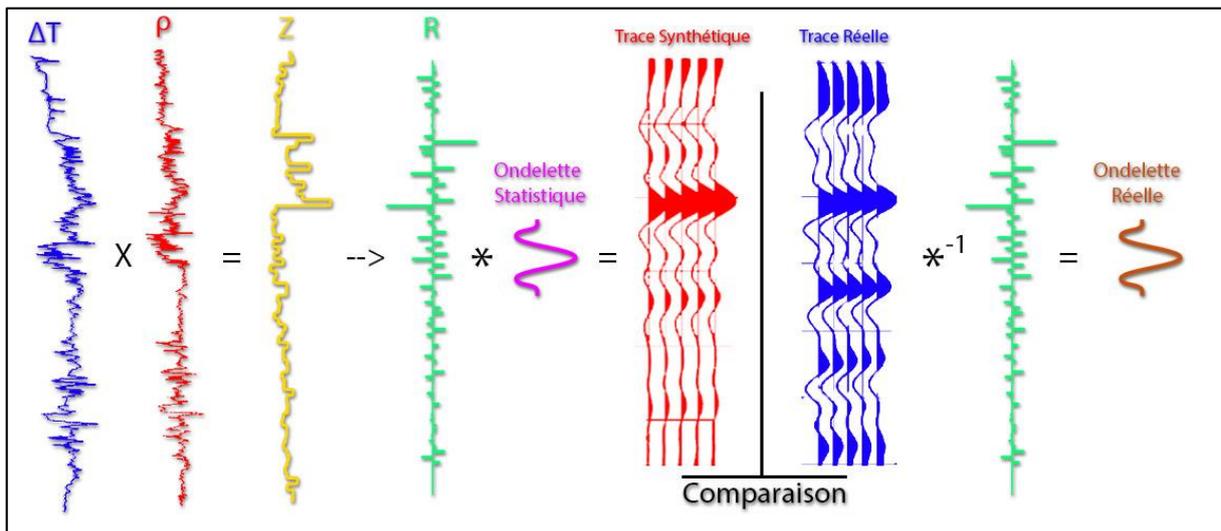


Figure IV.16 : l'extraction de l'ondelette.

Cette étape est faite au niveau de chaque puits, et au final on prend une ondelette moyenne de tous les puits pour chaque gamme d'angle. On aura donc trois ondelettes moyennes.

### IV.3.3 Construction du modèle initial :

Il est impossible de récupérer directement l'impédance absolue à partir de la sismique car la bande fréquentielle des données sismiques est limitée (absence des basses fréquences), mais

comme l'inversion sismique nécessite les basses fréquences pour pouvoir extraire les paramètres élastiques ou acoustiques, on construit alors un modèle initial (bas fréquent) qui va jouer le rôle d'une information à priori (**Figure IV.18**).

Le modèle initial est le processus de construction d'un modèle géologique par l'interpolation des logs  $Z_p$ ,  $Z_s$  et  $\rho$  définies au niveau des puits à travers la trame stratigraphique déterminée par les horizons sismiques interprétés.

Le modèle initial permet donc de décrire trois modèles bas fréquents : Modèle d'impédances acoustique ( $Z_p$ ), Modèle d'impédance des ondes de cisaillement ( $Z_s$ ), Modèle de la densité  $\rho$ .

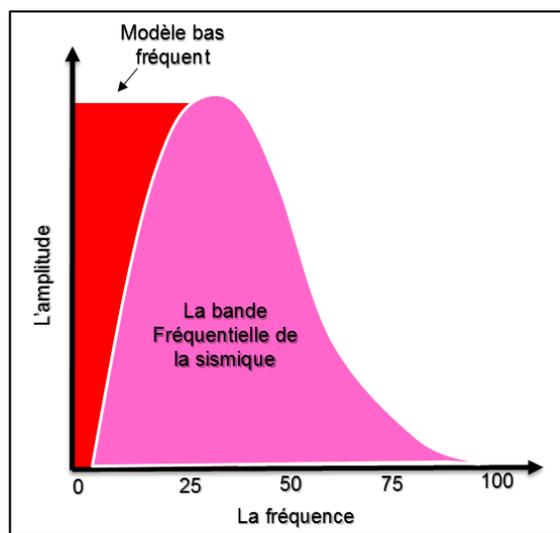


Figure IV.17 : Représentation du modèle bas fréquent.

#### IV.3.4 Vérification de l'inversion au niveau des puits :

Cette étape est indispensable et très importante, car à la base de cette vérification qu'on va inverser le volume sismique, une erreur dans les paramètres de l'inversion au niveau des puits conduit alors à une inversion erronée.

Dans cette étape permet de vérifier les paramètres de l'algorithme d'inversion H-R-STRATA, d'identifier les erreurs entre les données synthétiques et les données réelles et d'extraire les coefficients de corrélation.

#### IV.3.5 L'inversion du volume :

Après avoir vérifié les paramètres d'inversion au niveau des puits, on procède donc à l'inversion du volume sismique en utilisant l'algorithme d'inversion (H-R-STRATA).

### IV.3.5.1 Principe de l'algorithme :

L'algorithme de l'inversion Simultanée (H-R STRATA) utilise l'équation de Castagna, l'équation de Gardner et l'approximation de Fatti des équations de Zoeppritz.

La vitesse des ondes P est reliée à :

- S-wave par l'équation de Castagna (Castagna et al, 1985) :

$$V_P = 1.16 V_S + 1360 \quad \text{IV.14}$$

- La densité par l'équation de Gardner (Gardner et al, 1974) :

$$\rho = 0.23 V^{0.25} \quad \text{IV.15}$$

L'approximation de Fatti des équations de Zoeppritz est utilisée pour trouver une relation directe entre les Impédances  $Z_p$ ,  $Z_s$  et la densité  $\rho$  :

$$R_P(\theta) = c_1 R_{P_0} + c_2 R_{S_0} + c_3 R_D \quad \text{IV.16}$$

Tel que :

$$c_1 = 1 + \tan^2 \theta. \quad c_2 = -8 \left( \frac{V_S}{V_P} \right)^2 \sin^2 \theta. \quad c_3 = 2 \left( \frac{V_S}{V_P} \right)^2 \sin^2 \theta - \frac{1}{2} \tan^2 \theta$$

$$R_P(0) = \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \quad R_S(0) = \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \quad R_D = \frac{\Delta \rho}{\rho}$$

Dans le cas des roches saturées en eau, l'équation de Castagna devient :

$$Z_S = \gamma Z_P \quad \text{IV.17}$$

$$\text{Où : } \gamma = \frac{V_S}{V_P}$$

Alors :

$$\ln(Z_S) = \ln(Z_P) + \ln(\gamma) \quad \text{IV.18}$$

Et selon l'équation de Gardner :

$$\rho = a (V_P)^b$$

$$\ln(\rho) = \frac{b}{b+1} \ln(Z_P) + \frac{1}{b+1} \ln(a) \quad \text{IV.19}$$

A la base des équations V.5 et V.6, Hampson et Russell ont définis leur propre équation pratique afin de tirer les valeurs de  $Z_p$ ,  $Z_s$  et  $\rho$  :

$$\ln(Z_S) = k \ln(Z_P) + k_c + \Delta L_S \quad IV.20$$

$$\ln(\rho) = m \ln(Z_P) + m_c + \Delta L_D \quad IV.21$$

Dans la pratique les paramètres ( $k$ ,  $k_c$ ,  $m$ ,  $m_c$ ,  $\Delta L_D$  et  $\Delta L_S$ ) sont calculés au niveau des puits disponibles dans la région d'étude, en utilisant les Crossplots  $\ln(\rho)$  vs  $\ln(Z_P)$  et  $\ln(Z_S)$  vs  $\ln(Z_P)$  (Figure IV.19).

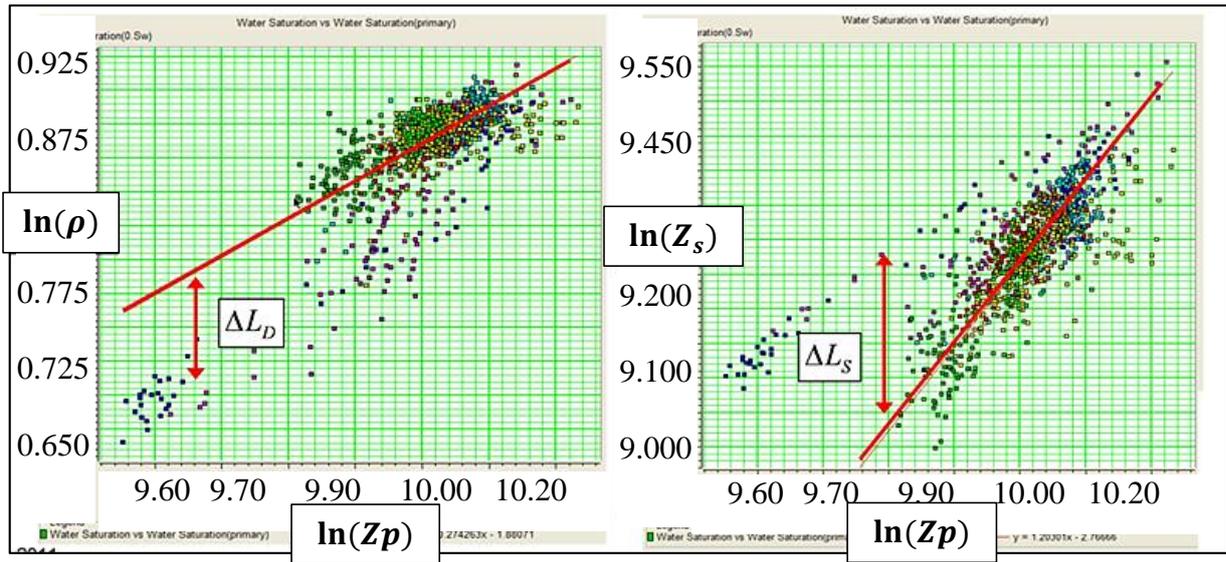


Figure IV.18 : Crossplots  $\ln(Z_P)$  vs  $\ln(\rho)$  et  $\ln(Z_P)$  vs  $\ln(Z_S)$  (Hampson Russell).

La trace sismique ( $T$ ) est définie comme étant la convolution de l'ondelette  $W(\theta)$  par la série de réflectivité  $R(\theta)$  :

$$T(\theta) = W(\theta) * R(\theta) \quad IV.22$$

A partir de l'équation V.3, l'expression de la trace sismique devient :

$$T(\theta) = c_1 W(\theta) * R_P + c_2 W(\theta) * R_S + c_3 W(\theta) * R_D \quad IV.23$$

Pour les faibles valeurs de coefficients de réflexions, la réflectivité d'onde P peut-être exprimée comme suit :

$$R_{P_i} = \frac{Z_{P_{i+1}} - Z_{P_i}}{Z_{P_{i+1}} + Z_{P_i}} \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta Z_{P_i}}{Z_{P_i}} \approx \frac{1}{2} \Delta \ln(Z_{P_i}) \approx \frac{1}{2} [\ln(Z_{P_{i+1}}) - \ln(Z_{P_i})] \approx \frac{1}{2} (L_{P_{i+1}} - L_{P_i}) \quad IV.24$$

Tel que :  $L_P = \ln(Z_P)$

Pour N échantillons, la forme matricielle de l'équation V.11 sera :

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

D'où :

$$\mathbf{R}_P = \frac{1}{2} \mathbf{D} \mathbf{L}_P \quad IV.25$$

D : l'opérateur de dérivation.

Par analogie, on trouve ainsi les expressions de  $R_S$  et  $R_D$  :

$$\mathbf{R}_S = \frac{1}{2} \mathbf{D} \mathbf{L}_S \quad IV.26$$

$$\mathbf{R}_D = \mathbf{D} \mathbf{L}_D \quad IV.27$$

En remplaçant les valeurs  $R_P$ ,  $R_S$  et  $R_D$  dans l'équation V.10 on obtient :

$$\mathbf{T}(\boldsymbol{\theta}) = \frac{1}{2} \mathbf{c}_1 \mathbf{W}(\boldsymbol{\theta}) * \mathbf{D} \mathbf{L}_P + \frac{1}{2} \mathbf{c}_2 \mathbf{W}(\boldsymbol{\theta}) * \mathbf{D} \mathbf{L}_S + \mathbf{c}_3 \mathbf{W}(\boldsymbol{\theta}) * \mathbf{D} \mathbf{L}_D \quad IV.28$$

Si on applique l'opérateur de dérivation sur les équations V.7 et V.8 on aura :

$$\mathbf{D} \mathbf{L}_S = \mathbf{K} \mathbf{D} \mathbf{L}_P + \mathbf{D} \Delta \mathbf{L}_S \quad IV.29$$

$$\mathbf{D} \mathbf{L}_D = \mathbf{m} \mathbf{D} \mathbf{L}_P + \mathbf{D} \Delta \mathbf{L}_D \quad IV.30$$

Après remplacement dans l'équation V.15 et réarrangement on obtient l'expression finale utilisée :

$$\mathbf{T}(\boldsymbol{\theta}) = \tilde{\mathbf{c}}_1 \mathbf{W}(\boldsymbol{\theta}) * \mathbf{D} \mathbf{L}_P + \tilde{\mathbf{c}}_2 \mathbf{W}(\boldsymbol{\theta}) \mathbf{D} \Delta \mathbf{L}_S + \mathbf{c}_3 \mathbf{W}(\boldsymbol{\theta}) \mathbf{D} \Delta \mathbf{L}_D \quad IV.31$$

$$\tilde{\mathbf{c}}_1 = \frac{1}{2} \mathbf{c}_1 + \frac{1}{2} \mathbf{k} \mathbf{c}_2 + \mathbf{m} \mathbf{c}_3$$

$$\tilde{\mathbf{c}}_2 = \frac{1}{2} \mathbf{c}_2$$

$$L_P = \ln(Z_P)$$

#### Fonctionnement de l'algorithme :

- Introduire les valeurs  $Z_P$ ,  $Z_S$  et  $\rho$  du modèle initial.
- Calcul les valeurs de m et k en utilisant les données de puits.
- Initialiser la solution :

$$[L_P \quad \Delta L_S \quad \Delta L_D]^T = [\ln(Z_P) \quad 0 \quad 0]^T$$

- Résoudre le système par la méthode du **Gradient Conjugué**.
- Calculer les valeurs de  $Z_p, Z_s$  et  $\rho$  :

$$Z_p = \exp(L_p)$$

$$Z_s = \exp(kL_p + k_c + \Delta L_s)$$

$$\rho = \exp(mL_p + m_c + \Delta L_D)$$

#### IV.3.5.2 Les paramètres élastiques Lambda-mu-rho (LMR) et le rapport $V_p/V_s$ :

Goodway et Al (1997) ont proposés la méthode d'analyse Lambda-Mu-Rho (LMR ou  $\lambda, \mu, \rho$ ), dans le but de trouver une perspective alternative pour la détermination des propriétés du fluide dans la roche, par la combinaison des attributs résultant de l'inversion simultanée.

On distingue les combinaisons : Lambda-Rho ( $\lambda\rho$ ) et Mu-Rho ( $\mu\rho$ ) et  $V_p/V_s$ .

##### IV.3.5.2.1 Mu-Rho :

A partir de l'équation de la vitesse de l'onde S :  $V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$

On tire :

$$\mu\rho = (\rho V_s)^2 = Z_s^2 \quad IV.32$$

##### IV.3.5.2.2 Lambda-Rho :

A partir de l'équation de la vitesse de l'onde P :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

On obtient :

$$Z_p^2 = (\rho V_p)^2 = (\lambda + 2\mu)\rho$$

D'où :

$$\lambda\rho = Z_p^2 - 2Z_s^2 \quad IV.33$$

##### IV.3.5.2.3 Le Rapport $V_p/V_s$ :

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{Z_p}{Z_s}$$

# Chapitre V

Application sur données réelles  
du bassin de Berkine.

## V Application sur données réelles du bassin de Berkine

### V.1 Introduction

L'objectif de notre travail est de réaliser une inversion stratigraphique sur des CDP-Gather, afin de caractériser le réservoir Silurien F6.

Les différentes étapes de notre travail consiste à :

- Réaliser une inversion stratigraphique avec génération de l'ensemble des attributs sismiques acoustiques et élastiques.
- Interprétation des résultats et caractérisation du réservoir Silurien F6.

### V.2 Workflow de l'inversion simultanée :

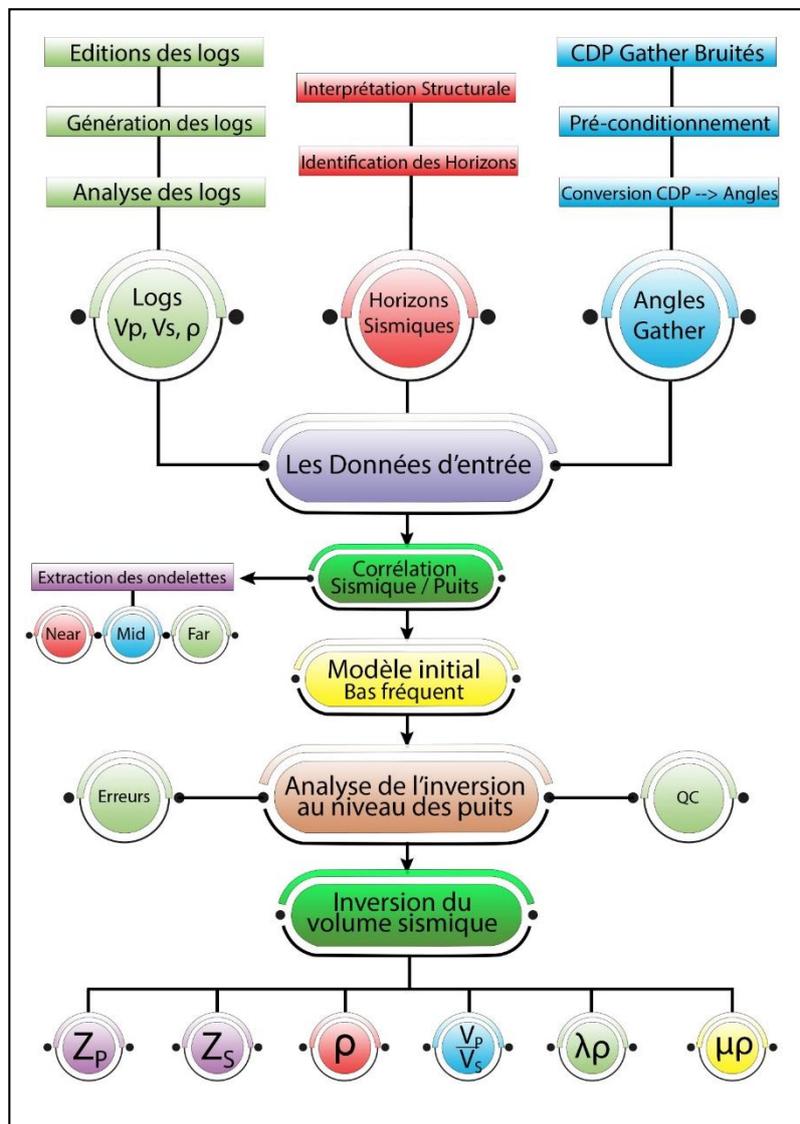


Figure V.1 : Workflow de l'inversion simultanée.

### V.3 Les données d'entrée de l'inversion :

#### V.3.1 Les données sismiques :

Des CDP Gather sont fournis afin d'inverser un volume sismique. Les fichiers de ces données en format SEG-Y ont été chargés dans le logiciel Hampson & Russel. Dans l'ensemble la qualité de ces données est assez bonne (**Figure V.2**).

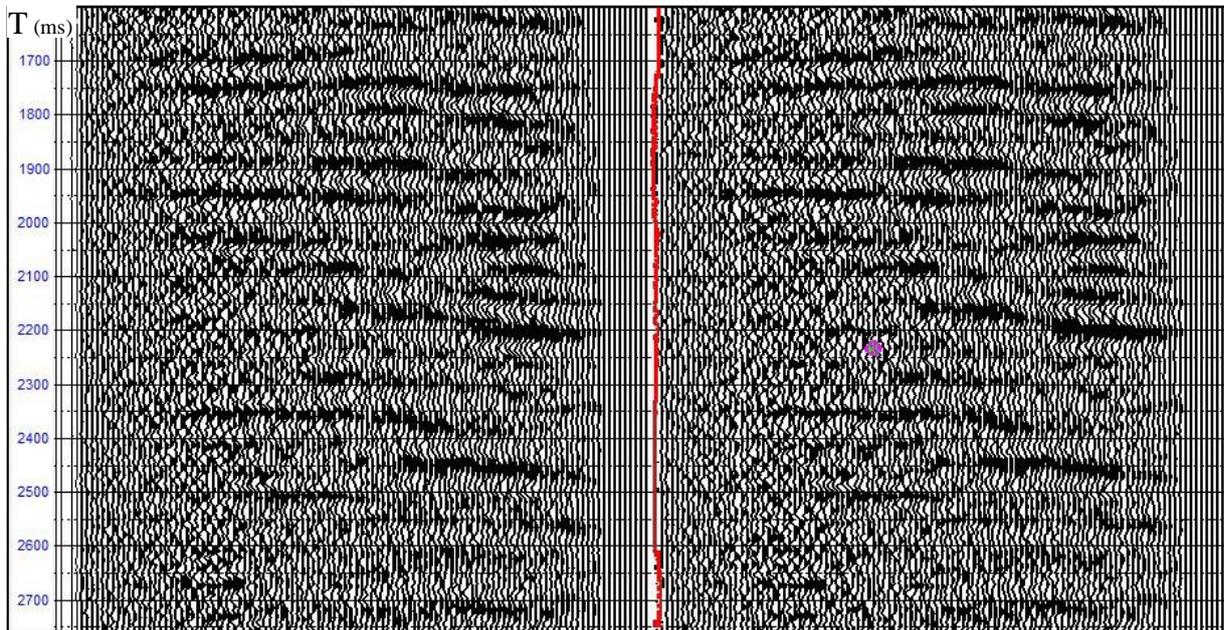


Figure V.2 : CMP Gather contaminés par les Multiples.

##### V.3.1.1 Pré-conditionnement des données sismiques :

Afin d'affiner la qualité de ces données, nous avons procédé à l'application des traitements suivants :

- **Filtre radon** : Pour atténuer les multiples et les bruits aléatoires.
- **Corrections statiques résiduelles** : Pour corriger les résidus des corrections statique et dynamique.
- **Super Gather** : Pour atténuer les résidus des bruits cohérents et améliorer le rapport Signal/Bruit.

##### V.3.1.1.1 Filtre Radon :

Afin d'atténuer les multiples et les bruits aléatoires, un filtre Radon a été appliqué sur les CDP-Gather (**Figure V.3**).

Les paramètres optimums utilisés sont :

- **Delta-T min (ms) : -10.**
- **Delta-T max (ms) : 60.**
- **Nombre de courbes : 80.**
- **Cut off multiples (ms) : 30.**

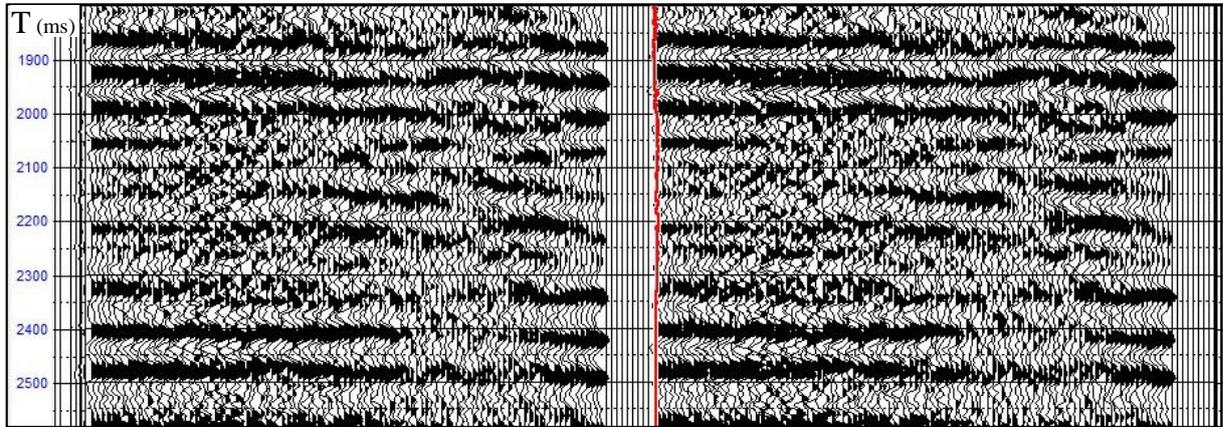


Figure V.3 : CMP Gather après application du filtre Radon.

#### V.3.1.1.2 Corrections statiques résiduelles :

Une correction statique résiduelle à temps variant a été appliquée afin de corriger les décalages résiduels issus des résidus de NMO et mieux aligner les événements réfléchis (**Figure V.4**).

Les paramètres optimums utilisés sont :

- **Analysis window : 1200 ms.**
- **Shift = 4 ms.**

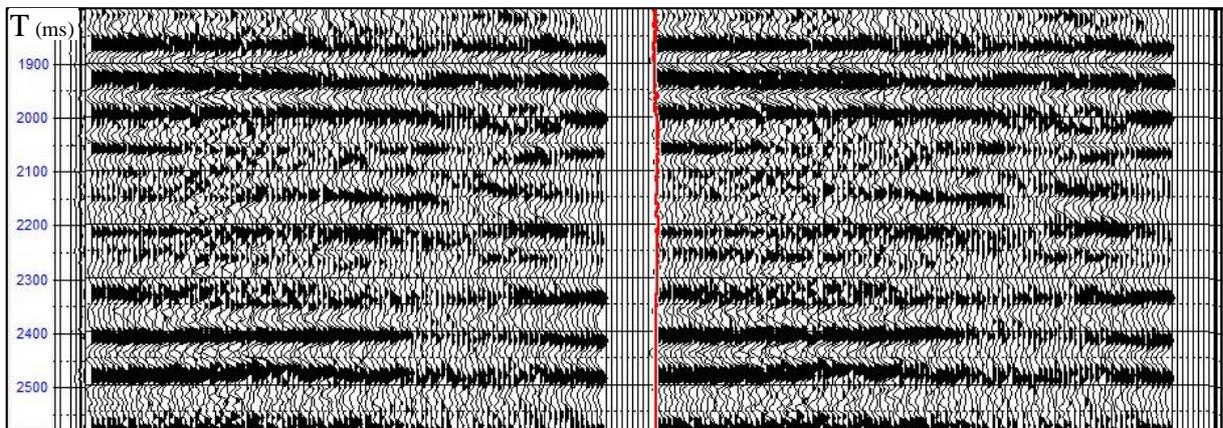


Figure V.4 : CMP Gather après application des corrections statiques résiduelles.

#### V.3.1.1.3 Super Gather :

C'est un Processus d'addition de CDP Gather sur un rayon (3Inlines, 3Xlines) afin d'atténuer les bruits aléatoires et les résidus des événements multiples pour améliorer le rapport S/B, (**Figure V.5**).

Les paramètres optimums utilisés sont :

- **(Xline, Inline) : (3,3)**

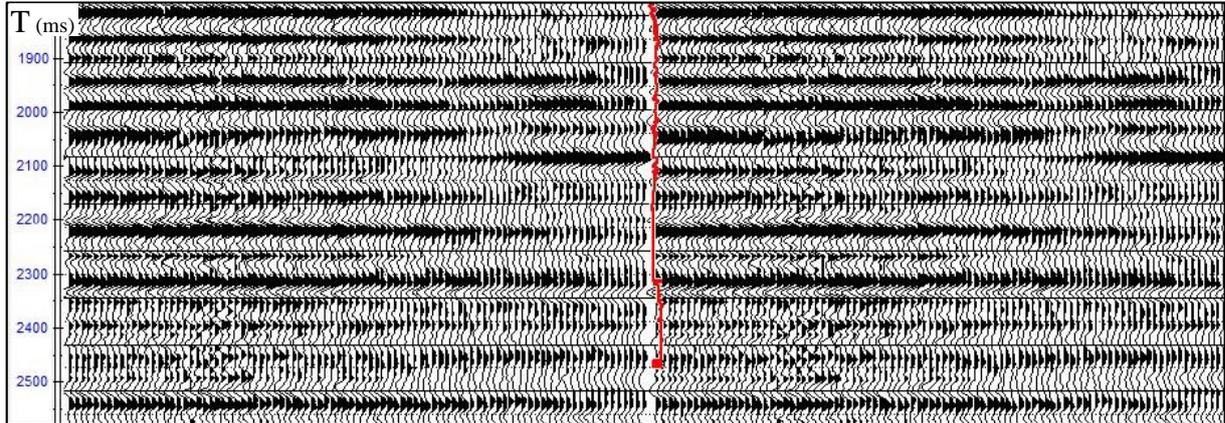


Figure V.5 : CMP Gather après le Super Gather.

## Conclusion :

Le Pré-conditionnement est une étape indispensable afin de préparer les CDP-Gather pour faire une inversion correcte, il permet d'atténuer les différents types de bruits (aléatoires et organisés), de mieux aligner les évènements primaires et d'augmenter le rapport S/B.

T (ms)

Figure V.6 : l'effet du pré-conditionnement sur les CDP bruts.

### V.3.1.2 Conversion de CDP Gather à Angle Gather :

La réalisation d'une inversion pré-stack nécessite la conversion de CDP Gather (en fonction d'offsets) à Angle Gather (en fonction de  $\theta$ ).

- La gamme d'angle validée est de  $3^\circ$  à  $35^\circ$  (réservoir F6).

La conversion **Offset-to-Angle** se fait à l'aide de la simple relation géométrique :

$$\tan \theta = \frac{x}{VT_0} \quad V.1$$

$\theta$  : Angle d'incidence.       $V$  : Vitesse.

$T_0$  : Temps verticale double.       $x$  : Offset.

Les **Figures V.7** et **V.8** montrent un meilleur alignement des évènements dans les angles Gather que dans les CDP Gather ainsi qu'une atténuation de bruits.

T (ms)

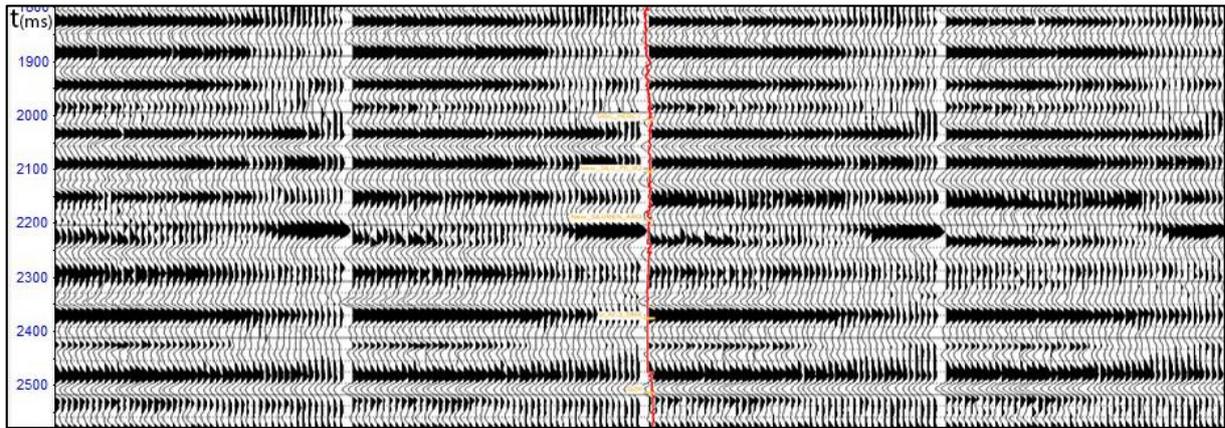


Figure V.7 : CDP Gather (en fonction de l'offset).

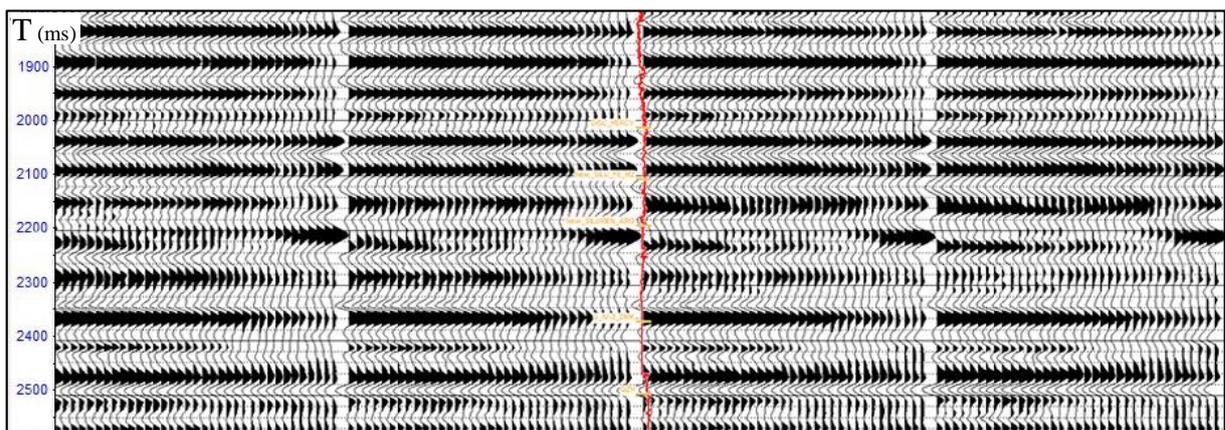


Figure V.8 : Angle Gather (en fonction d'angle d'incidence).

La plage d'angles d'incidence est ensuite divisée en trois gammes pour aboutir à trois angles stack :

- 1<sup>ère</sup> gamme : near stack [ $3^{\circ}$  -  $13^{\circ}$ ].
- 2<sup>ème</sup> gamme : middle stack [ $12^{\circ}$  -  $23^{\circ}$ ].
- 3<sup>ème</sup> gamme : Far stack [ $22^{\circ}$  -  $35^{\circ}$ ].

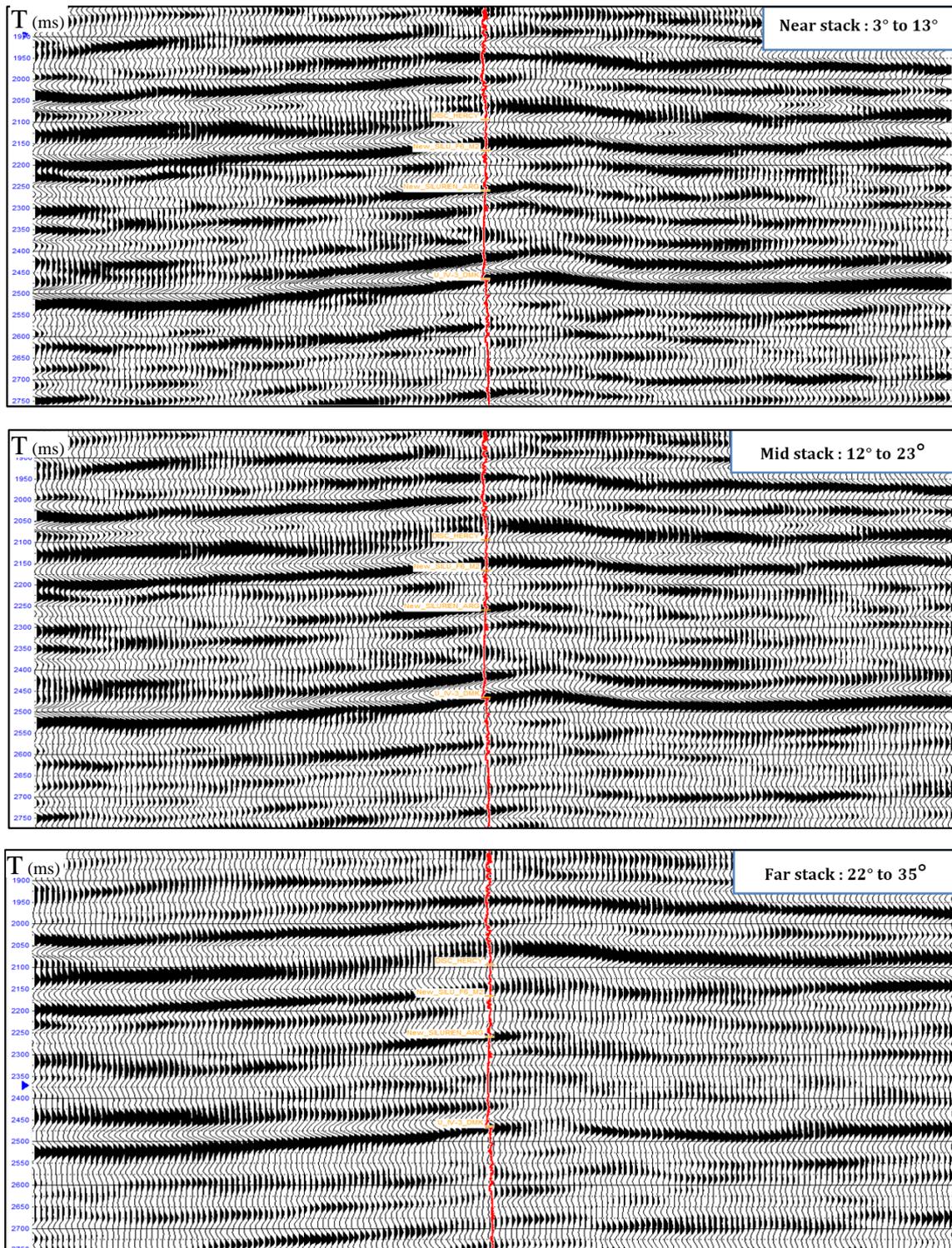


Figure V.9 : Les angles stack.

### V.3.2 Les données de puits :

#### V.3.2.1 Logs fournis par le client :

- **Puits-1** : Les logs disponibles sont : Gamma Ray, Résistivité, P-wave, Densité, Neutron Porosité, Check-Shot.
- **Puits-2** : Les logs disponibles sont : Gamma Ray, Résistivité, P-wave, S-wave, Densité, Neutron Porosité, Check-Shot.
- **Puits-3** : Les logs disponibles sont : Caliper, Résistivité, Gamma Ray, P-wave, Porosité Sonique.

#### V.3.2.2 Edition des logs :

L'édition des logs est basée sur les étapes suivantes :

- Fusionner « Merger » les différents « runs » des logs pour vérifier leur fiabilité et supprimer des pics aberrants.
- Appliquer un filtre médian pour le lissage des courbes tout en conservant les événements figurant sur les différents logs (Gamma Ray, P-wave et la densité).

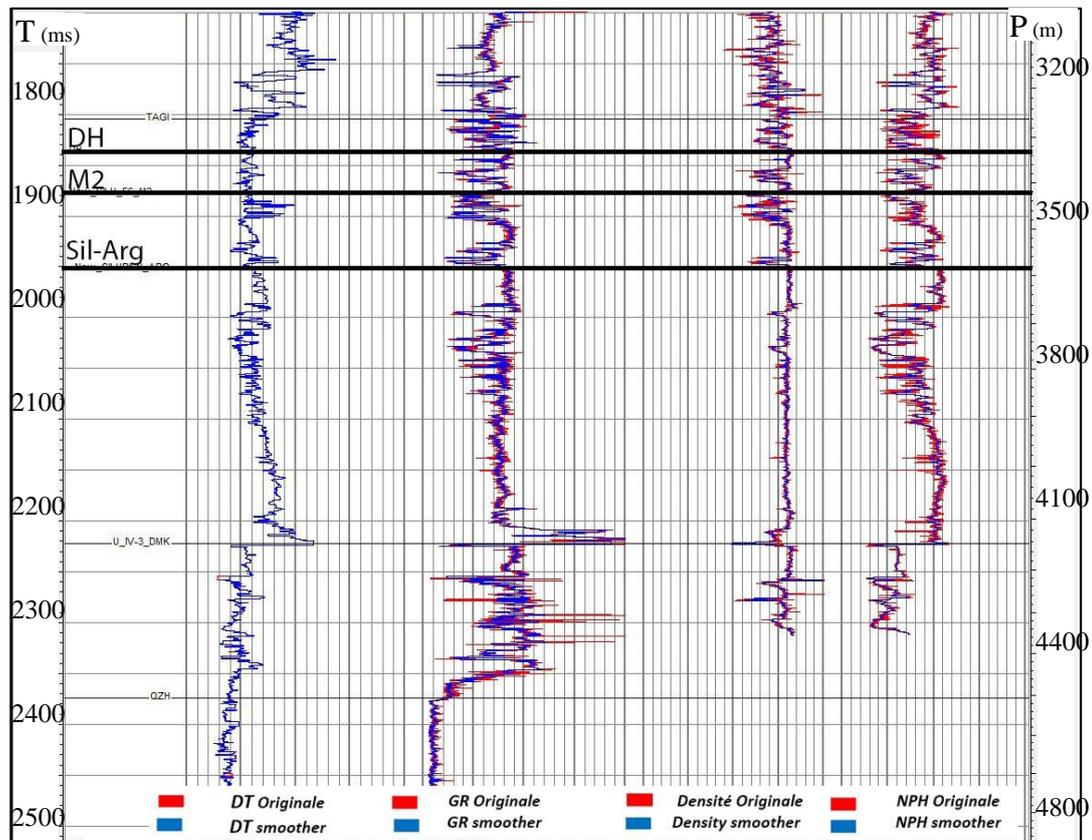


Figure V.10 : Edition des logs pour le puits-1.

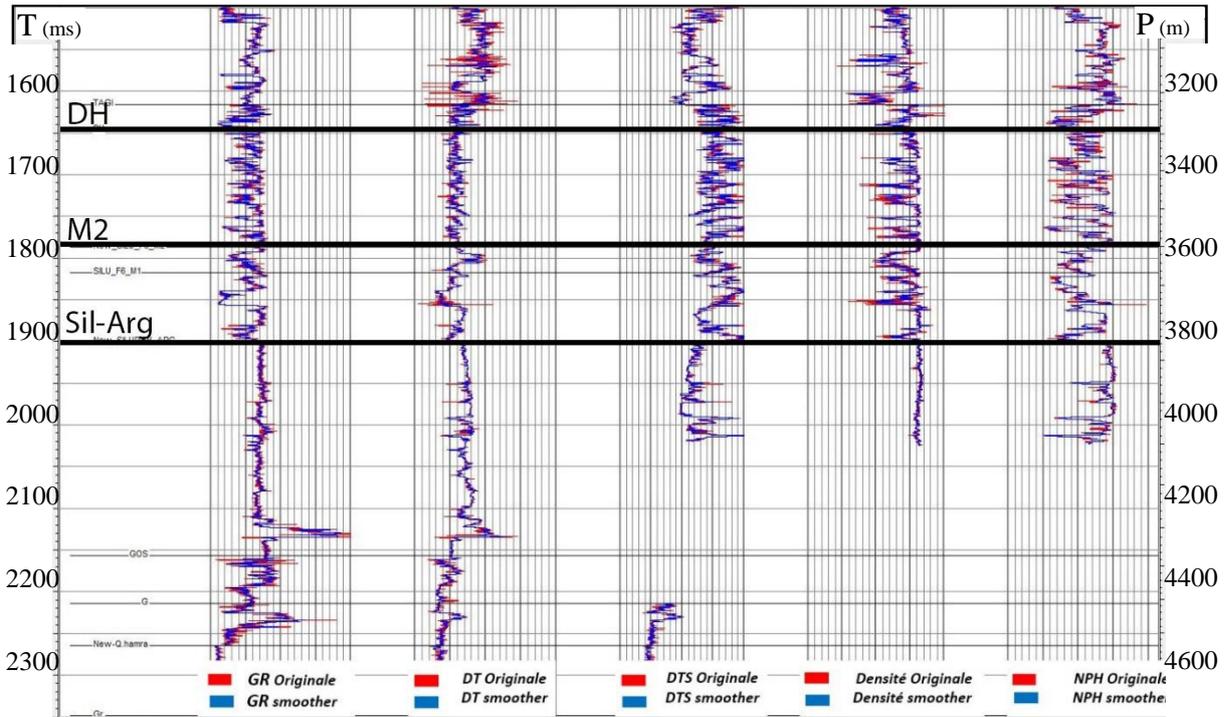


Figure V.11 : Edition des logs pour le puits-2.

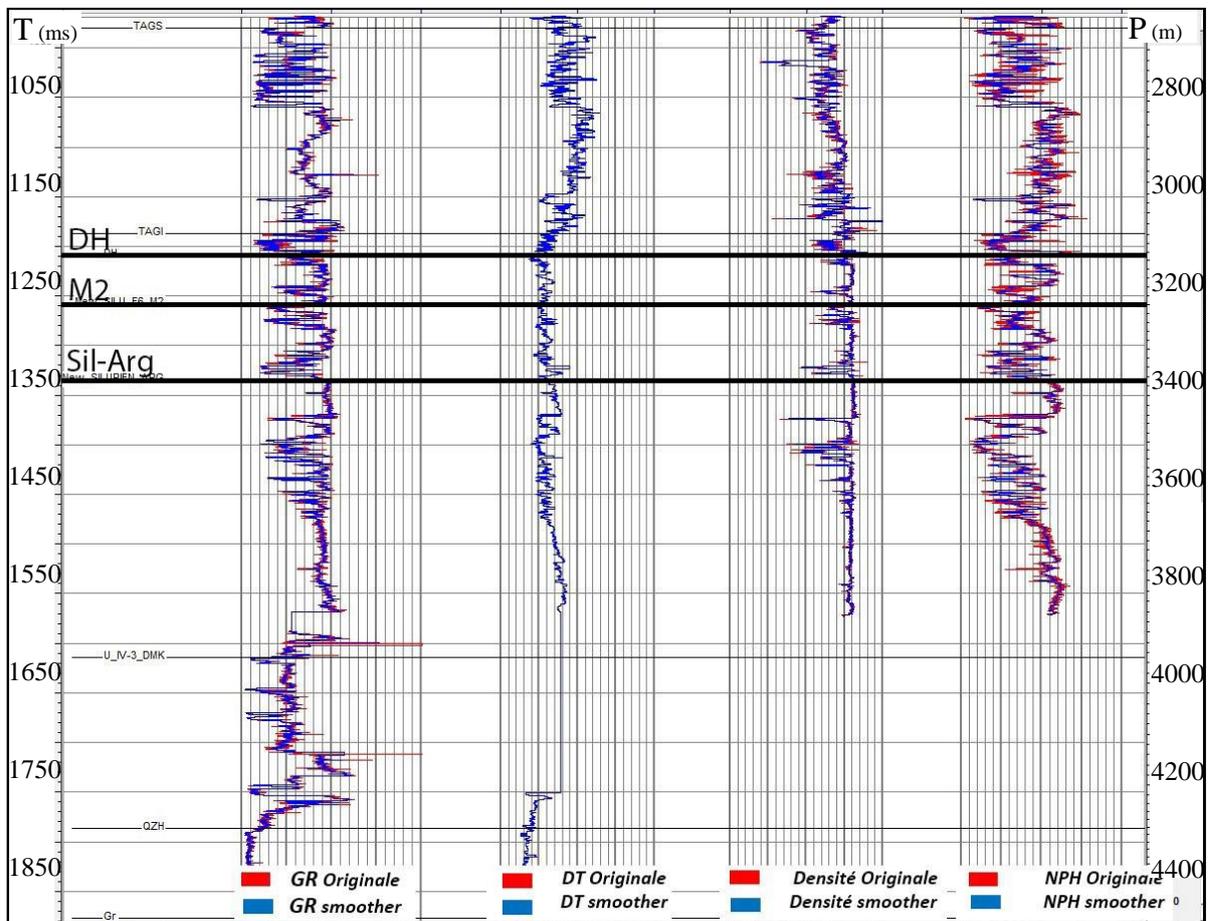


Figure V.12 : Edition des logs pour le puits-3.

### V.3.2.3 Génération des logs :

L'inversion stratigraphique nécessite la présence des enregistrements diagraphiques ( $V_p$ ,  $V_s$ ,  $\rho$ ) sur toute la hauteur du réservoir. En l'absence d'enregistrements (de mesures), ces logs ont été, donc générés.

Le log **shear-wave** a été généré à partir de l'équation de **Castagna** ( $V_s = aV_p + b$ ).

#### L'équation de Castagna avec des paramètres calibrés :

Afin de déterminer les coefficients  $a$  et  $b$  de l'équation de Castagna, on a procédé respectivement à des tests sur le réservoir F6.

La détermination des coefficients s'opère de la manière suivante :

- Etablir un Cross plot  $V_p$  versus  $V_s$  sur le deuxième puits.
- Définir les deux différentes équations de la forme  $V_s = aV_p + b$  (pour les grés et les argiles).
- Comparer le log estimé avec le log initial (analyse Cross plot et comparaison des courbes).
- Détermination des paramètres  $a$  et  $b$  qui permet de générer les logs S-wave pour le réservoir F6 dans les puits-1, puits-3.

#### V.3.2.3.1 Etablissement du Cross-plot :

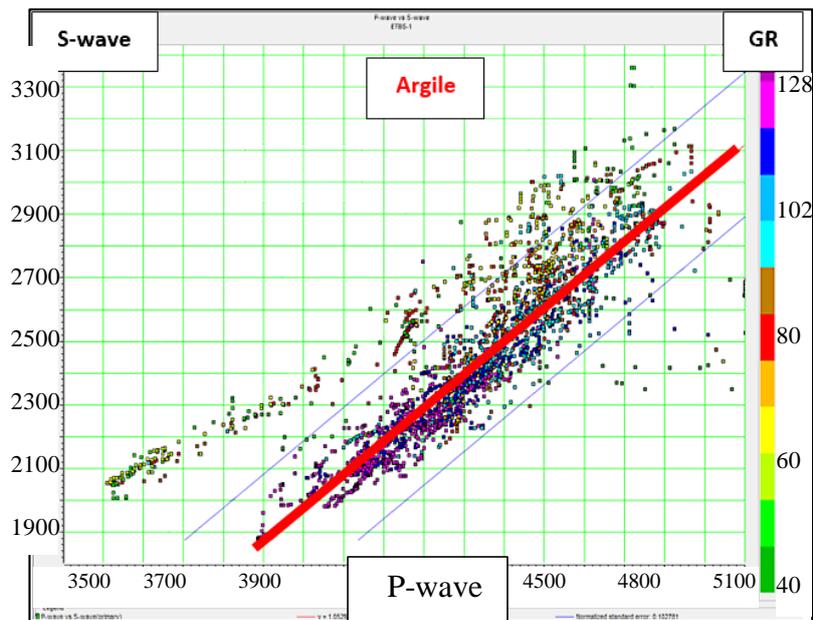


Figure V.13 : Cross-plot  $V_p$  vs  $V_s$  dans le puits-2 (Argile).

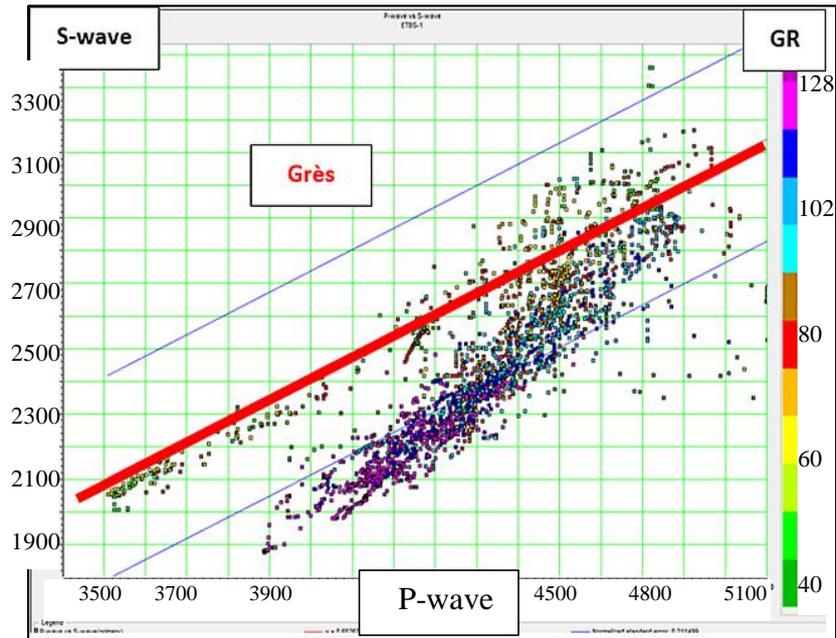


Figure V.14 : Cross-plot  $V_p$  vs  $V_s$  dans le puits-2 (Grès).

### V.3.2.3.2 Définition des deux équations :

On observe sur les **Figures V.13 et V.14** une bonne discrimination entre les grès et les argiles permettant de définir deux relations linéaires :

$$\text{Grès : } V_s = 0.65 V_p - 185.755$$

$$\text{Argile : } V_s = 1.05 V_p - 2251.8$$

### V.3.2.3.3 Comparaison du log estimé avec le log initial :

La comparaison du log généré avec le log original montre une bonne corrélation (**Figure V.15**).

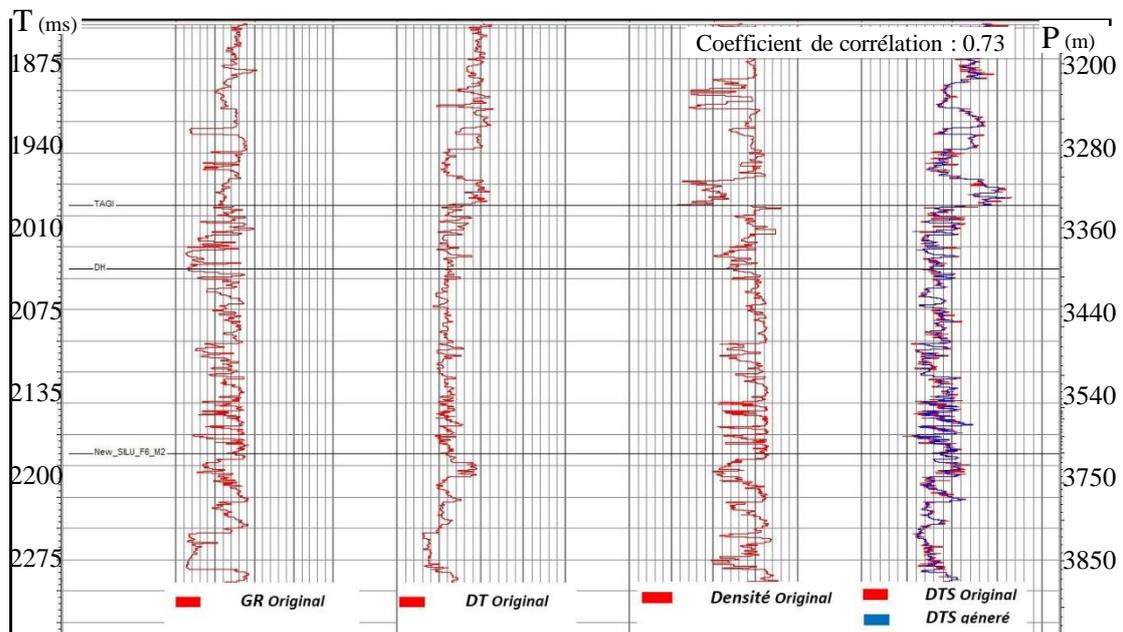


Figure V.15 : Comparaison du log  $V_s$  Généré avec le log  $V_s$  original dans le puits-2.

Un Cross-plot GR versus  $V_s$  a été réalisé pour le log original et le log généré (**Figure V.16**).

Une très bonne correspondance a été obtenue lors de la comparaison des deux Cross-plot, ce qui confirme la fiabilité du choix des paramètres  $a$  et  $b$ .

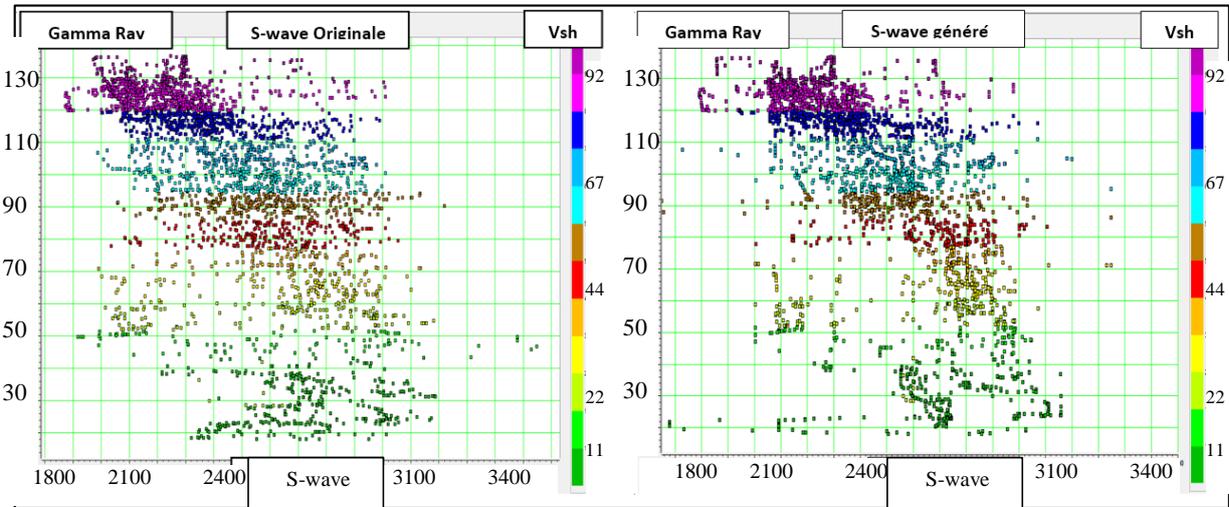


Figure V.16 : Cross-plot  $V_s$  vs GR généré et original, dans le puits-2.

Et enfin le Cross-plot de  $V_p$  versus  $V_s$  montre une bonne discrimination entre les grés et les argiles ce qui valide le processus d'estimation du log  $V_s$  effectué pour les puits-1 et puits-3.

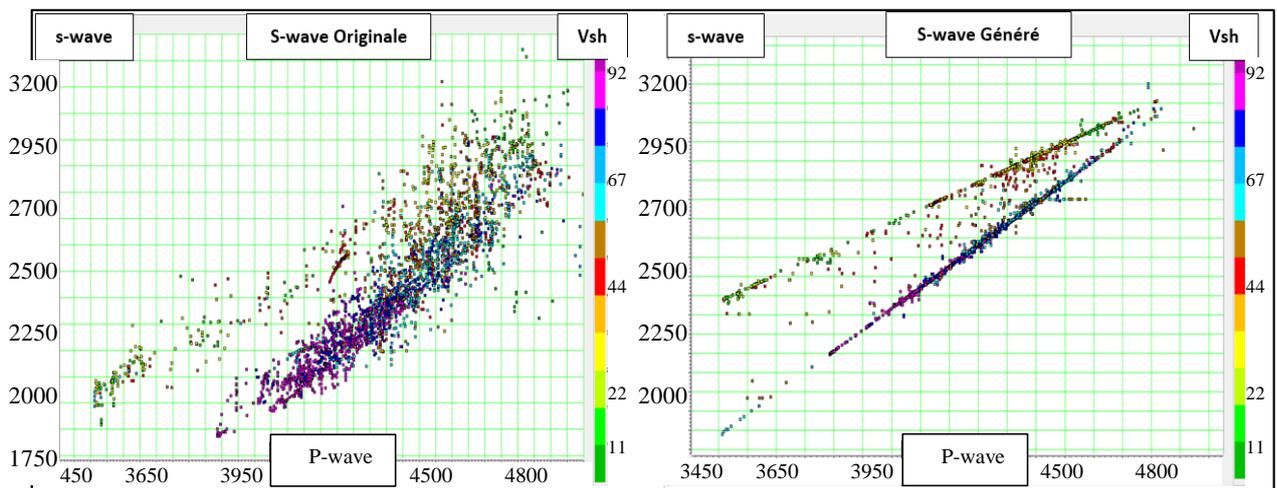


Figure V.17 : Cross-plot  $V_s$  vs  $V_p$  généré et original, dans le puits-2.

V.3.2.3.4 Génération du log  $V_s$  pour les puits-1 et puits-3 :

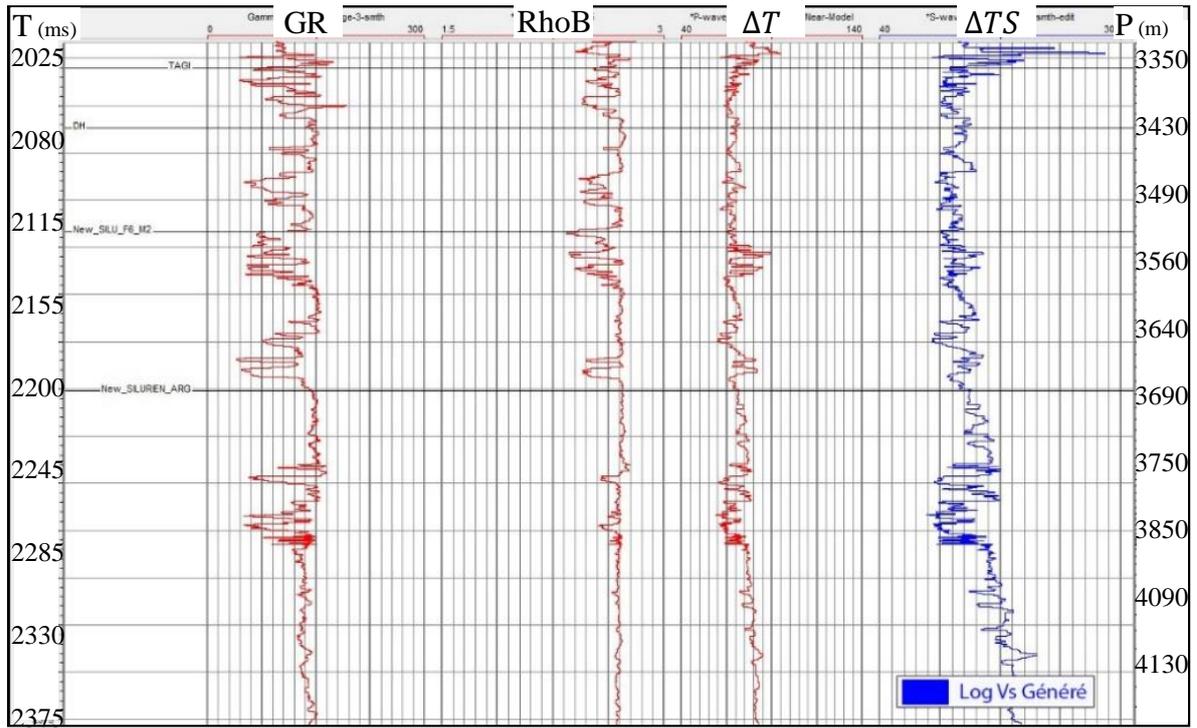


Figure V.18 : log  $V_s$  généré dans le puits-1.

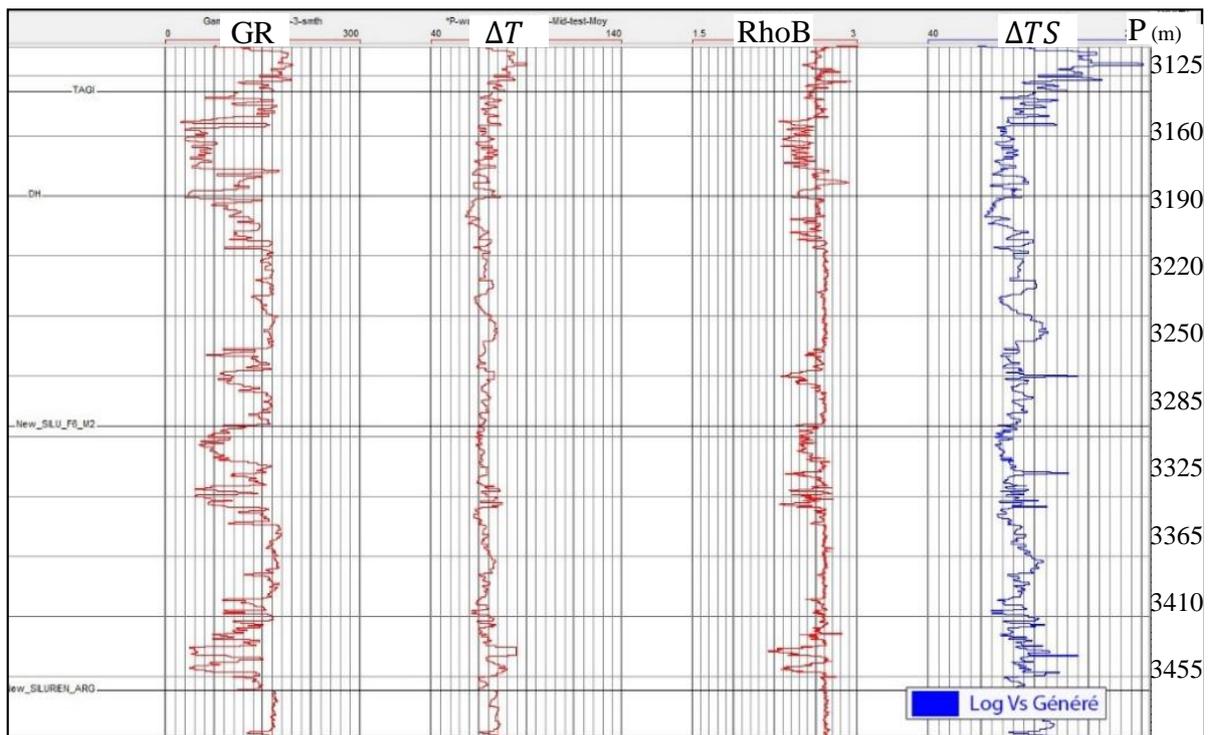


Figure V.19 : log  $V_s$  généré dans le puits-3.

### V.3.3 Les horizons sismiques de l'interprétation structurale :

Le but de l'interprétation structurale est définir le modèle structurale de l'étude à partir du volume sismique et des données de puits. Cette étude a été effectuée sur une station de travail sous la plateforme Geoframe.

Pour la cartographie des niveaux objectifs, trois horizons sismiques ont été suivis et corrélés à savoir :

- Discordance Hercynienne (DH).
- Le silurien F6-M2.
- Le silurien argileux.

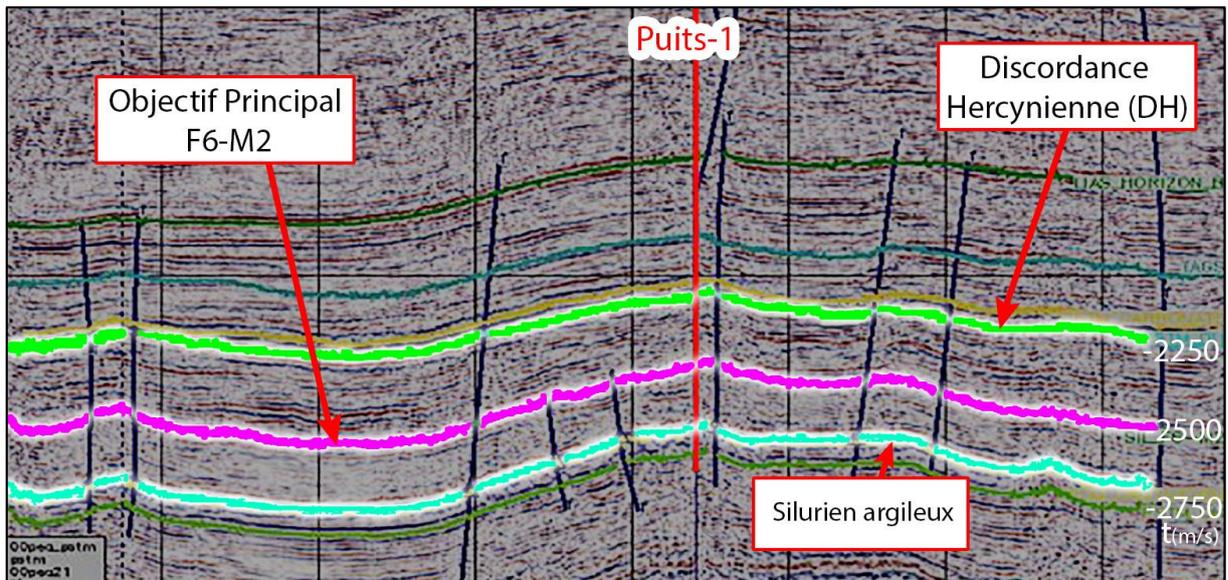


Figure V.20 : Résultat de l'interprétation structurale (section sismique).

## V.4 Corrélation puits/sismique (well tie) :

### V.4.1 Corrélation des puits pour les trois gammes d'angle :

Les figures V.21, V.22 et V.23 montre la corrélation au niveau de puits-1 obtenue pour les trois gammes d'angles (Near, Mid, Far) respectivement et qui représente un coefficient de corrélation qui varie entre 0.56 et 0.62.

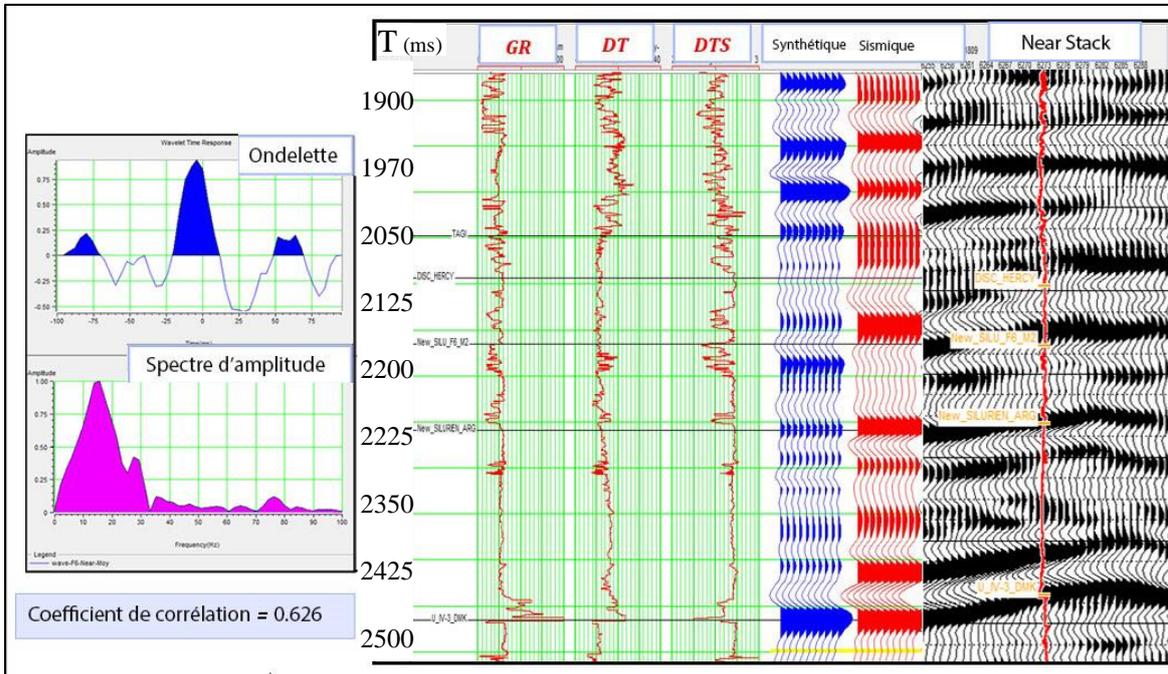


Figure V.21 : corrélation au niveau du puits-1 pour la gamme d'angle proche.

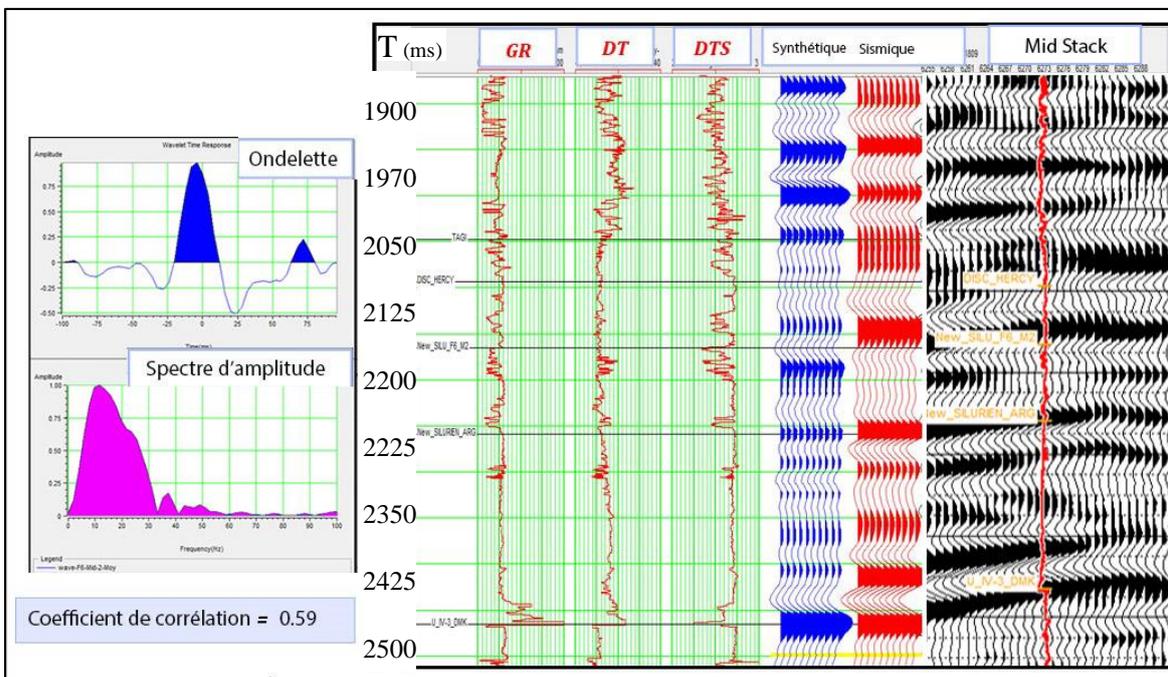


Figure V.22 : corrélation au niveau du puits-1 pour la gamme d'angle moyenne.

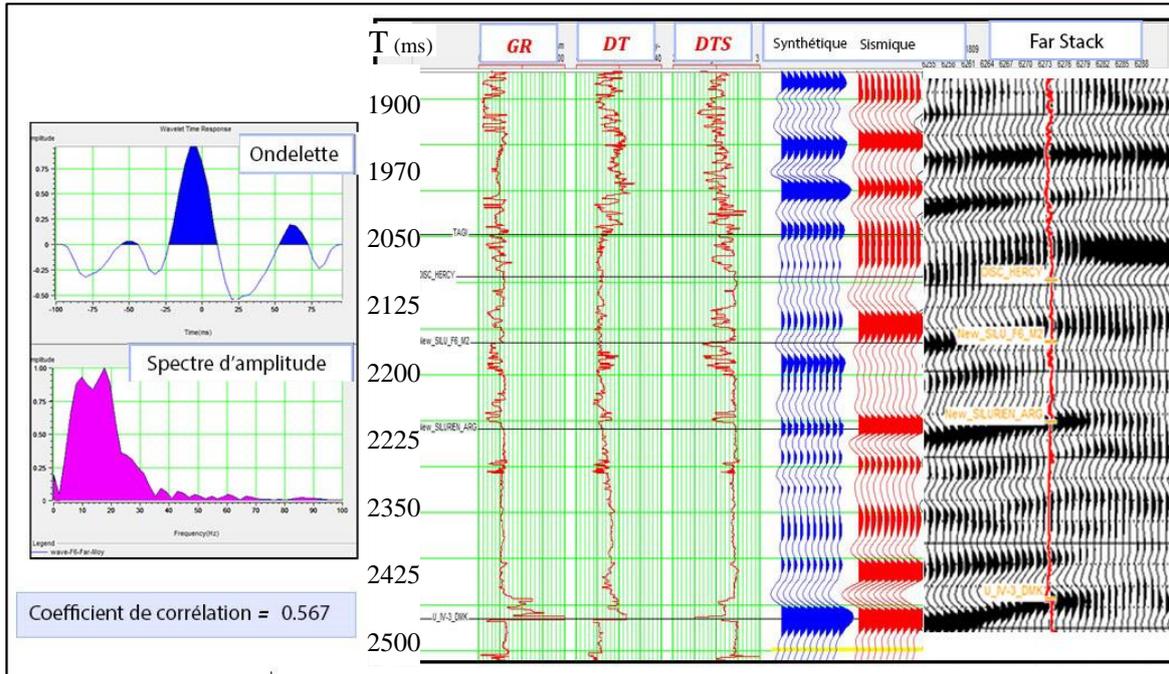


Figure V.23 : corrélation au niveau du puits-1 pour la gamme d'angle éloignée.

Trois ondelettes moyennes (Near-Middle-Far) sont donc extraites (**Figure V.24**) :

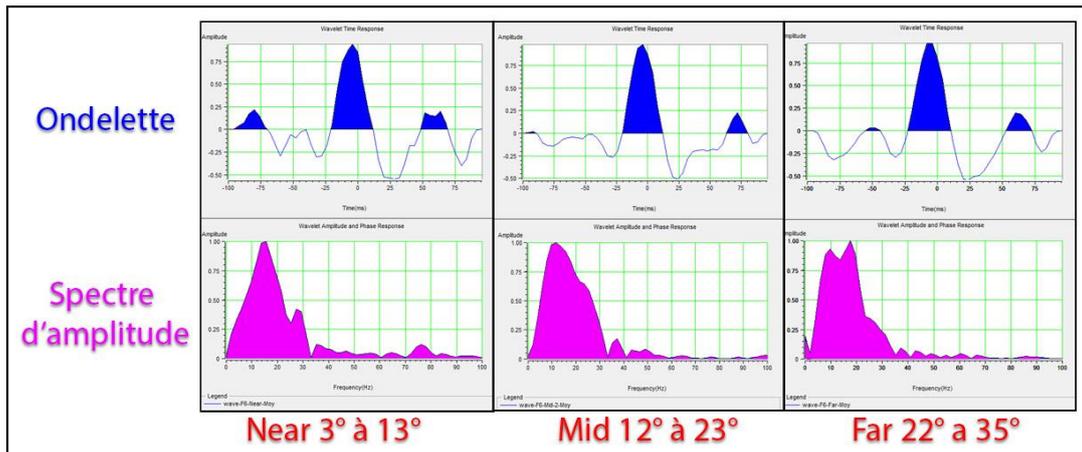


Figure V.24 : Les ondelettes : near, mid, far.

## V.5 Génération du modèle initial :

Le modèle initial du réservoir F6 a été obtenu en propageant les valeurs des logs  $Z_p$ ,  $Z_s$  et  $\rho$  le long des horizons sismiques interprétés à savoir : la discordance Hercynienne, le réservoir M2 et le silurien argileux.

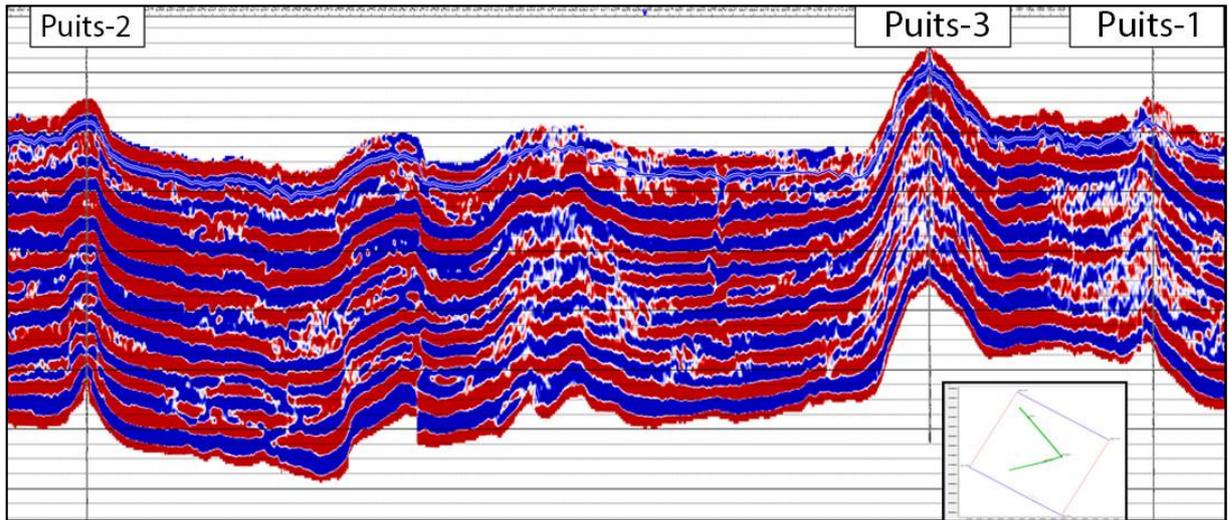


Figure V.25 : composite line (ligne passe par les trois puits).

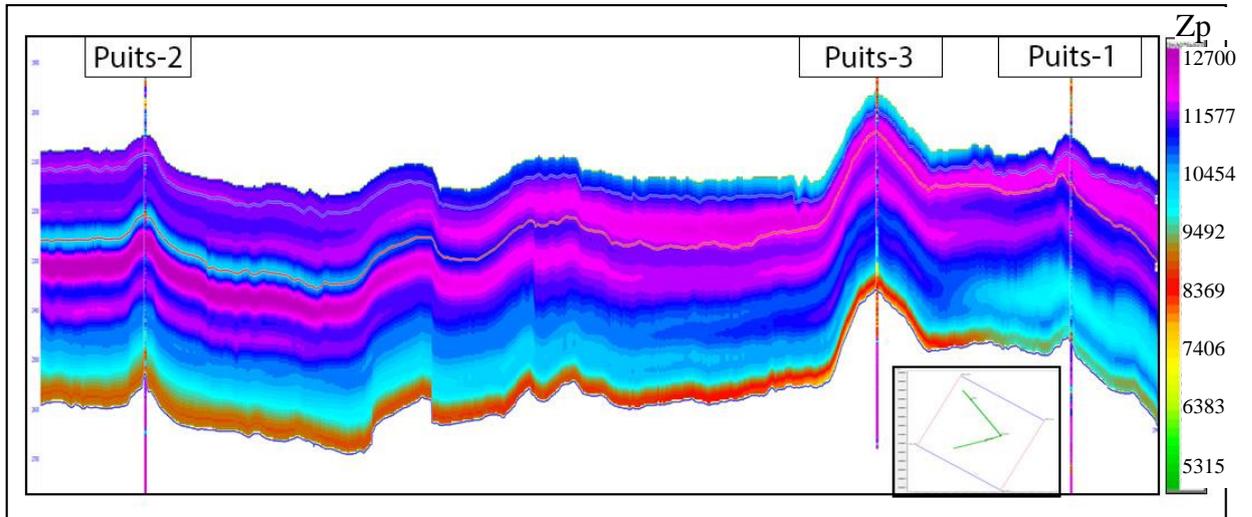


Figure V.26 : Modèle de l'impédances-acoustique ( $Z_p$ ).

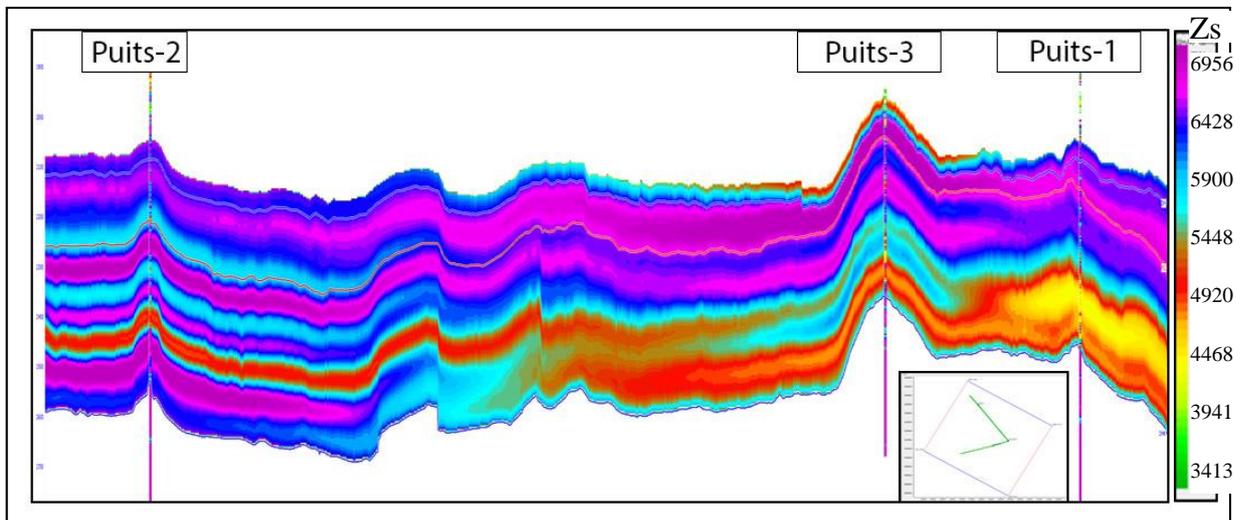


Figure V.27 : Modèle de l'impédance des ondes de cisaillement ( $Z_s$ ).

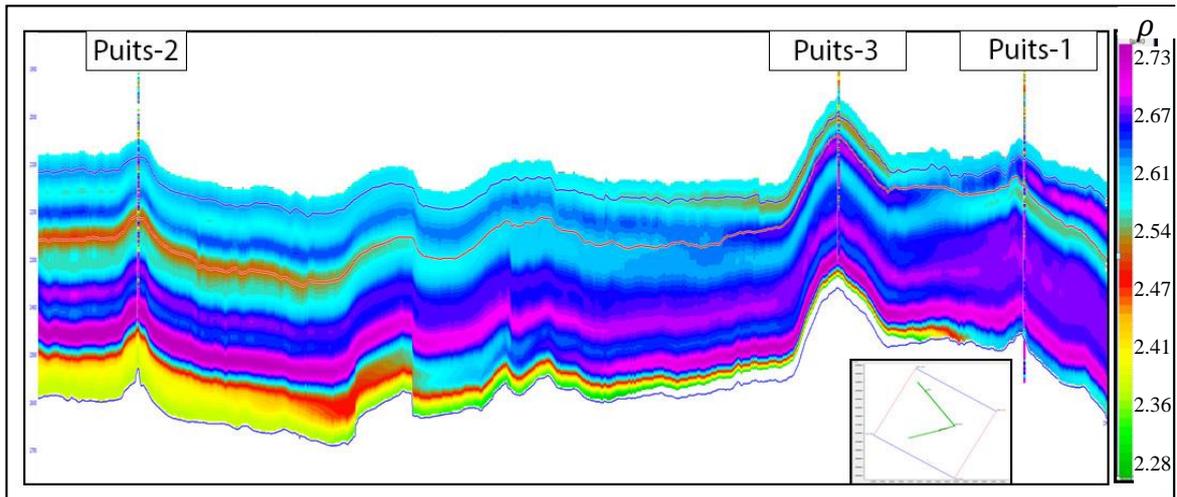


Figure V.28 : Modèle de densité ( $\rho$ ).

## V.6 Analyse des paramètres d'inversion au niveau des puits :

Pour une meilleure estimation des paramètres associés à l'algorithme (H-R STRATA), on commence par l'application de l'inversion au niveau de chaque puits. Les paramètres d'inversion déterminés au niveau des puits sont :

$$K = 1.27 \quad K_c = -3.14 \quad m = 0.26 \quad m_c = -1.49 \quad \text{Nombre de itération} = 10.$$

On fait alors des contrôles de qualité afin d'analyser les paramètres avant de procéder à l'inversion du volume.

### V.6.1 Contrôle au niveau des puits :

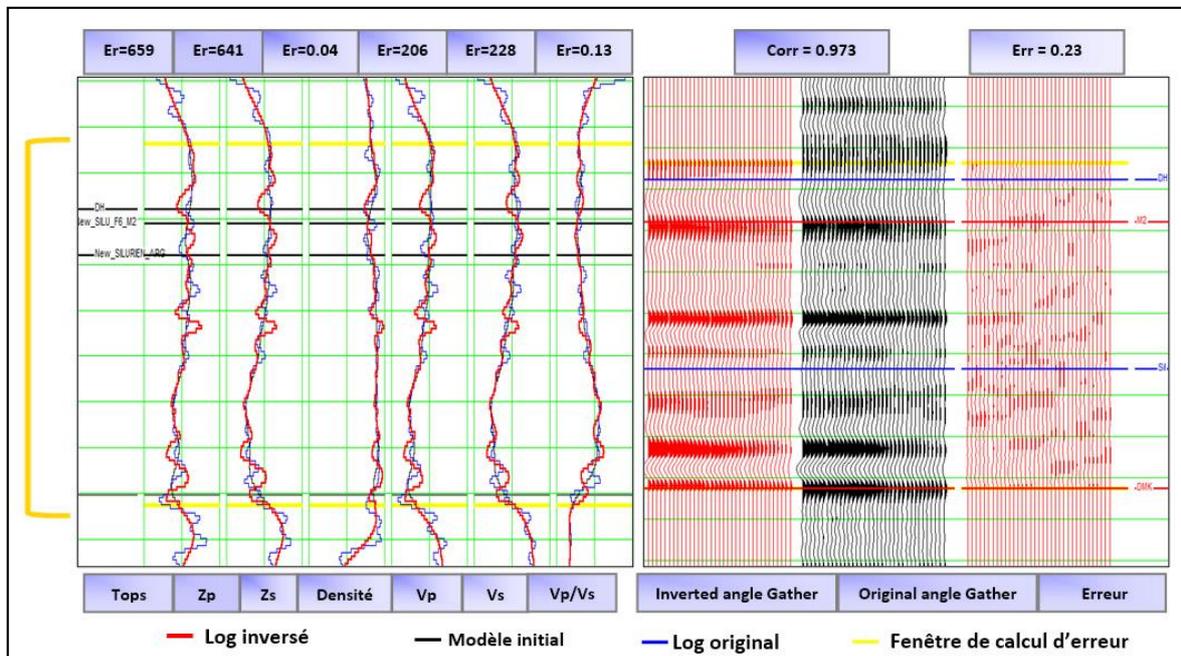


Figure V.29 : Erreur entre l'angle Gather inversé et l'angle Gather original, puits-1.

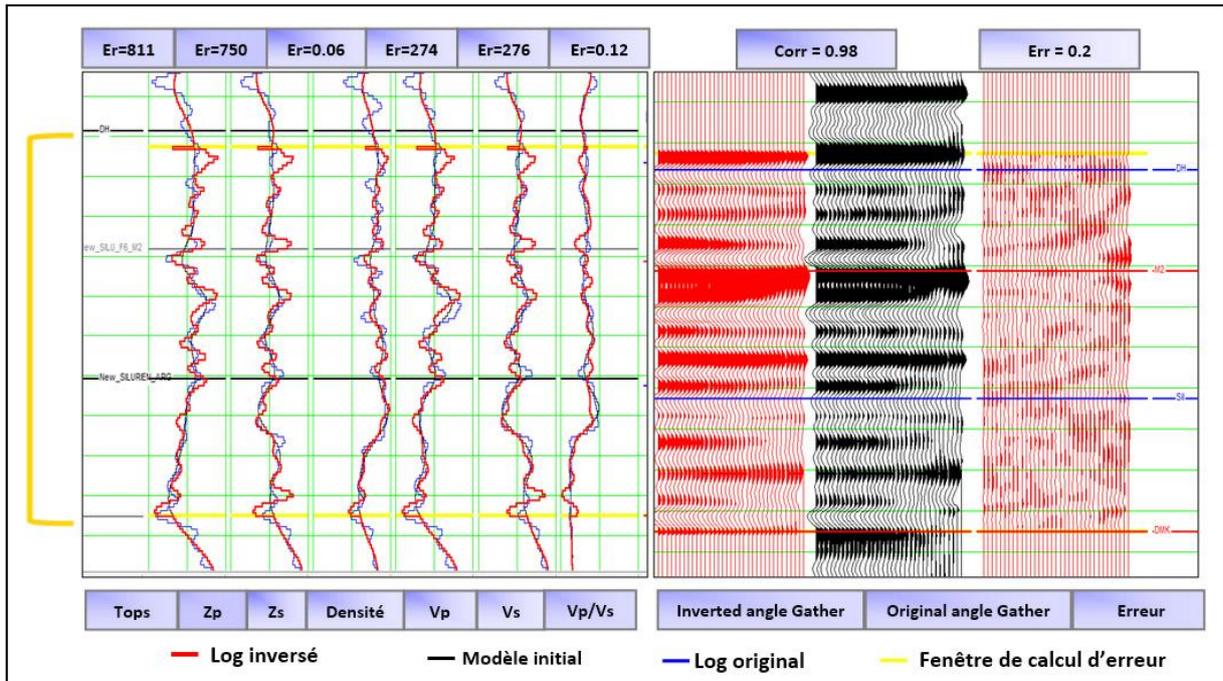


Figure V.30 : Erreur entre l'angle Gather inversé et l'angle Gather original, puits-2.

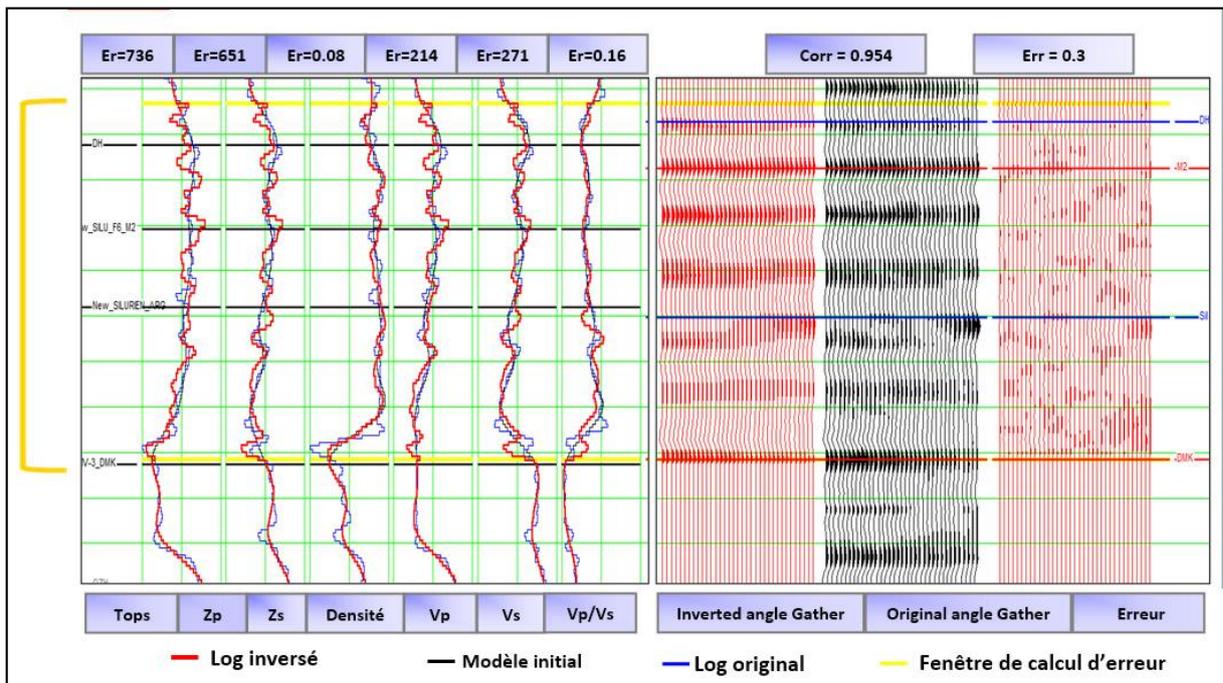


Figure V.31 : Erreur entre l'angle Gather inversé et l'angle Gather original, puits-3.

### V.6.2 Contrôle à partir des diagrammes :

On observe une bonne corrélation totale avec faible erreur synthétique.

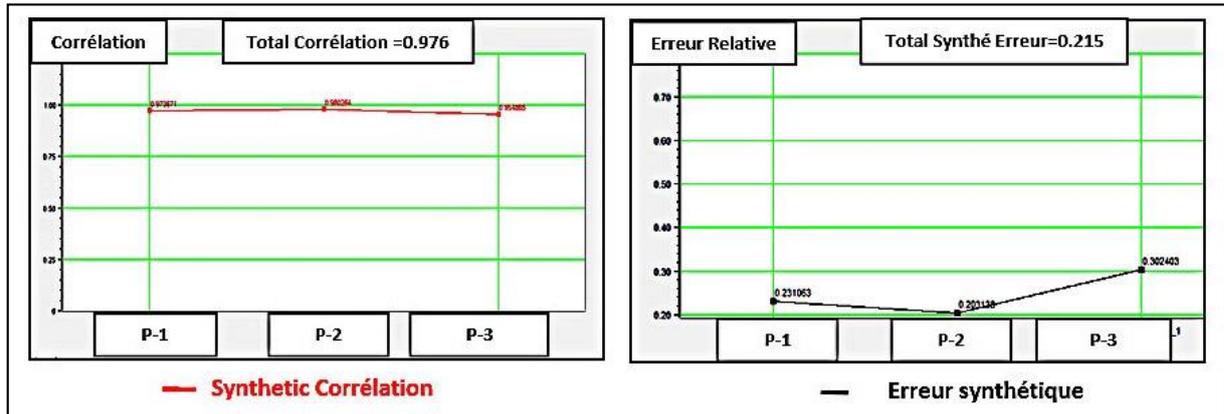


Figure V.32 : contrôle de qualité à partir des diagrammes.

## V.7 Inversion du volume sismique :

Les volumes calculés par l'inversion sont :

- Le volume d'impédances-acoustique ( $Z_p$ )
- Le volume d'impédance des ondes de cisaillement ( $Z_s$ )
- Le volume densité ( $\rho$ )
- Les volumes LMR ( $\lambda, \mu, \rho$ ) et le rapport  $V_p/V_s$

### V.7.1 Résultat de l'inversion sur une ligne arbitraire :

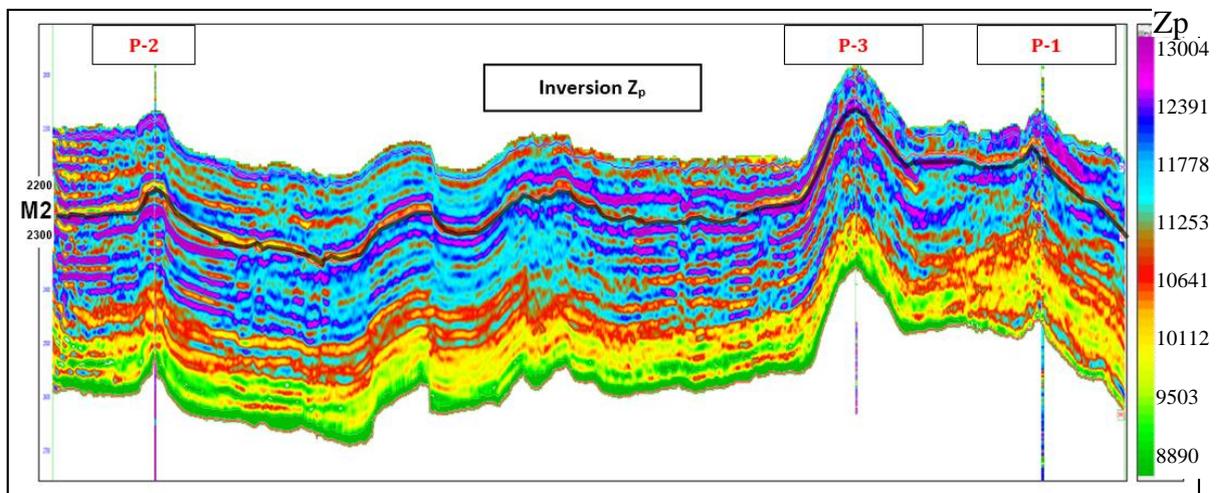


Figure V.33 : résultats d'inversion de l'impédance ( $Z_p$ ).

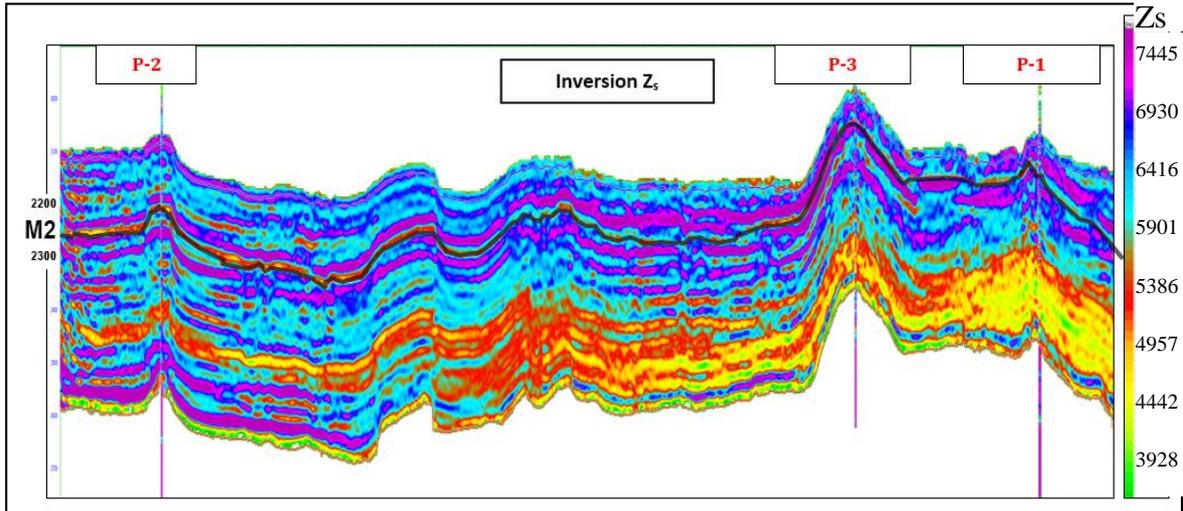


Figure V.34 : résultats d'inversion de l'impédance des ondes de cisaillement ( $Z_s$ ).

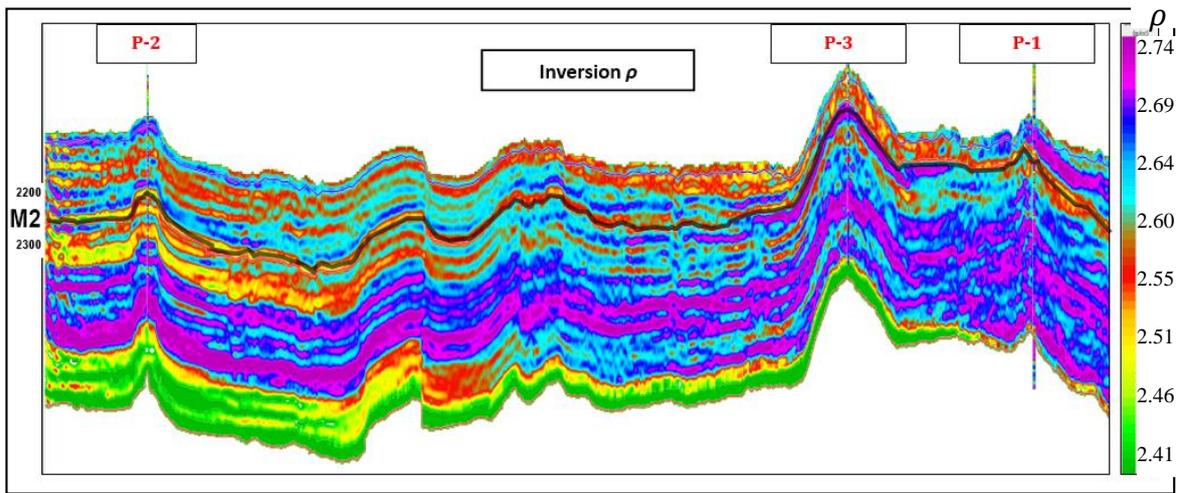


Figure V.35 : résultats d'inversion de densité ( $\rho$ ).

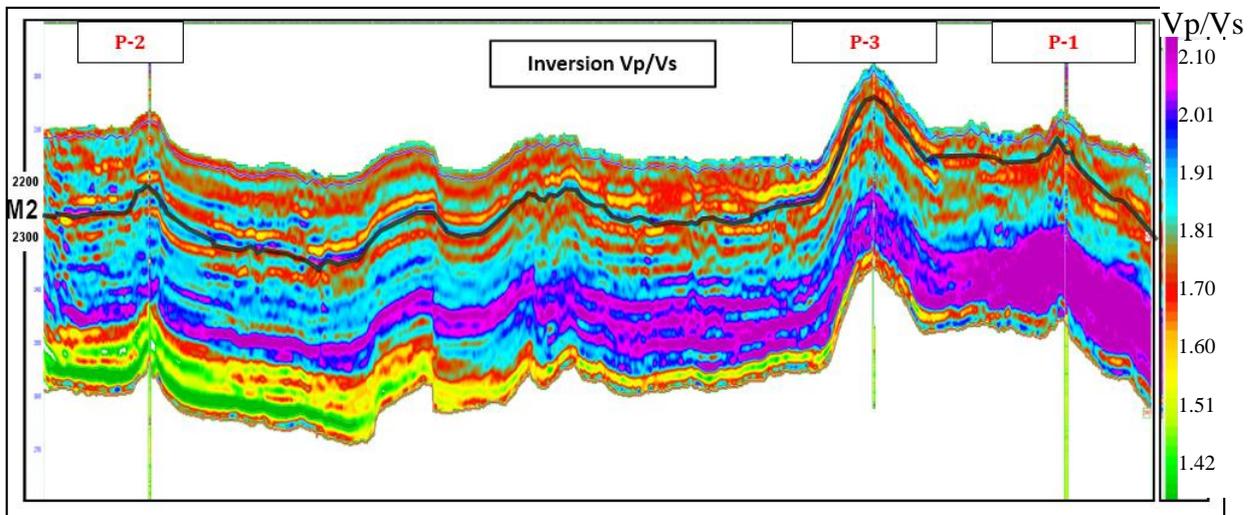


Figure V.36 : Résultats d'inversion de  $V_p/V_s$ .

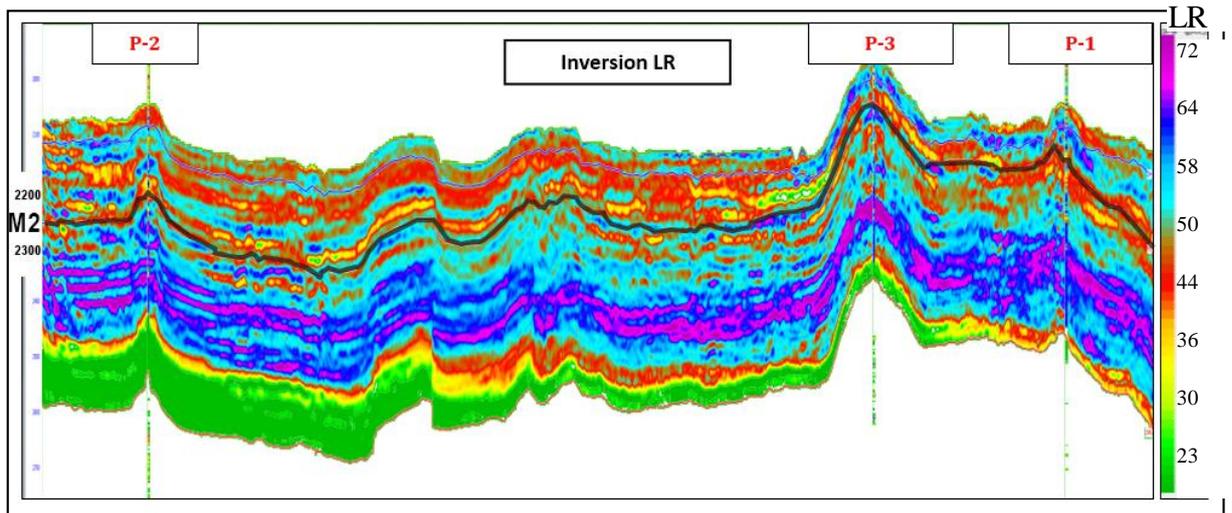


Figure V.37 : Résultats d'inversion de Lambda-Rho.

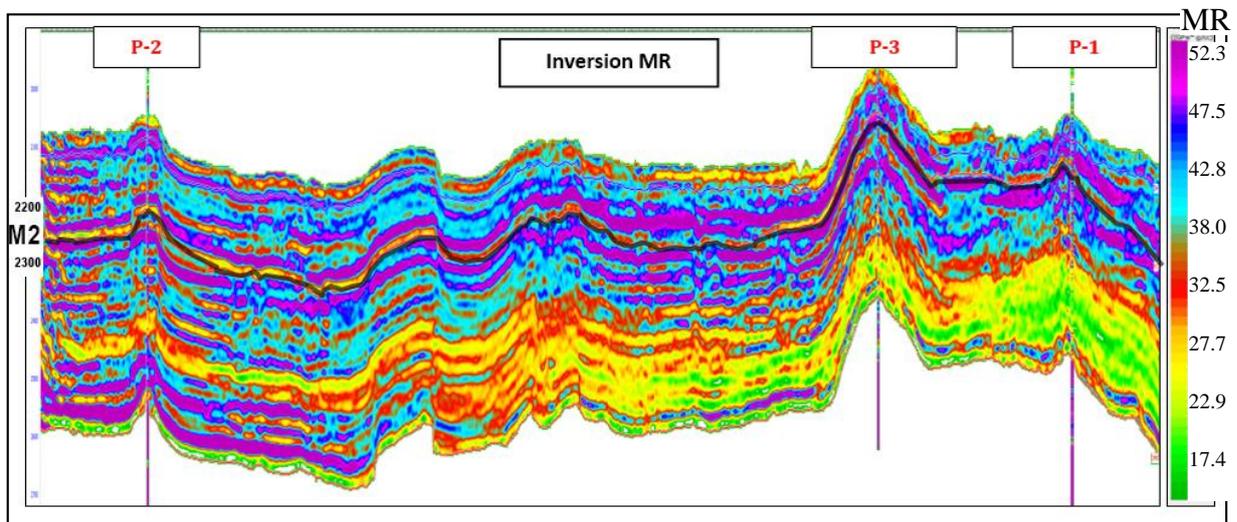


Figure V.38 : Résultats d'inversion de Mu-Rho.

## V.8 Interprétation des résultats :

L'unité M2 du réservoir F6 a donné des résultats pétroliers intéressants aux environs du puits P-1, ceci est conforté par les valeurs obtenues de densité, du rapport  $V_p/V_s$ , du LR et du MR.

- Le rapport  $V_p/V_s$  est un bon indicateur du gaz, car il est lié au coefficient de poisson, une faible valeur indique alors la présence du gaz.
- L'attribut sismique  $\lambda\rho$  représente l'incompressibilité lié directement au fluide, montre de faibles valeurs au niveau de puits P-1. Ce qui confirme la présence d'un fluide compressible (**Gaz**).
- La présence du gaz est confirmée aussi par la chute des vitesses  $V_p$ .
- L'attribut  $\mu\rho$  est lié à la matrice de la roche (partie solide), une valeur élevée indique donc que la roche est compacte (**Grès**).

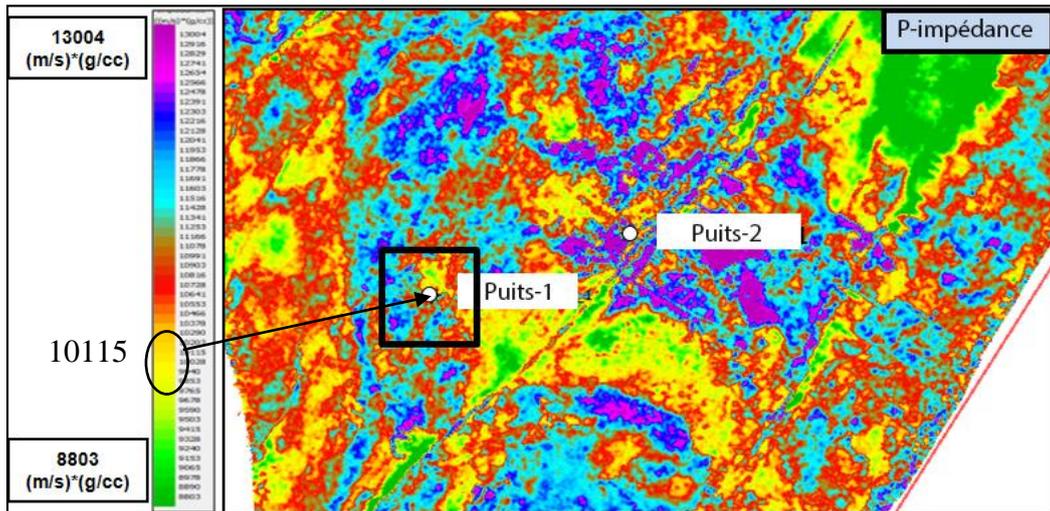


Figure V.39 : slice d'attribut d'impédance des ondes longitudinales au niveau du Top de réservoir M2.

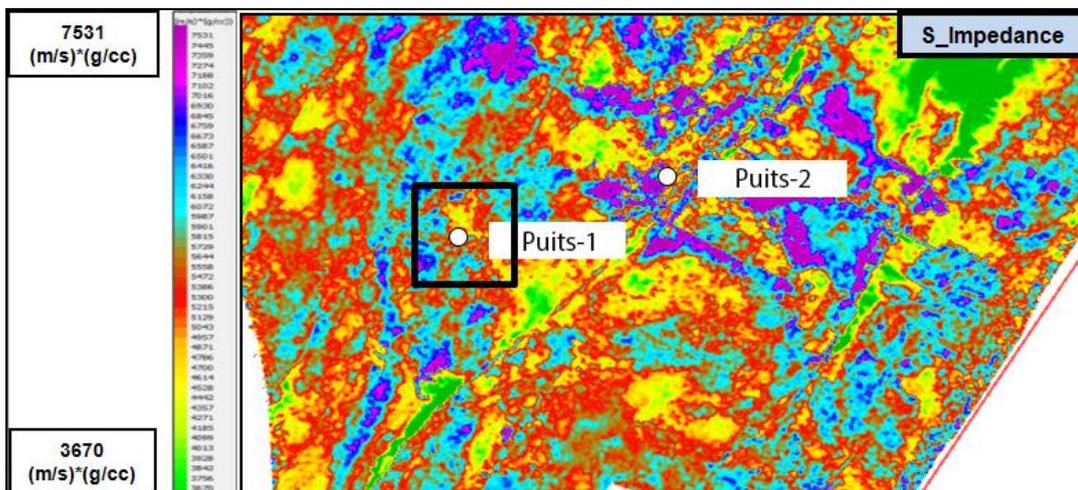


Figure V.40 : Slice d'attribut d'impédance des ondes transversales au niveau du Top de réservoir M2.

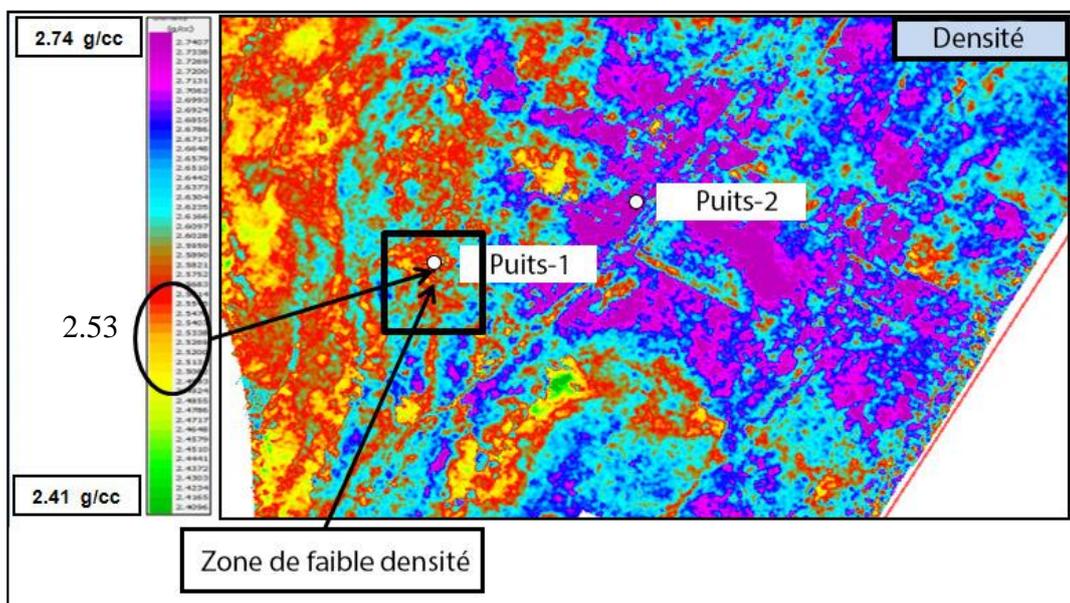


Figure V.41 : Slice d'attribut de densité globale au niveau du Top de réservoir M2.

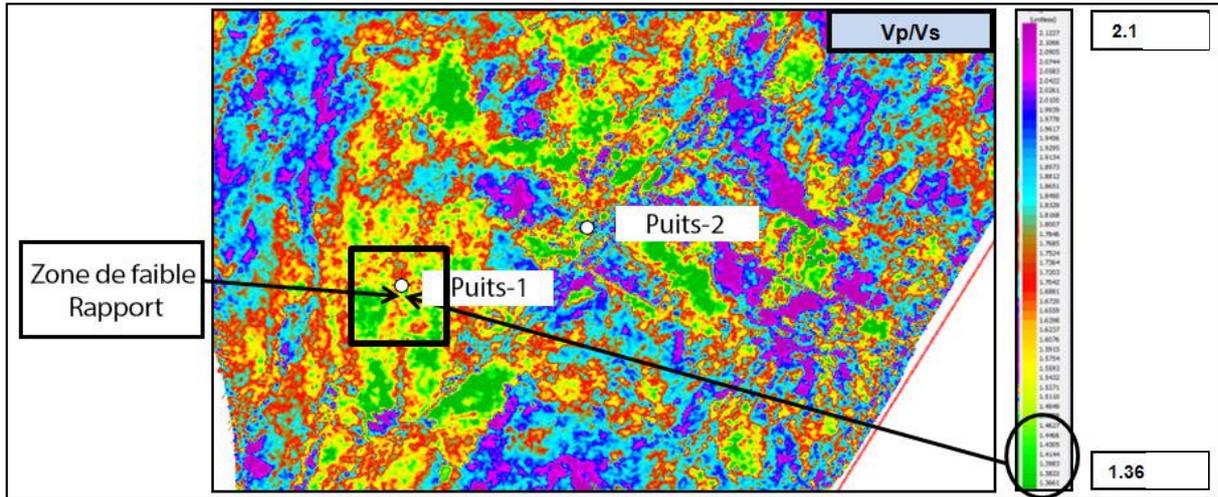


Figure V.42 : Slice d'attribut du rapport  $V_p/V_s$  au niveau du Top de réservoir M2.

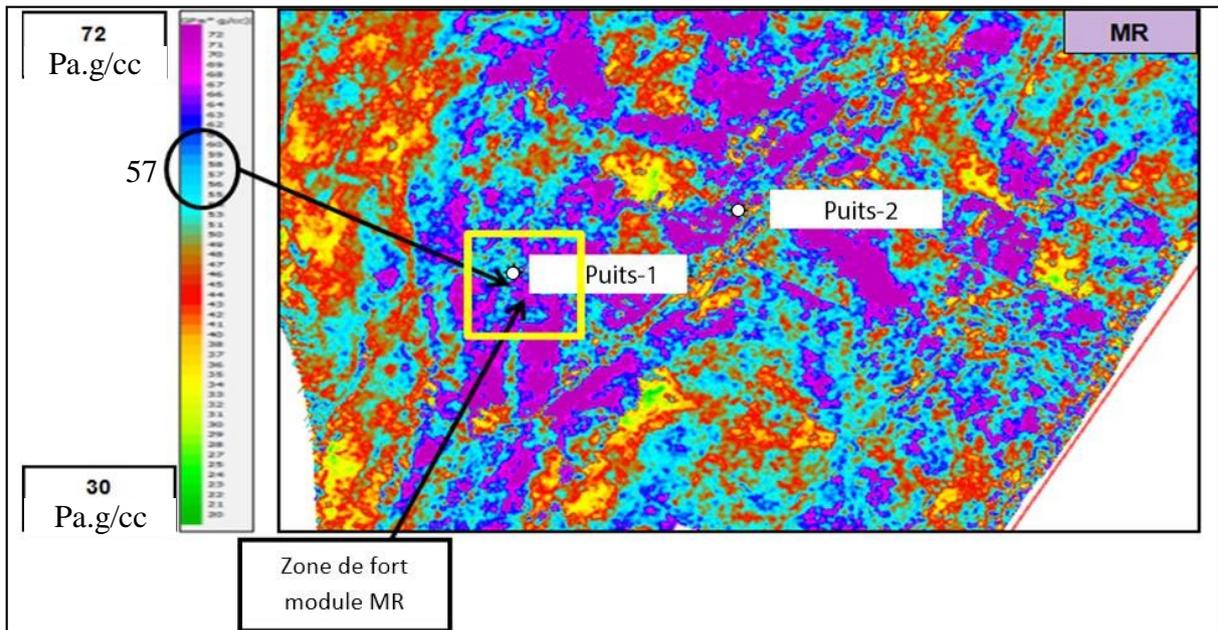


Figure V.43 : Slice d'attribut  $\mu$  au niveau du Top de réservoir M2.

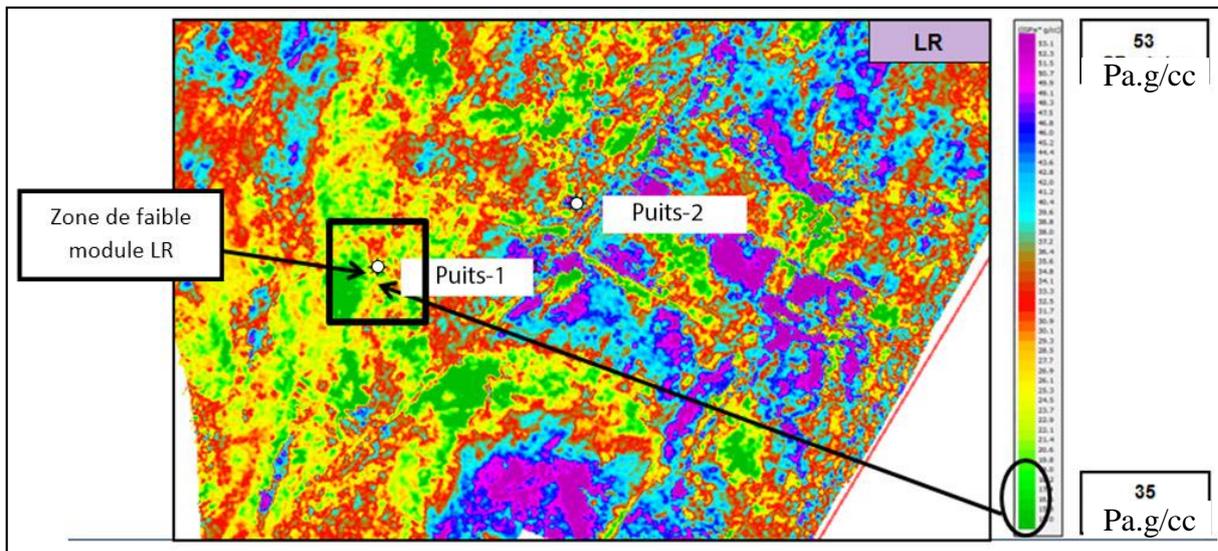


Figure V.44 : Slice attribut  $\lambda\rho$  au niveau du Top de réservoir M2.

## **V.9 Conclusion :**

L'inversion simultanée (pré-stack) a permis d'obtenir la répartition des impédances acoustiques  $Z_p$  et  $Z_s$  et de la densité au niveau de notre réservoir F6 (unité M2), ce qui permet de bien identifier les zones productives, de mieux connaître la lithologie et de confirmer la présence des fluides.

Ces résultats sont présentés par une ligne arbitraire (qui passe par les trois puits), et par un 'horizon slice' : une coupe qui passe par le toit du réservoir afin de mieux visualiser les variations latérales des paramètres étudiés.

Les données des puits au niveau de réservoirs F6 sont en majorité enregistrées, associées à de très bon résultats de calages puits-sismiques, ce qui a permis d'obtenir des résultats d'inversion de très bonne qualité.

Les résultats obtenus ont confirmé la présence de gaz dans le puits-1, sachant que le puits-1 est déjà productif de gaz, cela veut dire que le processus d'inversion est fiable pour ce puits. Néanmoins on peut généraliser l'inversion pour les zones adjacentes.

# Conclusion générale

## Conclusion Générale

L'inversion simultanée des données sismiques 3D avant sommation est un outil très puissant dans la caractérisation des réservoirs. Elle nous permet d'estimer les propriétés élastiques d'un réservoir ( $V_p$ ,  $V_s$  et  $\rho$ ), puis de prévoir la répartition lithologique et le contenu en fluide probable dans le réservoir. En utilisant comme données d'entrées : les données sismiques, les données de puits et l'interprétation structurale des horizons ciblés. Donc si la qualité des inputs est bonne avec un bon traitement et conditionnement : nous pouvons dire que l'inversion simultanée pré-stack est la plus appropriée comparant avec les autres types d'inversion grâce au résultat riche en attributs sismiques.

Notre étude est une analyse des différents attributs sismiques combinés ( $\lambda\rho$ ,  $\mu\rho$  ...). Ces attributs sont les résultats obtenus à partir de l'inversion simultanée des données sismique 3D, et ce pour caractériser le réservoir silurien du bassin de Berkine et rechercher une éventuelle présence d'hydrocarbures.

La confirmation de la présence du gaz dans le puits-1 au niveau du réservoir Silurien F6-M2, veut dire que notre inversion est plus ou moins fiable et peut être utilisée pour proposer des forages dans d'autres zones qui ont les mêmes caractéristiques que les zones productives, et peuvent contenir des hydrocarbures.

Cependant, les résultats obtenus par l'inversion sismique simultanée reste une probabilité ce qui exige l'intégration des autres techniques d'investigation en géophysique (une étude AVO par exemple) afin d'assurer que l'interprétation quantitative du réservoir est assez acceptable.

## Bibliographie

- [1] Allen, J. L. & Peddy, C. P., 1993. *Amplitude Variation With Offset : Gulf Coast Case Studies*. Ed: Geophysical Development Series, SEG.
- [2] Bachta, M., 2005. *Corrections statiques*. IAP éd. s.l.:s.n.
- [3] Benhama, A., 2000. *Traitement sismique, (partie 1)*. Ed: Département géophysique, IAP.
- [4] Brian, H. & Russell, 1988. *Introduction to Seismic Inversion Methods*. Tulsa, Oklahoma, USA: Society of Exploration Geophysists.
- [5] Chapellier, D. & Mari, J.-L., s.d. *Principes de base*. IFP: Université de Lausanne.
- [6] Charles, C., 2014. Introduction aux problèmes inverses. *Université de Liège - Belgique*.
- [7] Chopra, S. & Castagna, J. P., 2014. *AVO*. Tulsa, Oklahoma, USA: Investigation in Geophysics No.16, SEG.
- [8] Chouteau, M. & Giroux, 2005. *géophysique appliquée II, Méthodes sismiques*. Ed: Ecole polytechniques de France.
- [9] Djeddi, M., Avril 2014 . *vitesse et propriétés petrophysiques (propriété mécanique des roches)*. 13pp, 02 figures: Laboratoire de Physique de la Terre, Université M'Hamed Bougara de Boumerdes - Algérie.
- [10] Djeddi, M., Avril 2014. *Impédance Acoustique en sismique (Pseudo-Log d'impédance acoustique)*. 05pp, 01 figure: Laboratoire de Physique de la Terre, Université M'Hamed Bougara de Boumerdes - Algérie.
- [11] Djeddi, M., Mai 2014. *Paramètres élastiques des roches*. 09pp, 03 figures, 02 tableaux: Laboratoire de Physique de la Terre, Université M'Hamed Bougara de Boumerdes - Algérie.
- [12] Djeddi, M., Nov 2013. *Divergence sphérique et absorption des ondes sismiques*. 11pp, 6 figures: Laboratoire de Physique de la Terre, Université M'Hamed Bougara Boumerdes - Algérie.

- [13] Esmaeili, S., 2016. *Influence of low frequencies on seismic impedance inversion*. Ed: University of Calgary.
- [14] Gary, M., Tapan, M. & Jack, D., 2009. *The Rock Physics Handbook*. Ed: Cambridge University Press.
- [15] Giroux, B., 2011. *Méthodes sismiques : Planification & design des levés de sismique réflexion terrestre*. Ed: Institut National de la Recherche Scientifique : Centre Eau Terre Environnement.
- [16] Goodway, B., Chen, T. & Downton, J., 1997. Improved AVO fluid detection and lithology discrimination using Lamé petrophysical parameters. *SEG*.
- [17] Grau, G., 1994. *Glossaire des principaux termes techniques de la prospection sismique*. Ed: Institut Française du Pétrole.
- [18] Hervé, P., 2012. *Géophysique Pétrolière*. Ed: Université de Pau et des pays de l'Adour.
- [19] John, A. S., Martin, L. S. & Sven, T., 2001. Introductory Geophysical Inverse Theory. *Samizdat Press*.
- [20] Lavergne, M., 1986. *Méthodes sismiques*. Ed: Editions Technip.
- [21] Mari, J.-L., Glangeaud, F. & Coppens, F., 2001. *Traitement du Signal pour Géologues et Geophysiciens*. Ed: Editions Technip.
- [22] Menke, W., 1984. Geophysical Data Analysis : Discrete inverse Theory. *ELSEVIER*.
- [23] Mrinal, K., 2006. Seismic Inversion. *SPE*.
- [24] Mrinal, S. & Paul, L., 1995. Global obtimization methods in geophysical inversion. *ELSIVIER*.
- [25] Nely, G., 1989. *Les séries à évaporites en exploration pétrolière*. Ed: Editions Technip.
- [26] Roel, S. & Jeannot, T., 1999. INVERSE PROBLEMS IN GEOPHYSICS. *Utrecht University - The Netherlands*.
- [27] Shemis, K., 2009. *Geophysics for Geologists*. Ed: AAPG-CUSC.

- [28] Sheriff, R. E., 1995. *Seismic exploration*. s.l.:s.n.
- [29] Sheriff, R. E., 2002. *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. 4e éd. Tulsa, Oklahoma, USA: Society Of Exploration Geophysists.
- [30] Sheriff, R. E. & Geldart, L., 1982. *Traite de prospection sismique*. Ed: Cambridge University Press.
- [31] Sonatrach & Shlumberger, 2007. *Well Evaluation Conferences*. s.l.:s.n.
- [32] Telford, W., s.d. *Applied Geophysics : Seismic Methods*. s.l.:s.n.
- [33] Touileb, H. & Djemai, A., 2009. *Modélisation et analyse AVO : Etude et application sur des données réelles*. Ed: IAP.
- [34] Veeken, P., 2007. *Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation*. Ed: Seismic Exploration (EL SEVIER).
- [35] Wang, Y., 2003. *Seismic Amplitude Inversion in Reflection Tomography*. Ed: Seismic Exploration (EL SEVIER).
- [36] Wang, Y., 2016. *Seismic inversion : Theory and Applications*. Wiley Blackwell.
- [37] Yilmaz, Ö., 2001. *Seismic data analysis : Processing, Inversion and Interpretation of seismic data*. 2e éd. Tulsa, Oklahoma, USA: Society Of Exploration Geophysists.

## Webographie :

- [38] <https://www.crewes.org/ResearchLinks/GraduateTheses/1999/Larsen-MSc-1999.pdf> (AVO Inversion by Simultaneous P-P and P-S Inversion).
- [39] <http://csegrecorder.com/articles/view/an-inversion-primer> (An Inversion Primer).
- [40] <http://csegrecorder.com/articles/view/the-old-and-the-new-in-seismic-inversion> (The old and the new in seismic inversion).
- [41] <http://csegrecorder.com/articles/view/seismic-inversion-the-best-tool-for-reservoir-characterization> (Seismic Inversion – The Best Tool for Reservoir Characterization).
- [42] [https://www.slb.com/resources/publications/industry\\_articles/oilfield\\_review/2008/or2008spr04\\_seismicinversion.aspx](https://www.slb.com/resources/publications/industry_articles/oilfield_review/2008/or2008spr04_seismicinversion.aspx) (Seismic Inversion : reading between lines).

## **Résumé :**

La caractérisation du réservoir nécessite forcément des techniques de traitement avancées. Parmi les outils les plus puissants pour la caractérisation d'un réservoir, on peut citer l'inversion simultanée avant sommation.

Cette étude présente une méthode de caractérisation de réservoir par les attributs issus de l'inversion des données sismiques. La méthode est appliquée sur des données réelles d'une région du bassin de Berkine (Ouest), Sud Algérien.

Afin de récupérer la distribution des différents paramètres pétrophysiques nécessaires à la caractérisation du réservoir, nous avons utilisé la technique d'inversion sismique simultanée avant sommation. Elle se base sur l'intégration de plusieurs types de données, à savoir : les données sismiques, les données de puits et l'interprétation structurale des horizons ciblés sous la forme d'un modèle cohérent pour déterminer les changements des paramètres du réservoir considéré.

Les résultats d'inversion conventionnelle sont caractérisés par une bande fréquentielle limitée dues à l'absence des basses fréquences au niveau de l'ondelette. Pour cela, un modèle à priori (bas fréquent) a été construit à partir des données des puits dans le but de couvrir la partie manquante des basses fréquences.

Le résultat final d'inversion présente une bonne concordance avec le résultat de l'inversion structurale, et a reconfirmé l'existence du fluide au puit-1, il peut donc être utilisé comme support pour localiser d'autres accumulations.

## **Mots clés :**

Inversion simultanée, pré-stack, caractérisation de réservoir, attribut, AVO.