

N° d'ordre : ..... /FHC/UMBB/2016

RÉPUBLIQUE ALGERIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
UNIVERSITÉ M'HAMED BOUGARA BOUMERDES



FACULTÉ DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE  
DÉPARTEMENT DE GÉOPHYSIQUE, GÉNIE PARASISMIQUE  
ET DE PHÉNOMÈNE ALÉATOIRES

**MÉMOIRE DE FIN D'ÉTUDES**  
**EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLÔME DE MASTER**

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

**OPTION** : Sismique, sismologie et méthodes de potentiel.

**Thème :**

**Inversion AVO Azimutale (AVOAz) pour la  
caractérisation des fractures naturelles d'un  
réservoir compact**

Présenté par :

**Abrouche Mohamed Said**

**Bouchtout Mehdi Abderraouf**

Suivis par :

**AITOUCHE M.A.**

Maître de conférences (A) (UMBB) – Rapporteur

**BELGUERMI C.**

Area Geophysicist – Schlumberger

## ***Remerciements***

Avant tout développement sur ce modeste travail de recherche, il apparaît opportun de commencer ce mémoire par des remerciements aux personnes qui nous ont apporté leur soutien et qui ont ainsi contribué à l'élaboration de ce mémoire de Master en géophysique pétrolière.

En préambule, nous tenons à exprimer toute notre reconnaissance, notre profonde gratitude et nos sincères remerciements à notre promoteur Dr M.A.AÏTOUCHE (Maître de conférences (A) au département de géophysique FHC-UMMB). Nous le remercions de nous avoir encadrés, orientés, aidés et conseillés.

Notre reconnaissance va aussi à Mr C.BELGUERMI et à Mr A.HADDOUCHE, nos encadreurs au niveau de la compagnie Schlumberger, segment de Geosolutions, avec qui nous avons pu apprendre dans d'excellentes conditions les principes de notre travail durant la période de notre stage. Nous les remercions pour leur gentillesse, leur générosité, leurs conseils et leur disponibilité.

Nous sommes extrêmement reconnaissants Mr A.HAMDANE et Mr A.HAMDANI, ingénieurs géophysiciens, pour leur générosité, leur soutien et leurs conseils.

Nous remercions tous les enseignants du département de géophysique pour leur contribution à notre formation estudiantine et le savoir qu'ils nous ont transmis durant notre cursus universitaire.

Notre reconnaissance est aussi exprimée aux membres du jury pour leur disponibilité et leur amabilité à juger le présent travail.

Nos plus chaleureux remerciements sont adressés à nos deux familles pour leur confiance, leur patience, leur soutien et leur amour durant toute notre carrière estudiantine.

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

À tous ces intervenants, nous présentons nos vifs remerciements, notre immense respect et notre gratitude.

## *Dédicaces*

*A mes parents, mes premiers amours;*

*A ma sœur Amel, à mon frère Azzeddine et à toute ma famille que j'aime ;*

*A mes chers amis Mehdi et Mustapha ;*

*A tous mes amis d'Arzew, et ceux que j'ai rencontré à Boumerdes, qui sont devenus ma deuxième famille ;*

*A toute personne qui m'est chère, et à tous ceux que ma réussite leur tient à cœur ;*

*Je dédie ce travail exceptionnel.*

*Mohamed Said*

## *Dédicaces*

*A mes très chers parents, mon père Nouredine, à ma mère Houda, qui m'ont donné tout leur amour, et qui ont toujours veillé sur mon bien être, et ont toujours été présents pour moi, dans les moments les plus difficiles ainsi que dans les moins difficiles. Je leur dédie ce travail, et je tiens à leur exprimer tout mon amour.*

*A mes deux frères Nadji et Azzeddine et à ma sœur Mayssa, que j'aime et avec qui je partage mon quotidien.*

*A mes grands-parents Mohamed Sghir Benlaalam et Saadia, mon symbole de sagesse et de chaleur humaine.*

*A tous mes oncles et à toutes mes tantes, à toute ma grande famille que j'aime.*

*A tous mes amis, Saadi et Nazim et Youcef, en particulier, mais aussi à Chouaïb, mon meilleur ami et à Saïd, ami et binôme.*

*A tous mes enseignants que je respecte tant, et à toute ma promotion MAGP11*

*A ma nation, l'Algérie,*

*A ma religion, l'Islam,*

*Je dédie le fruit de mon très modeste travail.*

*Mehdi Abderraouf*

# Table des matières

Table des matières.....	i
Liste des figures.....	vii
Liste des tableaux.....	xii
Introduction générale.....	1

## Chapitre I : Facteurs affectant l'amplitude de l'onde sismique

I.1. Introduction.....	3
I.2. Facteurs dépendants de la subsurface ou facteurs endogènes.....	3
I.2.1. Divergence sphérique.....	3
I.2.2. Absorption.....	4
I.2.3. Perte par transmission.....	6
I.2.4. Diffractions.....	6
I.2.5. Multiples et réverbérations.....	7
I.2.6. Effet fantôme.....	8
I.2.7. Courbure et complexité structurale.....	8
I.2.8. Effet des bancs minces.....	9
I.2.9. Zone altérée (WZ ou Weathered Zone).....	10
I.2.10. Anisotropie.....	11
I.2.11. Bruits divers.....	12
I.3. Facteurs indépendant de la subsurface ou facteurs exogènes.....	12
I.3.1. Couplage du récepteur avec le sol.....	12
I.3.2. Directivité de la Source et du Récepteur.....	12
I.3.3. Empreinte géométrique de l'acquisition 3D (Footprint).....	13
I.4. Facteurs liés à la réflectivité des miroirs.....	15
I.4.1. Phénomène d'interférence.....	15
I.4.2. Conversion des ondes sismiques.....	16
I.4.3. Variation de l'énergie réfléchi en fonction de l'angle d'incidence.....	16
I.5. Conclusion.....	18

## Chapitre II : Théorie de l'analyse AVO

II.1. Introduction.....	20
II.2. Les indicateurs directs des hydrocarbures (IDH).....	20
II.2.1. Les indicateurs des hydrocarbures linéaires.....	22
II.2.1.1. La relation de Gardner.....	22
II.2.1.2. Changement fractionnel des vitesses.....	22
II.2.1.3. Facteur fluide $\Delta F$ .....	23
II.2.1.4. Coefficients de réflexion correspondant aux ondes P et S.....	23

II.3.	Variation de l'amplitude en fonction de l'offset .....	24
II.3.1.	Répartition de l'énergie à l'interface .....	24
II.3.2.	Les équations de Zoeppritz .....	26
II.3.3.	Approximations des équations de Zoeppritz.....	27
II.3.3.1.	Approximation de Bortfeld (1961).....	27
II.3.3.2.	Approximation d'Aki et Richards (1980).....	27
II.3.3.3.	Approximation de Hilterman (1983) .....	30
II.3.3.4.	Approximation de Shuey (1985) .....	30
II.3.3.5.	Approximation de Gelfand (1986) .....	32
II.3.3.6.	Simplification de l'approximation de Shuey (1989) .....	32
II.4.	Règles de Koefoed .....	33
II.5.	Les vitesses et la lithologie.....	35
II.5.1.	Porosité .....	35
II.5.2.	Densité .....	36
II.5.3.	Relation entre $V_P$ et $V_S$ .....	36
II.5.3.1.	Théorie des vitesses des ondes P et S.....	37
II.5.3.2.	Relation entre $V_P$ et $V_S$ pour les calcaires.....	37
II.5.3.3.	Relation entre $V_P$ et $V_S$ pour les argiles et les sables.....	38
II.5.3.4.	Relation $V_P$ - $V_S$ pour les dolomites.....	39
II.5.3.5.	Courbes mudrocks .....	39
II.5.4.	Le rapport $\frac{V_P}{V_S}$ .....	39
II.5.5.	Variation des vitesses $V_P$ et $V_S$ en fonction de la saturation en gaz (Etude de Domenico) .....	41
II.6.	Analyse AVO .....	43
II.6.1.	La transformation offset-angle d'incidence .....	43
II.6.2.	Analyse AVO/AVA .....	43
II.7.	Classification des anomalies AVO.....	44
II.7.1.	Classification suivant l'incidence normale .....	44
II.7.2.	Classification suivant le cross plot ( $R_P$ , G) .....	48
II.7.2.1.	Théorie des cross plots .....	48
II.7.2.2.	La ligne des fluides.....	48
II.7.2.3.	L'équation générale de la ligne des fluides .....	50
II.7.2.4.	Étude des différentes tendances de la ligne des fluides.....	51
II.8.	AVO Azimutale .....	52
II.8.1.	Introduction.....	52
II.8.2.	Variation de l'amplitude en fonction de l'azimut .....	54
II.8.3.	Isotropie transversale avec un axe de symétrie verticale (VTI).....	56
II.8.3.1.	Les paramètres d'anisotropie pour le milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI) .....	56
II.8.3.2.	Approximation du coefficient de réflexion pour un milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI).....	56
II.8.4.	Isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI) .....	57
II.8.4.1.	Les paramètres d'anisotropie pour le milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI).....	58

II.8.4.3.	Approximation du coefficient de réflexion relatif aux ondes P dans le plan d'isotropie .....	59
II.8.4.4.	Approximation du coefficient de réflexion des ondes P dans un plan non-symétrique .....	59
II.8.5.	Cas d'une anisotropie arbitraire .....	60
II.8.6.	Comparaison entre l'approximation de Rüger (1997) et l'approximation de Psencik et Martins (2001).....	60
II.9.	Conclusion.....	61

## **Chapitre III : Inversion sismique pré-stack**

III.1.	Définitions-Généralités sur l'inversion .....	62
III.1.1.	Les phénomènes inverses.....	62
III.1.2.	Le problème direct .....	62
III.1.3.	Le problème inverse.....	63
III.1.4.	Le problème inverse bien posé ou mal posé .....	63
III.1.5.	La résolution du problème inverse.....	64
III.1.5.1.	Résolution du problème inverse linéaire .....	65
III.1.5.2.	Résolution du problème inverse non linéaire .....	66
III.1.6.	Problématique de l'inversion en sismique .....	69
III.1.7.	Les types d'inversion sismique.....	72
III.1.7.1.	Inversion déterministe basée sur une trace .....	72
III.1.7.2.	Inversion déterministe basée sur un modèle.....	74
III.1.7.3.	Tomographie sismique (inversion des temps d'arrivée ou méthode de tracé de rayons).....	76
III.1.7.4.	Inversion stochastique .....	77
III.2.	Modélisation d'un phénomène physique .....	77
III.3.	La modélisation en prospection sismique .....	78
III.4.	Le modèle convolutif de la trace sismique.....	79
III.5.	Inversion sismique pré-stack.....	81
III.5.1.	Inversion AVO simultanée .....	82
III.5.2.	Formulation mathématique de l'inversion simultanée.....	82
III.6.	Inversion post-stack .....	83
III.6.1.	Formulation mathématique de l'inversion post-stack.....	83
III.7.	Formulation de l'Algorithme ISIS Global de l'Inversion .....	84
III.7.1.	Algorithme ISIS global de l'inversion post-stack.....	84
III.7.2.	Algorithme ISIS global de l'inversion AVO simultanée.....	86
III.8.	Procédure de l'inversion pré-stack AVOAz .....	87
III.8.1.	Les données sismiques .....	87
III.8.2.	Corrélation et extraction de l'ondelette.....	89
III.8.2.1.	Les méthodes d'estimation de l'ondelette les plus utilisées par l'algorithme d'inversion simultanée ISIS .....	91
III.8.3.	Construction du modèle initial.....	91
III.8.4.	Inversion sismique 3D .....	93

## Chapitre IV : Généralités sur les réservoirs non-conventionnels et les fractures

IV.2. Gaz et huile dans un réservoir compact (tight gas and tight oil).....	94
IV.2.1. Définition .....	94
IV.2.2. Classification des hydrocarbures des réservoirs compacts .....	94
IV.2.3. Les réservoirs compacts .....	95
IV.2.4. Les paramètres pétrophysiques dans les réservoirs compacts .....	95
IV.2.4.1. Porosité .....	95
IV.2.4.2. Perméabilité .....	96
IV.2.5. Exploration et exploitation des hydrocarbures de réservoir compact.....	96
IV.3. Généralités sur les fractures .....	97
IV.3.1. Définitions.....	97
IV.3.2. Les types de fractures.....	98
IV.3.2.1. Les fractures naturelles .....	98
IV.3.2.2. Les fractures induites.....	101
IV.3.3. Caractéristiques spécifiques des fractures .....	102
IV.3.3.1. Ouverture des fractures et influence sur la perméabilité .....	102
IV.3.3.2. Orientation des fractures.....	103
IV.3.3.3. Dimension d'une fracture dans l'espace .....	104
IV.3.4. Influence des paramètres de sédimentologies sur les fractures .....	104
IV.3.4.1. La porosité .....	104
IV.3.4.2. La taille des grains .....	105
IV.3.4.3. Epaisseur des bancs .....	105
IV.3.4.4. Position structurale .....	106
IV.3.5. Influence de la lithologie sur les fractures .....	107
IV.3.6. Les réservoirs fracturés .....	109
IV.3.7. Influence de la fissuration sur la qualité d'un réservoir .....	109
IV.3.8. Détection directe des fractures.....	110
IV.3.8.1. Observation directe et l'analyse des carottes.....	110
IV.3.8.2. Les caméras de puits.....	111
IV.3.8.3. Les packers gonflables.....	112
IV.3.8.4. Les lames minces (microfissuration).....	113
IV.3.8.5. Analogie avec les affleurements.....	114
IV.3.9. Détection indirecte des fractures.....	114
IV.3.9.1. Évaluation par les diagraphies.....	114
IV.4. Conclusion.....	117

## **Chapitre V : Application de l'AVO azimutale (AVOAz) sur les données réelles**

V.1. Introduction .....	118
V.2. Contexte géologique de la région.....	118
V.2.1. Aspect géologique.....	118
V.2.2. Aspect tectonique.....	119
V.2.3. Aspect stratigraphique .....	120
V.2.4. Système pétrolier .....	121
V.2.4.1. Réservoirs et objectifs .....	121
V.2.4.2. Roche mère .....	122
V.2.4.3. Roche couverture .....	122
V.2.4.4. Pièges.....	122
V.3. Présentation et caractéristiques de l'étude .....	123
V.3.1. Préparation et conditionnement des données sismiques avant sommation.....	123
V.3.3. Édition des données de puits et génération des cross plots.....	127
V.3.4. Horizons sismiques .....	131
V.4. Construction des modèles initiaux (modèles bas fréquents).....	134
V.5. Corrélation et extraction de l'ondelette.....	137
V.6. Paramètres et résultats de l'inversion AVOAz .....	143
V.7. Interprétation des résultats .....	150
Conclusion générale et recommandations.....	152

### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

# Liste des figures

N°	titre	page
<b>Chapitre I</b>		
I.1	Géométrie des rayons sismiques dans un milieu homogène (a) et dans un milieu non homogène (b) .....	4
I.2	Atténuation d'une onde par un milieu absorbant .....	5
I.3	Phénomène de diffraction .....	6
I.4	Différents types de multiples (Sheriff, 1982) .....	7
I.5	Trajets des réflexions fantômes typiques au niveau de la source et du récepteur en sismique marine (document de Spectrum Geo Inc.) .....	8
I.6	Effet de la courbure du réflecteur sur l'amplitude dans le cas d'une courbure concave (a) et dans le cas d'une courbure convexe (b) (Sheriff, 1975) .....	9
I.7	Effet des bancs minces (Ostrander, 1983) .....	10
I.8	Trajectoire de l'onde sismique réfléchié avant et après correction statique (Djeddi, 2015) .....	11
I.9	Directivité d'une nappe de N géophones équidistants de ( $\Delta x$ ) suivant la direction du profil .....	13
I.10	Géométrie simple d'une acquisition sismique 3D (document CSEG Recorder) .....	14
I.11	Un exemple d'une coupe en temps d'un cube de donnée sismique 3D (document CSEG Recorder) .....	14
I.12	Bande passante fréquentielle et les interférences (Liner, 2012) .....	15
I.13	Trajet des ondes de volume en incidence oblique .....	16
I.14	Variation de l'énergie réfléchié en fonction de l'onde d'incidence (Sheriff, 1975) .....	18
<b>Chapitre II</b>		
II.1	Indicateurs directs des hydrocarbures au sein d'un anticlinal (document PGS) .....	21
II.2	Cross plot $V_P - V_S$ montrant la déviation par rapport à ligne de Castagna (1985) (Russel, 2010) .....	23
II.3	Réflexion et transmission d'une onde plane incidente au niveau d'un interface séparant deux milieux différents .....	25
II.4	Répartition de l'énergie à l'interface pour différentes valeurs de $\frac{V_{P2}}{V_{P1}}$ (Chopra & Castagna, 2014) .....	26
II.5	Comparaison entre la solution exacte des équations de Zoeppritz avec l'approximation de Bortfeld et celle d'Aki et Richards pour le modèle illustré au-dessus (Chopra & Castagna, 2014) .....	29
II.6	Illustration de la règle 1 de Koefoed (Chopra & Castagna, 2014) .....	34
II.7	Illustration de la règle 2 de Koefoed (Chopra & Castagna, 2014) .....	34

II.8	Illustration de la règle 4 de Koefoed (Chopra & Castagna, 2014) .....	35
II.9	Illustration de la règle 5 de Koefoed (Chopra & Castagna, 2014) .....	35
II.10	Relation entre l'inverse des vitesses $V_P$ et $V_S$ , basées sur des mesures de laboratoire pour les calcaires, dolomies et les grès (Pickett, 1963) .....	37
II.11	Cross plot représentant $V_P$ en fonction de $V_S$ pour les calcaires (Pickett, 1963)	38
II.12	Cross plot représentant $V_P$ en fonction de $V_S$ : dans le cas des argiles (a) et dans le cas des sables (b) (Castagna, 1993) .....	38
II.13	Cross plot représentant $V_P$ en fonction de $V_S$ pour les dolomies (Castagna et al., 1993) .....	39
II.14	(a) : Cross plot représentant $V_P$ en fonction de $V_S$ pour les 3 échantillons, grès, argile et calcaire	
	(b) : Cross plot du rapport $\frac{V_P}{V_S}$ en fonction de $V_P$ pour les mêmes échantillons (Miller et Stewart, 1999) .....	40
II.15	Courbes des vitesses mesurées et calculées de $V_P$ et $V_S$ en fonction de la saturation en eau ( $S_W$ ) (Domenico, 1976) .....	42
II.16	Régression linéaire des points (Amplitude en fonction de $\sin^2\theta$ ) obtenues à partir des collections en CDP après correction dynamique (Veeken, 2007) .....	44
II.17	Réponse AVO de la classe 1 (Castagna & Swan, 1997) .....	45
II.18	Réponse AVO de la classe 2 (Castagna & Swan, 1997) .....	45
II.19	Réponse AVO de la classe 3 (Castagna & Swan, 1997) .....	46
II.20	Réponse AVO de la classe 4 (Castagna & Swan, 1997) .....	47
II.21	Les classes AVO. Modifiés d'après Rutherford & Williams (1989), Ross & Kinman (1995), et Castagna & Swan (1998) .....	47
II.22	Cross plot intercept-gradient (Chopra & Castagna, 2014) .....	49
II.23	Cross plot intercept-gradient (Veeken, 2007) .....	49
II.24	Ligne des fluides définie par Castagna et Swan (1997) en rotation en fonction du rapport $\frac{V_P}{V_S}$ (Pelletier, 2009) .....	51
II.25	Ligne des fluides revisitée par Castagna et al. (1998) en intégrant une tendance linéaire de $V_P$ en fonction de $V_S$ (Pelletier, 2009) .....	52
II.26	Illustrations du modèle d'isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI) et du modèle d'isotropie avec un axe de symétrie horizontale (HTI) .....	53
II.27	(a) : Variation des amplitudes en fonction de l'angle d'incidence pour différent azimuts	
	(b) : Variation des amplitudes en fonction des azimuts avec un offset fixe (Mallick et al., 1996) .....	54
II.28	Représentation de la variation du gradient de l'AVO et l'AVOAz en fonction de l'azimut à un offset fixe (Skoyles et al., 1999) .....	55
II.29	Variation du coefficient de réflexion à l'angle d'incidence ( $30^\circ$ ) en fonction de l'azimut, en présence des fractures .....	55

II.30	Variation du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence dans un milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI) (Rüger, 1997) .....	57
II.31	Illustration du modèle HTI (Rüger, 1997) .....	58
II.32	Variations du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence et de l'azimut dans un milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI) (Rüger, 1997) .....	60
II.33	Variations du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence dans un milieu HTI (Psencik & Martins, 2001) .....	61

### **Chapitre III**

III.1	Trois types de minimas d'une fonction coût (Zhdanov, 2002) .....	67
III.2	Représentation de la fonction coût en fonction des paramètres modèle m et illustration de la méthode de la plus forte pente « steepest descent ».....	68
III.3	Organigramme d'une inversion sismique. (d'après Chopra & Castagna, 2014)	71
III.4	Addition des basses fréquences au résultat de l'inversion à bande limitée (Chopra & Castagna, 2014) .....	73
III.5	Méthode d'inversion basée sur un modèle (Veeken, 2007) .....	75
III.6	Schéma général de la modélisation .....	78
III.7	Modèle convolutif dans le domaine temporel .....	80
III.8	Modèle convolutif dans le domaine fréquentiel .....	81
III.9	Schéma de l'établissement de l'Offset Vector Tile (OVT) (Stein et al., 2010)	88
III.10	Offset Vector Tiles (OVT) (Stein et al., 2010) .....	88
III.11	Migration et sommation des OVT en un bin en offset et en azimut (Stein et al., 2010) .....	89
III.12	Exemple d'une corrélation des traces synthétiques avec des traces observées : (a) log d'impédances acoustiques, (b) log de réflectivité, (c) traces synthétiques calculées, (d) traces sismiques réelles .....	90
III.13	Compensation de la bande passante sismique par le modèle bas fréquent .....	92
III.15	Nomenclature des différentes opérations faites en inversion pré-stack AVOAz	93

### **Chapitre IV**

IV.1	Schéma comparatif entre le gaz de réservoir compact et les autres types de gaz	95
IV.2	Les valeurs de perméabilité pour les différents types de réservoirs (d'après Total) .....	96
IV.3	Schéma de la fracturation hydraulique .....	97
IV.4	Exemple des fractures ouvertes en affleurement dans les grès de Wingate, Sud-est d'Utah (Californie) (Nelson, 2001) .....	98
IV.5	Exemple de fracture ouverte d'un grès dans une lame mince (agrandissement 140×) (Nelson, 2001) .....	99
IV.6	Exemple d'une fracture colmatée dans une lame mince. Échantillon obtenu d'un affleurement carbonaté du dévonien (Canada). (Nelson, 2001) .....	100

IV.7	Fracture partiellement minéralisée dans un grès (Nelson, 2001) .....	101
IV.8	Orientation des fractures induites (Veillon, 2001) .....	102
IV.9	Les mécanismes qui augmentent la perméabilité due aux fractures naturelles en profondeur (Dyke, 1996) .....	103
IV.10	Force de compression en fonction de la porosité (Nelson, 2001) .....	104
IV.11	Mesure en affleurement des intensités des fractures correspondant aux différentes valeurs de porosité (Nelson, 2001) .....	104
IV.12	Mesures en affleurement de l'intensité des fractures correspondant aux différentes valeurs de tailles des grains au calcaire : cas de Madison (Wyoming, États Unis) (Nelson, 2001) .....	105
IV.13	Épaisseur des bancs en fonction de l'espacement entre les fractures. Les lettres désignent les pentes construites à partir de différentes données originales (Nelson, 2001) .....	106
IV.14	Histogramme montrant l'intensité relative des fractures en fonction de la lithologie (composition minéral et la taille des grains) (Nelson, 2001) .....	108
IV.15	Mesures en affleurement de l'intensité des fractures et le pourcentage de dolomies correspondant au calcaire : cas de Madison (Wyoming, États Unis) (Nelson, 2001) .....	108
IV.16	Affleurement d'une formation fissurée .....	109
IV.17	Classification des réservoirs selon les propriétés pétrophysiques des fractures du réservoir (Modifié d'après Nelson, 2001) .....	110
IV.18	Caractéristiques d'une fracture observée à partir d'un puits foré (Macé, 2006) .....	111
IV.19	Exemple d'une photo prise au sein du puits. (Williams, 2008) .....	112
IV.20	Schéma représentant un packer gonflable appuyé contre les parois du trou. (Amadei et al., 1997) .....	113
IV.21	Schéma synoptique du poste d'analyse de la microfissuration sur lames minces (Boisson et Derlich, 1994) .....	114

## Chapitre V

V.1	Carte des principaux éléments morphostructuraux de la plate-forme saharienne (d'après Boote et al., 1998) .....	119
V.2	Coupe lithostratigraphique du bassin étudié (Algérie WEC, 2007) .....	121
V.3	Représentation des différents secteurs d'azimuts .....	124
V.4	Décomposition angulaire d'un CMP .....	125
V.5	(a) : Section sismique après sommation (avant traitement) (b) : Section sismique après sommation (après traitement) .....	126
V.6	Spectres d'amplitude du signal et du bruit .....	127
V.7	Les logs enregistrés au niveau du puits W1 (après édition) .....	128
V.8	Les logs enregistrés au niveau du puits W2 (après édition) .....	129
V.9	Cross plot du volume d'argile dans un référentiel impédance acoustique – rapport $V_P/V_S$ .....	130
V.10	Cross plot de la saturation en eau dans un référentiel impédance acoustique – rapport $V_P/V_S$ .....	130

V.11	Cross plot de la porosité effective dans un référentiel impédance acoustique – rapport $V_P/V_S$ .....	131
V.12	Image structurale du réservoir d'intérêt .....	132
V.13	Les surfaces interprétées sur un inline qui passe par le puits W1 .....	133
V.14	Les surfaces interprétées sur un crossline qui passe par le puits W1 .....	133
V.15	Corrélation des basses fréquences de la sismique avec celles des données de puits .....	134
V.16	Divergence entre les basses fréquences de la sismique par rapport à celles des données de puits .....	134
V.17	Spectre d'amplitude du signal sismique .....	135
V.18	Carte en isochrone au niveau du socle .....	136
V.19	Section du modèle initial d'impédance acoustique de basse fréquence, passant par les deux puits W1 et W2 .....	136
V.20	Section du modèle initial du rapport $\frac{V_P}{V_S}$ de basse fréquence, passant par les deux puits W1 et W2 .....	137
V.21	Section du modèle initial de basse fréquence de densité, passant par les deux puits W1 et W2 .....	137
V.22	Corrélation et extraction de l'ondelette en utilisant le puits W1 au stack 7-15 et azimuth 1 .....	139
V.23	Corrélation et extraction de l'ondelette en utilisant le puits W2 au stack 7-15 et azimuth 1 .....	139
V.24	Ondelettes tirées en utilisant les données du puits W1 dans les différents stack partiels et différents azimuts, et leurs spectres d'amplitude et de phase respectifs .....	140
V.25	Ondelettes tirées en utilisant les données du puits W2 dans les différents angles stacks partiels et azimuts, et leurs spectres d'amplitude et de phase respectifs .....	141
V.26	Estimation d'une ondelette moyenne à partir des deux ondelettes tirées des deux puits (Stack 7-15, Azimut 1) .....	142
V.27	Ondelettes moyennes tirées à partir des deux puits, aux différents azimuts et angle-stacks .....	142
V.28	Contrôle de qualité des résultats de l'inversion AVOAz et leur correspondance avec les logs au niveau du puits W1 .....	145
V.29	Contrôle de qualité des résultats de l'inversion AVOAz et leur correspondance avec les logs au niveau du puits W2 .....	146
V.30	Carte en isochrones au niveau de l'horizon H3 .....	147
V.31	Section en impédance acoustique résultante de l'inversion suivant le profil P ...	148
V.32	Section en impédance de cisaillement lente résultante de l'inversion suivant le profil P .....	148
V.33	Section en impédance de cisaillement rapide résultante de l'inversion suivant le profil P .....	149

V.34	Section en densité résultante de l'inversion suivant le profil P .....	149
V.35	(a) : Carte du rapport vitesse lente/vitesse rapide au niveau de l'horizon H3	
	(b) : Modèle structural du réservoir d'intérêt .....	151

## Liste des tableaux

N°	titre	page
<b>Chapitre I</b>		
I.1	Principaux facteurs affectant l'amplitude sismique (Sheriff, 1975) .....	19
<b>Chapitre II</b>		
II.1	Caractéristiques des classes AVO selon l'intercept et le gradient .....	50
<b>Chapitre V</b>		
V.1	Les données de puits utilisées pour l'inversion AVOAz .....	127
V.2	Paramètres d'inversion .....	143

*Introduction*  
*générale*

# Introduction générale

La connaissance de la distribution des fractures naturelles au sein d'un réservoir donné est importante pour l'optimisation de la production des hydrocarbures. L'inversion AVO Azimutale (Variation de l'amplitude en fonction de l'offset et de l'azimut « AVOAz ») des données sismiques acquises en larges azimuts au-dessus d'un réservoir compact permet de caractériser la distribution des fractures. L'inversion est réalisée en utilisant une approximation des coefficients de réflexion qui prend en considération l'offset, l'azimut, le caractère anisotrope du réservoir et les propriétés élastiques de la formation. Les données sismiques 3D recouvrant le réservoir gréseux compact qu'on voudrait exploiter, se situe au niveau d'un bassin au sud-est algérien. Ces données ont été pré-conditionnées, classifiées en différents secteurs azimutales et stacks, puis intégrées dans l'algorithme d'inversion avec les modèles *a priori* de basses fréquences et les ondelettes extraites. L'algorithme d'inversion AVOAz est intégré dans la plateforme Petrel® de Schlumberger, qui se base sur la minimisation globale d'une fonction coût entre les données acquises et les modèles *a priori* construits. Au final, l'inversion fournit l'indice de l'anisotropie, constituant le rapport entre les impédances de cisaillement lente et rapide et qui reflète la présence des fractures. La connaissance de la distribution spatiale des fractures servira par la suite à l'aide à la décision de l'emplacement de forages futurs.

L'estimation des vitesses (lente et rapide) à partir de la sismique, demande une inversion AVO pré-stack en prenant en considération la variation de l'amplitude en fonction de l'azimut (AVOAz). Les données sismiques doivent être donc acquises en dispositif large azimut (wide-azimut), et la migration doit être faite dans le domaine dit « OVT » (Offset Vector Tile) qui prend en considération la variation de l'amplitude en fonction de l'offset et de l'azimut. Cette inversion se fera dans la plateforme « interprétation quantitative » de Petrel de Schlumberger qui rassemble les modules les plus essentiels de l'inversion tel que la construction des modèles *a priori*, l'extraction des ondelettes et l'inversion AVOAz.

Le but principal de ce projet est de caractériser les fractures du réservoir gréseux compact, à partir de l'estimation de l'anisotropie le long du réservoir d'intérêt. Ce mémoire rassemble en cinq chapitres les aspects théorique et pratique qui rentrent dans l'application de l'inversion simultanée AVOAz dans la caractérisation des fractures naturelles.

Dans le premier chapitre sont abordés les différents facteurs affectant les amplitudes des ondes sismiques, leur source d'influence : les facteurs endogènes (dépendants de la subsurface), les facteurs exogènes (indépendants de la subsurface) et les facteurs liés à la réflectivité des miroirs.

Dans le deuxième chapitre, est développée la théorie de l'analyse AVO et l'AVO azimutale ainsi que les approximations des coefficients de réflexions. La théorie des cross plots et quelques notions sur les relations entre les vitesses  $V_P$  et  $V_S$  seront aussi traitées.

Le troisième chapitre sera consacré à l'inversion sismique pré-stack, parlant de quelques généralités sur le problème direct et la modélisation des phénomènes physiques, le problème inverse et sa résolution jusqu'à la fonction coût de l'algorithme d'inversion ISIS de Schlumberger, dans le domaine pré-stack et le domaine post-stack. Nous insisterons sur la performance de cet algorithme lui-même basé sur une méthode d'optimisation globale.

Le quatrième chapitre sera consacré aux généralités sur les réservoirs compacts et non conventionnels ainsi que les fractures.

Le dernier chapitre concerne l'application de l'inversion AVOAz simultanée sur des données sismiques réelles, commençant par la description de la géologie de la région d'étude, la séquence du traitement et pré-conditionnement des données sismiques, puis, la construction du modèle de basse fréquence, l'extraction de l'ondelette et l'inversion (ISIS) simultanée. On conclut ce chapitre par une interprétation des résultats.

Enfin, le mémoire est complété par une conclusion générale sur le travail réalisé, et la valeur ajoutée par l'inversion AVOAz ainsi que des recommandations pour des études futures.

*Chapitre I : Facteurs  
affectant l'amplitude de  
l'onde sismique*

# Chapitre I

## Facteurs affectant l'amplitude des ondes sismiques

### I.1. Introduction :

En interprétation sismique, on associe les variations de l'*amplitude* de l'onde sismique avec les changements géologiques induits par les propriétés des roches. Néanmoins, la majorité des variations d'amplitude ne reflètent pas nécessairement l'information sur la subsurface, elles peuvent être aussi causées par plusieurs facteurs indésirables liés ou non à la subsurface. L'interpréteur doit comprendre et suivre l'influence de ces facteurs et leurs effets qui induits l'amplitude sismique.

Nous distinguons différents types de facteurs selon leur source d'influence : les facteurs endogènes (dépendants de la subsurface), les facteurs exogènes (indépendants de la subsurface) et les facteurs liés à la réflectivité des miroirs.

### I.2. Facteurs dépendants de la subsurface ou facteurs endogènes :

#### I.2.1. Divergence sphérique :

Le phénomène de la *divergence sphérique* est lié à la géométrie du sous-sol. Il ne provoque pas une perte d'énergie du signal sismique, mais une décroissance de cette dernière par unité de surface. Elle peut se définir par la décroissance de la densité d'énergie du signal émis en fonction l'éloignement de l'onde par rapport à la source. Cette atténuation de l'intensité est importante d'autant plus que la distance à la source parcourue par l'onde est grande.

Le phénomène de divergence sphérique agit différemment dans les milieux homogène et hétérogène :

– *Dans un milieu parfaitement homogène* : les rayons sismiques sont rectilignes et la configuration géométrique du front d'onde traversant le sous-sol est sphérique (Figure I.1 (a)). Etant donné que les propriétés physiques du milieu sont supposées constantes et la vitesse ne variant pas, le rapport des intensités est inversement proportionnel à la distance parcourue par l'onde :

$$\frac{I_R}{I_0} = \frac{1}{R} \quad (\text{I-1})$$

Comme  $R = Vt$ , alors la relation s'écrit :

$$\frac{I_R}{I_0} = \frac{1}{Vt} \quad (\text{I-2})$$

où :

$I_0$  : Intensité de l'énergie initiale du signal émis.

$I_R$  : Intensité de l'énergie à la distance R.

R : Distance parcourue par l'onde.

V : Vitesse de l'onde.

t : Temps de parcours.

Il est clair que l'intensité de l'énergie est proportionnelle à  $1/R$ . Donc, il est possible de corriger l'effet de la divergence sphérique en multipliant l'intensité de l'énergie par la distance parcourue par l'onde R. Dans le cas où R n'est pas connue, alors, on multiplie l'intensité de l'énergie par le temps de parcours t.

– *Dans un milieu hétérogène* : les rayons sismiques sont courbés et la surface de l'onde traversant le sous-sol n'est pas sphérique (Figure I.1 (b)), ceci est dû à la variation des propriétés physiques du milieu et de la variation de la vitesse.

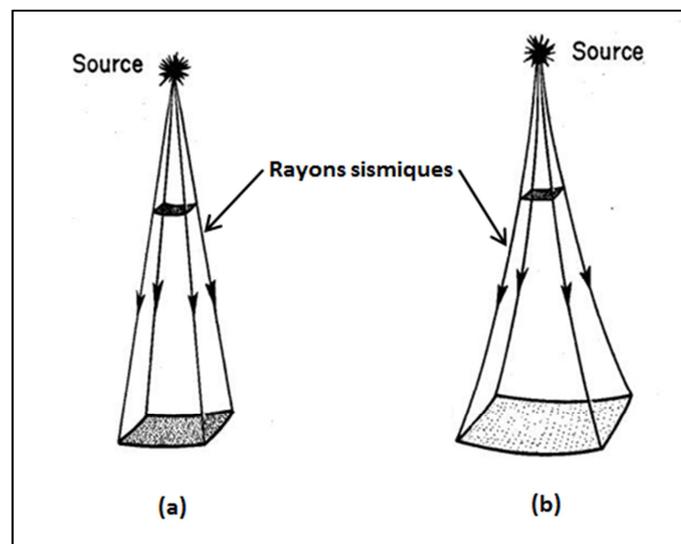


Figure I.1 : Géométrie des rayons sismiques dans un milieu homogène (a) et dans un milieu non homogène (b).

### I.2.2. Absorption :

En considérant que le sous-sol n'est pas tout à fait élastique lors de la propagation, l'onde sismique se dissipe partiellement étant donné qu'une partie de son énergie se

transforme irréversiblement en chaleur (Phénomène de friction des particules). Ce qu'on appelle le phénomène d'absorption, qui est responsable de la disparition d'une partie de l'énergie de l'onde.

L'absorption est dépendante de la fréquence  $f$  de l'onde sismique, elle est importante d'autant que la fréquence est grande. La perte de l'énergie des ondes élastiques se fait exponentiellement dans un milieu non-élastique (Figure I.2). Elle se décrit par la relation suivante :

$$I(z) = I_0 \cdot e^{-\alpha z} \quad (\text{I-3})$$

$I(z)$  et  $I_0$  représentent respectivement les intensités (Amplitudes) entre deux points séparés d'une distance  $z$ ,  $\alpha$  représente le coefficient d'absorption.

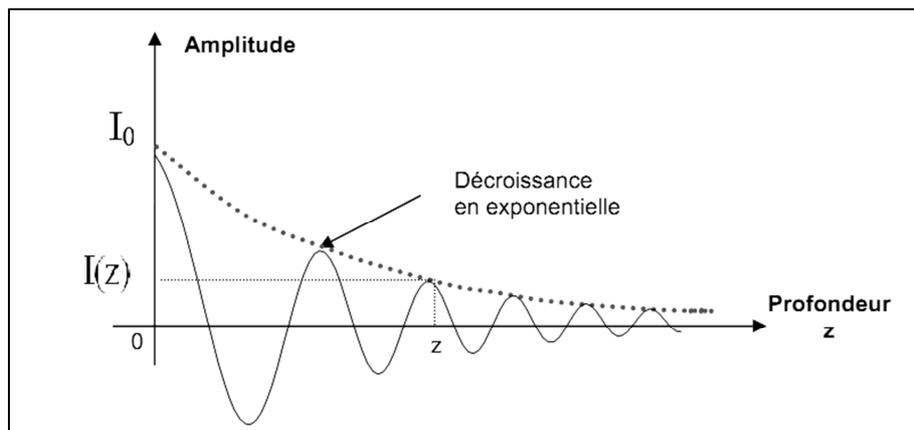


Figure I.2 : Atténuation d'une onde par un milieu absorbant.

Le coefficient d'absorption  $\alpha$  dépend alors de la vitesse de propagation, de la profondeur, de la fréquence, et du facteur de qualité  $Q$ . On peut écrire alors :

$$I(z) = I_0 \cdot e^{-\frac{\omega z}{2QV}} \quad (\text{I-4})$$

où :

$\omega$  : Pulsation. Elle est exprimée par  $\omega = 2\pi f$ .

$V$  : Vitesse de propagation.

$f$  : Fréquence.

$Q$  : Facteur de qualité.

Le facteur de qualité caractérise le pouvoir de la roche à absorber l'énergie sismique. Plus il est élevé, moins cette roche absorbe d'énergie sismique. Il est indépendant de la fréquence et il est sans dimension. Ce facteur  $Q$  est donné par la relation :

$$Q = 2\pi \frac{E}{\Delta E} \quad (\text{I-5})$$

où :

$E$  : Énergie emmagasinée par l'onde.

$\Delta E$  : Énergie perdue par cycle.

### I.2.3. Perte par transmission:

Soit un modèle sismo-géologique composé de  $n$  couches, les réflecteurs ayant comme impédances acoustiques  $Z_1, Z_2, Z_3, \dots, Z_n$ . Pour une ondelette  $w(t)$  qui traverse  $n$  couches, subit une perte d'énergie exprimée par :

$$w_n(t) = R_{i,i+1} \prod_{i=1}^{n-1} (1 - R_{i,i+1}^2) \cdot w(t) \quad (\text{I-6})$$

avec :  $R_{i,j}$ : Coefficient de réflexion d'une interface.

La perte par transmission se fait progressivement avec la profondeur et devrait être compensée pour récupérer les amplitudes réelles. Selon O'Doherty et Anstey (1971), au sein d'une seule couche d'une épaisseur donnée, les pertes par transmission ne sont pas significatives. Cependant, de grandes pertes par transmission sont possibles, et de ce fait doivent ensuite être corrigés dans le cas de nombreuses couches minces alternées entre des valeurs hautes et basses des impédances acoustiques.

### I.2.4. Diffractions :

Le phénomène de diffraction se produit lorsque l'onde sismique rencontre un point anguleux (lèvre de failles, extrémité d'un biseau, surface d'une discordance, horsts, grabens, etc.) dont l'extension est faible par rapport à la longueur de l'onde incidente. Ce point diffractant renvoie l'énergie de cette onde incidente dans toutes les directions (Figure I.3).

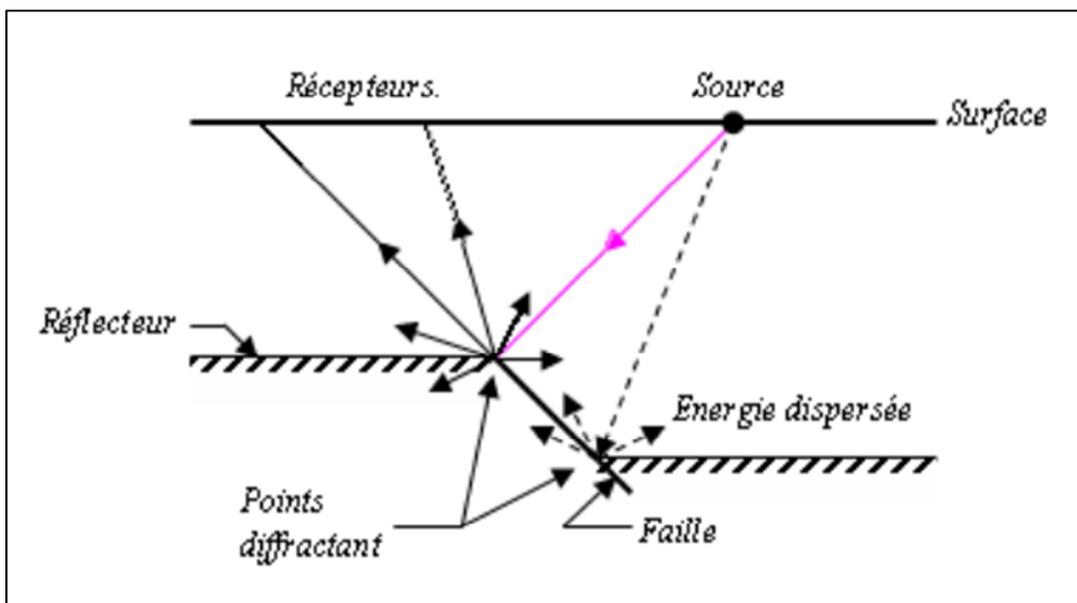


Figure I.3 : Phénomène de diffraction.

Sur une section sismique, le point diffractant fait apparaître sur les diverses traces un alignement de forme hyperbolique appelée figure de diffraction. L'amplitude de l'onde diffractée suivant la trajectoire hyperbolique diminue en fonction de l'éloignement par rapport au point diffractant. L'effet de la diffraction peut être éliminé par les traitements de migration.

### I.2.5. Multiples et réverbérations :

Outre les réflexions primaires, l'enregistrement sismique comporte des réflexions multiples qui se réfléchissent plusieurs fois dans les interfaces. Elles sont regroupées en deux types :

- *Multiples à 'Long trajet'* : Peuvent être créés par les réflexions sur plusieurs interfaces éloignées les uns des autres. Ils donnent des réflexions d'énergies parasites là où aucune réflexion n'était supposée se produire.
- *Multiples à 'Court trajet'* : Peuvent être créés par les réflexions qui se produisent dans des interfaces proches ('peg-leg' en anglais). L'expérience montre que la réflexion multiple vient interférer avec la réflexion primaire en y ajoutant une queue et en changeant son allure. Cependant, elles diminuent la fréquence du signal avec l'augmentation du temps. Une ondelette simple est modifiée après son passage à travers une séquence d'interfaces, son amplitude diminue avec le temps.

Un autre type de bruit multiple appelé *réverbération (singing)*, est souvent rencontré en sismique marine. Celui-ci est dû à des réflexions multiples dans la couche d'eau. Les grands coefficients de réflexion en haut et en bas de cette couche créent des réflexions avant et en arrière de manière récurrente, l'énergie de réverbération est renforcée périodiquement par l'énergie réfléchie.

La figure I.4 représente un schéma décrivant différents types de multiples cités ci-dessus.

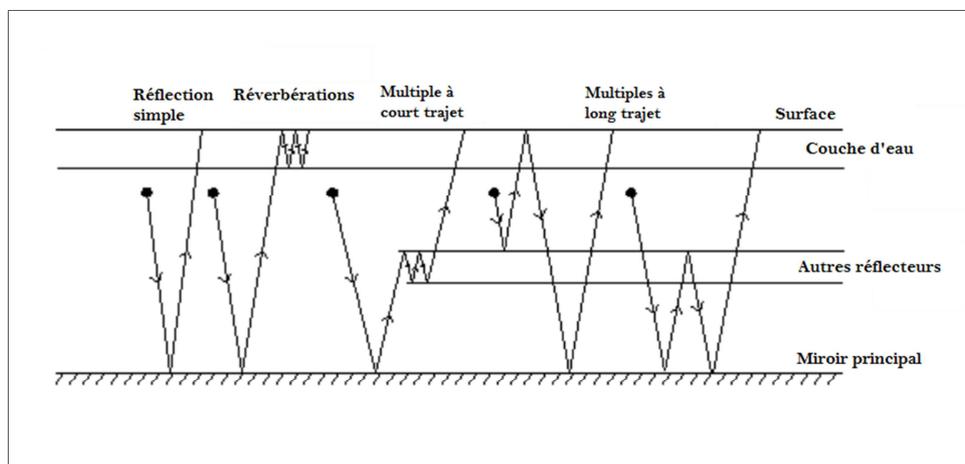


Figure I.4 : Différents types de multiples. (Sheriff, 1982)

### I.2.6. Effet fantôme :

Lors de l'acquisition des données sismiques, en particulier lors d'opérations sismiques marines, la source (canons à air) est immergée et omnidirectionnelle ; elle émet donc de une énergie aussi bien vers le fond que vers la surface. L'énergie arrivant à la surface de la mer va subir une réflexion totale, et repartir vers le fond avec un léger retard par rapport à l'énergie initiale. Cette énergie dépend de la profondeur de la source, de la vitesse de propagation dans l'eau et de l'état de la mer. On parle d'*effet fantôme*.

La source enregistrée sera due à l'interférence de l'onde sismique initiale et de l'onde sismique réfléchi en surface, ce qui va altérer la forme du signal émis. Il convient de choisir la profondeur de la source en fonction de sa fréquence pour optimiser cette combinaison. Il y a également un effet fantôme du côté des récepteurs, pour les mêmes raisons. La Figure I.5 montre que l'effet fantôme est inévitable quand la source et le récepteur sont placés au-dessous de la surface de l'eau.

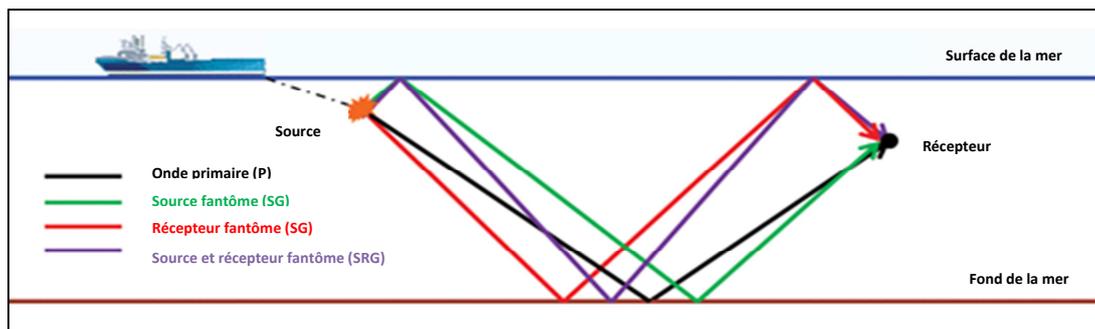


Figure I.5 : Trajets des réflexions fantômes typiques au niveau de la source et du récepteur en sismique marine. (document Spectrum Geo Inc.)

### I.2.7. Courbure et complexité structurale :

Par analogie avec l'Optique, nous nous attendons à des interfaces qui agissent comme des miroirs ou lentilles courbes, qui vont concentrer ou faire disperser de l'énergie sismique (Figure I.6). Hilterman (1975) introduit l'effet de courbure (CE) pour un interface réfléchissant comme étant le rapport des amplitudes de réflexion à partir d'un interface incurvé à celle d'un interface plan. Pour incidence normale, Hilterman donne :

$$CE = \frac{1}{\sqrt{\left(1 + \frac{Z}{A}\right)}} \quad (I-7)$$

A : Rayon de courbure.

Z : Profondeur.

Shuey et al. (1984) donne l'effet de la courbure dans le cas d'une incidence non-normale noté ici  $CE(\theta)$ .

$$CE(\theta) = \frac{1}{\sqrt{\left(1 + \frac{Z}{A \cos^2 \theta}\right)}} \quad (I-8)$$

où :

$\theta$  : Angle d'incidence.

Z : Profondeur.

Pour la récupération des impédances acoustiques, l'effet dû à la courbure est compensé par la migration après sommation (poststack) en amplitude préservée. Pour la récupération des attributs AVO, il est compensé par la migration avant sommation (prestack).

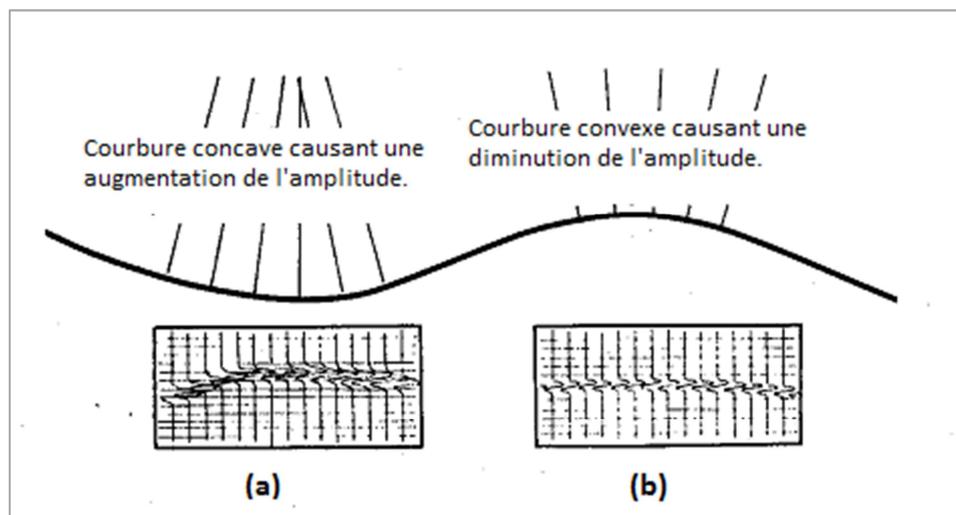


Figure I.6 : Effet de la courbure du réflecteur sur l'amplitude dans le cas d'une courbure concave (a) et dans le cas d'une courbure convexe (b). (Sheriff, 1975)

### I.2.8. Effet des bancs minces :

Quand l'épaisseur d'un banc lithologique est suffisamment grande par rapport à la longueur d'onde de l'onde sismique émise, les réflexions au toit et au mur de ce banc sont distinctes et indépendantes les unes par rapports aux autres. Cependant, pour des bancs d'épaisseur inférieure ou égale à la demi-longueur de l'onde sismique, il y a interférence entre les réflexions créées au toit et au mur du réservoir qui peuvent apparaître comme une seule réflexion, traduite par des variations de phase et d'amplitude du signal sismique. Ce phénomène s'appelle l'*effet des bancs minces* ou l'*effet tuning*. A incidence normale, l'effet tuning dépend de l'épaisseur du banc(s) et la fréquence prédominante dans la section sismique.

Dans la figure I.7 représentant l'effet des bancs minces, (a) représente l'amplitude maximale en fonction du produit de la fréquence par la différence de temps entre deux réflexions proches montrant l'effet tuning, et (b) représente la convolution de l'ondelette avec trois séries de réflectivités R1, R2 et R3 qui sont respectivement avant, pendant et après le tuning. La figure I.7 montre que l'effet tuning peut provoquer une diminution ou une augmentation de l'amplitude avec l'offset en fonction du produit de la fréquence avec la différence de temps entre deux réflexions proches. Avec l'augmentation de l'offset, la différence de temps entre deux réflexions proches diminue.

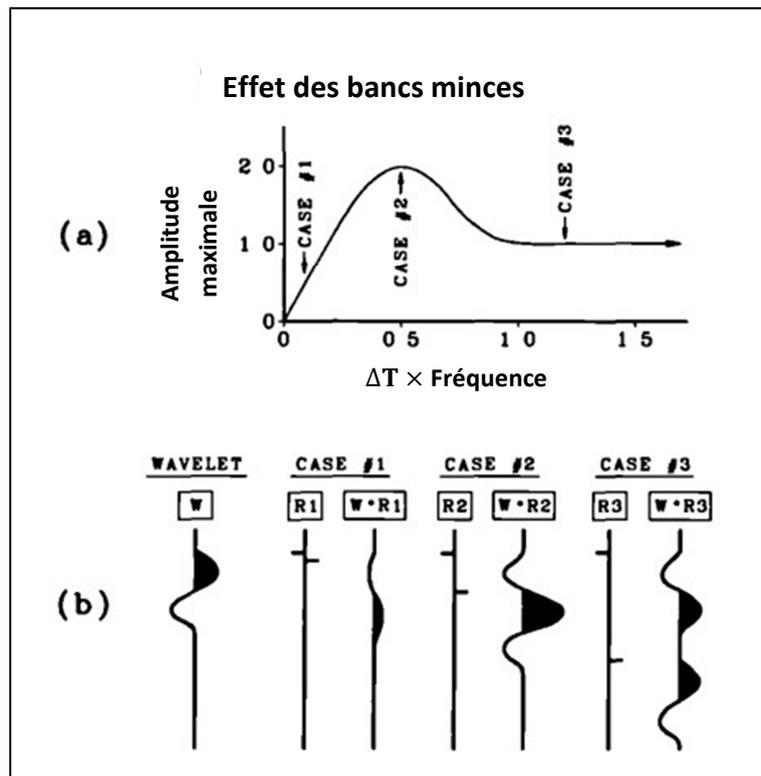


Figure I.7 : Effet des bancs minces. (Ostrander, 1983)

### I.2.9. Zone altérée (WZ ou Weathered Zone) :

La « zone altérée » est une zone hétérogène du milieu superficiel à fort atténuation des ondes sismiques. Elle est caractérisée par une variation latérale de ses paramètres (vitesse, épaisseur, effet topographique, pendage, etc.), ce qui crée des anomalies statiques aux grandes longueurs d'ondes. Puisque les temps de trajet des ondes seront affectés, de bonnes corrections statiques sont requises avant sommation. En effet, si les corrections sont mal déterminées, les traces correspondant au même point miroir ne seront pas en phase, et leur somme sera de mauvaise qualité.

Il existe des anomalies statiques de courtes ou grandes longueurs d'onde. Les anomalies aux grandes longueurs d'onde sont négligeables à l'échelle d'un profil et ne dégradent pas la

sommation en couverture multiple mais créent des anomalies structurales. Les anomalies à courte longueur d'onde sont détectables au niveau d'un dispositif et elles dégradent la sommation en couverture multiple. Elles peuvent être compensées par des corrections statiques résiduelles.

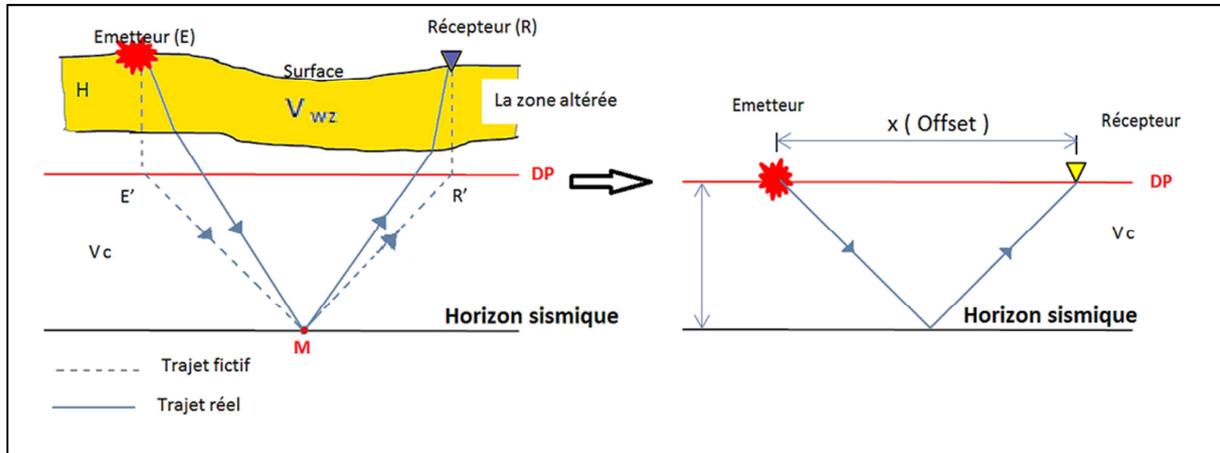


Figure I.8: Trajectoire de l'onde sismique réfléchie avant et après correction statique.

(Djeddi, 2015)

### I.2.10. Anisotropie :

L'anisotropie de vitesse dans un milieu homogène se définit par le fait que la vitesse de propagation est dépendante de la direction de propagation dans ce milieu (le même cas pour les vitesses des ondes de cisaillement verticale et horizontale). Ceci dit, l'anisotropie de vitesses est une variation de la vitesse sismique qui dépend soit :

- (1) La direction de propagation des ondes P ou des ondes S.
- (2) La direction de polarisation des ondes S.

L'anisotropie est principalement liée à la minéralogie, la texture des roches (forme et orientation des grains), le degré de stratification, l'orientation préférentielle des fractures ouvertes.

L'expérience a permis de déduire que la vitesse de propagation parallèle à la stratification est plus grande que celle perpendiculaire à la stratification. Pour obtenir une mesure de l'indice d'anisotropie, on calcule le rapport des vitesses des ondes S polarisées, lente  $V_{\text{slow}}$  (perpendiculaire à la stratification) et rapide  $V_{\text{fast}}$  (parallèle à la stratification) :

$$A = \frac{V_{\text{slow}}}{V_{\text{fast}}} \quad (\text{I-9})$$

Si  $A = 1$  : le milieu est isotrope.

Si  $A < 1$  : le milieu est anisotrope.

L'anisotropie a un effet majeur sur l'évolution de l'amplitude sismique en fonction de l'offset. Ce point va être abordé en détail dans le chapitre II.

### **I.2.11. Bruits divers :**

Les données sismiques sont généralement contaminées par le *bruit*, qui présente des traits indésirables aux données. Ces caractéristiques indésirables « bruits » fournissent peu ou pas d'informations sur le sous-sol. On peut distinguer généralement les *bruits aléatoires* et les *bruits cohérents*.

– *Bruits aléatoires* : Ce sont des bruits qui existent sur les enregistrements, même en l'absence d'ébranlement. Parmi les principales sources des bruits aléatoires, on cite : le vent, les microséismes, le mouvement d'engins, les bruits dus aux instruments électroniques. Les bruits aléatoires n'obéissent à aucun modèle mathématique si ce n'est pas les statistiques et les probabilités. Ils ne se distinguent pas directement mais leur effet se constate par un brouillage de l'information : les horizons sismiques deviennent flous et hachés.

– *Bruits cohérents* : Ce sont généralement des bruits engendrés par l'ébranlement sismique. Parmi les bruits cohérents, on peut citer : les ondes de Rayleigh, les ondes pseudo-Rayleigh (ground-roll), les réverbérations, les multiples, les ondes aériennes. Ce type de bruits est dit aussi « déterministe » car il est parfaitement défini en termes de durée et en contenu fréquentiel. Il faut noter que les bruits cohérents peuvent être facilement repérables sur les sections sismiques.

## **I.3. Facteurs indépendant de la subsurface ou facteurs exogènes :**

### **I.3.1. Couplage du récepteur avec le sol :**

Pour montrer les effets d'un couplage inadéquat des récepteurs sur une ligne sismique, supposons que tous les récepteurs sur un profil sont bien couplés au sol, sauf un seul. Dans un cas idéal, où aucun bruit n'est présent, ce récepteur enregistre très peu d'énergie par rapport aux autres qui enregistrent des niveaux significatifs de l'énergie du signal. Les *CMPs* auxquels ce récepteur isolé contribue vont révéler des traces de faibles amplitudes.

### **I.3.2. Directivité de la Source et du Récepteur :**

En pratique, la géométrie du dispositif (pattern) ou réception est utilisée dans le but d'atténuer les ondes de surfaces. Ce dispositif capte les ondes sismiques qui arrivent avec un angle d'émergence. Cependant, cette directivité du dispositif introduit une décroissance de l'amplitude en fonction de l'offset, dépendante de la *longueur de la nappe* et de la *vitesse*

apparente des fronts d'ondes interceptés. La fonction de transfert du dispositif récepteur est décrite par la fonction:

$$A_s(f, p) = \frac{\sin(\pi f p \Delta x)}{N \cdot \sin(\pi f p \Delta x)} \quad (\text{I-10})$$

où :

$f$  : Fréquence de l'onde interceptée.

$A_s$  : Spectre d'amplitude normalisé du dispositif récepteur.

$p$  : Lenteur apparente de l'onde interceptée. Elle est exprimée par :

$$p = \sin \beta / V_r \quad (\text{I-11})$$

avec :  $V_r$  représente la vitesse réelle de l'onde sismique.

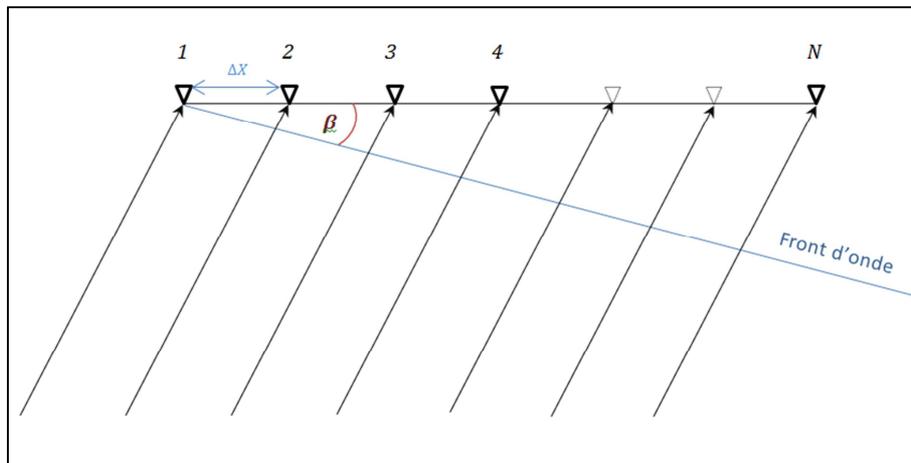


Figure I.9 : Directivité d'une nappe de  $N$  géophones équidistants de  $(\Delta x)$  suivant la direction du profil.

Mazzotti and Ravagnan (1995) ont montré que les amplitudes sismiques peuvent subir une forte atténuation causée par la directivité source-récepteur et qui peuvent fausser l'allure de la variation AVO des réflexions dû à un sable à gaz. Des corrections appropriées doivent être appliquées.

### I.3.3. Empreinte géométrique de l'acquisition 3D (Footprint) :

La coupe en temps horizontale (Time Slice) sommée et migrée montre toujours un motif (Pattern) qui décrit l'intensité de l'amplitude spécifique à la géométrie utilisée dans l'acquisition 3D. Ce motif d'amplitude est appelé 'Footprint'. En sismique marine, l'empreinte géométrique se manifeste par un effet de rayures. Il y a une variation rapide dans la direction *Inline* (Direction des tirs), et une variation faible dans la direction *Crossline* (Perpendiculairement à la inline). Ceci s'explique par la périodicité de la distribution des

offsets. De même pour la sismique terrestre et surtout à des profondeurs faibles, l'effet de la géométrie source/récepteur est perceptible.

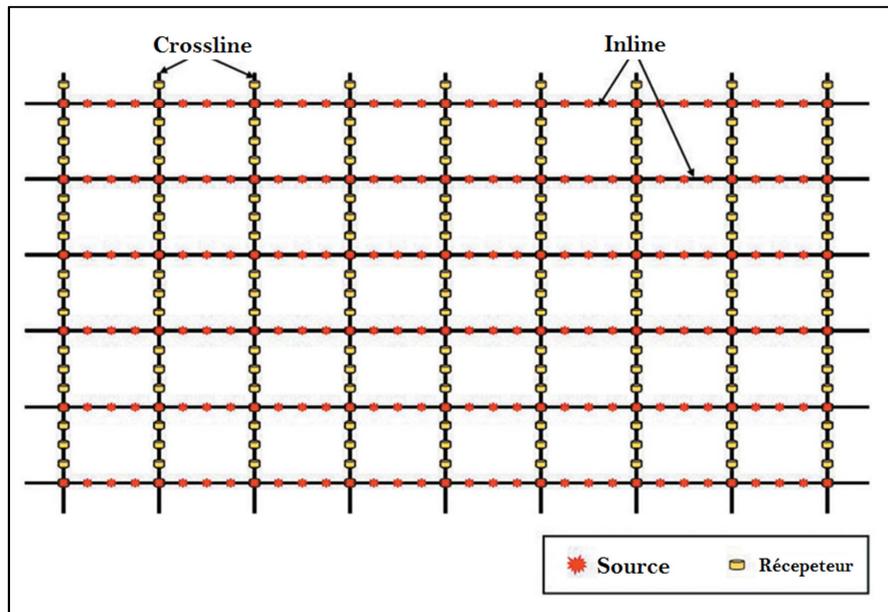


Figure I.10: Géométrie simple d'une acquisition sismique 3D. (document CSEG Recorder)

Ces effets sur l'amplitude sont indésirables dans le cadre d'une interprétation qualitative structurale, ou bien quantitative pour la prédiction de la lithologie et le contenu en fluide. On doit donc choisir une géométrie d'acquisition et des techniques adéquates de traitement pour minimiser cet effet. La figure I.11 montre un exemple d'une coupe de temps d'un cube de données sismiques 3D mettant en évidence l'effet du footprint sur ces dernières ; (a) et (b) représentent respectivement les coupes avant et après l'atténuation du footprint.

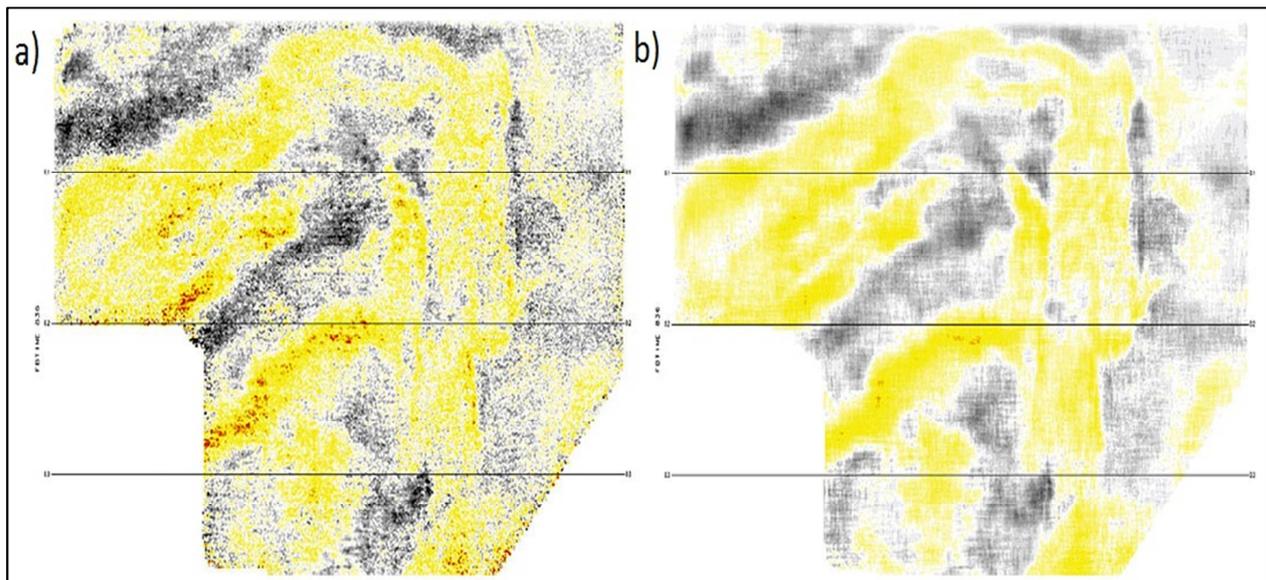


Figure I.11 : Un exemple d'une coupe en temps d'un cube de données sismiques 3D.

(document CSEG Recorder)

#### I.4. Facteurs liés à la réflectivité des miroirs :

##### I.4.1. Phénomène d'interférence :

– *Interférence due aux bancs minces:*

L'effet des bancs minces est considéré comme étant un problème canonique dans le phénomène d'interférence. Cet effet a été largement étudié par Widess (1973), qui a montré que la forme et l'emplacement dans le temps de deux réflexions dues au mur et au toit d'un banc, sont largement influencés par l'épaisseur de ce banc (Chapitre I.2.8.).

– *Au-delà des bancs minces:*

Une infinité de variétés de causes peuvent être à l'origine des interférences qui existent dans les données sismiques, de ce fait, la résolution en est particulièrement dépendante. Les interférences peuvent être constructives ou destructives. Ces interférences sont considérablement sensibles aux variations de la fréquence, en ce sens, une petite variation en fréquence pourrait donner des résultats différents. La figure I.12 montre une section sismique générée à partir d'un modèle géologique, avec une variation de la bande fréquentielle des basses fréquences vers les hautes fréquences. (a) représente une série des coefficients de réflexion, et (b) représente la même série de coefficients de réflexion mais représentée après l'application de différents filtres fréquentiels. L'allure des réflexions dans la figure parait inquiétante du fait du changement des détails et de l'information à propos des ondelettes avec la variation de la fréquence ((I) et (II) dans la figure I.12), alors que d'autres évènements persistent à travers différentes bandes fréquentielles.

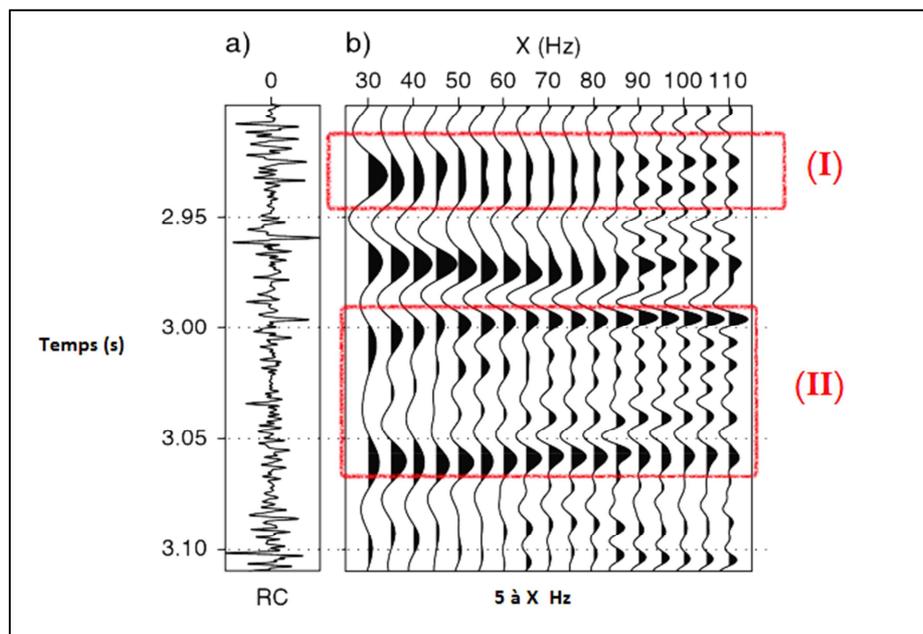


Figure I.12 : Bande passante fréquentielle et les interférences. (Liner, 2012)

#### I.4.2. Conversion des ondes sismiques :

En considérant les trois types possibles d'ondes incidentes suivants :

- L'onde de compression  $P$  : mouvement des particules perpendiculaire au front d'onde et situé dans le plan vertical de propagation.
- L'onde de cisaillement du type  $S_V$  : mouvement des particules parallèle au front d'onde et situé dans le plan vertical de propagation.
- L'onde de cisaillement du type  $S_H$  : mouvement des particules perpendiculaire au plan vertical de propagation.

et dans le cas d'une incidence oblique, les deux premiers types d'ondes incidentes, c'est-à-dire les ondes  $P$  et les ondes  $S_V$ , peuvent se convertir en ondes  $S_V$  et en ondes  $P$  respectivement (Figure I.13 (a) et (b)). Alors que les ondes  $S_H$  ne subissent pas de conversion (Fig. I.13 (c)). Ainsi, on peut définir le phénomène de conversion des ondes comme étant le phénomène de transformation partielle des ondes  $P$  arrivant en incidence oblique en des ondes  $S_V$  et vis-versa au moment où les fronts d'onde atteignent les interfaces du sous-sol.

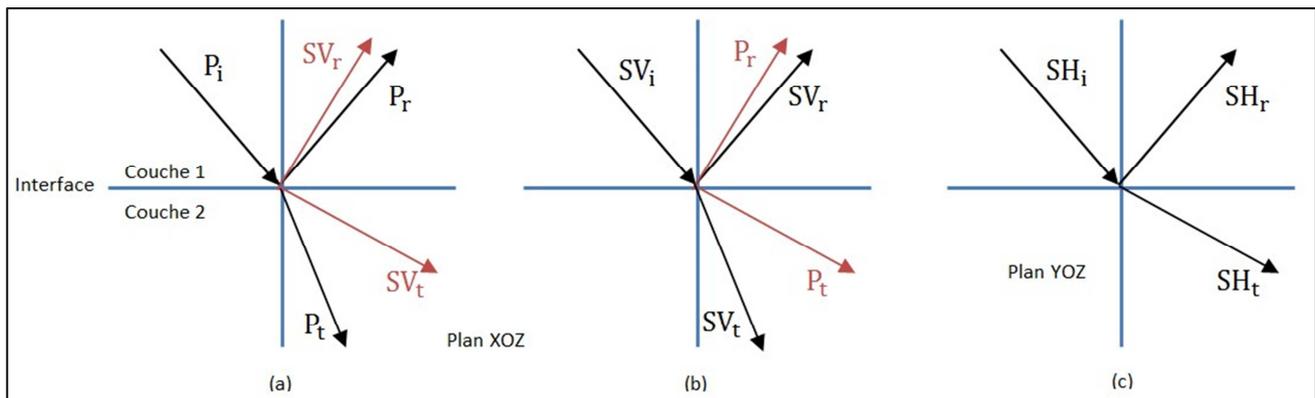


Figure I.13 : Trajet des ondes de volume en incidence oblique.

Martinez (1993) a montré que les ondes converties  $P$  et  $SV$  interfèrent avec les réflexions primaires d'une façon complexe provoquant de grandes variations des réponses AVO. Cependant, leur effet doit être atténué au maximum possible avant de commencer l'analyse AVO.

#### I.4.3. Variation de l'énergie réfléchie en fonction de l'angle d'incidence :

Parmi les facteurs les plus importants liés à la réflectivité des miroirs qui affectent l'amplitude, on retrouve les réflexions au niveau des interfaces. Selon l'angle d'incidence, la variation de l'énergie des réflexions change :

– *Variation de l'énergie sous incidence normale :*

La tendance laisse penser que la réflexion est le résultat d'un changement de un ou plusieurs des trois grandeurs : vitesse des ondes P, densité, coefficient de Poisson. Ces grandeurs, dont le coefficient de réflexion dépend, sont impliquées directement avec la lithologie, la porosité et le contenu en fluide des roches.

Pour une incidence normale, et en créant un déplacement et une tension continus à travers un interface où les paramètres cités auparavant (vitesse des ondes P, densité, coefficient de Poisson) changent, il est possible de tirer une relation qui décrit le rapport entre l'amplitude de l'onde réfléchie et l'amplitude de l'onde incidente. Cette relation est le *coefficient de réflexion*  $R_{i,i+1}$  dû à l'interface séparant les couches  $i$  et  $i+1$  :

$$R_{i,i+1} = \frac{\text{(Amplitude réfléchie)}}{\text{(Amplitude incidente)}} = \frac{V_{i+1}\rho_{i+1} - V_i\rho_i}{V_{i+1}\rho_{i+1} + V_i\rho_i} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad (\text{I-12})$$

Le produit de la vitesse  $V$  par la densité  $\rho$  est appelé *impédance acoustique*  $Z$ .

D'après l'expression (I-12), il est clair que l'amplitude est liée à l'impédance acoustique, et donc au coefficient de réflexion, et par suite à la réflexion elle-même. Par conséquent, pour enregistrer une forte réflexion, il faudra observer au niveau de l'interface un grand contraste de vitesse, de densité, ou les deux réunis.

**Remarque :** Le coefficient de réflexion est positif lorsque l'impédance acoustique du milieu sus-jacent est inférieure à celle du milieu sous-jacent, et il est négatif dans le cas contraire.

– *Variation de l'énergie sous incidence oblique :*

Comme dans le cas de l'incidence normale, le coefficient de réflexion pour une incidence oblique peut être déterminé en supposant que le déplacement et la tension sont continus. Cependant, l'interprétation des résultats devient plus compliquée du fait qu'il y a plus de variables qui entrent en jeu, et il y a plusieurs courbes différentes regroupant différents ensembles de paramètres. Généralement, l'amplitude réfléchie diminue légèrement avec l'augmentation de l'angle d'incidence à partir d'un angle nul, mais elle prend de l'ampleur par la suite. Particulièrement au voisinage de l'angle critique où l'angle de transmission est égal à  $90^\circ$ , les réflexions sont très fortes (*réflexions grand-angle*). Il est à noter que les réflexions sous incidence oblique génèrent les ondes converties (Chapitre I.4.2.), augmentant la probabilité de l'interférence entre les différents types d'évènements.

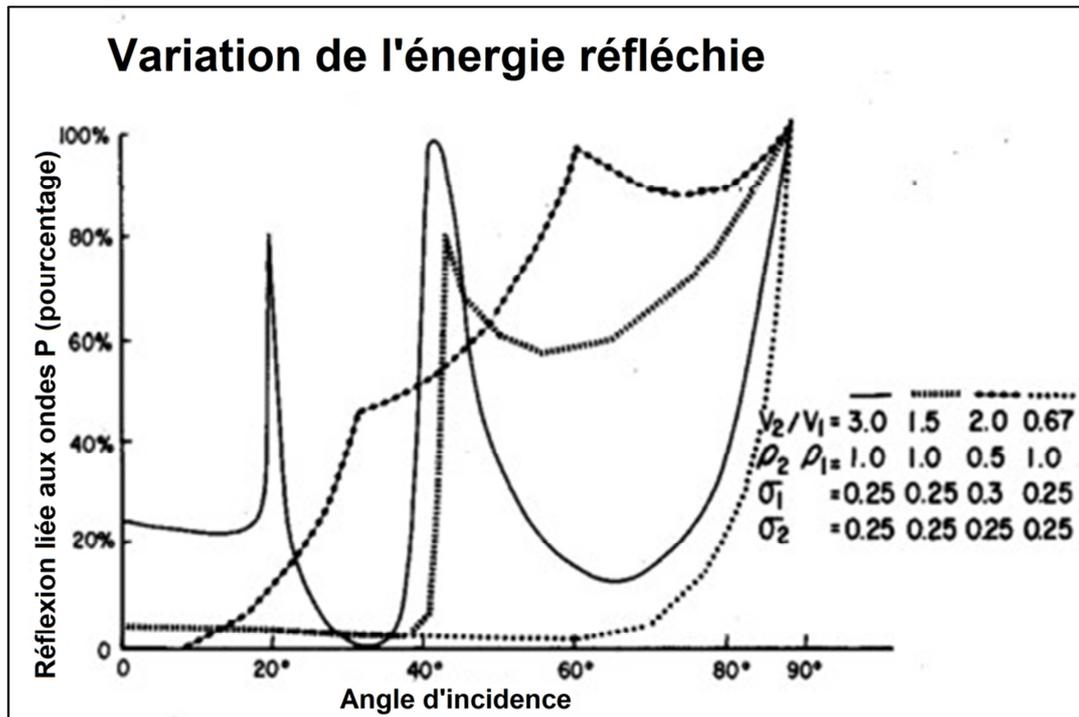


Figure I.14 : Variation de l'énergie réfléchie en fonction de l'onde d'incidence. (Sheriff, 1975)

### I.5. Conclusion :

Les facteurs influençant sur la variation de l'amplitude sont résumés par le tableau I.1 selon les dépendances au temps d'arrivée, l'offset, la fréquence, et leur information sur le sous-sol.

L'étude de ces différents facteurs qui influent sur les valeurs de l'amplitude a montré qu'il est indispensable d'utiliser des outils de traitement adéquats qui permettent d'estimer, puis atténuer ou éliminer leur effet afin de préparer les données sismiques à l'étape de l'interprétation, y compris l'analyse de l'amplitude en fonction de l'offset AVO (ou en fonction de l'angle d'incidence AVA). Le traitement de ces effets diffère du traitement classique, il est connu sous le nom de *traitement en amplitudes préservées* ou *traitement en amplitudes réelles* (TAR : True-Amplitude Recovery).

Tableau récapitulatif :

Facteur affectant l'amplitude	L'effet					Commentaires
	est constant pendant l'enregistrement	augmente avec le temps	dépend de l'offset	dépend de la fréquence	contient de l'information	
Puissance	oui					
et couplage de la source	oui			peut-être		
Divergence sphérique		oui	légèrement			
et courbure des rayons sismiques		oui	légèrement		en un sens	
Absorption		oui		oui	probablement	
Dispersion						Bruit de fond
Interfaces intervenant		oui	légèrement			
Réflexions multiples		oui	légèrement	oui	en un sens	
Bruits divers		quelque peu		en un sens		
Interférence des événements			souvent	en un sens		
Atténuation au niveau des faibles profondeurs	oui			peut-être		
Sensibilité	oui					
et couplage des géophones	oui			peut-être		
Directivité de l'arrangement	oui		oui	oui		
Instrumentation	peut-être	peut-être	peut-être			
Réflexions					oui	
Courbure des réflecteurs		en un sens			structurale	
et concentration de l'énergie		en un sens			en un sens	
Acuité						Effet mineur
et dureté du réflecteur						Effet mineur
Angle d'incidence			oui		oui	

Tableau I.1 : Principaux facteurs affectant l'amplitude sismique. (Sheriff, 1975)

*Chapitre II : Théorie de  
l'analyse AVO*

# Chapitre II

## Théorie de l'analyse AVO

### II.1. Introduction :

L'analyse AVO a vu le jour pendant les années 80s, où le monde de la géophysique a connu une avalanche virtuelle d'applications de cette méthode. L'analyse AVO (variation de l'amplitude en fonction de l'offset) tente d'utiliser la variation liée à l'offset, du coefficient de réflexion des ondes de compression P afin de détecter et/ou d'estimer des contrastes (anomalies) dans les valeurs des vitesses des ondes de cisaillement S et les valeurs de densité à travers un horizon sismique. Bien que l'amplitude des réflexions des ondes P à incidence normale conventionnelle, soit en elle-même, un indicateur d'hydrocarbures, l'AVO va au-delà de l'onde P à incidence normale en produisant un second attribut lié au contraste du coefficient de Poisson. Un cross plot regroupant ces deux attributs permet aux interpréteurs de rechercher les anomalies dues à la présence des fluides.

Ainsi, la détection des hydrocarbures en utilisant l'AVO repose fondamentalement sur les anomalies dans les relations entre les ondes de compression, les ondes de cisaillement et la densité dans les roches imprégnées d'hydrocarbures, par rapport à ces relations pour des roches équivalentes imprégnées d'eau.

### II.2. Les indicateurs directs des hydrocarbures (IDH) :

– Les indicateurs directs des hydrocarbures peuvent être identifiés dans la section sismique « stack » (figure II.1). Ils comprennent plusieurs types :

- *Flat Spot*: Un évènement subhorizontal qui représente un contact de fluide dans le réservoir, cet évènement s'interrompt aux bordures du gisement. Il peut être dû à un contact gaz/huile, à un contact gaz/eau ou bien un contact huile/eau. Le contact huile/eau est généralement non-visible à cause du faible contraste des impédances acoustiques ou à cause de la faible hauteur de colonne à l'huile.
- *Bright Spot*: Augmentation des amplitudes au toit d'un réservoir dû à une présence d'un fluide différent dans les pores.

- *Dim Spot*: Diminution des amplitudes au toit du réservoir à cause du changement du contenu en fluide.
- *Augmentation / Diminution de la vitesse influe* sur les réflexions sous-jacentes par rapport au réservoir dans une section sismique en temps. Cette augmentation est causée par l'augmentation locale de la colonne à gaz (puisque qu'il est caractérisé par une faible vitesse). Parfois, le flat-spot est incliné à cause de l'effet de la vitesse.
- *Inversion de la polarité*: causée par le changement du contenu en fluide au toit du réservoir.
- *Effet de cheminée* : les réflexions sont diffusées dans une zone verticale recouvrant la structure.

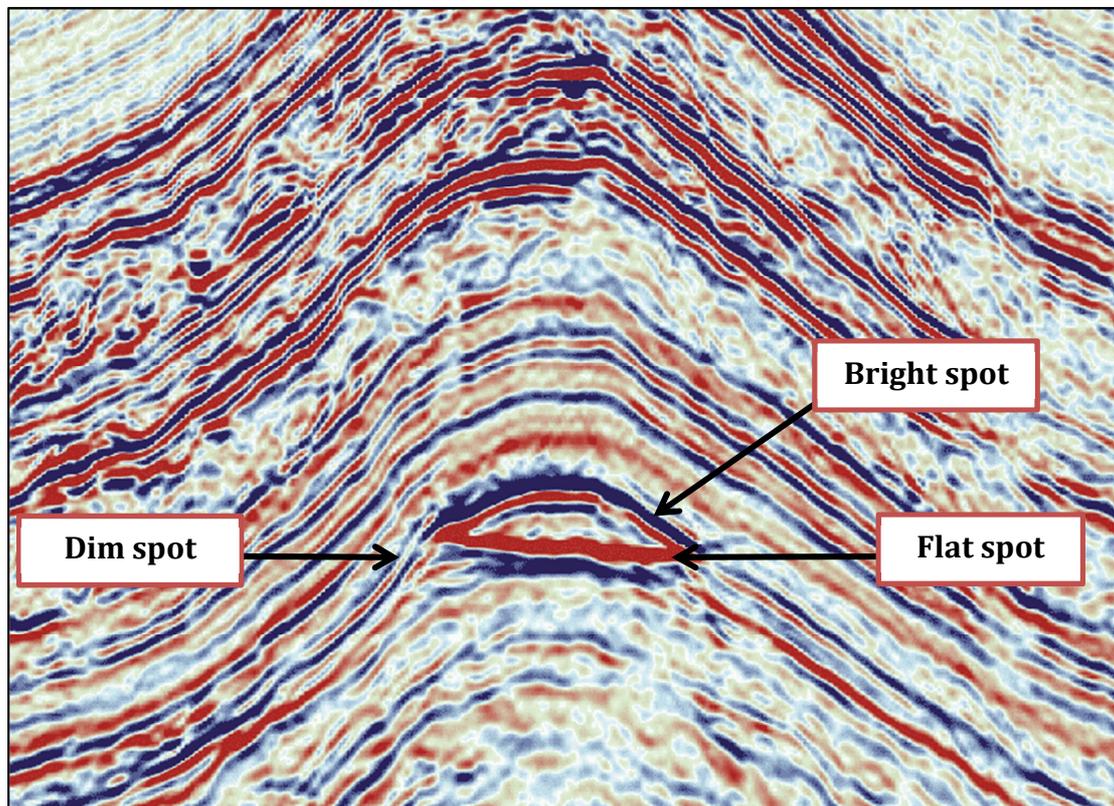


Figure II.1 : Indicateurs directs des hydrocarbures au sein d'un anticlinal. (document PGS)

– Les mesures des variations de l'amplitude en fonction de l'offset sont combinées pour former les *indicateurs des hydrocarbures* (*Hydrocarbon Indicators*). Ces derniers se manifestent par une réponse forte ou positive là où se trouvent les hydrocarbures et une réponse faible ou négative ailleurs.

Les *indicateurs directs des hydrocarbures linéaires* (IDH Linéaires) sont composés des contributions des différents réflecteurs. Ils sont basés sur des tendances géologiques connues.

Plusieurs indicateurs doivent être rassemblés et corrélés pour en tirer l'information utile. La présence d'hydrocarbures peut être mise en évidence par les indicateurs suivants :

- Variation fractionnelle des vitesses des ondes P et des ondes S.
- Variation du facteur fluide ( $\Delta F$ ).
- Représentation des coefficients de réflexions des ondes P et S.
- Variation du coefficient de Poisson.

## II.2.1. Les indicateurs des hydrocarbures linéaires :

### II.2.1.1. La relation de Gardner :

Gardner et al. ont introduit une transformation applicable dans la détection directe des hydrocarbures qui relie la densité  $\rho$  et la vitesses des ondes de compression  $V_p$ .

$$\rho = a \cdot V_p^{\frac{1}{4}} \quad (\text{II-1})$$

Cette formule n'est pas très précise pour les sables imprégnés de gaz, contrairement au sable/argile imprégné d'eau. Cependant les indicateurs des hydrocarbures sont conçus pour éliminer les 'Bright spot' imprégnés d'eau comme étant des objectifs d'exploration.

### II.2.1.2. Changement fractionnel des vitesses :

Pour faciliter l'estimation des indicateurs des hydrocarbures, on différencie l'équation de Gardner et on la divise par elle-même.

A partir de (II-1) on écrit :

$$\log(\rho) = \log(a) + \frac{1}{4} \log(V_p) \quad (\text{II-2})$$

$$\text{donc : } \int \frac{\Delta\rho}{\rho} = \frac{1}{4} \int \frac{\Delta V_p}{V_p} \quad (\text{II-3})$$

on déduit que :

$$\frac{\Delta\rho}{\rho} = \frac{1}{4} \frac{\Delta V_p}{V_p} \quad (\text{II-4})$$

La différenciation de l'équation de Gardner peut être utilisée pour obtenir une estimation robuste pour le changement fractionnel des vitesses d'intervalle des ondes P et des ondes S. L'utilisation fractionnelle des vitesses est très intéressante car une chute dans le rapport  $V_p/V_s$  est souvent associée à une présence de gaz.

### II.2.1.3. Facteur fluide $\Delta F$ :

Le facteur fluide est un autre indicateur très important dans l'identification des variations en fluides. Il prend des valeurs assez élevées lorsque le changement des deux vitesses est de direction opposé (cas des contacts argile - sable à gaz).

Smith et Gidlow (1985) ont défini le facteur fluide  $\Delta F$  comme étant la différence (figure II.2) entre la valeur de  $\frac{\Delta V_P}{V_P}$  observée et  $\frac{\Delta V_P}{V_P}$  prédite à partir  $\frac{\Delta V_S}{V_S}$  en utilisant le courbe 'mudrock' établie par Castagna et al. (1985) par la relation :

$$\Delta V_P = K \cdot \Delta V_S \tag{II-5}$$

avec K une constante qui dépend de la formation, représentant le gradient du cross plot  $V_P - V_S$ . Elle est donnée par Castagna égale à 1.16.

$$\Delta F = \left[ \frac{\Delta V_P}{V_P} \right] - k \left[ \frac{V_S}{V_P} \right] \left[ \frac{\Delta V_S}{V_S} \right] \tag{II-6}$$

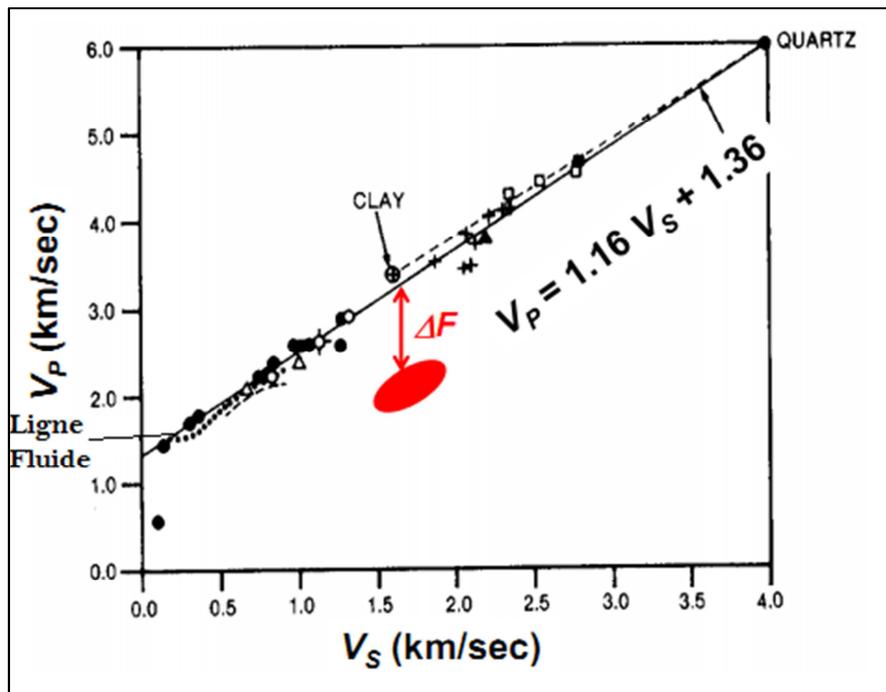


Figure II.2 : Cross plot  $V_P - V_S$  montrant la déviation par rapport à ligne de Castagna (1985). (Russel, 2010)

#### II.2.1.4. Coefficients de réflexion correspondant aux ondes P et S :

Les coefficients de réflexion  $R_{PP}$  et  $R_{SS}$  peuvent être utilisés comme des indicateurs d'hydrocarbures. Le coefficient de réflexion associé à une interface séparant deux couches est :

$$R_{PP} = \frac{\rho_2 V_{P2} - \rho_1 V_{P1}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}} \tag{II-7}$$

Il a été démontré que les coefficients de réflexion peuvent être écrits suivant les expressions suivantes :

$$R_{pp} = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \tag{II-8}$$

$$R_{ss} = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_S}{V_S} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \tag{II-9}$$

D'après Gassman (1951), le module de cisaillement est relativement indépendant du contenu en fluide si les autres facteurs restent constants. Cependant la différence  $\Delta\mu_S$  entre les grès et l'argile reste relativement indépendante du contenu en gaz, et les variations  $R_{SS}$  deviennent dominées par les variations de densité au sein des grès. Les grès imprégnés en gaz sont caractérisés par de faibles densités.

### II.3. Variation de l'amplitude en fonction de l'offset :

Il a été remarqué que le caractère de l'amplitude change avec l'offset à cause de la variation de l'angle d'incidence. Cette particularité est percevable dans les CMPs avant sommation (Prestack CMPs gathers), ignorée auparavant par les géophysiciens. Cependant plusieurs études ont montré le rapport entre la variation de l'amplitude en fonction de l'offset (AVO) avec la lithologie et le contenu en fluide. Pour illustrer la compréhension de ce phénomène, prenons comme analogie le jet d'une pierre dans un interface à eau/air, où elle va rebondir à plusieurs reprises avant de pénétrer dans l'eau. Ce rebondissement est fortement lié à l'angle avec lequel on a jeté la pierre. En revanche, celle-ci va plonger directement dans l'eau si elle est jetée à la verticale. On constate clairement qu'il existe une anisotropie angulaire.

#### II.3.1. Répartition de l'énergie à l'interface :

En exploration sismique les réflexions ont des réponses complexes, dues à la superposition des événements d'une série de multitude de couches. Mais il est important de comprendre la dépendance de la réflectivité à l'offset et la répartition de l'énergie au niveau de l'interface.

En considérant deux milieux isotropes et homogènes semi-infinis séparés par un interface plan, et qu'une onde incidente de compression P tombe sur cet interface (figure II.3), la réflexion à l'interface introduit une partition d'énergie où les angles d'incidence, de réflexion et de transmission sont liés par la relation de Snell :

$$P = \frac{\sin\theta_i}{V_{P_1}} = \frac{\sin\theta_t}{V_{P_2}} = \frac{\sin\varphi_r}{V_{S_1}} = \frac{\sin\varphi_t}{V_{S_2}} \quad (\text{II-10})$$

La figure II.3 montre le trajet de rayon sismique incident sur une surface qui sépare deux milieux différents. L'angle  $\theta_i$  représente l'angle entre l'onde incidente avec la droite normale à l'interface, qui est égal à l'angle de réflexion ; l'angle entre le rayon de l'onde P réfléchi et la normale. L'angle  $\theta_t$  est l'angle de transmission, qui représente l'angle entre le rayon d'onde P transmis avec la normale. D'une façon similaire, l'angle  $\varphi_r$  représente l'angle de

réflexion ; et l'angle  $\varphi_t$  est l'angle de transmission pour les rayons d'ondes S réfléchis et transmis.

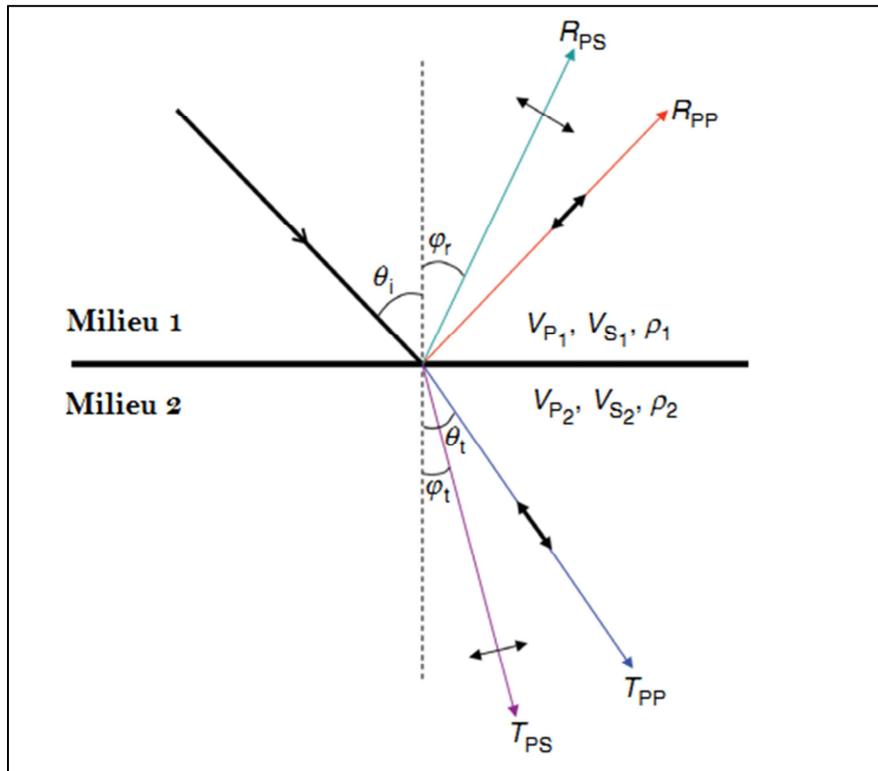


Figure II.3 : Réflexion et transmission d'une onde plane incidente au niveau d'une interface séparant deux milieux différents.

Pour montrer l'allure de la répartition de l'énergie à l'interface, on calcule les coefficients de réflexions et de transmission à un interface donné, en fonction de l'angle d'incidence. On pose dans un premier cas  $\frac{V_{P2}}{V_{P1}} = 0.75$ , et  $\rho_1 = \rho_2$ , et  $V_1 = V_2 = 0.25$ , et on pose pour un autre cas  $\frac{V_{P2}}{V_{P1}} = 2$ . Pour le premier cas, pour de faibles angles d'incidences ; les ondes P réfléchies et transmises, portent toute l'énergie et il n'y a pas d'ondes S de cisaillement. Avec l'augmentation de l'angle d'incidence, une partie d'énergie sera graduellement portée par les ondes S réfléchies et transmises – respectivement  $R_{PS}$  et  $T_{PS}$  – à l'exclusion des ondes P. A environ  $8^\circ$  ou  $9^\circ$ , l'énergie des ondes P commence à être convertie en énergie des ondes S, qui varie selon la figure II.4.

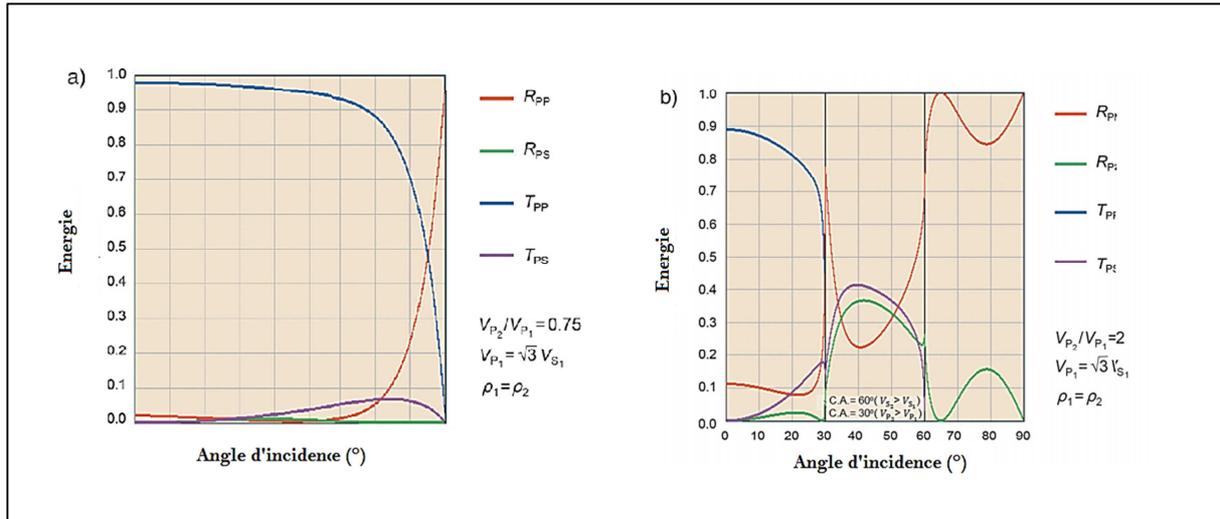


Figure II.4 : Répartition de l'énergie à l'interface pour différentes valeurs de  $\frac{V_{P2}}{V_{P1}}$ . (Chopra & Castagna, 2014)

### II.3.2. Les équations de Zoeppritz :

En assumant la continuité de la contrainte et de la déformation au niveau d'un interface, les équations de Zoeppritz décrivent la variation des amplitudes des ondes réfléchies et des ondes transmises, de compression (Compressional) et de cisaillement (Shear), lorsqu'une onde P émise à incidence oblique rencontre un interface séparant deux milieux différents.

L'énergie de l'onde incidente est donc divisée en quatre types d'ondes d'énergies différentes qui dépendent de l'angle d'incidence et des propriétés physiques des milieux où elles se propagent. Il existe quatre équations relatives aux quatre conditions d'interfaces qui doivent être satisfaites. La solution de ces équations résultera en deux coefficients de réflexion et deux coefficients de transmission. Ces deux coefficients sont sensibles au changement de l'angle d'incidence. Les équations de Zoeppritz ne sont pas prises en considération au-delà de l'angle critique.

Aki et Richards (1980) ont simplifié les équations de Zoeppritz sous une forme matricielle selon la figure II.3, plus commode que l'originale :

$$\begin{pmatrix} \sin(\theta_i) & \cos(\varphi_r) & -\sin(\theta_t) & \cos(\varphi_t) \\ -\cos(\theta_i) & \sin(\varphi_r) & -\cos(\theta_t) & -\sin(\varphi_t) \\ \sin(2\theta_i) & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos(2\varphi_r) & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}} \sin(2\theta_t) & -\frac{\rho_2 V_{S2} V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2} \cos(2\varphi_t) \\ \cos(2\varphi_r) & -\frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin(2\varphi_r) & -\frac{\rho_2 V_{P2}}{\rho_1 V_{P1}} \cos(2\varphi_t) & -\frac{\rho_2 V_{S2}}{\rho_1 V_{P1}} \sin(2\varphi_t) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PP} \\ T_{PS} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\sin(\theta_i) \\ -\cos(\theta_i) \\ \sin(2\theta_i) \\ -\cos(2\varphi_r) \end{pmatrix}$$

où :

$R_{PP}$ ,  $R_{PS}$  : Sont respectivement les amplitudes des ondes P et S réfléchies.

$T_{PP}$ ,  $T_{PS}$  : Sont respectivement les amplitudes des ondes P et S transmises.

$V_{P1}$ ,  $V_{S1}$  : Sont respectivement les vitesses des ondes P et S dans le premier milieu.

$V_{P2}$ ,  $V_{S2}$  : Sont respectivement les vitesses des ondes P et S dans le deuxième milieu.

$\theta_i$ ,  $\theta_t$ ,  $\phi_r$ ,  $\phi_t$  : Les angles que forment les rayons sismiques relatifs aux ondes P et S des deux milieux avec la normale.

### II.3.3. Approximations des équations de Zoeppritz :

Les équations de Zoeppritz sont assez compliquées et leur résolution est très difficile ; elles ne traduisent pas une compréhension intuitive qui montre que la variation d'amplitude est liée aux paramètres élastiques, ou que la variation d'un certain paramètre affecte la courbe du coefficient de réflexion. Au cours du temps, plusieurs approximations des équations de Zoeppritz ont vu le jour afin de révéler l'information induite par le comportement des amplitudes en fonction de l'offset.

#### II.3.3.1. Approximation de Bortfeld (1961) :

La première approximation des équations de Zoeppritz a été établie par Bortfeld (1961), qui a linéarisé les équations de Zoeppritz en supposant que la subsurface est divisée en plusieurs couches séparées entre elles par une couche de transition où les propriétés physiques ( $V_P$ ,  $V_S$ ,  $\rho$ ) subissent de petits changements ( $\Delta V_P$ ,  $\Delta V_S$ ,  $\Delta\rho$ ). Il a ainsi aboutit à la relation (II-11) suivante :

$$R_{PP}(\theta) = \frac{1}{2} \ln \left( \frac{V_{P2} \rho_2 \cos \theta_1}{V_{P1} \rho_1 \cos \phi_1} \right) + \left( \frac{\sin \theta_1}{V_{P1}} \right)^2 (V_{S1}^2 - V_{S2}^2) \left( 2 + \frac{\ln \frac{\rho_2}{\rho_1}}{\ln \frac{V_{S2}}{V_{S1}}} \right) \quad (\text{II-11})$$

avec :

$R_{PP}(\theta)$  : Coefficient de réflexion dû à l'onde P.

$V_P$ ,  $V_S$  : Vitesse des ondes de compression P et ondes de cisaillement S respectivement.

$\rho$  : Densité.

#### II.3.3.2. Approximation d'Aki et Richards (1980) :

Aki et Richards (1980) ont donné l'expression du coefficient de réflexion sous une forme qui comprend trois termes, ces trois termes incluant la densité, la vitesse des ondes P, et la vitesse des ondes S. Cette forme s'écrit comme suit :

$$R_{PP}(\theta) = \frac{1}{2} \left( 1 - 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \theta \right) \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \frac{\Delta V_P}{V_P} - \left( 4 \frac{V_S^2}{V_P^2} \sin^2 \theta \right) \frac{\Delta V_S}{V_S} \quad (\text{II-12})$$

où :

$$\Delta V_P = V_{P_2} - V_{P_1} ; \quad \Delta V_S = V_{S_2} - V_{S_1} ;$$

$$V_P = \frac{V_{P_1} + V_{P_2}}{2} ; \quad V_S = \frac{V_{S_1} + V_{S_2}}{2} ;$$

$$\theta = \frac{\theta_1 + \theta_2}{2} ; \quad \rho = \frac{\rho_1 + \rho_2}{2} ; \quad \Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$$

où :

$V_{P_1}, V_{P_2}$  : Vitesses des ondes de compression P des couches sus-jacente et sous-jacente respectivement.

$V_{S_1}, V_{S_2}$  : Vitesses des ondes de cisaillement S des couches sus-jacente et sous-jacente respectivement.

$\rho_1, \rho_2$  : Densité des couches sus-jacente et sous-jacente respectivement.

Les approximations citées en (II-12) ne sont valables que lorsque les paramètres physiques des deux couches subissent un léger changement.

Ces approximations sont seulement valables pour les petits contrastes et les petits angles d'incidence ce qui permet de faire beaucoup d'applications. Cependant, ces hypothèses doivent être respectées pour éviter de tomber dans de fausses approximations.

La figure II.5 compare la solution exacte des équations de Zoeppritz (ligne épaisse rouge) avec l'approximation de Bortfeld (petits cercles rouges) et l'approximation d'Aki et Richards (ligne fine rouge) pour le modèle décrit. Les approximations de Bortfeld et d'Aki et Richards se superposent pour toute la plage d'angles. Néanmoins, au-delà de 35°, les deux approximations dérivent légèrement de la solution exacte, bien qu'elles soient raisonnables et acceptables.

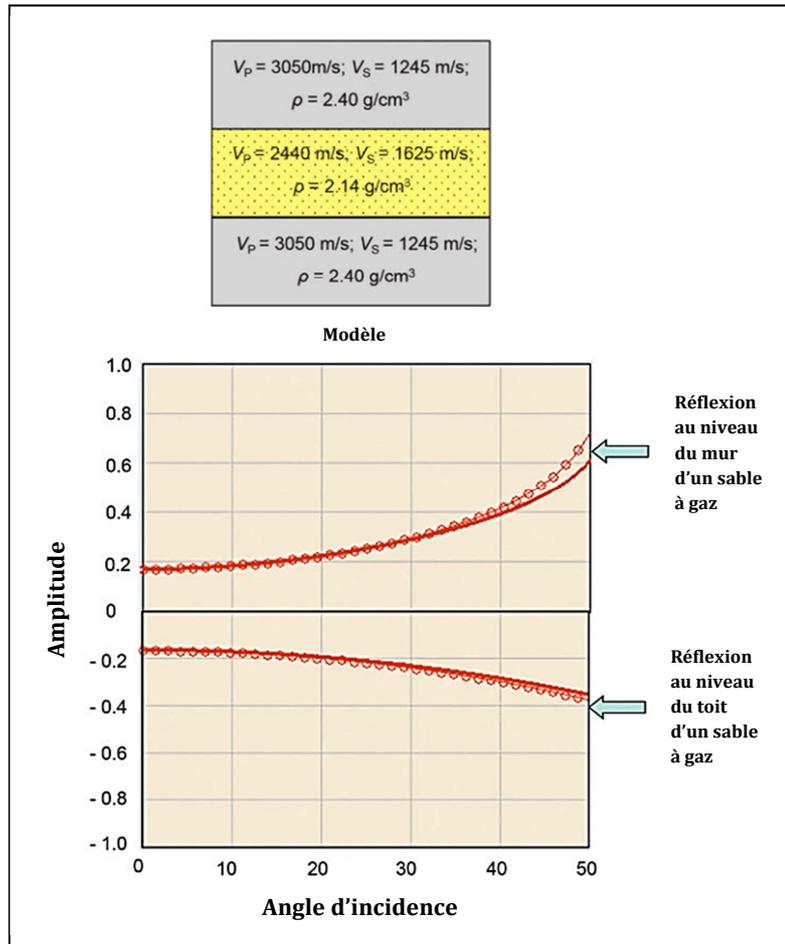


Figure II.5 : Comparaison entre la solution exacte des équations de Zoeppritz avec l'approximation de Bortfeld et celle d'Aki et Richards pour le modèle illustré au-dessus.

(Chopra & Castagna, 2014)

L'équation (II-12) peut être réarrangée en 3 termes selon des plages d'angles d'incidence successives, comme suit :

$$R_{PP}(\theta) = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) + \left( \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} - 4 \frac{V_S^2 \Delta V_S}{V_P^2 V_S} - 2 \frac{V_S^2 \Delta \rho}{V_P^2 \rho} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (\text{II-13})$$

L'équation (II-13) est de la forme suivante :

$$R_{PP}(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (\text{II-14})$$

Où A est appelé l'intercept, la « vraie » réflexion à incidence normale ; B représente la pente ou le gradient, c'est la mesure du degré de variation de l'amplitude en fonction du temps ; C représente la courbure.

Il faut noter que :

$$\sin^2 \theta \tan^2 \theta = (1 - \cos^2 \theta) \tan^2 \theta$$

$$\sin^2 \theta \tan^2 \theta = \tan^2 \theta - \cos^2 \theta \tan^2 \theta$$

$$\sin^2 \theta \tan^2 \theta = \tan^2 \theta - \sin^2 \theta \quad (\text{II-15})$$

**II.3.3.3. Approximation de Hilterman (1983) :**

Hilterman (1983) a modifié l'équation de Bortfeld (II-11) en la séparant en deux termes : un « facteur fluide » et un « facteur de cisaillement » :

$$R_{PP}(\theta) = R_{ff}(\theta) + R_{sf}(\theta) \tag{II-16}$$

avec :

$R_{ff}$  : Facteur fluide donné par l'expression suivante :

$$R_{ff}(\theta) = \frac{V_{P2}\rho_2 \cos \theta_1 - V_{P1}\rho_1 \cos \theta_2}{V_{P2}\rho_2 \cos \theta_1 + V_{P1}\rho_1 \cos \theta_2} \tag{II-17}$$

$R_{sf}$  : Facteur de cisaillement dont l'expression est la suivante :

$$R_{sf}(\theta) = \left( \frac{\sin \theta_1}{V_{P1}} \right)^2 (V_{S1} + V_{S2}) \left[ 3(V_{S1} - V_{S2}) + 2 \frac{V_{S2}\rho_1 - V_{S1}\rho_2}{\rho_2 + \rho_1} \right] \tag{II-18}$$

**Remarque :** Le terme « facteur fluide » a initialement été utilisé par Hilterman (1983), puis par Smith et Gidlow (1987).

**II.3.3.4. Approximation de Shuey (1985) :**

Shuey (1985) a réarrangé l'équation d'Aki de Richards algébriquement en une forme similaire à l'équation (II-13), tout en introduisant le coefficient de Poisson ( $\sigma$ ), où les termes sont rangés selon leur contribution dans le coefficient de réflexion en fonction des plages d'angle d'incidence :

$$R_{PP}(\theta) = \underbrace{R_P}_{1^{er} \text{ terme}} + \underbrace{\left( R_P A_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right) \sin^2 \theta}_{2^{ème} \text{ terme}} + \underbrace{\frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)}_{3^{ème} \text{ terme}} \tag{II-19}$$

avec :

$$\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1 \quad ; \quad \sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2}$$

$$A_0 = B_0 - 2(1 + B_0) \frac{1-2\sigma}{1-\sigma} \quad ; \quad B_0 = \frac{\frac{\Delta V_P}{V_P}}{\frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta\rho}{\rho}} \quad ; \quad R_P = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right)$$

où :

$R_P$  : Coefficient de réflexion à incidence normale.

$\sigma$  : Coefficient de Poisson.

Chaque terme de l'approximation de Shuey décrit une plage d'angles d'incidences différente de la courbe de réflexion :

**a- Pour une incidence normale  $\theta=0$  :**

Dans ce cas, c'est le premier terme qui domine, il définit l'amplitude du coefficient de réflexion à incidence normale, soit :

$$R_{PP}(\theta)=R_P = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) = \frac{1}{2} \frac{\Delta \rho V_P}{\rho V_P} \quad (\text{II-20})$$

On peut donc écrire l'équation (II-20) sous la forme :

$$R_{PP}(\theta)=\frac{1}{2} \frac{\Delta Z_P}{Z_P} = \frac{Z_{P_2}-Z_{P_1}}{Z_{P_2}+Z_{P_1}} \quad (\text{II-21})$$

$$\text{tel que : } Z_P = Z_{P_2} + Z_{P_1} \quad ; \quad \Delta Z_P = \frac{Z_{P_2}-Z_{P_1}}{2}$$

où :

$Z_P$  : Impédance acoustique en ondes P.

**b- Les angles intermédiaires ( $0 < \theta < 30^\circ$ ) :**

Dans ce cas, on introduit le second terme en plus du premier terme. C'est le deuxième terme est prédominant dans l'approximation, il est lié au contraste des coefficients de Poisson dont l'influence commence à apparaître dans la plage d'angles d'incidence moyenne ( $15^\circ - 30^\circ$ ). Le coefficient de réflexion s'écrit sous la forme :

$$R_{PP}(\theta)=R_P + \left( R_P A_0 + \frac{\Delta \sigma}{(1-\sigma)^2} \right) \sin^2 \theta \quad (\text{II-22})$$

**Remarque :** Les réflexions dont l'angle d'incidence est dans l'intervalle  $0 < \theta < 30^\circ$  reflète l'influence des ondes de cisaillement, donc, l'influence du rapport  $V_P/V_S$ , et ainsi, l'influence du coefficient de Poisson.

**c- Les grands angles ( $\theta > 30^\circ$ ) :**

Pour les angles lointains, c'est le troisième terme qui domine la variation de l'amplitude au détriment des deux premiers termes en s'approchant de l'angle critique. Il est seulement lié au changement de vitesses :

$$R_{PP}(\theta) = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (\text{II-23})$$

**Remarque :** L'angle  $\theta = 30^\circ$  forme une frontière qui marque l'arrêt de l'influence du coefficient de Poisson sur l'amplitude du coefficient de réflexion. De plus, à partir des angles supérieurs à  $30^\circ$ , l'approximation de Shuey donne des amplitudes qui dérivent de la réalité.

Pour une plage d'angles restreinte, il est possible de linéariser l'équation (II-19) en négligeant le 3<sup>ème</sup> terme sous la forme :

$$R_{PP}(\theta) = R_P + G \sin^2 \theta \quad (\text{II-24})$$

L'équation (II-24) forme l'équation d'une droite en  $\sin^2 \theta$ , où :

$R_P$  : Coefficient de réflexion à incidence normale ou intercept.

$G$  : Gradient.

avec :

$$G = R_P A_0 + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \quad (\text{II-25})$$

### II.3.3.5. Approximation de Gelfand (1986) :

Gelfand (1986) a établi une approximation des équations de Zoeppritz à partir de l'approximation d'Aki et Richards ; elle est basée sur les coefficients de réflexion à incidence normale des ondes P et S. Pour cela, Gelfand a supposé que pour la majorité des roches consolidées, le rapport  $\frac{V_S}{V_P} \approx \frac{1}{\sqrt{3}}$ , puis il a ignoré le 3<sup>ème</sup> terme de l'équation (II-13) :

$$R_{PP}(\theta) = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) + \left( \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{V_P} - \frac{\Delta V_S}{V_S} - \frac{1}{2} \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \sin^2 \theta \quad (\text{II-26})$$

sachant que :

$$R_P \cong \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \quad (\text{II-27})$$

et

$$R_S \cong \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_S}{V_S} + \frac{\Delta\rho}{\rho} \right) \quad (\text{II-28})$$

l'équation (II-26) devient :

$$R_{PP}(\theta) = R_P + (R_P - 2R_S) \sin^2 \theta \quad (\text{II-29})$$

A partir de l'équation (II-29), on obtient :

$$R_S = \frac{1}{2} (R_P - G) \quad (\text{II-30})$$

**Remarque :** Connaissant l'intercept et le gradient, l'équation (II-22) permet d'estimer le coefficient de réflexion des ondes S en tant qu'attribut AVO.

### II.3.3.6. Simplification de l'approximation de Shuey (1989) :

Hilterman (1989) a simplifié l'approximation de Shuey en se basant sur les hypothèses suivantes :

- 1- On admet que  $\sigma=1/3$ , c'est-à-dire  $A_0 = -1$ .
- 2- On considère seulement les deux premiers termes de l'équation (II-19) pour l'analyse quantitative, ce qui limite les angles :  $\theta < 30^\circ$ . Pour cette plage d'angles :  $\tan^2 \theta \cong \sin^2 \theta$ .

Alors l'équation (II-19) se simplifie comme suit :

$$R_{PP}(\theta) = R_P(1 - \sin^2 \theta) + \frac{9}{4}\Delta\sigma \sin^2 \theta \quad (\text{II-31})$$

En réarrangeant davantage l'équation (II-31), nous aurons :

$$R_{PP}(\theta) = R_P + G \sin^2 \theta \quad (\text{II-32})$$

avec :

$$G = \frac{9}{4}\Delta\sigma - R_P \quad (\text{II-33})$$

d'où :

$$\Delta\sigma = \frac{4}{9}(R_P + G) \quad (\text{II-34})$$

où :

$R_P$  : Intercept ;  $G$  : Gradient.

**Remarque 1 :** Connaissant l'intercept et le gradient, l'équation (II-34) permet d'estimer le contraste du coefficient de Poisson  $\Delta\sigma$  en tant qu'attribut AVO.

**Remarque 2 :** D'après l'équation linéaire (II-32), on peut clairement voir que l'amplitude du coefficient de réflexion dépend de l'amplitude du coefficient de réflexion à incidence normale  $R_P$  (intercept) et du gradient  $G$  qui est fonction du contraste du coefficient de Poisson. L'intercept représente l'intersection de la droite de régression dessinée avec l'axe des amplitudes, tandis que le gradient représente la pente de la droite en fonction de l'angle d'incidence ( $\sin^2 \theta$ ). Une large valeur positive du gradient indique que l'amplitude s'accroisse en valeur algébrique avec l'angle d'incidence, ce qui veut dire que l'amplitude augmente ou diminue avec l'angle d'incidence selon la valeur de l'intercept.

#### II.4. Règles de Koefoed :

Koefoed (1955) a testé les effets du coefficient de Poisson de deux milieux superposés séparés par un horizon sismique sur le coefficient de réflexion d'une onde P. Les résultats de Koefoed sont très importants en AVO. Il a établi 5 règles empiriques définissant l'allure des courbes représentant le coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence :

- 1) Lorsque le milieu sous-jacent possède une vitesse longitudinale  $V_P$  supérieure à celle du milieu sus-jacent, et où les autres propriétés sont équivalentes pour les deux milieux, une augmentation du coefficient de Poisson du milieu sous-jacent cause une augmentation du coefficient de réflexion pour les grands angles (figure II.6)

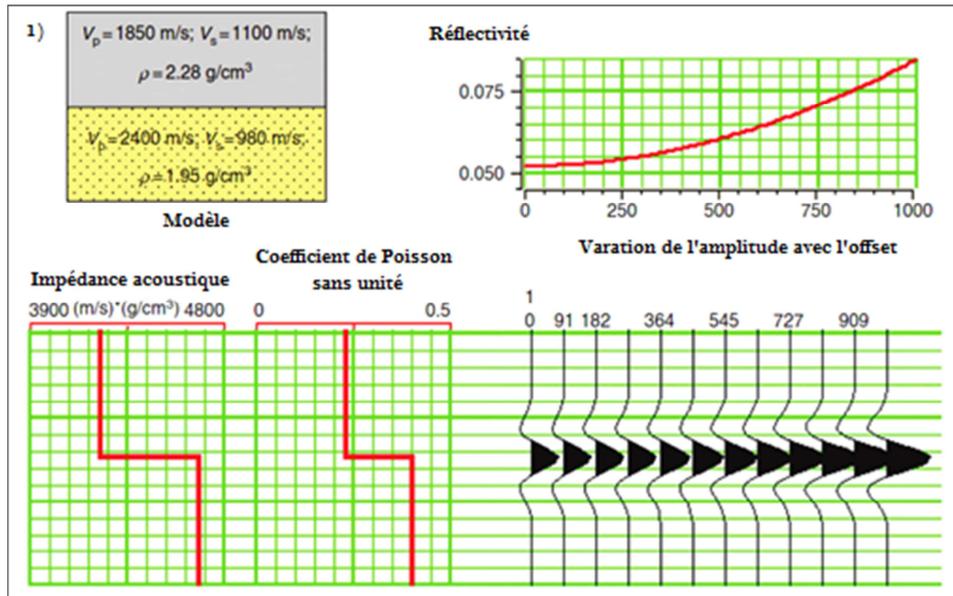


Figure II.6 : Illustration de la règle 1 de Koefoed. (Chopra & Castagna, 2014)

- 2) Lorsque, dans le cas de la règle 1, le coefficient de Poisson du milieu sus-jacent augmente, le coefficient de réflexion diminue pour les grands angles (figure II.7).

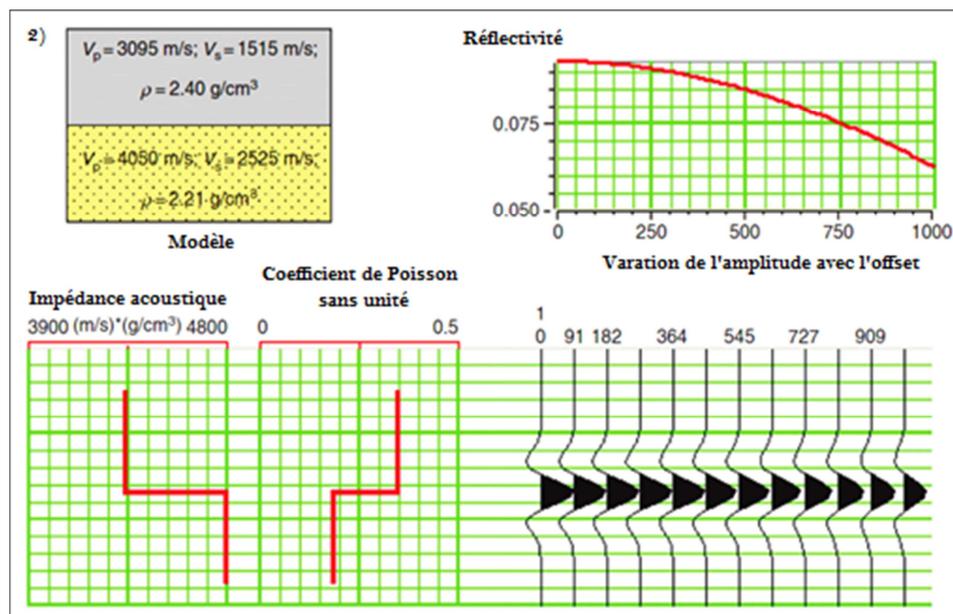


Figure II.7 : Illustration de la règle 2 de Koefoed. (Chopra & Castagna, 2014)

- 3) Lorsque, dans le cas de la règle 1, les coefficients de Poisson des deux milieux sont augmentés de la même façon, le coefficient de réflexion diminue pour les grands angles.
- 4) L'effet mentionné dans la règle 1 devient plus important lorsque le contraste des vitesses diminue (figure II.8).

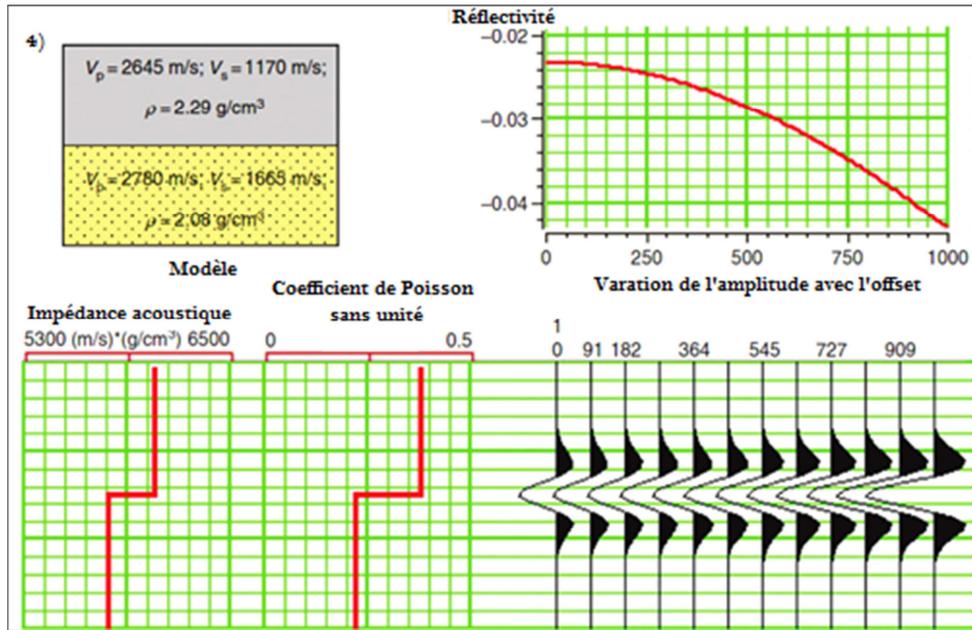


Figure II.8 : Illustration de la règle 4 de Koefoed. (Chopra & Castagna, 2014)

5) La permutation des deux milieux, sous-jacent et sus-jacent, n'affecte que légèrement la forme des courbes des coefficients de réflexion (figure II.9).

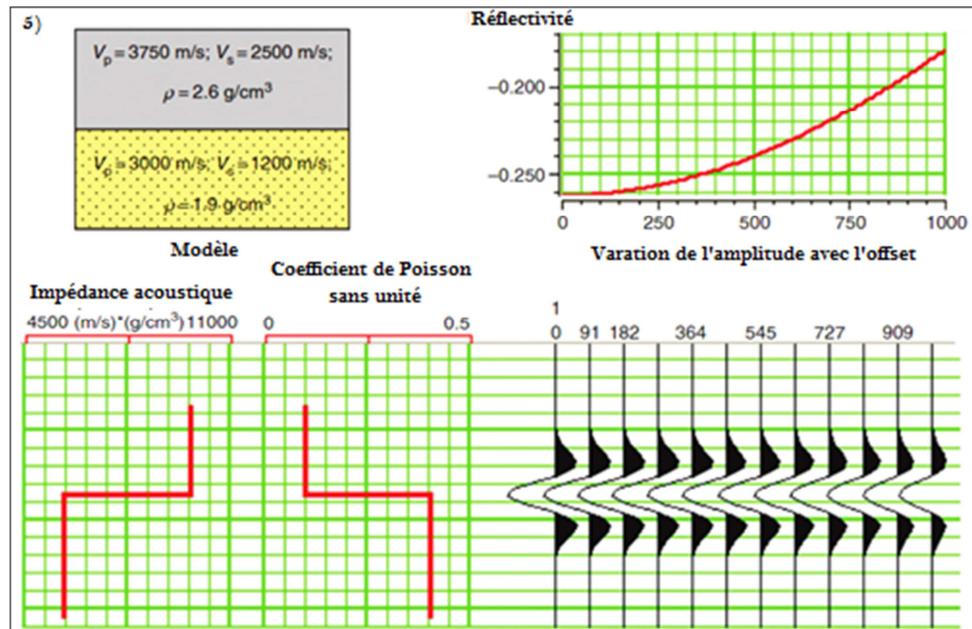


Figure II.9 : Illustration de la règle 5 de Koefoed. (Chopra & Castagna, 2014)

## II.5. Les vitesses et la lithologie :

### II.5.1. Porosité :

Une relation simple généralement utilisée est celle de Wyllie, qui relie la vitesse des ondes P et la porosité. Cette formule est utilisée pour déterminer la porosité pour les grès consolidés à partir des diagraphies acoustiques (Wyllie et al. 1958).

$$\frac{1}{V_r} = \frac{\Phi}{V_f} + \frac{1-\Phi}{V_{ma}} \quad (\text{II-35})$$

avec :

$\Phi$  : Porosité effective.

$V_r$  : Vitesse de la roche saturée.

$V_f$  : Vitesse du fluide.

$V_{ma}$  : Vitesse de la matrice de la roche.

La porosité peut être déduite en connaissant la vitesse de la matrice, la nature du fluide et sa vitesse.

### II.5.2. Densité :

D'après Gardner (Gardner et al. 1974), la courbe [ondes P / densité] pour une formation saturée peut être obtenue à partir de l'approximation suivante :

$$\rho = 0.31V_p^{0.25} \quad (\text{II-36})$$

où :

$\rho$  : Masse volumique en  $\text{g/cm}^3$ .

$V_p$ : Vitesse en m/s.

### II.5.3. Relation entre $V_p$ et $V_s$ :

Les relations entre  $V_p$  et  $V_s$  sont essentielles dans l'identification lithologique, à partir des données sismiques ou des diagraphies acoustiques, aussi bien que dans l'utilisation de l'AVO la détection directe des hydrocarbures et du contenu en fluide. Il existe une grande variété de relations empiriques ou théoriques entre  $V_p$  et  $V_s$  de méthodes de prédiction des vitesses  $V_s$ . Pickett (1963) a établi la relation  $V_p$  et  $V_s$  avec des études expérimentales, et il est que cette relation est fortement liée à la lithologie.

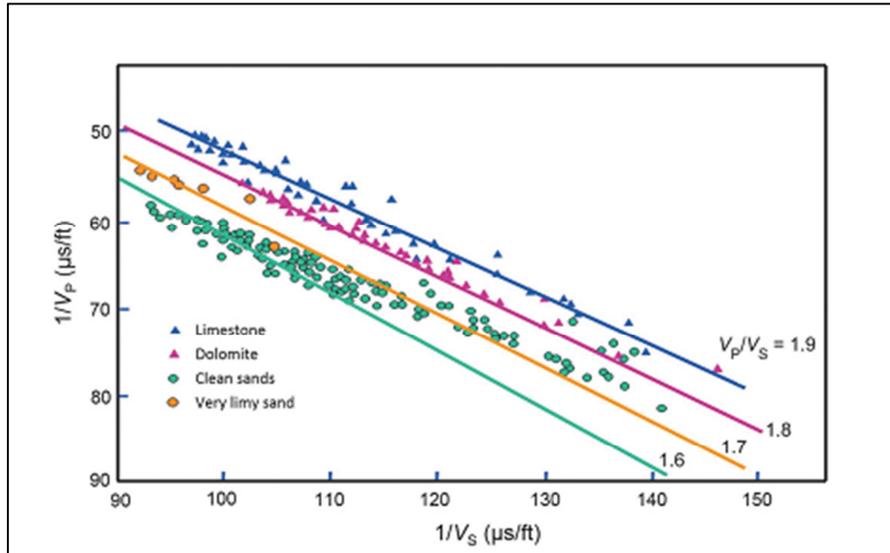


Figure II.10. Relation entre l'inverse des vitesses  $V_P$  et  $V_S$ , basées sur des mesures de laboratoire pour les calcaires, dolomies et les grès. (Pickett, 1963)

### II.5.3.1. Théorie des vitesses des ondes P et S :

Lors de l'analyse des données sismiques, deux vitesses sont d'une importance majeure, vitesse des ondes de compression P et vitesses des ondes de cisaillement S.

La vitesse  $V_P$  peut être liée aux paramètres élastiques de roche par :

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (\text{II-37})$$

et la vitesse  $V_S$  par :

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (\text{II-38})$$

### II.5.3.2. Relation entre $V_P$ et $V_S$ pour les calcaires :

La figure II.11 regroupe les données sur la relation  $V_P - V_S$  concernant les calcaires (Pickett 1963). La tendance montre clairement une allure parabolique du graphe de cette relation.

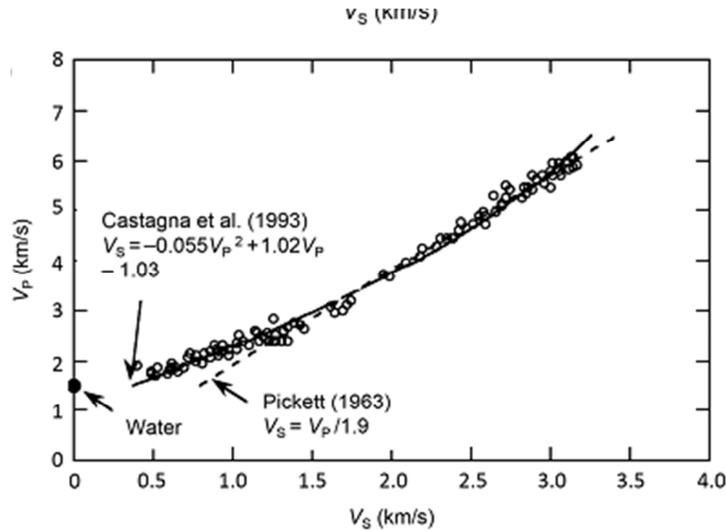


Figure II.11 : Cross plot représentant  $V_P$  en fonction de  $V_S$  pour les calcaires. (Pickett, 1963)

La relation linéaire  $V_P = 1.9 V_S$  établie par Pickett n'est valable que pour les valeurs de vitesse  $V_S$  supérieure à 1.5Km/s. Elle est donnée par :

$$V_S = -0.05509 V_P^2 + 1.0168 V_P - 1.0305 \quad (II-39)$$

### II.5.3.3. Relation entre $V_P$ et $V_S$ pour les argiles et les sables :

Contrairement aux calcaires, la relation entre la vitesse  $V_P$  et la vitesse  $V_S$  pour les sables (figure II.12 (a)) et les argiles (figure II.12 (b)) est à peu près linéaire sur toute la gamme des données.

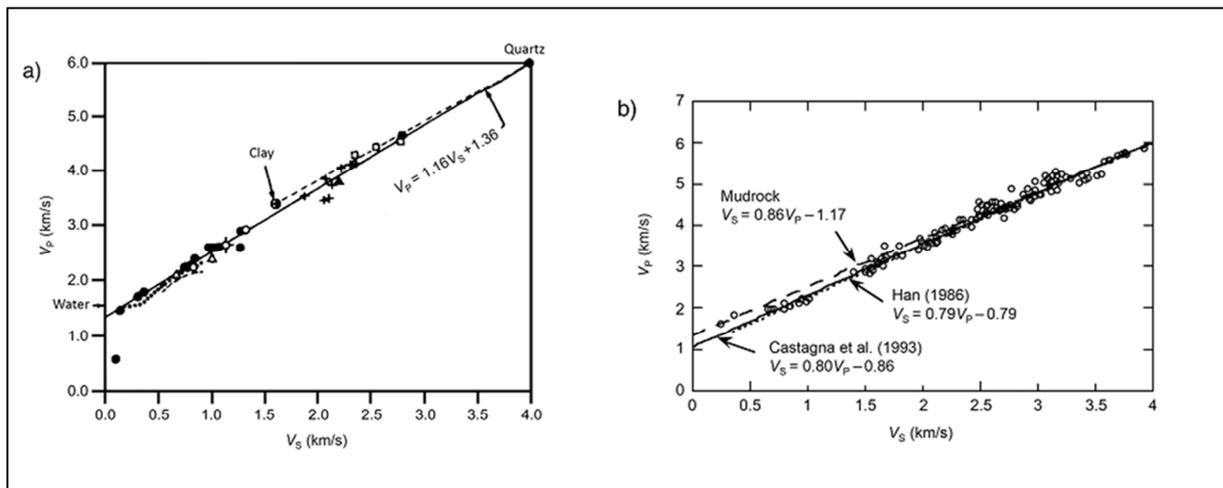


Figure II.12 : Cross plot représentant  $V_P$  en fonction de  $V_S$  : dans le cas des argiles (a) et dans le cas des sables (b). (Castagna, 1993)

Les relations entre  $V_P$  et  $V_S$  suivantes sont données par (Castagna et al. 1985, Thomsen, 1986):

**Pour les sables :**

$$V_S = 0.8042 V_P - 0.8559 \quad (\text{II-40})$$

**Pour les argiles :**

$$V_S = 0.7700 V_P - 0.8674 \quad (\text{II-41})$$

#### II.5.3.4. Relation $V_P$ - $V_S$ pour les dolomites :

Pour les dolomites le cross plot entre  $V_P$  et  $V_S$  est donnée par la figure II.13 :

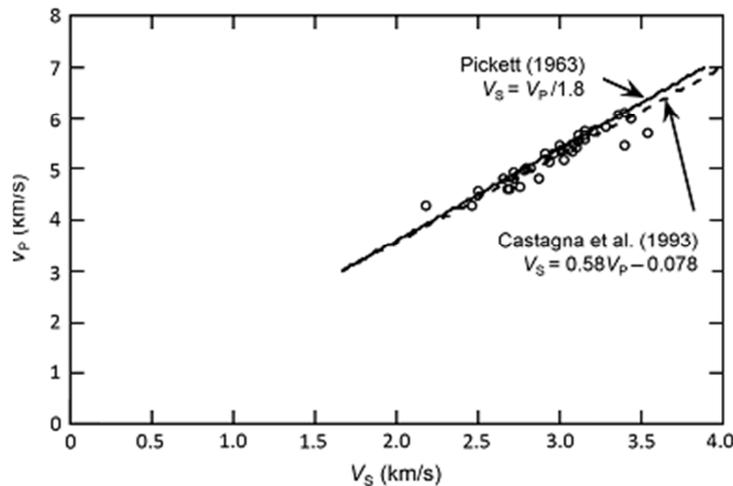


Figure II.13 : Cross plot représentant  $V_P$  en fonction de  $V_S$  pour les dolomies. (Castagna et al., 1993)

$$V_S = 0.5832 V_P - 0.7776 \quad (\text{II-42})$$

Comme les argiles et les sables cette relation est linéaire sur la majorité des points des mesures

#### II.5.3.5. Courbes mudrocks :

Les mesures ont été réalisées in situ donnant la ligne mudrock ont été réalisées par Castagna et al. (1985). La relation proposée est la suivante :

$$V_P = 1.36 + 1.16 V_S \quad (\text{II-43})$$

Cette relation est similaire aux relations (II-40) et (II-41) établies pour les sables et les argiles.

#### II.5.4. Le rapport $V_P/V_S$ :

Les vitesses des ondes compression  $V_P$  dépendent de plusieurs facteurs tels que la porosité, la forme des pores, saturation des fluides, etc. Cependant l'identification

lithologique à partir des vitesses des ondes P est quasiment impossible. Comme l'indique la figure II.14, l'ambiguïté concernant l'identification lithologique peut être levée en introduisant l'information concernant les vitesses des ondes S, plus particulièrement le rapport  $V_P/V_S$  ainsi que le coefficient de Poisson  $\sigma$  (II-44). Plus le coefficient de Poisson est grand, plus le rapport  $V_P/V_S$  est grand.

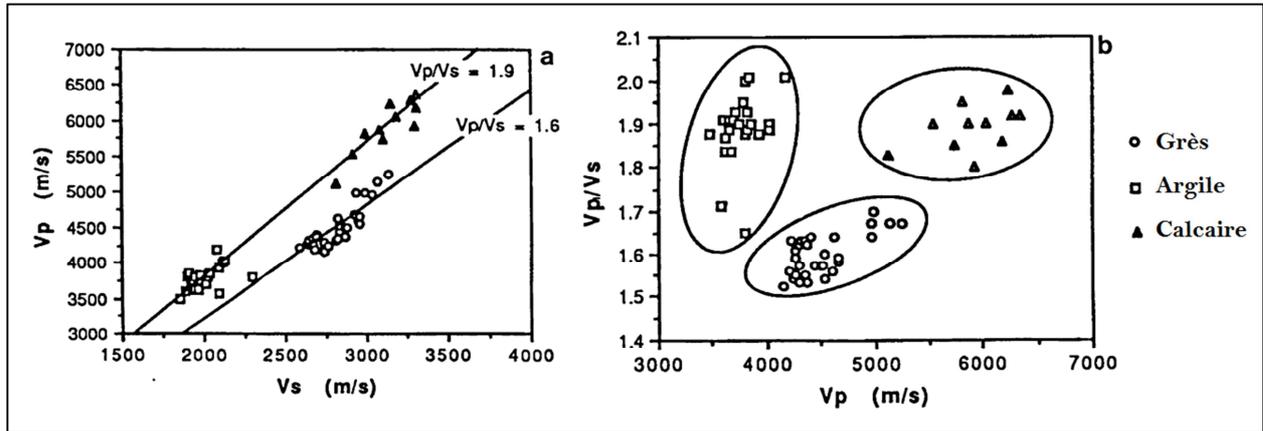


Figure II.14 : (a) Cross plot représentant  $V_P$  en fonction de  $V_S$  pour les 3 échantillons, grès, argile et calcaire. (b) Cross plot du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  en fonction de  $V_P$  pour les mêmes échantillons (Miller et Stewart, 1999).

$$\sigma = \frac{0.5 - (V_P/V_S)^2}{1 - (V_P/V_S)} \tag{II-44}$$

Les variations entre deux constantes élastiques indépendantes peuvent être reliées aux variations de  $V_P/V_S$ . En considérant un milieu solide homogène et isotrope, seules deux constantes élastiques indépendantes sont requises pour décrire le système. Sachant que  $K$  représente le coefficient d'incompressibilité (bulk modulus) et  $\mu$  représente le coefficient de rigidité (shear modulus), il existe une correspondance entre les deux rapports  $V_P/V_S$  et  $K/\mu$  exprimé par la relation :

$$\left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 = \frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma} = \frac{K}{\mu} + \frac{4}{3} \tag{II-45}$$

En considérant un cylindre solide soumis à une contrainte longitudinale, il subira une extension parallèle à la contrainte, et une compression dans la direction transversale. Le fort contraste  $V_P/V_S$  et  $\sigma$  peut-être expliqué physiquement par la définition du coefficient de Poisson qui représente le rapport entre la déformation longitudinale sur la déformation transversale (II-46). Moins le cylindre est rigide (faible valeur du coefficient de rigidité  $\mu$ ), plus le coefficient de Poisson  $\sigma$  est grand (II-47).

$$\sigma = \frac{\text{déformation longitudinale}}{\text{déformation transversale}} \tag{II-46}$$

$$\sigma = \frac{E}{2\mu} - 1 \quad (\text{II-47})$$

où  $E = \frac{\text{déformation}}{\text{contrainte}}$  représente le module de Young.

Ce rapport des vitesses  $V_P/V_S$  s'avère un excellent indicateur direct des hydrocarbures. Lorsque qu'un grès est imprégné de gaz, le rapport  $V_P/V_S$  ainsi que le coefficient de Poisson deviennent faible ce qui influe sur la réponse AVO.

L'effet de l'argile sur le rapport  $V_P/V_S$  est un facteur important d'identification lithologique. Des données de terrain et de laboratoire indiquent que le rapport  $V_P/V_S$  augmente avec l'augmentation de la quantité d'argile, à cause de la diminution de la vitesse des ondes S en présence de l'argile.

Les effets de la porosité sur les rapports  $V_P/V_S$  son généralement dus à la forme des pores. Eastwood et Castagna (1983) ont montré que pour les calcaires avec des pores sous forme de microfissures, le rapport des vitesses augmente avec l'augmentation du pourcentage de la porosité. Cependant, Miller et Stewart (1999) ont montré que pour les grès avec des pores arrondis, le rapport des vitesses n'augmente pas avec l'augmentation de porosité. La différence réside dans le fait qu'il est plus facile de faire effondrer une roche avec des microfissures à cause du faible coefficient de rigidité  $\mu$ .

### II.5.5. Variation des vitesses $V_P$ et $V_S$ en fonction de la saturation en gaz (Etude de Domenico) :

La réponse AVO est largement influencée par le comportement différentiel des vitesses des ondes de compression  $P$  et des ondes de cisaillement  $S$  dans les sables à gaz. L'approximation d'Aki et Richard (équation II-13) permet de voir cette influence.

L'objectif de l'étude de Domenico (1976) était de présenter des résultats de mesure de vitesses au laboratoire dans un grès non-consolidé à différentes quantités de saturations en eau où les pores sont occupés par mélange eau-gaz (brine-gas). Ces résultats ont été comparés à la fin avec des mesures théoriques de  $V_P$  à l'aide de la relation de Geertsma (1961) :

$$V_P^2 = \left[ \left( \frac{\beta}{C_S} + \frac{4}{3} G_b \right) + \frac{(1-\beta)^2}{(1-\Phi-\beta)c_f + \Phi + c_f} \right] \cdot \frac{1}{\rho_b} \quad (\text{II-48})$$

où :

$c_S$ : Compressibilité de la matrice du réservoir.

$c_b$ : Compressibilité 'bulk' globale du réservoir.

$c_f$  : Compressibilité du fluide.

$G_b$  : Module de cisaillement (rigidité) global du réservoir.

La compressibilité est la variation relative du volume par unité de changement de pression.

- La mesure des vitesses des ondes de compression sont presque constants entre  $S_W = 0$  (saturation totale en gaz) et  $S_W = 0.85$ . Au-dessus de  $S_W = 0.85$  la valeur des ondes de compression  $V_p$  augmente soudainement et considérablement jusqu'à la saturation complète en eau  $S_W = 1$ .
- Le comportement des vitesses des ondes de cisaillement a été anticipé puisque les pores contenant les fluides n'ont aucune rigidité, et par conséquent, le seul effet de l'augmentation de la saturation en eau sur les vitesses  $V_s$  est l'augmentation de la densité  $\rho$ .

La mesure des vitesses des ondes de compression ( $V_p$ ) et ( $V_s$ ) sont tracées en fonction de la saturation en eau ( $S_W$ ) dans la figure II.15.

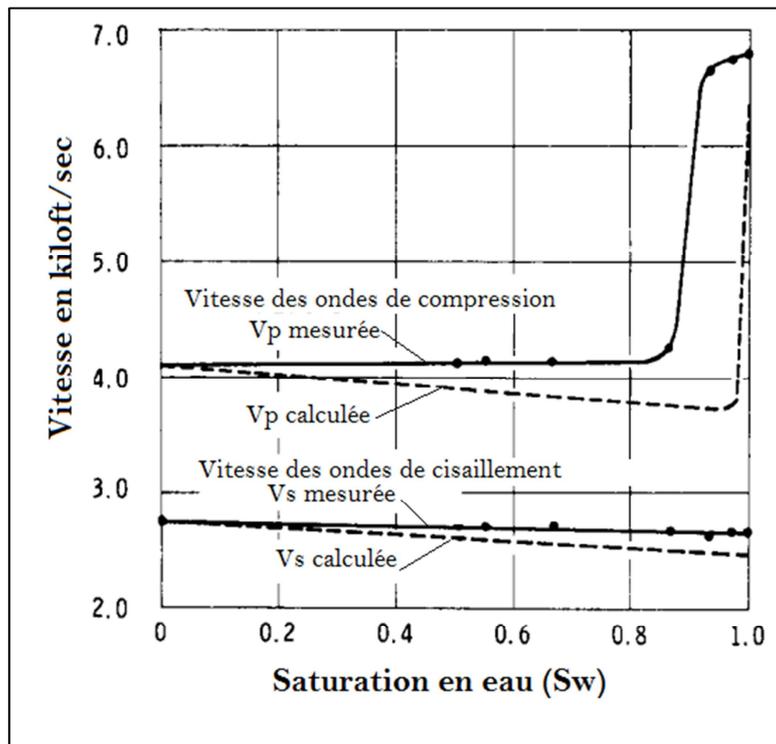


Figure II.15. Courbes des vitesses mesurées et calculées de  $V_p$  et  $V_s$  en fonction de la saturation en eau ( $S_W$ ). (Domenico, 1976)

La variation qualitative des valeurs mesurées des vitesses  $V_p$  et  $V_s$  au laboratoire concordent avec les variations des deux vitesses théoriquement obtenues respectivement par la relation Geertsma (1961) et par l'expression de la vitesse  $V_s$  en fonction de la densité et du module de rigidité. Le calcul théorique de  $V_p$  doit se faire en assumant que la compressibilité du fluide doit être pondérée (la compressibilité totale du fluide est égale à compressibilité moyenne

entre l'eau et le gaz), donc le gaz et l'eau doivent être présents avec les mêmes proportions dans les pores.

## II.6. Analyse AVO :

### II.6.1. La transformation offset-angle d'incidence :

La transformation du domaine offset en domaine angle se fait en utilisant la relation suivante:

$$\theta = \arctg \left[ \left( \frac{V_{\text{int}}}{V_{\text{RMS}}} \right) \frac{x}{(x^2 + (V_{\text{RMS}} t_0)^2)^{\frac{1}{2}}} \right] \quad (\text{II-49})$$

Pour démontrer la relation angle-offset, on considère un modèle à plusieurs couches, en prenant en considération la loi de Snell (II-10) et :

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{\text{RMS}}^2} \quad (\text{II-50})$$

$$dt \cdot V_{\text{int}} = dx \cdot \sin \theta \quad (\text{II-51})$$

$$\sin \theta = \left( \frac{V_{\text{int}}}{V_{\text{RMS}}} \right) \frac{x}{(x^2 + (V_{\text{RMS}} t_0)^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (\text{II-52})$$

où :

$V_{\text{int}}$  : Vitesse d'intervalle propre à chaque couche.

$V_{\text{RMS}}$  : Vitesse quadratique moyenne.

$t_0$  : Temps de trajet double.

$x$  : Distance entre la source et le récepteur.

### II.6.2. Analyse AVO/AVA :

L'AVA est l'abréviation de « *Amplitude versus Angle-of-incidence* » qui signifie l'étude de la variation de l'amplitude en fonction de l'angle d'incidence.

L'analyse AVO (*Amplitude versus offset*) signifie le passage des données du domaine offset vers le domaine AVA. Ceci se réalise par un simple retraçage 2D des rayons sismiques avec l'application des lois de Snell, et l'utilisation des vitesses d'intervalle à partir des vitesses NMO. L'analyse AVO permet le calcul standard des attributs AVO, l'intercepte  $R_0$  et le gradient  $G$ . Pour chaque échantillon CMP « gather », dont on a appliqué les corrections NMO, un cross plot 'amplitude –  $\sin^2\theta$ ' est tracé avec les données d'offset dans le but de déterminer l'intercept et la pente. Le CMP « gather » est analysé pour extraire les variations des amplitudes avec l'offset (figure II.16 (a)). Une régression linéaire (figure II.16 (b)) permet de calculer les valeurs de  $R_0$  et  $G$  dans un cross plot, où  $\theta$  est l'angle d'incidence.

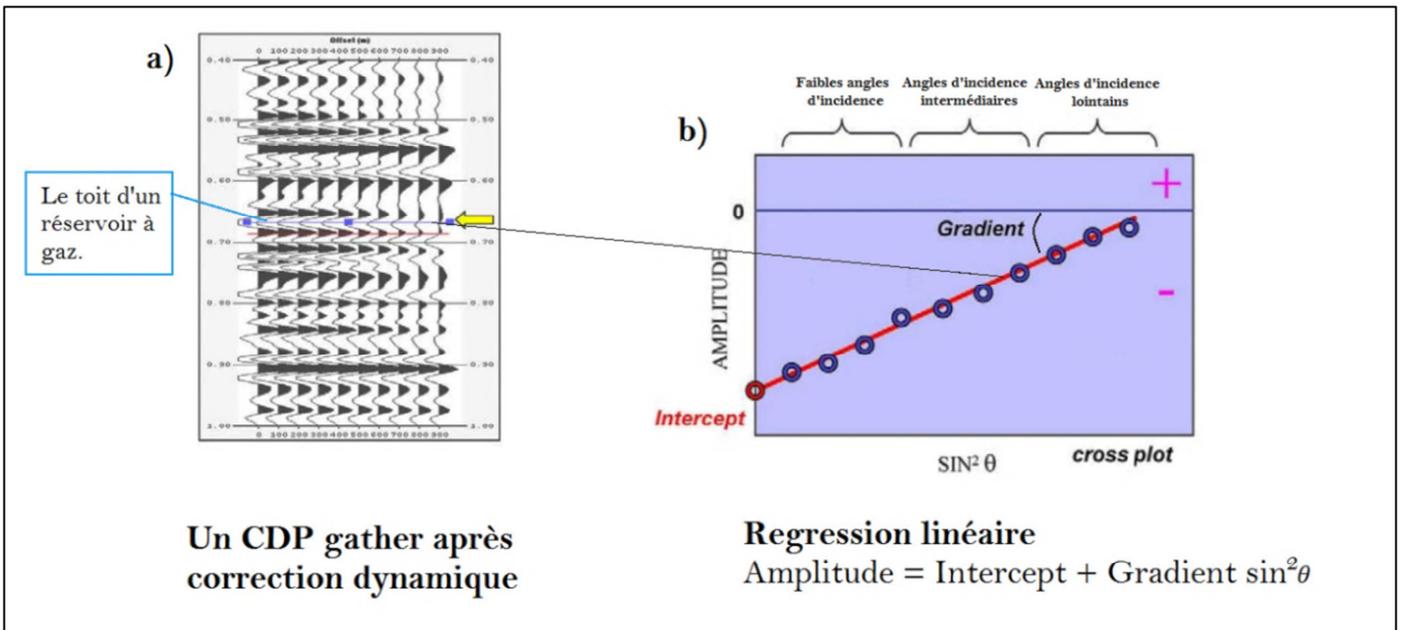


Figure II.16 : Régression linéaire des points (Amplitude en fonction de  $\sin^2 \theta$ ) obtenues à partir des collections en CDP après correction dynamique. (Veeken, 2007)

## II.7. Classification des anomalies AVO :

### II.7.1. Classification suivant l'incidence normale :

Il a été montré auparavant que l'amplitude des réflexions peut être définie par une relation linéaire en fonction du coefficient de réflexion à incidence normale  $R_p$  et du gradient  $G$ . Rutherford et Williams (1989) ont proposé un schéma de classification pour les grès à gaz encaissés dans une couche d'argile selon les valeurs de l'intercept et du gradient, cette classification est constituée de trois classes basées sur le coefficient de réflexion par rapport aux ondes P à l'incidence normale. Castagna et al. (1997) ont introduit plus tard une quatrième classe. Nous citons ci-dessous les différentes classes des anomalies AVO :

#### – Classe 1 :

C'est le cas d'un grès à très forte impédance acoustique encaissé dans une couche argileuse. Le coefficient de réflexion à incidence normale de ce modèle est positif ( $R_p > 0$ ), et son amplitude diminue progressivement avec l'angle d'incidence ( $G < 0$ ), il peut y avoir un changement de polarité et l'amplitude peut devenir négative pour les grands angles d'incidence (figure II.17).

La classe 1 correspond aux formations dures ayant subi une forte compaction avec un rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  faible par rapport aux couches avoisinantes.

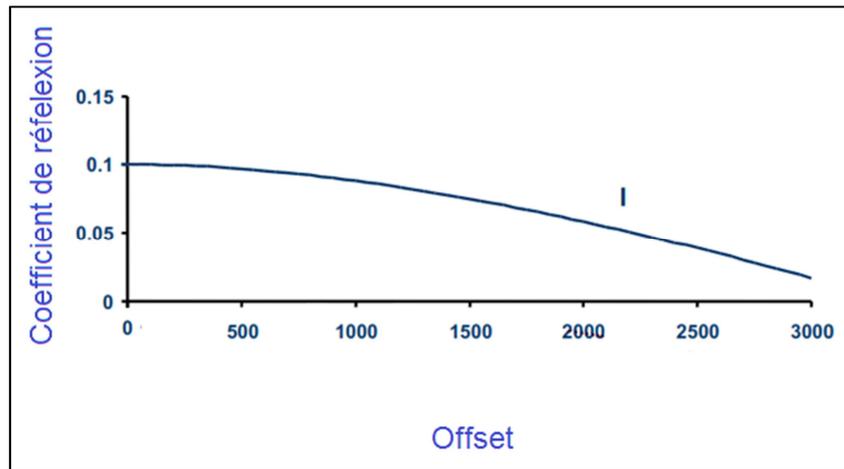


Figure II.17 : Réponse AVO de la classe 1. (Castagna & Swan, 1997)

– **Classe 2 :**

C'est le cas d'un grès à faible contraste d'impédance acoustique ( $R_p \approx 0$ ) du fait que les impédances acoustiques du grès et de l'argile sont très proches. Leur faible coefficient de réflexion pour les faibles angles d'incidences les rend souvent indétectables à cause de la présence de bruit, et ils peuvent apparaître comme des dim spots ou des bright spots. La classe 2 correspond le plus souvent à des sédiments modérément compacts et consolidés

Ross et Kinman (1995) ont proposé une distinction de l'anomalie de classe 2 ; ils ont défini une classe 2p comme étant une anomalie de classe 2 ayant intercept positif ( $R_p > 0$ ) et un gradient négatif ( $G < 0$ ) qui implique qu'il y a un changement de phase pour les angles d'incidence intermédiaires et lointains, et une classe 2n comme étant une anomalie de classe 2 ayant un intercept négatif ( $R_p < 0$ ) et un gradient négatif ( $G < 0$ ) qui implique qu'il n'y pas de changement de polarité (figure II.18).

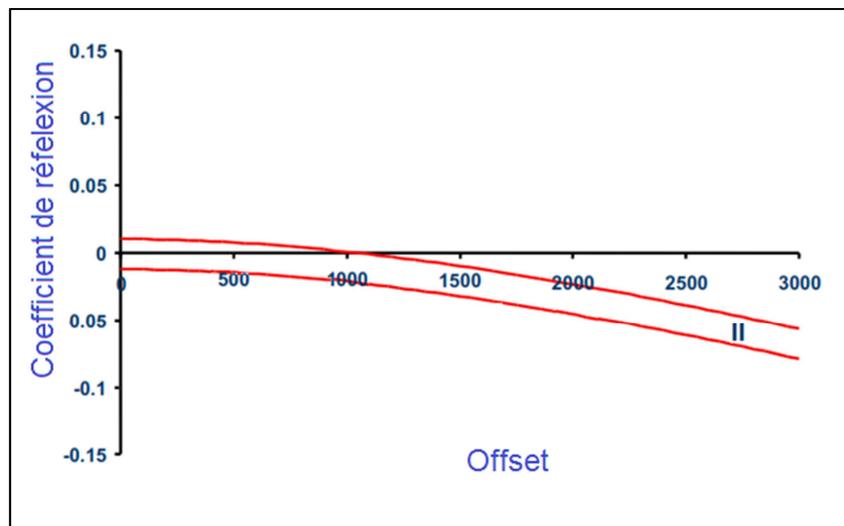


Figure II.18 : Réponse AVO de la classe 2. (Castagna & Swan, 1997)

– **Classe 3 :**

Cette classe correspond aux grès ayant une impédance acoustique plus faible que celle du milieu encaissant, les grès de la classe 3 apparaissent sous forme de bright spots et sont facilement détectables sur les sections stack. Ils sont caractérisés par un intercept négatif ( $R_p < 0$ ) et un gradient négatif ( $G < 0$ ), et ils affichent une grande réflectivité négative pour toutes les valeurs d'angles d'incidence. Ce sont généralement des grès peu profonds, non consolidés et non compacts qui présentent des anomalies de classe 3 (figure II.19).

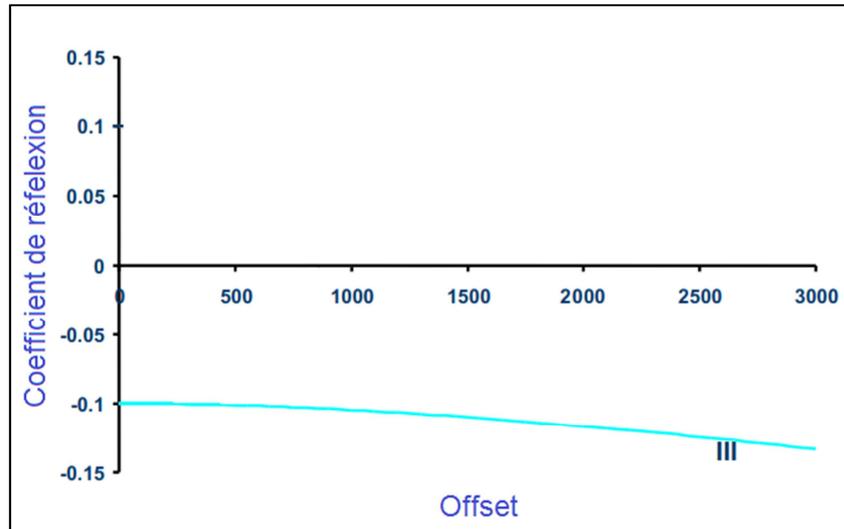


Figure II.19 : Réponse AVO de la classe 3. (Castagna & Swan, 1997)

– **Classe 4 :**

Castagna et Swan (1997) ont modifié le schéma de classification de Rutherford et Williams (1989) en ajoutant une quatrième classe qui correspond à des grès à très faible impédance acoustique, caractérisés par un intercept négatif ( $R_p < 0$ ) et un faible gradient positif ( $G > 0$ ). A incidence normale, les grès à gaz de la classe 4 se manifestent par une forte amplitude négative ; puis, avec l'augmentation de l'angle d'incidence, l'amplitude du coefficient de réflexion diminue légèrement (figure II.20).

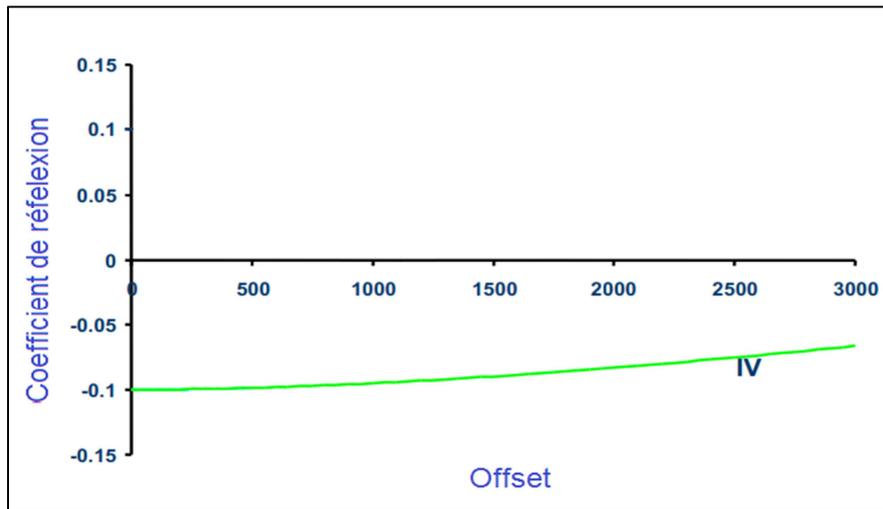


Figure II.20 : Réponse AVO de la classe 4. (Castagna & Swan, 1997)

La figure II.21 représente l'amplitude du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence d'un modèle basé sur un horizon qui sépare une couche gréseuse d'une couche argileuse, elle résume les réponses AVO représentées par les quatre classes.

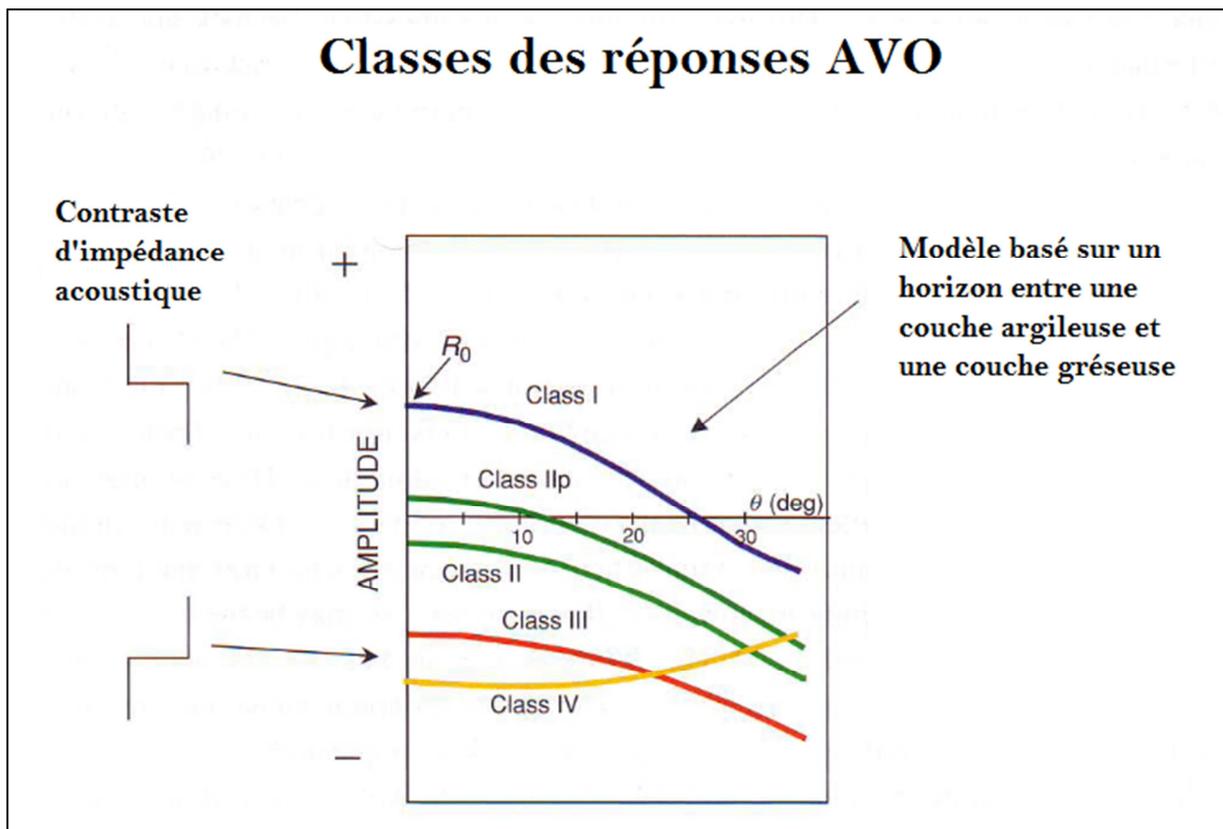


Figure II.21 : Les classes AVO. Modifiés d'après Rutherford & Williams (1989), Ross & Kinman (1995), et Castagna & Swan (1998)

## II.7.2. Classification suivant le cross plot ( $R_p$ , $G$ ) :

### II.7.2.1. Théorie des cross plots :

Un cross plot est une représentation visuelle d'une relation entre deux variables. L'utilisation des cross plots permet une évaluation simultanée et pratique entre deux attributs.

Les cross plots sont utilisés pour :

- Identifier les valeurs aberrantes qui peuvent être corrélées.
- Donner un sens visuel à la forte corrélation.
- Déterminer si la relation entre les variables est de type linéaire ou non-linéaire.
- Identifier les tendances qui peuvent indiquer les différentes populations au sein des mêmes données.
- Détecter une déviation significative par rapport à une tendance globale (background trend), des valeurs d'un attribut donné, déduites à partir des zones d'intérêts. En d'autres termes, détecter les *anomalies*.

Dans le cross plot « AVO », les unités lithologiques communes et les types de fluides communs se concentrent dans un même endroit dans l'espace cross plot. Les agrégats hors tendances peuvent être évalués comme étant des indicateurs d'hydrocarbures potentiels. L'analyse des cross plots se base sur le fait que des anomalies statistiques dans les données peuvent être intéressantes géologiquement.

### II.7.2.2. La ligne des fluides :

Les quatre classes AVO peuvent être représentées sur le cross plot intercept-gradient avec les intercepts sur l'axe des abscisses et les gradients sur l'axe des ordonnées. Ce cross plot est divisé en quatre quadrants possibles (I-IV). Selon les valeurs de l'intercept et du gradient, il est possible de situer les quatre classes AVO sur le cross plot sur les différents quadrants (figure II.22) afin de pouvoir faire une analyse qualitative permettant de distinguer les grès à gaz contenus dans une roche argileuse par rapport à une tendance globale. Cette tendance globale forme une droite passant par l'origine du cross plot, cette droite est nommée la « lignes des fluides », les grès saturés en eau et les argiles ont tendance à se situer le plus proche de la ligne des fluides. Les réflexions au toit du grès à gaz tendent à se placer au-dessous de la ligne des fluides, tandis que les réflexions au mur du grès à gaz sont situées au-dessus de la ligne des fluides (figure II.23).

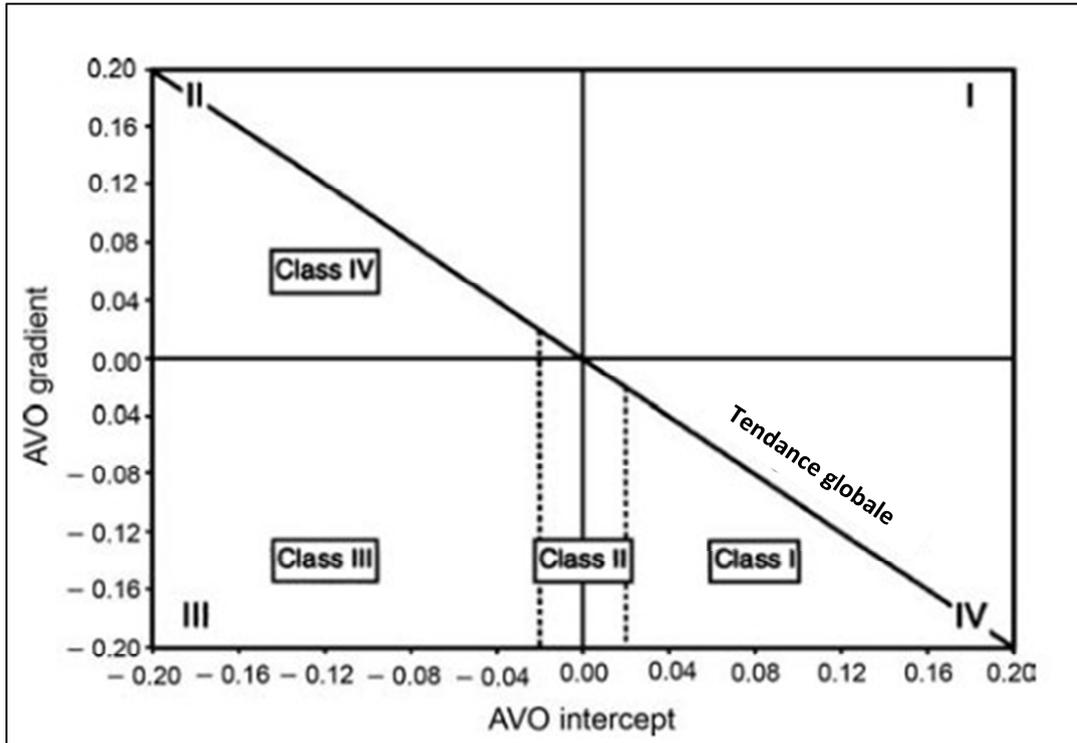


Figure II.22 : Cross plot intercept-gradient. (Chopra & Castagna, 2014)

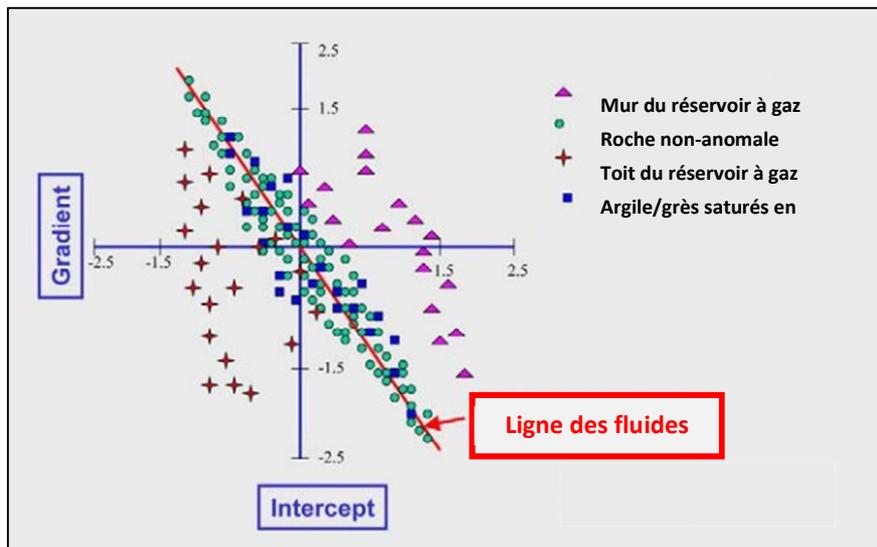


Figure II.23 : Cross plot intercept-gradient. (Veeken, 2007)

Le tableau II.1 résume les caractéristiques des différentes classes AVO selon leur position sur le cross plot intercept-gradient et le signe de leurs intercept et gradient.

Classe	Impédance relative	Quadrant	R <sub>p</sub>	G
1	Grès à très forte impédance acoustique	IV	+	-
2n	Contraste d'impédance proche de zéro	III	-	-
2p	Contraste d'impédance proche de zéro	IV	+	-
3	Faible impédance acoustique	III	-	-
4	Très faible impédance acoustique	II	-	+

Tableau II.1 : Caractéristiques des classes AVO selon l'intercept et le gradient.

### II.7.2.3. L'équation générale de la ligne des fluides :

Sachant que pour les angles d'incidence inférieurs à 30°, l'amplitude du coefficient de réflexion peut être approximé par l'expression (II-20) :

$$R_{PP}(\theta) = R_p + G \sin^2 \theta$$

et que l'intercept et le gradient peuvent être approximés selon Aki et Richards (1980) :

$$R_p = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \quad (\text{II-53})$$

$$G = \frac{\Delta V_p}{2V_p} - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \left( \frac{\Delta V_s}{V_s} - \frac{\Delta \rho}{2\rho} \right) \quad (\text{II-54})$$

$$\text{Posons } \gamma = \frac{V_s}{V_p} :$$

$$\frac{\Delta \gamma}{\gamma} = \frac{\Delta V_s}{V_s} - \frac{\Delta V_p}{V_p} \quad (\text{II-55})$$

En remplaçant l'expression (II-55) dans l'expression (II-54), nous obtenons :

$$G = (1 - 8 \gamma^2) R_p - 4 \gamma \Delta \gamma + (4 \gamma^2 - 1) \frac{\Delta \rho}{2\rho} \quad (\text{II-56})$$

Si le rapport  $\gamma$  est proche de  $\frac{1}{2}$ , le dernier terme peut être négligé, l'équation devient :

$$G = (1 - 8 \gamma^2) R_p - 4 \gamma \Delta \gamma \quad (\text{II-57})$$

L'équation (II-57) décrit l'équation d'une droite parallèle à la droite dont l'équation est :

$$G = (1 - 8 \gamma^2) R_p \quad (\text{II-58})$$

L'équation (II-58) est l'équation générale de la ligne des fluides. La pente de la ligne des fluides dépend du rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  ( $\frac{V_p}{V_s} = \frac{1}{\gamma}$ ).

Si le rapport  $\frac{V_p}{V_s} = 2$ , la pente de la ligne des fluides est égale à -1.

### II.7.2.4. Étude des différentes tendances de la ligne des fluides :

L'intérêt essentiel de l'interprétation des cross plots AVO est la capacité de différencier les valeurs aberrantes de la population de points par rapport aux points appartenant à la tendance globale. L'intégration des indicateurs directs d'hydrocarbures par le biais des cross plots peut jouer un rôle important dans la minimisation des risques associés à l'étape d'interprétation.

La stabilité de la ligne des fluides peut avoir un impact sur ce qui est interprété comme une anomalie indiquant la lithologie ou un contenu en fluide. Castagna et Swan (1997) ont conclu que de nombreuses lignes de fluides peuvent être faussement superposées sur les cross plots AVO, particulièrement quand une trop grande plage de profondeur est amenée dans la fenêtre d'interprétation. Cela présente des difficultés lors de l'analyse des cross plots, notamment la non-unicité des lignes des fluides.

Pour une anomalie donnée, l'interprétation d'une augmentation du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  (en raison de lignes des fluides superposées) peut être considérée comme une diminution du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  (en raison de la présence d'un fluide ou du charbon), cela dépend du choix de la ligne des fluides. Le modèle de cross plot établi par Castagna et Swan explique le comportement du cross plot observé dans les données sismiques : une augmentation du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  cause la rotation dans le sens direct de la ligne des fluides (figure II.24).

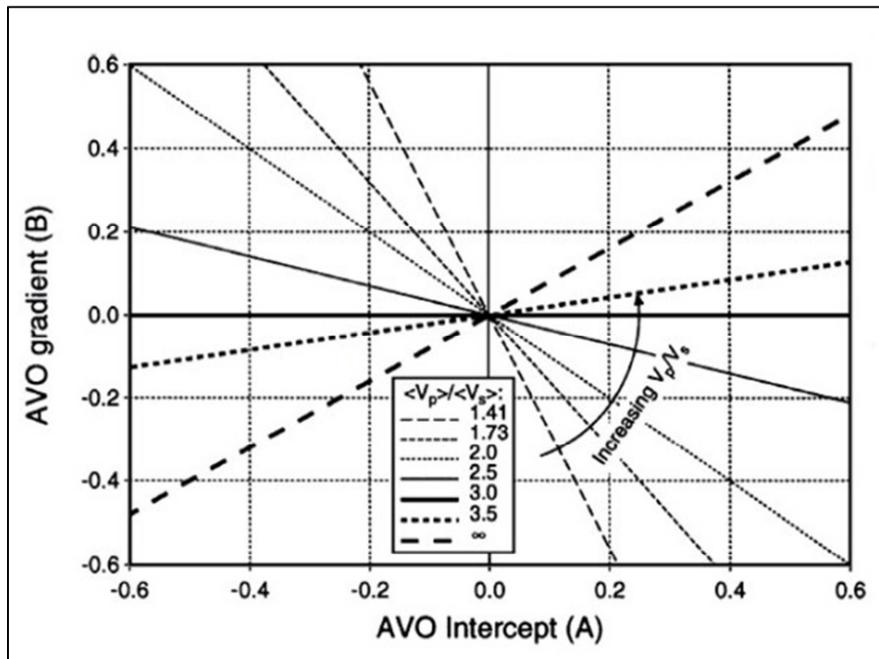


Figure II.24 : Ligne des fluides définie par Castagna et Swan (1997) en rotation en fonction du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$ . (Pelletier, 2009)

Castagna et al. (1998), en s'inspirant de la rotation de la ligne des fluides, mais en rajoutant une tendance linéaire de  $V_p$  par rapport à  $V_s$  dans le modèle du cross plot intercept-gradient (figure II.25). Le résultat est que les changements modérés du rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  causent une rotation insignifiante de la ligne des fluides. Ainsi, l'effet de la rotation du cross plot AVO peut être problématique à l'interprétation seulement lorsque des matériaux non consolidés à faible vitesse (et leurs rapports  $\frac{V_p}{V_s}$  associés élevés) sont rencontrés.

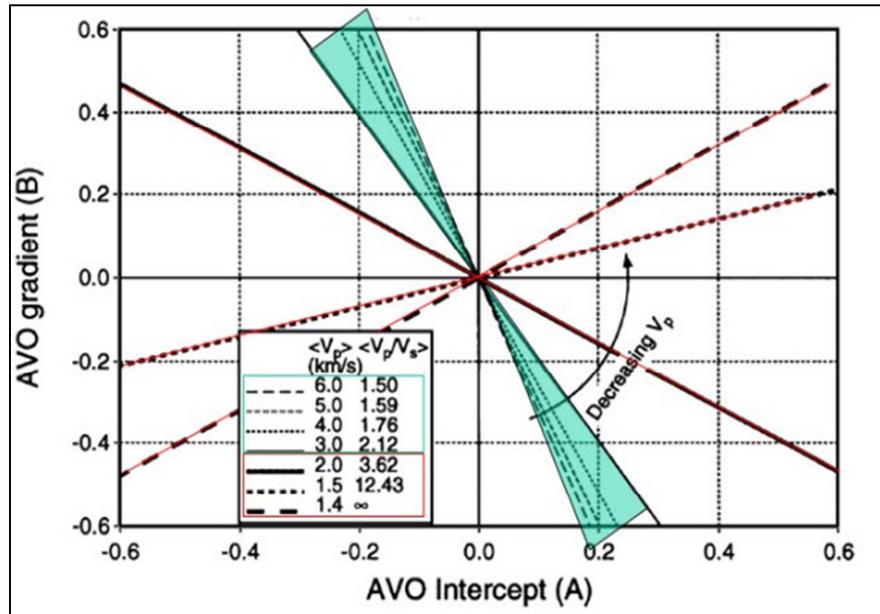


Figure II.25 : Ligne des fluides revisitée par Castagna et al. (1998) en intégrant une tendance linéaire de  $V_p$  en fonction de  $V_s$ . (Pelletier, 2009)

## II.8. AVO Azimutale :

### II.8.1. Introduction :

L'azimut est l'angle qui caractérise une direction ou un vecteur relativement à une direction de référence (généralement le nord magnétique) sur un plan horizontal. L'azimut est noté en degré ( $^\circ$ ) entre  $0^\circ$  et  $359^\circ$ .

Les études AVO vues précédemment supposent d'une part que les formations de la subsurface sont isotropes, cette hypothèse n'est souvent pas vraie, parce que les formations peuvent montrer plusieurs types d'anisotropie. Dans ce cas, l'analyse AVO peut conduire à une interprétation erronée. D'autre part, le comportement de l'anisotropie peut être utilisé au profit de la caractérisation des réservoirs fracturés. Par conséquent, il est important d'étudier les différents types d'anisotropie rencontrés en subsurface, ainsi que leur effet sur les données sismiques, et puis de déterminer leur effet sur l'analyse AVO.

Un milieu est dit anisotrope si ses propriétés élastiques, mesurées dans le même lieu, changent avec la direction. Un cas d'anisotropie intéresse les sismiciens, c'est la variation des vitesses avec la direction. Comme les vitesses de cisaillement  $S$  sont polarisées, il peut y avoir une vitesse parallèle (rapide) et une vitesse perpendiculaire (lente) aux discontinuités qui eux-mêmes marquent l'anisotropie du milieu. Ces vitesses permettent de calculer l'indice d'anisotropie par la formule (II-59) :

$$A = \frac{V_{\text{slow}}}{V_{\text{fast}}} \quad (\text{II-59})$$

Pour une onde se propageant dans un milieu anisotrope, il y aura généralement des mouvements en dehors du plan, à moins que le trajet de l'onde se trouve dans un plan de symétrie. Ces plans de symétrie comprennent tous les milieux aux plans verticaux (isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI)) et tous les milieux aux plans de symétrie horizontaux (isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI)). Dans ce cas, l'onde  $P$  et l'onde  $S$  dans le plan de symétrie, se découpent de l'onde  $S$  polarisée transversalement par rapport au plan de symétrie. Donc, il existe deux cas d'anisotropie, selon le plan de symétrie (figure II.26).

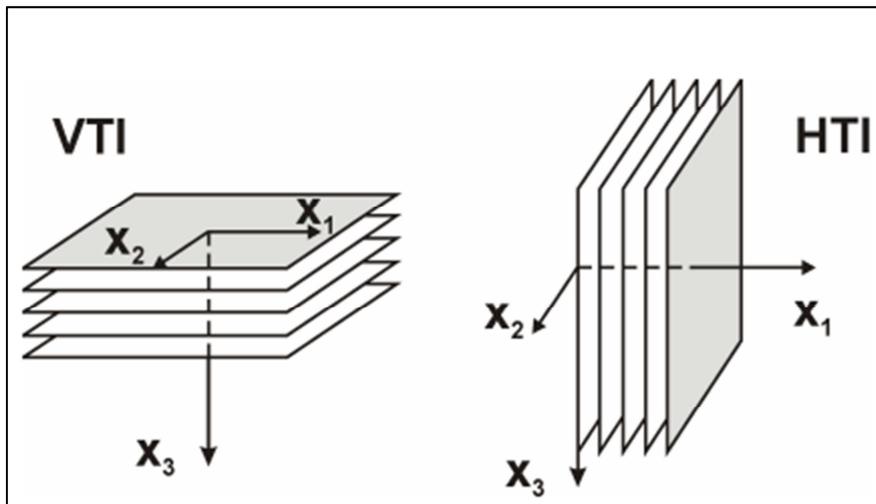


Figure II.26 : Illustrations du modèle d'isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI) et du modèle d'isotropie avec un axe de symétrie horizontale (HTI).

Pour les milieux faiblement anisotropes, des formules analytiques simples ont été établies (Rüger, 1997) afin d'estimer les réponses AVO azimutale (variation de l'amplitude en fonction de l'offset et de l'azimut, plus communément appelée « AVOAz ») à l'interface du milieu anisotrope qui peuvent être à axe de symétrie horizontal (HTI) ou bien vertical (VTI). Les formules analytiques de Rüger (1997) donnent une vision plus claire sur la dépendance de

l'AVOAz de l'anisotropie. Par la suite, Psencik et Martins (2001) ont fourni une formule pour les faibles anisotropies arbitraires.

### II.8.2. Variation de l'amplitude en fonction de l'azimut :

L'énergie de l'amplitude d'une réflexion dépend du contraste de l'impédance acoustique entre deux milieux. Une onde de compression P qui traverse *un milieu fracturé* est affectée par une atténuation de l'amplitude à cause de la présence des fractures. Cependant, l'atténuation de l'énergie de l'onde P et l'AVOAz sont les deux phénomènes qui affectent l'amplitude en présence de fractures.

Plusieurs études expérimentales et d'observation, décrivent la variation de l'amplitude en fonction de l'azimut.

Mallick et al. (1996, 1998) ont montré que pour un modèle contenant une couche d'argile recouvrant une couche de Calcaire verticalement fracturée et transversalement anisotrope, les amplitudes des réflexions varient avec l'angle d'incidence (figure II.27 (a)), ces variations sont représentés par des courbures à différentes pentes en différents azimuts. Si on fixe l'offset, et qu'on représente les amplitudes des réflexions en fonction de l'azimut (figure II.27 (b)), on remarque que l'amplitude diminue avec l'augmentation de l'azimut, et le degré de diminution de l'amplitude est grand pour les azimuts parallèles aux fractures. L'étude de la variation azimutale des ondes de compression P, est un excellent outil pour la détection des fractures.

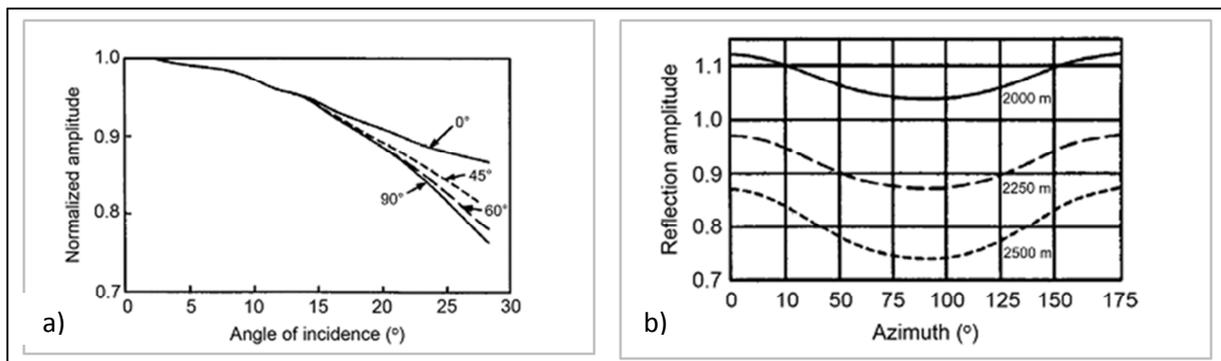


Figure II.27 : (a) Variation des amplitudes en fonction de l'angle d'incidence pour différents azimuts. (b) Variation des amplitudes en fonction des azimuts avec un offset fixe. (Mallick et al., 1996)

Cependant, on se focalise principalement sur les fractures ouvertes, considérées comme étant une cause majeure de la variation de l'amplitude en fonction de l'azimut. Ces fractures sont présente en subsurface alignées dans la direction la contrainte maximale.

En l'absence de l'AVOAz, les variations de l'amplitude en fonction de l'offset et de l'azimut possèdent une allure circulaire. En d'autres termes, les amplitudes doivent être les mêmes pour un offset constant et pour tous les azimuts. Mais en présence de l'AVOAz, le comportement de l'amplitude suit une variation sinusoïdale à un offset constant. La figure II.28 montre l'allure de ces variations.

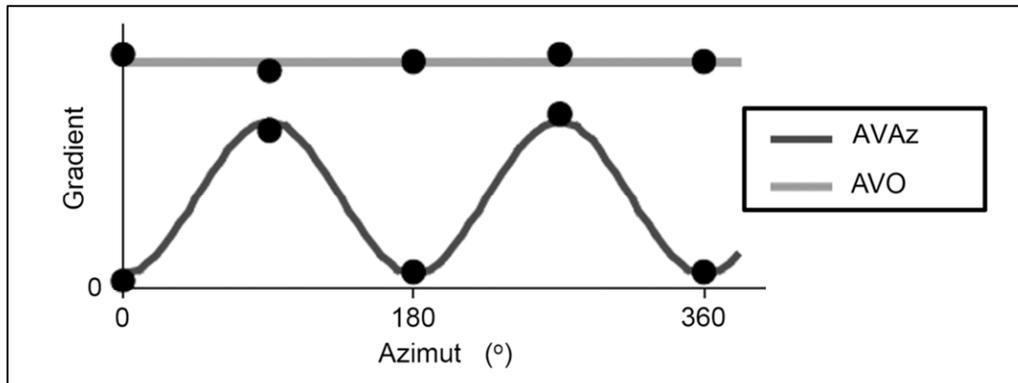


Figure II.28 : Représentation de la variation du gradient de l'AVO et l'AVOAz en fonction de l'azimut à un offset fixe. (Skoyles et al., 1999)

Pour montrer le comportement des amplitudes par rapport à l'orientation des fractures, Al-Otaibi et al. (1999) ont montré que pour un angle d'incidence fixe ( $30^\circ$ ), l'amplitude de l'onde P réfléchi varie approximativement d'une manière sinusoïdale (figure II.29). Les données ont été calculées avec une incrémentation de  $5^\circ$ , ou les valeurs de mesure sont représentées par des points discontinus.

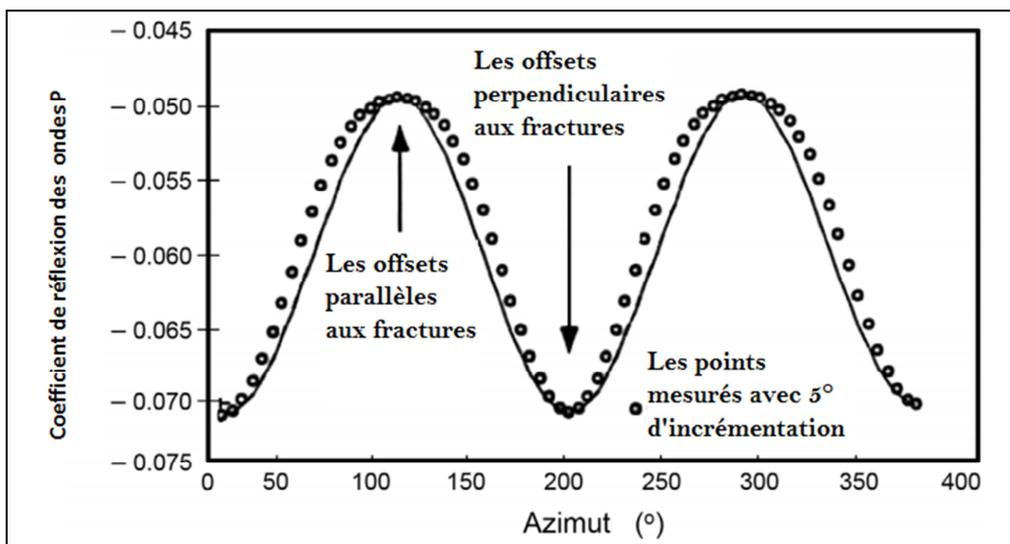


Figure II.29 : Variation du coefficient de réflexion à l'angle d'incidence ( $30^\circ$ ) en fonction de l'azimut, en présence des fractures.

### II.8.3. Isotropie transversale avec un axe de symétrie verticale (VTI) :

C'est le cas où les couches sont stratifiées horizontalement avec un axe de symétrie vertical. Les réponses AVO sont indépendantes de l'azimut dans ce cas.

#### II.8.3.1. Les paramètres d'anisotropie pour le milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI) :

Thomsen (1986) a introduit les coefficients d'anisotropie ( $\varepsilon$ ,  $\gamma$ ,  $\delta$ ) pour les milieux à isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI) faiblement anisotropes :

$$V_P = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \quad ; \quad \varepsilon = \frac{C_{11}-C_{33}}{2C_{33}}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad ; \quad \gamma = \frac{C_{66}-C_{44}}{2C_{44}}$$

$$\delta = \frac{(C_{13}+C_{44})^2 - (C_{33}-C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33}+C_{44})}$$

où :

$\rho$  : Densité.

$\lambda, \mu$  : Coefficients de Lamé.

$\varepsilon$  : Changement fractionnel entre les ondes P horizontale et verticale.

$\gamma$  : Changement fractionnel entre les ondes SH horizontale et verticale.

$\delta$  : Variation de la vitesse des ondes P avec l'angle d'incidence pour une propagation verticale proche.

$C_{ij}$  : Constantes de rigidité élastiques.

#### II.8.3.2. Approximation du coefficient de réflexion pour un milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI) :

Le coefficient de réflexion correspondant aux ondes P pour un milieu faiblement anisotrope à isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI) a été établi par Thomsen (1986) puis corrigé par Rüger (1997) :

$$R_{PP}(\theta) = R_{PP-iso}(\theta) + R_{PP-aniso}(\theta) \quad (II-60)$$

$$R_{PP-iso}(\theta) = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta Z}{Z} \right) + \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} - \left( \frac{2\bar{V}_S}{\bar{V}_P} \right)^2 \frac{\Delta \mu}{\bar{\mu}} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} \right) \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (II-61)$$

$$R_{PP-aniso}(\theta) = \frac{\Delta \delta}{2} \sin^2 \theta + \frac{\Delta \varepsilon}{2} \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (II-62)$$

La figure II.30 représente une comparaison entre le coefficient de réflexion approximé par l'approximation de Rüger, la solution exacte dans un milieu à isotropie transversale avec un

axe de symétrie vertical (VTI), et le coefficient de réflexion exacte d'un milieu isotrope ( $\delta_2 = \varepsilon_2 = 0$ )

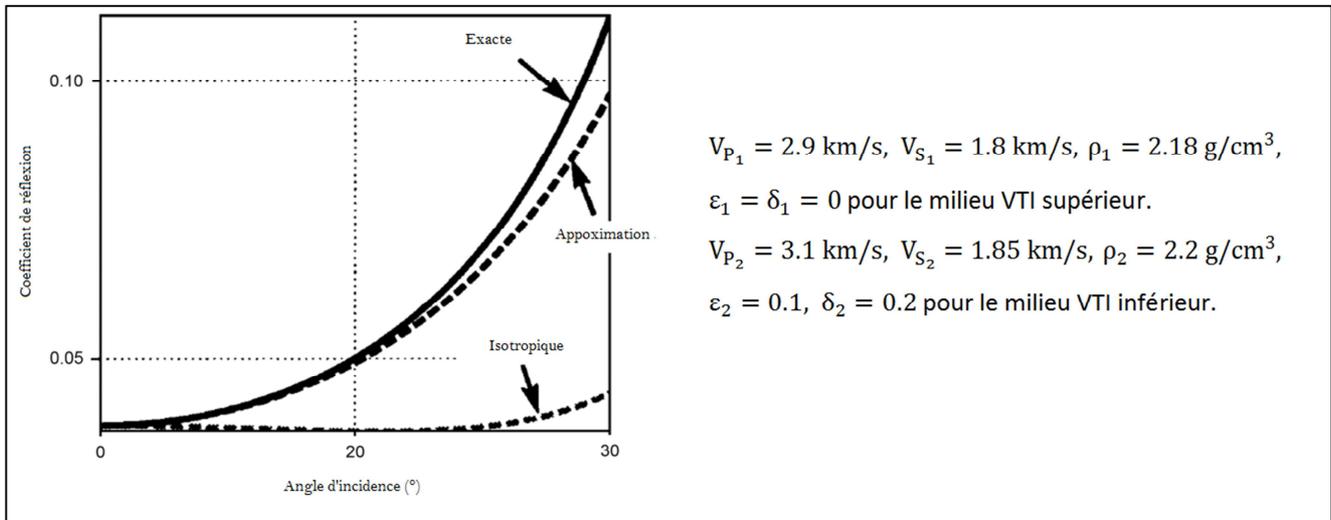


Figure II.30 : Variation du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence dans un milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI). (Rüger, 1997)

Ces analyses permettent de dire que la présence d'anisotropie a une grande influence sur la variation du coefficient de réflexion avec l'angle d'incidence. Cette variation ne peut pas être traduite seulement par une augmentation de l'amplitude AVO, mais elle peut être reflétée aussi par une diminution de l'amplitude.

#### II.8.4. Isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI) :

Dans ce cas, l'anisotropie suit un axe de symétrie horizontal. Ce cas est rencontré en présence de fractures ou failles verticales. Dans un milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI), le coefficient de réflexion varie avec l'azimut ( $\phi$ ), ainsi qu'avec l'offset ou l'angle d'incidence ( $\theta$ ).

Cette dimension d'azimut prise en considération rend le problème de réflexion plus complexe dans le milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI), contrairement au milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI) où une onde P et une onde S sont générés ; dans un milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal, une onde P en dehors du plan de l'axe de symétrie et du plan d'isotropie, génère trois types d'ondes planes avec différentes directions de polarisation (figure II.31) :

- Une onde P polarisée dans la direction de propagation initiale.
- Une onde de cisaillement polarisée dans le plan formé par le vecteur de propagation et l'axe de symétrie  $S^\perp$ .

- Une onde de cisaillement polarisée dans le plan d'isotropie  $S^{\parallel}$ .

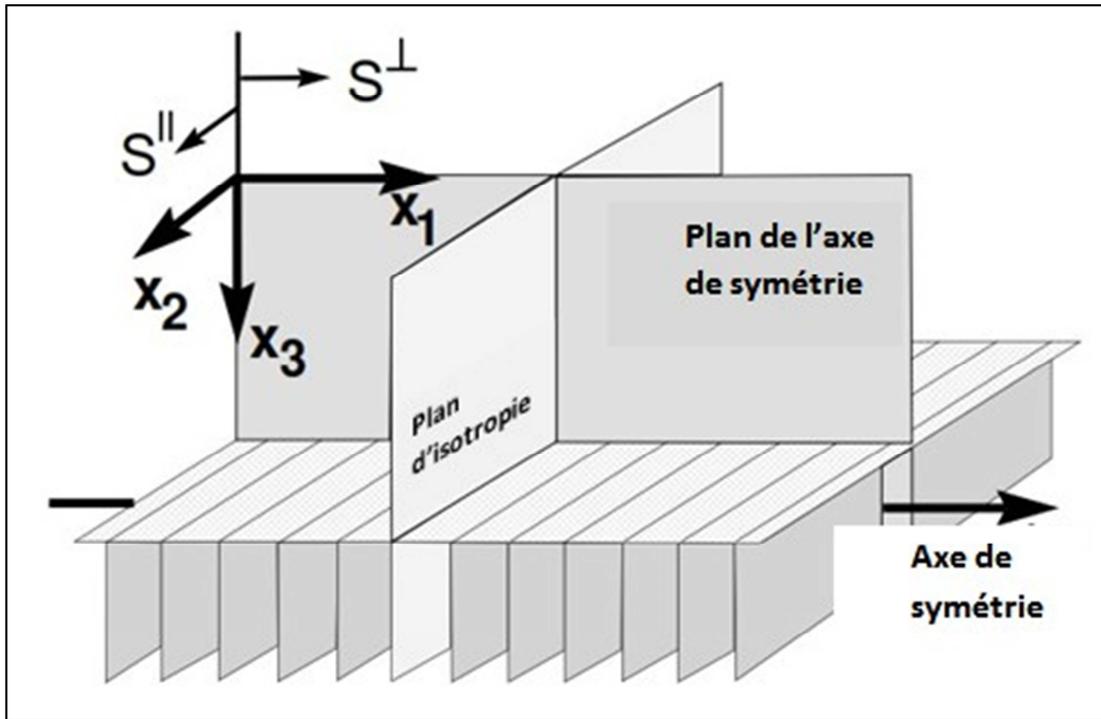


Figure II.31 : Illustration du modèle HTI. (Rüger, 1997)

#### II.8.4.1. Les paramètres d'anisotropie pour le milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI) :

Vu qu'il y a des ondes polarisées qui entrent dans le modèle à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI), alors les paramètres d'anisotropie subissent des changements :

$$V_P = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} \quad ; \quad V_S = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} \quad ; \quad V_{S^{(V)}} = \sqrt{\frac{C_{55}}{\rho}} \quad ; \quad \gamma = \frac{C_{44} - C_{66}}{2C_{66}}$$

$$\varepsilon^{(V)} = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}} \quad ; \quad \gamma^{(V)} = \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}} = -\frac{\gamma}{1+2\gamma} \quad ; \quad \delta^{(V)} = \frac{(C_{13} + C_{55})^2 - (C_{33} - C_{55})^2}{2C_{33}(C_{33} + C_{55})}$$

#### II.8.4.2. Approximation du coefficient de réflexion des ondes P dans le plan de l'axe de symétrie :

Rüger (1995, 1996) et Chen (1995) ont établi la formule d'approximation du coefficient de réflexion relatif aux ondes P se propageant dans le plan de l'axe de symétrie donnée par :

$$R_{PP-sym}(\phi = 0, \theta) \approx \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta Z}{Z} \right) + \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} - \left( \frac{2\bar{V}_{S^{(V)}}}{V_P} \right)^2 \frac{\Delta \mu^{(V)}}{\bar{\mu}^{(V)}} + \Delta \delta^{(V)} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{V_P} + \Delta \varepsilon^{(V)} \right) \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (II-63)$$

où :

$\Phi$  : L'angle de l'azimut.

$\theta$  : L'angle d'incidence.

### II.8.4.3. Approximation du coefficient de réflexion relatif aux ondes P dans le plan d'isotropie :

Dans le plan de symétrie vertical, perpendiculaire à l'axe de symétrie, le coefficient de réflexion relatif aux ondes P ressemble à la solution isotrope :

$$R_{PP-iso} \left( \phi = \frac{\pi}{2}, \theta \right) \approx \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta Z}{Z} \right) + \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} - \left( \frac{2\bar{V}_S}{\bar{V}_P} \right)^2 \frac{\Delta \mu}{\bar{\mu}} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} \right) \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (\text{II-64})$$

### II.8.4.4. Approximation du coefficient de réflexion des ondes P dans un plan non-symétrique :

Rüger (1996) a établi la formule d'approximation du coefficient de réflexion des ondes P en utilisant des techniques de perturbation, elle est donnée par :

$$R_{PP}(\phi, \theta) \approx R_{PP-iso}(\theta) + \frac{1}{2} \left( \Delta \delta^{(V)} + 2 \left( \frac{2\bar{V}_S}{\bar{V}_P} \right)^2 \Delta \gamma \right) \cos^2 \phi \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \left( \Delta \varepsilon^{(V)} \cos^4 \phi + \Delta \delta^{(V)} \sin^2 \phi \cos^2 \phi \right) \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (\text{II-65})$$

La figure II.32 montre des courbes du coefficient de réflexion correspondant aux ondes P pour les azimuts  $0^\circ$ ,  $30^\circ$ ,  $60^\circ$ , et  $90^\circ$  mesurées par rapport à la direction du plan de symétrie, l'angle  $0^\circ$  correspond à la direction parallèle au plan d'isotropie et l'angle  $90^\circ$  correspond à la direction perpendiculaire au plan d'isotropie. Dans cette expérience, le milieu sus-jacent est isotrope. La variation de l'azimut influe d'une façon significative sur la valeur de l'amplitude et sur le gradient du coefficient de réflexion. Les courbes ne coïncident qu'à incidence normale.

L'évaluation des coefficients de réflexion dans le cas des milieux à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI) est plus complexe que dans le cas des milieux à isotropie transversale avec un axe de symétrie vertical (VTI), mais la figure II.32 indique que la négligence de la présence de l'anisotropie dans un milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI) peut conduire à une mal interprétation de l'analyse AVO. D'autre part, une étude minutieuse des coefficients de réflexion dans les milieux à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI) peut fournir plus d'informations qui servent à estimer les propriétés physiques du milieu.

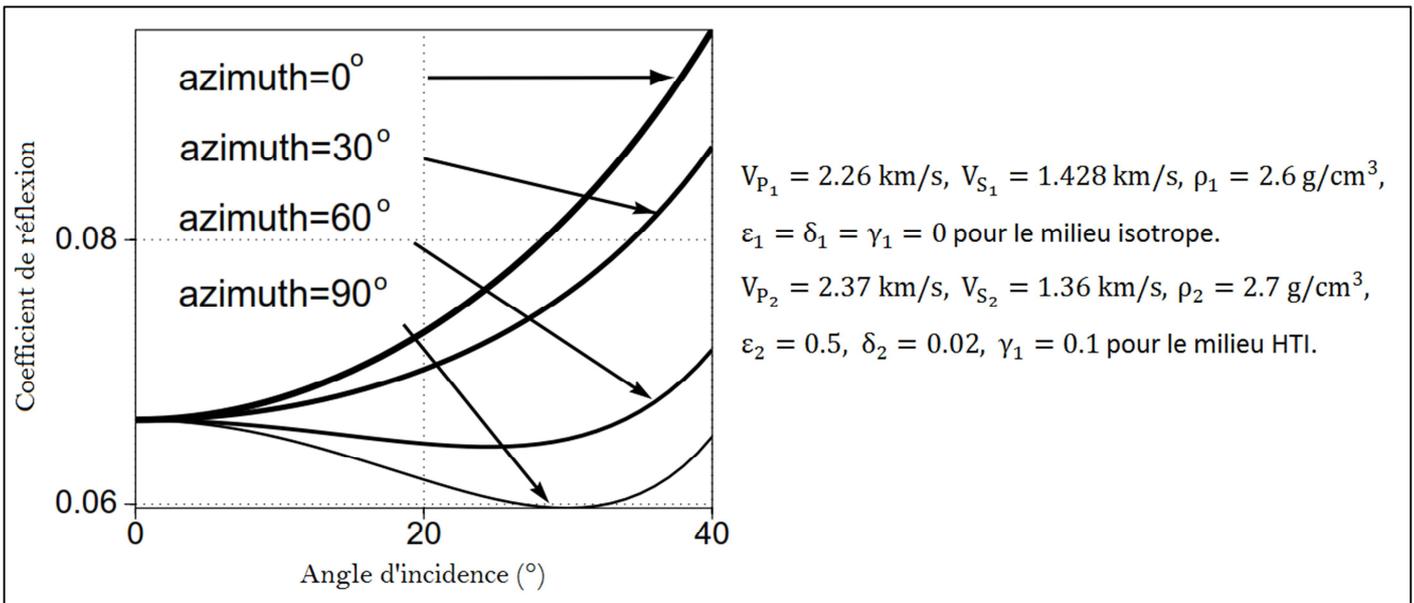


Figure II.32 : Variations du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence et de l'azimut dans un milieu à isotropie transversale avec un axe de symétrie horizontal (HTI).

(Rüger, 1997)

### II.8.5. Cas d'une anisotropie arbitraire :

Psencik et Martins (2001) ont établi une approximation du coefficient de réflexion pour les anisotropies faibles et arbitraires, et à faible contraste en fonction des paramètres de faible anisotropie.

### II.8.6. Comparaison entre l'approximation de Rüger (1997) et l'approximation de Psencik et Martins (2001) :

L'approximation de Rüger (1997) formulée à partir de l'approximation d'Aki et Richards est la plus utilisée pour l'anisotropie azimutale, mais elle pose des difficultés qui ne permettent pas de faire une inversion AVOAz réussie. Cependant, Psencik et Martins (2001) ont montré que leur approximation établie en utilisant les paramètres de faible anisotropie n'est pas seulement plus générale, mais aussi plus précise. Ceci est vrai pour les azimuts en dehors des plans de symétrie car leur approximation permet de mettre au point un meilleur modèle du sous-sol pour des directions azimutales spécifiques. Néanmoins, leur approximation réduit la signature azimutale ; et elle introduit plus de paramètres, ceci conduit à une interprétation moins simple.

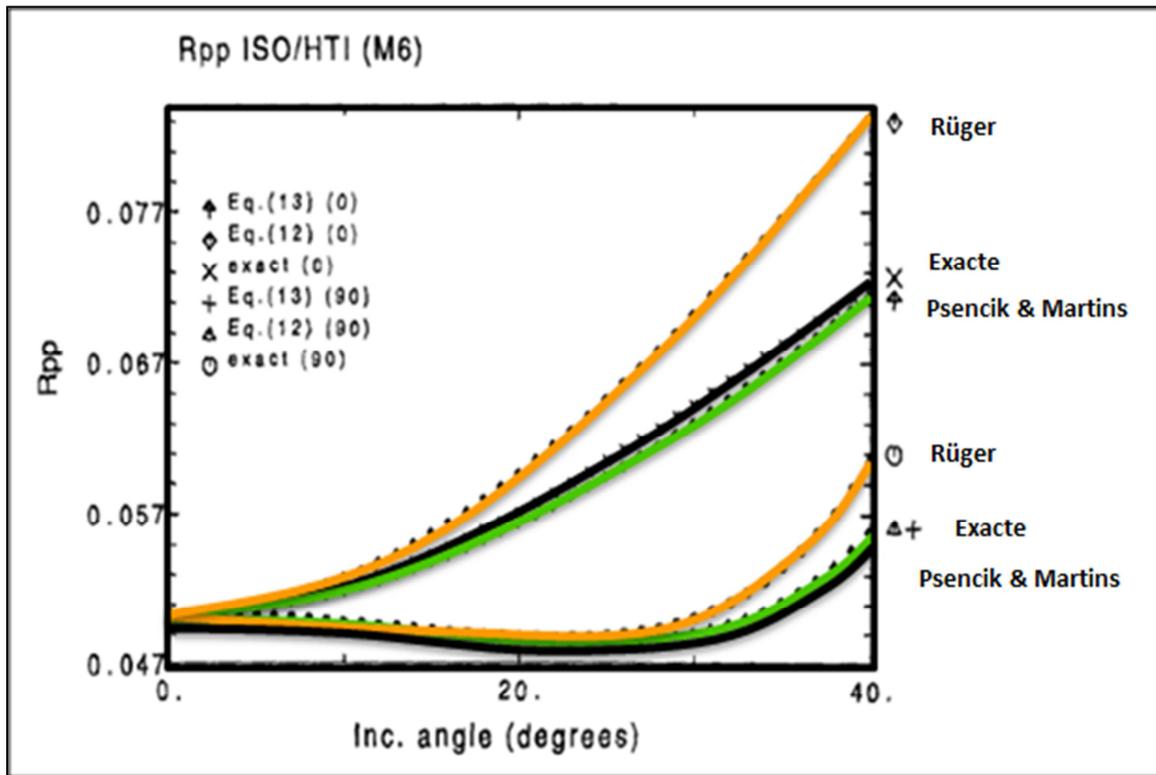


Figure II.33 : Variations du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence dans un milieu HTI. (Psencik & Martins, 2001)

## II.9. Conclusion :

Les variations de l'amplitude en fonction de l'offset et de l'azimut (AVOAz) renferment des informations sur des attributs considérables pour la caractérisation des réservoirs. L'analyse AVO permet de tirer des informations essentielles sur le contenu en fluide et la lithologie, de plus, l'inversion des données AVO permet de fournir les paramètres élastiques et pétrophysiques des roches. En prenant en considération les azimuts (AVOAz), la variation sera intimement liée à l'anisotropie. L'AVOAz a fait ses preuves comme étant un outil décisif pour la caractérisation de l'orientation et l'intensité des fractures.

Pour pouvoir obtenir des données AVOAz à partir de la sismique, on doit faire en sorte que la couverture est faite non seulement à plusieurs offsets, mais aussi à plusieurs azimuts. Il est impératif aussi, de procéder à une séquence de traitement adéquate qui prend en considération plusieurs facteurs les propriétés du réservoir, l'inclinaison du réflecteur, le footprint de l'acquisition... etc.

*Chapitre III : Inversion  
sismique pré-stack*

# Chapitre III

## Inversion sismique pré-stack

### III.1. Définitions-Généralités sur l'inversion :

#### III.1.1. Les phénomènes inverses :

En géophysique, les expériences sont généralement effectuées dans des conditions contrôlées, et les résultats peuvent être des valeurs numériques qui représentent des observations à des intervalles fixes (ou prédéterminés). Ces observations de certaines propriétés de l'environnement physique sont communément appelées des données expérimentales ou observées. Étant donné qu'un tel ensemble de données est systématiquement collecté, il doit y avoir un moyen de les expliquer ou de les coordonner. Pour pouvoir tirer des conclusions à partir de ces données, il est impératif de comprendre la relation entre la distribution des propriétés « causes » de l'environnement physique étudié et les réponses géophysiques observées « effets ». Le système d'équations qui décrit cette relation constitue le « problème direct ». La détermination des propriétés du système physique « causes » à partir des données observées « effets » est la procédure inverse, où il est indispensable d'appliquer des outils mathématiques complexes, cette procédure est nommée « résolution du problème inverse ».

La résolution du problème inverse a pour but d'estimer numériquement des caractéristiques d'un système physique réel à partir d'observations de ce système, ceci est établi en s'appuyant sur un ensemble de techniques mathématiques et statistiques organisées (calcul, algèbre matricielle, estimation statistique et déduction, etc.) pour récupérer des informations utiles sur le système physique à partir des observations contrôlées dans le système et des informations supplémentaires « a priori ». Ceci est directement lié à l'analyse des données expérimentales, à la mise en place des modèles mathématiques décrivant ces données en estimant les paramètres inconnus des modèles, et la conception expérimentale optimale.

#### III.1.2. Le problème direct :

Pour pouvoir localiser les accumulations des hydrocarbures, le réseau des fractures et la distribution de la porosité et de la perméabilité au sein du réservoir, il est impératif pour les

géophysiciens de développer un modèle mathématique dans le but de prédire l'effet d'une action ou d'un paramètre quelconque. Une relation entre les paramètres de ce modèle *a priori* «  $\mathbf{m}$  » et les données observées indirectement en surface «  $\mathbf{d}$  » doit être établie. La modélisation numérique en géophysique des données à l'aide d'un modèle donné est appelé problème direct (*forward problem*).

On définit le problème direct comme étant le processus de prédire les données (sorties) en se basant sur un modèle physique ou mathématique posé *a priori*, ayant un certain nombre de paramètres de modèles (entrée). Tarantola (2005) a également expliqué que la résolution du problème directe consiste à prédire les valeurs des erreurs des données observés  $\mathbf{d}$  qui correspondent à un modèle donnée  $\mathbf{m}$ .

On formule le problème direct par l'expression :

$$\mathbf{d} = G(\mathbf{m}) \quad (\text{III-1})$$

Plus explicitement, la formule (III.1) est notée :

$$d_i = G_i(m_1, m_2, m_3, \dots) \quad (\text{III-2})$$

$\mathbf{d}$  : Vecteur des données mesurées.

$\mathbf{m}$  : Vecteur des paramètres modèle.

L'opérateur  $G(\cdot)$  (généralement non linéaire) est appelé opérateur direct. Il exprime le modèle mathématique du système physique à étudier.

### III.1.3. Le problème inverse :

Le but de l'acquisition des données en géophysique est de pouvoir définir le modèle géologique. Pour s'approcher du modèle réel du sous-sol, on procède à la détermination de ses paramètres modèle à partir de données acquises. Ce processus est appelée le *problème inverse*. Cette approche *inverse* est intimement liée à l'approche *directe* car l'estimation des paramètres modèles dépend considérablement aux modèles mathématiques établies.

On formule le problème inverse comme étant la solution de l'équation :

$$\mathbf{d} = G(\mathbf{m}) \quad (\text{III-3})$$

Cependant, il existe deux classes importantes du problème inverse : le problème bien posé et le problème mal posé.

### III.1.4. Le problème inverse bien posé ou mal posé :

Le problème inverse (III-3) est dit bien posé au sens d'Hadamard si les trois conditions suivantes sont satisfaites :

- i. La solution  $\mathbf{m}$  de l'équation existe.

- ii. La solution  $\mathbf{m}$  est unique.
- iii. La solution  $\mathbf{m}$  dépend continuellement des valeurs  $\mathbf{d}$  de l'équation.

En d'autres termes l'opérateur inverse  $G^{-1}$  est défini et continu dans l'espace des données  $\mathbf{D}$ . Un problème bien posé possède toutes les propriétés d'une 'bonne' solution caractérisé par : l'existence de la solution, l'unicité de la solution et la stabilité.

– Le problème inverse (III-3) est dit mal posé si l'une ou la totalité des conditions du problème bien posé citées ci-dessus n'est pas vérifiée.

La majorité des problèmes en géophysique sont mal-posés, il est possible de les transformer en problèmes bien posés en n'utilisant qu'une partie  $\mathbf{m}$  du modèle entier  $\mathbf{M}$ , qui est plus simple et plus approprié pour l'inversion.

### III.1.5. La résolution du problème inverse :

Il existe une variété de solutions des problèmes inverse qui dépendent des problèmes à résoudre. Si nous analysons une série de données sismiques en temps, nous serons intéressés à retrouver le meilleur pas d'échantillonnage ou supprimer un signal indésirable. La solution désirée est dans ce cas la meilleure donnée obtenue de la séquence de traitement. Dans le cadre de l'interprétation, la solution désirée représente les paramètres physiques et leur distribution, la plus proche de la réalité. La résolution du problème inverse dans ce cas consiste à estimer les paramètres  $\mathbf{m}$  du modèle qui a donné naissance aux données observées ou mesurées  $\mathbf{d}$ .

Dans un cas simple et idéal la résolution du problème inverse se réduit au calcul direct des paramètres modèle  $\mathbf{m}$  en connaissant l'inverse de l'opérateur mathématique  $\mathbf{G}$  :

$$\mathbf{m} = G^{-1}(\mathbf{d}) \quad (\text{III-4})$$

Cependant, l'estimation numérique de l'inverse de la matrice  $\mathbf{G}$  s'avère quasiment inapplicable dans le cadre pratique.

Il existe des méthodes numériques directes pour résoudre numériquement le problème telles que la méthode de l'élimination de Gauss, la méthode de Gauss-Jordan, la méthode de décomposition LU d'une matrice carrée etc. Ces méthodes sont peu appliquées dans le cadre de la résolution du problème inverse, là où le système matricielle est instable, vue l'existence des bruits comme dans les données géophysiques.

Pour s'affranchir de ces obstacles, le problème est alors transformé en une autre formulation, d'où la résolution du problème inverse se résume à la minimisation d'une fonctionnelle

(fonction-coût ou fonction-objectif) et l'ajout des termes régularisant. Cette formulation a été développée pour les formulations linéaires et non linéaires.

### III.1.5.1. Résolution du problème inverse linéaire :

– La résolution par les moindres carrés :

On considère un problème inverse général en géophysique, décrit par l'opérateur de l'équation :

$$\mathbf{d} = G(\mathbf{m}) \quad (\text{III-5})$$

où  $\mathbf{m}$  représente les paramètres du modèle et  $\mathbf{d}$  les données géophysiques enregistrées ou observées. On assume que les  $N$  mesures sont établies à partir d'une acquisition géophysique. Ces mesures sont introduites comme composantes du vecteur de données  $\mathbf{d}$  à  $N$  dimensions. Les paramètres modèles sont représentés comme composantes du vecteur  $\mathbf{m}$  à dimension  $L$ .

$$\mathbf{d} = [d_1, d_2, d_3, d_4, \dots, d_N]^T$$

$$\mathbf{m} = [m_1, m_2, m_3, m_4, \dots, m_N]^T$$

Si  $G$  est un opérateur linéaire, l'équation (III.5) s'écrit à l'aide de la notation matricielle ( $\mathbf{d} = G\mathbf{m}$ ) où  $G$  est la matrice  $N \times L$  de l'opérateur linéaire  $G$ .

La résolution du problème inverse (III-5) revient à résoudre un système d'équations linéaire et de retrouver les paramètres modèles  $\mathbf{m} = (m_1 m_2 m_3 \dots m_L)$ .

Le système est appelé sous déterminé si  $N < L$ , et sur déterminé si  $N > L$ . En géophysique, le système est sur déterminé quand le nombre des données est plus grand que le nombre des paramètres du modèle (inconnues).

On note  $\mathbf{d}_i^P = [d_1^P, d_2^P, d_3^P, \dots, d_N^P]^T$  le vecteur des données prédit (problème direct) :

$$d_i^P = \sum_{j=1}^L G_{ij} m_j, \quad i = 1, 2, 3, \dots, N \quad (\text{III-6})$$

On représente le résidu entre des données observées  $\mathbf{d}$  et les données prédites  $\mathbf{d}^P$  (calculées) par :

$$\mathbf{r} = \mathbf{d}^P - \mathbf{d}$$

Puisqu'on a plus de données  $\{d_1, d_2, d_3, \dots, d_L\}$  que de paramètres modèles  $\{m_1, m_2, m_3, \dots, m_L\}$  on doit procéder à une minimisation de la fonctionnelle  $f$  entre les données observées (mesurées) et les données prédites (calculées). La minimisation en utilisant la norme Euclidienne  $L^2$  s'exprime par la somme des carrés des erreurs :

$$f(m_1, m_2, m_3, \dots, m_L) = \|\mathbf{r}\|^2 = \sum_{i=1}^N r_i^2 \quad (\text{III-7})$$

avec :  $r_i = d_i^P - d_i$

$d$  : Vecteur des données observées.

$d^P$  : Vecteur des données prédites.

L'équation précédente peut s'écrire sous la forme :

$$f(m) = (Gm - d)^T(Gm - d) \quad (\text{III-8})$$

La colonne  $\mathbf{m}_0 = [m_{01} m_{02} m_{03} \dots m_{0L}]^T$  désigne le vecteur des paramètres où la fonctionnelle  $f(m)$  atteint le minimum est appelée pseudo solution du système (III-5). Si  $f(m_0) = 0$ , donc  $m_0$  est la solution idéale et conventionnelle du système (III-5).

Pour minimiser la fonctionnelle  $f(m)$ , on doit résoudre le problème d'optimisation en dérivant cette fonctionnelle, puis, on met le résultat de la dérivation égal à zéro.

On écrit :

$$\delta f(m) = 2(G\delta m)^T(Gm - d) = 2(\delta m)^T(G)^T(Gm - d) = 0 \quad (\text{III-9})$$

on déduit que :

$$G^T G m = G^T d \quad (\text{III-10})$$

Le système (III-10) est appelé système normal de (III-5). La matrice  $G^T G$  est une matrice carrée. La solution du système normal est donnée sous la forme :

$$m_0 = (G^T G m)^{-1} G^T d \quad (\text{III-11})$$

avec :

$m_0$  : Vecteur des paramètres où la fonctionnelle  $f(m)$  atteint le minimum.

### III.1.5.2. Résolution du problème inverse non linéaire :

Soit le problème inverse suivant :

$$d = G(m) \quad (\text{III-12})$$

Nous allons décrire une solution du problème inverse général en géophysique où l'opérateur  $G$  est non linéaire. La résolution du problème inverse peut être réduite à la minimisation de la fonctionnelle paramétrique de Tikhonov. Celle-ci peut être résolue par plusieurs méthodes d'optimisation. Les méthodes de type gradient, sont vues comme des méthodes très puissantes et efficaces dans l'optimisation.

### III.1.5.2.1. Minimum local et global d'une fonction coût :

Il faut savoir que dans le cas général, la fonction coût peut avoir plusieurs minimas. On peut distinguer 3 types de minimas : minimum local fort, minimum local faible et un minimum global (figure III.1).

Il n'existe pas de minimum global de la fonction coût si la solution du problème inverse n'est pas unique. Dans ce cas, on applique la théorie de la régularisation pour trouver une solution au problème inverse. L'application de la théorie de la régularisation consiste en l'ajout des termes régularisant (stabilisant) à la fonctionnelle. Ces termes ajoutés reflètent l'information *a priori* sur la solution recherchée. On cherche :

$$\|G(m) - d\|^2 + \lambda R(m) \quad (\text{III-13})$$

où :

$R(m)$  : Terme caractérisant l'information apportée.

$\lambda$  : Coefficient de régularisation caractérisant l'importance de l'information apportée.

Pour la résolution à l'aide des méthodes du gradient telles que la méthode de la plus forte pente et la méthode du gradient conjugué, on assume que le minimum global existe, ce qui veut dire qu'il existe un seul point où la fonction coût  $\phi(m)$  admet une valeur minimale. Les méthodes de type gradient, permettent de trouver seulement les minimums locaux, mais ne permettent pas de trouver nécessairement le minimum global.

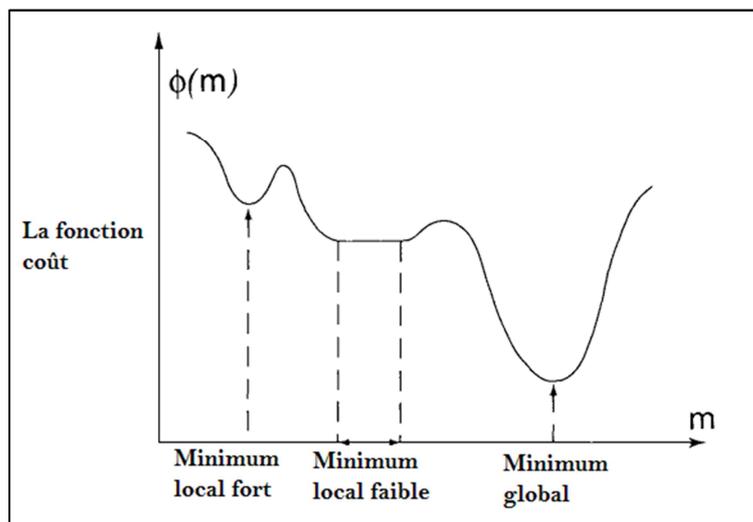


Figure III.1 : Trois types de minimas d'une fonction coût. (Zhdanov, 2002)

### III.1.5.2.2. La méthode de la plus forte pente (figure III.2) :

La méthode de la plus forte pente est une méthode de type gradient qui permet de trouver le minimum local d'une fonction. C'est une méthode *itérative* qui commence par un

premier estimé, et qui cherche la solution dans la direction négative du gradient de la fonction. L'algorithme va techniquement converger vers le point où le gradient est égal à zéro (minimum local).

La formule de récurrence s'écrit par :

$$x_{k+1} = x_k - \lambda \nabla \phi'(x_k) \quad (\text{III-14})$$

où :

$$\lambda = \frac{r_0^T r_0}{r_0^T G r_0}$$

$$r_0 = -\nabla \phi'(x_0)$$

et :

$-\nabla \phi'(x_k)$  : Direction de la plus forte pente.

$x_k$  : Solution approchée à la  $k^{\text{ème}}$  itération.

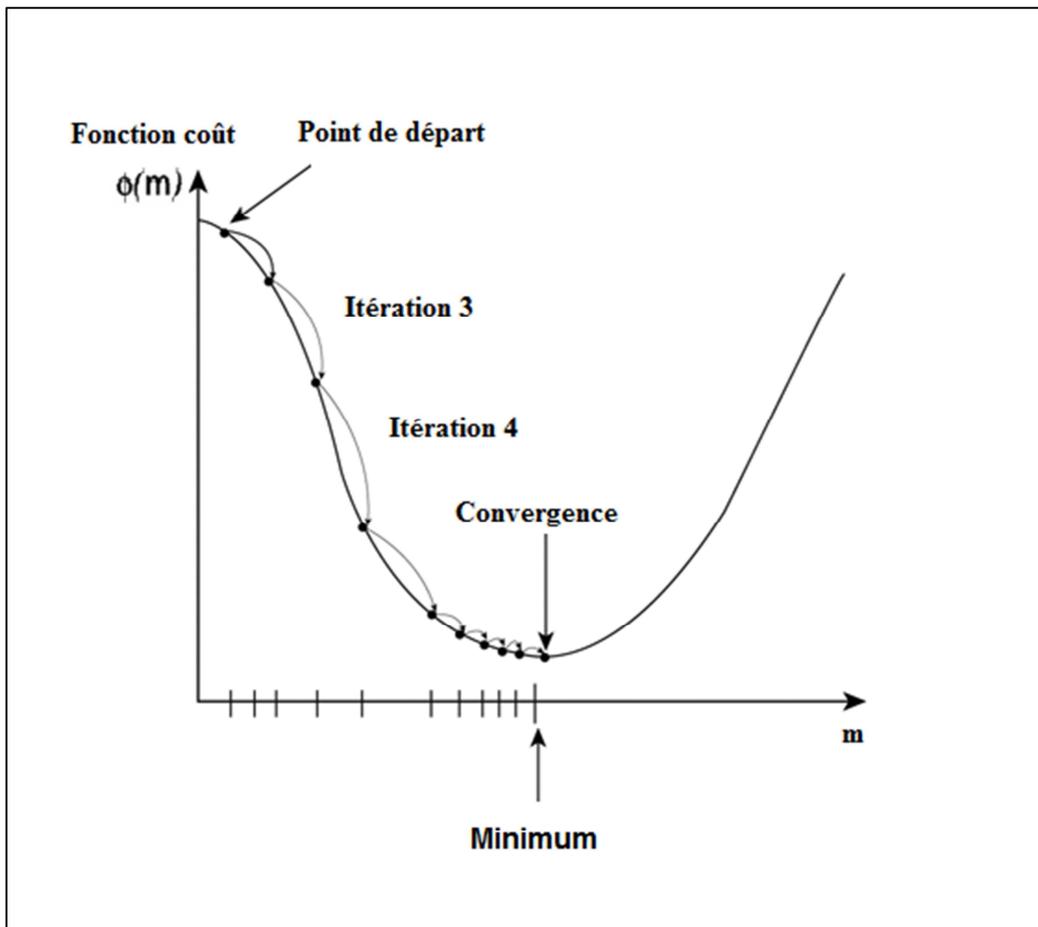


Figure III.2 : Représentation de la fonction coût en fonction des paramètres modèle  $m$  et illustration de la méthode de la plus forte pente « steepest descent ».

### III.1.5.2.3. La recherche du minimum global à l'aide du Recuit simulé (Simulated annealing) :

Le recuit simulé est un mécanisme d'optimisation globale intégré dans l'algorithme de l'inversion, qui permet de localiser le minimum global pour une fonction donnée. Ce type d'algorithme est inspiré de l'étude thermodynamique du refroidissement en métallurgie.

Si un système est en équilibre thermique à une température  $T$ , ses états d'énergie possibles sont distribués de manière probabiliste avec une loi de probabilité qui décroît exponentiellement avec l'énergie. Si l'état où l'énergie minimale est la plus probable, il est toujours possible de faire des «sauts» en énergie (avec une faible probabilité) permettant de passer aux travers de minima locaux d'énergie, pour converger finalement vers le minimum global d'énergie.

Le principe de ce type d'algorithme qui simule des systèmes réels (irréguliers) est d'étudier une autre loi (régulière) qui décrit le phénomène aléatoire, sachant que l'étude se fait sur tous les cas possibles (simulation totale). Puisque la fonction associée ayant un seul minimum global, la simulation s'arrête lorsque ce dernier est atteint sans être bloquée par les minima locaux des propriétés principales à décrire. La condition d'arrêt (état optimal) est définie dans l'algorithme selon la propriété étudiée.

L'approche est dite de MONTE-CARLO car la fonction associée est une fonction de probabilité, cette dernière décrit l'écart d'énergie entre le modèle simulé et la sismique réelle. De ce principe, nous pouvons détecter le modèle présentant le moins d'écart d'énergie avec la sismique et donc de converger vers la meilleure solution d'inversion.

### III.1.6. Problématique de l'inversion en sismique :

L'inversion des données sismiques est basée sur la comparaison des données acquises avec des données synthétiques modélisées. Les données acquises sont la section sismique traitée en amplitudes préservées. Les données synthétiques sont des temps théoriques calculés à partir d'un modèle géologique posé *a priori*. Le but de l'inversion est de trouver les paramètres du modèle de sorte que les temps théoriques soient les plus proches des temps mesurés. Cette opération est réalisée en minimisant l'écart entre les temps mesurés et les temps calculés. L'écart est évalué par une fonction, appelée fonction coût (objective).

L'inversion des données sismiques consiste à prédire les paramètres élastiques et pétrophysiques de la subsurface en s'appliquant donc sur des comparaisons entre les sections

sismiques enregistrées à partir de la surface et les traces synthétiques générées à partir d'un modèle mathématique.

La trace sismique se compose de deux composantes : le temps d'arrivée et l'amplitude ; l'inversion sismique permet définir un modèle du sous-sol en traitant ces deux composantes séparément : l'inversion du temps d'arrivée permet de définir un modèle structural du sous-sol représenté par les vitesses des différentes couches, et celle des amplitudes permet de percevoir un modèle stratigraphique du sous-sol représenté par les impédances acoustiques.

L'inversion stratigraphique peut se faire après ou avant sommation, elle permet d'établir des relations logiques entre la réponse de la sismique, et la lithologie et le contenu en fluide du sous-sol, ces liens sont établis par le biais des propriétés élastiques et pétrophysiques des unités de dépôts associées aux roches du réservoir.

La figure III.3 représente un organigramme qui résume les étapes d'une inversion sismique. Où  $\mathbf{m}_0$  représente le vecteur du modèle de référence ;  $\Delta \mathbf{d}$  est la différence entre les données observées et les données prédites à partir du modèle de référence ;  $\mathbf{E}^2(\mathbf{m})$  représente la fonction coût ;  $\partial \mathbf{E}^2 / \partial \mathbf{m}$  est le gradient différentiel de la fonction coût, il est utilisé dans la minimisation de la fonction objective (c'est fait soit par la méthode de *la plus forte pente* ou celle du *gradient conjugué* en utilisant une perturbation itérative) ; et  $\mathbf{m}_i$  sont les paramètres successifs du modèle.

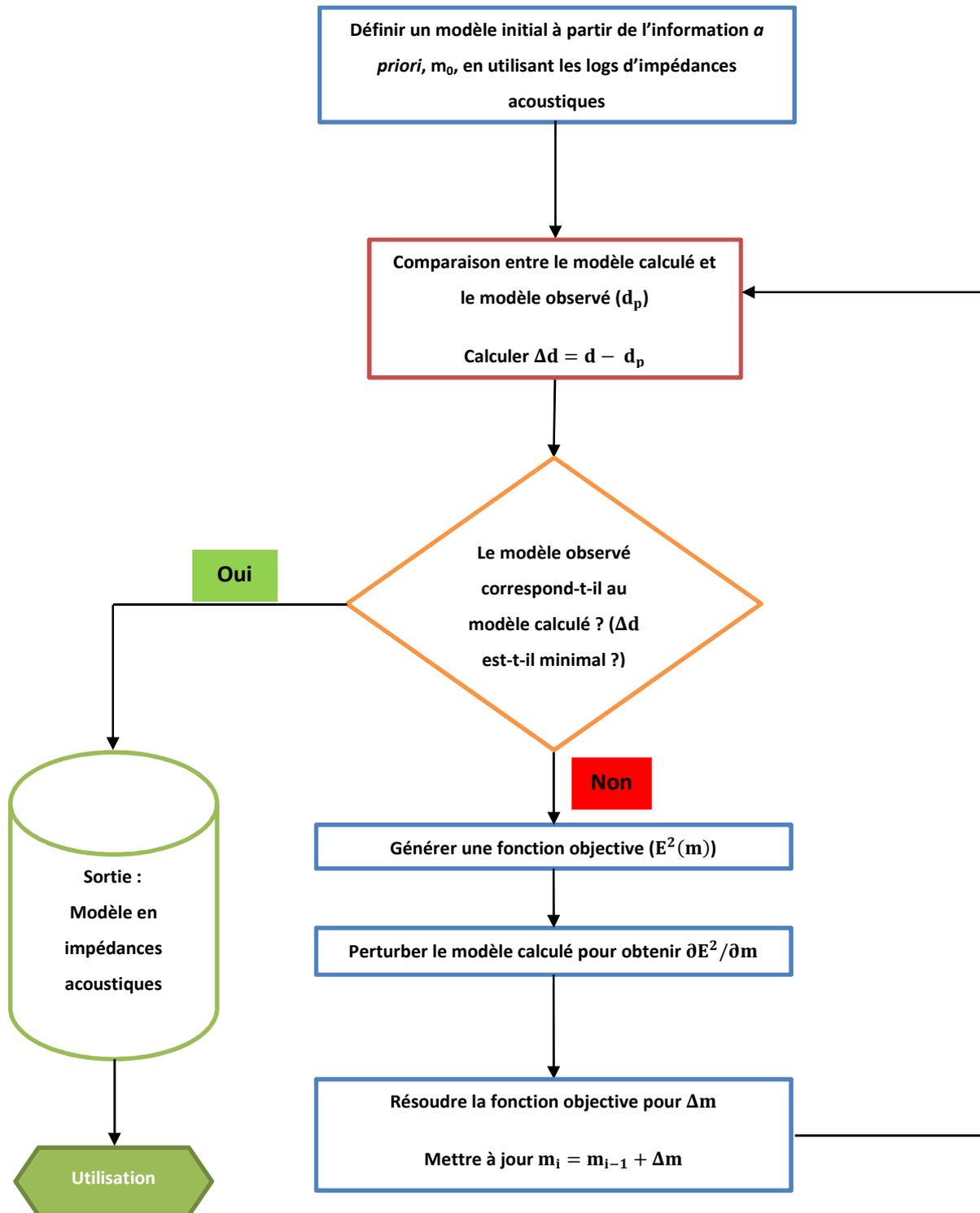


Figure III.3 : Organigramme d'une inversion sismique. (d'après Chopra & Castagna, 2014)

### III.1.7. Les types d'inversion sismique :

#### III.1.7.1. Inversion déterministe basée sur une trace :

L'inversion basée sur une trace est une technique d'inversion fondée sur l'hypothèse que le modèle de la trace sismique est unidimensionnel, parmi ces techniques, on note :

##### III.1.7.1.1. Inversion récursive à bande limitée :

Cette méthode est dite à bande limitée parce que les données sismiques ont une bande fréquentielle limitée (10-60 Hz, par exemple) due à l'effet de filtrage passe-bas naturel du sous-sol et aux limitations de l'instrumentation.

L'inversion récursive est une inversion basée sur la récursivité d'une seule trace sismique :

$$r_i = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \leftrightarrow Z_{i+1} = Z_i \left( \frac{1+r_i}{1-r_i} \right) \quad (\text{III-15})$$

où :

$r_i$  : ième coefficient de réflexion.

$Z_i$  : ième impédance acoustique.

Le résultat de cette inversion récursive est une trace dite intervalle de pseudo-impédance acoustique ou intervalle de pseudo-vitesse avec un manque des basses fréquences. Cependant, pour un résultat plus rigide, il faut tirer l'information sur les basses fréquences à partir du log sonique filtré, des analyses de vitesses sismiques ou d'un modèle géologique, et l'ajouter à la trace résultante de l'inversion pour avoir un résultat complet en terme de fréquence.

La figure III.4 illustre l'addition des basses fréquences (b) à l'intervalle de pseudo-vitesse (a), le résultat (c) montre clairement que les basses fréquences représentent la tendance du log, appelé aussi la tendance de basse fréquence.

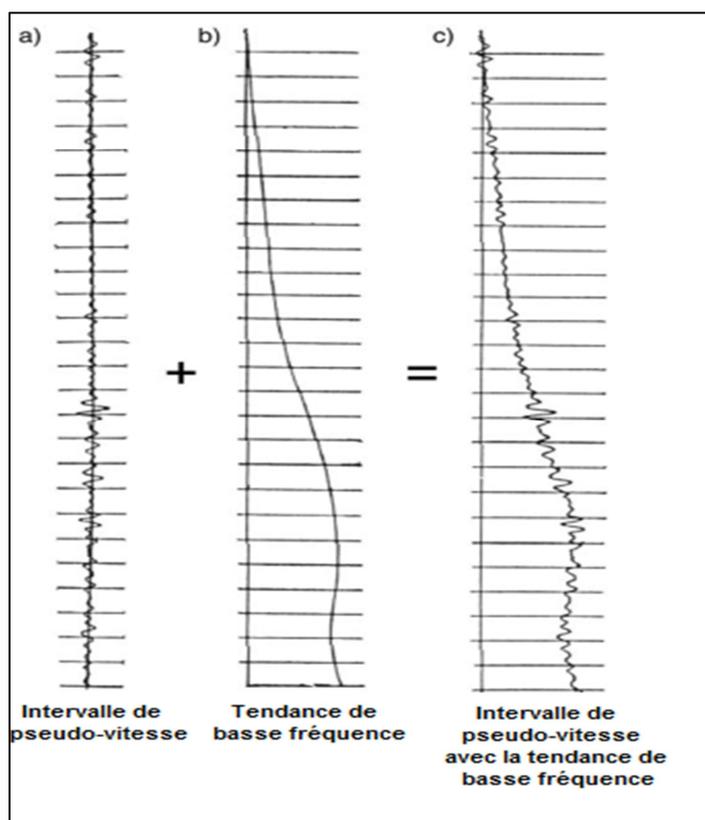


Figure III.4 : Addition des basses fréquences au résultat de l'inversion à bande limitée.

(Chopra & Castagna, 2014)

#### Avantages de l'inversion récursive :

- C'est une procédure robuste lorsqu'elle est utilisée sur des données sismiques fiables.
- Le résultat présenté est comparable aux données sismiques réelles.

#### Inconvénients de l'inversion récursive :

- Les erreurs s'amplifient à travers la solution récursive s'il y a des problèmes d'amplitude, de phase ou de bruit.
- Le modèle à basses fréquences doit être construit à partir d'une autre source.

#### III.1.7.1.2. Inversion des pics dispersés (sparse-spike) :

La méthode de l'inversion sparse-spike modélise les données sismiques d'entrée en convolant l'ondelette sismique avec la série des coefficients de réflexion. Une estimation des séries de réflectivités est obtenue à partir des données sismiques pour approximer ces dernières avec un nombre donné de pics. Il y a deux aspects importants dans cette inversion : le premier aspect consiste à trouver une méthode pour approximer les données sismiques avec

un certain nombre de pics ; le deuxième consiste à faire face à la non-unicité du problème en raison de la nature limitée de la bande fréquentielle de l'ondelette sismique. Cela dit, plusieurs séries de réflectivité, lorsqu'elles sont convoluées par l'ondelette, donneront la séquence sismique d'entrée.

Deux méthodes utilisées pour l'estimation de la série de réflectivité en utilisant les données sismiques :

- Déconvolution de maximum de vraisemblance.
- Méthode de la norme  $L_1$ .

Une fois la série de réflectivité est extraite à partir des données sismiques, une simple intégration du log résultant permet de transformer les coefficients de réflexion en impédances acoustiques.

#### **Avantages de l'inversion sparse- spike :**

- L'inversion sparse-spike utilise les données elles-mêmes, comme pour l'inversion récursive.
- L'inversion sparse-spike permet de prédire des résultats sur la géologie.
- L'information sur les basses fréquences est introduite mathématiquement dans la solution.

#### **Inconvénients de l'inversion sparse-spike:**

- 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.

#### **III.1.7.2. Inversion déterministe basée sur un modèle :**

C'est l'approche d'une inversion linéaire généralisée dans laquelle, pour un ensemble d'observations géophysiques données, un modèle géologique convenant le mieux aux données peut être généré dans le sens des moindres carrés. Une telle approche, lorsqu'elle est appliquée en inversion, est dénommée *inversion linéaire généralisée* ou *inversion basée sur un modèle* avec la présence d'un modèle initial. Cette inversion opère suivant l'algorithme suivant :

- Un modèle géologique (en termes de vitesse et de densité) cohérent avec les données sismiques est construit.
- Une trace synthétique est générée à partir du modèle, puis comparée avec les données sismiques équivalentes.
- Si la différence est petite, le modèle est pris comme la solution finale. Si la différence est significative, le modèle d'impédance acoustique est perturbé en termes de temps de réflexion et impédance pour produire des changements latéraux et temporels des impédances.
- Le procédé est répété itérativement jusqu'à ce que l'écart descende au-dessous du seuil établi.

La figure III.5 montre l'application de l'inversion basée sur un modèle suivant l'algorithme cité ci-dessus.

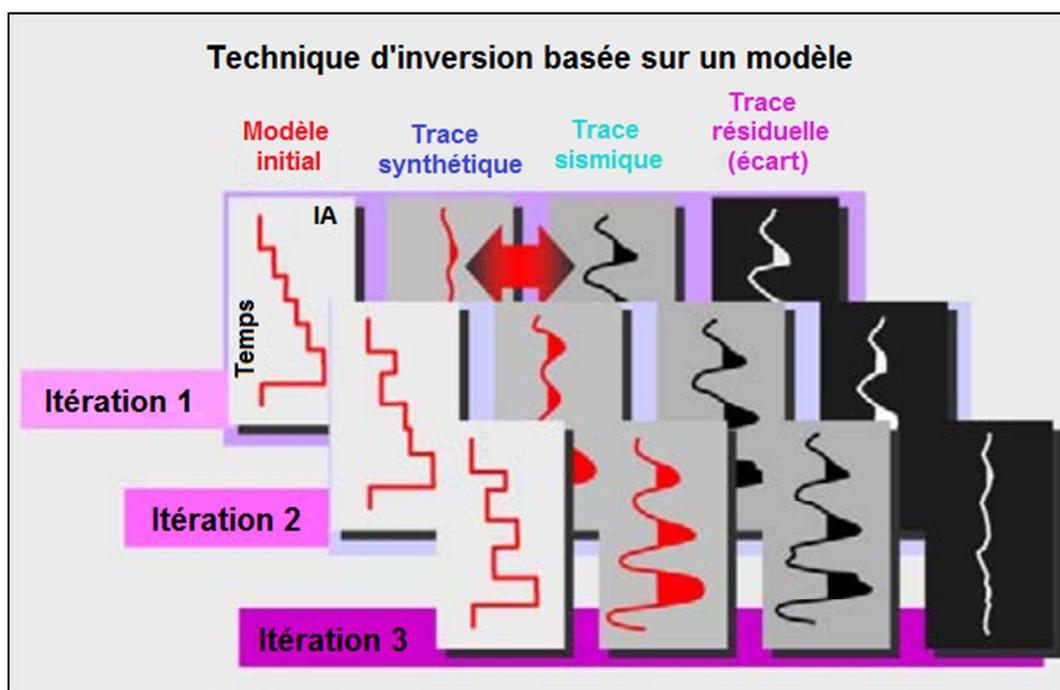


Figure III.5: Méthode d'inversion basée sur un modèle. (Veeken, 2007)

Des modèles d'impédance acoustique légèrement différents entre eux peuvent tous correspondre aux données sismiques, un tel événement est dû à la non-unicité des solutions en inversion. Pour assurer que le résultat d'inversion est fiable, différents schémas d'inversion introduisent des informations *a priori* pouvant apporter plus de réalité géologique et des solutions qui corréleront mieux avec les données de puits.

**Avantages de l'inversion basée sur un modèle :**

- Ce type d'inversion donne une solution complète incluant l'information sur les basses fréquences.
- L'erreur est distribuée à travers la solution.
- Les effets d'atténuation et les multiples sont modélisables.

**Inconvénients de l'inversion basée sur un modèle :**

- La solution peut ne pas converger vers la valeur exacte.
- Il peut avoir une multitude de modèles directs qui satisfassent les données (la solution n'est pas unique).

**III.1.7.3. Tomographie sismique (inversion des temps d'arrivée ou méthode de tracé de rayons) :**

La tomographie sismique est une excellente méthode d'inversion pour déterminer un modèle exact des vitesses en fonction de la profondeur. Ces vitesses forment un excellent outil pour l'une des méthodes d'inversion classiques ou pour une migration en profondeur.

La procédure générale utilisée dans la tomographie sismique pour déterminer les vitesses peut être résumée comme suit :

- Dans une première étape, on réalise une acquisition sismique, et on pique les temps d'arrivées pour les rayons qui atteignent chaque récepteur pour obtenir les temps de trajet. Il est à noter qu'entre la source et n'importe quel récepteur, il y a généralement plus qu'un rayon. Le nombre des rayons dépend du nombre des horizons réfléchissants.
- Après la récupération des temps de trajet, on a besoin de mieux comprendre les distances parcourues pour pouvoir faire des hypothèses sur les vitesses. C'est là où le tracé de rayons joue un rôle important. La méthode du tracé de rayons applique les théories de la façon dont les ondes sismiques se déplacent au sein de divers milieux, et le résultat représente un schéma qui permet d'approcher les distances parcourues entre les horizons sismiques.
- Dans l'étape finale, on prend les données produites par les deux étapes précédentes et on construit les équations en temps de trajet qu'il faudra résoudre pour avoir la vitesse.

#### **III.1.7.4. 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.

Comparée aux autres méthodes d'inversion, l'inversion stochastique est un moyen puissant d'intégrer le log des hautes fréquences en dehors de la bande fréquentielle de la sismique, ce qui fournit un modèle d'inversion à haute résolution.

#### **III.2. Modélisation d'un phénomène physique :**

Le terme « modèle mathématique » ou « modèle » fait référence à un ensemble d'équations cohérentes qui décrit les caractéristiques ou le comportement particulier d'un système physique qu'on cherche à comprendre. Ainsi, il peut exister plusieurs modèles décrivant le système en fonction des questions d'intérêt et des caractéristiques correspondant à ces questions. Pour obtenir une description mathématique adéquate avec un ensemble cohérent d'équations et des conditions appropriées, il faut avoir à l'esprit un but ou un objectif, et il faut limiter le problème pour exclure les facteurs qui n'ont aucun rapport avec l'objectif principal. D'abord, il faut commencer par examiner les principes physiques qui régissent les phénomènes d'intérêt ainsi que les propriétés constitutives de la matière avec laquelle les phénomènes peuvent interagir.

Selon le problème, un modèle peut être constitué d'équations algébriques, d'équations intégrales ou de systèmes d'équations différentielles ordinaires, partielles ou couplées. Les équations peuvent être non-linéaires et stochastiques en général ; les équations linéaires ou déterministes représentent des cas particuliers. Des combinaisons de ces équations telles que les équations intégral-différentielles peuvent se produire aussi.

Un modèle utilisant des équations différentielles doit également inclure des conditions initiales et des conditions aux limites.

Pour modéliser les phénomènes, les processus ou les systèmes d'intérêt, il faut isoler d'abord les paramètres correspondants, d'après les expériences, les observations et les relations connues, puis il faut chercher des descriptions mathématiques sous forme d'équations qu'il

faudra ensuite résoudre pour trouver les solutions souhaitées (problème direct). Un modèle néglige souvent les facteurs extérieurs et exclut l'univers externe au problème et à la région d'intérêt pour simplifier le phénomène autant que possible et ne retenir que les facteurs affectant réellement la solution désirée.

La modélisation est nécessairement un compromis entre la réalité physique et la capacité de l'interpréteur à résoudre les équations résultantes. Toute incitation à une modélisation plus précise et réaliste est limitée par la capacité de l'interpréteur à résoudre les équations ; la modélisation habituelle utilise des hypothèses restrictives afin que les relations mathématiques bien connues puissent être utilisées. L'objectif est de réduire ou d'éviter complètement ce compromis en mettant en œuvre une linéarisation, une discrétisation, une perturbation...etc. Enfin, pour pouvoir valider le modèle établi, la solution désirée doit être confrontée aux données observées.

La figure III.6 illustre un schéma général de la modélisation :

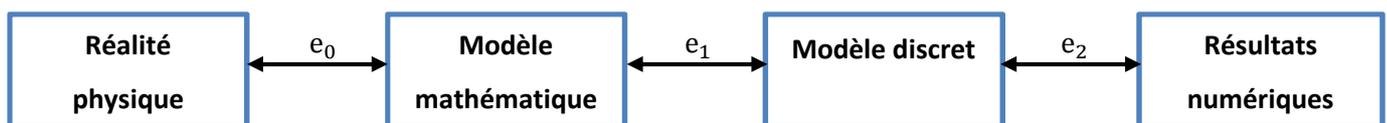


Figure III.6 : Schéma général de la modélisation.

où :

$e_0$  : Erreur de modélisation.

$e_1$  : Erreur de discrétisation.

$e_2$  : Erreur d'itération.

### III.3. La modélisation en prospection sismique :

Le modèle idéal du sous-sol vérifie parfaitement les hypothèses d'isotropie et d'élasticité. Il est constitué d'un empilement de couches parallèles, caractérisées chacune par une vitesse de propagation, un temps de trajet de l'onde et une densité. Ces couches sont séparées par des interfaces caractérisés chacun par un coefficient de réflexion.

Lors de la modélisation, on a besoin de cinq paramètres pour décrire le modèle de départ du sous-sol, qui sont la vitesse et l'impédance acoustique permettant de déterminer les directions et les amplitudes des ondes sismiques, et l'ondelette, sur lesquelles on indique les positions de la source et du récepteur, et les conditions initiales et aux limites. Pour cela, il faut s'équiper d'un moyen de contrôle des valeurs des vitesses et des densités du modèle géologique. Les données de puits constituent le meilleur moyen de contrôle, car un log de puits fournit un contrôle vertical précis en fonction de la profondeur jusqu'à chaque unité stratigraphique aux

alentours du puits ; le contrôle latéral sera obtenu à partir de la section sismique, qui indique, par exemple, la direction de pendage. On peut aussi voir l'existence de certaines formes structurales. Les interfaces peuvent être décrits par un système de coordonnées, ensuite on décide de la configuration des sources-récepteurs, et l'espace entre les traces à la sortie. Un autre point important est le type du signal utilisé, soit il sera mesuré sur-le-champ, soit on utilise un signal standard zéro-phase : ondelette de Ricker par exemple. Il y a d'autres possibilités d'estimation du signal, on peut le déterminer à partir de la section sismique à travers la corrélation. Finalement on arrive au choix d'une méthode de résolution. Différentes méthodes de modélisation peuvent être choisies, on rencontre le plus couramment deux sortes de méthodes :

Les méthodes de tracé de rayons (ray tracing) décomposent le déplacement en contributions portées par tous les trajets possibles entre la source et le récepteur (tomographie sismique).

Les méthodes des différences finies résolvent les équations de mouvement en chaque nœud du milieu discrétisé, et à chaque itération en temps.

#### III.4. Le modèle convolutif de la trace sismique :

On appelle trace sismique, la réponse à travers le terrain, à l'onde émise. Une onde source caractérisée par une signature  $w(t)$  dite ondelette, est émise dans le sous-sol. L'onde utile en sismique réflexion va se propager pour se réfléchir à chaque interface et donner ainsi, une superposition de ces réflexions, d'amplitude  $r(t)$  et de retard  $t$ .

La trace s'écrit en absence de bruits :

$$s(t) = w(t) * r(t) \quad (\text{III-16})$$

La trace sismique  $s(t)$  est donc obtenue par filtrage linéaire (ou convolution) de l'ondelette  $w(t)$  par la séquence des coefficients des réflexions primaires  $r(t)$ .

Une autre façon de voir les choses, mais équivalente, c'est le passage de la trace sismique au domaine fréquentiel. Si on considère la transformée de Fourier de l'équation (III-16) :

$$S(f) = W(f) \times R(f) \quad (\text{III-17})$$

où :

$S(f)$  : Spectre de la trace  $s(t)$ .

$W(f)$  : Spectre de l'ondelette source  $w(t)$ .

$R(f)$  : Spectre du log de réflectivité  $r(t)$ .

D'après l'équation (III-17), on peut voir que le produit de convolution devient un produit de multiplication dans le domaine fréquentiel. Cependant, la transformée de Fourier est une fonction complexe, ceci dit, il est évident qu'il existe un spectre d'amplitude et un spectre de phase de chaque terme de l'équation (III.17). Les spectres s'expriment ainsi :

$$|S(f)| = |W(f)| \times |R(f)| \quad (\text{III-18})$$

$$\theta_S(f) = \theta_W(f) + \theta_R(f) \quad (\text{III-19})$$

où  $||$  représente le module du spectre complexe, et  $\theta$  indique le spectre de phase.

En d'autres termes, l'opération de convolution implique la multiplication des spectres d'amplitude et l'addition des spectres de phase. Les figures III.5 et III.6 montrent le modèle convolutif dans le domaine temporel et la dans le domaine fréquentiel respectivement. Il faut savoir que le problème de perte de résolution dans le domaine temporel est traduit par une perte en contenu fréquentiel dans le domaine fréquentiel. Les hautes et les basses fréquences de la série de réflectivité sont sévèrement réduites à cause de l'effet de l'ondelette.

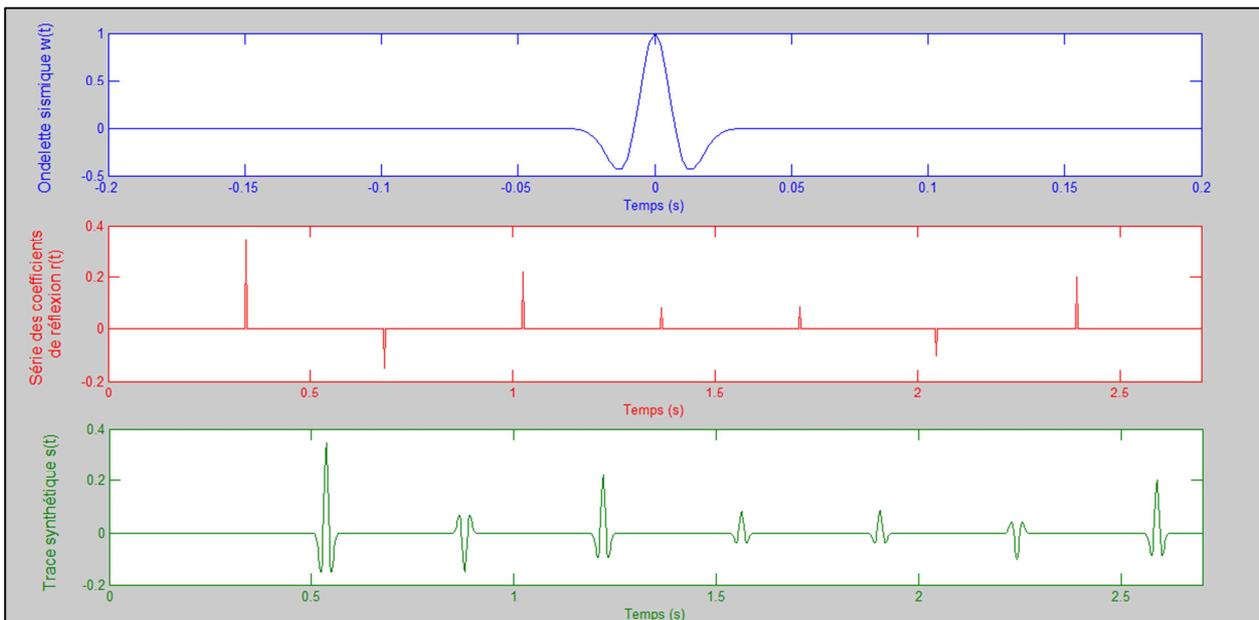


Figure III.7 : Modèle convolutif dans le domaine temporel.

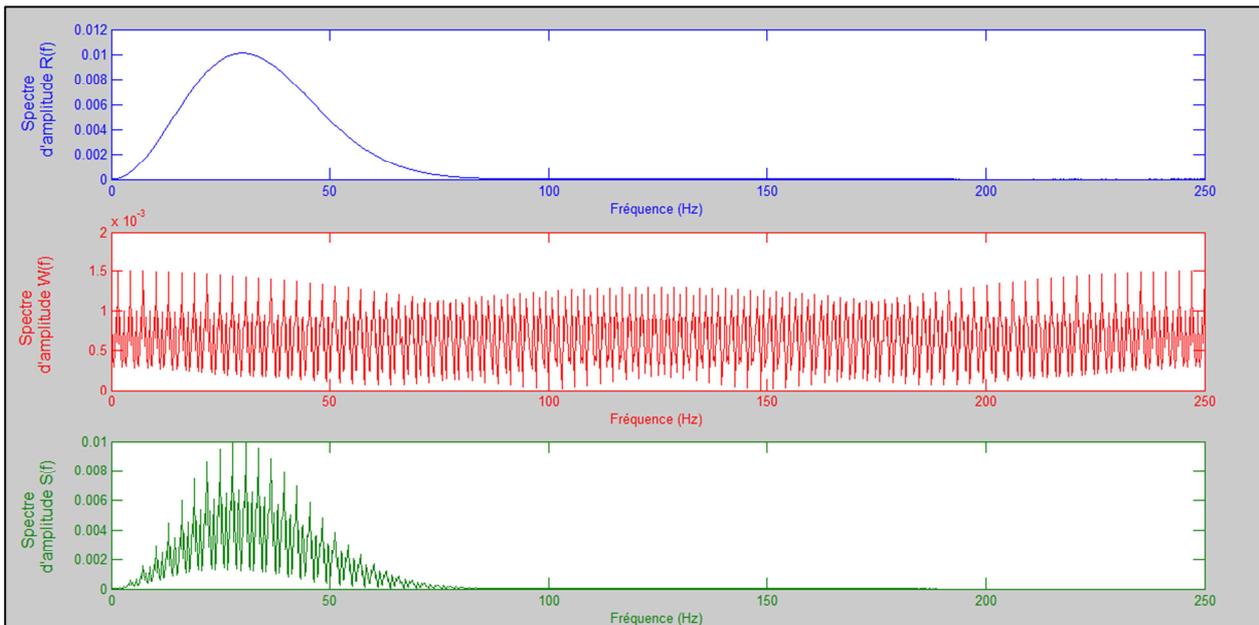


Figure III.8 : Modèle convolutif dans le domaine fréquentiel.

Le modèle convolutionnel est un modèle simplifié, car en réalité, la trace sismique est beaucoup plus complexe que cela. La fonction de réflectivité contient les différentes sortes de réflexions. L'ondelette, quant à elle, dépend de la source utilisée : impulsionnelle (source explosive), ou symétrique (en vibrosismique) ou étalée dans le temps et à structure d'écho (sources marines). Elle est en outre génératrice d'effets perturbateurs qui n'existent pas en dehors du processus de propagation de l'onde : réfractions, diffractions, absorption, divergence sphérique.

### III.5. Inversion sismique pré-stack :

Plusieurs techniques d'inversion ont vues le jour ces dernières années, telles que l'Inversion des Impédances Élastiques (EI Inversion), Inversion Simultanée (Simultaneous inversion), Inversion de la Forme d'onde (Waveform Inversion) etc. Ces techniques d'inversion AVO contribuent significativement dans la caractérisation des réservoirs en y ajoutant des attributs et informations inestimables, tels que les paramètres élastiques et physiques qui permettront de remonter ultérieurement aux paramètres lithologiques et en contenu en fluide. L'inversion simultanée est une inversion AVO qui utilise l'approximation d'Aki et Richard (1980) pour calculer les réflectivités à plusieurs offsets dans le domaine pré-stack, et qui peut se faire non seulement en un seul azimuth, mais en plusieurs azimuths (Inversion AVOAz simultanée) dans le cadre de la caractérisation des fractures.

### III.5.1. Inversion AVO simultanée :

Le but d'une inversion pré-stack est de transformer le cube sismique en cube de réflectivité dans plusieurs fenêtres d'offset (somme partielle) et le calcul synthétique des CDP gathers (collections de traces aux mêmes couvertures multiples). Un modèle des vitesses  $V_p$  de basse fréquence est préalablement requis, et le modèle de densité est construit en utilisant l'estimation de Gardner (équation II-36 dans le chapitre II). A l'aide d'une approximation choisie on fixe un modèle  $\frac{V_p}{V_s}$ . Les calculs peuvent se faire dans six angles d'offset discret, donnant l'accès au rapport  $\frac{V_p}{V_s}$  et aux impédances acoustiques P et S. Les impédances acoustiques P et S permettent de tirer des paramètres élastiques et ainsi remonter à la lithologie et au contenu en fluide.

L'inversion simultanée consiste à calculer des CDP gathers synthétique en perturbant des modèles de réflectivités P et S. Cette inversion est appelée simultanée car le calcul est réalisé à partir de plusieurs échantillons en temps simultanément. Elle prend en considération le comportement AVO et le calcul des impédances sismiques. L'inversion simultanée est une inversion à base de modèle, qui consiste à comparer des données CDP gathers synthétiques calculées avec les données réelles issues de la sismique. La minimisation dans cette inversion est appliquée à l'aide du recuit simulé. L'inversion est réalisée pour l'obtention des propriétés : impédance acoustique, impédance de cisaillement, coefficient de Poisson, le rapport ( $V_p/V_s$ ) et la densité.

Dans le cadre de notre travail, l'approximation de la réflectivité des ondes P à différents angles d'incidence (différents offsets) et à différents azimuts dans le domaine pré-stack est donnée par la relation de Martins et Psencik (2001). Comme il a été traité précédemment (Chapitre II) cette relation est en fonction, non seulement de l'offset ( $\theta$ ), des vitesses  $V_p$  et  $V_s$ , la densité  $\rho$ , mais aussi des paramètres d'anisotropie et de l'azimut ( $\phi$ ). Les propriétés supplémentaires données par cette inversion par rapport à l'inversion AVO simultanée sont : les impédances de cisaillement, l'une polarisée dans le plan formé par le vecteur de propagation et l'axe de symétrie  $S^\perp$  et l'autre polarisée dans le plan d'isotropie  $S^\parallel$ .

### III.5.2. Formulation mathématique de l'inversion simultanée :

La formule d'Aki et Richard (1980) donne une approximation de la réflectivité des ondes P à différents angles d'incidence (différents offsets) dans le domaine pré-stack telle que :

$$R_{PP}(\theta) = \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) - 2 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left( 2 \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \tan^2 \theta \quad (\text{III-20})$$

où  $V_p$ ,  $V_s$  et  $\rho$  sont respectivement  $V_p$  moyen,  $V_s$  moyen et la densité moyenne entre deux demi milieux séparés par un interface.

En admettant l'hypothèse qui stipule que les variations des valeurs  $\frac{\Delta V_p}{V_p}$ ,  $\frac{\Delta V_s}{V_s}$  et  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  sont relativement petites et l'angle d'incidence  $\theta$  est inférieur à  $90^\circ$ , Fatti et al. (1994) a introduit l'approximation :

$$R_{PP}(\theta) = (1 + \tan^2 \theta) \left( \frac{\Delta I_P}{I_P} \right) - 8 \left( \frac{V_s}{V_p} \right)^2 \sin^2 \theta \left( \frac{\Delta I_S}{I_S} \right) \quad (\text{III-21})$$

Le modèle initial  $\frac{V_s}{V_p}$  doit être connu pour résoudre l'équation précédente. Cependant, Ma (2002) a proposé une substitution au modèle  $\frac{V_s}{V_p}$ , en le remplaçant par la moyenne des valeurs  $\frac{Z_s}{Z_p}$ . Les valeurs des impédances  $Z$  sont déduites après chaque itération.

Les coefficients de réflexions des ondes P et S, peuvent être calculés pour un modèle à  $n$  couches :

$$\frac{\Delta Z_P}{2Z} = \frac{Z_{P_n} - Z_{P_{n-1}}}{Z_{P_n} + Z_{P_{n-1}}} \quad (\text{III-22})$$

$$\frac{\Delta Z_P}{2Z} = \frac{Z_{S_n} - Z_{S_{n-1}}}{Z_{S_n} + Z_{S_{n-1}}} \quad (\text{III-23})$$

$$\frac{Z_S}{Z_P} = \frac{Z_{S_n} - Z_{S_{n-1}}}{Z_{P_n} + Z_{P_{n-1}}} \quad (\text{III-24})$$

Ces fonctions sont utilisées pour calculer la réflectivité pour tous les angles dans la formule précédente (III-21). Les réflectivités sont convoluées avec l'ondelette pour avoir CDP « gather » synthétique.

### III.6. Inversion post-stack:

L'inversion post-stack représente le calcul des impédances acoustiques à partir du cube sismique (sections sismiques) en assumant que les amplitudes sismiques sont proportionnelles aux coefficients de réflexions. Les coefficients de réflexion peuvent être transformés en impédances acoustiques.

#### III.6.1. Formulation mathématique de l'inversion post-stack :

Pour une incidence normale, le coefficient de réflexion  $R$  au  $i^{\text{ème}}$  interface est donné par la relation suivante :

$$R = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad (\text{III-25})$$

où  $Z_{i+1}$ ,  $Z_i$  sont les respectivement impédances acoustiques aux interfaces  $(i+1)$  et  $(i)$ .

On peut reformuler le coefficient de réflexion en fonction du temps au niveau de l'interface comme étant :

$$R(t) = \frac{Z(t+dt) - Z(t)}{Z(t+dt) + Z(t)} \quad (\text{III-26})$$

où  $dt$  : Variation en temps entre deux points autour de l'interface.

Considérant que la variation de l'impédance acoustique est faible au niveau de l'interface, on écrit :

$$R(t) = \frac{\Delta Z(t)}{2 Z(t)} = \frac{1}{2} \int \frac{d}{dt} (Z) = \frac{1}{2} \frac{d}{dt} (\ln(Z)) \quad (\text{III-27})$$

A partir de (III-27), on déduit que :

$$Z(t) = Z(0) \exp 2 \int_0^t R(t) dt \quad (\text{III-28})$$

$Z(0)$  : Première valeur de l'impédance acoustique qui correspondant à un premier temps  $t_0$ .

Cette formule représente l'inversion continue, qui est un exemple de l'inversion post-stack. On peut clairement voir qu'à travers cette expression, remplacer les amplitudes des traces sismiques  $S(t)$  par les coefficients de réflexions, permet d'estimer les impédances acoustiques à partir d'un cube sismique. La fréquence des traces sismiques est limitée, donc seules les impédances acoustiques relatives seront estimées. L'amplitude des traces sismiques  $S(t)$  contiennent l'information concernant l'ondelette  $w(t)$  sachant que dans le cas où le bruit est absent :

$$S(t) = R(t) * w(t) \quad (\text{III-29})$$

Dans le but de déterminer et enlever l'effet de l'ondelette et déduire la réflectivité  $R(t)$ , on réalise une déconvolution ou une inversion des réflectivités.

### III.7. Formulation de l'Algorithme ISIS Global de l'Inversion :

#### III.7.1. Algorithme ISIS global de l'inversion post-stack :

Dans le cadre pratique, l'algorithme de l'inversion se base sur l'optimisation globale sur une fonction coût non-linéaire, qui fournit ultérieurement un positionnement optimal des couches.

Le sous-sol décrit par une paramétrisation donne les positions des toits et des murs des couches. Cette paramétrisation décrit la variation de l'impédance à l'intérieur des couches et affecte une valeur d'impédance acoustique dans une cellule (pixel) du volume sismique échantillonné, puis, l'inversion sera réalisée à partir de la minimisation à travers tout le cube sismique.

Une fonction coût non linéaire utilisée dans l'algorithme ISIS pour l'inversion d'un cube sismique sommé dans le but d'estimer les impédances acoustiques, est écrite suivant la forme suivante :

$$Z = \min ( E_{\text{sismique}} + E_{\text{initial}} + E_{\text{horizontal}} + E_{\text{vertical}} ) \quad (\text{III-30})$$

avec:

$$\left\{ \begin{array}{l} E_{\text{sismique}} = P_1 \sum_{x,y,t} [d(x,y,t) - w(t) * r(x,y,t)]^2 \quad (\text{III} - 31) \\ E_{\text{initial}} = P_2 \sum_{x,y,t} [\log Z(x,y,t) - \log Z_{\text{initial}}(x,y,t)]^2 \quad (\text{III} - 32) \\ E_{\text{horizontal}} = P_3 \sum_{x,y,t} [\log Z(x,y,t) - \log Z(x \pm 1, y \pm 1, t)]^2 \quad (\text{III} - 33) \\ E_{\text{vertical}} = P_4 \sum_{x,y,t} \min [r(x,y,t)^2, r_0^2] \quad (\text{III} - 34) \end{array} \right.$$

où :

La première expression (III-31) représente la pénalisation de la différence entre les données sismiques, et les données synthétiques, avec :

$P_1$  : Fonction poids dépendant de l'influence des bruits.

$d(x, y, t)$  : Données sismiques.

$w(t)$  : Ondelette estimée.

$r(x, y, t)$  : Réflectivités calculées à partir d'un modèle d'impédance acoustique  $Z(x, y, t)$ .

La deuxième expression (III-32) introduit le modèle initial de basse fréquence dans l'inversion à travers la discrimination entre le modèle d'impédance acoustique et le modèle initial de basse fréquence, où :

$P_2$  : Fonction poids dépendant inversement de la déviation du résultat d'inversion avec le modèle initial.

$Z(x, y, t)$  : Impédance acoustique.

$Z_{\text{initial}}(x, y, t)$  : Le modèle initial de basse fréquence.

La troisième expression (III-33) représente la discrimination des variations horizontales du modèle de l'impédance acoustique estimée. Ce terme représente l'atténuation des bruits non corrélés, avec :

$P_3$  : Fonction poids dépendant de la déviation entre deux échantillons adjacents.

La quatrième expression (III-34) représente la paramétrisation, où :

$r_0$  : Seuil de réflectivité désigné par l'utilisateur.

### III.7.2. Algorithme ISIS global de l'inversion AVO simultanée :

La fonction objectif (coût) dans le cas d'une inversion AVO est exprimé par :

$$Z = \min ( E_{\text{sismique}} + E_{\text{initial}} + E_{\text{horizontal}} + E_{\text{vertical}} ) \quad (\text{III-35})$$

avec :

$$\left\{ \begin{array}{l} E_{\text{sismique}} = \sum_S P_1^S \sum_{x,y,t} [d^S(x,y,t) - W^S(t) * r^S(x,y,t)]^2 \quad (\text{III-36}) \\ E_{\text{initial}} = \sum_Q P_2^Q \sum_{x,y,t} [\log Z^Q(x,y,t) - \log Z_{\text{prior}}^Q(x,y,t)]^2 \quad (\text{III-37}) \\ E_{\text{horizontal}} = \sum_Q P_3^Q \sum_{x,y,t} [\log Z^Q(x,y,t) - \log Z^Q(x \pm 1, y \pm 1, t)]^2 \quad (\text{III-38}) \\ E_{\text{vertical}} = P_4 \sum_{x,y,t} \min \left[ \sum_Q r^Q(x,y,t)^2, r_0^2 \right] \quad (\text{III-39}) \end{array} \right.$$

où les indices de sommation Q et S représente respectivement les propriétés de la couche et les angle-stacks.

La première expression (III-36) est l'exhibition de la différence entre les données sismiques réelles et synthétiques, où :

$P_1$ : Fonction poids dépendant d'un rapport signal sur bruit spécifié par l'utilisateur.

$d^S(x,y,t)$  : Données sismiques pour chaque angle-stack.

$W^S(t)$  : Ondelette extraite pour chaque angle-stack.

$r^S(x,y,t)$  : Coefficients de réflexion en fonction de l'offset calculés par une approximation choisie pour chaque angle-stack.

La seconde expression (III-37) inclut l'apport du modèle initial de basse fréquence dans le processus d'inversion via la pénalisation de la déviation standard  $P_2$  introduite entre les modèles de basse fréquence (en densité, impédance acoustique et  $V_P/V_S$ ) notés  $\log Z_{\text{prior}}^P(x,y,t)$  et ceux issus de l'inversion  $Z^P(x,y,t)$ . Cette déviation contrôle le taux de semblance entre le modèle calculé par l'inversion et le modèle *a priori*.

La troisième expression (III-38) porte sur les variations horizontales des propriétés estimées par l'inversion (densité, impédance acoustique et  $V_P/V_S$ ) notées  $Z^P(x,y,t)$ , il prévoit l'atténuation du bruit horizontal non corrélé. Le poids  $P_3$  est inversement proportionnel à la déviation standard horizontale spécifiée par l'utilisateur entre deux échantillons adjacents et qui peut être définie en utilisant l'information sur le pendage ainsi que les failles du modèle.

L'inversion ne doit pas placer les interfaces à chaque échantillon. Sans contrôle, l'optimisation tendra à placer un réflecteur dans chaque échantillon-temps de toutes les traces.

Pour cela, on doit définir ce qu'est un réflecteur significatif en introduisant une contrainte verticale, qui représente le seuil sur les coefficients de réflexion notée  $r_0$ ,  $r^P(x, y, t)$  étant les coefficients de réflexion pour l'interface P, calculés par l'approche d'Aki et Richards dans le cas de l'inversion AVO simultanée pré-stack.

**L'inversion AVOAz simultanée** diffère par rapport à l'inversion AVO simultanée précédente par la présence des angle-stacks dans différents azimuts. Ceci dit, un indice Az doit être ajouté à l'algorithme pour prendre en considération les variations de l'amplitude en fonction de l'azimut. Les réflectivités sont  $r^P(x, y, t)$  calculées par l'approximation de Martins et Psencik (2001) dans l'algorithme d'inversion.

### **III.8. Procédure de l'inversion pré-stack AVOAz :**

#### **III.8.1. Les données sismiques :**

Les données sismiques sont acquises dans plusieurs larges azimuts (wide azimuth). Les données en inversion avant sommation sont traitées en amplitude préservées et sont classées en plans de OVT « offset vector tiles », Vermeer (2003, 2007) définit l'OVT comme étant une extension des « cross-spreads » (toutes les traces dont les sources sont sur la même ligne de source et les récepteurs sur la même ligne de récepteur). Un OVT est un sous-ensemble de carreaux de la couverture CDP dans un cross-spread ; la taille du carreau est liée à la longueur des segments de la ligne des sources et celle des récepteurs du schéma d'acquisition 3D (figure III.9). Le nombre des OVT dans chaque cross-spread est déterminé par les caractéristiques de la nappe d'enregistrement (c'est-à-dire, le nombre des lignes de récepteur, le nombre de récepteurs par ligne, l'espacement de la ligne des sources par rapport à la longueur du segment de la ligne des récepteurs).

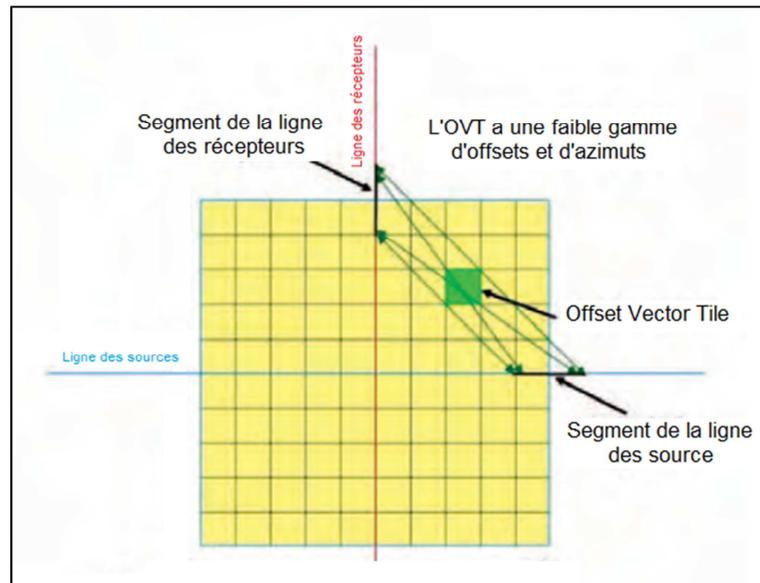


Figure III.9 : Schéma de l'établissement de l'Offset Vector Tile (OVT). (Stein et al., 2010)

En séparant et en triant les OVT ayant la même orientation spatiale à partir de chaque cross-spread, un OVT de couverture simple est formé (figure III.10) contenant des couvertures CDP contiguës à travers la surface d'acquisition 3D (Vermeer, 2003). Le tri de tous les carreaux reliés entre eux à partir de tous les cross-spread de cette manière (tout l'ensemble des données 3D) forme une suite de collections OVT. Chaque collection OVT est composée de traces ayant une gamme étroite d'offsets et d'azimuts. Ces ensembles de données fournissent des approches similaires à la sectorisation traditionnelle où les données acquises sont divisées en un petit nombre de « part » angulaires (secteurs) et sont traitées séparément.

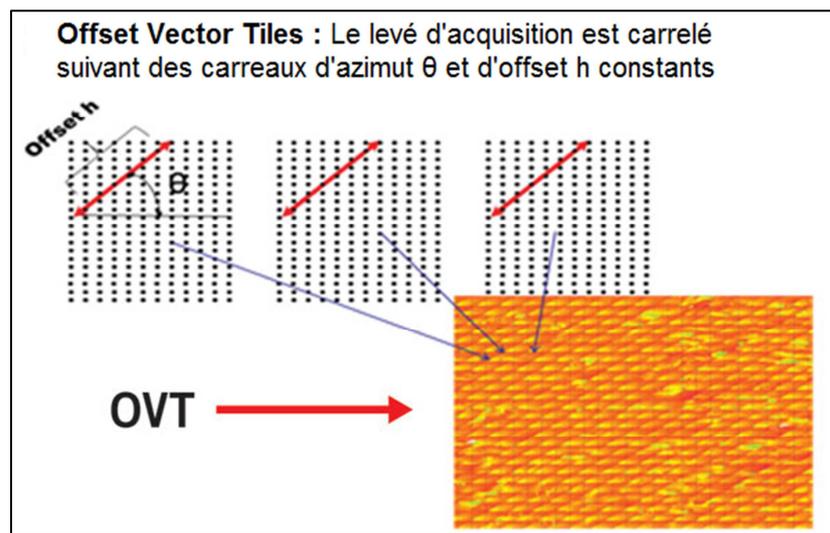


Figure III.10 : Offset Vector Tiles (OVT). (Stein et al., 2010)

Enfin, puisque les collections OVT sont formées de données avec une gamme d'offset et d'azimut limitée, ils sont idéals pour une migration en temps ou en profondeur. Chaque

collection OVT est migrée selon le secteur d'azimut puis sommée séparément pour produire un cube en 3D semblable à une section à offset constant.

Les collections OVT classées selon leur gamme d'azimut. Ces dernières sont collectées en gardant une information sur l'azimut, puis sont migrées séparément donnant des collections en CMP (figure III.11).

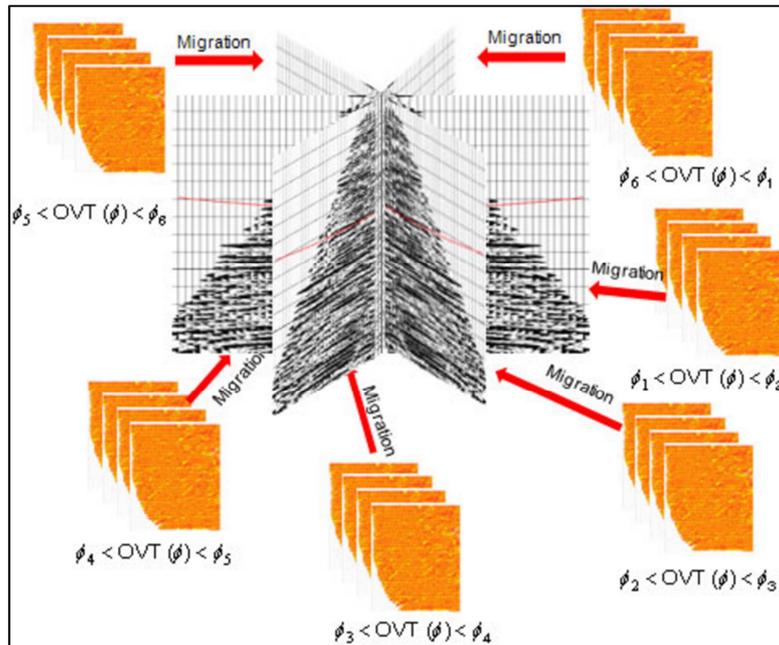


Figure III.11 : Migration et sommation des OVT en un bin en offset et en azimut. (Stein et al., 2010)

Une fois le bin obtenu, les secteurs sont subdivisés en un nombre d'« angle-stacks » (plages d'angles d'incidence), divisés généralement selon les paramètres ciblés en trois angle-stacks : proche, moyen et lointain (en anglais : near, middle et far).

### III.8.2. Corrélation et extraction de l'ondelette :

C'est une étape qui permet de déterminer la forme de l'ondelette sismique pouvant être produite par le train d'ondes. Les ondelettes peuvent être extraites en se basant sur la comparaison d'une trace sismique tirée à partir des données sismiques et une trace synthétique générée à partir des données de puits. Effectivement, par le biais du check-shot, on peut convertir les logs sonique et densité du domaine profondeur au domaine des temps doubles, ensuite, la multiplication des logs sonique (vitesse P et S) et densité permet de concevoir une série en impédances acoustiques en ondes P ou en ondes S (pour une inversion avant sommation), qui sera appliquée dans le calcul de la série de coefficients de réflexion dérivées des ondes P ou des ondes S en considérant la variation des coefficients de réflexion avec l'angle d'incidence par l'approximation d'Aki et Richards.

Par la suite, une trace synthétique est générée par la convolution de la série de réflectivités trouvée avec une ondelette choisie (généralement un Ricker). Ainsi, la comparaison de la trace synthétique avec la trace sismique réelle permet de tirer une ondelette en déconvoluant la trace sismique avec la série de coefficients de réflexion de la trace synthétique, ce processus est aussi connu sous le nom de l'extraction « déterministe » de l'ondelette. La figure III.12 montre un exemple de corrélation pour un puits donné, où (a) représente le log d'impédances acoustiques converti en temps double et échantillonné avec un pas de 4 ms, (b) représente la série de réflectivité obtenue, (c) représente les traces synthétiques calculées en appliquant la convolution de la série de réflectivité par une ondelette extraite par la méthode déterministe, et (d) représente les traces observées.

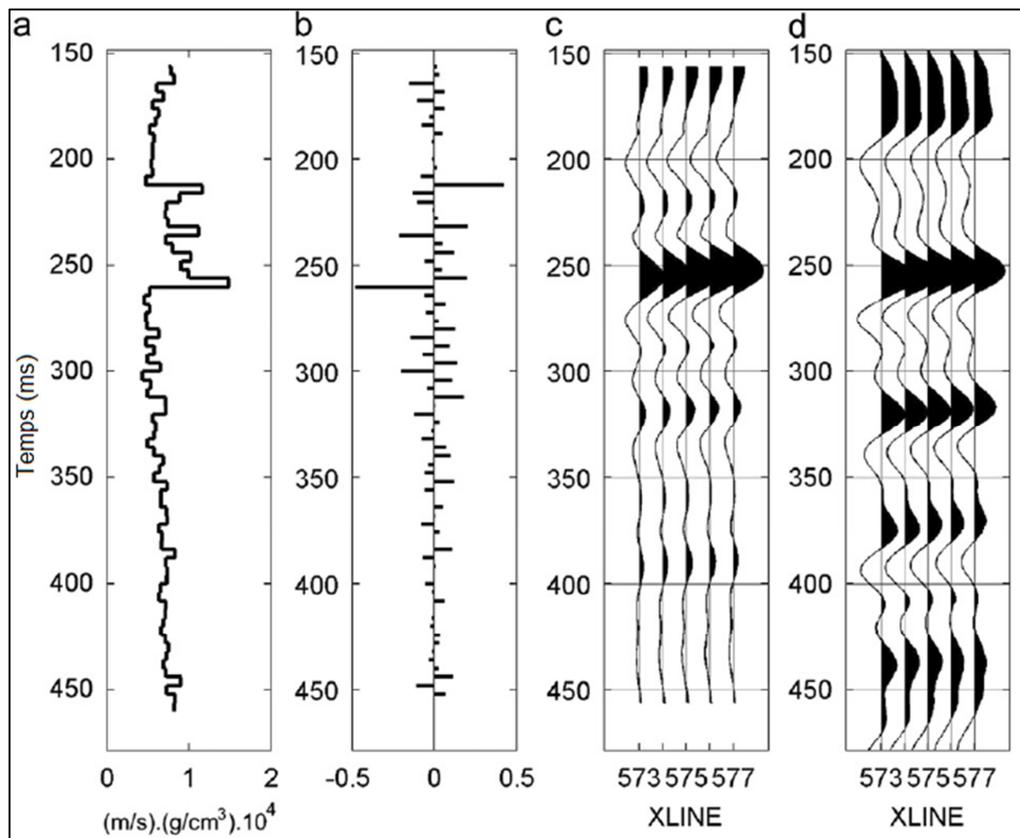


Figure III.12 : Exemple d'une corrélation des traces synthétiques avec des traces observées :  
 (a) log d'impédances acoustiques, (b) log de réflectivité, (c) traces synthétiques calculées,  
 (d) traces sismiques réelles.

**Remarque :** Il faut noter qu'il faut extraire une ondelette pour chaque plage d'angle (angle-stack) de chaque secteur d'azimut.

### III.8.2.1. Les méthodes d'estimation de l'ondelette les plus utilisées par l'algorithme d'inversion simultanée ISIS :

#### - L'algorithme de Roy White prolongé (Extended Roy White) :

Cet algorithme consiste à estimer une prédictibilité globale sur l'ensemble des échantillons, il permet de connaître la justesse du modèle synthétique choisi. Cela se fait en calculant l'autocorrélation des données sismiques  $\phi_{TT}(t)$  et celle des données de puits  $\phi_{PP}(t)$ , ainsi qu'une cross-corrélation entre les deux types de données  $\phi_{TP}(t)$ . La prédictibilité relie ces paramètres par la formule suivante :

$$\text{Predictibilité (\%)} = \frac{\sum_{i=0}^n \phi_{TP}^2(t) \times 100}{\sum_{i=0}^n (\phi_{PP}(t) \times \phi_{TT}(t))} \quad (\text{III-40})$$

La valeur de prédictibilité représente le taux de ressemblance ou de calibration entre les données sismiques au niveau du puits et le sismogramme synthétique.

#### - Méthode des moindres carrés dans le domaine temporel (ISIS Time Least Square) :

Cette méthode minimise la somme des écarts au sens des moindres carrés entre les traces sismiques et synthétiques dans le domaine temporel. Les ondelettes sont estimées en utilisant la méthode des moindres carrés pour une gamme de longueurs d'ondelette et de délais en temps initial. Cette méthode est utilisée quand la corrélation entre les données sismiques et les données de puits est élevée.

Les spectres d'amplitude et de phase de l'ondelette sont obtenus à partir de la corrélation entre les données sismiques et les données de puits.

#### - Méthode des moindres carrés dans le domaine fréquentiel (ISIS Frequency Least Square) :

La différence entre cette méthode et celle dans le domaine temporel est que l'ondelette est paramétrée en fréquence. L'avantage de cette méthode, comparée à celle dans le domaine temporel est que l'ondelette estimée est plus représentative de la réalité, car elle peut être plus longue vu sa faible sensibilité aux bruits. L'inconvénient de la méthode est que la calibration entre les données sismiques et synthétiques, réalisée à partir de l'ondelette extraite n'est pas optimale.

### III.8.3. Construction du modèle initial :

En inversion sismique, les paramètres du réservoir calculés peuvent être inexacts, conduisant à de mauvaises interprétations à cause du manque d'information sur les basses fréquences des données sismiques. En effet, le signal sismique émis est à bande fréquentielle

limitée, généralement sa bande fréquentielle varie dans la plage fréquentielle 6-8 Hz à 60-80 Hz. Or, les basses fréquences générées par le signal sismique explorent les plus grandes profondeurs par rapport aux hautes fréquences, ceci dit, elles comportent une information sur les objectifs profonds. Ces basses fréquences peuvent être récupérées en se basant sur les données de puits qui sont caractérisées par une bande fréquentielle très large, cela permet de construire un modèle initial.

En inversion sismique simultanée, le modèle initial permet de décrire un modèle bas fréquent pour l'impédance acoustique, le rapport  $V_P/V_S$  et la densité. Ces modèles sont construits à partir des données de puits, de l'interprétation des horizons sismiques et les vitesses d'intervalle, ainsi en interpolant et en extrapolant l'information guidée par l'interprétation des éléments structuraux (horizons, failles) entre les puits, ça permet de couvrir tout le cube sismique. Puis, ces modèles construits sont filtrés en utilisant un filtre coupe-haut de Butterworth afin d'assurer que ces derniers ne comportent que l'information requise sur les basses fréquences pour la compensation des données sismiques. La figure III.13 montre la compensation de la bande fréquentielle des données sismiques par le modèle bas fréquent, ce passage se fait par une simple addition des basses fréquences aux données sismiques.

Le modèle bas fréquent (Low Frequency Model « LFM ») peut être utilisé comme modèle initial pour résoudre l'inversion sismique afin de calculer les paramètres du réservoir avec plus d'exactitude.

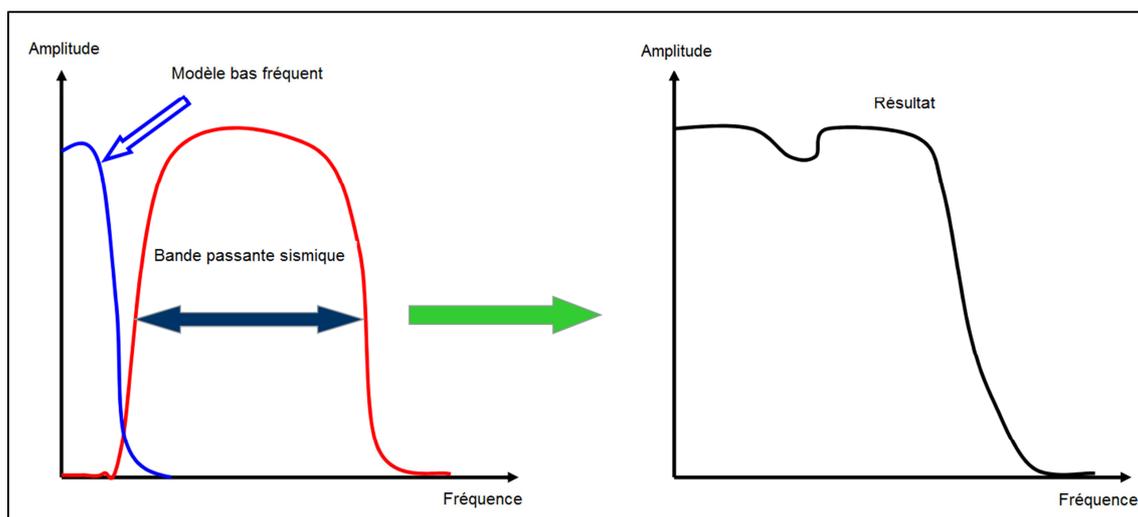


Figure III.13 : Compensation de la bande passante sismique par le modèle bas fréquent.

#### III.8.4. Inversion sismique 3D :

Une fois la sectorisation des azimuts effectuée, la génération des angle-stacks, l'extraction de l'ondelette à partir de chaque angle-stack, et l'établissement des modèles bas

fréquentes faites, il ne reste plus qu'à lancer l'algorithme d'inversion sismique pré-stack AVOAz afin d'obtenir des attributs telles que l'impédance acoustique en ondes P et en ondes S, et la densité. La figure III.14 montre une nomenclature illustrant les différentes étapes de l'inversion pré-stack AVOAz.

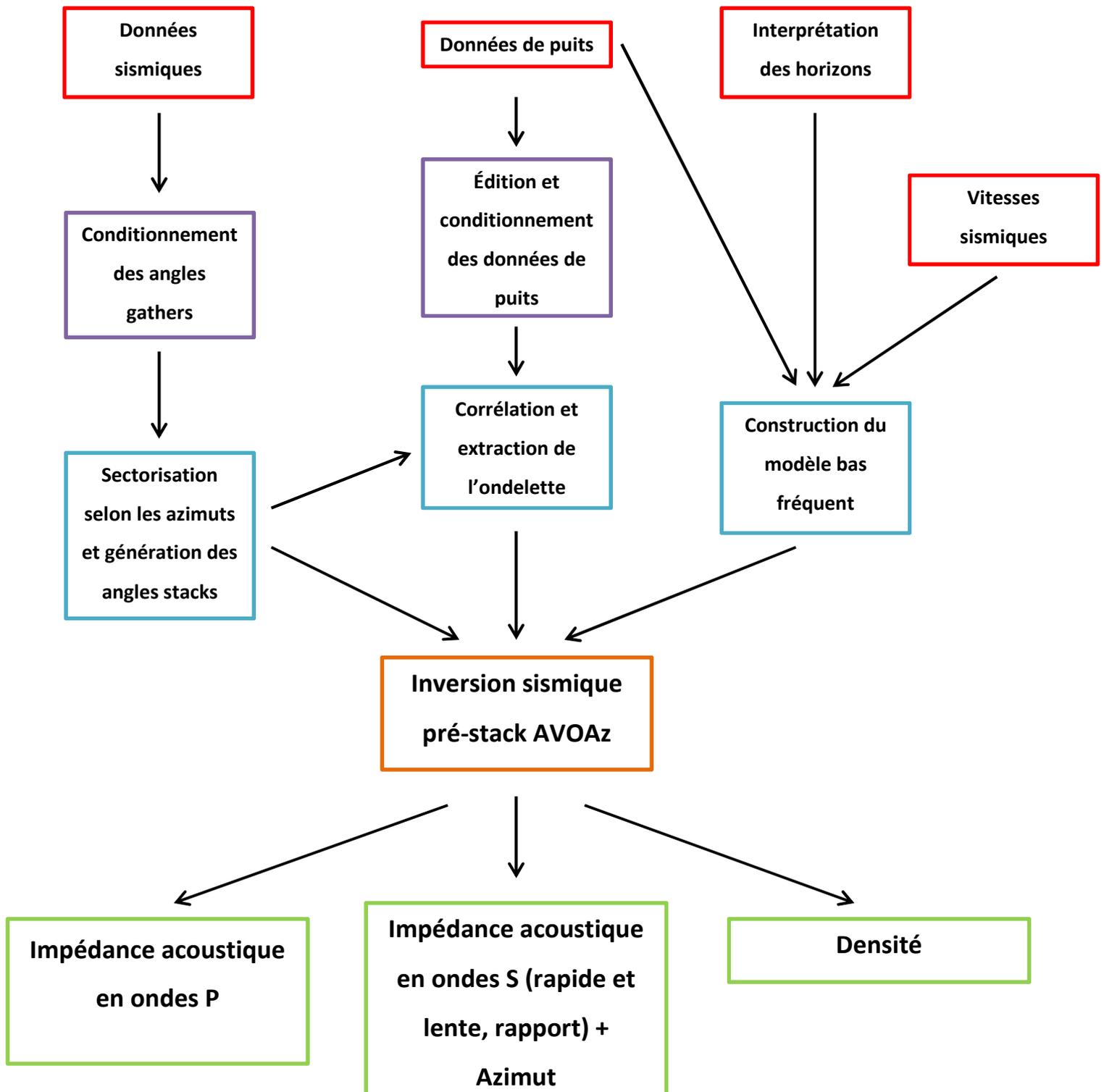


Figure III.14 : Nomenclature des différentes opérations faites en inversion pré-stack AVOAz.

*Chapitre IV : Généralités  
sur les réservoirs non-  
conventionnels et les  
fractures*

# Chapitre IV

## Généralités sur les réservoirs non-conventionnels et les fractures

### IV.1. Introduction :

L'intérêt économique de l'exploitation des réservoirs dépend essentiellement de la capacité de stockage des fluides par la matrice (poreuse), et la capacité de laisser circuler les fluides (perméabilité). Un réservoir naturellement fracturé présente une forte variation des conditions de production et de stockage de qualité par rapport à un réservoir considéré comme non fracturé.

La connaissance de la distribution et de la densité des fractures au sein d'un réservoir non-conventionnel compact (*tight reservoir*) permet de faire une meilleure localisation des puits d'exploitation, en évitant les dépenses de la fracturation hydraulique.

La distribution des fractures se manifeste différemment d'un secteur géographique à un autre. Cette variation de type de fractures est causée principalement par des facteurs de diagenèse, de sédimentologie ou de lithologie, y compris la présence des contraintes. On définit dans ce qui suit, les réservoirs non-conventionnels accompagnés de généralités sur les fractures.

### IV.2. Gaz et huile dans un réservoir compact (*tight gas and tight oil*) :

#### IV.2.1. Définition :

Le gaz et le pétrole (ou huile) de réservoir compact, appelés *tight gas* et *tight oil* en anglais, sont des hydrocarbures contenus dans des couches de roches réservoirs très peu poreuses et très peu perméables, de grès ou de calcaire. L'extraction de ces hydrocarbures est par conséquent difficile. Cependant, les hydrocarbures conventionnels et les hydrocarbures de réservoir compact ne subissent pas le même processus de formation-migration-accumulation, ainsi, leurs emplacements et leurs configurations dans le sous-sol diffèrent (figure IV.1).

#### IV.2.2. Classification des hydrocarbures des réservoirs compacts :

Nécessitant le recours à des techniques spécifiques pour les produire, les hydrocarbures de réservoir compact (*tight oil* et *tight gas*) sont classifiés dans la catégorie des « non conventionnels ». On inclut également dans cette catégorie : *le gaz et l'huile dits de*

*schiste* (shale gas et shale oil en anglais), *le gaz de houille* (coalbed methane ou CBM), *les schistes bitumineux* (oil shales), *les sables bitumineux* (tar sands ou oil sands) ou encore *les hydrates de méthane* (natural gas hydrates).

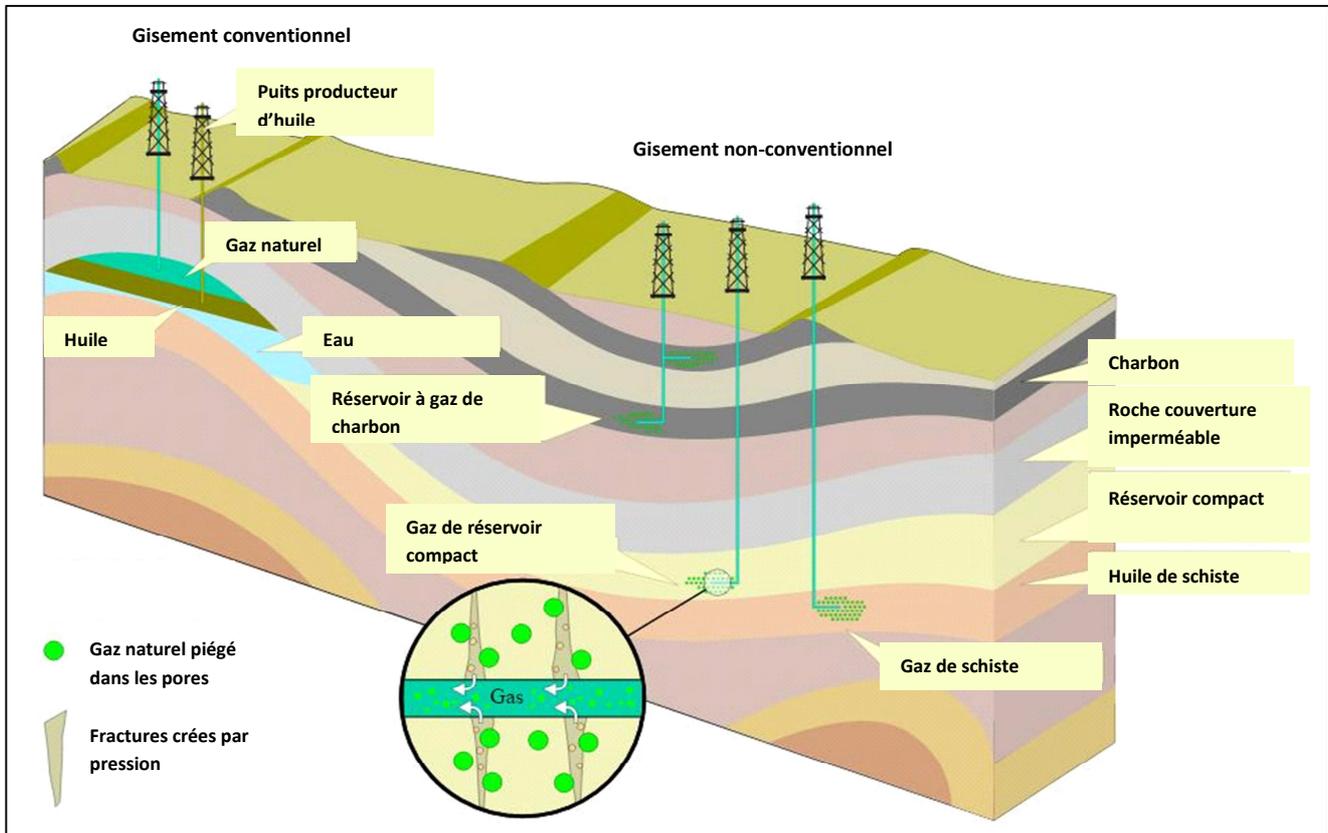


Figure IV.1 : Schéma comparatif entre le gaz de réservoir compact et les autres types de gaz.

### IV.2.3. Les réservoirs compacts :

Les hydrocarbures de réservoir compact peuvent être contenus dans des gisements particuliers, souvent de petite taille, situés dans des couches très peu poreuses et très peu perméables. Ils peuvent aussi se trouver dans des zones périphériques de gisements conventionnels.

### IV.2.4. Les paramètres pétrophysiques dans les réservoirs compacts :

#### IV.2.4.1. Porosité :

Les roches du sous-sol par enfouissement au cours du temps géologique « *se compactent* » sous l'effet de l'accumulation de nouvelles couches sédimentaires les surplombant. Le volume des pores dans les roches diminue alors progressivement au fur et à mesure de leur enfouissement.

Dans le cas des réservoirs tight, la porosité de la roche est souvent inférieure à 1% (alors que la porosité est supérieure à 10%, parfois plus dans le cas des réservoirs conventionnels).

#### IV.2.4.2. Perméabilité :

La compaction des roches s'accompagne d'une recristallisation qui diminue fortement la connectivité des pores et donc la perméabilité. Les réservoirs tight présentent des perméabilités inférieures au millidarcy et ont ainsi des caractéristiques a priori défavorables à une extraction classique d'hydrocarbures. La perméabilité des différents gisements conventionnels est nettement supérieure au millidarcy, mais peut fortement varier.

La figure IV.2 montre les différentes valeurs de perméabilité pour les différents types de réservoirs à hydrocarbures.

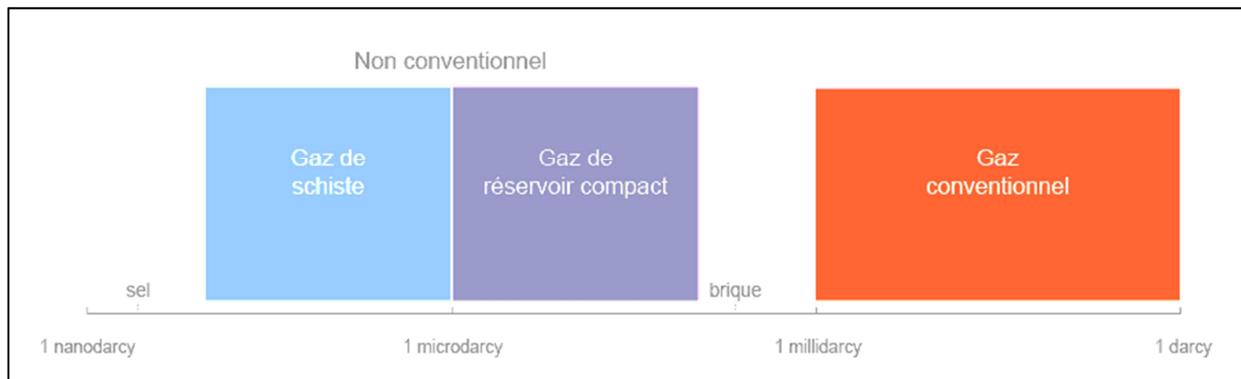


Figure IV.2 : Valeurs de perméabilité pour les différents types de réservoirs. (document Total)

#### IV.2.5. Exploration et exploitation des hydrocarbures de réservoir compact :

Durant la phase d'exploration, il est pratiquement aussi difficile d'identifier et d'apprécier les réserves en hydrocarbures d'un réservoir compact par rapport à celles d'un gisement de gaz de schiste par exemple en raison des caractéristiques des roches qui les renferment. Une fois repérés, les gisements peuvent être exploités en ayant recours à des techniques particulières telles que la *fracturation hydraulique* et le *forage horizontal*. Bien qu'elles soient désormais maîtrisées, ces techniques restent coûteuses pour l'opérateur.

La *fracturation hydraulique* est effectuée dans des conditions similaires que dans le cadre de l'exploitation d'hydrocarbures de réservoir compact et dans celui d'hydrocarbures de schiste : un fluide sous haute pression est injecté dans la couche rocheuse afin de la fissurer. La pression du puits est ensuite abaissée afin que les hydrocarbures s'écoulent hors de la roche vers le puits, sous l'effet d'un différentiel de pression. La figure IV.3 montre le schéma illustrant l'opération de la fracturation hydraulique.

Le flux de remontée des hydrocarbures de réservoir compact reste limité en raison de la faible perméabilité de la couche rocheuse. Parmi les additifs chimiques utilisés dans les opérations de préparation d'un puits, certains ont pour but d'augmenter ce flux afin d'optimiser les coûts

d'exploitation du gisement.

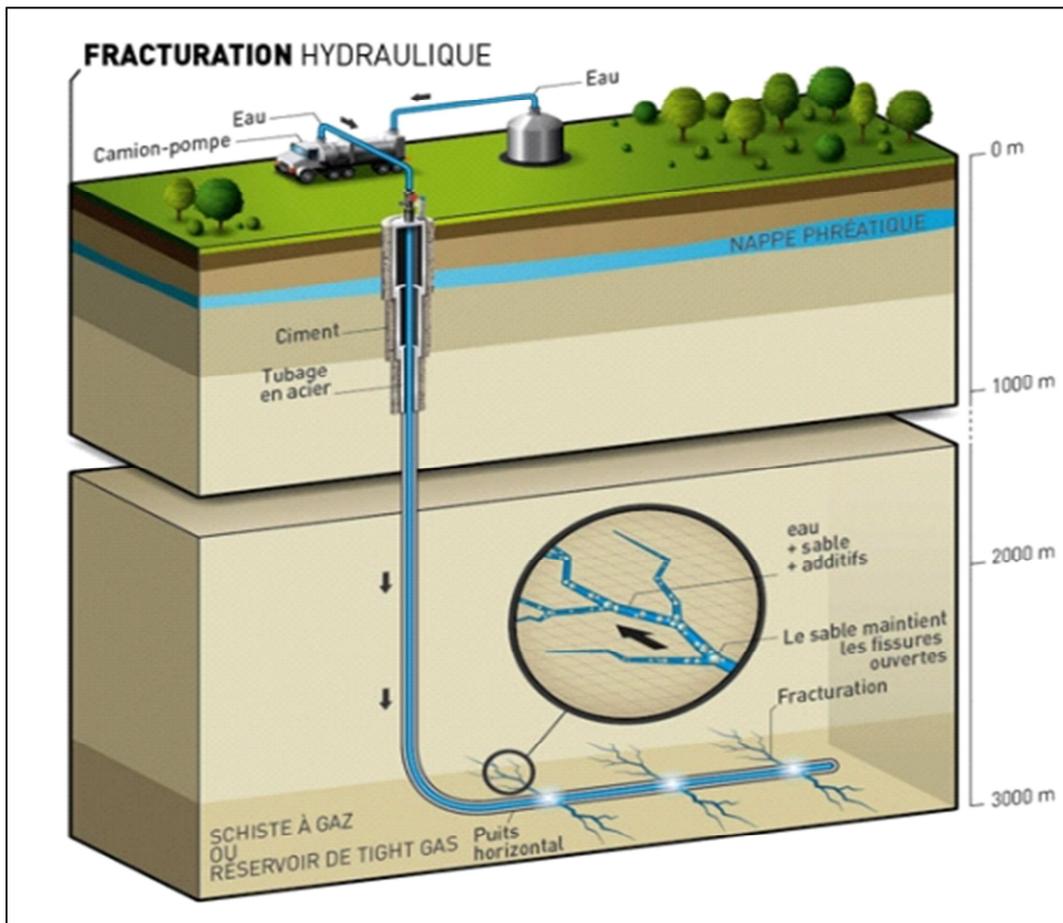


Figure IV.3 : Schéma de la fracturation hydraulique.

### IV.3. Généralités sur les fractures :

#### IV.3.1. Définitions :

Une *fracture* est toute discontinuité plane, très étroite, dans l'une des dimensions causées par des contraintes internes (tectoniques) ou internes (thermales ou résiduelles). Les fractures sont aussi des discontinuités des propriétés physiques et mécaniques où les minéraux sont cassés.

Les **fractures naturelles** peuvent être liées à des contraintes tectoniques (de compression, de tension), comme elles peuvent être formées par des processus de compaction et de diagenèse, notamment lors de la formation des stylolites, ou de surpression des fluides contenus dans la roche. Elles peuvent être engendrées par les failles.

L'**intensité des fractures** est mesurée à partir de l'indice de fracturation 'IF'. Ce paramètre est calculé à partir des données d'imagerie des puits (*Borehole Imager*) et à l'aide de la formule suivante :

$$IF = \frac{\text{Le nombre des fractures}}{\text{L'intervalle testé}} \quad (IV-1)$$

### IV.3.2. Les types de fractures :

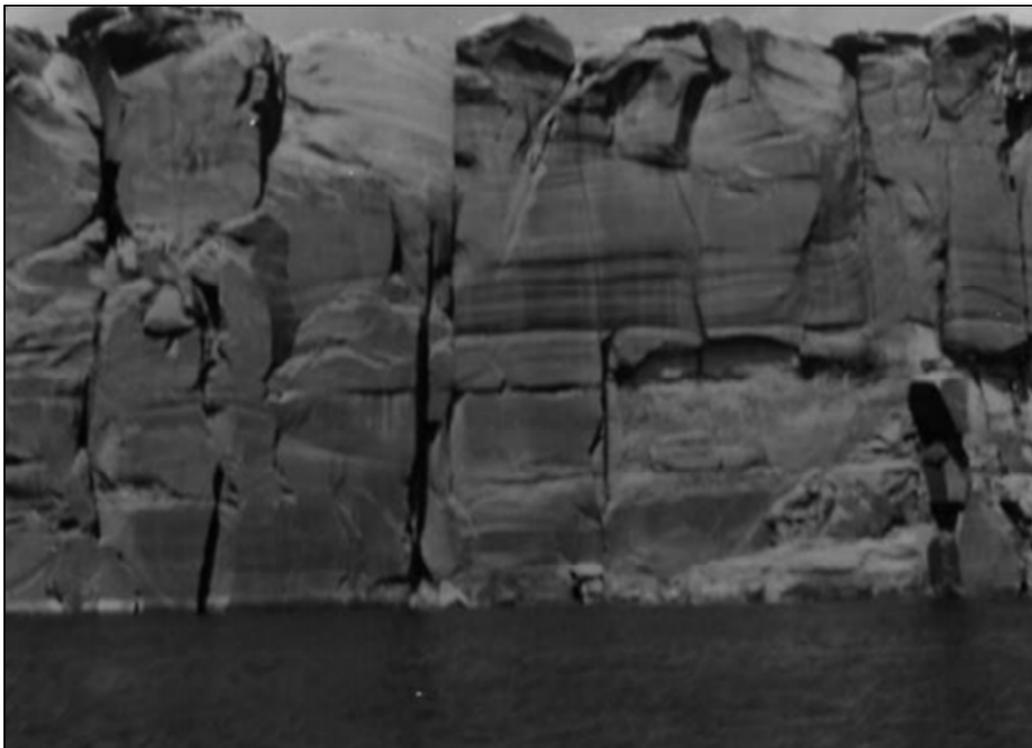
#### IV.3.2.1. Les fractures naturelles :

##### IV.3.2.1.1. Les fractures naturelles ouvertes :

Les fractures ouvertes, comme leur nom l'indique, ne possèdent pas de déformation ou de matériaux de diagénèse remplissant le vide entre les parois de la fracture. Ces fractures sont potentiellement ouvertes à l'écoulement du fluide. La largeur de la fracture, la rugosité et la zone de contact initial sont en fonction de la distribution de la taille des grains du matériau hôte, car les surfaces de ces fractures sont composées de petites unités rocheuses qui sont les grains.

Les fractures ouvertes augmentent considérablement la perméabilité dans le sens parallèle aux fractures.

Des exemples de fractures ouvertes observées sur un affleurement et sur une lame mince représentés respectivement dans la (figure IV.4) et la (figure IV.5).



*Figure IV.4 : Exemple des fractures ouvertes en affleurement dans les grès de Wingate, Sud-est d'Utah (Californie). (Nelson, 2001)*

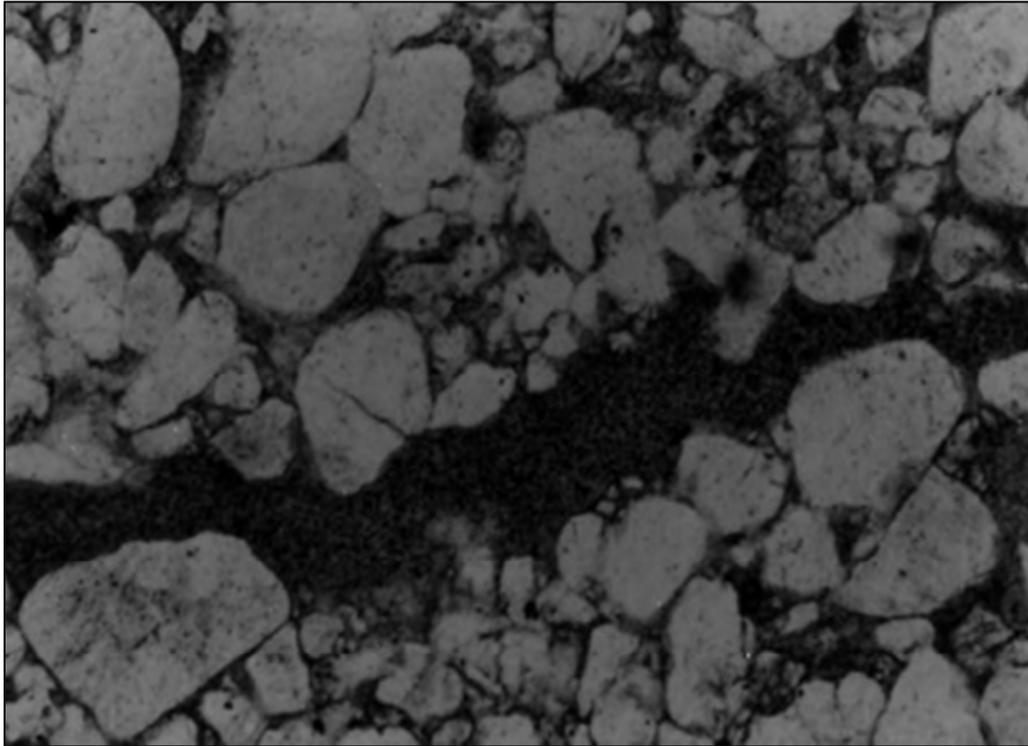


Figure IV.5 : Exemple de fracture ouverte d'un grès dans une lame mince (agrandissement 140×). (Nelson, 2001)

#### IV.3.2.1.2. Les fractures remplies en minéraux :

Les fractures naturelles remplies en minéraux sont les fractures qui ont été remplies ou 'étouffées' par une minéralisation secondaire. Les matériaux qui entrent dans la minéralisation sont : les quartz, les carbonates ou les deux réunis. Le remplissage peut-être total ou partiel, d'où son effet sur la perméabilité dépend du degré du remplissage. Les fractures colmatées ou complètement remplies en minéraux forment des barrières de perméabilité, mais le remplissage incomplet de ces fractures se manifeste par une porosité intergranulaire qui mène à l'augmentation de perméabilité due aux fractures. Dans le cadre de la quantification des fractures et la prédiction de l'écoulement des fluides, les fractures colmatées sont difficiles à détecter, et représentent un obstacle qui peut fausser l'interprétation. Cependant, la présence d'un remplissage incomplet due à une dissolution peut rendre la perméabilité du réservoir acceptable pour la production.

Il existe deux types de fractures remplies en minéraux, les fractures colmatées et les fractures partiellement ouvertes.

##### - Les fractures naturelles colmatés :

Un remplissage total d'une fracture n'offre aucun attribut positif au sein du réservoir. Il y a, cependant, certaines analyses de ces fractures qui peuvent être effectuées ; elles sont

nécessaires à une étude du réservoir en profondeur. Tout d'abord, si les fractures sont remplies d'un type de minéral dont les propriétés acoustiques sont différentes par rapport à celles de la matrice, cela facilite la détection des fractures et leur orientation en utilisant l'imagerie acoustique.

D'autres utilisations des fractures complètement remplies reposent sur la documentation de la diagénèse. Le remplissage des fractures est souvent une conséquence des phénomènes de déformation et de cimentation qui se sont produits après que la fracture eut été formée.

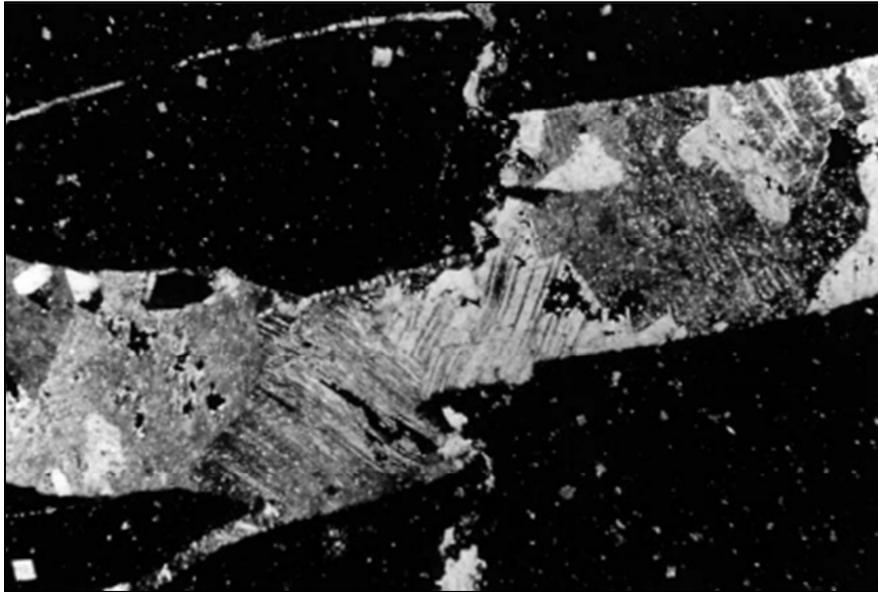


Figure IV.6 : Exemple d'une fracture colmatée dans une lame mince. Échantillon obtenu d'un affleurement carbonaté du dévonien (Canada). (Nelson, 2001)

- **Les fractures partiellement ouvertes :**

Dans les fractures partiellement ouvertes un espace de pores mesurable existe dans le matériau colmatant. Cet espace de pores peut être formé avant ou après l'apparition de la fracture. Fréquemment, le développement de la porosité secondaire dans les fractures remplies de minéraux est le résultat de la dissolution de ces ciments colmatants. Un remplissage partiel des fractures peut être très important et, dans certains cas, contribue à la croissance de la qualité du réservoir. Le grès de Tuscarora (États Unis) (figure IV.7) est un exemple d'un tel réservoir. Dans cette roche la porosité est d'environ 0,5%. La porosité due à la fracturation/dissolution est d'environ 1%. Cette porosité de fracturation/dissolution est le résultat d'une diagénèse des matériaux remplissant les fractures assez complexes.

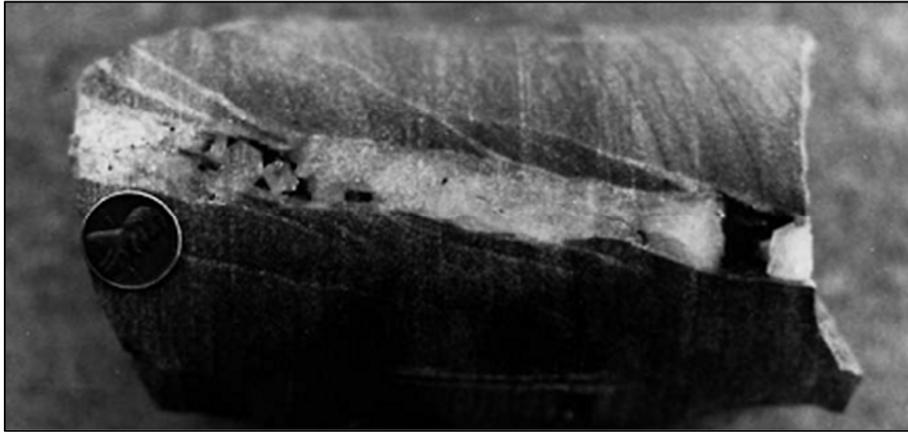


Figure IV.7 : Fracture partiellement minéralisée dans un grès. (Nelson, 2001)

#### IV.3.2.2. Les fractures induites :

Lors de la fracturation hydraulique, les formations sont soumises à différentes contraintes que l'on peut expliciter sur un volume élémentaire de roche dans un milieu poreux saturé en fluide.

Dès lors, les formations se trouvant au départ en état de compression dû au poids des sédiments et aux contraintes latérales, une rupture pourra être induite lorsqu'une pression hydraulique différentielle suffisante sera appliquée pour compenser puis dépasser ces contraintes de compression. Le fluide de fracturation devrait être alors injecté avec un débit plus élevé que le débit de fuite dans le puits afin de créer localement la surpression nécessaire. Alors, les contraintes effectives diminueront, la plus faible s'annulera puis deviendra contrainte de traction. Lorsque celle-ci atteindra la résistance à la traction de la roche, il y aura rupture.

La fracture résultante se trouve dès lors dans un plan perpendiculaire à la traction exercée, c'est-à-dire perpendiculaire à la contrainte la plus faible (figure IV.8). Les résultats indiquent qu'une seule fracture est ainsi très généralement développée avec exception possible en puits assez déviés ou horizontaux.

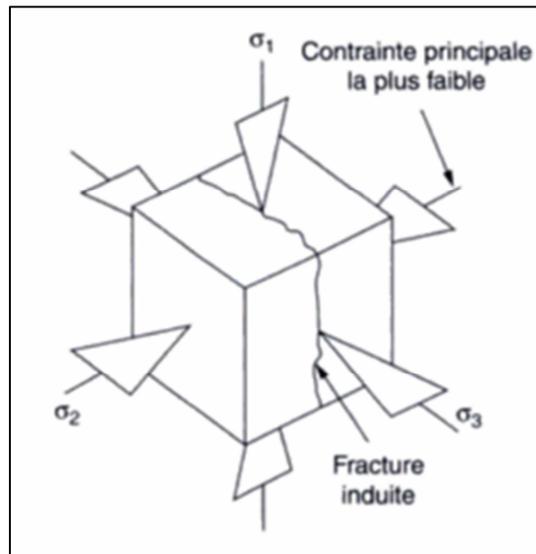


Figure IV.8 : Orientation des fractures induites. (Veillon, 2001)

### IV.3.3. Caractéristiques spécifiques des fractures :

#### IV.3.3.1. Ouverture des fractures et influence sur la perméabilité :

Le modèle conventionnel de la mécanique des roches avec une perméabilité due aux fractures est basé sur les fractures ouvertes qui possèdent des parois irrégulières et décalées entre elles, ce qui crée des petits vides à travers lesquels les fluides peuvent circuler. Cependant, dans de nombreux volumes rocheux, particulièrement les réservoirs imprégnés d'hydrocarbures, les fractures naturelles ne possèdent pas des parois dures non-altérées comme supposé dans la représentation conventionnelle de la perméabilité due aux fractures ; à la place, elles possèdent des parois sur lesquelles des phénomènes de minéralisation et de dissolution se sont produits. Cette altération peut varier du dépôt des monocristaux sur les parois de la fracture jusqu'au remplissage total de la fracture par le ciment colmatant composé lors de la minéralisation.

Le niveau de l'amélioration de la perméabilité résultant de l'altération diagénétique des parois de la fracture dépend essentiellement du degré d'altération. En effet, les monocristaux qui se déposent occasionnellement ne peuvent peut-être pas influencer le comportement des fractures, mais les grappes de minéraux résultant de la minéralisation peuvent créer des ponts cristallins maintenant la fracture ouverte. De cette façon, des passages de fluides hautement conducteurs sont créés, avec des ouvertures de plusieurs millimètres, même dans des conditions où règne une haute contrainte locale. Cependant, si le processus de minéralisation est accompli et la fracture est remplie par un ciment colmatant, alors la perméabilité peut être réduite plutôt qu'être améliorée (figure IV.9).

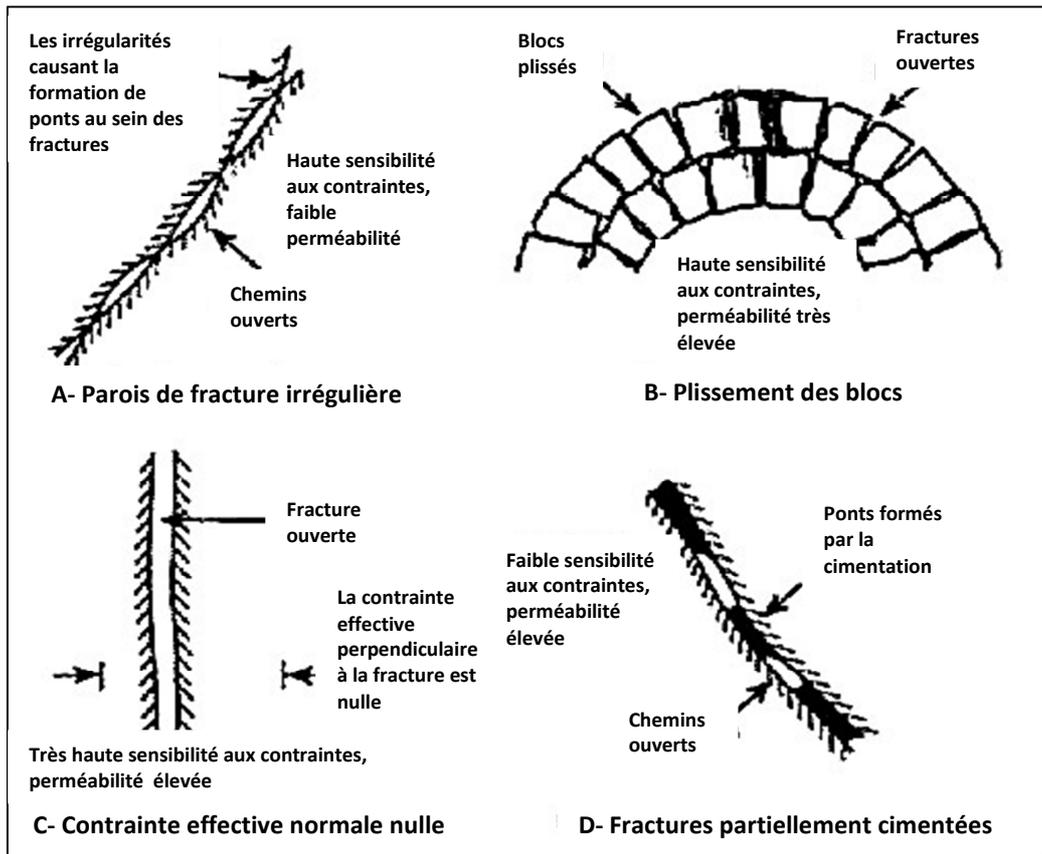


Figure IV.9 : Mécanismes qui augmentent la perméabilité due aux fractures naturelles en profondeur. (Dyke, 1996)

#### IV.3.3.2. Orientation des fractures :

La position dans l'espace est définie par rapport à la direction considérée et au pendage de la couche dans laquelle la fissure se forme, c'est pourquoi ces caractéristiques doivent être mesurées au même titre que celles des couches.

Il est important de connaître l'orientation des fractures parce qu'elle contrôle l'anisotropie du réservoir, indique la direction des contraintes principales locales et permet de diriger la direction des forages.

L'orientation des fractures naturelles n'a souvent aucun rapport avec l'orientation des contraintes principales actuelles dans un massif rocheux pour les raisons suivantes :

- L'orientation de la fracture reflète l'orientation des contraintes dans la roche fracturée au moment de la formation de fracture elle-même.
- Les régimes des contraintes régionales changent au fil du temps.
- La plupart des fractures naturelles se sont formées dans le passé sous l'influence des paléo-contraintes (anciennes contraintes) qui ne prédominent plus actuellement.

### IV.3.3.3. Dimension d'une fracture dans l'espace :

La fracture se définit par sa longueur, elle peut varier de quelques centimètres à plusieurs dizaines de kilomètres. Dans ce dernier cas, elle se présente souvent sous forme de rupture avec rejet montrant une dénivellation plus ou moins importante des lèvres. On passe dans le domaine des failles proprement dites.

### IV.3.4. Influence des paramètres de sédimentologies sur les fractures :

Plusieurs paramètres géologiques et sédimentologiques sont importants par leur influence sur l'espacement entre les fractures au sein des roches. Il est possible d'étudier et de prédire l'espacement entre les fractures à partir de ces paramètres. Généralement, les roches les plus cassantes et les plus fragiles sont susceptibles de contenir un espacement plus étroit entre les fractures. Cependant, tout paramètre sédimentologique ou géologique qui fragilise la roche, mènera à l'augmentation de l'intensité des fractures. Ces paramètres et leurs influences sont décrits dans la partie suivante :

#### IV.3.4.1. La porosité :

Avec l'augmentation de la porosité, la force de compression diminue. Cette relation est non-linéaire (figure IV.10). Généralement, les roches de même lithologie qui ont de faibles porosités sont plus fracturées et ont de faibles espacements entre les fractures que les roches de fortes porosités (figure IV.11). De plus, à l'intérieur des grès, ceux de faibles porosités peuvent avoir moins de fractures de cisaillement que les grès de fortes porosités.

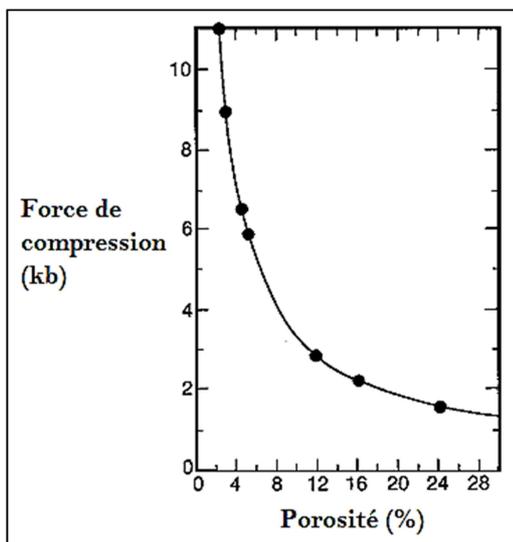


Figure IV.10 : Force de compression en fonction de la porosité. (Nelson, 2001)

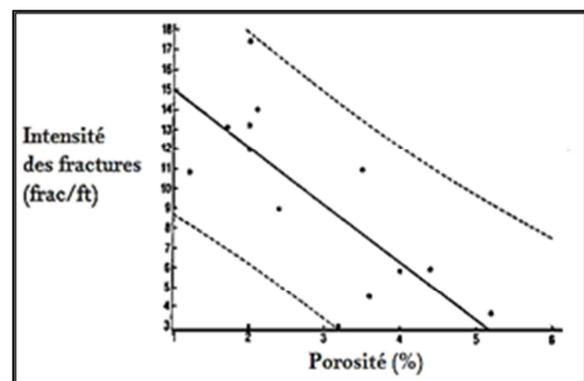


Figure IV.11 : Mesure en affleurement des intensités des fractures correspondant aux différentes valeurs de porosité. (Nelson, 2001)

#### IV.3.4.2. La taille des grains :

Pour les roches clastiques bien triées, la diminution de la taille des grains augmente la force de compression et la tension élastique. Cette augmentation de la force de compression est due à l'augmentation de l'énergie spécifique de la surface (rapport surface/volume). L'observation a été aussi faite sur une section de formation clastique (roches de l'âge Mésozoïque du plateau du Colorado), où la diminution de la taille des grains a donné lieu à l'augmentation de l'intensité des fractures.

Il n'existe pas de relation quantitative entre la taille des grains et l'espacement entre les fractures. La relation qualitative qu'on peut montrer représente l'effet de la taille des grains sur les tensions et les contraintes, et ultérieurement l'effet des tensions et des contraintes sur l'intensité des fractures (figure IV.12).

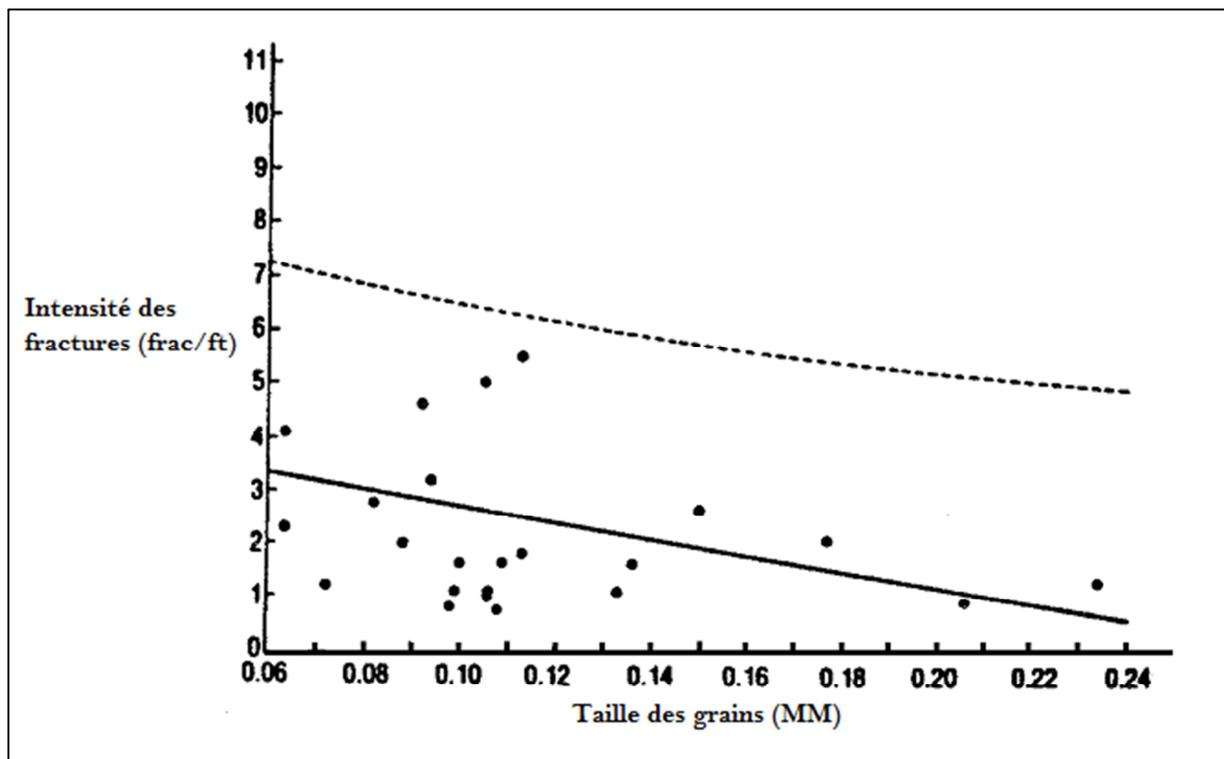


Figure IV.12 : Mesures en affleurement de l'intensité des fractures correspondant aux différentes valeurs de tailles des grains au calcaire : cas de Madison (Wyoming, États Unis). (Nelson, 2001)

#### IV.3.4.3. Epaisseur des bancs :

En supposant que tous les paramètres de la roche sont les mêmes, les bancs minces seront plus faciles à fracturer que les bancs épais. Cette relation générale est montrée par le graphe représenté sur la figure IV.13, sur laquelle les lettres désignent les pentes construites à partir de différentes données originales. On a vérifié statistiquement cette relation entre les

épaisseurs des bancs et les fractures, pour pouvoir prédire l'espacement des fractures de la subsurface à partir des observations des données des carottes et des affleurements. On utilise cette relation, entre les épaisseurs des bancs et les fractures, seulement si les paramètres sédimentologiques cités auparavant sont gardés constants.

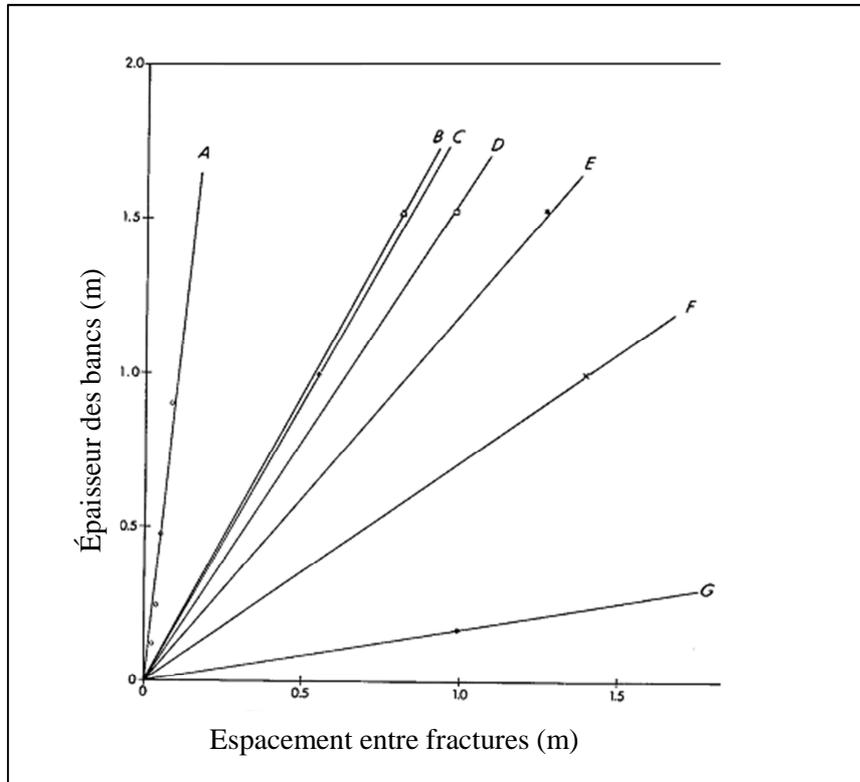


Figure IV.13 : Épaisseur des bancs en fonction de l'espacement entre les fractures. (Nelson, 2001)

#### IV.3.4.4. Position structurale :

Les roches qui subissent une fracturation se manifestent par l'augmentation de l'intensité des fractures en fonction de l'augmentation des contraintes. Par exemple, un affleurement en quartzite cassant contient des espacements entre les fractures plus étroits après l'application des contraintes en valeurs croissantes. Cette relation est qualitative, si on remarque un comportement ductile, la relation devient plus complexe. Price (1966) relie le nombre de fractures développées dans une roche à l'énergie de la contrainte initialement emmagasinée dans une roche. Il a écrit :

$$W = \frac{1}{2} \sigma \times \varepsilon \quad (\text{IV-2})$$

où W : Energie de la contrainte.

$\sigma$  : La contrainte.

$\varepsilon$  : La déformation résultante de la contrainte.

sachant que :

$$\boldsymbol{\varepsilon} = \boldsymbol{\sigma} \times \mathbf{E} \quad (\text{IV-3})$$

où E est le module de Young et :

$$\mathbf{w} = \boldsymbol{\sigma}^2 / 2\mathbf{E} \quad (\text{IV-4})$$

Price (1966) a conclu qu'une roche avec une haute énergie de contrainte contiendra plus de fractures qu'une roche qui contient relativement une faible énergie de contrainte calculée. A l'aide de cette relation et la position structurale, il est possible de prédire l'intensité des fractures, analytiquement par la résolution des problèmes aux limites ou par l'application de l'approximation par les éléments finis pour une distribution des contraintes et des déformations dans un modèle géologique.

#### **IV.3.5. Influence de la lithologie sur les fractures :**

Plusieurs auteurs ont montré la relation qui existe entre l'espacement ou la densité des fractures et la lithologie. Cette observation a été liée par plusieurs auteurs à la ductilité des roches concernés (figure IV.14). Généralement, les roches contenant un pourcentage élevé de constituants fragiles auront un espacement de fractures faible par rapport à ceux de faible pourcentage. Dans la plupart des réservoirs sédimentaires, les constituants primaires susceptibles de se casser sont généralement le quartz, feldspaths, dolomites et parfois la calcite (figure IV.15).

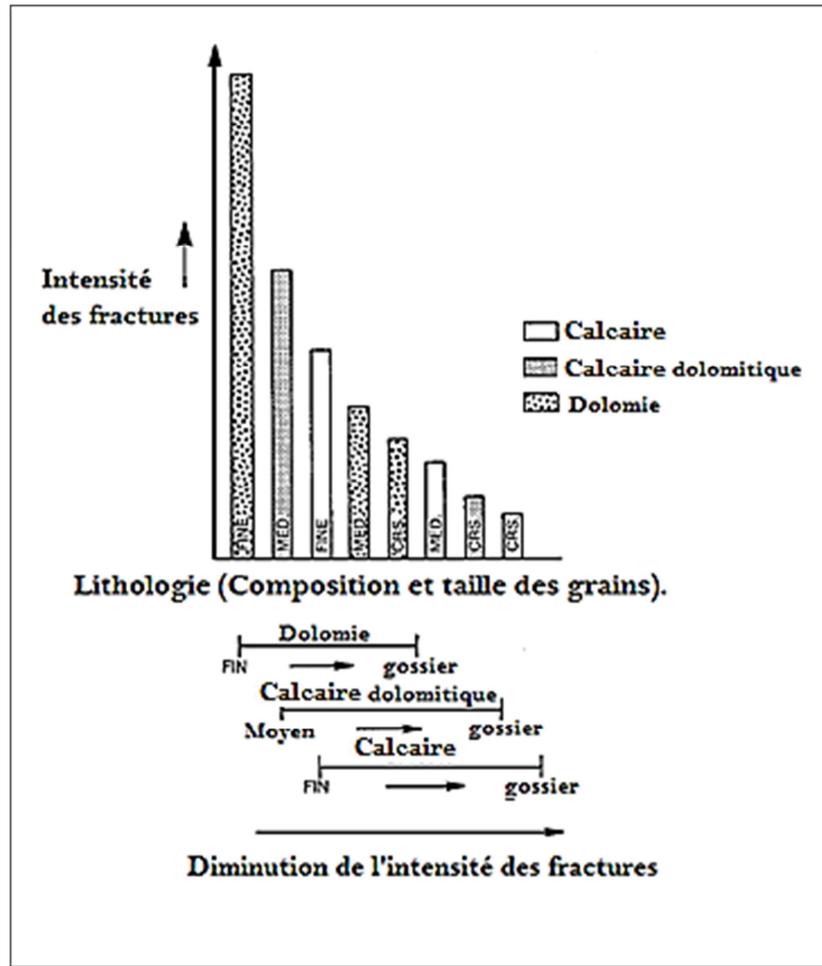


Figure IV.14 : Histogramme montrant l'intensité relative des fractures en fonction de la lithologie (composition minéralogique et taille des grains). (Nelson, 2001)

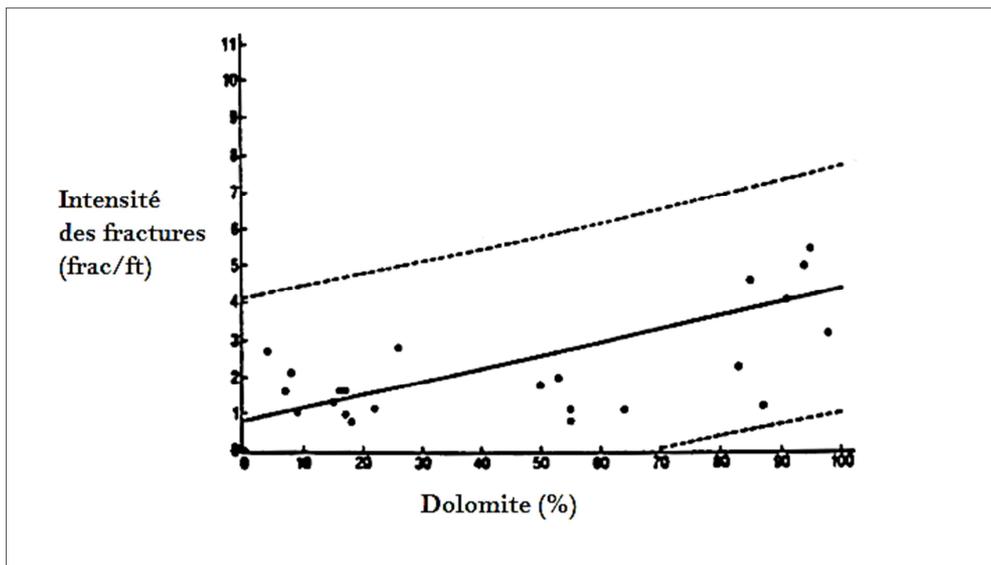


Figure IV.15 : Mesures en affleurement de l'intensité des fractures et le pourcentage de dolomies correspondant au calcaire : cas de Madison (Wyoming, États Unis). (Nelson, 2001)

#### IV.3.6. Les réservoirs fracturés :

Les réservoirs fracturés sont contenus dans des bassins sédimentaires, qui au cours du temps, subissent des déformations importantes dues à des contraintes de cisaillement, d'extension et de compression. Lorsque la roche poreuse est soumise à des contraintes trop fortes, il peut y avoir une rupture du milieu et la création de discontinuités appelées fracture. L'ouverture d'une fracture est de l'ordre de la dizaine de micromètre et leur extension est centimétrique à métrique.

Néanmoins, le terme «réservoir fracturé» fait référence aux réservoirs compacts (perméabilité du réservoir  $< 0,1$  mD) dans lequel les fractures naturelles jouent un rôle important dans le contrôle de la perméabilité pour l'écoulement du fluide (eau, huile ou gaz).

La représentation d'un affleurement de formation fissurée démontre à quel point le réseau de fissures peut être dense et complexe (figure IV.16).



Figure IV.16 : Affleurement d'une formation fissurée.

#### IV.3.7. Influence de la fissuration sur la qualité d'un réservoir :

Pour illustrer l'influence de la fissuration sur la qualité des réservoirs, une classification des réservoirs basée sur la porosité et la perméabilité de la matrice et des fractures a été établie. Quatre types ont vu le jour :

**Type 1** : Les fractures fournissent une bonne porosité et une bonne perméabilité dans le réservoir.

**Type 2** : Les fractures fournissent une bonne perméabilité dans le réservoir.

**Type 3** : Les fractures renforcent la perméabilité d'un réservoir producteur.

**Type 4** : Les fractures ne fournissent ni porosité ni une perméabilité supplémentaire, mais créent une anisotropie importante dans le réservoir (étanchéité).

Les trois premiers types décrivent une influence positive de la fissuration en augmentant les

propriétés pétrophysiques du réservoir. Alors que le quatrième type, à l'inverse des trois autres, décrit une influence négative de la fissuration en créant des barrières bloquant la circulation des fluides, et une compartimentation du réservoir.

La figure IV.17 illustre la classification citée ci-dessus sous la forme d'un graphe.

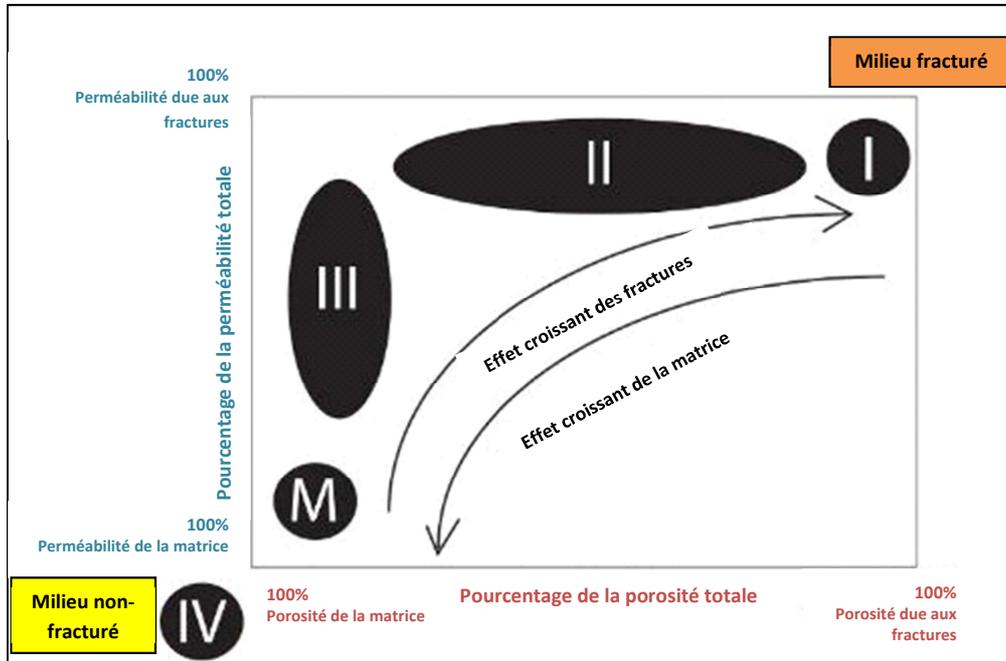


Figure IV.17 : Classification des réservoirs selon les propriétés pétrophysiques des fractures du réservoir. (Modifié d'après Nelson, 2001)

Les avantages de cette classification est qu'elle délimite les paramètres du système de fractures, qui sont très importants pour quantifier un réservoir particulier, et elle permet de prévoir les problèmes de production qui sont susceptibles de se produire.

#### IV.3.8. Détection directe des fractures :

Toutes les formations rocheuses contiennent des fractures, et la présence des fractures dans un réservoir donné est représentée par un degré de fracturation. La détection du degré de fracturation et la détermination de l'orientation des fractures est une partie importante du développement du réservoir et de l'optimisation de la production et la récupération des hydrocarbures. Il existe des méthodes directes ou indirectes pour la détection de ces paramètres. Les méthodes directes pour la détection des fractures sont les suivants :

##### IV.3.8.1. Observation directe et l'analyse des carottes :

L'analyse des carottes tirées de la zone d'intérêt est la meilleure méthode pour la détection des fractures. Toute la carotte récupérée fournit des informations sur le l'orientation et l'intensité des fractures, ainsi que des informations sur la résistance de la roche, la texture

de la roche, les capacités d'écoulements dans les fractures et les dimensions des fractures (figure IV.18). Une carotte orientée fournit des informations sur l'azimut des fractures. Ces données facilitent l'analyse quantitative sur la distribution et la génération des fractures. Il est recommandé d'éviter des percussions avec les parois qui génèrent des fractures induites au sein de l'échantillon.

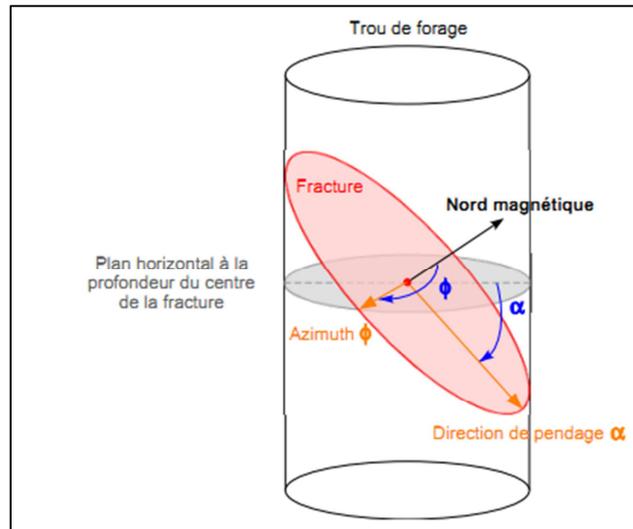


Figure IV.18 : Caractéristiques d'une fracture observée à partir d'un puits foré. (Macé, 2006)

#### IV.3.8.2. Les caméras de puits :

Les petites caméras de puits peuvent être utilisées pour prendre des photos au sein des puits. Ils donnent une information directe sur les caractéristiques physiques telles que, la taille du trou, les fractures et les failles.

En lui ajoutant un outil d'orientation, les photos de l'intérieur donnent des indications sur la direction des fractures, similairement à ce que fournissent les carottes orientées. Les carottes orientées, donneront la composition, la texture, et la résistance de la formation. Ces indications sont essentielles pour compléter la compréhension des réservoirs fracturés.

Selon Fon (1960) et Aguilera et Van Poolen (1977), les caméras photographiques sont capables de prendre plus de 1000 photos par descente dans le trou, dans des conditions de température et de pression respectivement supérieures à 200°F et 4000 psi. De plus, il existe des problèmes de photographies, le plus grand inconvénient de cette méthode est que cet outil peut être utilisé seulement dans les puits traversant les formations sèches, imprégnée de gaz ou imprégnée en eau propre.

La figure IV.19 montre un exemple d'une photo montrant les parois d'un puits prise à l'aide d'une caméra de puits. Les fractures sont facilement détectables sur la photo.

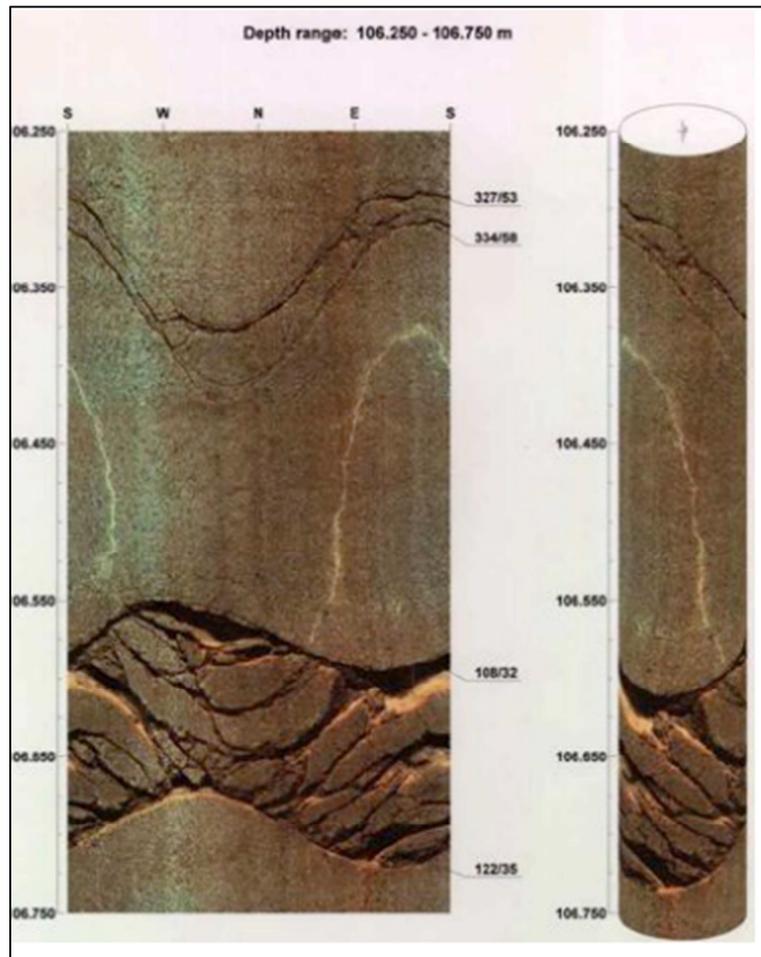


Figure IV.19 : Exemple d'une photo prise au sein du puits. (Williams, 2008)

#### IV.3.8.3. Les packers gonflables :

Les packers gonflables (figure IV.20) sont des vessies revêtues d'un matériau flexible et souple. Un packer non-pressurisé est descendu à la zone d'intérêt dans le puits, puis pressurisé. Le revêtement souple est pressé contre la paroi du trou, il devient conforme à la topographie du trou, y compris des fractures. La pression du packer est ensuite relâchée et l'outil est retiré du trou. Des observations ultérieures du revêtement du packer donnent une idée du caractère physique du puits, y compris le système des fractures.

Cette méthode est limitée dans le cadre de la détection des fractures naturelles du réservoir, car ils peuvent ne pas être vus par le revêtement. D'autres caractéristiques irrégulières et larges des parois du trou peuvent causer une surextension ou l'éclatement du packer.

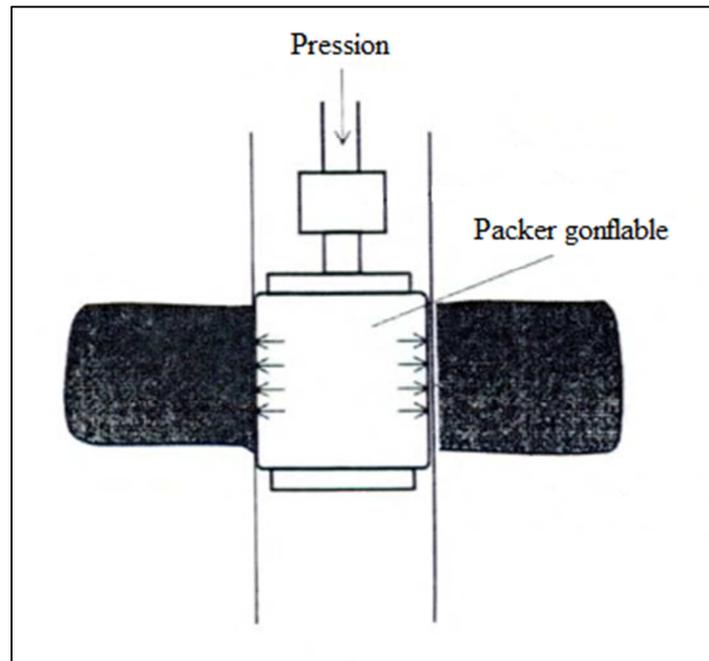


Figure IV.20 : Schéma représentant un packer gonflable appuyé contre les parois du trou.  
(Amadei et al., 1997)

#### IV.3.8.4. Les lames minces (microfissuration) :

Les microfissures d'une roche peuvent être visualisées par l'opération d'imprégnation de la résine colorée dans son réseau poreux. L'analyse par microscopie optique (lames minces) réalisées à partir de l'échantillon imprégné de résine permet de localiser les fissures d'une largeur supérieure à 1 micron.

La figure IV.19 montre la mise au point d'un système d'analyse basé sur l'utilisation d'une tablette numérique reliée à un microscope optique par un tube à dessiner, permet l'acquisition par un ordinateur des coordonnées des points formant le contour des fissures. Un traitement mathématique de ces données fournira les différents paramètres dimensionnels d'une fissure, l'orientation de la fissure dans le repère de la lame et les caractéristiques liées à l'environnement de celle-ci (phases minérales - parcours intra ou intergranulaire).

Des calculs automatiques peuvent se faire pour extraire des informations sur les fissures telles que : le périmètre d'une fissure, la surface d'une fissure, le calcul de l'orientation d'une fissure, et le calcul de la longueur et de la largeur d'une fissure.

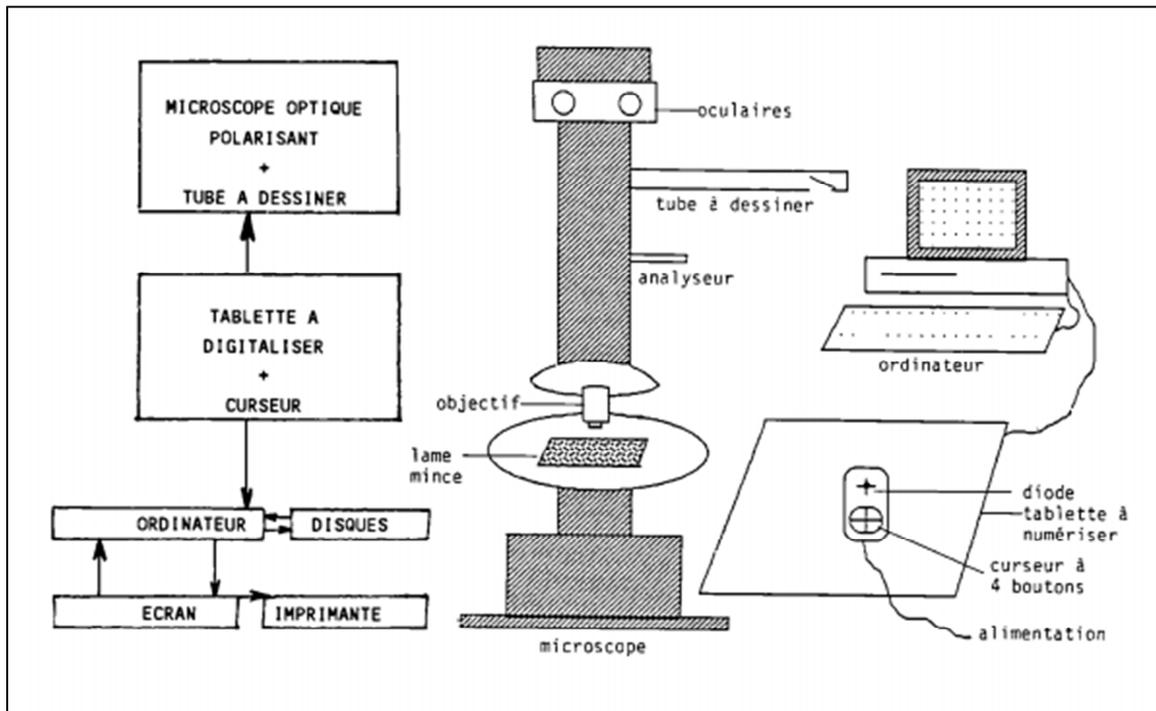


Figure IV.21 : Schéma synoptique du poste d'analyse de la microfissuration sur lames minces. (Boisson et Derlich, 1994)

#### IV.3.8.5. Analogie avec les affleurements :

La sélection d'un affleurement rocheux en surface considéré analogue à la formation de la subsurface étudiée est délicate. Excepté pour une formation de subsurface affleurant, les similarités géologiques et dépositionnelles entre les formations doivent nécessairement être démontrée. Les affleurements analogues permettent l'identification des relations entre les systèmes de fractures ainsi que leur interaction avec les hétérogénéités lithologiques environnantes. La simulation des caractéristiques des systèmes de fractures. L'utilisation d'affleurements analogues permet de détecter la fracturation d'échelle intermédiaire (telle que les failles sub-sismiques ou les couloirs fracturés), indétectable par la sismique et non caractérisable par l'investigation en puits. Ils permettent d'effectuer de nombreuses mesures de caractéristiques de fractures afin de déterminer par la suite leurs lois de distribution relatives.

#### IV.3.9. Détection indirecte des fractures :

##### IV.3.9.1. Évaluation par les diagraphies :

Généralement, les outils de diagraphies peuvent être utilisés pour détecter les zones très fracturées, mais ne permettent pas de déterminer les dimensions des fractures, cela reste donc, une estimation qualitative du système de fractures. Parmi les outils de diagraphies utilisés, nous citerons :

**IV.3.9.1.1. Le log de la radioactivité naturelle :**

Le log de rayons gamma naturels qui n'est pas sensible à l'élargissement du trou de forage, mais seulement sensible aux minéraux d'altérations. Dans certaines situations, le log de la radioactivité gamma naturelle est utilisé pour indiquer la présence des fractures du fait que des minéraux radioactifs tels que l'uranium et le radium peuvent se déposer dans les fractures des roches plutoniques acides tels que le granite par exemple.

**IV.3.9.1.2. Le diamètreur :**

Avec une bonne connaissance de la colonne stratigraphique, l'enregistrement du diamètreur peut être un bon outil pour délimiter les zones fracturées dans un puits. En bref, il est supposé que les zones fortement fracturées ont tendance à créer des cavités dans le puits, élargissant ainsi les parois de celui-ci. En temps normal, l'élargissement du trou de forage peut se produire en raison des différences de composition de la formation. Cet outil détecte mieux les différences d'intensité relatives des fractures dans les unités lithologiques continues et compactes telles que les carbonates. N'importe quel type de diamètreur (2-, 3-, 4- ou 6-bras) peut être utilisé pour la détection des fractures.

**IV.3.9.1.3. La thermométrie :**

Les logs de thermométrie mesurent la température dans le puits en fonction de la profondeur. Lorsque les températures du puits sont à l'équilibre avec les formations locales autour du puits, le log de thermométrie reflète précisément la température de la formation locale. Quand un fluide circule dans les fractures autour du puits de forage, il y aura une différence de température par rapport au gradient géothermique, ce qui indique la position du fluide autour du puits, et par conséquent, la distribution des fractures.

**IV.3.9.1.4. La densité de formation :**

Cette méthode suppose que, dans une formation lithologique constante (formation dense telle que les carbonates propres), la rugosité du trou de forage indique la présence de fractures. La courbe de densité agit comme un diamètreur très sensible pour détecter la rugosité du trou de forage, par conséquent, la présence de fractures. Bien entendu, le détecteur a un diamètre d'investigation de 2 pouces environ. Ainsi, il ne couvre qu'une très petite partie de la circonférence du trou de forage ( $\cong 8\%$ ). Mais, étant donné que le détecteur est poussé vers les abords du trou de forage, il est possible de détecter les zones susceptibles d'être fracturées, en supposant que la direction des cavités correspond à l'orientation des fractures.

#### IV.3.9.1.5. Les résistivités :

- **Le log d'induction :**

Le log d'induction est utilisé pour déterminer la présence de fractures en se basant sur l'hypothèse que la présence des fractures se traduit par des anomalies de la résistivité. Cette méthode dépend de l'invasion du filtrat de boue non-conductrice au sein des fractures verticales.

- **Le micro-latérolog :**

Cet outil, comme le log d'induction, utilise les anomalies de la résistivité pour localiser les zones fracturées. Le latérolog est affecté par les variations verticales de la résistivité, alors que le log d'induction est affecté par les variations horizontales de la résistivité. La différence entre les amplitudes du micro-latérolog et le log d'induction est utilisée comme un indicateur de présence de fractures verticales par rapport aux fractures horizontales en fonction de l'outil qui lit la plus grande résistivité.

#### IV.3.9.1.6. Le sonique :

Les outils soniques sont les plus utilisés pour la détection des fractures. Selon Morris et d'autres (1964), les ondes de compression P sont plus atténuées par des fractures verticales ou à grand angle, tandis que les ondes de cisaillement S sont plus atténuées par des fractures horizontales et à faible angle. De plus, quand une onde de compression P rencontre une fracture saturée en fluide, son amplitude est réduite à cause de la réflexion au niveau de l'interface. En outre, quand une onde de cisaillement S passe par une fracture saturée en fluide, son amplitude, en grande partie, disparaît.

#### IV.3.9.2. Évaluation par les analyses AVOAz :

Les ondes de cisaillement S se sont révélées être très efficaces pour détecter l'anisotropie azimutale et, plus précisément, les fractures induites par l'anisotropie du milieu. Elles sont considérées comme un outil plus fiable que les ondes de compression P pour deux raisons principales. Tout d'abord, un milieu anisotrope permet la propagation de deux ondes de cisaillement avec des polarisations différentes ( $S_V$  et  $S_H$ ). Les mesures du temps de parcours de ces ondes dans une seule direction de propagation (verticale, par exemple) permet une identification définitive de l'anisotropie. En revanche, il n'existe qu'une seule onde de compression, sa vitesse peut être affectée par l'hétérogénéité, ainsi que l'anisotropie, et son temps de parcours doit être vérifié dans de nombreuses directions.

Par ailleurs, la direction de polarisation des ondes de cisaillement dans un réservoir fissuré est

liée à l'orientation des fractures, l'une est polarisée perpendiculairement et l'autre polarisée parallèlement par rapport à l'orientation des fissures. Par conséquent, l'orientation des fractures, ainsi que l'anisotropie, peuvent être déterminées en étudiant la propagation des ondes de cisaillement qui est sensible à ces dernières, et sachant que la vitesse de l'onde de cisaillement parallèle aux fractures est supérieure à celle de l'onde de cisaillement perpendiculaire aux fractures.

#### **IV.4. Conclusion :**

Pour une exploitation optimale des hydrocarbures d'un réservoir gréseux compact, il est nécessaire de réaliser une bonne interprétation du réseau des fractures, en utilisant, premièrement, une variété de types de données (sismique, diagraphies, imagerie diagraphique, carottes, affleurement analogue, etc.), et deuxièmement, l'intégration de divers ressources, en technologie et méthodes d'acquisition et interprétation. L'anisotropie transversale est intimement liée aux fractures au sein d'une couche. L'AVOAz permet d'étudier l'anisotropie et ainsi caractériser l'orientation et la densité des fractures.

*Chapitre V : Application de  
l'AVO azimutale (AVOAz)  
sur les données réelles*

# Chapitre V

## Application de l'AVO azimutale (AVOAz) sur les données réelles

### V.1. Introduction :

A travers les chapitres précédents, nous avons montré l'importance de la présence des fractures dans la production des hydrocarbures dans un réservoir compact (tight), en affirmant que la distribution des fractures naturelles peut être suivie en estimant quantitativement un indice d'anisotropie. L'application d'une inversion pré-stack et azimutale (AVOAz) des données de la sismique où le milieu est considéré anisotrope et fracturé, permettra de tirer des attributs pour remonter ultérieurement à la distribution des fractures.

Les données sismiques que nous utilisons sont acquises en large azimut (wide-azimut) pour prendre en considération la variation de l'azimut en fonction de l'offset.

Le développement qui suit concerne la description du réservoir d'intérêt, son contexte géologique ainsi que l'application de l'inversion simultanée AVOAz sur les données sismiques préalablement pré-conditionnées.

### V.2. Contexte géologique de la région :

Le bassin d'étude est situé dans la partie sud-est du Sahara algérien (figure V.1). Il s'étend sur 100 000 km<sup>2</sup>, présentant une longueur Nord-Sud d'environ 700 km sur une largeur Est-Ouest qui dépasse 300 km.

#### V.2.1. Aspect géologique :

Du point de vue géologique, le bassin d'étude correspond à un bassin de plate-forme stable. La couverture sédimentaire d'une épaisseur moyenne de 3000 m est essentiellement constituée de dépôts paléozoïques. L'individualisation du bassin s'est faite à la fin du Silurien et au cours du Dévonien inférieur. Au cours de son histoire, le bassin d'étude a été, pour l'essentiel, un bassin marin peu profond situé près d'une marge continentale soumise à une période d'érosion intense ce qui a permis l'installation d'une importante colonne sédimentaire paléozoïque.

La couverture sédimentaire du bassin d'étude repose sur un socle cristallométamorphique d'âge Précambrien qui serait de même nature que celui du Hoggar.

Ce bassin, de type polycyclique, possède une séquence mésozoïque séparée de la séquence paléozoïque par la discordance hercynienne qui comporte les plus importants systèmes pétroliers de cette région (réservoirs du Cambro-Ordovicien et du Siluro-Dévonien).

### V.2.2. Aspect tectonique :

Les principaux événements tectoniques qui ont affectés le bassin d'étude ont eu lieu : (1) durant le Précambrien terminal-Cambrien inférieur (événement panafricain) ; (2) à l'Ordovicien supérieur (phase taconique) ; (3) du Silurien supérieur au Dévonien inférieur (phase calédonienne) ; (4) au Dévonien supérieur (phase frasnienne) ; (5) du Carbonifère au Permien (phase hercynienne) ; (6) au Crétacé inférieur (phase autrichienne, Aptien) ; (7) au Crétacé supérieur et au Tertiaire (Eocène à Oligocène, phase pyrénéenne).

Ces différentes phases tectoniques, compressives et distensives, se traduisent sur la sédimentation du bassin par des discordances ou des discontinuités sédimentaires.

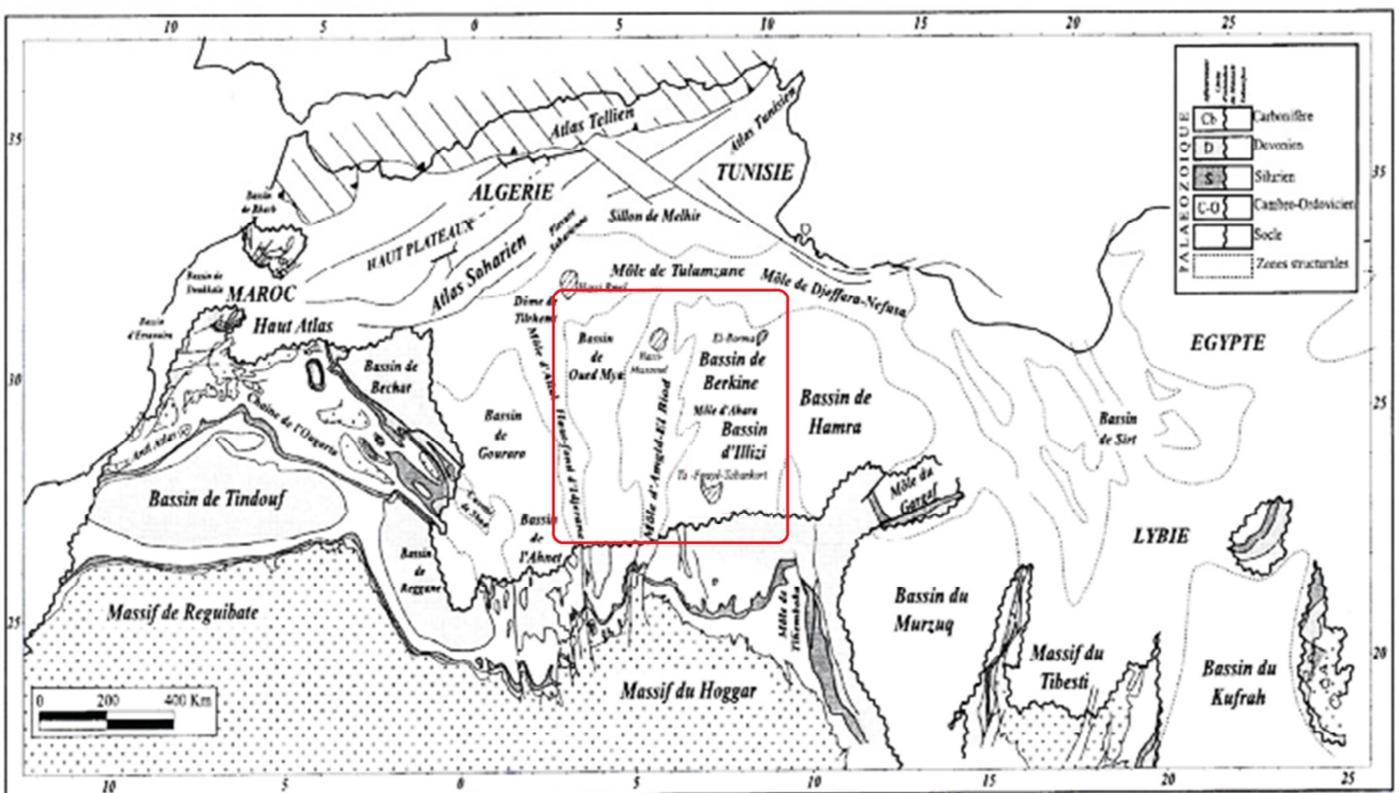


Figure V.1 : Carte des principaux éléments morphostructuraux de la plate-forme saharienne.  
(d'après Boote et al., 1998)

**V.2.3. Aspect stratigraphique :**

La colonne stratigraphique traversée par les différents puits, dans le périmètre de recherche In-Aménas est constituée essentiellement par des formations paléozoïques, surmontées au Nord du périmètre par des formations très réduite du Mésozoïque (figure V.2).

– **La série paléozoïque :** La série paléozoïque, d'une épaisseur de 1500 m à 2000 m, repose en discordance majeure sur un socle métamorphique. Le Paléozoïque est constitué essentiellement d'alternances de grès et d'argiles, avec des niveaux carbonatés au Carbonifère.

– **La série mésozoïque :** Le Mésozoïque affleure au Nord du périmètre d'In Aménas et présente une épaisseur d'environ 650m et repose en discordance sur le Paléozoïque. En affleurement, il est subdivisé en cinq unités litho stratigraphiques regroupées dans deux grandes séries :

- **La série de Zarzaitine :** allant de la base du Trias au Jurassique moyen argileux.
- **La série de Taouratine :** englobe le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. La partie inférieure de l'Albien n'est pas représentée au niveau du périmètre d'In-Aménas

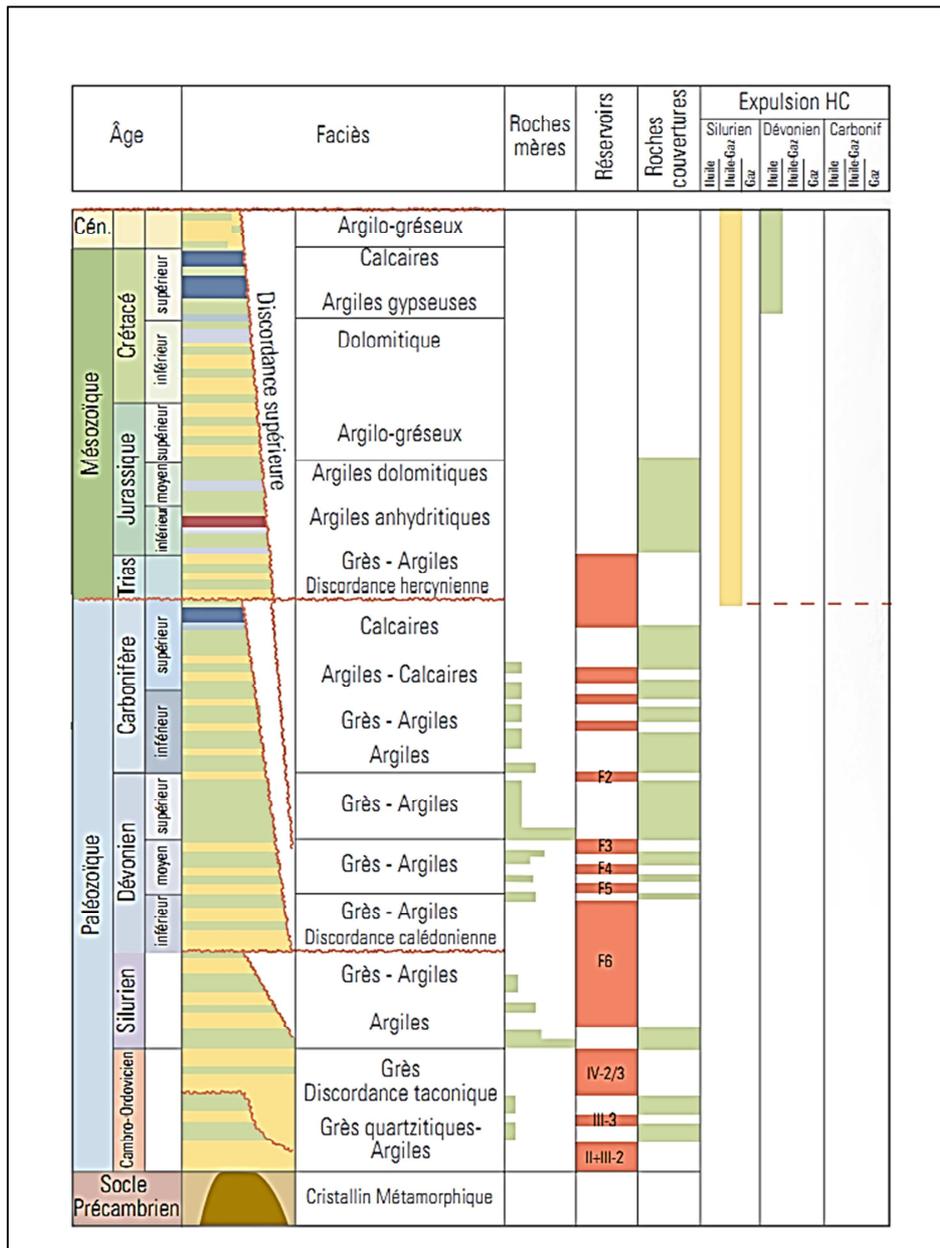


Figure V.2 : Coupe lithostratigraphique du bassin d'étude. (Algérie WEC, 2007)

**V.2.4. Système pétrolier :**

**V.2.4.1. Réservoirs et objectifs :**

Les réservoirs qui font l'objet de notre étude sont les réservoirs d'âge Paléozoïque, plus précisément, les réservoirs du Cambro-Ordovicien (Unité II, Unité III-2, Unité IV) en premier lieu, et les réservoirs du Siluro-Dévonien (F6, F5, F4) en deuxième lieu.

D'une part, les réservoirs du Cambro-Ordovicien ciblés sont ceux de l'Unité IV. Cette unité correspond au complexe terminal de l'Ordovicien, son épaisseur varie de 10 à 350 m, elle est constituée de dépôts fluvio-glaciaires à périglaciaires. L'Unité IV est le réservoir qui nous

intéressent, ce sont généralement des sables compacts imprégnés de gaz caractérisés par une très faible perméabilité et une porosité médiocre (peut atteindre une valeur maximale de 6%). D'autre part, parmi les réservoirs du Dévonien, celui qui nous intéresse est le Dévonien F6. Ces réservoirs sont généralement des sables relativement poreux (jusqu'à 12~15%) mais à très faible perméabilité, ils sont imprégnés d'huile. Ce niveau est composé de dépôts de grès fluvio-marins.

L'objectif de notre étude en appliquant l'inversion simultanée AVOAz est la caractérisation des fractures (densité et orientation) au niveau des réservoirs de l'Ordovicien (l'Unité IV) formés par des grès compacts à gaz, ces grès sont à faibles porosité et perméabilité.

#### **V.2.4.2. Roche mère :**

Les différentes études géochimiques faites dans le bassin d'étude, attestent de la productivité en hydrocarbures des argiles du Paléozoïque. Les roches mères les plus importantes sont :

- Le silurien argileux : qui représente une épaisseur moyenne de 335 m. L'épaisseur totale du Silurien argileux augmente du Nord-Ouest vers le Sud- Est. Il est responsable de la génération des hydrocarbures accumulés dans les réservoirs Cambro-Ordovicien et Siluro-Dévonien.
- La roche mère dévonienne : qui représente une épaisseur moyenne de 170 m. L'épaisseur totale de la série argileuse du Dévonien augmente du Nord vers le Sud- Est. Les argiles intercalées et sous-jacentes du Dévonien inférieur et du Silurien supérieur qui ont généré des huiles et gaz aux réservoirs du Dévonien inférieur (F4 et F6).

#### **V.2.4.3. Roche couverture :**

Les argiles de la base du Silurien assurent la couverture des réservoirs du complexe terminal de l'Ordovicien, quant à celles du Silurien supérieur, elles couvrent les unités inférieures du F6.

Les argiles intercalées du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen, couvrent les unités C du réservoir F6.

#### **V.2.4.4. Pièges :**

Les pièges sont constitués principalement par des anticlinaux allongés de direction méridienne, à pendage modéré, parfois faillés, formés à la fin du Carbonifère.

### V.3. Présentation et caractéristiques de l'étude :

#### V.3.1. Préparation et conditionnement des données sismiques avant sommation :

Les données sismiques ont été acquises et issues d'une acquisition sismique 3D dense en large azimut (wide azimuth). Avant l'application de l'inversion simultanée AVOAz, les données sismiques ont été traitées en amplitude préservées tout en conservant l'information sur l'azimut par l'équipe du service GeoSolutions de la compagnie Schlumberger Algérie, les étapes de la séquence de traitement sont les suivantes :

- Pré-migration (pré-PSTM) :
  - Habillage de la géométrie.
  - Atténuation des bruits.
  - Déconvolution en surface consistant.
  - Corrections statiques primaires (Simultaneous Joint Inversion « SJI »).
  - Premières analyses de vitesse.
  - Premières corrections statiques résiduelles.
  - Deuxièmes analyses de vitesse secondaires.
  - Deuxièmes corrections statiques résiduelles.
  - Interpolation et régularisation des lignes de sources et récepteurs (Matching Pursuit Fourier Interpolation « MPFI »).
  - Assemblage en collection en OVT « Offset Vector Tile ».
  - Atténuation des bruits dans le domaine OVT.
  - Compensation des amplitudes résiduelles.
  - Atténuation des multiples en utilisant la transformée de Radon.
  - Analyses de vitesse avant sommation.
- Migration en temps avant sommation en OVT (PSTM).
- Post-migration (post-PSTM) :
  - Transformée de Radon en azimut consistant.
  - NMO et mute final.
- Génération des angle-stacks :

Nous avons converti les offsets en angles d'incidence. Puis, il a été envisagé de choisir cinq directions azimutales et cinq plages d'angles (angle-stacks). En effet, la largeur de la bande azimutale ( $0^\circ$  à  $360^\circ$ ) a permis de la décomposer en cinq secteurs azimutaux de  $18^\circ$  à  $198^\circ$

(figure V.3) tout en assumant que le principe d'équivalence ou de réciprocité est appliqué pour les cinq secteurs opposés :

- **Secteur 1** :  $18^\circ - 54^\circ$ .
- **Secteur 2** :  $54^\circ - 90^\circ$ .
- **Secteur 3** :  $90^\circ - 126^\circ$ .
- **Secteur 4** :  $126^\circ - 162^\circ$ .
- **Secteur 5** :  $162^\circ - 198^\circ$ .

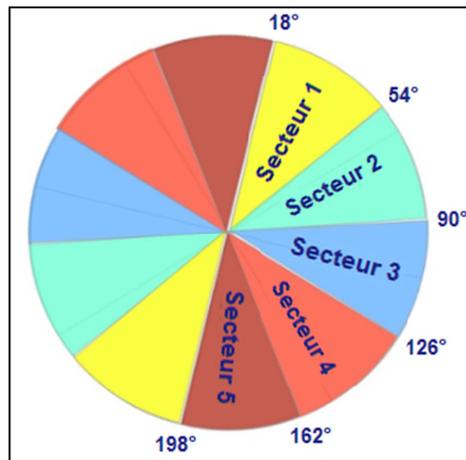


Figure V.3 : Représentation des différents secteurs d'azimuts.

Chaque secteur azimutal a été ensuite décomposé en cinq plages d'angles afin de créer différents angle-stacks :

- Premier angle-stack :  $0^\circ - 8^\circ$ .
- Deuxième angle-stack :  $7^\circ - 15^\circ$ .
- Troisième angle-stack :  $14^\circ - 22^\circ$ .
- Quatrième angle-stack :  $21^\circ - 29^\circ$ .
- Cinquième angle-stack :  $28^\circ - 36^\circ$ .

La figure V.4 montre la décomposition angulaire des données sismiques avant sommation ; les cinq plages d'angles sont montrées par les différentes bandes de différentes couleurs.

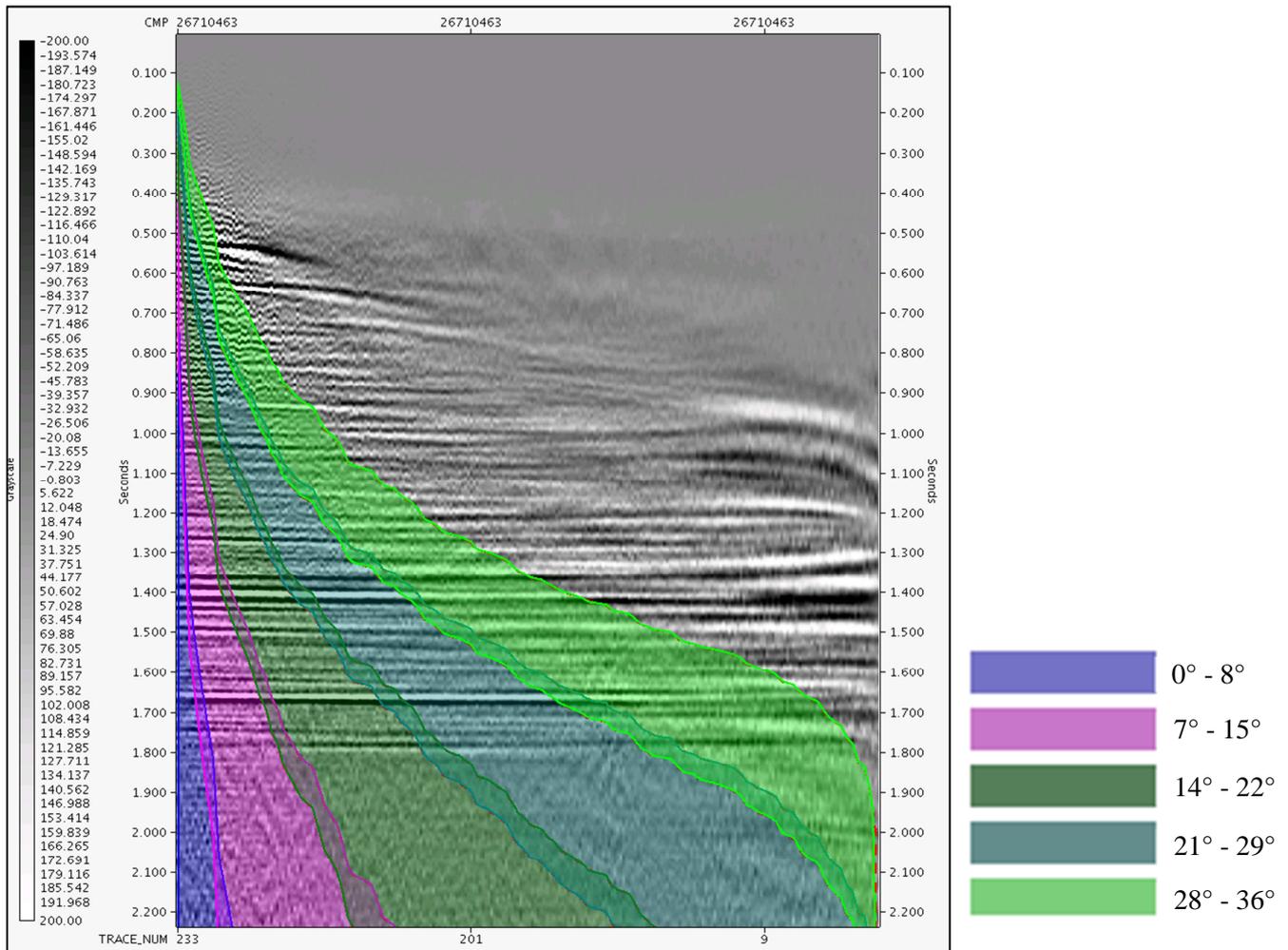


Figure V.4 : Décomposition angulaire d'un CMP.

En plus de la séquence de traitement classique vue précédemment, les angle-stacks subissent un traitement spécifique pour conditionner ces derniers et les préparer pour l'inversion simultanée AVOAz ; Ces étapes sont très importantes car elles améliorent encore plus la qualité des données, et permettent d'établir une caractérisation du réservoir plus pointue et avec une meilleure résolution.

Parmi les étapes de conditionnement que nos données ont subies, on cite : l'atténuation de l'effet des Footprint en utilisant un filtrage 3D F-K, l'atténuation des bruits cohérents, et l'alignement NRM (Non-Rigid Matching) qui consiste à réaligner en temps double les événements sismiques d'un angle-stack à un autre en appliquant des shifts en temps pour éliminer les désalignements par rapport à un angle-stack de référence (7° - 15° dans notre cas). Ces variations du temps double sont dues généralement à la variation des vitesses, déplacement d'une ou de plusieurs paramètres géologiques, ou un changement de la géométrie de l'acquisition (Footprint dû à l'acquisition 3D).

Les figures V.5 (a) et V.5 (b) montrent respectivement la section sismique après sommation, avant et après la séquence du traitement, on remarque que la section traitée est bien filtrée des différents types de bruits, et sur laquelle les événements sismiques sont horizontaux, cohérents et bien distincts.

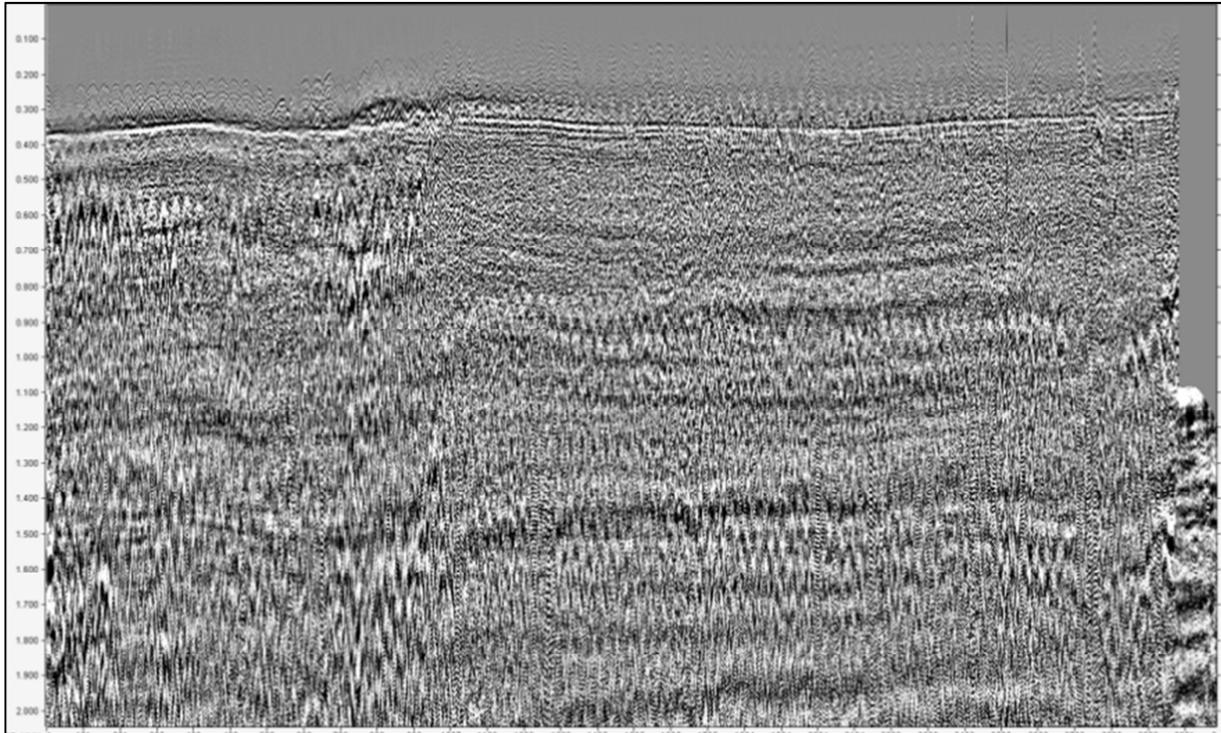


Figure V.5 (a) : Section sismique après sommation (avant traitement).

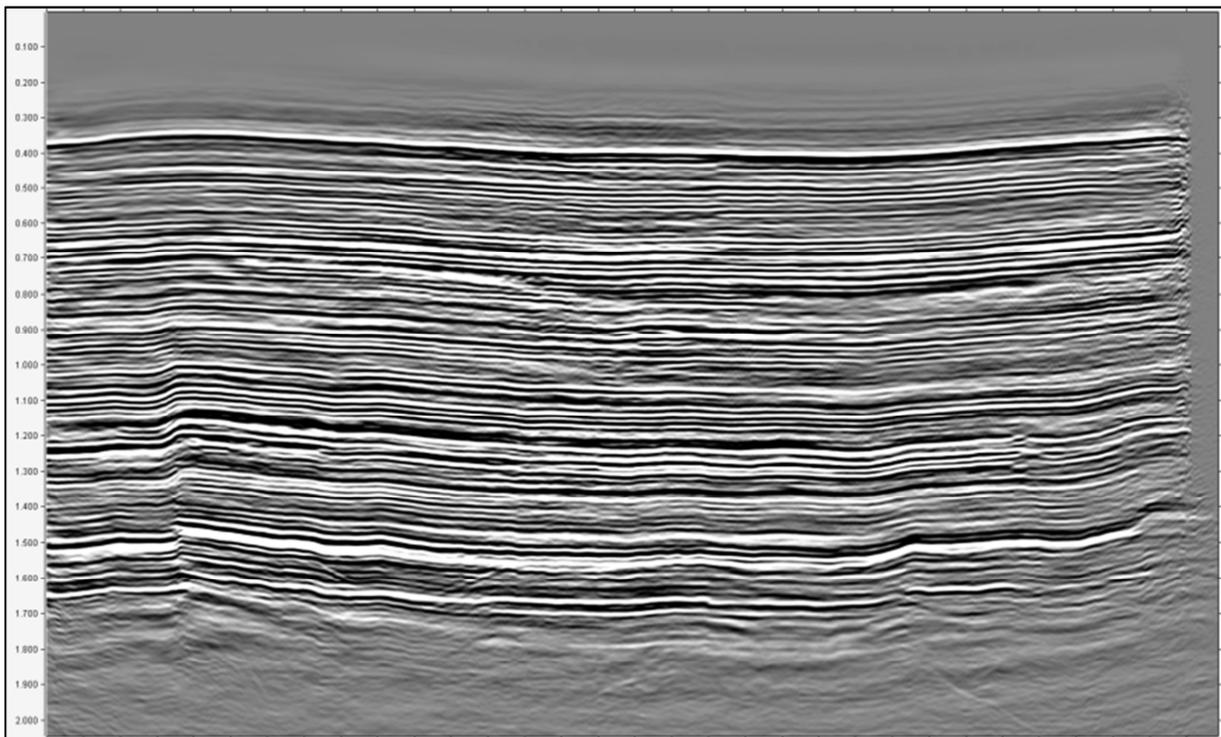


Figure V.5 (b) : Section sismique après sommation (après traitement).

De plus, les spectres du signal et du bruit ont été calculés afin de voir l'évolution du rapport signal sur bruit avec la fréquence. La figure V.6 montre les spectres du signal et du bruit en fonction de la fréquence. Sachant que nos données sismiques sont enregistrés dans la plage fréquentielle allant jusqu'à 70Hz, on remarque sur le graphe que pour la plage fréquentielle variant de 0 Hz à 80 Hz, le spectre du signal est beaucoup plus élevé que celui du bruit en terme de décibels (différence supérieure à 10 dB). Cela permet de constater que nos données sismiques sont d'une bonne qualité et pas très affectées par le bruit.

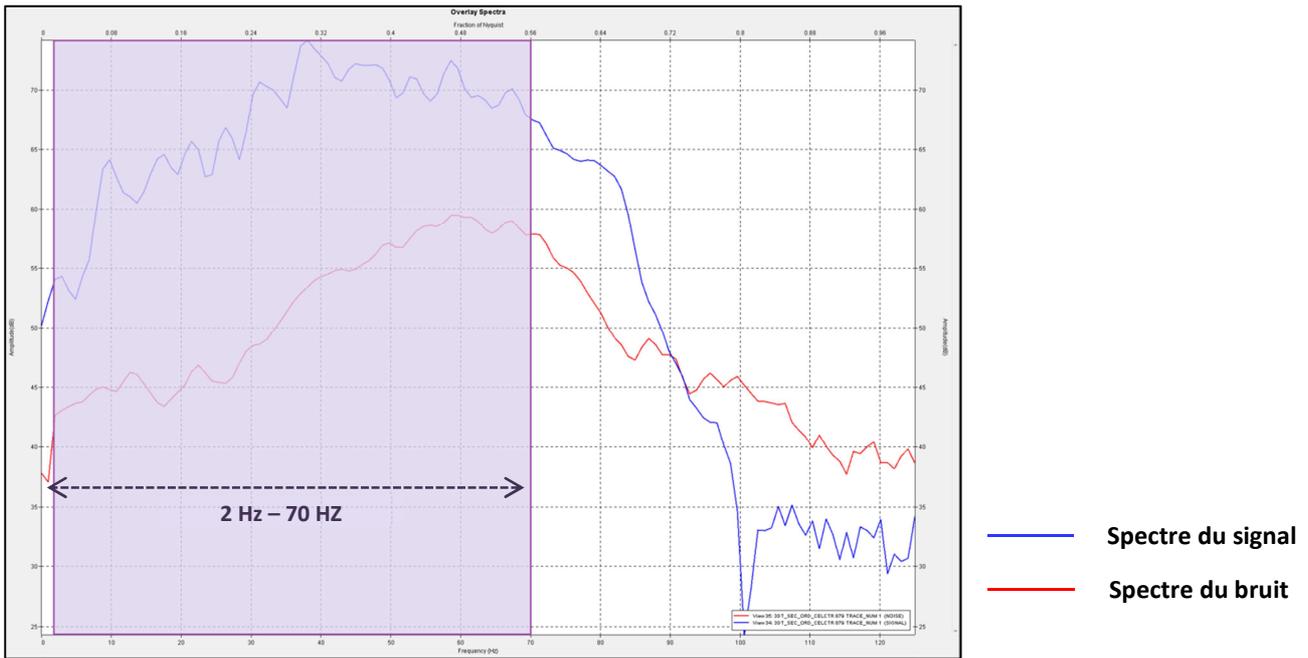


Figure V.6 : Spectres d'amplitude du signal et du bruit.

**V.3.2. Les données de puits :**

Les données de puits ont été tirées pour les réservoirs étudiés. Nous avons obtenus des données de puits à partir de deux puits : « W1 » et « W2 ». Le tableau V.1 présente les données disponibles au niveau des deux puits :

Puits	Vitesse des ondes P ( $\Delta T_P$ ( $\mu s/ft$ ))	Vitesse des ondes S ( $\Delta T_S$ ( $\mu s/ft$ ))	Densité ( $\rho_b$ (g/cm <sup>3</sup> ))	Paramètres pétrophysiques	Check shot	Well tops
W1	Oui	Partiellement	Oui	Oui	Oui	Oui
W2	Oui	Partiellement	Oui	Oui	Oui	Oui

Tableau V.1 : Les données de puits utilisées pour l'inversion AVOAz.



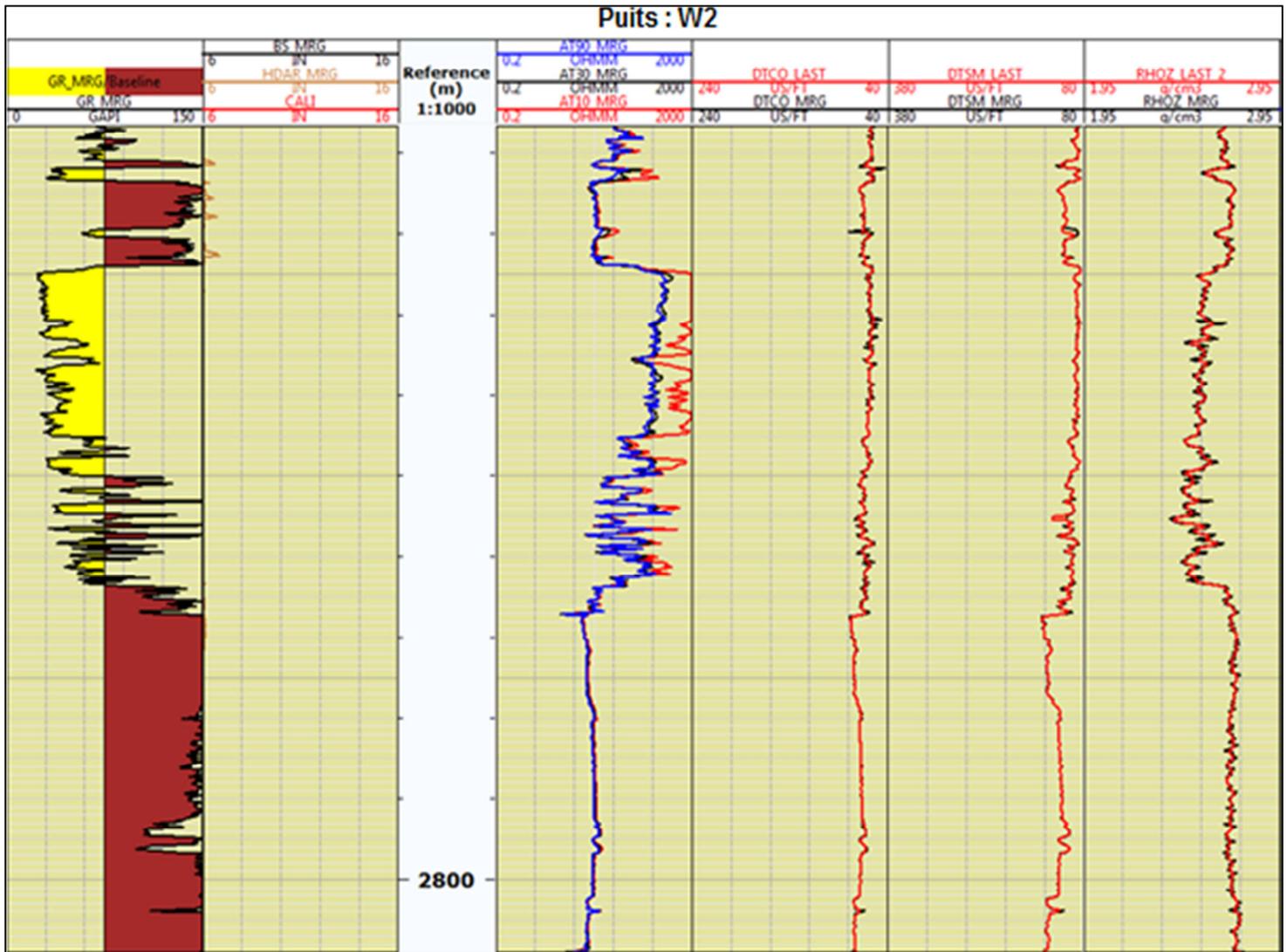


Figure V.8 : Les logs enregistrés au niveau du puits W2 (après édition).

Les données de puits ont permis aussi, d'établir des cross plots qui nous renseignent sur la distribution lithologique et sur le contenu en fluide au sein de notre réservoir d'étude, et de faire une classification lithologique.

Les cross plots associant les paramètres élastiques aux paramètres pétrophysiques nous ont permis de faire une analyse graphique visuelle donnant une discrimination lithologique au sein de notre réservoir. Les cross plots illustrés dans les figures V.9, V.10 et V.11 représentent la relation entre l'impédance acoustique liée aux ondes P, le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$ , ainsi que les paramètres pétrophysiques : la porosité, la saturation en eau et le volume d'argile respectivement (après édition).

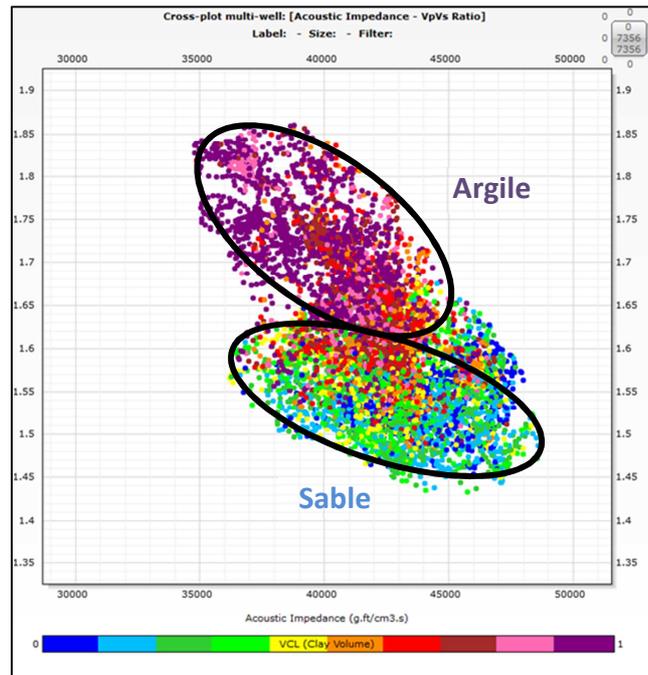


Figure V.9 : Cross plot du volume d'argile dans un référentiel impédance acoustique – rapport  $V_P/V_S$ .

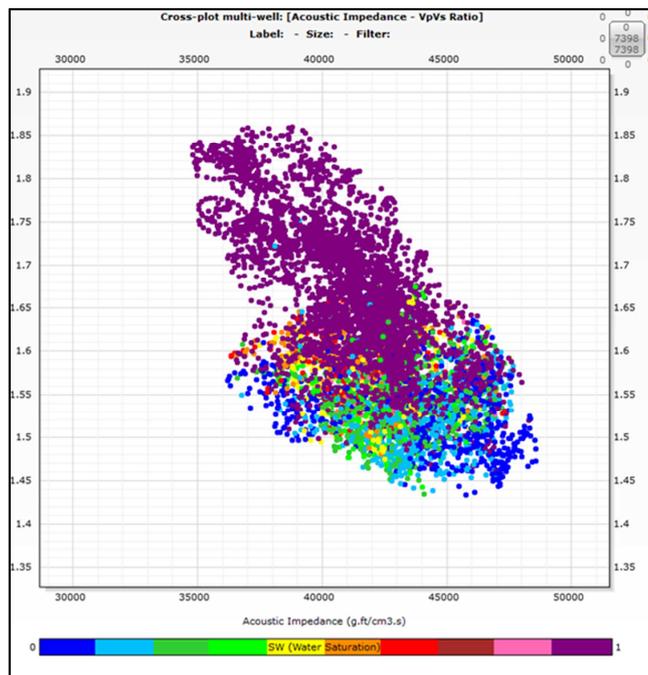


Figure V.10 : Cross plot de la saturation en eau dans un référentiel impédance acoustique – rapport  $V_P/V_S$ .

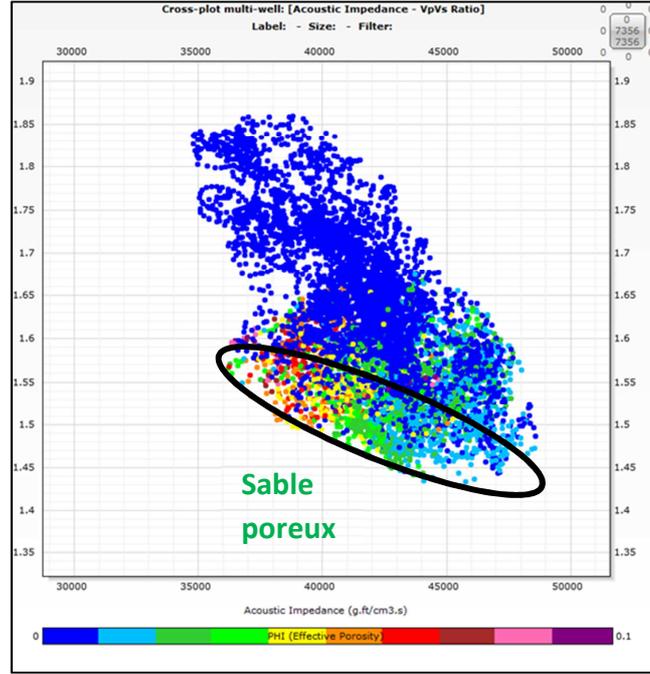


Figure V.11 : Cross plot de la porosité effective dans un référentiel impédance acoustique – rapport  $V_P/V_S$ .

L'analyse du premier cross plot (figure V.9), montrant la relation entre l'impédance acoustique, le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$ , et le volume d'argile, a dévoilé que même si le grès et l'argile sont légèrement superposés dans le domaine des impédances acoustiques, ils restent tout de même séparables dans le domaine du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$ , où le sable imprégné de gaz se caractérise par un faible rapport  $\frac{V_P}{V_S}$ .

Tenant compte du deuxième cross plot (figure V.10), illustrant la relation entre l'impédance acoustique, le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$ , et la saturation en eau, il est difficile de séparer les sables imprégnés d'eau et ceux imprégnés d'hydrocarbures.

A partir du troisième cross plot (figure V.11), représentant la relation entre l'impédance acoustique, le rapport  $\frac{V_P}{V_S}$ , et la porosité effective, on peut remarquer une bonne corrélation entre la porosité effective et l'impédance acoustique, donnant une bonne séparabilité entre les formations poreuses et non-poreuses.

### V.3.4. Horizons sismiques :

Pour le bon déroulement de la construction des modèles bas fréquents, nous avons opté pour l'interprétation structurale de quatre horizons sismiques qui couvrent notre zone d'intérêt. Ces horizons sont montrés sur les figures V.13 et V.14 qui représentent deux

sections sismiques qui passent par le puits W1. Dans notre travail, on va énumérer ces horizons de H1 à H4, sachant que l'horizon H3 forme le toit du réservoir principal que nous allons éclaircir dans cette étude. Nous cherchons à caractériser les fractures naturelles de ce réservoir.

La figure V.12 représente un modèle structural du réservoir d'intérêt, établi à un décalage de 60 ms au-dessous de l'horizon H3, et sur lequel sont localisés les puits W1 et W2. Cette figure met en évidence les déformations structurales résultant de la tectonique, traduites par la présence de certaines failles susceptibles d'induire des fractures (F1, F2, F3).

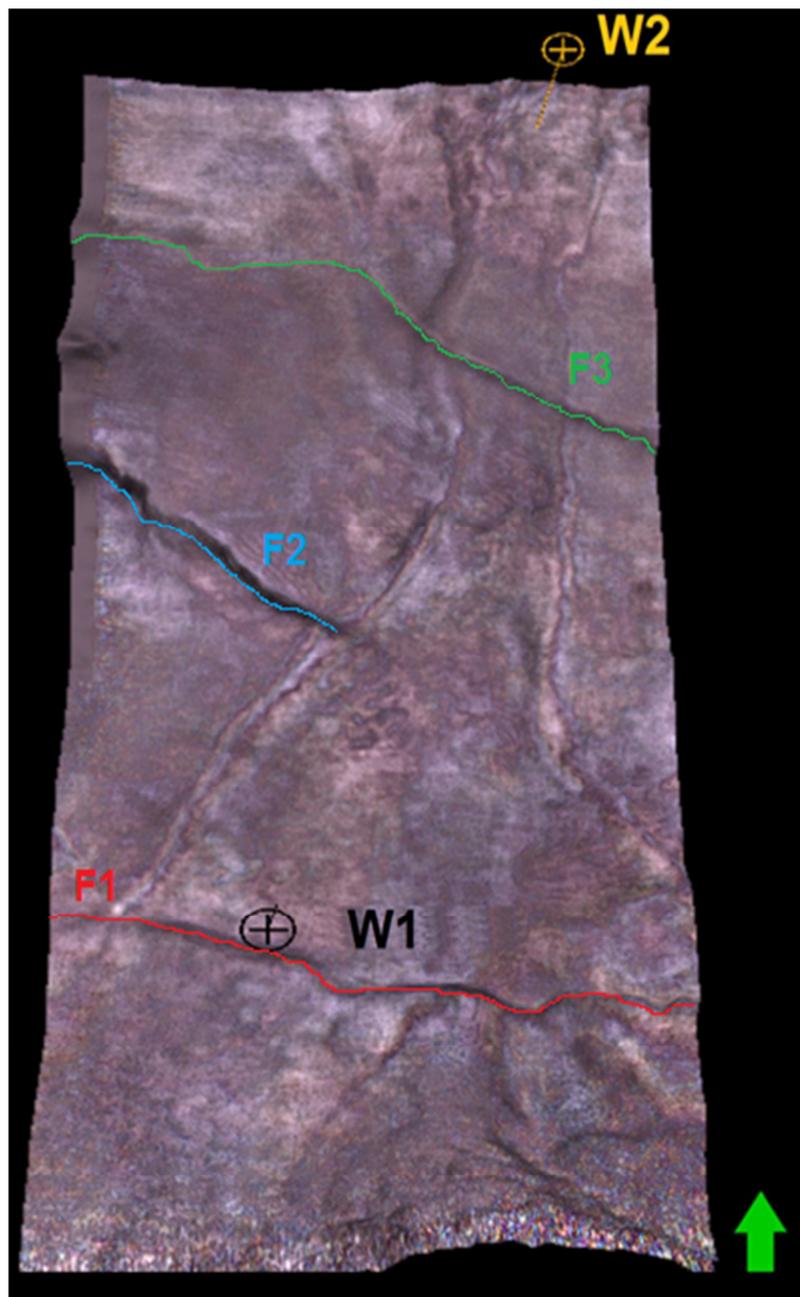


Figure V.12 : Image structurale du réservoir d'intérêt.

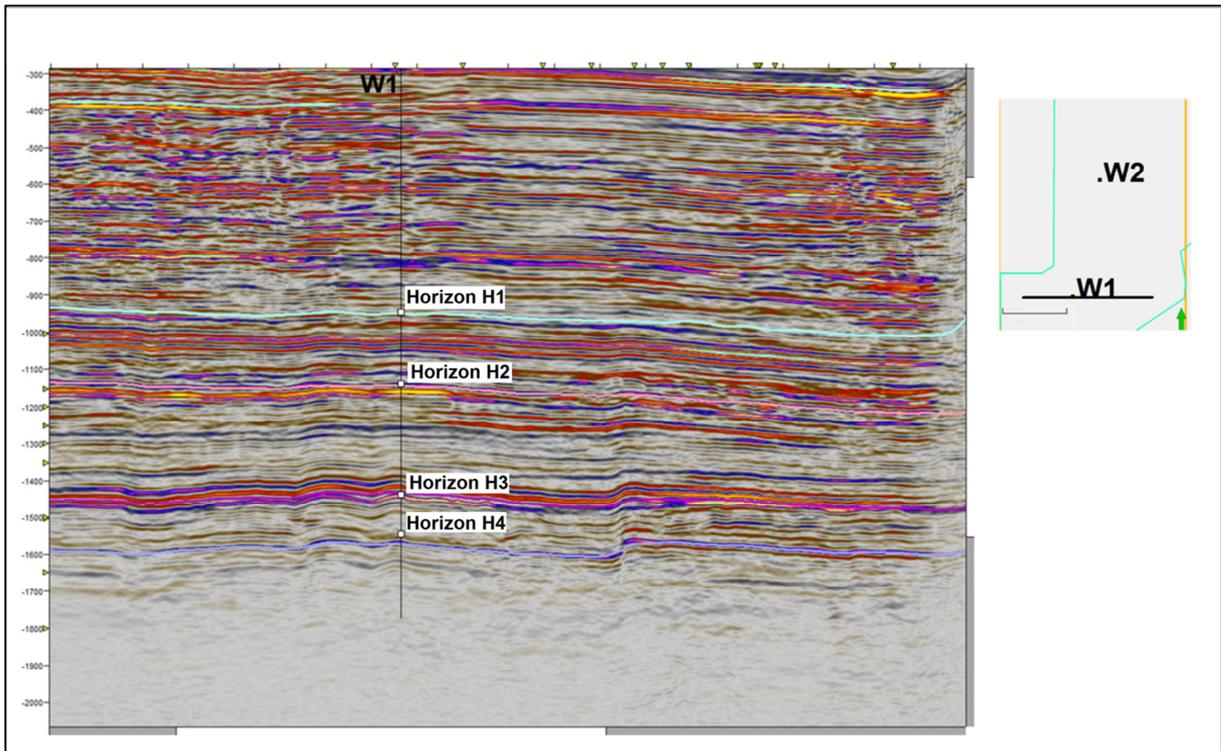


Figure V.13 : Les surfaces interprétées sur un inline qui passe par le puits W1.

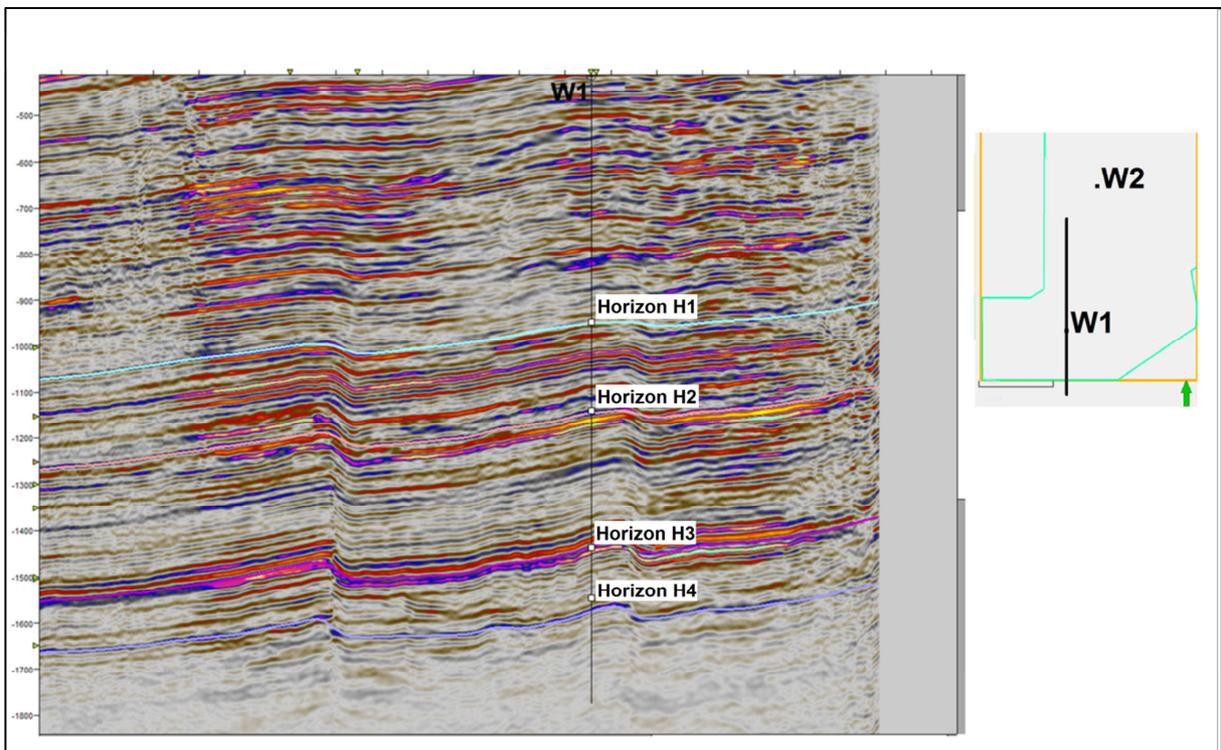


Figure V.14 : Les surfaces interprétées sur un crossline qui passe par le puits W1.

#### V.4. Construction des modèles initiaux (modèles bas fréquents) :

La modélisation à basse fréquence est un aspect important car l'information de basse fréquence est manquante à notre sismique, cela est dû au fait qu'elle soit acquise en bande limitée.

Ces modèles isotropes initiaux ont subi un filtrage passe bas afin de générer des modèles bas fréquents. Plusieurs tests ont indiqués que le filtrage à partir de 9Hz donne les meilleurs résultats, avec un coefficient de corrélation égal à 0.885 (figure V.15) et un coefficient de divergence égal à 0.114 (figure V.16), donc, c'est le filtre approprié pour notre modèle bas fréquent.

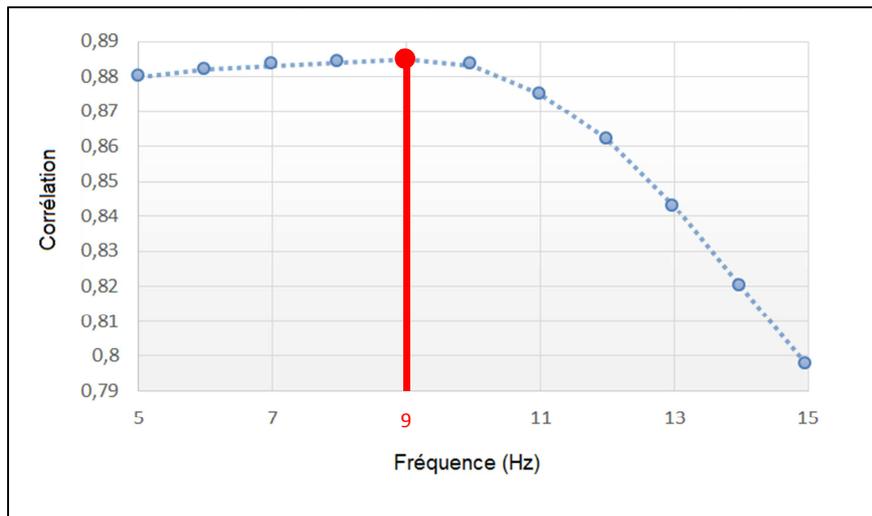


Figure V.15 : Corrélation des basses fréquences de la sismique avec celles des données de puits.

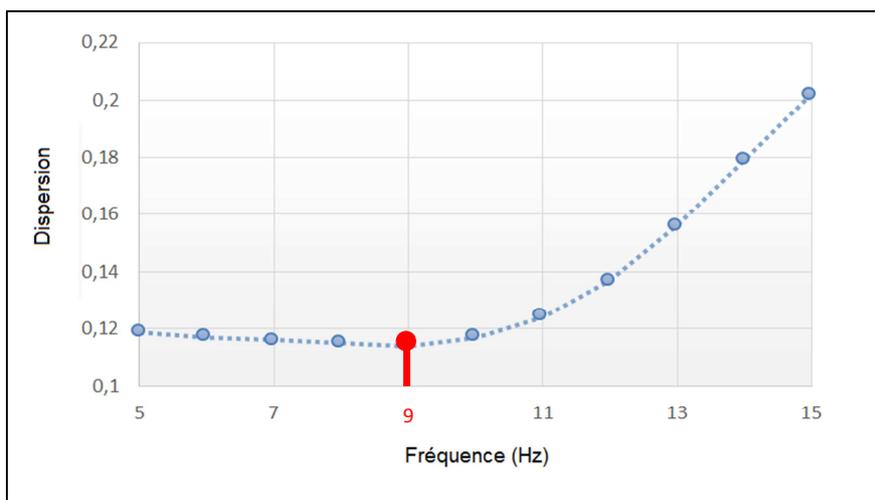


Figure V.16 : Divergence entre les basses fréquences de la sismique par rapport à celles des données de puits.

La figure V.17 représente le spectre d'amplitude du signal. Dans cette figure, la plage fréquentielle de couleur orange est la partie à compléter par le modèle initial de basse fréquence.

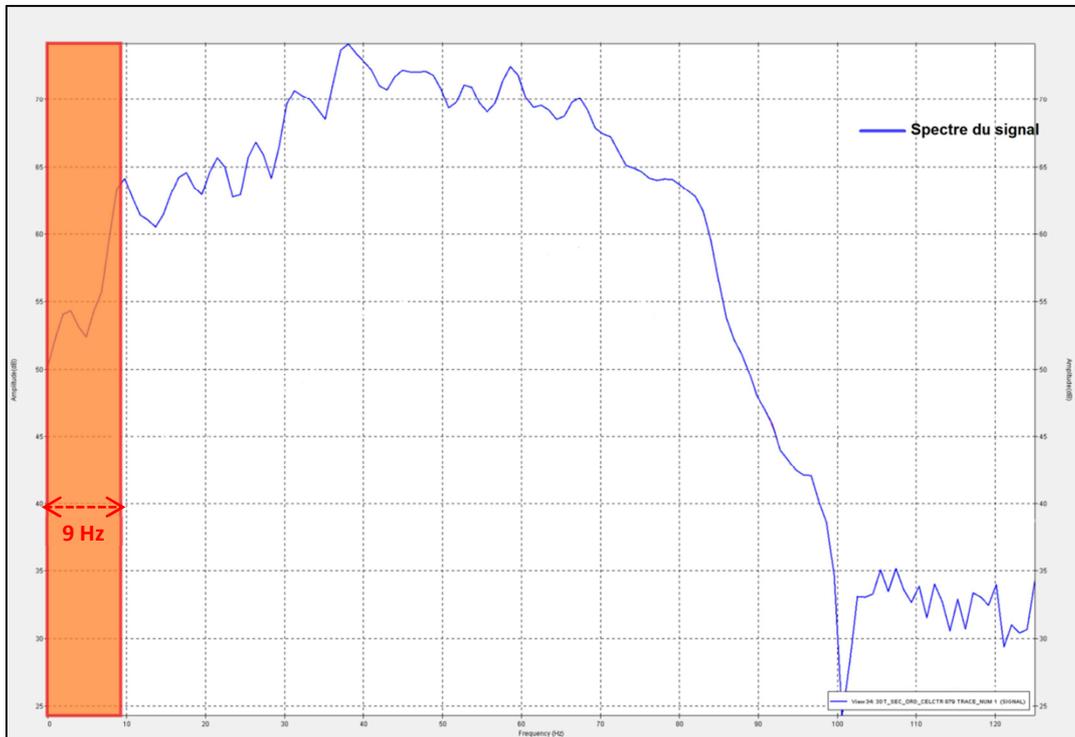


Figure V.17 : Spectre d'amplitude du signal sismique.

La figure V.18 montre une carte en isochrones (en temps double (ms)) au niveau du socle, elle met en évidence la localisation des deux puits W1 et W2.

Dans notre étude, nous avons utilisé les 4 horizons couvrant la zone d'intérêt qui ont été interprétés dans l'étape de l'interprétation structurale.

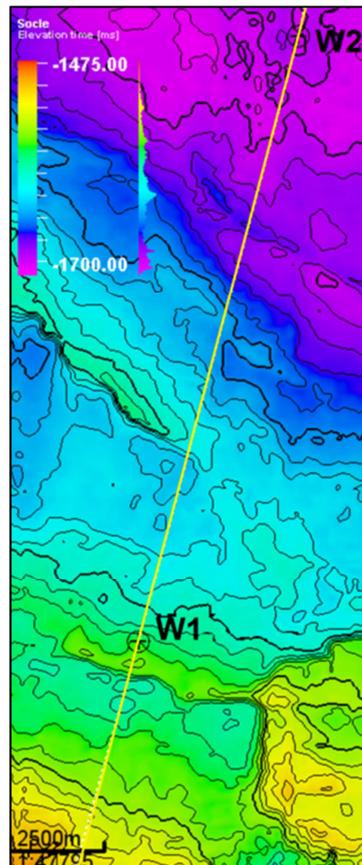


Figure V.18 : Carte en isochrone au niveau du socle.

Les figures V.19, V.20 et V.21 représentent les modèles initiaux d'impédance acoustique, du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$ , et de densité suivant un profil interpolant les deux puits W1 et W2.

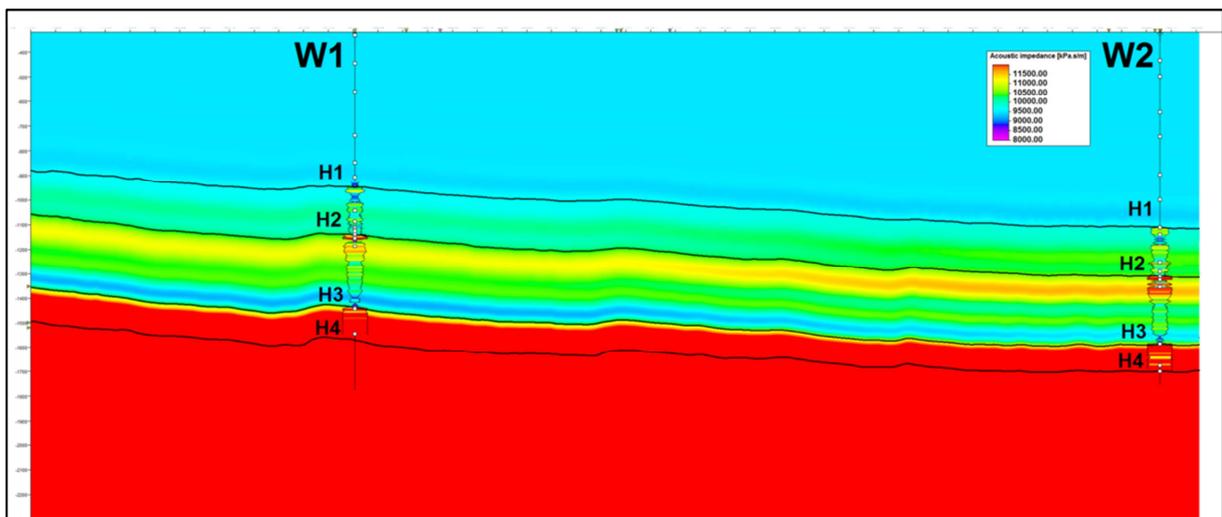


Figure V.19 : Section du modèle initial d'impédance acoustique de basse fréquence, passant par les deux puits W1 et W2.

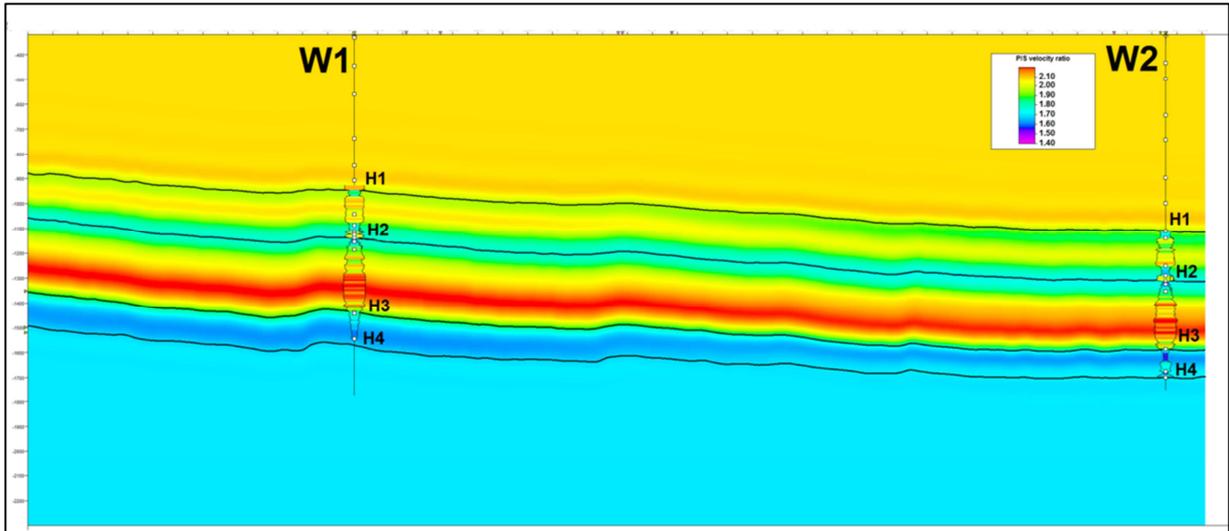


Figure V.20 : Section du modèle initial du rapport  $\frac{V_P}{V_S}$  de basse fréquence, passant par les deux puits W1 et W2.

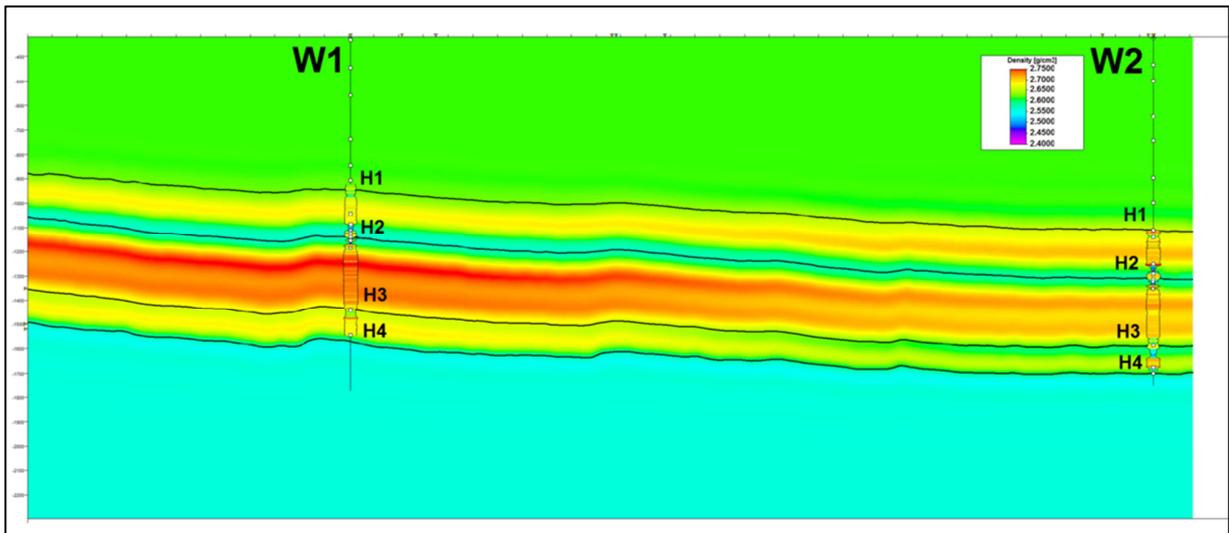


Figure V.21 : Section du modèle initial de basse fréquence de densité, passant par les deux puits W1 et W2.

### V.5. Corrélation et extraction de l'ondelette :

La fenêtre d'extraction de l'ondelette doit couvrir le réservoir d'intérêt, elle se situe entre [924 ms et 1548 ms] pour le puits W1 et [1108 ms et 1684 ms] pour le puits W2, là où les données de puits présentent une bonne correspondance avec la sismique.

D'abord, on commence par établir une relation entre le temps et la profondeur à l'aide des check-shots, puis, on réalise une corrélation entre les données de puits et les données de la sismiques. Les figures V.22(c) et V.23(c) montrent visuellement une corrélation dans la zone d'intérêt. Pour chaque azimut, et pour chaque stack partiel, on réalise l'extraction d'une

ondelette, ce qui signifie que le nombre d'ondelettes extraites est cinq fois (cinq secteurs azimutaux) le nombre des stacks partiels. Au final, nous aurons 20 ondelettes extraites pour chaque puits. L'ondelette obtenue est raffinée en se basant sur le shift optimal de temps calculé par l'outil d'extraction ou en appliquant des décalages en temps (time shift) qu'on observe visuellement.

Les ondelettes sont extraites en utilisant la méthode de Roy White prolongée. La figure V.22 montre l'ondelette extraite à partir du puits W1, pour le premier azimut, à l'angle-stack [ $7^\circ$  -  $15^\circ$ ], la valeur de la prédictibilité est de 49.6%. La figure V.23 montre l'ondelette extraite au niveau du puits W2, au premier azimut et à l'angle-stack [ $7^\circ$  -  $15^\circ$ ], la valeur de la prédictibilité est de 49.3%. Les figures V.22(a) et V.23(a) montrent les ondelettes extraites avec leurs spectres de phase et d'amplitude. Leurs prédictibilités sont aux alentours de 55%, qui montrent une bonne stabilité de phases et d'amplitudes.

La figure V.24 et la figure V.25 représentent respectivement les ondelettes extraites en utilisant le puits W1 et le puits W2, avec leurs spectres d'amplitude et de phase.



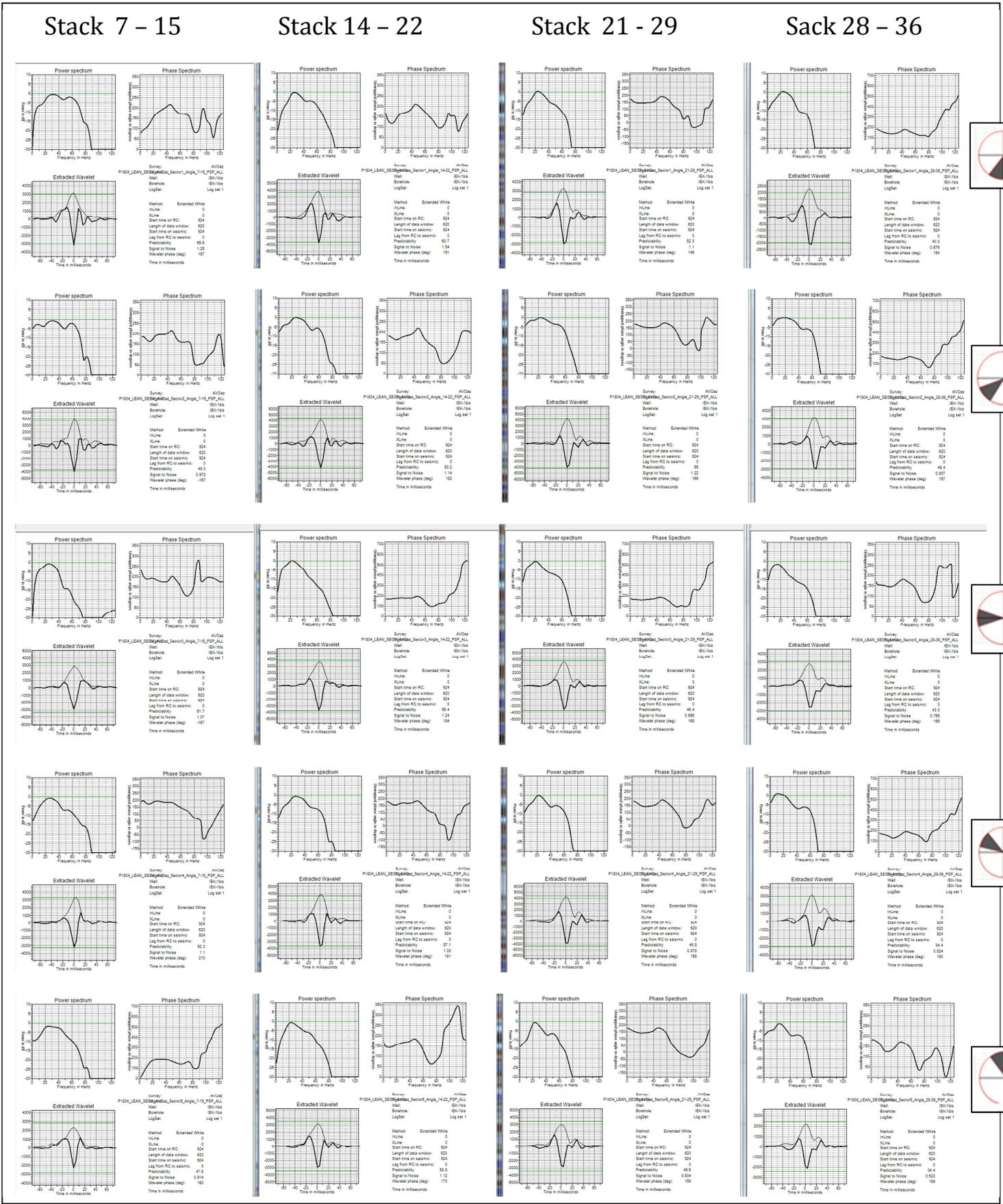


Figure V.24 : Ondelettes tirées en utilisant les données du puits W1 dans les différents stack partiels et différents azimuts, et leurs spectres d'amplitude et de phase respectifs.

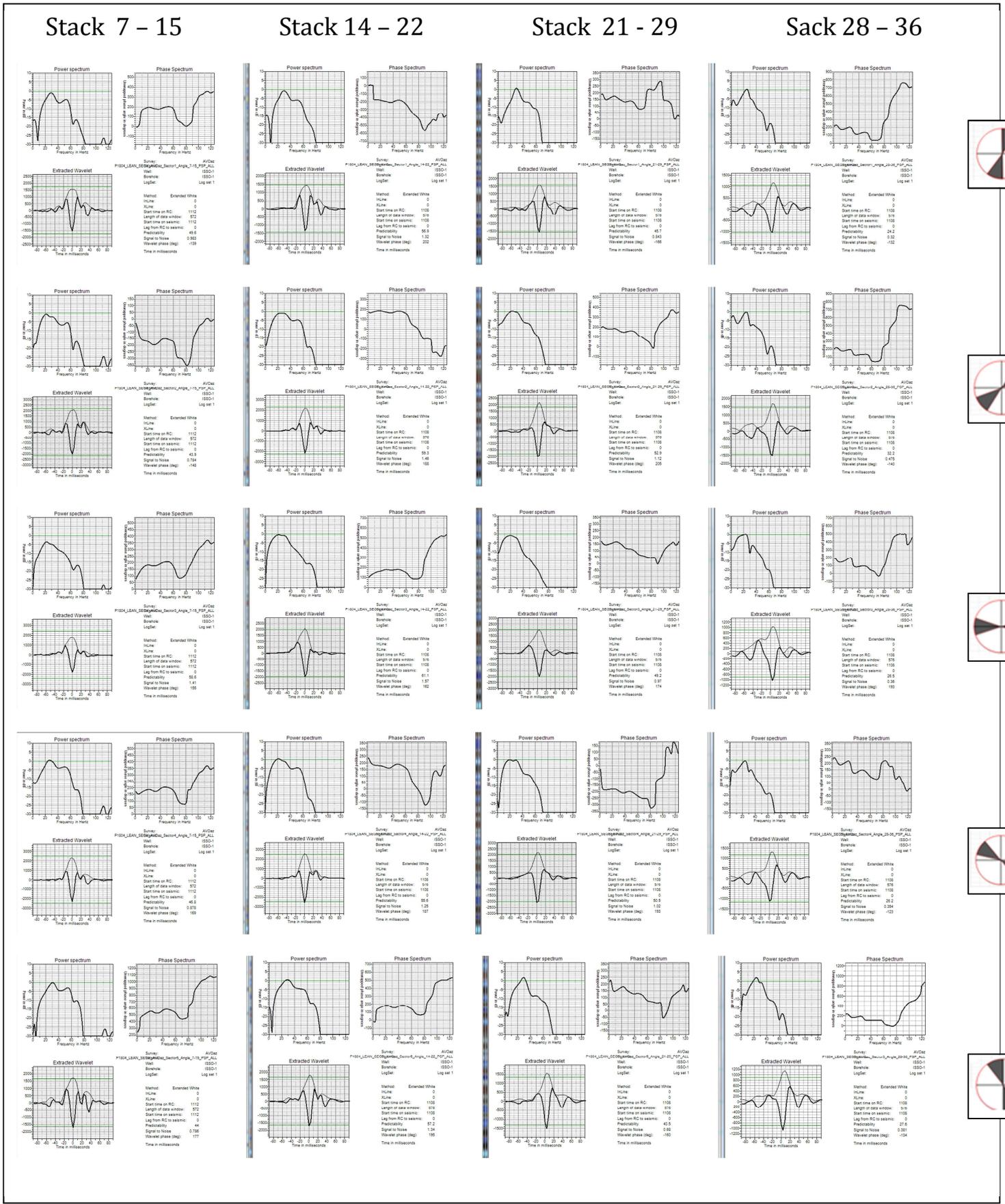


Figure V.25 : Ondelettes tirées en utilisant les données du puits W2 dans les différents angles stacks partiels et azimuts, et leurs spectres d'amplitude et de phase respectifs.

Pour chaque angle-stack et pour chaque azimut, on tire une seule ondelette moyenne des deux puits (multi-well wavelet), à partir de deux ondelettes issues des deux puits W1 et W2, d'où un exemple est montré dans la figure V.26. Les 20 ondelettes finales extraites des deux puits sont regroupées dans la figure V.27, montrant que la variation de la forme de l'ondelette est non seulement en fonction de l'angle d'incidence, mais aussi en fonction des secteurs azimutaux indiquant qu'on peut tirer de l'information dans différentes directions azimutales.

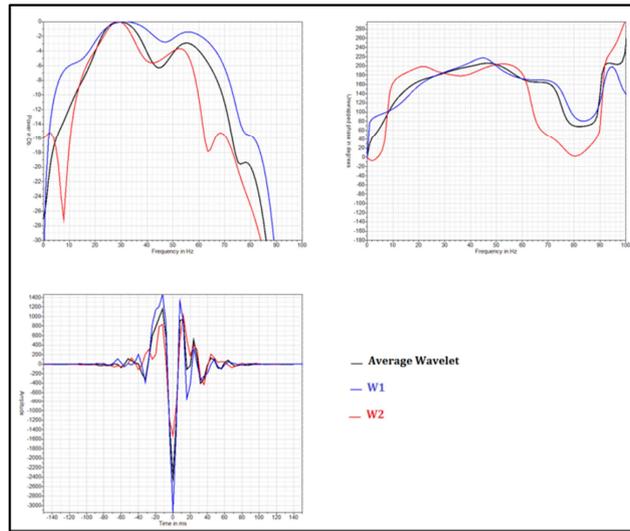


Figure V.26 : Estimation d'une ondelette moyenne à partir des deux ondelettes tirées des deux puits (Stack 7-15, Azimut 1).



Figure V.27 : Ondelettes moyennes tirées à partir des deux puits, aux différents azimuts et angle-stacks.

### V.6. Paramètres et résultats de l'inversion AVOAz :

L'inversion AVOAz permet de caractériser les fractures de notre réservoir en se basant sur l'interprétation des résultats fournis par cette dernière. Les résultats de l'inversion AVOAz sont l'impédance acoustique (AI), l'impédance de cisaillement (SI) lente (slow) et rapide (fast), et la densité, à partir desquelles, on peut tirer un indicateur d'anisotropie (rapport de la vitesse lente sur la vitesse rapide) qui nous renseigne sur le réseau de fractures au niveau de réservoir d'étude à l'horizon H3.

Afin d'optimiser et de parfaire les résultats de l'inversion et pour avoir la meilleure correspondance de ces derniers avec les données de puits, nous devons introduire des paramètres optimaux de l'inversion, ces paramètres sont obtenus après le déroulement d'une série de tests.

Les paramètres d'inversion sont le rapport signal sur bruit, le seuil de réflexion, la continuité horizontale et la déviation du modèle initial « Tie to LFM ».

Il faut noter que la continuité horizontale représente la déviation des données entre les traces résultantes de l'inversion. Plus la valeur est petite, mieux est la continuité horizontale.

Alors que la déviation du modèle initial « Tie to LFM » est la déviation des données entre les traces résultantes de l'inversion et celle du modèle initial ou le modèle bas fréquent. Plus la valeur est grande, plus le résultat de l'inversion dérive du modèle initial.

L'inversion a été réalisée dans une fenêtre d'inversion en temps double englobant les horizons à intérêt pétrolier : [1008,4 – 1703,2]ms pour le puits W1, et [1127,2 – 1795,6]ms pour le puits W2.

Les valeurs des rapports signal sur bruit fixées sont 4, 4, 4 et 3 pour les angle-stacks [7° - 15°], [14° - 22°], [21° - 29°] et [28° - 36°] respectivement.

Les paramètres d'inversion fixés sont présentés dans le tableau V.2 :

Paramètre d'inversion	Impédance acoustique (AI)	Impédance de cisaillement lente (SI slow)	Impédance de cisaillement rapide (SI fast)	Densité
Continuité horizontale	0.12	0.12	0.12	0.10
Déviation du modèle initial	0.14	0.14	0.14	0.12
Seuil de réflexion	0.008	0.008	0.008	0.008

Tableau V.2 : Paramètres d'inversion.

La figure V.28 et la figure V.29 présentent le contrôle de la qualité des résultats de l'inversion AVOAz au niveau des puits W1 et W2 respectivement. Les résultats sont l'impédance acoustique (AI), l'impédance de cisaillement (SI) lente et rapide (slow et fast), et la densité.

Les résultats de l'inversion sont représentés par une courbe bleue ; la courbe rouge représente le log de la propriété en question ; alors que la courbe verte représente la propriété en question dans le modèle bas fréquent. Plus la correspondance entre le résultat de l'inversion et le log mesuré au niveau du puits est bonne, plus l'interprétation sera fidèle à la réalité.

A partir de la comparaison des résultats inversés avec les logs enregistrés correspondants, on peut noter que dans notre étude, la corrélation entre les données de puits et les données inversées (les impédances acoustique et de cisaillement) est très appréciable, voir même, excellente pouvant atteindre les 90%, cela renforce la crédibilité de nos résultats, et ainsi, la crédibilité de l'interprétation de nos interprétations. En revanche, la qualité de la densité résultante n'est pas aussi juste que celle de l'impédance acoustique et l'impédance de cisaillement, du fait que la densité nécessite plus de données sur les offsets lointains. Ceci peut conduire à des erreurs aux constatations tirées à partir de la densité.

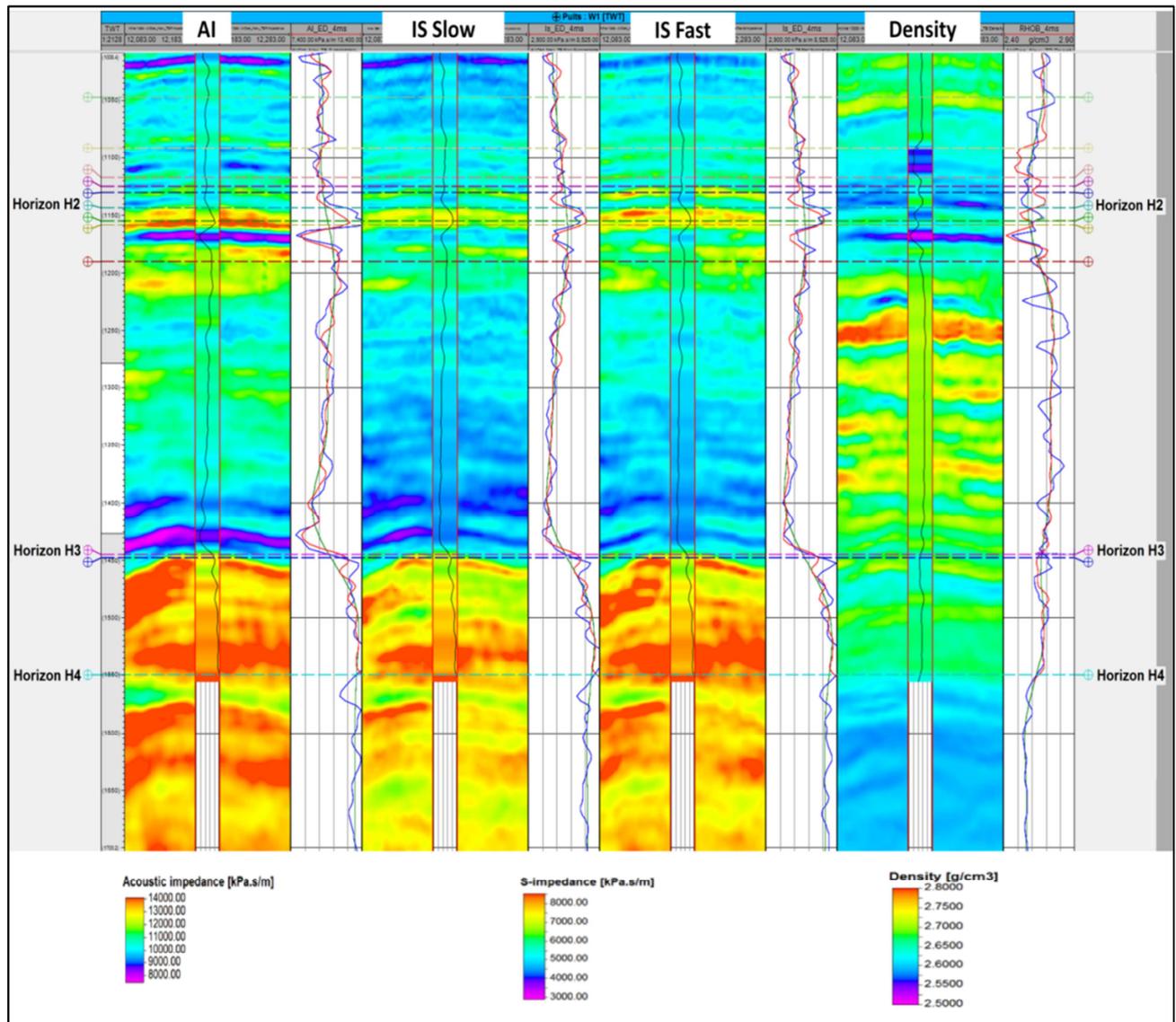


Figure V.28 : Contrôle de qualité des résultats de l'inversion AVOAz et leur correspondance avec les logs au niveau du puits W1.

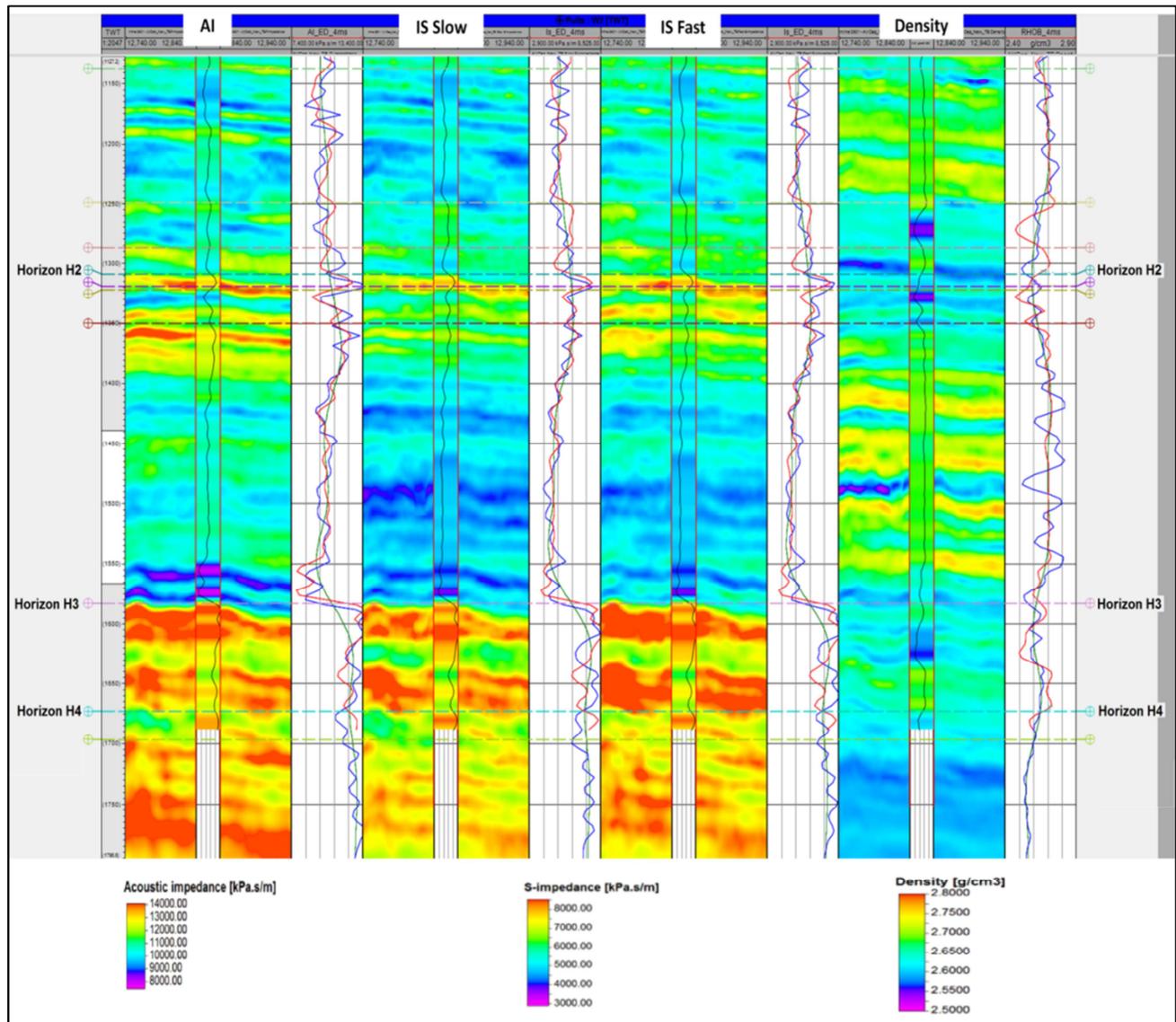


Figure V.29 : Contrôle de qualité des résultats de l'inversion AVOAz et leur correspondance avec les logs au niveau du puits W2.

La figure V.30 montre une carte en isochrones (temps double (ms)) basée sur une interprétation structurale des dépôts fluvioglaciers au niveau du réservoir situé à l'horizon H3, sur laquelle les puits W1 et W2 sont localisés.

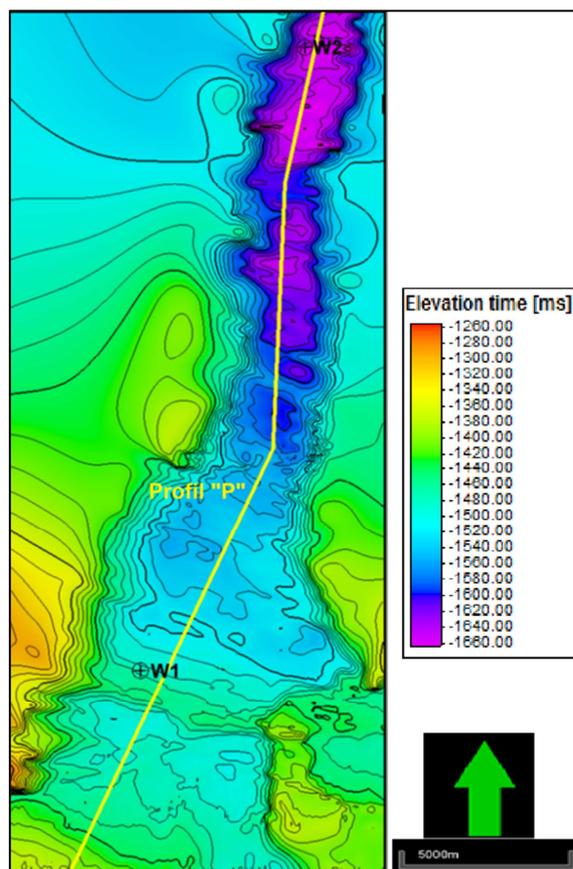


Figure V.30 : Carte en isochrones au niveau de l'horizon H3.

Les figures V.31, V.32, V.33 et V.34 représentent les résultats de l'inversion : l'impédance acoustique, l'impédance de cisaillement lente et rapide, et la densité, suivant le profil « P » représentée dans la figure V.30 (ligne jaune) qui passe par l'ancien dépôt glaciaire. Sur ces figures, les deux lignes discontinues indiquent le toit et le mur de notre réservoir, alors que la ligne continue montre la structure de l'ancien dépôt glaciaire suivant le profil P.

D'après ces figures, on remarque, effectivement, que mise à part les résultats de la densité, la corrélation entre les données de puits et les impédances résultant de l'inversion est très bonne, justifiant ainsi la fiabilité des impédances acoustique et de cisaillement inversées. Cette fiabilité est nécessaire et indispensable pour l'interprétation et la caractérisation des fractures au sein de notre réservoir. En effet, le rapport entre les vitesses lente et rapide traduit directement le caractère isotrope ou anisotrope de notre réservoir, et ainsi, la densité des fractures et leur orientation. Lorsque la valeur du rapport des vitesses lente et rapide est très proche de 1, le milieu est isotrope, dans le cas où cette valeur est inférieure et s'éloigne de 1, le milieu est anisotrope.

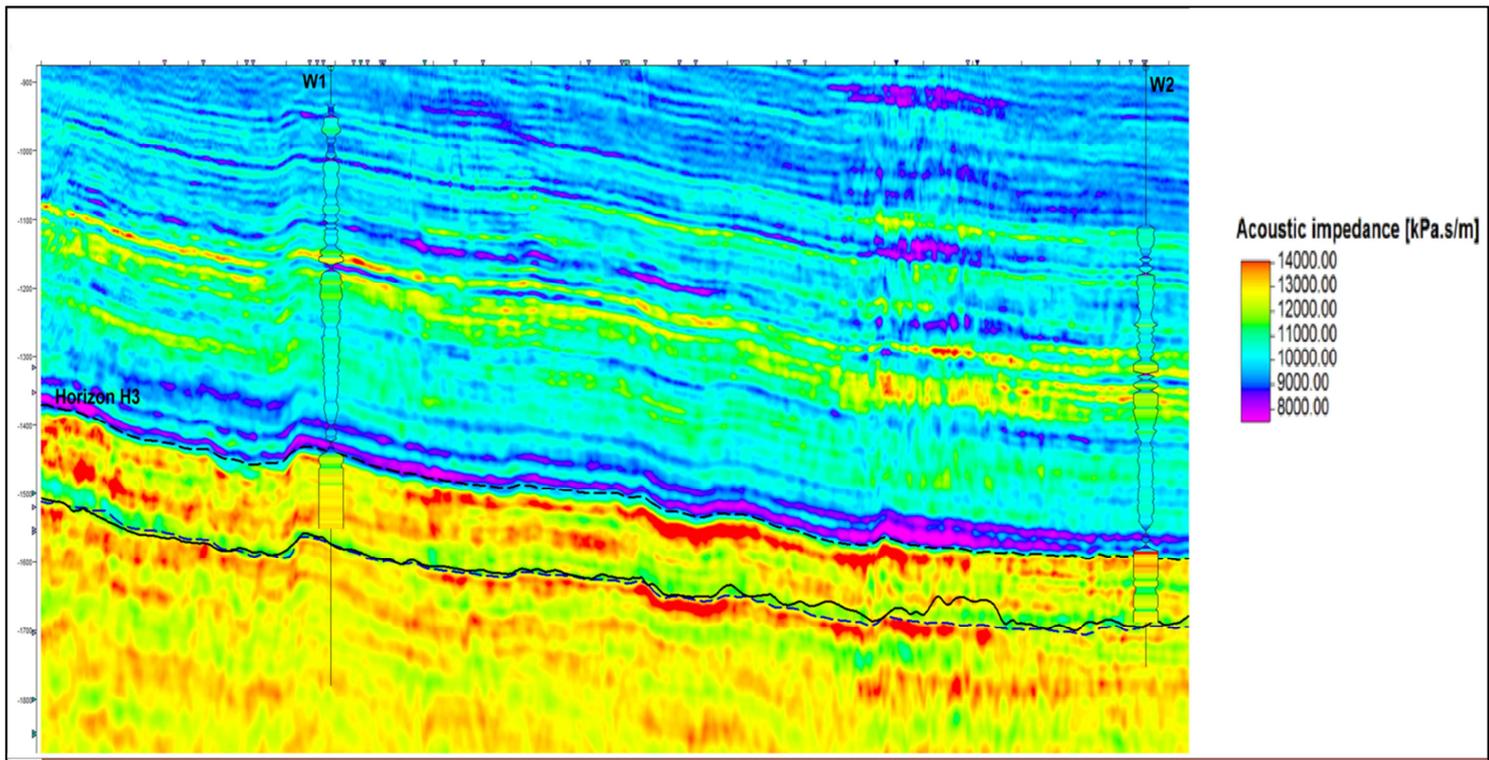


Figure V.31 : Section en impédance acoustique résultante de l'inversion suivant le profil P.

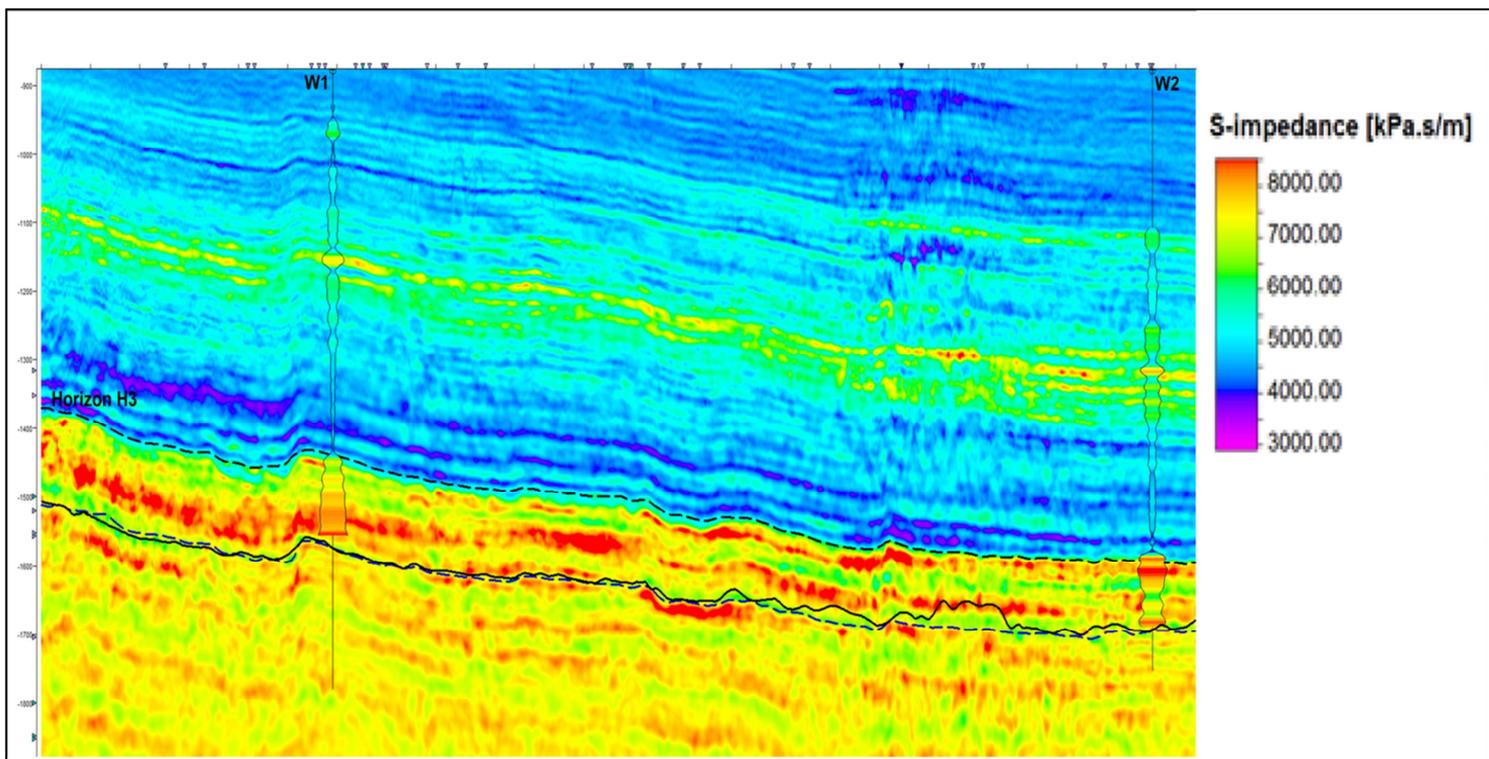


Figure V.32 : Section en impédance de cisaillement lente résultante de l'inversion suivant le profil P.

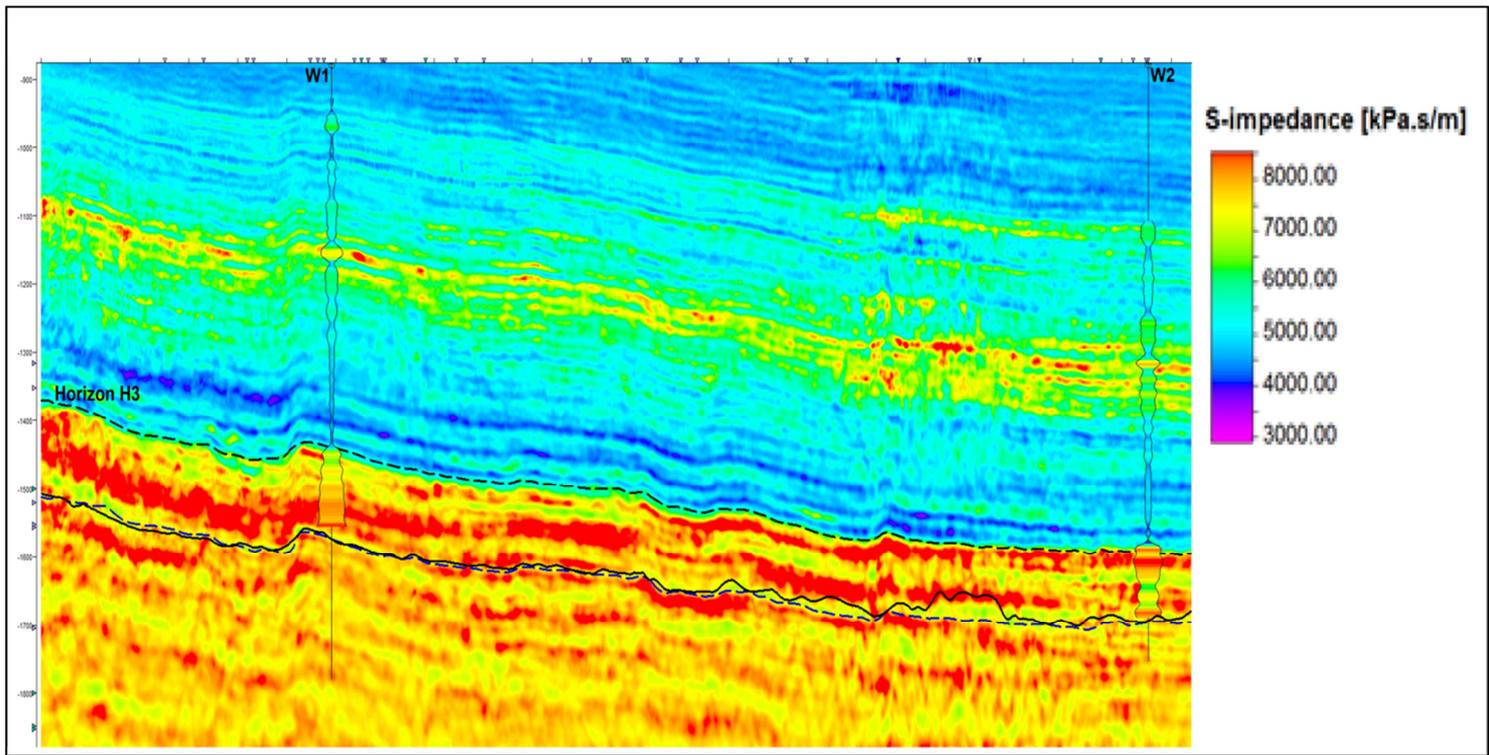


Figure V.33 : Section en impédance de cisaillement rapide résultante de l'inversion suivant le profil P.

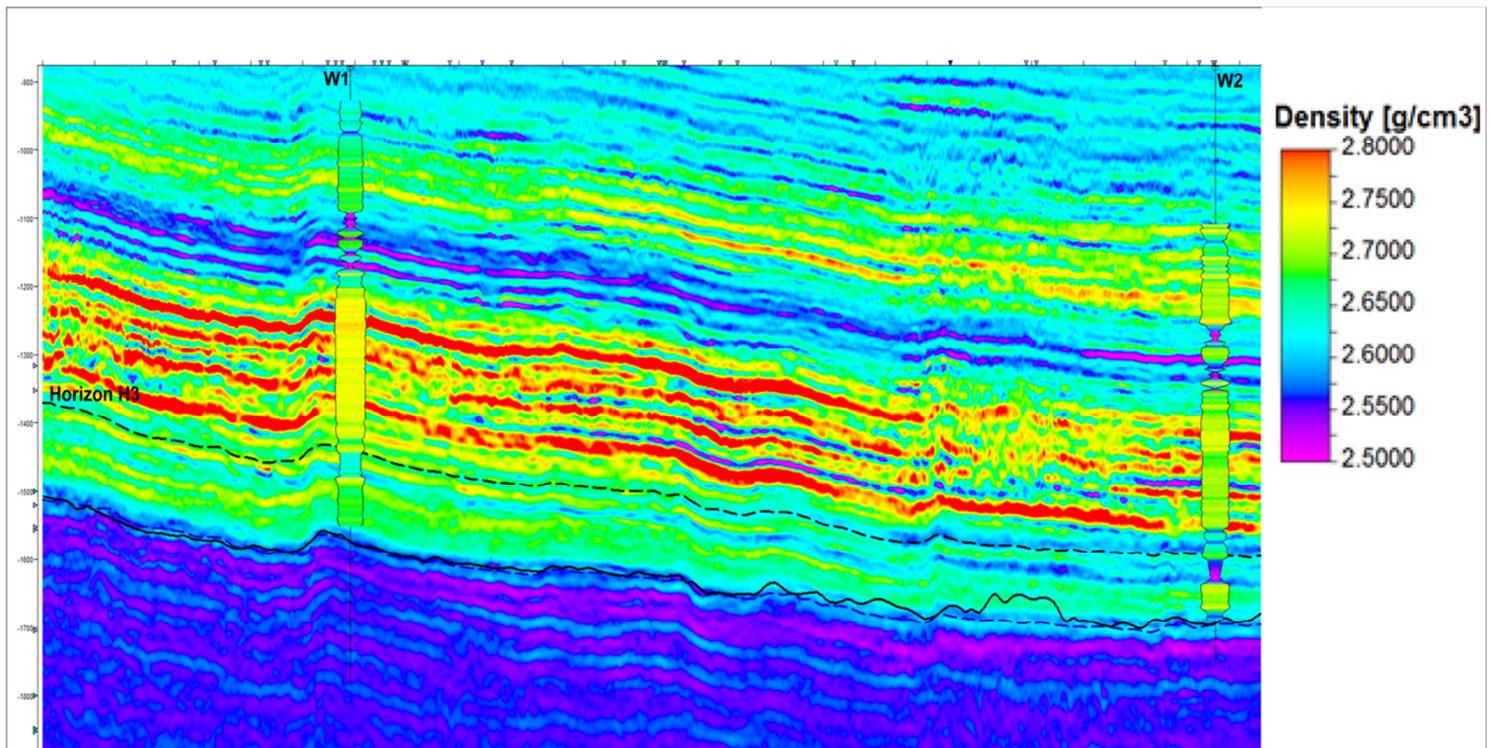


Figure V.34 : Section en densité résultante de l'inversion suivant le profil P.

### V.7. Interprétation des résultats :

La figure V.35 (a) représente la carte du rapport des vitesses lente et rapide au niveau de la surface de l'horizon H3. Étant donné que ce rapport est un indicateur d'anisotropie, donc cette carte traduit la répartition de l'anisotropie à la surface de l'horizon H3. Une échelle de couleur représentant l'intensité de l'anisotropie où les couleurs bleu/violette traduisent une forte anisotropie (forte densité de fractures), et les couleurs jaune/rouge montrent une faible anisotropie (faible densité de fractures). De plus, les vecteurs représentent l'azimut de la vitesse de cisaillement rapide, fortement équivalente à l'orientation des fractures.

La figure V.35 (b) représente un modèle structural du réservoir d'intérêt, où les failles ont été mises en évidence. Ces trois failles (F1, F2 et F3) suivent la direction NW-SE, donc on peut déduire la direction de la contrainte maximale qui est NE-SW. Ces failles sont de dominance inverse engendrées lors des phases tectoniques compressives panafricaine et hercynienne.

Sur la figure V.35 (a), on remarque que dans la partie nord, il y a absence d'anisotropie, là où le milieu est parfaitement isotrope. Vers le sud, l'anisotropie s'intensifie, beaucoup plus au sud du puits W1.

En interprétant parallèlement les figures V.35 (a) et V.35 (b), on peut voir l'effet des différentes failles existantes sur l'anisotropie. On constate la présence d'un fort contraste d'anisotropie le long des failles F1 et F2, cette anisotropie peut être expliquée par la présence de fractures induites par ces failles que l'on peut qualifier de majeures. Par contre, la faille F3 montre un faible contraste d'anisotropie.

On constate que la majorité des fractures suivent la direction des failles (NW-SE) et celle de la contrainte maximale (NE-SW).

Les fractures orientées dans la direction (NW-SE) ont tendance à être fermées ou cimentées. C'est ce qui explique la médiocrité des paramètres pétrophysiques au sein de notre région. Alors que celles orientées dans la direction (NE-SW) sont probablement ouvertes. Ces constats peuvent être vérifiés en insistant sur l'imagerie des diagraphies du puits

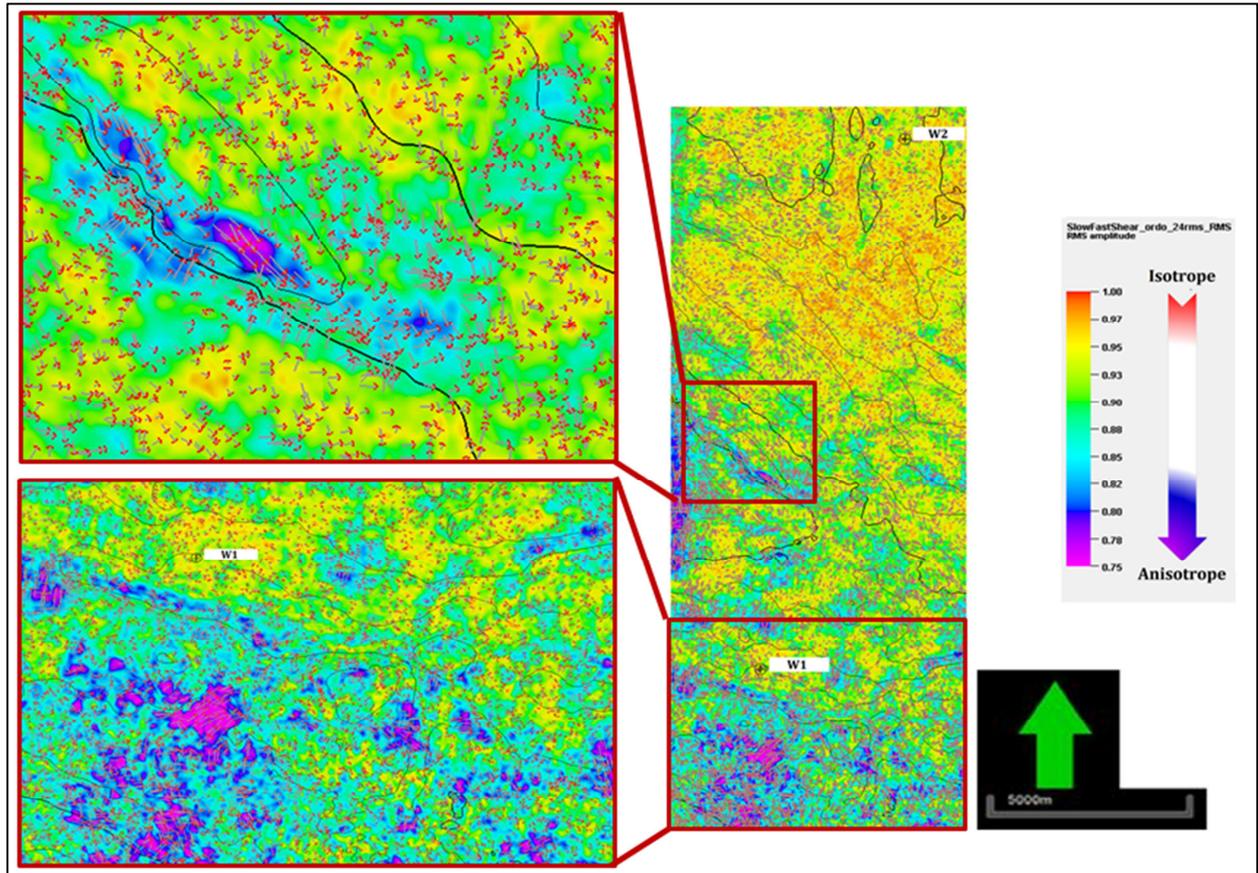


Figure V.35 (a) : Carte du rapport vitesse lente/vitesse rapide au niveau de l'horizon H3.

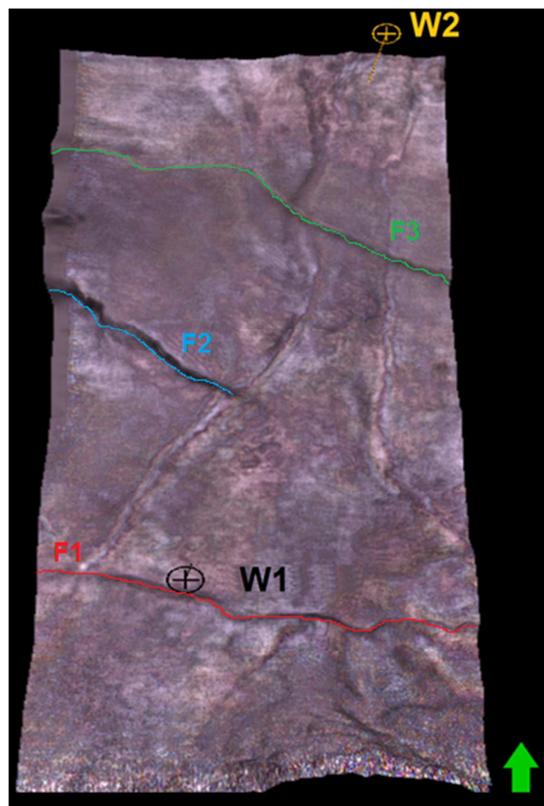


Figure V.35 (b) : Modèle structural du réservoir d'intérêt.

*Conclusion générale et  
recommandations*

# Conclusion générale et recommandations

L'inversion AVO conventionnelle permet d'estimer les propriétés élastiques d'un réservoir puis de remonter à la lithologie et au contenu en fluide. Cette information donne une image incomplète du réservoir car elle ne prend pas en considération son caractère anisotrope.

Dans notre étude, l'inversion a été appliquée sur des données sismiques 3D acquises en larges azimuts (wide-azimuth), tout en prenant en considération la variation de l'amplitude en fonction de l'azimut. L'inversion simultanée AVOAz a fourni une image sur la variation de l'anisotropie au sein du réservoir. Cette variation est largement influencée par la distribution des fractures naturelles à l'intérieur du réservoir gréseux compact (tight). En utilisant l'approximation du coefficient de réflexion de Psenick et Martins (2001) intégrée dans l'algorithme d'inversion ISIS, on a pu estimer l'impédance acoustique, les impédances de cisaillement lente et rapide ainsi que la densité.

L'anisotropie estimée représente le rapport entre les deux impédances de cisaillement lente et rapide. La cartographie de cet attribut est utilisée pour identifier les régions contenant une forte présence de fractures naturelles ainsi que leur orientation.

D'une part, il est recommandé d'exploiter les résultats de cette méthode pour établir des forages horizontaux déviés là où il existe une forte concentration de fractures, dans le but d'aboutir à une production optimale. D'autre part, il est tout aussi préférable de calibrer les résultats de l'inversion AVOAz avec l'imagerie des diagraphies pour pouvoir identifier les types de fractures au sein du même réservoir. En perspective, des études futures peuvent bénéficier des résultats de l'inversion AVOAz, en réalisant des comparaisons avec l'état de la production des puits et la surveillance micro-sismique lors de la fracturation hydraulique.

## Références bibliographiques :

### *Bibliographie :*

- [1] **Adomian, G.**, 1994, Solving Frontier Problems of Physics: The Decomposition Method. Kluwer Academic Publishers.
- [2] **Amadei, B., O. Stephansson**, 1997, Rock stress and its measurement. Chapman & Hall.
- [3] **Bacon, M., R. Simm, T. Redshaw**, 2003, 3-D Seismic Interpretation. Cambridge University Press.
- [4] **Cary, P., M. Perz**, 2012, Footprint attenuation with 5D Interpolation. CSEG RECORDER, Canadian Society of Exploration Geophysicists.
- [5] **Castagna, J. P., M. Backus**, 1993, Offset-Dependent Reflectivity-Theory and Practice of AVO Analysis. Investigation in Geophysics Volume 8, Society of Exploration Geophysicists.
- [6] **Committee on Fracture Characterization and Fluid Flow**, 1996, Rock Fractures and Fluid Flow: Contemporary Understanding and Applications. National Academies Press.
- [7] **Chopra, S., J. P. Castagna**, 2014, AVO. Investigation in Geophysics No. 16, Society of Exploration Geophysicists.
- [8] **Chopra, S., K. Marfurt**, 2014, Causes and Appearance of Noise in Seismic Data Volumes. Explorer magazine, October 2014 issue, AAPG.
- [9] **Costain, J. K., C. Coruh**, 2004, Basic Theory of Exploration Seismology Volume 1. Handbook of Geophysical Seismology.
- [10] **Djarfour, N.**, 2001, Interprétation géophysique intégrée : Application des techniques d'inversion généralisée, de tomographie sismique et des réseaux de neurones artificiels à l'estimation des paramètres acoustiques. Thèse de Magister, Université de Boumerdès.
- [11] **Djeddi, M.**, 2013, Divergence sphérique et absorption des ondes sismiques. 11pp, 6 figures. Laboratoire de Physique de la Terre, Université M'Hamed Bougara de Boumerdes. Algérie. Nov. 2013.
- [12] **Djeddi, M.**, 2015, Cours de prospection sismique « Les Corrections Statiques» Département de Géophysique (FHC), Université M'Hamed Bougara de Boumerdes. Algérie. Nov. 2015.
- [13] **Domenico, S. N.**, 1976, Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. Society of Exploration Geophysicists. GEOPHYSICS VOL. 41. NO. 5, P. 882-894.

- [14] **Dyke, C.G.**, 1996, How sensitive is natural fracture permeability at depth to variation in effective stress? In *Fractured and Jointed Rock asses*, Proceedings of the International ISRM Symposium on Fractured and Jointed Rock Masses. Rotterdam: A. A. Balkema.
- [15] **Edgar, J.**, BG group, M. van der Baan, 2009, How reliable is statistical wavelet estimation? . International Exposition And Annual Meeting. Society of Exploration Geophysicists.
- [16] **Eftekharifar, M., C. M. Sayers**, 2011, Seismic characterization of fractured reservoirs: inversion for fracture parameters illustrated using synthetic AVOA data. Society of Exploration Geophysicists.
- [17] **Feng, H., J. C. Bencroft**, 2006, AVO principles, processing and inversion. CREWES Research Report — Volume 18.
- [18] **Ferahtia, J.**, 2001, Le domaine des attributs sismiques appliqué à la détection directe des hydrocarbures, Thèse de Magistère. Département de Géophysique, Faculté des Hydrocarbures et de la chimie, UMBB.
- [19] **Fossen, H.**, 2010, *Structural Geology*. Cambridge university press.
- [20] **Foster, D. J., R. G. Keys, F. D. Lane**, 2009, Interpretation of AVO anomalies. *Geophysics*, Vol. 75, No. 5.
- [21] **Grau, G.**, 1994, *Glossaire des principaux termes techniques de la prospection sismique*. Editions Technip.
- [22] **Guerchaoui, A., J. C. Balluet, J. L. Lacoume**, 1989, Etude comparative des principales méthodes de déconvolution sur des données de type sismique. GRETSI, Saint Martin d'Hères, France.
- [23] **Henry, G.**, 1994, *Géophysique des Bassins Sédimentaires*, Editions Technip.
- [24] **Inversion\_theory\_Kim**, document interne, Schlumberger.
- [25] **ISIS Simultaneous Inversion**, 2011, A proprietary, nonlinear, globally optimized seismic inversion technique. Document interne de Schlumberger.
- [26] **Khelifa, C.**, 2011, Les réservoirs fracturés et impact des fractures sur la production, étude des différents cas. Thèse de Magister, Département de Génie Mécanique, Université de Ouargla.
- [27] **Křízek, M., P. Neittaanmäki**, 1996, *Mathematical and Numerical Modelling in Electrical Engineering Theory and Applications*. Kluwer Academic Publishers.
- [28] **Lacazette, A.**, 2000, Natural Fracture Nomenclature, Disk 1, 13 pages, *in* L.B. Thompson (editor) *Atlas of Borehole Images*, AAPG Datapages Discovery Series 4, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa (2 compact disks).

- [29] **Lavergne, M.**, 1986, Méthodes sismiques. Editions Technip.
- [30] **Liner, C.**, 2012, Elements of Seismic Dispersion. Distinguished Instructor Series, No. 15, Society of Exploration Geophysicists.
- [31] **Lonergan, L., R. J. H. Jolly, K. Rawnsley, D. J. Sanderson**, 2007, Fractured Reservoir. The Geological Society London.
- [32] **Macé, L.**, 2006, Caractérisation et modélisation numériques tridimensionnelles des réseaux de fractures naturelles. Thèse de doctorat, Ecole nationale supérieure de Géologie, INPL.
- [33] **Mari, J. L., F. Glangeaud, F. Coppens**, 2001, Traitement du signal pour géologues et géophysiciens : Prospection sismique. Éditions Technip.
- [34] **Mari, J. L., S. Boyer**, 1994, Sismique et diagraphies. Editions Technip.
- [35] **Mavko, G., T. Mukerji, J. Dvorkin**, 2009, The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media, Second Edition. Cambridge University Press.
- [36] **Meju, M. A.**, 1994, Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice. Course Notes Series, Society of Exploration Geophysicists.
- [37] **Moulay, C. C., et al.**, 2007, Les dolérites du bassin d'Illizi (Algérie) : manifestations d'un linéament du socle de direction E-W. SGP6, CRD, Sonatrach, Boumerdès, Algérie.
- [38] **Nelson, R.A.**, 2001, Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs Second Edition. Gulf Professional Publishing
- [39] **Oliver, S. O., A. C. Reynolds, N. Liu**, 2008, Inverse Theory for Petroleum Reservoir Characterization and History Matching. Cambridge university press.
- [40] **Padina, S., D. Churchill, R. P. Bording**, March 2, 2006, Travel Time Inversion in Seismic Tomography. HPCSPaper. Alberta Canada.
- [41] **Pelletier, H.**, 2009, AVO Crossplotting II: Examining Vp/Vs Behavior. AAPG Search and Discovery Article #90171 CSPG/CSEG/CWLS GeoConvention 2009, Calgary, Alberta, Canada, May 4-8, 2009.
- [42] **Pérez, M. A., R. L. Gibson**, 1999, Detection of fracture orientation using azimuthal variation P-wave AVO responses. Geophysics. Vol. 64. No. 4.
- [43] **Perrodon, A.**, 1985, Géodynamique pétrolière : Genèse et répartition des gisements d'hydrocarbures. Éditions Masson et éditions Elf-Aquitaine.
- [44] **Perroud, H.**, 2013, Géophysique Pétrolière. Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- [45] **Psencik, I., J. L. Martins**, 2001, Properties of Weak Contrast PP Reflection/Transmission Coefficients for Weakly Anisotropic Elastic Media. Studia Geophysica et Geodaetica Vol. 45, Issue 2, pp 176-199.

- [46] **Rüger, A.**, 2002, Reflection Coefficients and Azimuthal AVO Analysis in Anisotropic Media. Geophysical monograph series, No. 10. Society of Exploration Geophysicists.
- [47] **Russel, B. H.**, 1988, Introduction to Seismic Inversion Methods. Course Notes Series, Society of Exploration Geophysicists.
- [48] **Sadaoui, M., B. Bougerra, A. Kecir**, 2015, Caractérisation Géochimique et Evolution Géothermique des roches mères du Silurien et du Dévonien de la partie centrale du bassin d' Illizi. Plateforme saharienne. Algérie. Département Gisements. FHC, UMBB, Boumerdes.
- [49] **Sheriff, R. E.**, 1975, Factors Affecting Seismic Amplitudes, Geophysical Prospecting 23, 125-138.
- [50] **Sheriff, R.E., L. P. Geldart**, 1982, Exploration Seismology, Cambridge University Press.
- [51] **Sonatrach et Schlumberger**, 2007, Well Evaluation Conference "WEC". Hilton Alger, Algeria.
- [52] **Sorkhabi, R.**, 2014, Fracture, Fracture Everywhere – Part I. GEOExPro Magazine. Vol. 11, No. 3.
- [53] **Stein, J. A., R. Wojslaw, T. Langston, S. Boyer**, 2010, Wide azimuth land processing : fracture detection using offset vector tile technology. The Leading Edge, 29(11), 1328-1337.
- [54] **Shuey, R. T.**, 1985, A simplification of the Zoeppritz equations: Geophysics 50, p. 609–614.
- [55] **Tatham, R. H.**, 1982, Vp/Vs and Lithology. Society of Exploration Geophysicists. GEOPHYSICS. VOL. 47, NO. 3.
- [56] **Veeken, P. C. H.**, 2007, Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation. Seismic Exploration. Vol. 37. Elsevier.
- [57] **Veillon, D.**, 2001, La liaison couche-trou. Editions Technip.
- [58] **Vermeer, G. J. O.**, 2012, 3D Seismic Survey Design Second Edition. Geophysical References Series N°12, Society of Exploration Geophysicist.
- Williams, T.**, 2008, Image and fracture analysis. Lamont Doherty, Borehole research.
- [59] **Willis, G., S. Poche, T. Degel, R. Clarke**, 2015, Enhanced imaging with broadband seismic data processing in “under-explored” areas. Spectrum Geo Inc.
- [60] **Xinxiang, L.**, 2008, An introduction to common offset vector trace gathering. CSEG Recorder. Vol. 33. NO. 09.
- [61] **Yilmaz, O.**, 1987, Seismic Data Processing: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data. Investigation in Geophysics Volume 10, Society of Exploration Geophysicists.

[62] **Zhdanov, M.S.**, 2002, Geophysical Inverse Theory And Regularization Problems. Methods in Geochemistry and Geophysics, 36, Elsevier.

***Webographie :***

[63] **Connaissance des énergies**, 2013, Gaz et huile de réservoir compact (tight gas and tight oil).

<http://www.connaissancedesenergies.org/fiche-pedagogique/gaz-et-huile-de-reservoir-compact-tight-gas-and-tight-oil>

[64] **Cseg recorder**, 2012, Footprint Attenuation with 5D Interpolation.

<http://csegrecorder.com/articles/view/footprint-attenuation-with-5d-interpolation>

[65] **Geoseismic-seasia**, 2008, Seismic atlas of SE Asian basin.

<http://geoseismic-seasia.blogspot.com/2008/11/baram-basin.html>

[66] **OnMyPHD**, Gradient descent.

<http://www.onmyphd.com/>

[67] **Robertsix**, 2012, Géologie structurale (5).

<https://robertsix.wordpress.com/2012/08/29/geologie-structurale-5>

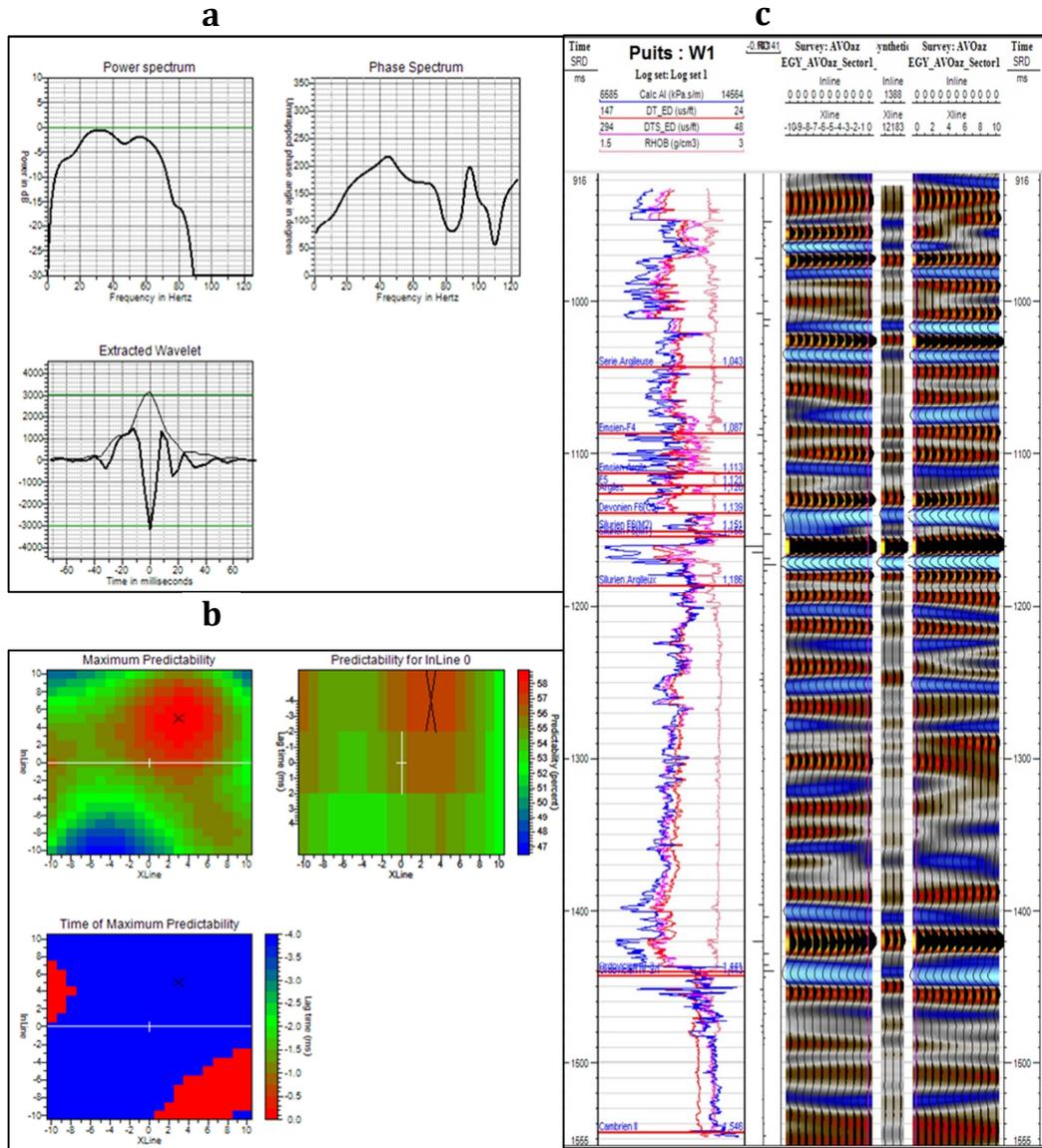


Figure V.22 : Corrélation et extraction de l'ondelette en utilisant le puits W1 au stack 7-15 et azimut 1.

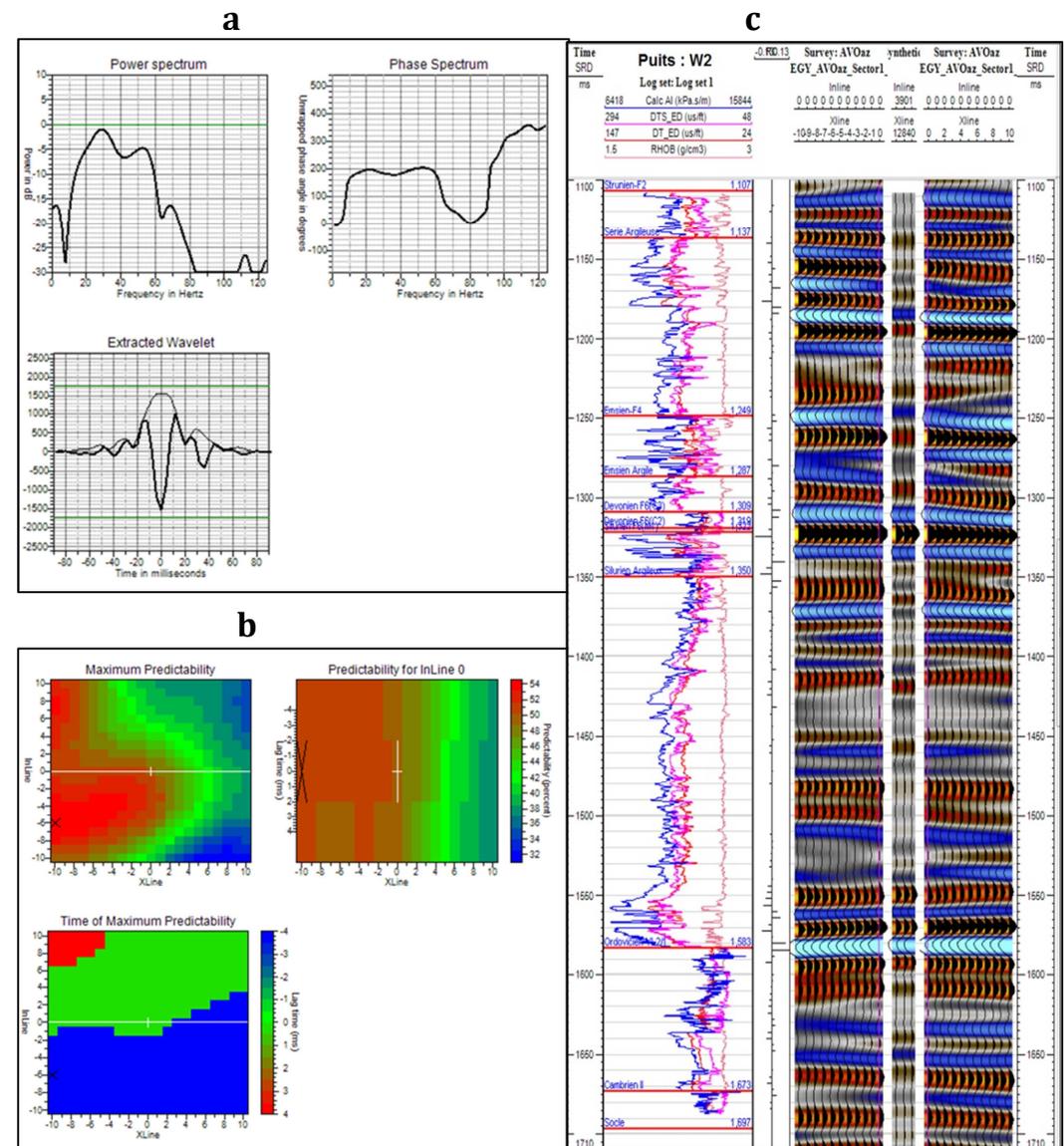


Figure V.23 : Corrélation et extraction de l'ondelette en utilisant le puits W2 au stack 7-15 et azimut 1.

**Abstract:**

The comprehension of the distribution of natural fractures within the reservoir play is fundamental for optimizing the oil extraction and recovery. Azimuthal AVO inversion (amplitude versus offset and azimuth "AVOAz") of wide azimuth seismic data, acquired over a tight reservoir, can characterize the distribution of fractures. The inversion is performed using an approximation of the reflection coefficients which takes into account the offset, azimuth, the anisotropic nature of the reservoir and the elastic properties of the formation. The 3D seismic data that cover the tight reservoir we would exploit lies in a basin situated in southeastern Algeria. These data were preconditioned, sorted into different azimuthal sectors and partial stacks, and joined along with the low frequency models (*a priori* models) and the extracted wavelets in the inversion algorithm. This latter is integrated in Schlumberger's Petrel<sup>®</sup> platform, which is based on the global minimization of a cost function that describes the difference between the acquired data and the *a priori* models. As a result, the inversion provides an anisotropy indicator, which is the slow and fast shear impedances ratio, and reflects the presence of fractures. The knowledge of the spatial distribution of fractures will be used thereafter in the decision-making of future drilling locations.

**Key words:** AVOAz – Azimuthal – Anisotropy – Fractures – Inversion