

N° d'ordre : ..... / FHC / UMBB / 2019

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



FACULTE DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE  
DEPARTEMENT GEOPHYSIQUE, GENIE PARASISMIQUE ET  
PHENOMENES ALEATOIRES

### MEMOIRE DE FIN D'ETUDES

Présentée par

**TIKHAMARINE El-Mahdi**

EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE MASTER EN  
GEOPHYSIQUE PETROLIERE

**FILIERE:** Sciences de la Terre et de l'Univers  
**OPTION:** Sismique, Sismologie et Methodes de potentiel

#### Thème :

**Caractérisation du réservoir Dévonien F6-C de la région de Tinrhert, bassin d'Ilizi, par l'inversion simultanée avant sommation combinée à la physique des roches et l'analyse probabiliste.**

Soutenu le : 08 / 07 / 2019

Devant le jury composé de :

<b>K. ALLEK</b>	<b>MCA</b>	<b>FHC- UMBB</b>	<b>Président</b>
<b>J. FERAHTIA</b>	<b>Professeur</b>	<b>FHC- UMBB</b>	<b>Rapporteur</b>
<b>R. BAUCHE</b>	<b>MCA</b>	<b>FHC- UMBB</b>	<b>Examineur</b>

*Boumerdes : 2018 /2019*

# Table des Matières

PROBLEMATIQUE .....	1
INTRODUCTION GENERALE .....	2
CHAPITRE I : NOTION DE BASE DE LA PHYSIQUE DES ROCHES	
I-1 THEORIE D'ELASTICITE .....	3
I-2 CONTRAINTE, DEFORMATION, ET LOIS D'HOKE .....	3
2-1 Contrainte :.....	3
2-2 Déformation.....	4
2-3 lois d'Hooke.....	4
I-3 LES PARAMETRES ELASTIQUES .....	5
3-1 Le module de Young E .....	5
3-2 Module d'incompressibilité K.....	5
3-3 Module de rigidité $\mu$ .....	6
3-4 Coefficient de Poisson $\sigma$ .....	6
I-4 L'EQUATION D'ONDE .....	7
I-5 LES PARAMETRES ACOUSTIQUES.....	10
5-1 Type des ondes sismiques .....	10
5-1-1 Ondes de volume .....	10
5-1-2 Les ondes de surfaces.....	10
I-6 LES FACTEURS AFFECTANT LES VITESSES SISMIQUES .....	11
6-1 Lithologie .....	11
6-2 Densité de fluide .....	11
6-3 Densité de la matrice.....	11
6-4 Porosité.....	11
6-5 Profondeur d'enfouissement et pression.....	12
6-6 Cimentation .....	12
6-7 L'âge.....	12
6-8 Conteneur d'argile.....	13
6-9 anisotropie des roches.....	13
I-7 DENSITE, POROSITE, IMPEDANCE, ET REFLECTIVITE .....	14
7-1 Densité et porosité .....	14
7-2 Impédance et réflectivité .....	15

## CHAPITRE II : LES MODELES DE LA PHYSIQUE DES ROCHES POUR LA MODELISATION SISMIQUE

II-1 INTRODUCTION .....	17
II-2 LES MODELES THEORIQUE .....	17
2.1 Les limites de Voigt et Reuss .....	17
2.2 Les limites de Hashin-Shtrikmann .....	19
II-3 LES RELATIONS EMPIRIQUES .....	21
3-1 Relations de Gardner .....	22
3-2 Relations Greenberg-Castagna .....	23
3-3 Transformation vitesse-porosité de Wyllie : .....	24
3-4 Relations de Han .....	25
3-5 Relations entre les paramètres élastiques et électriques (relations de Faust) .....	26
II-4 L'EQUATION DE GASSMANN ET SUBSTITUTION DES FLUIDES .....	27
4-1 l'équation de Gassmann .....	27
4-2 Hypothèses du modèle de Gassmann: .....	28
4-3 Propriétés de la roche : .....	29
4-4 Propriétés de fluides .....	30
4-5 Propriétés de la matrice .....	31
4-6 Propriétés de la roche drainée .....	31
4-7 La recette de substitution de fluides de Gassmann .....	32

## CHAPITRE III : L'INVERSION DES DONNEES SISMIQUES

III-1 INTRODUCTION .....	33
III-2 APERCU SUR L'INVERSION .....	33
III-3 LES DONNEES DE PROBLEME INVERSE .....	34
3-1 Information déduite de la modélisation (problème directe) .....	34
3-2 Information déduites de mesures .....	34
3-3 Information à priori .....	34
III-4 RESOLUTION DE PROBLEME INVERSE .....	34
4-1 Paramétrisation du problème : .....	34
4-2 Problème directe (modélisation) .....	35
4-3 Problème inverse .....	35
III-5 L'INVERSION SISMIQUE .....	36
5-1 Introduction .....	36

<b>5-2 Classifications des méthodes d'inversion selon la sommation des données :</b>	<b>36</b>
5-2-1 l'inversion après sommation (post-stack inversion)	36
5-2-2 Principe de l'inversion à base de modèle (model based inversion)	37
5-2-3 Fondement mathématique de l'inversion après sommation	37
<b>5-3 L'inversion simultanée avant sommation (pre-stack inversion)</b>	<b>39</b>
5-3-1 Le coefficient de réflexion à incidence non normale	39
5-3-2 Quelques approximations	40
5-3-3 Principe de l'inversion simultanée avant sommation	41
5-3-4 Fondement mathématique de l'inversion simultanée avant sommation	42

## **CHAPITRE IV : APPLICATION SUR DES DONNEES REELLES**

### **IV-A GEOLOGIE DE LA REGION**

<b>A-1 PRESENTATION DE BASSIN D'ILLIZI :</b>	<b>45</b>
<b>A-2 PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE :</b>	<b>46</b>
2-1 Cadre géographique :	46
2-2 Cadre géologique	47
2-2-1 Aspect stratigraphique :	47
2-2-2 Aspect tectonique de la région :	49
<b>A-3 INTERET PETROLIER</b>	<b>51</b>
3-1 Réservoirs	51
3-2 Roches mères	51
3-3 Roches Couvertures	51
3-4 Types de pièges	51
3-5 Timing de génération – migration	51

### **IV-B PROGRAMME DE L'ETUDE ET PREPARATION DES DONNEES**

<b>B-1 PROGRAMME DE L'ETUDE</b>	<b>52</b>
<b>B-2 PREPARATION DES DONNEES</b>	<b>53</b>
2-1 Préparation des données de puits	53
2-1-1 Collection des différentes données	53
2-1-2 Génération des logs manquants	54
2-1-3 Lissage des logs et suppression des pics aberrants	56
2-2 Préparation de la sismique	57
2-2-1 Génération des angles stacks :	57
<b>B-3 INTERPRETATION STRUCTRALE</b>	<b>59</b>



## **IV-C ETUDE DE FAISABILITE ET ANALYSE DE LA PHYSIQUE DES ROCHES**

<b>C-1 AU NIVEAU DE PUIITS .....</b>	<b>60</b>
<b>1-1 Cross-plots .....</b>	<b>60</b>
<b>1-1-1 Cross-plot de la lithologie .....</b>	<b>60</b>
<b>1-1-2 Cross-plot de contenu en fluide .....</b>	<b>61</b>
<b>1-1-3 Cross-plot de la porosité .....</b>	<b>61</b>
<b>1-2 Substitution des fluides.....</b>	<b>62</b>
<b>C-2 AU NIVEAU DE LA SISMIQUE.....</b>	<b>65</b>
<b>2-1 Modélisation AVA (AVO) .....</b>	<b>65</b>
<b>IV-D INVERSION SIMULTANEE AVANT SOMMATION</b>	
<b>D-1 CALAGE SISMIQUE-PUITS ET EXTRACTION D'ONDELETTES .....</b>	<b>68</b>
<b>1-1 Calibration du log Sonic en utilisant le check-shot.....</b>	<b>69</b>
<b>1-2 Extraction d'ondelettes et corrélation aux puits pour chaque angle stack (Near, Mid et Far) :.....</b>	<b>69</b>
<b>D-2 EXTRACTION D'UNE ONDELETTE MOYENNE POUR L'INVERSION.....</b>	<b>75</b>
<b>D-3 CONSTRUCTION DES MODELES INITIAUX .....</b>	<b>75</b>
<b>D-4 INVERSION ET ANALYSE DES RESULTATS.....</b>	<b>78</b>
<b>4-1 Paramètres de l'inversion : .....</b>	<b>78</b>
<b>4-2 Résultats de l'inversion et contrôle de qualité : .....</b>	<b>79</b>
<b>4-2-1 comparaison entre les logs calculés aux puits et les cubes d'élasticités résultants de l'inversion (AI, SI et Densité). .....</b>	<b>80</b>
<b>4-2-2 Le nombre relatif de réflexions (entre 20 et 30%) .....</b>	<b>81</b>
<b>IV-E CARACTERISATION DU RESERVOIR</b>	
<b>E-1 LES FONCTIONS PDF, ET LA DISTRIBUTION GAUSSIENE.....</b>	<b>82</b>
<b>E-2 CONCEPT DE BASE UTILISE DANS CETTE CARACTERISATION.....</b>	<b>83</b>
<b>E-3 ESTIMATION D'UN CUBE DE POROSITE A PARTIR DE CUBE DE L'IMPEDANCE ACOUSTIQUE DANS LES GRES (cross-plot porosité vs AI) .....</b>	<b>84</b>
<b>E-4 DETERMINATION DE PROBABILITES DES CLASSES .....</b>	<b>86</b>
<b>4-1 Classification 1 .....</b>	<b>86</b>
<b>5-2 Classification 2 .....</b>	<b>91</b>
<b>E-5 LOCALISATION DES ZONES PROSPECTIVES .....</b>	<b>96</b>
<b>CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS .....</b>	<b>98</b>

## REMERCIEMENT

**L**ouange à Allah, seigneur des mondes, le Très-Miséricordieux, le Tous-Miséricordieux.

Je remercie Dieu le Tout-Puissant, de m'avoir donné la patience, la force et le courage pour accomplir ce travail.

Ce mémoire est le fruit d'un travail de recherche de plusieurs mois, pendant lesquels j'ai rencontré des gens amicaux, dévoués et spécialistes dans leur domaine. Au départ je tiens à remercier ceux qui m'ont aidé de près ou de loin à l'élaboration de ce projet de fin d'étude.

En premier lieu, j'adresse mes sincères remerciements à mon promoteur Monsieur *Jalal FERAHTIA*, Professeur des universités, (Enseignant au département Géophysique, Faculté des Hydrocarbures et de la Chimie (FHC), Ex-INH), pour son suivi, son sérieux, son esprit critique, sa disponibilité et ses conseils.

Mes vifs remerciements vont aussi à mon encadreur au sein de la de la division EXPLORATION\_SONATRACH, Monsieur l'ingénieur *Samir MASSA* (reservoir geophysicist), de m'avoir aidé à choisir ce sujet, de sa patience malgré ses occupations, et de ses orientations.

Egalement je tiens à remercier Messieurs : *Amar IGUENI, Imad BENBELKACEM, Mahrez ABDELBASSET, Taher LOUNICI, Ali KERKECHE, Faouzi LAFFAD, Kamel DAHI*, et sans oublier le chef de département DES, Monsieur *BELAHCEN Amine* de m'avoir mis dans les meilleurs conditions possibles pour accomplir ce travail, je les remercie aussi pour leur gentillesse et leur support.

En fin j'exprime ma gratitude à tous les enseignants de l'UMBB et la FHC, en particulier les enseignants du département Géophysique pour leur contribution à ma formation académique durant ces cinq ans d'étude à l'université.

MERCI à tous

## *Dédicace*

À mes chers parents,

À ma source de tendresse, de joie et de bonheur, à qui prend soin de moi depuis mon enfance et jusqu'à ce jour, à qui m'aime du fond de son cœur, à vous ma mère. Les mots ne suffiront jamais pour exprimer tout mon amour et ma gratitude à vous, mais j'espère que, « je t'aime de tout mon cœur », exprime un peu de mes sentiments.

À mon exemple et mon support, à la personne qui m'a élevé, qui m'a appris de battre contre les difficultés, qui m'a appris que le dur porte ses fruits, à vous chère père. Peu importe ce que je dis, je ne pourrais jamais exprimer ma gratitude à vous. « Je t'aime de tout mon cœur ».

À mes parents qui n'ont jamais cessé de me soutenir et de m'encourager, à mes parents qui ont fait de moi l'homme que je suis aujourd'hui, le présent travail est le fruit de vos sacrifices pour mon éducation.

À mes frères et sœurs qui ont rempli ma vie de joie et de plaisir, à vous également je dédie ce travail, merci pour votre soutien. Je vous aime

À toute ma famille

À mes collègues de groupe « MAGP 14 », avec qui j'ai passé des moments inoubliables.

À vous, tous mes chères amis.

Je vous aime tous

### Problématique

Le réservoir Dévonien F6 unités A, B, C1, C2 et C3 dans la région de Tinrhert, bassin d'Illizi, est composé de grès fluviatiles (**Document de SONATRACH, 2007**). Ce réservoir et ces unités sont les plus importants réservoirs dans cette région et se caractérisent par des valeurs élevées de porosité et de perméabilité, mais leur répartition spatiale n'est pas continue aussi bien sur le plan épaisseur que sur le plan faciès. Le réservoir (F6-C) constitue le principal objectif étant donné son extension régionale et ses résultats pétroliers enregistrés dans la région d'étude.

Dans la région de Tinrhert, les réservoirs F6 n'ont jamais été caractérisés (caractérisation sismique). La complexité de la géologie et le manque d'étude de caractérisations ont causé des difficultés lors de l'interprétation stratigraphique.

Pour répondre à cette problématique, nous avons fait recours à l'inversion simultanée avant sommation ainsi qu'à la physique des roches. Le but de ces deux méthodes était de mieux caractériser la lithologie et le contenu en fluides.

Concernant le choix de l'inversion simultanée, nous avons tenté de répondre à la question suivante : parmi la multitude de méthodes et de techniques de caractérisation disponibles (i.e. l'inversion sismique après sommation ou post-stack, l'inversion simultanée avant sommation et l'analyse AVO) laquelle est la mieux adaptée à notre problématique ? La réponse à cette question réside dans :

La lithologie et le contenu en fluide sont mieux connus grâce à l'inversion de l'impédance acoustique (AI), l'impédance de cisaillement (SI) et la densité (RHOB) et même pour d'autres attributs (coefficient de Poisson, rapport  $V_p/V_s$ ,  $\lambda\rho, \mu\rho$  ...etc). L'analyse AVO en intercept\_gradient vise à localiser les anomalies d'amplitude et les classer suivant des classes, comme notre région est une région d'huile et que la réponse des réservoirs à huile appartient à une classe dite classe IIp, cette classe est difficilement détectable sur les CDP gather, ce qui rend la caractérisation par analyse AVO plus difficile que l'inversion avant sommation.

Quant au recours à la physique des roches pour la prédiction de la lithologie et de contenu en fluide nous savons que cette dernière permet d'établir des relations quantitatives entre les propriétés élastiques qui affectent la sismique et les propriétés pétro physique qu'on essaie de prédire. Nous avons procédé ainsi à une analyse probabiliste qui intègre les résultats de l'inversion avant sommation et l'analyse de la physique des roches, en se basant sur les fonctions de densité de probabilité (PDF), générés au niveau de puits, puis généralisées sur tous le volume.

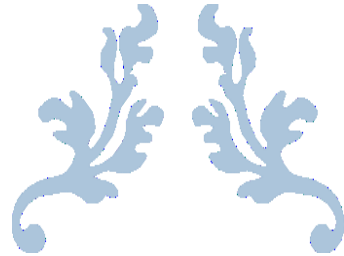
### INTRODUCTION GENERALE

Trouver de nouveaux gisements d'hydrocarbures est devenu de plus en plus difficile, risqué et coûteux, c'est une conséquence naturelle de ses finitudes. L'utilisation de plusieurs techniques de la géophysique pétrolières (la physique des roches, l'inversion sismique après avant sommation, l'inversion stochastique, l'analyse AVO...etc.), les stations de travail sophistiquées, les logiciel de visualisation et la géostatistique sont les solutions clés pour gérer cette complexité et ces risques.

L'objectif de ce travail est la mise en œuvre de méthodes reposants sur les données de la sismique afin de caractériser les réservoirs Dévonien de la région Tinrhert –Bassin d'Illizi. Les résultats de l'inversion sismique simultanée avant sommation et l'analyse de la physique des roches (rock physics) seront intégrés dans une analyse probabiliste devant aboutir à la réalisation de cubes lithologiques. Les résultats obtenus vont permettre de mieux appréhender l'extension lithologique latérale et le contenu en fluide de ces réservoirs, permettant ainsi la mise en évidence de nouvelles zones potentiellement intéressantes d'un point de vue pétrolier.

La présente étude comporte quatre (04) chapitres

- Dans le premier chapitre on va parler sur les notions de base de la physique des roches à savoir : la théorie d'élasticité, les différents paramètres élastiques, l'équation d'onde, les différents types d'ondes sismiques, les facteurs affectant les vitesses sismiques et on a terminé avec quelques propriétés physiques des roches (densité, porosité, impédance, et réflectivité).
- Dans le deuxième chapitre on va parler sur les modèles de la physique des roches et leur contribution dans la modélisation sismique, précisément on va parler sur : les modèles théoriques, les modèles empiriques, et en fin l'équation de Gassmann et les substitutions des fluides.
- Dans le troisième chapitre on va parler sur l'inversion des données sismique et son fondement mathématique. Qui est la base de toute cette étude
- Le quatrième chapitre présente une étude de caractérisation, ce chapitre est scindé en cinq (05) parties
  - A)- La première partie est consacrée à la géologie (présentation du bassin et de la région d'étude, le cadre géologique, et l'intérêt pétrolier)
  - B)- La deuxième partie vise à la présentation de programme de l'étude et les différentes données utilisées.
  - C)- La troisième partie présente une étude de faisabilité, cette étape consiste à répondre la question suivante : est-il faisable de réaliser une étude de caractérisation en se basant sur l'inversion simultanée avant sommation ?
  - D)- La quatrième partie est une application de l'inversion simultanée avant sommation sur des données réelles.
  - E)- La dernière partie est une étude de caractérisation qui vise localiser sur la région d'étude les zones d'intérêt en point de vue pétrolier. En intégrant les données de l'inversion avant sommation et l'analyse de la physique des roches dans une analyse probabiliste.



---

# NOTIONS DE BASE DE LA PHYSIQUE DES ROCHES

---

## CHAPITRE I



## I-1 THEORIE D'ELASTICITE

Comme l'onde sismique se propage à travers un milieu donné, certains changements prennent naissance dans ce milieu. Le type et la quantité de ses changements dépendent largement de l'énergie de l'onde et des propriétés physiques du milieu traversé.

Les principaux changements dus au passage de l'onde sismique sont :

La redistribution des forces internes (contraintes) et les modifications géométriques (déformations). La théorie de l'élasticité traite ces deux principaux phénomènes. (Hamdi N. Al-Sadi, 1980) Sous l'action d'une contrainte, un matériau est déformé. La déformation est élastique si le corps reprend sa forme initiale lorsque la contrainte est retirée.

Ces deux notions (contrainte et déformation) sont liées par la fameuse loi de Hooke.

## I-2 CONTRAINTE, DEFORMATION, ET LOIS D'HOOKE

### 2-1 Contrainte :

La contrainte (ou tension) est définie comme une force par unité de surface (dimension d'une pression). Ainsi quand une force est appliquée sur un corps, la contrainte est le rapport de la force à la surface sur laquelle cette force est appliquée. (Sheriff et Geldart, 1982) Pour comprendre cette notion imaginons un cube élémentaire à l'intérieur d'un corps soumis à des contraintes, celles-ci agissent sur les six faces du cube ; (Figure I-1)

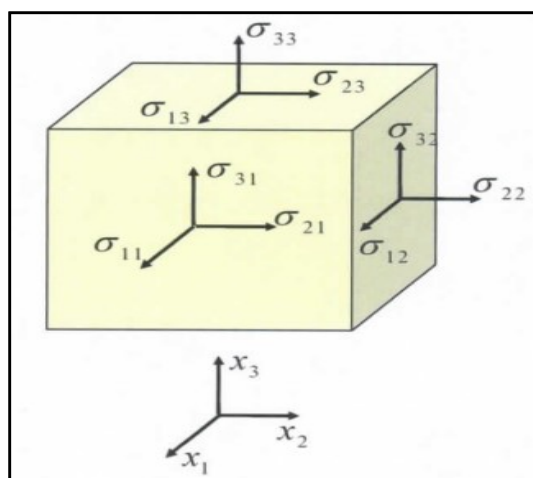


Figure I-1 : Tenseur de contrainte (document de Schlumberger, 2019)

Si la force est perpendiculaire à la surface, on parle de contrainte normale (pression). Quand la force est tangentielle à l'élément de surface, la contrainte est dite de cisaillement.

Le tenseur contraint est noté par le symbole ( $T$ ), c'est un tenseur d'inertie avec neuf composantes scalaires

$$T = \tau_{i,j} = \begin{pmatrix} \tau_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \tau_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \tau_{zz} \end{pmatrix} \quad (\text{I-1})$$

## 2-2 Déformation

La déformation est définie comme le changement relatif de la dimension ou de la forme d'un corps. Sous l'action des contraintes. (Sheriff et Geldart, 1982) Elle est notée par le symbole  $\varepsilon$ .

La contrainte entraîne un déplacement d'un point matériel initialement à  $\mathbf{x}$  par une quantité  $\mathbf{u}$ . La déformation peut être représentée par un tenseur symétrique de neuf composants. (Document de Schlumberger, 2019)

$$\varepsilon_{ij} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{11} & \varepsilon_{12} & \varepsilon_{13} \\ \varepsilon_{12} & \varepsilon_{22} & \varepsilon_{23} \\ \varepsilon_{13} & \varepsilon_{23} & \varepsilon_{33} \end{bmatrix} \quad (\text{I-2})$$

Avec

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \quad (\text{I-3})$$

## 2-3 lois d'Hooke

Pour calculer les déformations, connaissant les contraintes, il faut connaître les relations entre contraintes et déformations. Quand les contraintes sont petites, la relation est donnée par la loi de Hooke : une déformation donnée est directement proportionnelle à la contrainte qui la provoque. (Sheriff et Geldart, 1982) Et on écrit

$$\tau_{ij} = \lambda \Delta \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (\text{I-4})$$

Avec :

$\tau_{ij}$  : La contrainte appliquée.

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

$\delta_{ij}$  : Symbole de Kronecker.  $\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & i = j \\ 0 & i \neq j \end{cases}$ .

$\Delta$  : Dilatation volumétrique.  $\Delta = \text{div} \vec{U} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$ .

$\varepsilon_{ij}$  : La déformation.

Quand la tension dépasse la limite d'élasticité du corps concerné (Figure I-2) la loi de Hooke ne s'applique plus et la déformation augmente plus rapidement. (Sheriff et Geldart, 1982)

Le matériau ne prend pas sa position initiale même en annulant la force appliquée.



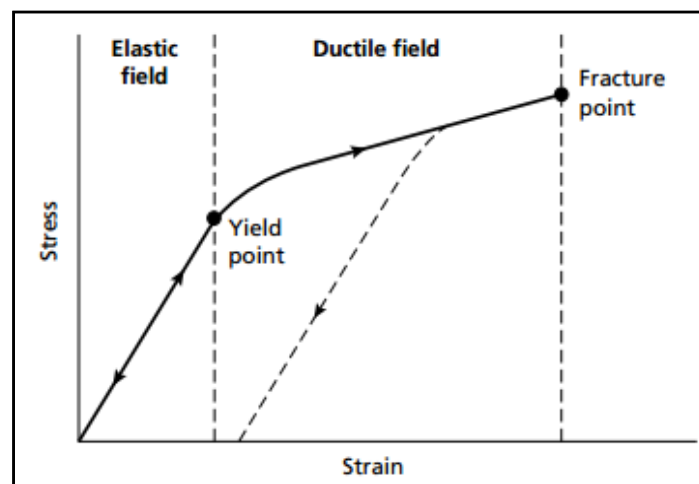


Figure I-2 : Diagramme des déformations en fonction des contraintes (d'après Philip Kearey et al, 2002)

### I-3 LES PARAMETRES ELASTIQUES

Les constants de proportionnalité  $\lambda$  et  $\mu$  dans la loi de Hooke, représentent la réponse élastique d'un milieu particulier. Dans le cas d'un milieu homogène (le modèle usuel considéré en sismique)  $\lambda$  et  $\mu$  sont indépendants de la location. Ainsi, ces constantes suffisent pour décrire la réponse élastique du milieu, il existe quelques autres constantes qui sont définies pour exprimer la réponse dans des cas individuelles. Ces constantes sont appelés les paramètres élastiques ou bien les coefficients élastiques. Les plus communs sont : (Hamdi N. Al-Sadi, 1980)

#### 3-1 Le module de Young E

Le module de Young représente la constante de proportionnalité contrainte-déformation dans le cas d'une simple dilatation ou compression, (Hamdi N. Al-Sadi, 1980) tel que

$$\tau_{xx} = E \varepsilon_{xx} \quad (\text{I-5})$$

Ici est supposé que les composantes de la contrainte sont nulles sauf celle suivant l'axe-x- (contrainte uni-axiale)

$$E = \frac{F/A}{\Delta l/l} = \frac{\text{Contrainte uniaxiale}}{\text{Déformation parallèle à la contrainte}} \quad (\text{I-6})$$

#### 3-2 Module d'incompressibilité K

Ce module est défini comme étant le rapport de la contrainte compressive (pression hydrostatique) à la déformation volumique. (Hamdi N. Al-Sadi, 1980)

$$K = \frac{-P}{\Delta} = \frac{-P}{\Delta V/V} = \frac{3\lambda + 2\mu}{3} \quad (\text{I-7})$$

$\Delta$  : dilatation volumique

Le signe (-) est introduit pour indiquer que chaque augmentation de Pression produit une diminution de Volume (Hamdi N. Al-Sadi, 1980)

### 3-3 Module de rigidité $\mu$

Ce module est définie comme la constante de proportionnalité contrainte déformation dans le cas d'une contrainte de cisaillement. La déformation dans ce cas est souvent exprimée par l'angle de cisaillement  $\Phi$  ( $\tan(\Phi) = \Phi$  pour les faibles déformations) (Hamdi N. Al-Sadi, 1980)

$$\tau_{xy} = \mu * \Phi \tag{I-8}$$

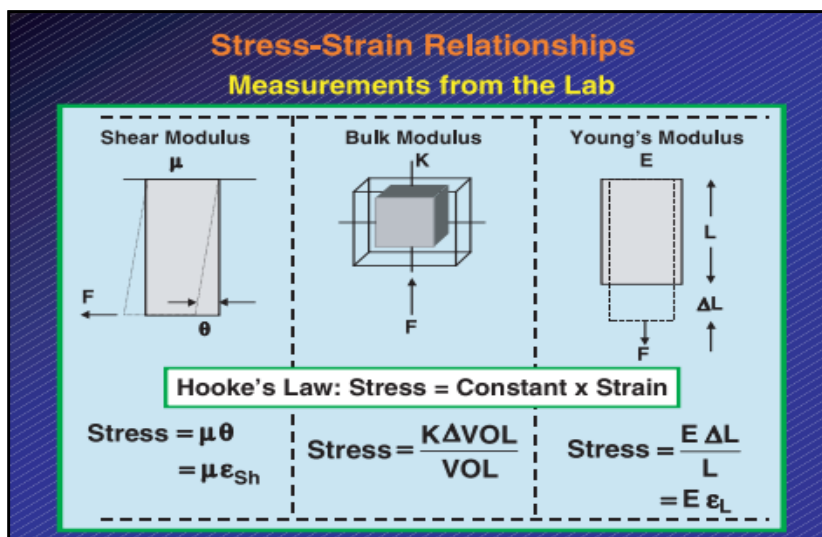


Figure I-3 : Modules de Young, d'incompressibilité, et de cisaillement (d'après F.J Hiltermann, 2001)

### 3-4 Coefficient de Poisson $\sigma$

Lorsqu'un corps élastique est étiré, un rétrécissement latéral accompagne l'extension longitudinale. Le coefficient de poisson est défini comme le rapport entre le rétrécissement et l'extension. (R.L Sengbush, 1983)

Il est décrit par la formule suivante :

$$\sigma = \frac{\Delta W/W}{\Delta l/l} = \frac{\text{Déformation transversale}}{\text{Déformation longitudinale}} \tag{I-9}$$

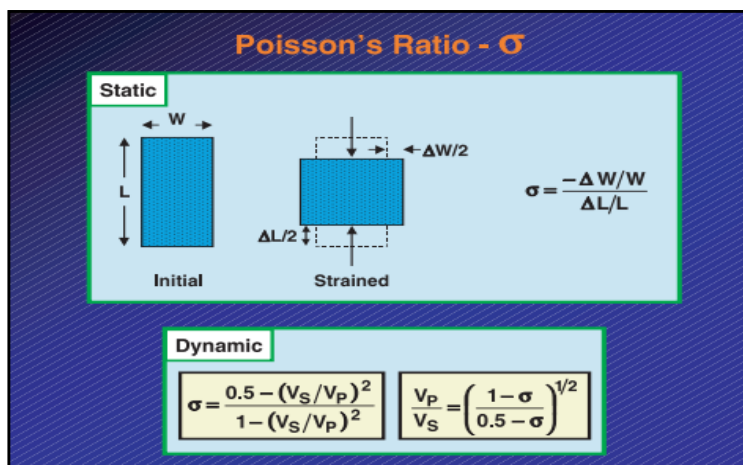


Figure I-4 : Coefficient de Poisson dynamique, et statique (d'après F.J Hiltermann, 2001)

Les mesures expérimentales montrent que la plus part des roches consolidées possèdent un coefficient de poisson qui varie entre 0.25 et 0.35, tant que les roches non consolidées ont des valeurs entre 0.40 et 0.45 (R.L Sengbush, 1983)

Généralement  $0 < \sigma < 0.5$

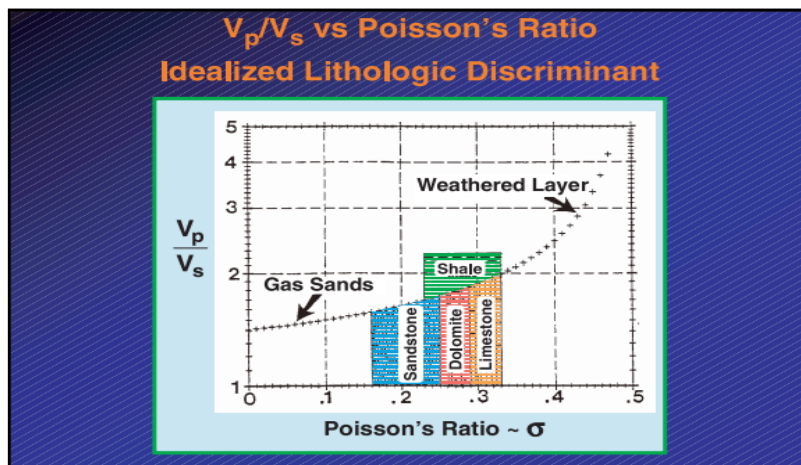


Figure I-5 : Vp/Vs en fonction de coefficient de Poisson (d'après F.J Hiltermann, 2001)

Dans les roches, on observe rarement, sinon jamais, du coefficient de Poisson de moins de zéro. Bien que ce soit possible mathématiquement, une valeur négative est généralement traitée avec suspicion. Un coefficient de Poisson 0,5 peut signifier une roche infiniment incompressible (impossible) ou un liquide. (F.J Hiltermann, 2001)

**I-4 L'EQUATION D'ONDE**

On cherche maintenant ce qui passe lorsque les contraintes ne sont pas équilibrées. Sur la figure-II-1, faisant l'hypothèse que les contraintes s'exercent sur la face arrière de l'élément de volume sont telles que les représente la figure mais que sur la face avant elles sont respectivement : (Sheriff et Geldart, 1982)

$$\tau_{xx} + \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} dx \quad , \tau_{yx} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} dx \quad , \tau_{zx} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} dx \quad \text{(I-10)}$$

Comme ces contraintes sont opposées à celles agissant sur la face arrière, les contraintes résultantes seront :

$$\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} dx \quad , \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} dx \quad , \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} dx \quad \text{(I-11)}$$

Ces contraintes agissent sur une face d'aire (dydz)

$$\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} dx dy dz \quad , \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} dx dy dz \quad , \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} dx dy dz \quad \text{(I-12)}$$

Aussi trouvons-nous que la force totale selon l'axe-x- s'écrit. (Sheriff et Geldart, 1982)

$$\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} dx dy dz + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} dx dy dz + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} dx dy dz \quad (\text{I-13})$$

D'après la deuxième loi de Newton, la force non équilibrée est égale au produit de la masse par l'accélération. Donc on peut écrire l'équation de mouvement suivant l'axe-x- :

$$\rho * dx dy dz \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} dx dy dz + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} dx dy dz + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} dx dy dz \quad (\text{I-14})$$

Avec :  $\rho$ : masse volumique ;  $dx dy dz$ : l'élément de volume

Simplifiant par l'élément de volume  $dx dy dz$ , on trouve

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \text{force non équilibrée selon l'axe } - x - \quad (\text{I-15})$$

L'équation I-11 . Relie le déplacement aux contraintes. On obtient une équation dans laquelle ne figurent que les déplacements, en utilisant la loi de Hooke pour remplacer les contraintes par les déformations et en exprimant ensuite les déformations en termes de déplacement. (Sheriff et Geldart, 1982)

Pour un milieu isotrope, on a :  $\tau_{ij} = \lambda \Delta \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij}$ . Et  $\tau_{ij} = 2\mu \varepsilon_{ij}$  si  $(i \neq j)$  .

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

$$\begin{cases} \tau_{xx} = \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{xx} = \lambda \Delta + 2\mu \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ \tau_{yx} = 2\mu \varepsilon_{yx} = \mu \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \\ \tau_{zx} = 2\mu \varepsilon_{zx} = \mu \left( \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{cases} \quad (\text{I-16})$$

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \quad (\text{I-17})$$

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

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

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

$$= (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \quad (\text{I-18})$$

Où  $\nabla^2 u$  est Laplacien de  $u$ . Par même procédure les équations pour  $v$  et  $w$  sont :

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v \quad (\text{I-19})$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \quad (\text{I-20})$$

Pour obtenir l'équation de l'onde, différencions ces trois équations par rapport à x, y, et z respectivement et additionnons le résultat, cela donne (Sheriff et Geldart, 1982)

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \left( \frac{\partial^2 \Delta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial z^2} \right) + \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (\text{I-21})$$

C'est-à-dire

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad (\text{I-22})$$

Où

$$\begin{cases} \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta \\ \text{avec} \\ \alpha^2 = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \end{cases} \quad (\text{I-23})$$

En soustrayant la dérivé de II-15 par rapport à z de la dérivé de II-16 par rapport à y on obtient (Sheriff et Geldart, 1982)

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (\text{I-24})$$

$$\begin{cases} \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x \\ \text{ou} \\ \beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \end{cases} \quad (\text{I-25})$$

La forme générale de l'équation de l'onde est :

$$\frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} = \nabla^2 \varphi \quad (\text{I-26})$$

Cette équation peut être écrite sous forme vectorielle :

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \text{grad div } \vec{U} + \mu \nabla^2 u \quad (\text{I-27})$$

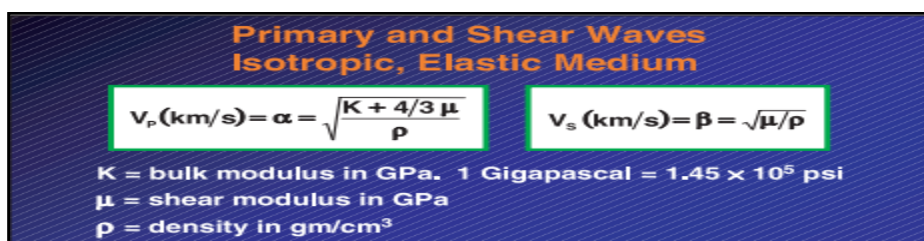


Figure I-6 : Les vitesses sismiques dans un milieu isotrope et élastique (d'après F.J Hiltermann, 2001)

## I-5 LES PARAMETRES ACOUSTIQUES

### 5-1 Type des ondes sismiques

Si un point quelconque d'un milieu isotrope est soumis à l'action d'une force qui varie dans le temps celle-ci provoque des déformations qui varient suivant la même loi que la force appliquée. Donc, on aura ce que l'on nomme ondes élastiques ou sismique. Si l'on considère un milieu solide et homogène, plusieurs types d'ondes élastiques peuvent s'y propager à savoir : des ondes de volume (compression-onde P et cisaillement-onde S) et des ondes dites de surface.

#### 5-1-1 Ondes de volume

Les ondes de volume peuvent propager à l'intérieur d'un volume d'un corps élastique. Ils sont de deux types (Philip Kearey et al, 2002)

##### a Ondes de compression

Les ondes de compression (longitudinale, primaire, ou ondes-P) se propagent par une déformation de compression-dilatation uni axiale dans la direction de la propagation de

l'onde. Avec une vitesse  $V_p = \left(\frac{\lambda+2\mu}{\rho}\right)^{1/2}$ . (Philip Kearey et al, 2002)

##### b Les ondes de cisaillement

Les ondes de cisaillement (transversal, secondaire, ou ondes-S) se propagent par une déformation de cisaillement pure dans la direction perpendiculaire à la direction de

propagation de l'onde. Avec une vitesse  $V_s = \left(\frac{\mu}{\rho}\right)^{1/2}$  (Philip Kearey et al, 2002)

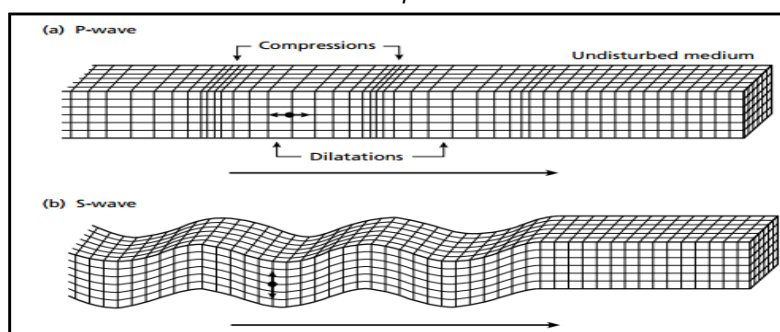


Figure I-7 : Propagation des ondes de volume, onde P (a), onde S (b) (d'après Philip Kearey et al, 2002)

#### 5-1-2 Les ondes de surfaces.

Contrairement aux ondes de volume, les ondes de surface ne se propagent que dans les couches superficielles et parmi ces ondes on cite :

##### a Les ondes de Ray Leigh

Ce types d'onde se développent dans une surface d'un milieu semi-infini, l'amplitude de l'onde décroît rapidement avec la profondeur. La déformation qui se propage est une sorte de combinaison d'une dilatation d'un cisaillement. (Hamdi N. Al-Sadi, 1980). C'est-à-dire le déplacement des particules ayant deux composantes l'une parallèle à la direction de propagation, l'autre perpendiculaire à la fois à cette direction, le mouvement des particules dû à cette onde est de forme elliptique parcourue dans le sens rétrograde.

### b Les ondes de Love

Voici un autre type des ondes de surface, qui se développent à la surface d'une couche de faible vitesse. Le mouvement des particules est transversal dans un plan horizontal. Ce type d'ondes se propage par des réflexions multiples entre le toit et le mur d'une couche (Hamdi N. Al-Sadi, 1980)

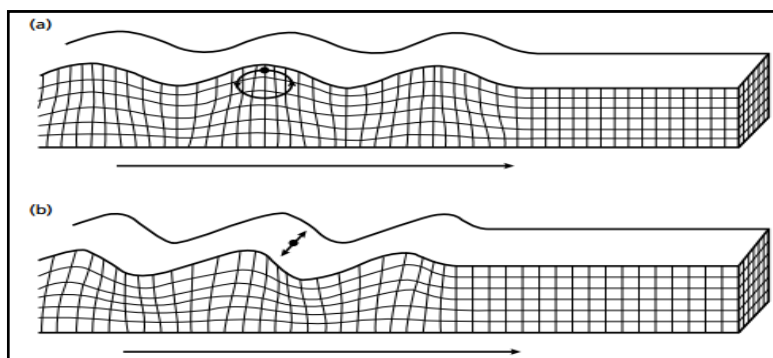


Figure I-8 : Propagation des ondes de surface, Rayleigh (a), Love (b) (d'après Philip Kearey et al, 2002)

## I-6 LES FACTEURS AFFECTANT LES VITESSES SISMIQUES

Les vitesses sismiques dans les roches dépendent de plusieurs facteurs parmi lesquels, on peut citer :

### 6-1 Lithologie

La lithologie est probablement le facteur essentiel qui influe sur la vitesse. Pour une même lithologie, les valeurs des vitesses sont généralement très dispersées. Les plages de variation des vitesses des différentes roches se recouvrent largement et il est donc difficile d'identifier les roches uniquement à partir des mesures de vitesses. (A.Benhama, 2000)

### 6-2 Densité de fluide

Pour les clastiques non-consolidées, les fluides des pores peuvent significativement changer la vitesse de la roche. Comme la densité des fluides à l'intérieur des pores augmente, la vitesse de la roche augmente. Néanmoins, pour les roches bien consolidées la variation de la porosité influe sur la vitesse de la roche plus que les fluides des pores. (F.J Hiltermann, 2001)

### 6-3 Densité de la matrice

Les roches les plus denses possèdent une vitesse plus élevée que les roches moins denses. La variation de la densité est souvent la première composante de coefficient de réflexion pour les roches humides peu profondes (F.J Hiltermann, 2001)

### 6-4 Porosité

Bich (1966) montre une grande marge de variation de vitesse de plusieurs types des roches, on sait que les roches sont des agrégats des minéraux, même si on considère des roches relativement purs (grès composés principalement de quartz, calcaires qui sont principalement des calcites), on va rencontrer des très larges intervalles de variation des vitesses la plupart des eux sont inférieure aux valeurs de quartz et de calcites.



L'aspect le plus important dont lequel les roches sédimentaires diffèrent des solides homogènes, est le vides entre les grains, ces vides sont responsables de la porosité des roches.

La porosité est le facteur le plus important pour la détermination de la vitesse. (W.M.Telford et al, 1990)

La porosité altère la densité et les paramètres élastiques, tel que l'augmentation de la porosité mène à une diminution de la vitesse

### 6-5 Profondeur d'enfouissement et pression

D'une manière générale, la vitesse augmente avec la profondeur d'enfouissement ou la pression car la porosité diminue. Pour un type de lithologie donnée, on peut établir d'une manière empirique la loi de variation de la vitesse avec la profondeur. Les lois généralement proposées sont de type : (A.Benhama, 2000)

$$\begin{cases} V = a. e^{bz} \\ V = a. Z^b \\ V = a + bZ \end{cases} \quad (\text{I-28})$$

Où a et b des coefficients déterminés statistiquement pour un bassin donnée ou une partie de bassin régie par le même type de sédimentation.

V est la vitesse à la profondeur Z

Faust (1953) a établis une relation empirique entre la vitesse  $V_p$ , la profondeur d'enfouissement Z et la résistivité  $R_t$  qui est :

$$V_p = 900.(Z. R_t)^{1/6} \quad (\text{I-29})$$

$V_p$  est la vitesse en m/s à la profondeur Z en m

$R_t$  est la résistivité en  $\Omega. m$

### 6-6 Cimentation

La cimentation des grains, qui a normalement tendance à augmenter avec l'âge, fait diminuer la porosité et augmenter les paramètres élastiques de la roche, d'où la cimentation provoque une augmentation de la vitesse. (F.J Hiltermann, 2001)

### 6-7 L'âge

A profondeur constante, une roche ancienne a en générale une vitesse plus élevée car elle a été soumise plus longtemps aux effets de la pression de recouvrement et de la cimentation. La porosité diminue et les fluides sont expulsés de la roche. L'étude réalisée par Faust aux USA (1951) en se limitant à l'intérieur d'un bassin à sédimentation relativement homogène et aux couches argilo-sableux non consolidées et normalement compactées obéit généralement à la relation

$$V_p = C.(G. Z)^n \quad (\text{I-30})$$

Où :  $V_p$  est la vitesse longitudinale en m/s

$n$  : un coefficient dont la valeur est voisine de 1/6



- Z** : la profondeur moyenne de la couche en m  
**G** : l'âge géologique de la couche en million d'années  
**C** : une constante variable d'un bassin à un autre

Pour un âge donné, la loi de Faust est de type :  $\log V = a + b \log Z$  ou  $a$  et  $b$  sont des constantes déterminées empiriquement pour une région donnée. Elle correspond à une droite dans un repère bi-logarithmique.

Le tableau des âges absolus des époques géologiques exprimés en million d'années, tels qu'utilisés par Faust est : (A.Benhama, 2000)

stratigraphie	Age géologique (*10 <sup>6</sup> années)
Tertiaire	26
Eocène	43
Crétacé	93
Jurassique-Trias	152
Permien	192
Pennsylvanien	220
Mississippien	145
Dévonien	284
Ordovicien	390

Tableau I.1 : Ages absolus des époques géologique (d'après A.Benhama, 2000)

### 6-8 Conteneur d'argile

Normalement, la vitesse des ondes-P diminue lorsque le contenu d'argile augmente, néanmoins, ce n'est pas toujours le cas. La direction de changement de vitesse dépend de la distribution d'argile dans la roche. (F.J Hiltermann, 2001)

### 6-9 anisotropie des roches

Dans les couches très litées, on peut mettre en évidence deux vitesses différentes :

- Une vitesse de propagation de l'onde parallèlement aux strates notée  $V_h$
- Une vitesse de propagation de l'onde perpendiculairement aux strates notée  $V_v$

Le rapport entre  $V_h$  et  $V_v$  définit le coefficient d'anisotropie noté  $K$  ou :

$$K = \frac{V_h}{V_v} \quad (\text{I-31})$$

Sa valeur peut atteindre 1.15 à 1.20 dans le cas d'une alternance très serrées (grés-argile) On peut aussi définir la vitesse de propagation  $V_\theta$  suivant une direction faisant un angle  $\theta$  avec la normale à une couche :

$$V_\theta = \frac{V_h \cdot V_v}{[V_h^2 \cdot \cos^2\theta + V_v^2 \cdot \sin^2\theta]^{1/2}} = \frac{V_v}{[\cos^2\theta + \frac{1}{K^2} \cdot \sin^2\theta]^{1/2}} \quad (\text{I-32})$$

Dans la plus part du temps, on ne tient pas compte de l'anisotropie (A.Benhama, 2000).

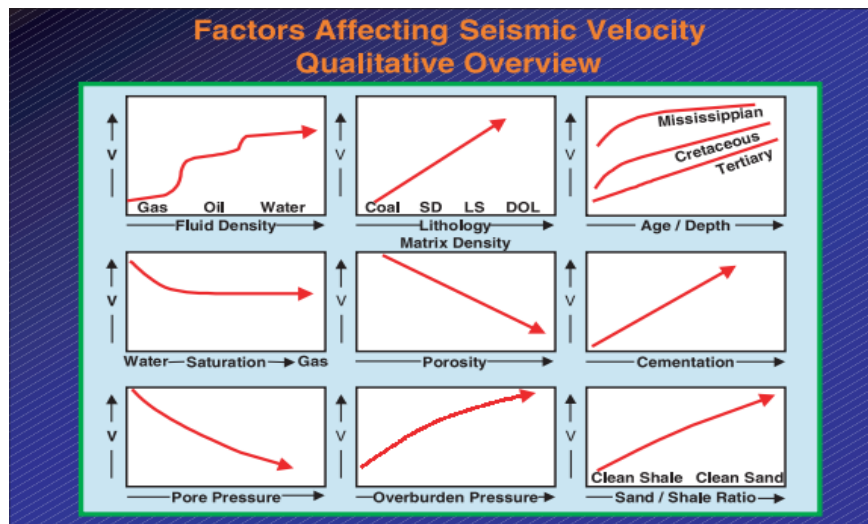


Figure I-9 : Les facteurs affectants les vitesses sismique (d'après F.J Hiltermann, 2001)

## I-7 DENSITE, POROSITE, IMPEDANCE, ET REFLECTIVITE

### 7-1 Densité et porosité

La masse volumique, aussi appelée densité volumique de masse est une grandeur physique qui caractérise la masse d'un matériau par unité de volume, indiqué par la lettre Grec  $\rho$  (rho). Elle est mesurée en grammes par centimètre cube  $g/cm^3$  (ou  $Kg/m^3$ ). (B.Zinszner et F.Marie, 2007)

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (I-33)$$

Avec :

$\rho$ : La densité en ( $1 \text{ g.cm}^{-3} = 103 \text{ kg.m}^{-3}$ )

$m$ : La masse en (g, kg)

$V$ : Le volume en ( $\text{cm}^3$ ,  $\text{m}^3$ )

La densité des roches est reliée aux plusieurs facteurs y compris :

1. Le type et le nombre des minéraux ainsi que leurs pourcentages.
2. La porosité de la roche.
3. Les types des fluides contenus dans les pores.

Les roches sédimentaires présentent généralement un certain degré de porosité. Par définition la porosité est une quantité pétrophysique, c'est le rapport de volume totale des vides au volume totale du corps (B.Zinszner et F.Marie, 2007)

$$\Phi = \frac{\text{volume des espaces vides}}{\text{volume total}} \quad (I-34)$$

Les propriétés physiques de la roche totale dépendent donc de la porosité et des caractéristiques de la matrice solide et des fluides inclus.

**Density (Porosity) Measurements**

Porosity  $\phi = \frac{\text{Pore Space}}{\text{Total Volume}}$

Density  $\rho = \frac{\text{Mass of Rock}}{\text{Volume}}$

**Density of total rock  $\rho$**

$$\rho = (1 - \phi)\rho_{ma} + \phi\rho_{fl}$$

$\rho_{ma}$  = density of rock grains (matrix)  
 $\rho_{fl}$  = density of pore fluid

where

$$\rho_{fl} = \rho_{HYD}(1 - S_w) + \rho_{BR}S_w$$

$\rho_{HYD}$  = density of hydrocarbons  
 $\rho_{BR}$  = density of brine  
 $S_w$  = water saturation - fraction of pore space filled with brine

Figure I-10 : Les expressions de la porosité et de la densité (d'après F.J Hiltermann, 2001)

### 7-2 Impédance et réflectivité

L'impédance d'un milieu élastique est le rapport de la contrainte à la vitesse des particules et elle est donnée par  $\rho v$  ou  $\rho$  : la densité et  $v$  : la vitesse

Au niveau de l'interface séparant deux couches élastiques, homogènes et isotropes, la réflectivité pour l'incidence normale dans le cas d'une onde qui se propage d'un milieu 1 à un milieu 2 est le rapport de l'amplitude de déplacement  $A_r$  de l'onde réfléchie à celle de l'onde incidente  $A_i$ . (Gary Mavko et al, 2009)

$$R_{12} = \frac{A_r}{A_i} = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (\text{I-35})$$

Si  $|R| < 0.5$   $R = \frac{1}{2} \ln \left( \frac{I_2}{I_1} \right)$  Castagna (1993)

Effectivement, le taux de l'énergie réfléchie détermine combien de l'énergie peut être transmis au second milieu. Suit au modèle de l'incidence normale décrit précédemment, le coefficient de transmission (à incidence normale) est définie par (Simm et Bacon, 2014)

$$T = \frac{A_t}{A_i} = \frac{2I_1}{I_2 + I_1} = \frac{2\rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (\text{I-36})$$

Où  $A_t$  est l'amplitude de déplacement de l'onde transmise. La continuité au niveau de l'interface donne :

$$A_i - A_r = A_t \quad \text{et} \quad 1 - R = T \quad (\text{I-37})$$

Une onde-P à incidence normale génère uniquement des ondes-P réfléchies et transmises.

Une onde-S à incidence normale génère uniquement des ondes-S réfléchies et transmises, il n'y a aucun type de conversion d'ondes. (Gary Mavko et al, 2009)

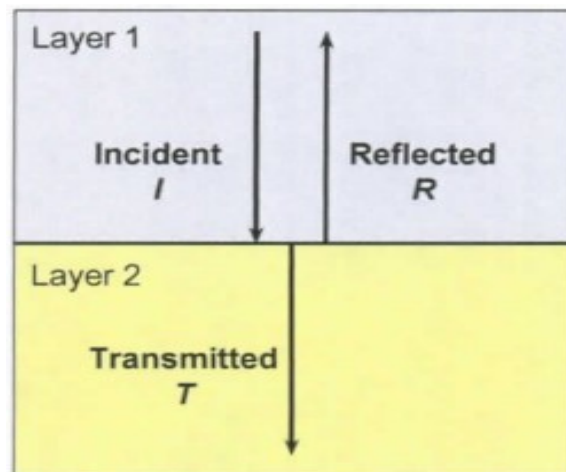
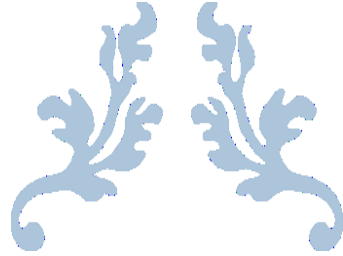


Figure I-11 : Réflexion à incidence normale (milieu élastique, homogène, et isotrope)  
(document de Schlumberger, 2019)



---

**LES MODELES DE LA  
PHYSIQUE DES ROCHES  
POUR LA MODELISATION  
SISMIQUE**

---

**CHAPITRE II**



## II-1 INTRODUCTION

Les amplitudes sismiques sont interprétées à l'aide des modèles générés à partir des données de puits, ces modèles sont supportées par un ensemble de connaissances appelés « physique des roches ». (Simm et Bacon, 2014)

Sur un enregistrement, les réflexions sismiques sont physiquement expliquées par un contraste dans les propriétés élastiques de part et d'autre de l'interface séparant deux milieux et les modèles de la physique des roches nous permettent de lier les propriétés sismiques aux propriétés géologiques. Donc, l'application des modèles de physique des roches peut guider et améliorer l'interprétation qualitative.

L'utilisation des modèles, des algorithmes ou des relations empiriques de la physique des roches peut être adaptée à la vitesse mesurée et à la réponse du log de densité. De cette façon, les modèles de la physique des roches peuvent être utilisés pour prédire des sections manquantes dans les enregistrements ou de mettre en évidence les sections erronées. Le plus important modèle de la physique des roches est l'équation de Gassmann(1951),(Simm et Bacon, 2014). Cette équation est utilisée pour déterminer l'effet de la substitution de fluides sur les vitesses de roches avec une porosité inter-granulaire.

Il existe plusieurs relations et modèles de la physique des roches, ces relations et modèles fournissent des outils pour la caractérisation et la génération des différents scénarios possibles

Pour souci de concision, nous allons nous concentrer sur trois modèles qui sont les plus connues et les plus utilisées :

- Les modèles théoriques
- Les modèles empiriques
- L'équation de Gassmann, et substitution des fluides

## II-2 LES MODELES THEORIQUE

### 2.1 Les limites de Voigt et Reuss

Si l'on veut prévoir théoriquement l'élasticité apparente d'un mélange de grains et de fluides des pores, il faut en général spécifier :

- (1) les fractions de volume des différentes phases
- (2) le paramètre élastique de chaque phase
- (3) les détails géométriques de la façon dont les phases sont disposés l'unes par rapport à l'autre.

Si nous indiquons uniquement les fractions de volume et les paramètres élastiques des éléments constitutifs, le meilleur que nous pouvons faire est de prévoir les limites supérieures et inférieures (Figure II-2). A n'importe quelle fraction de volume donné, le module effectif tombera entre les limites, mais sa valeur précise dépend des détails géométriques. Nous utilisons, par exemple, des termes comme « pore rigide » et « pore doux » Des formes plus

rigides provoquent des valeurs plus élevées, tandis que; les formes les plus douces provoquent des valeurs plus faibles. Les limites les plus simples, mais pas nécessairement les meilleurs sont les limites de Voigt et Reuss. (Gary Mavko et al, 2009)

La limite supérieure de Voigt pour le module effectif  $M_V$ , de N phases est.

$$M_V = \sum_{i=1}^N f_i M_i \quad (\text{II-1})$$

Où  $f_i$  est la fraction de volume de l'ième phase et  $M_i$  est le module d'élasticité de l'ième phase. La limite de Voigt est parfois appelée la moyenne iso-déformation parce qu'elle donne le rapport de la contrainte moyenne à la déformation moyenne lorsque tous les constituants sont soumis à la même déformation. La limite inférieure de Reuss pour le module effectif  $M_R$ , de N phases, est :

$$\frac{1}{M_R} = \sum_{i=1}^N \frac{f_i}{M_i} \quad (\text{II-2})$$

La limite de Reuss est parfois appelée la moyenne iso-contrainte car elle donne le rapport de la contrainte moyenne à la déformation moyenne lorsque tous les constituants sont soumis à la même contrainte.

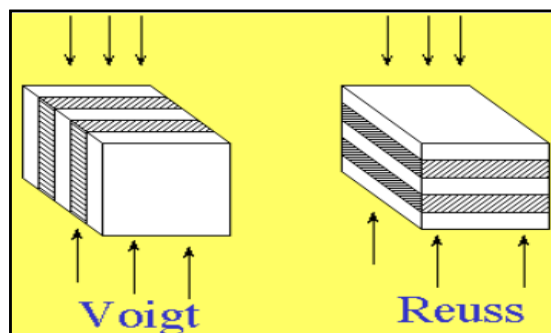


Figure II-1 : La géométrie de deux phases dans les limites de Voigt et Reuss (d'après Taufik Maulana, 2016)

La moyenne de Reuss décrit exactement les modules effectifs d'une suspension des grains solides dans un liquide. Elle décrit également les modules d'élasticité des matériaux « éclatés », dans lesquelles les fragments solides sont complètement entourés par le fluide interstitiel. Lorsque tous les constituants sont des gaz ou des liquides, ou les deux, avec un module de cisaillement nul, la moyenne de Reuss donne exactement les modules effectifs du mélange. Contrairement à la moyenne de Reuss, qui décrit un certain nombre de systèmes physiques réels, les véritables mélanges isotropes ne peuvent jamais être aussi raides que la limite de Voigt (à l'exception des substances monophasiques). Mathématiquement, M dans la formule de Voigt et Reuss peut représenter n'importe quel module élastique :  $K$ ,  $\mu$ ,  $E$  et ainsi de suite. Cependant, il fait plus de sens de calculer seulement les moyennes de Reuss et de Voigt pour le module de cisaillement,  $M = \mu$  et le module d'incompressibilité,  $M=K$  et puis déduire les autres modules de ceux derniers. (Gary Mavko et al, 2009)

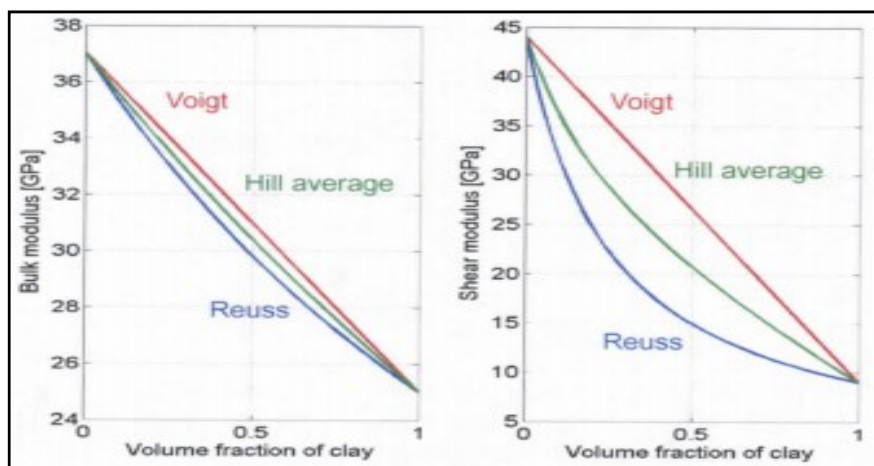


Figure II-2 : Limites de Voigt, Reuss, et la moyenne de Hill pour un mélange grés-argile (document de Schlumberger, 2019)

On ne trouve jamais dans la nature un mélange des constituants- c.-à-d. roches- qui est élastiquement plus dur que la simple moyenne arithmétique de module des constituants donné par la limite de Voigt. De même, on ne trouve jamais dans la nature un mélange des constituants qui est élastiquement plus doux que la moyenne harmonique de module des constituants donné par Reuss. (P.Avseth et al, 2005)

Hill (1952) a suggéré qu'une moyenne prise entre les modèles de Voigt et Reuss donnerait une meilleure estimation. (F.J. Hiltermann, 2001)

$$K_H = \frac{K_V + K_R}{2} \quad (\text{II-3})$$

$$\mu_H = \frac{\mu_V + \mu_R}{2} \quad (\text{II-4})$$

## 2-2 Les limites de Hashin-Shtrikmann

Les meilleures limites pour un composite élastique linéaire isotrope, sont définies comme les limites qui donnent la gamme la plus étroite possible sans préciser quoi que ce soit sur les géométries des constituants, sont les limites de Hashin-Shtrikman (Hashin et Shtrikman, 1963). Lorsqu'il y a seulement deux constituants, les limites sont écrites comme suit

$$K^{HS\pm} = K_1 + \frac{f_2}{(K_2 - K_1)^{-1} + f_1 \left( K_1 + \frac{4}{3} \mu_1 \right)^{-1}} \quad (\text{II-5})$$

$$\mu^{HS\pm} = \mu_1 + \frac{f_2}{(\mu_2 - \mu_1)^{-1} + 2f_1(K_1 + 2\mu_1) / \left[ 5\mu_1 \left( K_1 + \frac{4}{3} \mu_1 \right) \right]} \quad (\text{II-6})$$

Avec  $K_1$  et  $K_2$  sont les modules d'incompressibilité des différentes phases,  $\mu_1$  et  $\mu_2$  sont les modules de cisaillement des différentes phases, et  $f_1$  et  $f_2$  sont les fractions de volume de chacune des phases. Avec les équations (II-5) et (II-6), les limites supérieures et inférieures sont calculées en inter changeant lequel des matériaux s'appelle 1 et lequel s'appelle 2. Les expressions donnent la limite supérieure lorsque le matériau plus rigide est appelé 1 et la limite inférieure lorsque le matériau plus doux s'appelle 1. L'utilisation des équations ci-



dessus suppose que le constituant avec le plus grand module d'incompressibilité possède également le plus grand module de cisaillement et le constituant avec le plus petit module d'incompressibilité possède également le plus petit module de cisaillement. (P.Avseth et al, 2005)

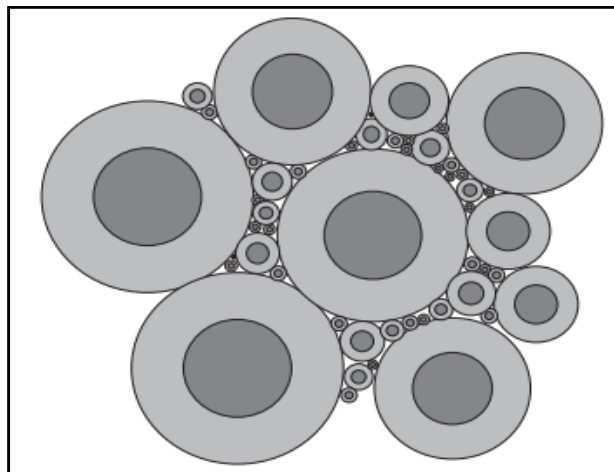


Figure II-3 : Interprétation physique des limites Hashin-Shtrikmann  
(d'après Per Avseth et al, 2005)

Des formes un peu plus générales, s'appelles parfois les limites de Walpole(1966) ou les limites de Hashin – Shtrikman – Walpole, peuvent être écrites comme. (Gary Mavko et al, 2009)

$$K^{HS\pm} = K_1 + \frac{f_2}{(K_2 - K_1)^{-1} + f_1 \left( K_1 + \frac{4}{3} \mu_m \right)^{-1}} \quad (\text{II-7})$$

$$\mu^{HS\pm} = \mu_1 + \frac{f_2}{(\mu_2 - \mu_1)^{-1} + f_1 \left( \mu_1 + \frac{\mu_m}{6} \left( \frac{9K_m + 8\mu_m}{K_m + 2\mu_m} \right) \right)^{-1}} \quad (\text{II-8})$$

Où les indices 1 et 2 à nouveau représentent les propriétés des deux composants. Équations (III-7) et (III-8) donnent la limite supérieure lorsque  $K_m$  et  $\mu_m$  sont les modules d'incompressibilité et de cisaillement maximales des constituants et la limite inférieure lorsque  $K_m$  et  $\mu_m$  sont les modules de d'incompressibilité et de cisaillement minimales des constituants.

Similaire à la moyenne de Hill pour les modèles de Voigt et Reuss, nous pouvons écrire : (J.Dvorkin et al, 2014)

$$K_{HS} = \frac{K_{HSUP} + K_{HSLO}}{2} \quad (\text{II-9})$$

$$\mu_{HS} = \frac{\mu_{HSUP} + \mu_{HSLO}}{2} \quad (\text{II-10})$$

Lorsque,  $\mu_{min} = 0$ ,  $K^{HS-}$  est identique à la limite de la Reuss. Dans ce cas, la limite inférieure de Reuss ou Hashin – Shtrikman décrit exactement les modules d’une suspension de grains dans un fluide de pores. (Gary Mavko et al, 2009)

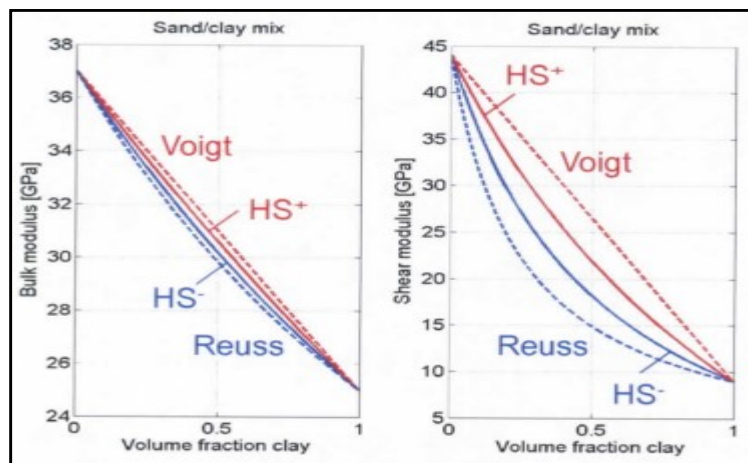


Figure II-4 : Limites de Voigt, Reuss, et Hashin – Shtrikman pour un mélange grés-argile (document de Schlumberger, 2019)

#### Utilisation :

Les limites décrites dans cette section peuvent être utilisés pour : (Gary Mavko et al, 2009)

- Pour calculer la gamme de la variation du module moyen des minéraux pour un mélange de grains
- Pour calculer les limites supérieures et inférieures d’un mélange de minéraux et des fluides des pores.

#### Hypothèses et limites

Les limites décrites dans cette section s’appliquent dans les conditions suivantes : (Gary Mavko et al, 2009)

- Chaque constituant est isotrope, homogène et élastique
- La roche est isotrope, homogène et élastique.

### II-3 LES RELATIONS EMPIRIQUES

Une façon significative de construire un modèle reliant un attribut d’une roche (par exemple, la vitesse des ondes élastiques) à l’autre (par exemple, la porosité) consiste à examiner des données lorsque les deux attributs sont mesurés sur le même pas d’échantillonnage. Puis un modèle empirique ou analytique peut être construit pour généraliser les résultats obtenus. Les transformations de la physique des roches sont un précieux complément aux données parce qu’une fois qu’une relation entre différents attributs est comprise et soutenue par la théorie de base, elle peut être utilisée pour étendre la portée de leur applicabilité pour autres données. (J.Dvorkin et al, 2014)

Comme une remarque au préalable, quelques transformations qui seront discutés ne dépendent pas seulement de la lithologie, mais ils sont aussi très dépendantes des conditions locales et ne devrait pas être extrapolés aux autres domaines sans re-calibration. (F.J. Hiltermann, 2001)

Les relations suivantes sont les plus souvent utilisées :

### 3-1 Relations de Gardner

Dans de nombreuses roches, la vitesse de compression et la densité ont une relation positive, tel que l'augmentation de l'une implique l'augmentation de l'autre. Gardner et al.(1974) ont suggéré une relation empirique qui relie la vitesse de compression et la densité. (Simm et Bacon, 2014)

$$\rho_b = dV_p^f \tag{II-11}$$

Avec :  $\rho_b$  est la densité en  $g/cm^3$ ,  $V_p$  est la vitesse des ondes P (de compression) en Km/s

$d$  et  $f$  sont des constantes

Les relations de Gardner permettent d'inférer le log sonic à partir de log de densité et vice versa (densité à partir du sonic). Dans le but de remplacer des parties manquantes ou de générer carrément des logs qui n'ont pas été enregistré (surtout les anciens puits). En raison du manque d'applicabilité universelle, il est conseillé de re-calibrer la relation densité-vitesse selon la région et les données disponibles.

Castagna (1993) a étendu la relation de Gardner pour développer la relation vitesse-densité pour différentes lithologies : (F.J. Hiltermann, 2001)

Lithologie	$d$	$f$
Grès	0.200	0.261
Argile	0.204	0.265
Calcaires	0.243	0.225
Dolomite	0.226	0.243
Anhydrite	0.600	0.160

Tableau II-1 : les valeurs des constants  $d$  et  $f$  pour différentes lithologies (d'après F.J. Hiltermann, 2001)

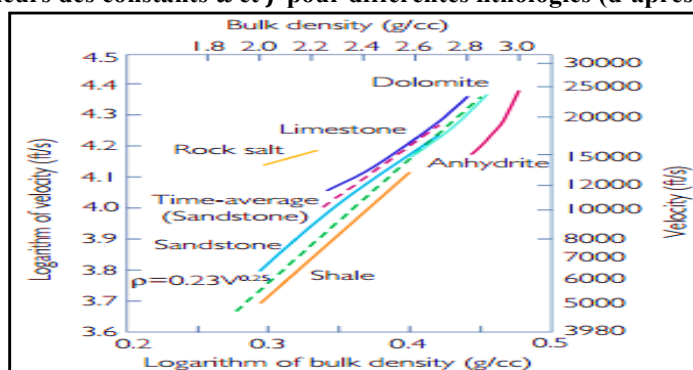


Figure II-5 : Relation vitesse-densité pour différentes lithologies (d'après Simm et Bacon, 2014)

### 3-2 Relations Greenberg-Castagna

Tenant en compte de la haute-fidélité des outils modernes enregistrant la vitesse de cisaillement ( $V_s$ ), l'analyse de la physique des roches doit être basée sur les données mesurées. Il est souvent le cas, en particulier avec les anciens puits, qu'il n'y a pas d'enregistrement de la vitesse de cisaillement, et cette vitesse doit être prédit. Heureusement, il y a souvent une forte dépendance lithologique, qui donne une relation positive entre la vitesse de compression ( $V_p$ ) et celle de cisaillement ( $V_s$ ). (Simm et Baco, 2014)

Castagna et al. ont appelé cette relation la ligne de mudrock (mudrock line) et ont exprimé la relation comme:

$$V_p = 1.16V_s + 1.36 \quad (\text{II-12})$$

Cette relation empirique linéaire entre la vitesse des ondes P et celle des ondes S est valable dans les roches sédimentaires saturées en eau.

Il est évident que la relation de grès n'est valable que pour le cas des pores saturés en eau. L'effet du remplacement de l'eau par le gaz fait déplacer les nuages de points vers le haut et vers la gauche pour qu'elles se situent au-dessus de la tendance de grès de Castagna. (Simm et Baco, 2014)

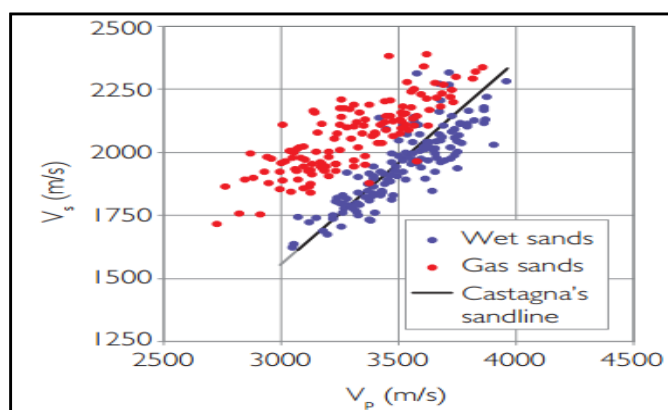


Figure II-6 : Comparaisons entre les grès à eau (relation de Castagna) et les grès à gaz (d'après Simm et Bacon, 2014)

Greenberg et Castagna (1992) ont défini quatre tendances pour les lithologies courantes :

<ul style="list-style-type: none"> <li>• Grés</li> <li>• Calcaires</li> <li>• Dolomites</li> <li>• Argiles</li> </ul>	$\left. \begin{aligned} V_S &= 0.8042V_P - 0.8559 \\ V_S &= 0.0551V_P^2 + 1.016V_P - 1.0305 \\ V_S &= 0.58321V_P - 0.07775 \\ V_S &= 0.7697V_P - 0.86735 \end{aligned} \right\}$	<p>(II-13)</p>
---	--	----------------

Avec :  $V_p$  en Km/s

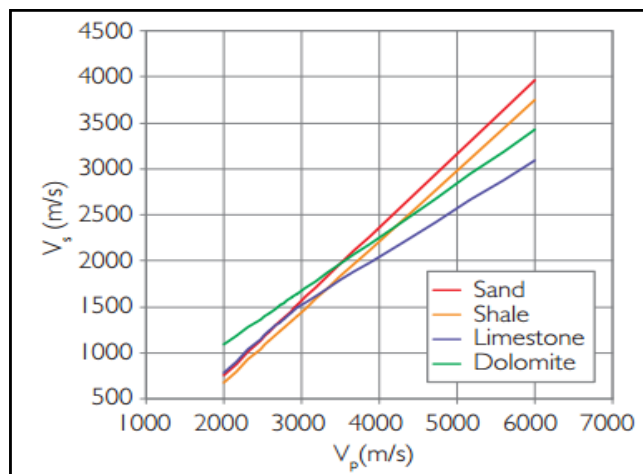


Figure II-7 : Cross-plot montre les relations  $V_p$ - $V_s$  de Greenberg-Castagna (d'après Simm et Bacon, 2014)

### 3-3 Transformation vitesse-porosité de Wyllie :

En 1956, Wyllie et autres ont proposé la relation empirique entre la vitesse et la porosité pour les roches saturées en eau. (F.J. Hiltermann, 2001)

$$\frac{1}{V} = \frac{(1-\phi)}{V_{ma}} + \frac{\phi}{V_{fl}} \quad (\text{II-14})$$

Où  $V$  = vitesse de roche totale,  $V_{ma}$  = vitesse de la matrice,  $V_{fl}$  = vitesse du fluide interstitiel et  $\phi$  = porosité. Cette équation est souvent exprimé en termes de temps de parcours ( $\mu\text{s}/\text{ft}$ ) comme

$$\Delta t = (1 - \phi)\Delta t_{ma} + \phi\Delta t_{fl} \quad (\text{II-15})$$

Où  $\Delta t$  = temps de parcours total,  $\Delta t_{ma}$  = temps de parcours dans la matrice, et  $\Delta t_{fl}$  = temps de parcours dans le fluide. Lorsqu'elle est exprimée en intervalle de temps, l'équation de Wyllie représente le temps total qu'il faut pour traverser la matière poreuse et le matériel matriciel individuellement. Cette interprétation heuristique est illustrée sur. (Figure II-8)

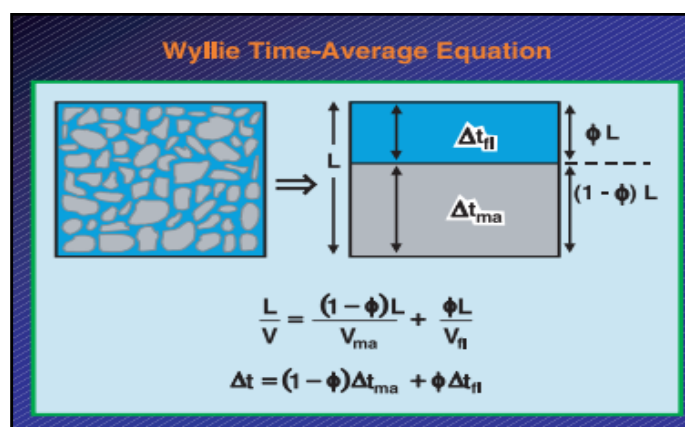


Figure II-8 : Interprétation de l'équation de Wyllie (d'après F.J. Hiltermann, 2001)

Il est clair que, la variable  $\Delta t_{ma}$  dépend de la lithologie. Les valeurs couramment utilisées pour  $\Delta t_{ma}$  ( $\mu\text{s}/\text{ft}$ ) tel que rapporté par Schlumberger sont : (F.J. Hiltermann, 2001)

Grès	55,5 ou 51,0
Calcaire	47,5
Dolomite	43,5
Anhydrite	50,0
Sel	67,0
Eau	189,0 ( $\Delta t_{fl}$ )

### 3-4 Relations de Han

Le travail de Han (1986) et Han et al.(1986) a identifié les relations entre la porosité, la vitesse de compression et le volume d'argile à l'aide des expériences en laboratoire sur des grès bien consolidés. Ils ont aperçu que le faite d'augmenter la teneur en argile va ramollir efficacement la rocher et réduire la vitesse de compression. (Simm et Bacon, 2014)

Les mesures ont été réalisées en variant la saturation de l'eau et la pression effective. On examinera quelques résultats à partir des mesures de pression effective minimales et maximales. Les transformations de Han sont : (F.J. Hiltermann, 2001)

Grès propres :

$$40\text{MPa} \quad V_p = 6,08 - 6.28\emptyset - 8.06\emptyset \quad V_s = 4.06 - 6.228\emptyset \quad (\text{II-16})$$

Grès argileux:

$$\left. \begin{array}{l} 40\text{MPa} \quad V_p = 5.59 - 6.93\emptyset - 2.18C \quad V_s = 3.52 - 4.91\emptyset - 1.89C \\ 5\text{MPa} \quad V_p = 5.26 - 7.08\emptyset - 2.02C \quad V_s = 3.16 - 4.77\emptyset - 1.64C \end{array} \right\} (\text{II-17})$$

Où  $V_p$  est en km/s,  $C$  est la fraction de volume d'argile et  $\emptyset$  est la porosité.

Avec la conversion de 1 MPA = 145 psi et un gradient de pression effectif  $\approx 0.5$  psi/ft, les mesures, à 40 MPa et 5 MPa correspondent à une profondeur approximative de 12000 ft et 1500 ft, respectivement. (F.J. Hiltermann, 2001)

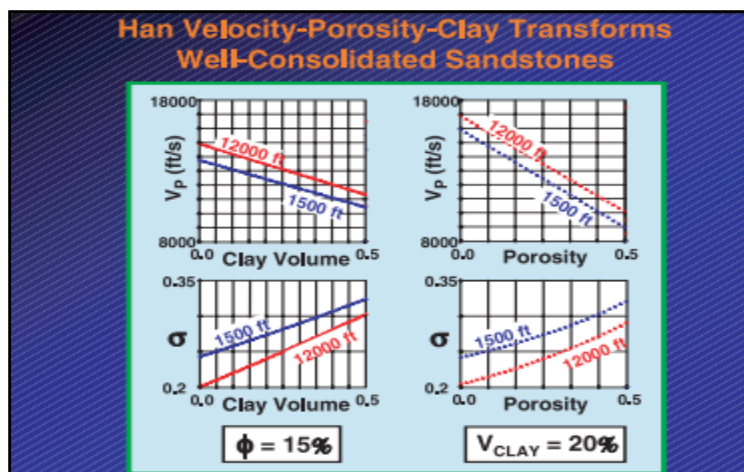


Figure II-9 : Relation de la porosité et le volume d'argile avec la vitesse de compression et le coefficient de Poisson (d'après F.J. Hiltermann, 2001)

### 3-5 Relations entre les paramètres élastiques et électriques (relations de Faust)

Dans les puits qui n'ont pas un enregistrement de log sonique, il est fréquent de transformer la résistivité au sonique (réciproque de la vitesse). La base de la transformation est la relation de Faust. (Simm et Bacon, 2014)

Faust (1953) a présenté une relation empirique entre la résistivité mesurée  $R_0$  d'une formation saturé en eau et la vitesse  $V_p$ . (Gary Mavko et al, 2009)

$$V_p = 2.2888 \left( Z \frac{R_0}{R_w} \right)^{1/6} \quad (\text{II-18})$$

Où  $R_w$  est la résistivité de l'eau de formation,  $Z$  est la profondeur en km et  $V_p$  est en km/s.

La forme originale de la relation empirique de Faust est :

$$V_p = \gamma (Z [R_t])^{1/6} \quad (\text{II-19})$$

$$\gamma = 1948$$

Où  $V_p$  est en ft/s,  $Z$  est la profondeur en pieds et  $[R_t]$  un rapport sans dimension de la résistivité moyenne de la formation à la résistivité moyenne de l'eau de formation.

Où bien  $V_p$  est en Km/s,  $Z$  est la profondeur en Km, et  $\gamma = 2.2888$ . (Gary Mavko et al, 2009)

## II-4 L'EQUATION DE GASSMANN ET SUBSTITUTION DES FLUIDES

### 4-1 l'équation de Gassmann

Un concept clé dans l'interprétation des amplitudes sismiques est la compréhension de la façon dont les propriétés des roches sont affectées par un changement de contenu en fluides, par exemple de l'eau aux hydrocarbures. Le calcul est simple pour la densité, où la densité d'une roche est simplement la moyenne arithmétique des divers constituants solides et fluides de la roche, pondérés en fonction de leurs fractions de volume. L'effet des fluides sur la vitesse est plus compliqué. (Simm et Bacon, 2014)

L'un des problèmes les plus importants dans l'analyse de la physique des roches des logs, des carottes, et des données sismiques est l'utilisation de vitesses sismiques dans les roches saturées d'un fluide pour prédire celles des roches saturées d'un second fluide, ou de façon équivalente, prédire la vitesse de la roche saturée à partir de celle de la roche sèche, et vice versa. C'est le problème de la substitution des fluides.

En général, lorsqu'une roche est soumise sous un incrément de compression, par exemple à partir du passage d'une onde sismique, un incrément de pression de pores est induit, ce qui résiste à la compression et, par conséquent, raidit la roche. La théorie de la basse fréquence de Gassmann prédit l'augmentation résultante du module d'incompressibilité efficace,  $K_{sat}$  de la roche saturée en utilisant l'équation suivant : (Gary Mavko et al, 2009)

$$\frac{K_{sat}}{K_0 - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_0 - K_{dry}} + \frac{K_{fl}}{\phi(K_0 - K_{fl})} \quad \text{(II-20)}$$

$$\mu_{sat} = \mu_{dry} \quad \text{(II-21)}$$

Où :  $K_{dry}$  : est le module d'incompressibilité de la roche sèche,  $K_{sat}$  : est le module d'incompressibilité de la roche saturée en fluide,  $K_0$  : est le module d'incompressibilité du matériel minérale formant la roche (matrice),  $\phi$  : est la porosité,  $\mu_{dry}$  : est le module de cisaillement de la roche sèche, et  $\mu_{sat}$  : est le module de cisaillement de la roche saturée en fluides.

L'équation (II-21), indique simplement que le module de cisaillement n'est pas affecté par les fluides de pores, effectivement parce que les ondes de cisaillement ne propage pas dans les fluides. (Simm et Bacon, 2014)

Dans l'équation (II-20),  $\phi$  est normalement interprété comme la porosité totale, bien que dans les grés argileux le choix approprié n'est pas clair. Nous trouvons parfois une meilleure adéquation à l'observation sur le terrain lorsque la porosité efficace est utilisée au lieu de celle total. (P.Avseth et al, 2005)

Bien que nous décrivons souvent les relations de Gassmann comme nous permettant de prédire les modules de la roche saturées à partir des modules de roche sèche, et vice versa, le problème le plus rencontré est de prédire les changements qui résultent lorsqu'un fluide est remplacé par un autre. Une procédure consiste simplement à appliquer l'équation deux fois: transformer les modules de la saturation initiale en fluide à l'état sec, puis transformer



immédiatement les modules de l'état sec en un nouvel état saturé de fluide. D'une manière équivalente, on peut algébriquement éliminer les modules de la roche sèche de l'équation et relier les modules de la roche saturée  $K_{sat1}$  et  $K_{sat2}$  en termes de deux modules d'incompressibilité de fluide  $K_{fl1}$  et  $K_{fl2}$  comme suit: (Gary Mavko et al, 2009)

$$\frac{K_{sat1}}{K_0 - K_{sat1}} - \frac{K_{fl1}}{\phi(K_0 - K_{fl1})} = \frac{K_{sat2}}{K_0 - K_{sat2}} - \frac{K_{fl2}}{\phi(K_0 - K_{fl2})} \quad (\text{II-22})$$

#### 4-2 Hypothèses du modèle de Gassmann:

L'application de l'équation de Gassmann repose sur plusieurs hypothèses: (Simm et Bacon, 2014)

- le solide est homogène et isotrope,
- tout l'espace poreux est en communication,
- les changements de pression induits par le passage de l'onde sismique dans l'espace poreux ont le temps de s'équilibrer pendant une période sismique (hypothèse de basse fréquence),
- le fluide qui remplit les pores est sans friction (c.-à-d. faible viscosité),
- pas de couplage entre les phases solide et fluide. (c.-à-d. qu'il n'y a pas d'interactions chimiques entre les fluides et la matrice. (N.AI-Khateb, 2013)

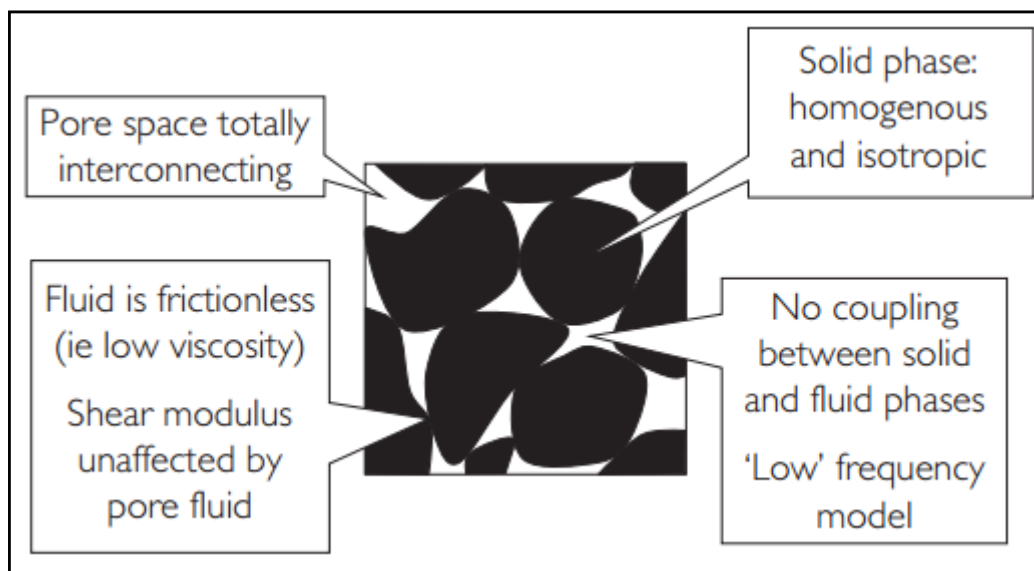


Figure II-10 : Illustration des suppositions clés dans l'équation de Gassmann (d'après Simm et Bacon, 2014)

Compte tenu de ces suppositions, le modèle de Gassmann au sens strict est susceptible de s'appliquer uniquement aux grès « propres » avec une porosité modérée à élevée et à basse fréquence (fréquences sismiques, <100 Hz ) (Figures II-11 et II-12). Dans ce scénario, il y a suffisamment de temps pour le mouvement des fluides entre les pores lors du passage de l'onde. À haute fréquence (c'est-à-dire en laboratoire), ce processus est limité menant à une plus grande rigidité et à une vitesse plus élevée. Pour tenir compte de cet effet de dispersion,

l'équation de Gassmann doit être étendue en utilisant des modèles supplémentaires, telles que celles proposées par Biot (1962). Il est à noter que les mesures en laboratoire sur les roches sèches sont indépendantes de la fréquence et peuvent être utilisés directement dans les relations de Gassmann. Les fréquences de sonic sont généralement autour de la phase de transition entre basses et hautes fréquences, et il est généralement admis que l'équation de Gassmann peut être appliquée à des roches poreuses à ces fréquences. (Simm et Baco, 2014)

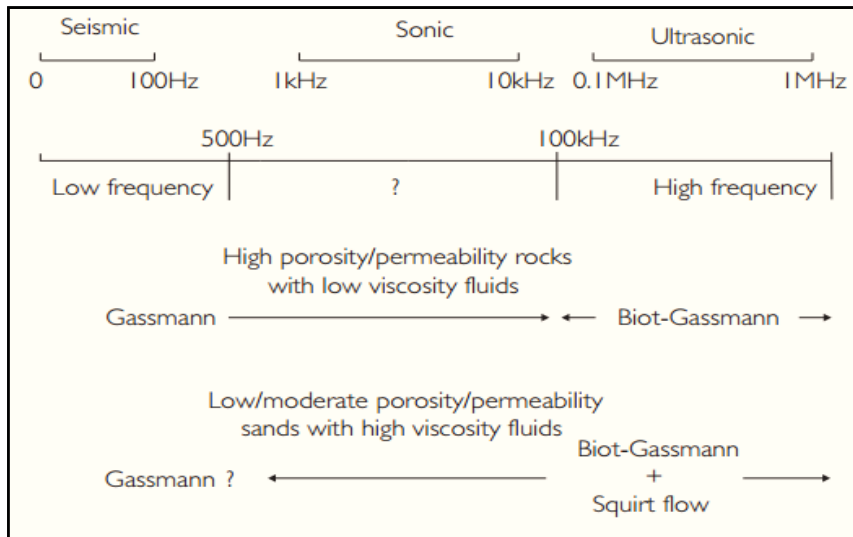


Figure II-11 : Applicabilité de modèle de Gassmann à différentes fréquences (d'après Simm et Bacon, 2014)

Sandstones and carbonates with moderate to high porosity	Gassmann OK	Considered that sonic log responses in these logs are essentially low frequency and Gassmann is applicable
Tight sand	Gassmann application requires care	<b>At logged frequencies:</b> Velocities may be dispersive Patchy saturation may characterise low saturation gas scenarios
Shaley sands and laminated sands		<b>At seismic frequencies:</b> Potential for uncertainty in fluid and mineral moduli
Rocks with fractures or dual porosity systems	Other models required	Common Gassmann pitfall of exaggerated fluid substitution effect Gassmann needs to be adjusted to achieve intuitive result

Figure II-12 : Différents scénarios de la physique des roches et l'applicabilité de l'équation de Gassmann (d'après Simm et Bacon, 2014)

#### 4-3 Propriétés de la roche :

Les valeurs de modules d'incompressibilité peuvent être obtenues soit par des mesures en laboratoire, soit par des analyses des logs (par exemple, log sonic)

$$K = \rho_b (V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2) \quad \text{(II-23)}$$

Où  $\rho_b$  est la densité de la roche,  $V_p$  est la vitesse de compression, et  $V_s$  est sa vitesse de cisaillement

Si nous utilisons  $\rho_b$ ,  $V_p$  et  $V_s$  à partir de l'analyse de logs, le module d'incompressibilité calculé représentera  $K_{sat}$ , le module d'incompressibilité de la roche avec les fluides de pores in situ, mais si nous utilisons  $\rho_b$ ,  $V_p$  et  $V_s$  à partir de mesures de laboratoire sur un échantillon de carottes séché, le module d'incompressibilité calculé représentera  $K_{dry}$ . (N.AI-Khateb, 2013)

Le module de cisaillement,  $\mu$  est donné par l'équation suivante:

$$\mu = \rho_b V_s^2 \quad (\text{II-24})$$

Où  $\rho_b$  est la densité de la roche et  $V_s$  est la vitesse de cisaillement

$\rho_b$  et  $V_s$  peuvent également être déterminés par l'analyse des logs ou des mesures de laboratoire. (N.AI-Khateb, 2013)

Pour la densité,  $\rho_b$

$$\rho_b = \rho_{ma}(1 - \emptyset) + \rho_{fl}\emptyset \quad (\text{II-25})$$

Où :  $\rho_{ma}$  est la densité de la matrice,  $\emptyset$  est la porosité, et  $\rho_{fl}$  est la densité de fluide

#### 4-4 Propriétés de fluides

Les relations de Gassmann ont été originalement dérivées pour décrire le changement dans les modules de la roche d'une saturation pure à l'autre. Domenico (1976) a suggéré que les saturations mixtes gaz-huile-eau peuvent également être modélisées avec les relations de Gassmann, si le mélange des phases est remplacé par un fluide effectif. (P.Avset et al, 2005)

Les pores d'une roche sont généralement occupés par deux ou plusieurs phases fluides, et nous devons calculer le module d'incompressibilité et la densité de chaque fluide individuellement, puis le mélange des fluides: (N.AI-Khateb, 2013)

$$K_{fl} = \left[ \sum_{i=1}^n \frac{S_i}{K_i} \right]^{-1} \quad (\text{II-26})$$

Où  $K_{fl}$  est le module d'incompressibilité du mélange fluide,  $K_i$  est le module d'incompressibilité des phases individuelles, et  $S_i$  est leurs saturations. Pour un système simple eau-hydrocarbure, l'équation ci-dessus devient:

$$K_{fl} = \left[ \frac{S_w}{K_w} + \frac{(1 - S_w)}{K_{hc}} \right]^{-1} \quad (\text{II-27})$$

Où  $S_w$  est la saturation de l'eau,  $K_w$  est le module d'incompressibilité de l'eau, et  $K_{hc}$  est le module d'incompressibilité de l'hydrocarbure.

La densité d'un mélange fluide peut être calculée en utilisant

$$\rho_{fl} = \sum_{i=1}^n S_i \rho_i \quad (\text{II-28})$$

Où  $S_i$  est la saturation des différents composants, et  $\rho_i$  est la densité des différents composants. Pour un système simple eau-hydrocarbure, l'équation ci-dessus devient:

$$\rho_{fl} = S_w \rho_w + (1 - S_w) \rho_{hc} \quad (\text{II-29})$$

Où  $\rho_w$  est la densité de l'eau, et  $\rho_{hc}$  est la densité de l'hydrocarbure.

#### 4-5 Propriétés de la matrice

Avant de calculer le module d'incompressibilité de la matrice,  $K_0$  nous devrions comprendre la composition minérale de la roche. L'analyse des carottes est utilisée pour obtenir des informations sur la composition minérale. Les logs peuvent également être utilisés à cette fin en cas de minéralogie simple (grés et argile) pour calculer le volume d'argile  $V_{sh}$ . La moyenne de Voigt-Reuss-Hill (VRH) fournit un moyen simple de calculer le  $K_0$ , qui est fondamentalement une moyenne de la moyenne de Reuss et la moyenne de Voigt. Pour une simple minéralogie de grés argile, les équations sont : (N.Al-Khateb, 2013)

$$K_{Reuss} = \frac{1}{\frac{V_{sh}}{K_{sh}} + \frac{V_{grés}}{K_{grés}}} \quad (\text{II-30})$$

$$K_{Voigt} = V_{sh} K_{sh} + V_{grés} K_{grés} \quad (\text{II-31})$$

$$K_0 = K_{VRH} = \frac{1}{2} \left( [V_{sh} K_{sh} + V_{grés} K_{grés}] + \left[ \frac{1}{\frac{V_{sh}}{K_{sh}} + \frac{V_{grés}}{K_{grés}}} \right] \right) \quad (\text{II-32})$$

Où :  $V_{sh}$  est le volume d'argile,  $V_{grés} = 1 - V_{sh}$ ,  $K_{sh}$  et  $K_{grés}$  sont les modules d'incompressibilité de l'argile et de grés respectivement.

#### 4-6 Propriétés de la roche drainée

Le module d'incompressibilité de la roche drainée,  $K_{dry}$ , est déterminé pour la roche drainée de tout remplissage de pores.  $K_{dry}$ , qui peut être déterminé par l'analyse sur les carottes, ou en utilisant l'équation de Gassmann pour calculer  $K_{dry}$  comme suit :

$$K_{dry} = \frac{K_{sat} \left( \frac{\phi K_0}{K_{fl}} + 1 - \phi \right) - K_0}{\frac{\phi K_0}{K_{fl}} + \frac{K_{sat}}{K_0} - 1 - \phi} \quad (\text{II-33})$$

Une fois déterminée,  $K_{dry}$  est maintenu constant pendant la substitution des fluides. Le module de cisaillement,  $\mu$ , est également maintenu constant pendant la substitution du fluide parce qu'il est insensible à la composition des fluides des pores comme nous l'avons mentionné précédemment. (N.Al-Khateb, 2013)

#### 4-7 La recette de substitution de fluides de Gassmann

Selon P. Avseth et al (2005), la substitution des fluides peut être effectuée en suivant les démarches suivantes : (P.Avseth et al, 2005)

Le scénario le plus courant est de commencer par un ensemble initial de vitesses et de densités,  $V_P^{(1)}$ ,  $V_S^{(1)}$ , et  $\rho^{(1)}$  correspondant à la roche avec l'ensemble initial de fluides, que nous appelons "Fluide 1". Ces vitesses proviennent souvent de diagraphies (logs), mais peuvent aussi être le résultat d'une inversion ou d'un modèle théorique. Ensuite, la substitution de fluide est effectuée comme suit:

**Étape 1:** extrayez les modules d'incompressibilité et de cisaillement dynamiques à partir de  $V_P^{(1)}$ ,  $V_S^{(1)}$ , et  $\rho^{(1)}$

$$K^{(1)} = \rho \left( (V_P^{(1)})^2 - \frac{4}{3} (V_S^{(1)})^2 \right) \quad (\text{II-34})$$

$$\mu^{(1)} = \rho (V_S^{(1)})^2 \quad (\text{II-35})$$

**Étape 2:** appliquez l'équation de Gassmann II-22, pour transformer le module d'incompressibilité

$$\frac{K_{sat1}}{K_0 - K_{sat1}} - \frac{K_{fl1}}{\phi(K_0 - K_{fl1})} = \frac{K_{sat2}}{K_0 - K_{sat2}} - \frac{K_{fl2}}{\phi(K_0 - K_{fl2})} \quad (\text{II-36})$$

Avec :  $K_{sat1}$ ,  $K_{sat2}$  sont les modules d'incompressibilité de la roche saturée par les fluides 1 & 2 respectivement, et  $K_{fl1}$ ,  $K_{fl2}$  sont les module d'incompressibilité des fluides eux-mêmes

**Étape 3:** laisser le module de cisaillement inchangé

$$\mu_{sat}^{(1)} = \mu_{sat}^{(2)} \quad (\text{II-37})$$

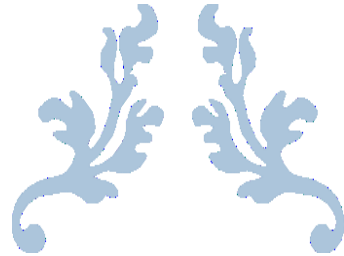
**Étape 4:** Rappelez-vous de corriger la densité pour le changement de fluide:

$$\rho^{(2)} = \rho^{(1)} + \phi(\rho_{fl}^{(2)} - \rho_{fl}^{(1)}) \quad (\text{II-38})$$

**Étape 5:** remonter les vitesses

$$V_P^{(2)} = \sqrt{\left( K_{sat}^{(2)} + \frac{4}{3} \mu_{sat}^{(2)} \right) / \rho^{(2)}} \quad (\text{II-39})$$

$$V_S^{(2)} = \sqrt{\mu_{sat}^{(2)} / \rho^{(2)}} \quad (\text{II-40})$$



---

# L'INERSION DES DONNEES SISMIQUES

---

## CHAPITRE III



### III-1 INTRODUCTION

L'objectif principal de l'inversion sismique est la transformation des données sismiques en des propriétés des roches décrivant quantitativement le réservoir. Contrairement aux amplitudes sismiques, les résultats de l'inversion montrent une résolution plus élevée. Cela facilite à son tour une meilleure estimation des propriétés de réservoir tel que la porosité, en plus de l'amélioration des résultats de l'interprétation. (J.Pendrel, 2001)

En se basant sur les sections sismiques, les données sismiques peuvent être interprétées sans inversion, mais cela n'offre pas la vue la plus détaillée du sous-sol, et peut induire à des erreurs. En raison de son efficacité et de sa qualité, la plupart des sociétés pétrolières utilisent maintenant l'inversion sismique pour augmenter la résolution et améliorer l'estimation de propriétés des roches.

Il existe différentes techniques utilisées en inversion sismique. Si on considère le critère de la sommation, on peut les regrouper en deux techniques :

- l'inversion des données sismiques après sommation (post-stack)
- l'inversion des données sismiques avant sommation (pre-stack)

C'est cette dernière qui sera utilisée dans ce travail.

### III-2 APERCU SUR L'INVERSION

La procédure typique des problèmes inverses est comme suit : Nous avons un modèle théorique  $\mathbf{G}$  (linéaire ou non-linéaire), les paramètres de modèle  $\mathbf{m}$ , et des données  $\mathbf{d}$ . Les données observées (mesurées) sont notées  $\mathbf{d}_{obs}$  tandis que les données calculées (synthétisées) par le modèle sont notées  $\mathbf{d}_{syn}$ .

Les scientifiques cherchent souvent à relier les paramètres qui caractérisent un modèle  $\mathbf{m}$  avec les données observées  $\mathbf{d}_{obs}$ . On suppose souvent que la physique fondamentale est bien maîtrisée et un opérateur noté  $G$  peut définir une certaine relation entre  $\mathbf{m}$  et  $\mathbf{d}_{obs}$ . (Djarfour, 2008)

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

Le problème inverse revient maintenant à déterminer le(s) modèle(s) qui minimise l'erreur entre les données observées et celles synthétisées. La fonction qui le minimise est appelée (fonction objectif, fonction coût, ...etc.), et est généralement donnée par. (Mrinal, 2006)

$$e = \|\mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}_{syn}\| = \|\mathbf{d}_{obs} - G(\mathbf{m})\| \quad (\text{III-2})$$

L'erreur se pose non seulement parce que nous ne connaissons pas les paramètres de modèle corrects, mais aussi parce que le modèle lui-même est imparfait, et les données observées sont bruitées. (Avseth et al, 2005)

Une norme générale  $L_p$  est donnée par

$$\|e\|_p = \left[ \sum_{i=1}^N |e_i|^p \right]^{1/p} \quad (\text{III-3})$$

Où :  $N$  est le nombre de données

Souvent nous minimisons l'erreur quadratique (c.-à-d. de norme L2) entre l'observation et les prédictions. Cela donne la solution au sens des moindres carrés. (Avseth et al, 2005), elle est donnée par :

$$\|e\|_2 = \left[ \sum_{i=1}^N |e_i|^2 \right]^{1/2} \quad (\text{III-4})$$

Ou bien dans une notation vectorielle :

$$\|e\|_2 = [(d_{obs} - G(m))^T (d_{obs} - G(m))] \quad (\text{III-5})$$

### III-3 LES DONNEES DE PROBLEME INVERSE

#### 3-1 Information déduite de la modélisation (problème directe)

La résolution du problème directe implique la prédiction des données à partir d'un modèle supposé comme étant un cas idéal. Mais en pratique, les données prédites ne sont pas identiques aux données observées. Ceci est dû d'une part, à l'incertitude expérimentale et d'autres parts à l'erreur de modélisation. Il est à noter que la combinaison de ceux deux sources d'erreur induit une erreur de magnitude plus ou moins importante. Par conséquent, la résolution du problème inverse, nécessite l'analyse de l'influence de ces erreurs sur la solution finale. (Djarfour, 2001)

#### 3-2 Information déduites de mesures

Pour obtenir des informations sur les paramètres du système, on réalise des observations ou cours d'une expérience physique. Les données de mesures sont caractérisées d'incertitudes expérimentales et entachées des bruits de natures différentes. (Djarfour, 2001)

#### 3-3 Information à priori

On appelle information à priori tout type d'information, que l'on peut obtenir indépendamment des données de mesures. (Djarfour, 2001)

### III-4 RESOLUTION DE PROBLEME INVERSE

La résolution du problème inverse passe nécessairement par les étapes suivantes : la paramétrisation, la modélisation (problème directe), et l'inversion. Une bonne estimation des propriétés acoustiques s'effectue correctement à condition de bien cerner les trois étapes précédentes. (Djarfour, 2008)

#### 4-1 Paramétrisation du problème :

Dans cette étape on va chercher un nombre minimal de paramètres modèles, ces paramètres sont aptes à caractériser le système complètement. (Tarantola, 2005)

#### 4-2 Problème directe (modélisation)

Dans le cas général, le problème direct consiste à calculer la réponse ( $y$ ) à partir de l'entrée ( $x$ ), et des paramètres ( $p$ ) du système



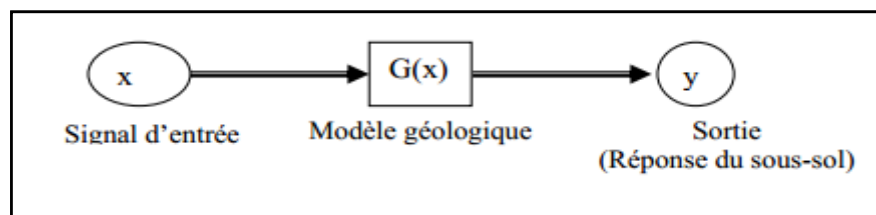


Figure III-1 : Organigramme d'un problème direct (d'après Djarfour, 2008)

Ici on connaît l'objet et le mécanisme d'observation, et la description mathématique de données observées. (Djarfour, 2008)

En sismique, le problème direct, consiste à simuler l'expérience d'un tir de sismique réflexion. (Djarfour, 2001)

#### 4-3 Problème inverse

consiste à estimer les paramètres (P) d'un système physique connaissant sa réponse (y) à une entrée (x) (solicitation).

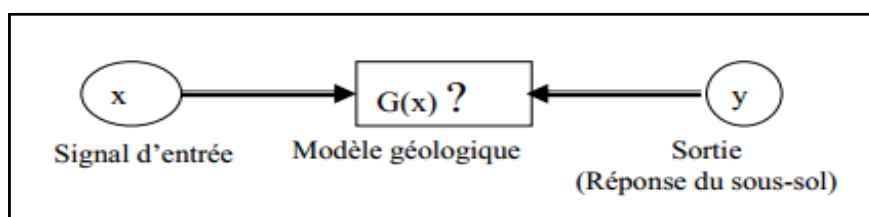


Figure III-2 : Organigramme d'un problème inverse (d'après Djarfour, 2008)

Ici doit restituer les propriétés caractéristiques du milieu à partir du modèle et des données précédentes. (Djarfour, 2008)

En sismique le problème inverse est une opération qui nous permet de remonter de l'ensemble des mesures (en surface), au modèle géologique qui a pu lui donner naissance. (Djarfour, 2001)

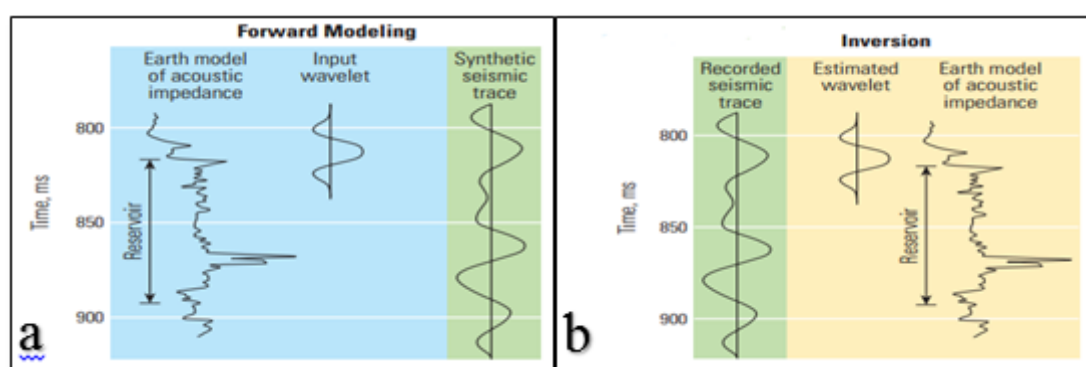


Figure III-3 : (a) modélisation, (b) inversion en sismique (d'après F.Barclay et al, 2008)

### III-5 L'INVERSION SISMIQUE

#### 5-1 Introduction

En sismique l'inversion cherche à résoudre le problème fondamental de l'exploration pétrolière qui est la détermination de la répartition spatiale des propriétés des roches à partir des observations faites à la surface.

Dans une inversion sismique, les données originales de la réflectivité sont converties d'une propriété d'interface (c'est-à-dire une réflexion) à une propriété de roche appelée impédance, qui est elle-même une multiplication de la vitesse ( $V_p$ ) et la densité. Dans une section sismique conventionnelle les fortes amplitudes sont associées aux limites entre les formations géologiques, telles que le toit d'un réservoir. Ce type de données est adapté à l'interprétation structurale. Dans les données inversées, les amplitudes décrivent les propriétés de la roche à l'intérieur, tels que le type de la lithologie, la porosité ou les fluides dans les pores (eau ou hydrocarbures). Les données inversées sont surtout utilisées pour la caractérisation de réservoir et l'interprétation stratigraphique. (Ashley.F, 2013)

L'inversion des données sismiques réduit l'effet de l'ondelette en remplaçant les réflexions par des blocs d'impédance à un intervalle de temps particulier (par exemple 4 ms). Les données inversées peuvent être utiles pour l'interpréteur de plusieurs façons. Effectivement par l'application du modèle convolutif dans le sens inverse, il est possible d'estimer l'impédance à partir des données sismiques, cette procédure offre un certain nombre d'avantages : (Simm et Bacon, 2014).

- L'inversion simplifie l'image sismique en enlevant l'effet de l'ondelette, ce qui donne une image plus claire de la stratigraphie, la lithologie, et le contenu en fluide.
- L'impédance est le lien géophysique aux paramètres géologique qu'on cherche (par exemple la porosité)
- les résultats des inversions sont plus facilement appréciés par les travailleurs dans les disciplines non géophysiques, telles que la géologie et l'ingénierie, car les données sont présentées dans des couches reconnaissables.

#### 5-2 Classifications des méthodes d'inversion selon la sommation des données :

Selon la sommation des données sismiques les géophysiciens utilisent différents types d'inversion. Il n'y a pas qu'une seule et unique meilleure méthode pour faire une inversion de toutes les données sismiques. Après avoir fixé le plan du projet, son objectif, ainsi que les données disponibles, le géophysicien peut sélectionner par la suite la méthode d'inversion la plus adéquate, pour l'utiliser. On distingue :

##### 5-2-1 l'inversion après sommation (post-stack inversion)

Ce type d'inversion sismique utilise les données sismiques après sommation (post-stack). Cette inversion est appliquée sur les données sismiques à fin d'obtenir un modèle absolu d'impédance acoustique du sous-sol avec une bonne résolution, permettant une interprétation détaillée. L'inversion avant sommation englobe plusieurs types d'inversion (inversion récursive, inversion colorée, inversion à base de modèle ... etc.). La technique la plus populaire parmi ces techniques, est l'inversion à base de modèle

### 5-2-2 Principe de l'inversion à base de modèle (model based inversion)

Cette Inversions est basée sur des modèles qui utilisent une procédure itérative de modélisation et comparaison. La procédure nécessite un modèle de départ qui est par la suite perturbé et vérifié par rapport à la sismique (Figure III-4) Ce modèle de départ peut être une interpolation de données de puits (probablement avec un filtre passe-bas appliquée) ou un modèle de tendance générale fondée sur les connaissances géologiques. (Simm et Bacon, 2014). Il faut prendre grand soin lors de l'interprétation de ces données parce que certains détails hauts fréquents ne proviennent pas de réflexions sismiques, mais proviennent du modèle initial. (Ashley.F, 2013)

### 5-2-3 Fondement mathématique de l'inversion après sommation

La réflectivité à une incidence normale est approximativement donné par :

$$R_P = \left[ \frac{\Delta V_P}{V_P} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \quad (\text{III-6})$$

D'après Buland et Omre (2003) :

$$\frac{\Delta V_P}{V_P} \cong \Delta \ln V_P \quad (\text{III-7})$$

En combinant l'équation III-6 et III-7 on peut écrire pour les faibles contrastes d'impédances acoustique : (D.Hampson et B.Russell, 2005)

$$R_{Pi} \cong \frac{1}{2} \Delta \ln Z_{Pi} \cong \frac{1}{2} [\ln Z_{Pi+1} - \ln Z_{Pi}] \quad (\text{III-8})$$

Si on considère N échantillons de la réflectivité l'équation III-8 peut-être écrite sous forme matricielle comme suit :

$$\begin{bmatrix} R_{p1} \\ R_{p2} \\ \vdots \\ R_{pN} \end{bmatrix} = \frac{1}{2} \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & \dots \\ 0 & -1 & 1 & \ddots \\ 0 & 0 & -1 & 1 \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_{p1} \\ L_{p2} \\ \vdots \\ L_{pN} \end{bmatrix}, \quad (\text{III-9})$$

Où  $L_{Pi} = \ln Z_{Pi}$

Si on représente la trace sismique comme étant la convolution de l'ondelette avec la réflectivité, on peut écrire le résultat sous forme matricielle comme :

$$\begin{bmatrix} T_1 \\ T_2 \\ \vdots \\ T_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} w_1 & 0 & 0 & \dots \\ w_2 & w_1 & 0 & \ddots \\ w_3 & w_2 & w_1 & \ddots \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{p1} \\ R_{p2} \\ \vdots \\ R_{pN} \end{bmatrix}, \quad (\text{III-10})$$

Où :  $T_i$  représente l' $i$ ème échantillon de la trace sismique, et  $w_j$  représente le  $j$ 'ème terme d'une ondelette extraite. En combinant l'équation III-9 et III-10 on obtient le modèle directe reliant la trace sismique au logarithme de l'impédance-P

$$T = \left(\frac{1}{2}\right) WDL_p \quad (\text{III-11})$$

Où  $W$  est la matrice de l'ondelette et  $D$  est la matrice dérivative

Si on tente d'inverser l'équation III-11 par les méthodes directes, afin d'estimer  $L_p$  connaissant  $T$  et  $W$  on rencontrera deux obstacles, le 1<sup>er</sup> est l'instabilité de résultat, le 2<sup>ème</sup> est la perte de la composante basse fréquence. Pour affranchir ces obstacles on opte pour les méthodes itératives. (Méthodes des moindres carrés, méthodes de gradient conjugué, la décomposition SVD), en choisissant un modèle initial d'impédance (1<sup>er</sup> estimé) puis itérer vers une solution approchée.

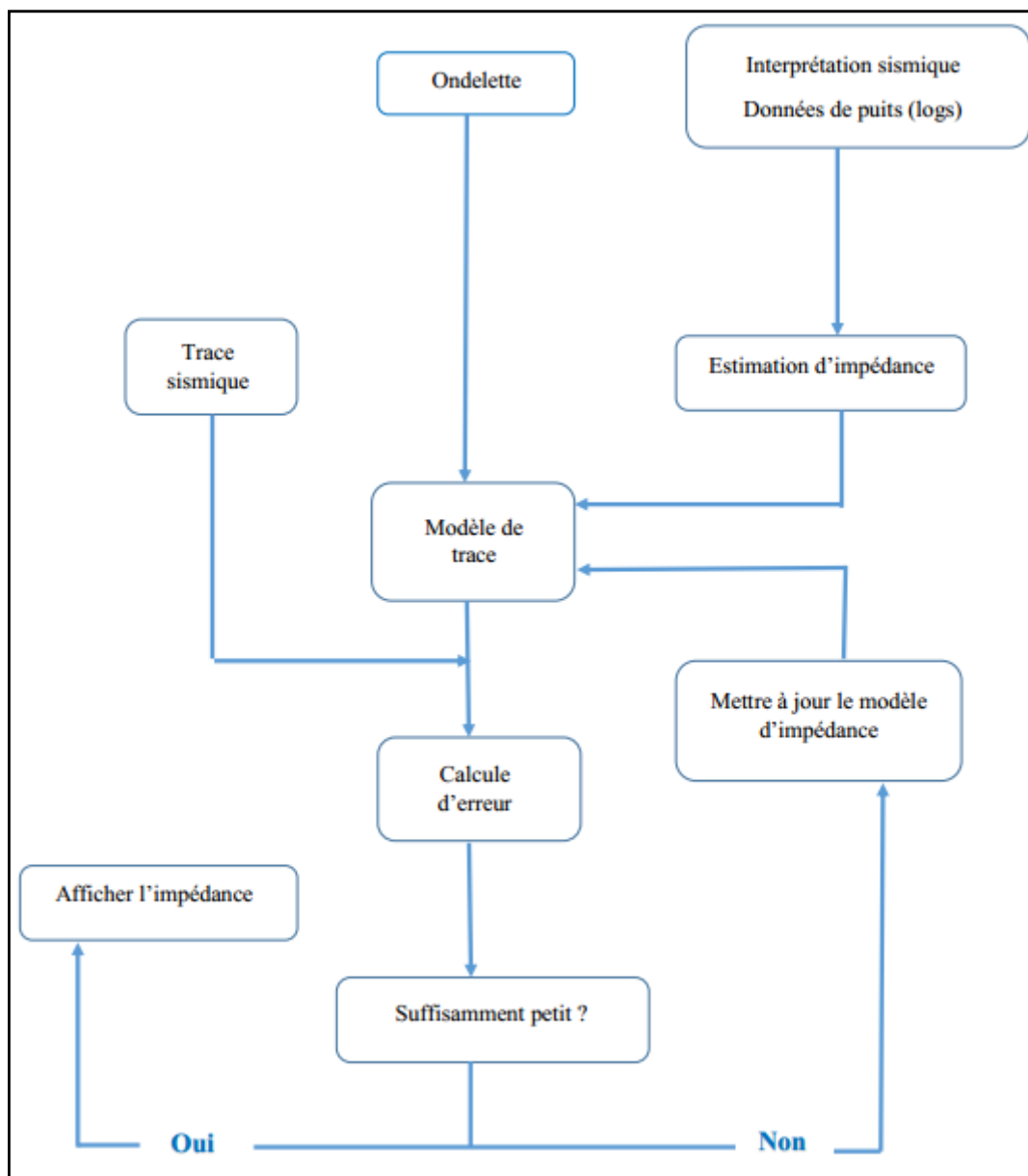


Figure III-4 : Organigramme de l'inversion à base de modèle (d'après Simm et Bacon, 2014)

### 5-3 L'inversion simultanée avant sommation (pre-stack inversion)

Avant de passer à l'inversion avant sommation (son principe et son fondement mathématique) il est plus utile de clarifier quelques notions sur lesquelles ce type d'inversion se base.

#### 5-3-1 Le coefficient de réflexion à incidence non normale

Pour l'incidence non normale, la situation est plus compliquée. Une onde P incidente génère des ondes P et S réfléchies, et des ondes P et S transmises. Les coefficients de réflexion et de transmission dépendent de l'angle d'incidence, ainsi que de propriétés des matériaux des deux couches.

Les angles des rayons incidents, réfléchis et transmis (Figure III-5) sont liés par la loi de Snell-Descartes :

$$p = \frac{\sin\theta_1}{V_{p1}} = \frac{\sin\theta_2}{V_{p2}} = \frac{\sin\theta_{s1}}{V_{s1}} = \frac{\sin\theta_{s2}}{V_{s2}} \quad (\text{III-12})$$

Où  $p$  est le paramètre de ray.  $\theta$  et  $\theta_s$  sont les angles des ondes P et S, respectivement, par rapport à la normal. Les indices 1 et 2 indiquent les angles ou les propriétés des matériaux des couches 1 et 2, respectivement. La solution complète pour les amplitudes des ondes P et S réfléchies et transmises pour les deux incidences (onde P et S) est donnée par les équations de Knott – Zoeppritz (Knott, 1899 ; Zoeppritz, 1919) (Gary Mavko et al, 2009)

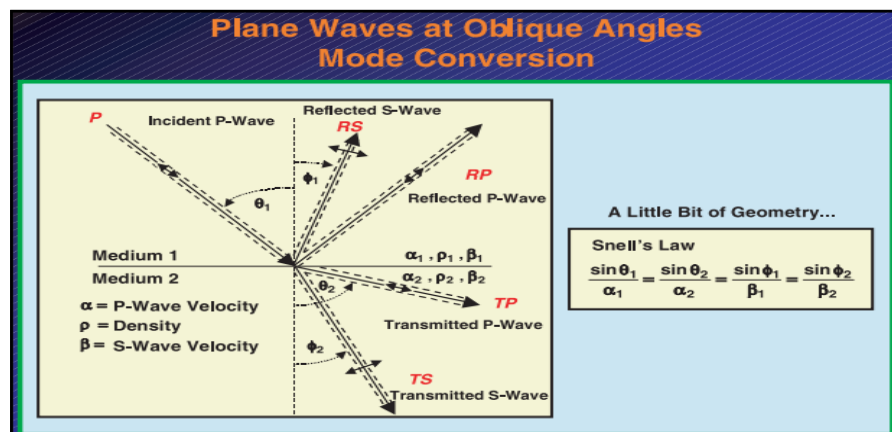


Figure III-5 : Conversion d'ondes pour une onde-P à incidence oblique (d'après F.J. Hiltermann, 2001)

Les équations de Zoeppritz se composent de quatre équations à quatre inconnues

$$\begin{bmatrix} R_P \\ R_S \\ T_P \\ T_S \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin\theta_1 & -\cos\phi_1 & \sin\theta_2 & \cos\phi_2 \\ \cos\theta_1 & -\sin\phi_1 & \cos\theta_2 & -\sin\phi_2 \\ \sin 2\theta_1 & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}} \cos 2\phi_1 & \frac{\rho_2 V_{S2} V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2} \cos 2\phi_2 \\ -\cos 2\phi_1 & \frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin 2\phi_1 & \frac{\rho_2 V_{P2}}{\rho_1 V_{P1}} \cos 2\phi_2 & \frac{\rho_2 V_{S2}}{\rho_1 V_{P1}} \sin 2\phi_2 \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} \sin\theta_1 \\ \cos\theta_1 \\ \sin 2\theta_1 \\ \cos 2\phi_1 \end{bmatrix} \quad (\text{III-13})$$

$R_p, R_s, T_p$  et  $T_s$  sont les amplitudes des ondes P- réfléchies, S- réfléchies, P- transmises et S- transmises, respectivement  $\theta_1$ : est l'angle d'incidence de l'onde- P.  $\theta_2$ : l'angle de transmission de l'onde-P.  $\phi_1$ : L'angle de réflexion de l'onde- S.  $\phi_2$ : l'angle de transmission de l'onde- S.

Malheureusement, les équations Zoeppritz sont complexes et ne donnent pas un sens intuitif pour l'influence de propriétés de la roche sur la variation d'amplitude en fonction de l'angle. Pour cette raison, plusieurs auteurs ont dérivé des approximations pour les équations d'estimation d'amplitude en fonction de l'angle. (Simm et Bacon, 2014)

### 5-3-2 Quelques approximations

Bien que les équations de Zoeppritz peuvent être évaluées numériquement, il est souvent utile et plus enrichissante à utiliser l'une des approximations plus simples. (Gary Mavko et al, 2009)

Aki et Richards (1980), ont dérivé une forme simplifiée en supposant que les couches à faible contraste. Les résultats sont commodément exprimés en termes de contrastes dans  $V_p$ ,  $V_s$  et  $\rho$

$$R_{PP}(\theta) \cong \frac{1}{2} (1 - 4p^2 \bar{V}_S^2) \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} + \frac{1}{2 \cos^2 \theta} \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} - 4p^2 \bar{V}_S^2 \frac{\Delta V_S}{\bar{V}_S} \quad (\text{III-14})$$

Avec

$$p = \frac{\sin \theta_1}{V_{P1}} = \frac{\sin \theta_2}{V_{S1}} \quad \theta = \frac{\theta_1 + \theta_2}{2} \quad \theta_S = \frac{\theta_{S1} + \theta_{S2}}{2} \quad \Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$$

$$\Delta V_P = V_{P2} - V_{P1} \quad \Delta V_S = V_{S2} - V_{S1} \quad \bar{V}_P = (V_{P1} + V_{P2})/2 \quad \bar{V}_S = (V_{S1} + V_{S2})/2 \\ \bar{\rho} = (\rho_1 + \rho_2)/2$$

le résultat de la réflectivité de l'onde P peut être re-écrite sous la forme familière : (Gary Mavko et al, 2009)

$$R_{PP}(\theta) \cong R_{P0} + B \sin^2 \theta + C (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (\text{III-15})$$

$$R_{PP}(\theta) \cong \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} + \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} \right) + \left[ \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} - 2 \frac{\bar{V}_S^2}{\bar{V}_P^2} \left( 2 \frac{\Delta V_S}{\bar{V}_S} \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} \right) \right] \sin^2 \theta \\ + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (\text{III-16})$$

Cette formule peut être interprétée en termes de différentes gammes angulaires (Castagna, 1993). Dans les équations ci-dessus  $R_{P0}$  est le coefficient de réflexion à une incidence normale, telle qu'exprimée par (Gary Mavko et al, 2009)

$$R_{P0} \cong \frac{I_{P2} - I_{P1}}{I_{P2} + I_{P1}} \cong \frac{\Delta I_P}{2I_P} \cong \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} + \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} \right) \quad (\text{III-17})$$

Le paramètre **B** décrit la variation à des offsets intermédiaires et souvent appelé le gradient AVO et **C** prédomine aux l'offsets lointaines près de l'angle critique. (Gary Mavko et al, 2009)

Shuey (1985) a présenté une approche similaire lorsque le gradient AVO est exprimé en fonction de coefficient de Poisson  $\nu$  comme suit :

$$R_{PP}(\theta) \cong R_{P0} + \left[ ER_{P0} + \frac{\Delta\sigma}{(1-\bar{\sigma})^2} \right] \sin^2\theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} (\tan^2\theta - \sin^2\theta) \quad (\text{III-18})$$

Avec

$$R_{P0} \cong \frac{1}{2} \left( \frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} + \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} \right) \quad E = F - 2(1+F) \left( \frac{1-2\bar{\sigma}}{1-\bar{\sigma}} \right) \quad F = \frac{\Delta V_P / \bar{V}_P}{\frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} + \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}}}$$

$$\Delta\sigma = \sigma_2 - \sigma_1 \quad \bar{\sigma} = (\sigma_2 - \sigma_1)/2$$

L'équation III-18. peut-être écrite sous la forme :

$$R_{PP}(\theta) \cong R_{p0} + G\sin^2\theta + F(\tan^2\theta - \sin^2\theta) \quad (\text{III-19})$$

L'avantage de cette forme est que chaque terme décrit une différente gamme d'angles. Le 1<sup>er</sup> est le coefficient de réflexion à incidence normale, le 2<sup>ème</sup> prédomine les angles intermédiaires, et le 3<sup>ème</sup> domine proche de l'angle critique. (J.P.Castagna, 1993)

L'approximation se simplifie en deux termes parce que la gamme d'angle valable pour l'analyse AVO est souvent inférieure à 40°

$$R_{PP}(\theta) \cong R_{p0} + G\sin^2\theta \quad (\text{III-20})$$

Hiltermann (1989) a proposé la forme légèrement modifiée suivante : (Gary Mavko et al, 2009)

$$R_{PP}(\theta) \cong R_{P0} \cos^2\theta + PR \sin^2\theta \quad (\text{III-21})$$

Ou  $R_{p0}$  Est le coefficient de réflexion à une incidence normale.

$$PR = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{(1 - \sigma)^2} \quad (\text{III-22})$$

Cette forme modifiée a l'interprétation que les traces des offset proches révèlent l'impédance d'onde P, et celles intermédiaires retrace les contrastes dans le coefficient de Poisson (Gary Mavko et al, 2009)

### 5-3-3 Principe de l'inversion simultanée avant sommation

Dans le passé, l'utilisation des résultats d'inversion post-Stack pour construire les modèles de sous-sol était limitée par le fait que seule l'impédance acoustique était inversée. Il était donc difficile de séparer les effets de la porosité, de la lithologie et de la saturation en fluides à partir d'un seul paramètre inversé. Aujourd'hui, l'inversion élastique complète (full elastic inversion) est exécutée en inversant simultanément les angles stacks. Cette Inversions est basée sur des modèles qui utilisent une procédure itérative de modélisation et comparaison. La procédure nécessite des modèles de départ (modèle initial en impédance-P, en impédance-S, et en densité) qui sont par la suite perturbés et vérifiés par rapport à la sismique (figure III-7) Ces modèles de départ peuvent être une interpolation de données de puits (probablement avec un filtre passe-bas appliquée) ou un modèle de tendance générale fondée sur les connaissances géologiques.

L'inversion simultanée fournit des estimations indépendantes de trois paramètres élastiques, ( $Z_P, Z_S$ , et densité). D'autres paramètres élastiques tels que le coefficient de Poisson peuvent également être dérivés des résultats d'inversion. La disponibilité de 2 ou 3 cubes attributaires inversés est particulièrement utile pour mieux construire les modèles de sous-sol et réduire les ambiguïtés lors de la prédiction des propriétés des roches. (P.Doyen, 2007)

### 5-3-4 Fondement mathématique de l'inversion simultanée avant sommation (pre-stack)

On rappelle que : La solution complète pour les amplitudes des ondes P et S réfléchies et transmises pour les deux incidences (onde P et S) est donnée par les équations de Knott – Zoeppritz (Knott, 1899 ; Zoeppritz, 1919) – voir équation III-13-

Et que : Aki et Richards (1980), ont dérivé une forme simplifiée en supposant que les couches à faible contraste. Les résultats sont commodément exprimés en termes de contrastes dans  $V_p$ ,  $V_s$  et  $\rho$

$$R_{PP}(\theta) \cong \frac{1}{2} (1 - 4p^2 \overline{V_S^2}) \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} + \frac{1}{2\cos^2\theta} \frac{\Delta V_P}{\overline{V_P}} - 4p^2 \overline{V_S^2} \frac{\Delta V_S}{\overline{V_S}}$$

-voir équation (III-14)-

Fatti et al (1994) ont reformulé l'équation d'Aki-Richards comme fonction de la réflectivité-P à zéro offset  $R_{P0}$ , la réflectivité-S à zéro offset  $R_{S0}$ , et la réflectivité de densité  $R_D$  tel que :

$$R_{PP}(\theta) = c_1 R_{P0} + c_2 R_{S0} + c_3 R_D \quad \text{(III-23)}$$

Où :  $c_1 = 1 + \tan^2\theta$ ,  $c_2 = -8\gamma^2 + \tan^2\theta$ ,  $\gamma = V_S/V_P$ , et  $c_3 = -0.5\tan^2\theta + 2\gamma^2 \sin^2\theta$

Comme  $R_{P0}$  est donné par :

$$R_{P0} = \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_P}{\overline{V_P}} + \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} \right] = \frac{\Delta Z_P}{Z_P} \quad \text{(III-24)}$$

Donc

$$R_{S0} = \frac{1}{2} \left[ \frac{\Delta V_S}{\overline{V_S}} + \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} \right] = \frac{\Delta Z_S}{Z_S} \quad \text{(III-25)}$$

$$R_D = \frac{\Delta\rho}{\bar{\rho}} \quad \text{(III-26)}$$

A la base des travaux de Simmons et Backus (1996) et Buland et Omre (2003) Hampson et Russell (2005) ont présenté une nouvelle approche pour l'inversion simultanée, en s'appuyant sur trois suppositions : (Hampson et Russell, 2005)

- 1- La réflectivité peut être approximée linéairement
- 2- La réflectivité de l'onde P comme fonction de l'angle est donnée par l'équation d'Aki-Richards



3- Il existe une relation linéaire entre le logarithme de l'impédance-P et celui de l'impédance-S et la densité

Pour une trace qui dépend de l'angle d'incidence  $T(\theta)$ , on peut étendre la théorie de l'inversion post-stack (à zéro offset) à fin de construire la théorie de l'inversion prestack (Hampson et Russell, 2005)

En combinant l'équation III-11 et III-23, on obtient :

$$T(\theta) = \frac{1}{2}c_1W(\theta)DL_P + \frac{1}{2}c_2W(\theta)DL_S + \frac{1}{2}c_3W(\theta)DL_D \quad \text{(III-27)}$$

Où :  $L_S = \ln(Z_S)$  et  $L_D = \ln(\rho)$ . On note que maintenant l'ondelette dépend de l'angle  $\theta$

En effectuant un cross-plot  $\ln(\rho) = f(\ln Z_P)$ , et  $\ln(Z_S) = f(\ln Z_P)$ , Hampson et Russell ont établis une relation linéaire entre le logarithme de l'impédance-P et celui de l'impédance-S et la densité, tel que :

$$\ln(Z_S) = k \ln(Z_P) + K_c + \Delta L_S \quad \text{(III-28)}$$

$$\ln(Z_D) = m \ln(Z_P) + m_c + \Delta L_D \quad \text{(III-29)}$$

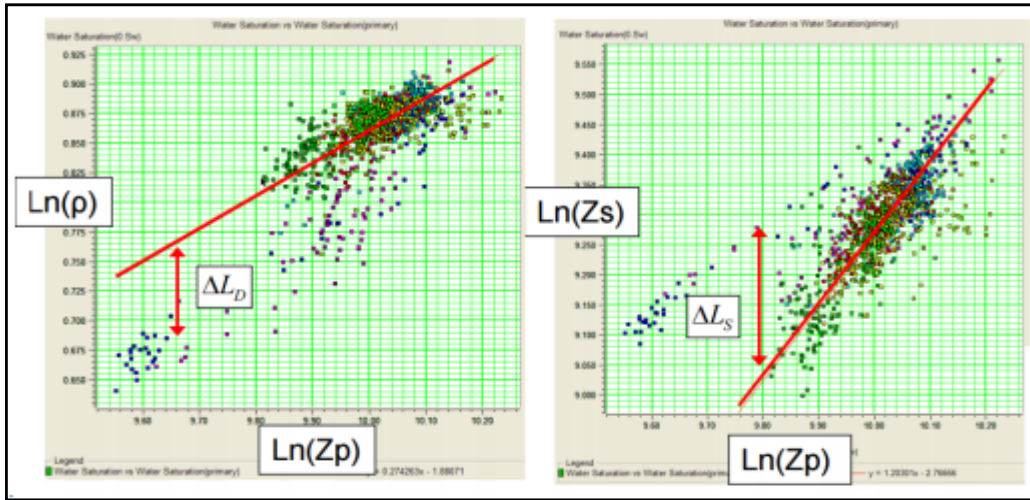


Figure III-6 : Relations linéaires entre  $(\ln(\rho), \ln(Z_P))$  et  $(\ln(Z_S), \ln(Z_P))$  (d'après Hampson et Russell, 2005)

En combinant les équations III-27, III-28 et III-29 on obtient :

$$T(\theta) = \tilde{c}_1W(\theta)DL_P + \tilde{c}_2W(\theta)D\Delta L_S + W(\theta)c_3D\Delta L_D \quad \text{(III-30)}$$

Où :  $\tilde{c}_1 = \left(\frac{1}{2}\right)c_1 + \left(\frac{1}{2}\right)kc_2 + mc_3$ , et  $\tilde{c}_2 = \left(\frac{1}{2}\right)c_2$

L'équation III-30 peut être écrite sous forme matricielle

$$\begin{bmatrix} T(\theta_1) \\ T(\theta_2) \\ \vdots \\ T(\theta_N) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tilde{c}_1(\theta_1)W(\theta_1)D & \tilde{c}_2(\theta_1)W(\theta_1)D & c_3(\theta_1)W(\theta_1)D \\ \tilde{c}_1(\theta_2)W(\theta_2)D & \tilde{c}_2(\theta_2)W(\theta_2)D & c_3(\theta_2)W(\theta_2)D \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \tilde{c}_1(\theta_N)W(\theta_N)D & \tilde{c}_2(\theta_N)W(\theta_N)D & c_3(\theta_N)W(\theta_N)D \end{bmatrix} \begin{bmatrix} L_P \\ \Delta L_S \\ \Delta L_D \end{bmatrix} \quad \text{(III-31)}$$

Autre fois, si l'équation III-31 est inversée par les méthodes directes, on rencontrera les même deux obstacles, (l'instabilité et la perte de la composante basse fréquence). Pour affranchir ces obstacles on opte pour les méthodes itératives. (Méthodes des moindres carrées, méthodes de gradient conjugué, la décomposition SVD), en choisissant un modèle initial (1<sup>er</sup> estimé)  $[L_P \ \Delta L_S \ \Delta L_D]^T = [\ln(Z_{P0}) \ 0 \ 0]^T$ , où  $Z_{P0}$  est le modèle initial de l'impédance puis itérer vers une solution approchée.

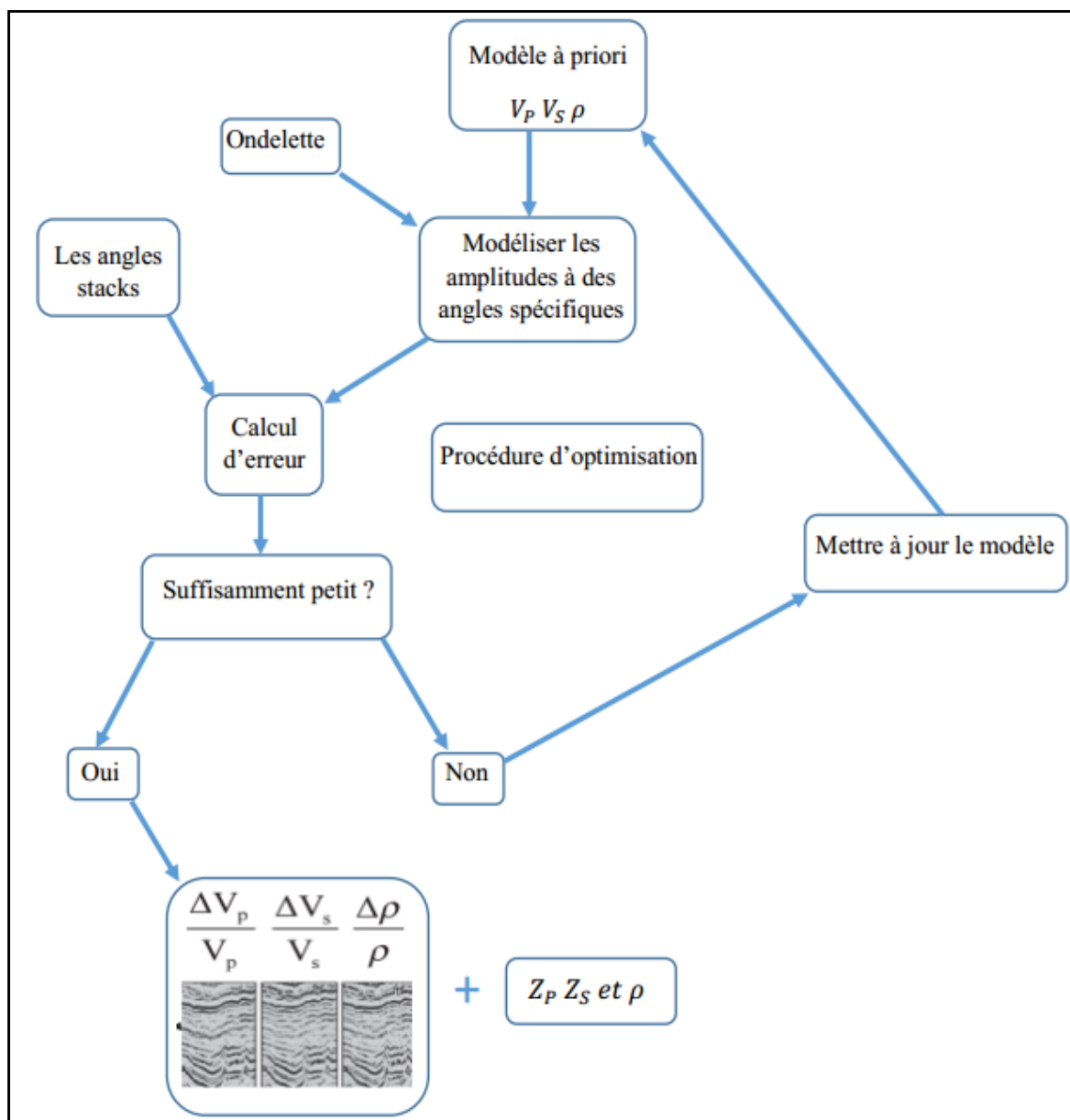
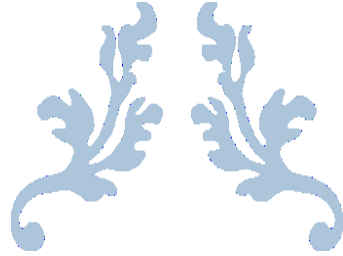


Figure III-7 : Organigramme de l'inversion simultanée avant sommation (d'après Simm et Bacon, 2014)



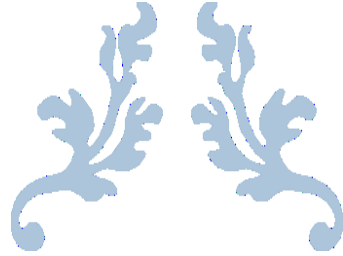
---

# APPLICATION SUR DES DONNEES REELLES

---

## CHAPITRE IV





---

**GEOLOGIE DE LA REGION D'ETUDE**

---

**CHAPITRE IV  
PARTIE « A »**



### A-1 PRESENTATION DE BASSIN D'ILLIZI :

Le bassin d'illizi (Figure IV-1), d'une superficie de 108 424 km<sup>2</sup>, est le siège d'un effort d'exploration assez important qui a débuté en 1956 avec la découverte d'Edjeleh. Depuis, pas moins de 413 puits d'exploration et 281 d'appréciation ont été forés, avec un taux de succès de 23.7 %. On dénombre 54 découvertes d'huile et 44 découvertes de gaz (qui ont donné lieu à des gisements) telles que celles de Tin Fouyé Tabankort, Zarzaïtine, Edjeleh, Alrar, Ohanet et Stah.

Au cours de son histoire, le bassin d'illizi a été, pour l'essentiel, un bassin marin peu profond situé près d'une marge continentale soumise à une période d'érosion intense qui a permis l'installation d'une importante colonne sédimentaire paléozoïque (Figure IV-3).

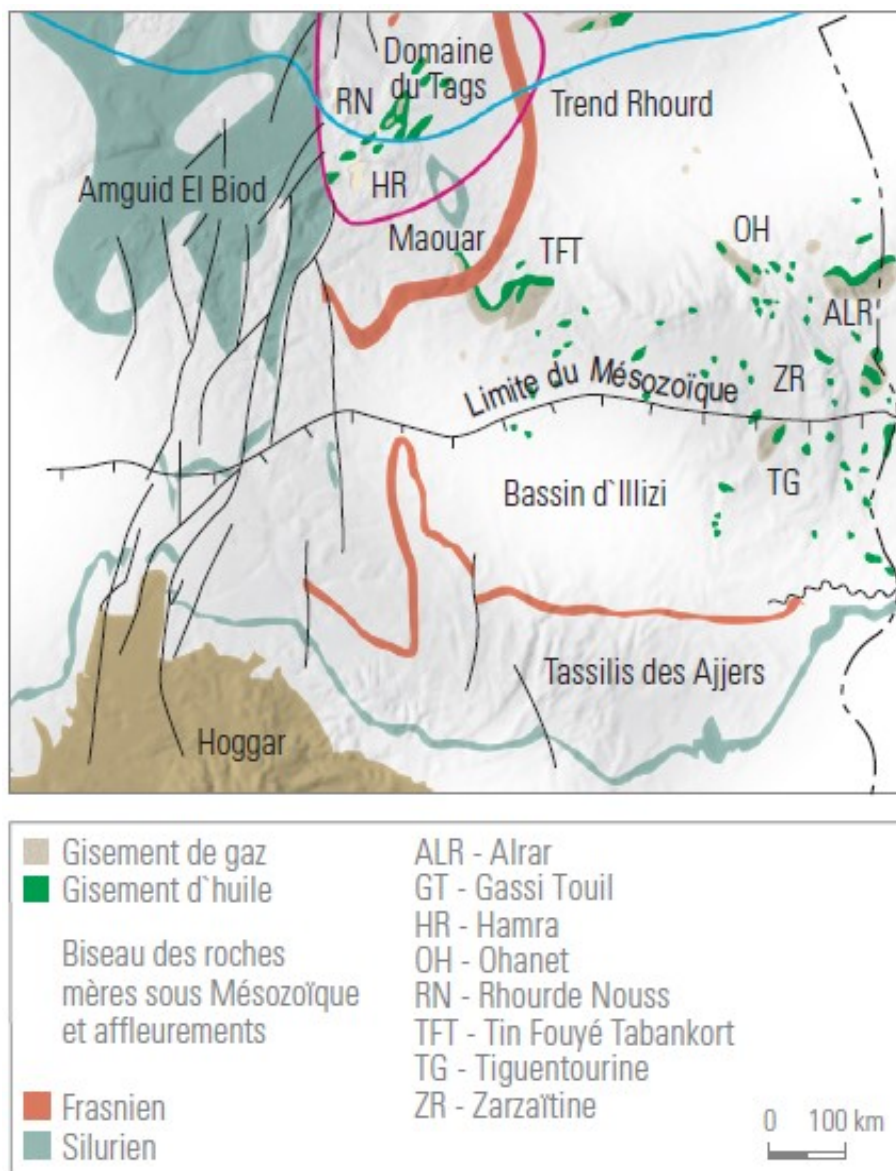


Figure IV-1 : Contexte régionale du bassin d'illizi (d'après document de SONATRCH, 2007)

**A-2 PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE :****2-1 Cadre géographique :**

La région de Tinrhert (figure IV-2), se situe dans la partie septentrionale du bassin d'Illizi, dans le bloc 239 dont les coordonnées géographiques sont :

Latitude : 28°40''N et 29°00''.

Longitude : 8°50''E et 9°50''.

D'un point de vue pétrolier, le gisement de Tinrhert est limité par :

- Au Nord : le gisement d'ASKARENE et GLT ;
- A l'Est le gisement d'ALRAR ;
- A l'Ouest le gisement d'OHANET.

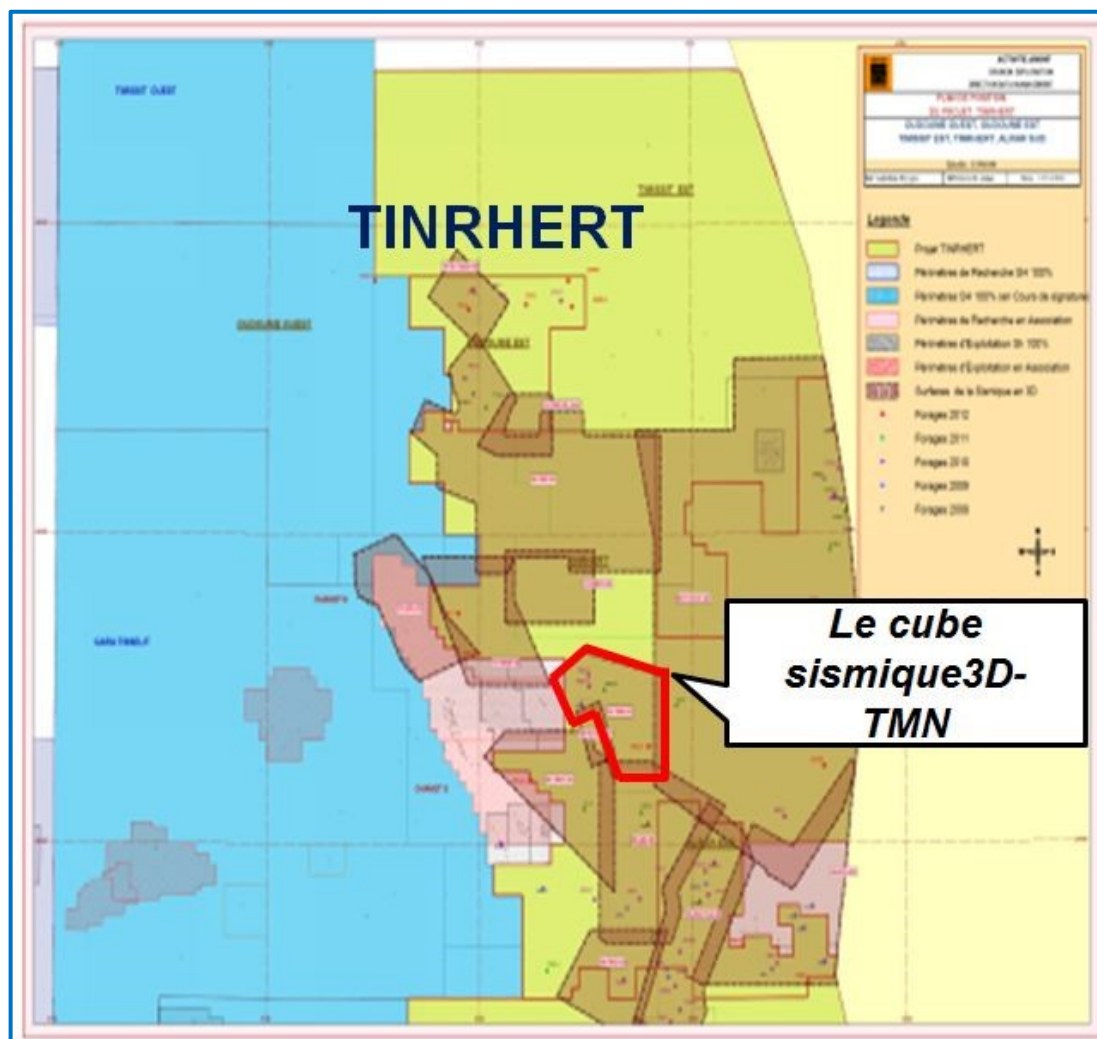


Figure IV-2 : Localisation de la région d'étude (d'après document de SONATRACH, 2014)

## 2-2 Cadre géologique

### 2-2-1 Aspect stratigraphique :

La connaissance de la succession des strates et la nature lithologique de chaque niveau est primordiale pour deux raisons : Une meilleure compréhension de l'évolution géologique et une meilleure interprétation diagraphiques.

Le périmètre Tinrhert, comme dans tout le bassin d'Ilizi, s'individualise par une série paléozoïque et une série mésozoïque qui reposent sur le socle précambrien (Figure IV-3). Le socle précambrien (substratum) est atteint par une centaine de forages (**document de SONATRACH, 2007**), ce socle est de nature granitique ou métamorphique (gneiss et schistes vert noire à vert foncé).

#### a) Le Paléozoïque

La série paléozoïque est complète jusqu'au carbonifère, nous distinguons de bas en haut :

##### a-1) Le Cambro-Ordovicien

La limite entre le cambrien et l'Ordovicien n'a pas été jusqu'à présent déterminée par des faunes précises. Ce complexe est constitué de bas en haut par les séries suivantes :

Unité II (Ensemble gréso-conglomératique de base) : Cet ensemble, gréseux repose en discordance majeure sur le socle éruptif ou métamorphique. Cette unité est subdivisée en deux termes

- la base : ce sont des grés fins à moyen comportant des niveaux grossiers à micro conglomératiques à ciment siliceux et argileux. Le ciment argileux est constitué de kaolinite avec présence d'illite.

- la partie sommitale : la formation est souvent constituée de grés quartzitique fins à moyens à ciment kaolinitique et siliceux. Ce terme a un aspect massif dont l'épaisseur varie de 30 à 80 (m) environs.

Unité III : Constituée de trois sous unités, de bas en haut, ce sont :

- Ensemble argilo- gréseux inférieur AGI ou Unité III-1 : Cette unité, de 50m d'épaisseur, repose en concordance sur l'AGS. Ce terme est constitué de grés fins à très fins, localement quartzitiques et à ciment argileux s'alternant avec des argiles noirs schisteuses.

- Ensemble des grés intermédiaires GI ou Unité III-2 : généralement, cette formation est identifiable facilement sur les logs de diagraphies. Cette formation est un ensemble de grés quartzitique, fins à moyens, parfois grossiers, voire conglomératiques comportant quelques rares lits argileux, en particulier à la base de la formation.

- Ensemble argilo- gréseux supérieur AGS ou Unité III-3 : Contrairement aux formations sous-jacentes, l'argilo-gréseux supérieur est caractérisé par la présence d'argiles marine, souvent fossilifères qui alternent avec des grés fins argileux ou siliceux.



Unité IV ou complexe terminal :

Cette formation regroupe l'ensemble des dépôts d'origine glaciaire. Elle repose en discordance sur n'importe quel ensemble sous-jacent.

Deux sous-unités distinctes dominent la constitution du complexe terminal :

- Unité IV-2/1 : Généralement ce sont des grès gris clairs à gris foncé et parfois blanc, siliceux à grains fins à moyens avec des intercalations d'argiles grises-foncées, feuilletées et micacées.

- Unité IV-3 : Du point de vue lithologie cette formation contient des grès blancs, clairs et parfois brunâtres, hétérogènes (fins, moyens à grossiers), reliés par un ciment siliceux à tendance quartzitiques. Les grès sont bien consolidés, compacts, présentant de rares microfissures et de nombreux grains de quartz blancs avec inclusion de pyrites.

**a-2) Silurien****a-2-1) Silurien argileux**

Sur les grès de l'unité IV-3se repose près de 360m d'argiles noires, brunes, feuilletées, silteuses et micacées. Ces argiles sont les résultats de la plus grande transgression marine durant le paléozoïque et sont considérées comme la roche mère, génératrice d'hydrocarbures, la plus importante dans la coupe stratigraphique de tout le Sahara.

**a-2-2) Silurien argilo-gréseux**

Cette série à un faciès plus gréseux que la précédente, les géologues ont pu la subdiviser en sous-unités :

- Réservoir F6 –unité M1(X) : Complexe argilo-gréseux, siliceux et peu consolidés et argiles brunes finement silteuses et micacées.
- Réservoir F6 –unité M2(IX) : Composée d'argiles noires, micacées, silteuses a minces intercalations de grès blancs.
- Réservoir F6 –unité A (VIII) : Composée de grès blancs à gris clair, peu consolidés et à grains fins à moyens devenant très fins à la base.
- Réservoir F6 –unité B1(VII) : On remarque une alternance d'argiles grises claires, schisteuses et de grès gris fins.
- Réservoir F6 –unité B2(VI) : Grès gris et argiles grises.
- Réservoir F6 –unité B2(IV) : Argiles gréseuses.

**a-3) Dévonien**

Les dépôts Dévoniens présentent un cycle sédimentaire assez complet. Cette série est constituée de bas en haut par :

Dévonien inférieur (Réservoir F6) :

- Unité C1(III) : Ensemble gréseux avec présence de quartz et argile noire.
- Unité C2(II) : Ensemble argileux micacé et peu consolidé.
- Unité C3(I) : Ensemble gréseux à grains fins à moyens ciment kaolintique parfois quartzitique.



Dévonien moyen (F5 et F4) : C'est une série argileuse à argiles brunes, micacées, schisteuses.

Dévonien supérieur (Réservoir F3 et F2) : Se caractérise par un même faciès dans tout le Sahara, c'est des argiles noires plus ou moins gréseuses et des grés clairs fins à ciment argilo-siliceux.

#### **a-4) Carbonifère**

Ce sont des argiles comportant des niveaux argilo-gréseux.

#### **b) Le mésozoïque**

Le mésozoïque dans le périmètre de Tinrhert, repose en discordance majeure (Discordance Hercynienne DH) sur le paléozoïque, est représenté seulement par le jurassique et le créacé, de bas en haut nous distinguons :

Lias : Sable, argiles et dolomies.

Dogger : Sables et argiles.

Néocomien, Malm : Sables, argiles et présence de trace de lignite.

Barrémien : Sables, argiles.

Aptien : Argiles et carbonates (calcaires dolomie.....).

Albien : Sable, grés et argiles.

Cénomaniens : Argiles, grés marnes et gypse.

Turonien : Marnes, calcaire, dolomie et gypse.

#### **2-2-2 Aspect tectonique de la région :**

Le périmètre de Tinrhert est affecté par une tectonique compressive importante donnant naissance à un réseau de failles en majorité inverse, très dense, et une individualisation de compartiments.

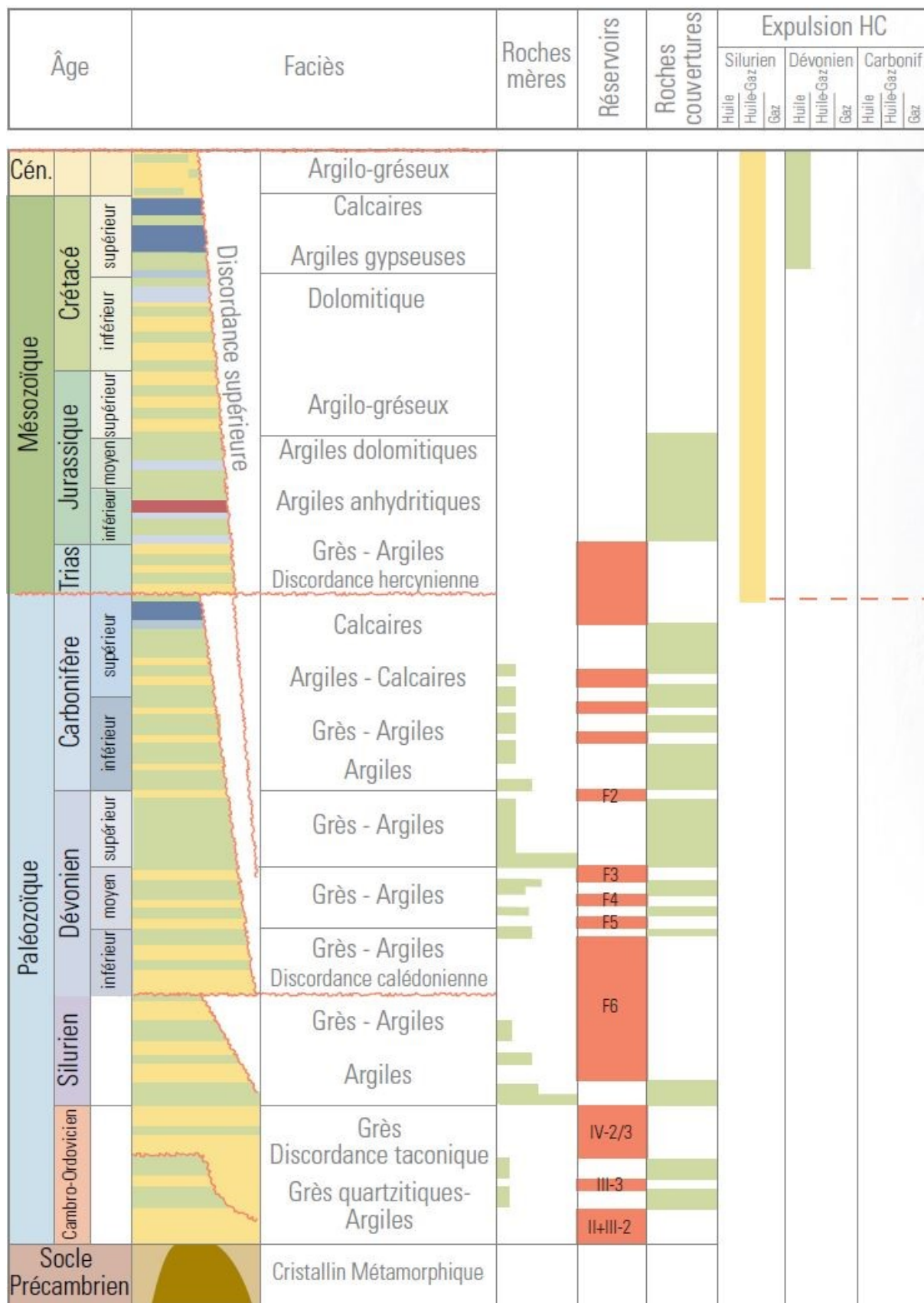


Figure IV-3 : Coupe stratigraphique du bassin d'Ilizi (Permis de Tinrhert) (d'après document de SONATRACH, 2007)

## A-3 INTERET PETROLIER

### 3-1 Réservoirs

Au niveau du périmètre Tinrhert, tous les réservoirs paléozoïques sont des objectifs pétroliers. En effet, les différents réservoirs du Dévonien (F2, F4) et du Siluro-Dévonien F6, constituent les principaux objectifs étant donné leur extension régionale et les résultats pétroliers enregistrés dans la région d'étude. Les réservoirs Cambro-Ordoviciens ont été explorés dans le périmètre de Tinrhert par plusieurs puits récemment forés entre 2010 et 2012

### 3-2 Roches mères

Dans l'ensemble du bassin d'Ilizi et d'après les études géochimiques, toutes les argiles paléozoïques ont généré des hydrocarbures. Nous retiendrons les plus importantes :

- Les argiles du Silurien argileux.
- Les argiles du Silurien argileux gréseux.
- Les argiles du Dévonien moyen à supérieur.

Des études plus récentes ont également montré que les argiles de l'Ordovicien ont généré des hydrocarbures.

### 3-3 Roches Couvertures

Le Namurien, le Viséen C, le Tournaisien, les argiles du Silurien argileux, et le Dévonien assurent respectivement le rôle de couverture des réservoirs Carbonifère, du Dévonien (F2, F4) et de l'Ordovicien.

### 3-4 Types de pièges

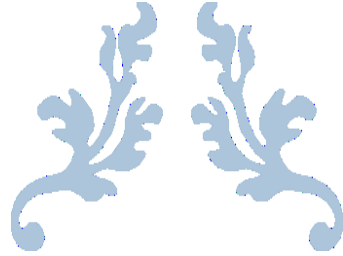
Les pièges sont souvent de type structural, des anticlinaux associés aux failles, d'orientation Nord –Sud, NW-SE et WNW- ESE, néanmoins des pièges de types stratigraphiques pourraient être mis en évidence au niveau du périmètre Alrar-sud en relation avec des divers paléo-environnements interprétés par les dépôts du Dévonien et de l'Ordovicien.

### 3-5 Timing de génération – migration

Les structures qui sont d'âge généralement Hercynien correspondent aux différents gisements tels qu'In Adaoui, Ohanet, Krebb, Askarene et Acheb. Plus au Nord, nous avons une autre zone caractérisée par l'individualisation du môle d'Ahara ayant une direction Est-Ouest qui sépare le bassin d'Ilizi de celui de Berkine, dont l'âge est plus tardif, post-Hercynien.

Deux périodes de génération- expulsion sont connues à l'échelle du bassin d'Ilizi et du périmètre de Tinrhert à savoir :

- La roche mère Silurienne : du Carbonifère à l'actuel.
- La roche mère Frasnienne : du Crétacé à l'actuel.



---

**PROGRAMME DE L'ETUDE ET  
PREPARATION DES DONNEES**

---

**CHAPITRE IV  
PARTIE « B »**



## B-1 PROGRAMME DE L'ETUDE

Un programme d'étude multidisciplinaire est réalisé et présenté ci-dessous (Figure IV-4). Après la phase préliminaire de collecte et de chargement de données, la séquence de travail réalisée est subdivisée en quatre parties principales :

- Préparation des données
- Etude de faisabilité et analyse de la physique des roches (rock physics)
- Inversion simultanée avant sommation
- Caractérisation sismique des réservoirs.

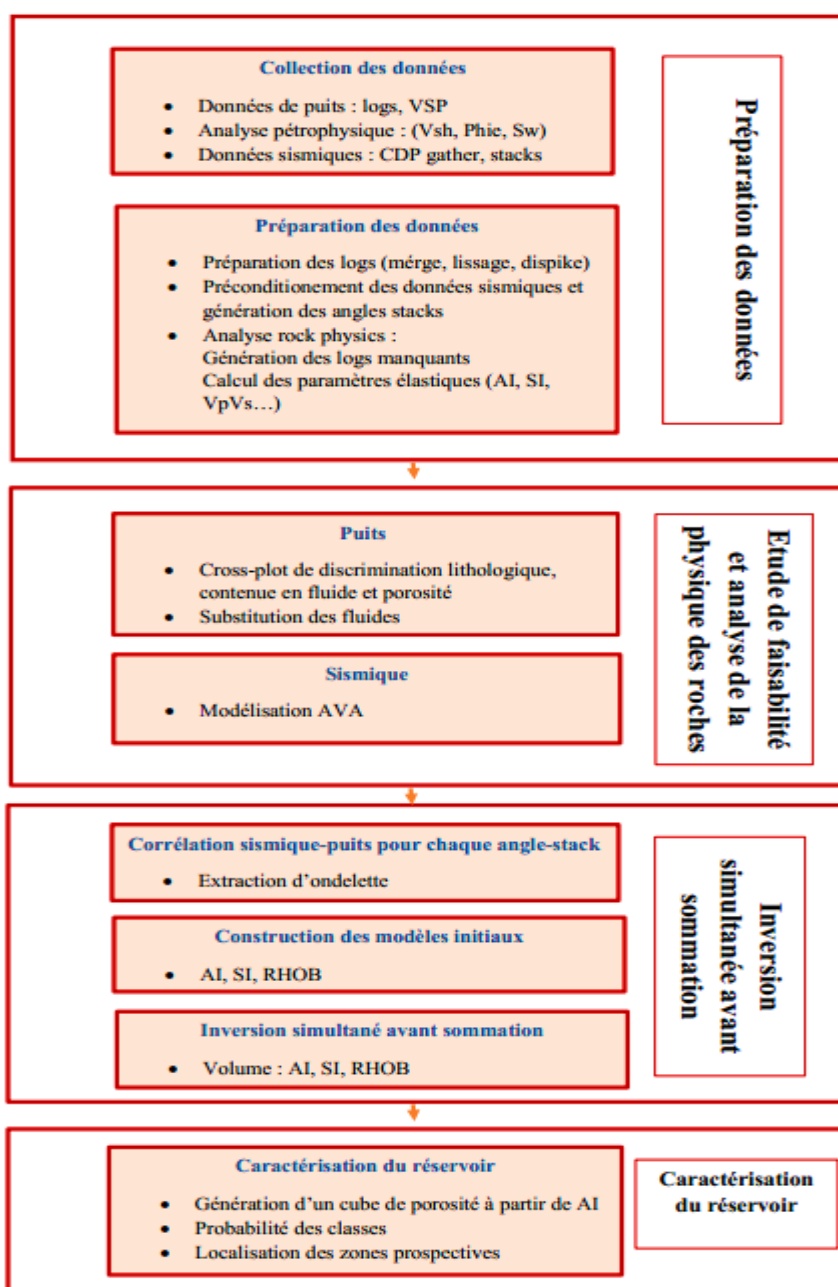


Figure IV-4 : Organigramme illustrant le programme de l'étude

## B-2 PREPARATION DES DONNEES

Le but de ce chapitre est l'édition et la génération des logs nécessaires (vitesse des onde-P, vitesse des onde-S et densité) pour l'étude physique des roche (rock physics), l'inversion simultanée avant sommation, la modélisation AVO, au niveau des puits : WELL-1, WELL-2, WELL-3 et WELL-4.

### 2-1 Préparation des données de puits

L'édition et la préparation des logs s'effectuent en trois étapes :

- Collecte des différentes données
- Génération des logs manquants.
- Lissage des logs et suppression des pics aberrants.

#### 2-1-1 Collection des différentes données

Le Tableau ci-dessous (Tableau II-1), résume tous les puits et les logs disponibles, en tous on a 4 puits qui seront utilisés.

Pour souci de confidentialité des données, les noms des puits sont modifiés

	GR	RHOB	DTC	DTS	S <sub>w</sub>	V <sub>sh</sub>	Ø <sub>eff</sub>	Résultats pétroliers
<i>WELL-1</i>	√	√	√	√	√	√	√	Productif d'huile
<i>WELL-2</i>	√	√	√	X	√	√	√	Productif d'huile
<i>WELL-3</i>	√	√	√	X	√	√	√	aquifère
<i>WELL-4</i>	√	√	√	√	√	√	√	aquifère

Tableau IV-1 : Disponibilité des logs au niveau des puits

Avec : **GR** : log de radioactivité naturel total (API)

**RHOB** : log de densité (g/cm<sup>3</sup>)

**DTC** : log de la lenteur des ondes de compression (inverse de la vitesse V<sub>p</sub>)

**DTS** : log de la lenteur des ondes de cisaillements (inverse de la vitesse V<sub>s</sub>)

**S<sub>w</sub>** : log de la saturation en eau

**V<sub>sh</sub>** : log de volume d'argile (%)

**Ø<sub>eff</sub>** : log de porosité effective (%)

**Remarques :** le puits Well-4 est en dehors de la sismique, néanmoins il sera utilisé pour les études rock physics car :

- Il dispose de tous les logs nécessaires
- Il traverse les mêmes formations que les autres puits

**Note :** les données de l'évaluation pétrophysique (logs  $V_{sh}$ ,  $\phi_{eff}$ , et  $S_w$ ) ont été pris comme des données prêtes à utiliser.

### 2-1-2 Génération des logs manquants

L'inversion simultanée avant ssmation nécessite des enregistrements diagraphiques sur tout le réservoir, d'où l'importance de la génération des parties manquantes dans les logs disponibles, et la génération des logs qui n'ont pas été enregistrés.

Le seul log à estimer dans cette étude est le log DTS. Il n'est pas enregistré aux puits Well-2 et Well-3 et mal enregistré (contient beaucoup de parties manquantes) au puits Well4.

Pour estimer ce log on a utilisé les logs DTC, DTS et GR des puits Well-1 Well-4. En se basant sur l'équation de Castagna qui relie la vitesse  $V_p$  linéairement à la vitesse  $V_s$  tel que :  $V_s = a * V_p + b$ , de même on peut écrire  $DTS = a * DTC + b$ .

L'estimation de ce log est faite selon les étapes suivantes :

- Cross-plot **DTS** versus **DTC** au niveau du puits Well-1 et Well-4 (Figure IV-5).
- Définition de 2 équations de la forme  $DTS = a * DTC + b$  (La relation linéaire de Castagna calibrée), une équation pour les grès et une autre pour les argiles.
- Analyse cross-plot et comparaison des courbes (Figure IV-6 et IV-7).
- Génération de logs DTS (Figure IV-8).

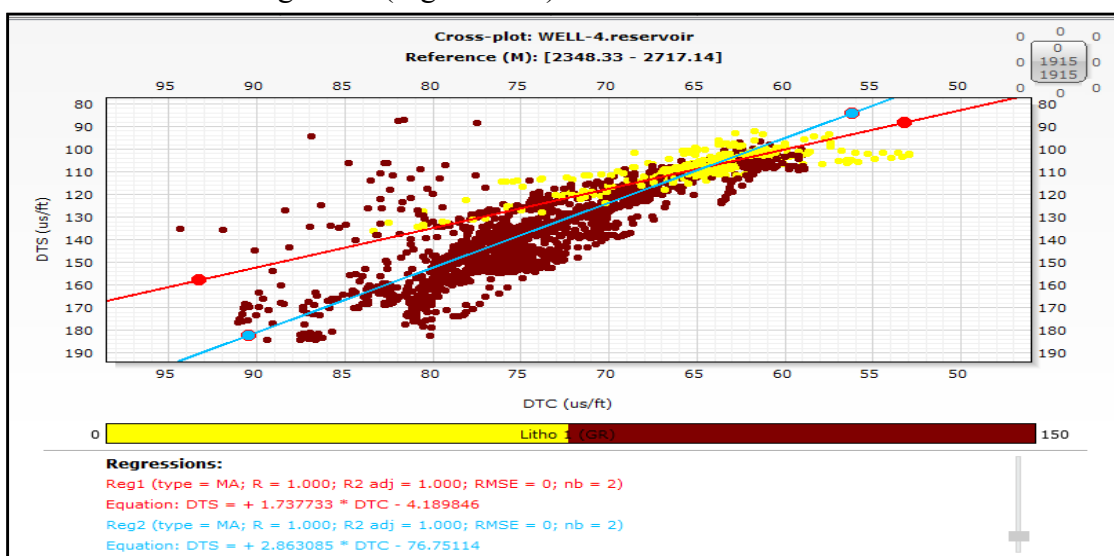


Figure IV-5 : Cross-plot DTS vs DTC au niveau du puit Well-1 et Well-4

On observe une bonne discrimination entre les grès (jaune) et les argiles (marron foncé) permettant de définir deux relations linéaires :

$$(grés) \quad DTS = 1.73 * DTC - 4.19$$

$$(argiles) \quad DTS = 2.86 * DTC - 76.75$$

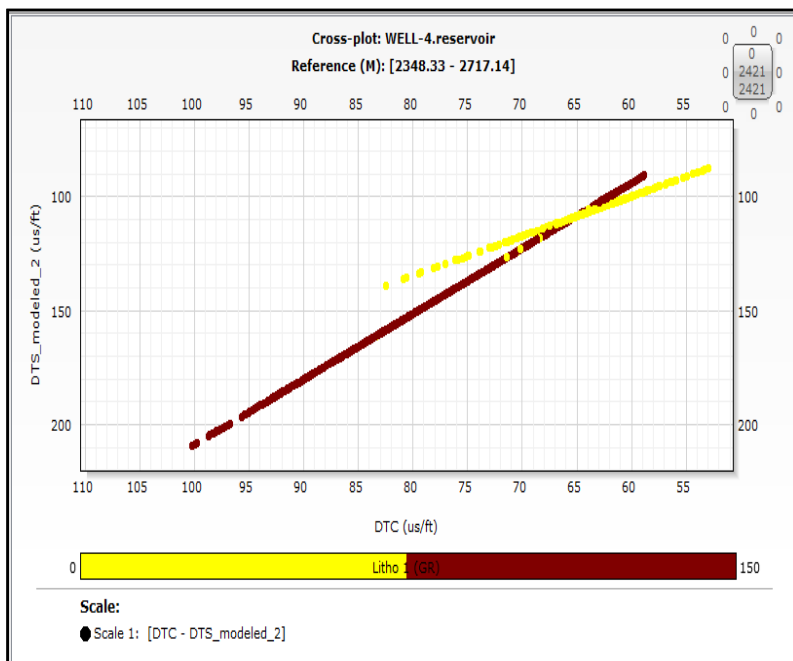


Figure IV-6 : Crossplot DTS (général) Vs DTC

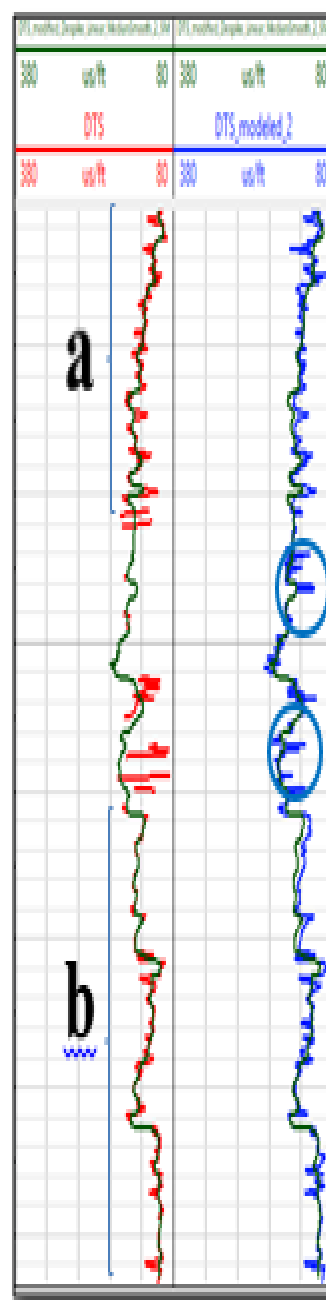


Figure IV-7 : Edition de log DTS du puits Well-4 en rouge c'est le DTS enregistré, en bleu le DTS modelé, et en vert le DTS édité

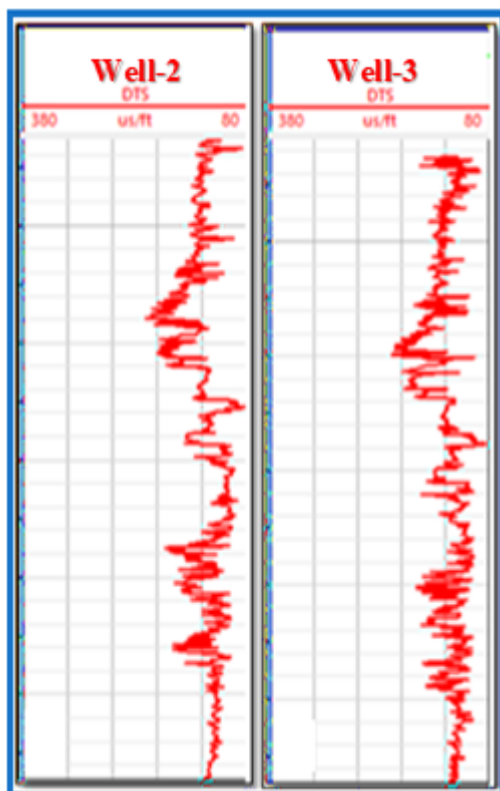


Figure IV-8: Logs DTS générés



La figure IV-7 montre une très grande ressemblance entre les deux logs DTS générés et enregistré dans les deux parties (a) et (b), ce qui confirme le bon choix des paramètres de l'équation de castagna.

pour Well-2, et Well-3 on a utilisé les relations extraites à partir de Well-1 et Well-4 ( $DTS = f(DTC)$ ). Car ces puits ne disposent pas de DTS pour établir les relations

### 2-1-3 Lissage des logs et suppression des pics aberrants

Pour supprimer les pics aberrants, on a appliqué un **filtre médian** pour lisser les courbes, tout en s'assurant que tous les événements visibles sur les logs gamma ray, DTC et densité soient préservés.

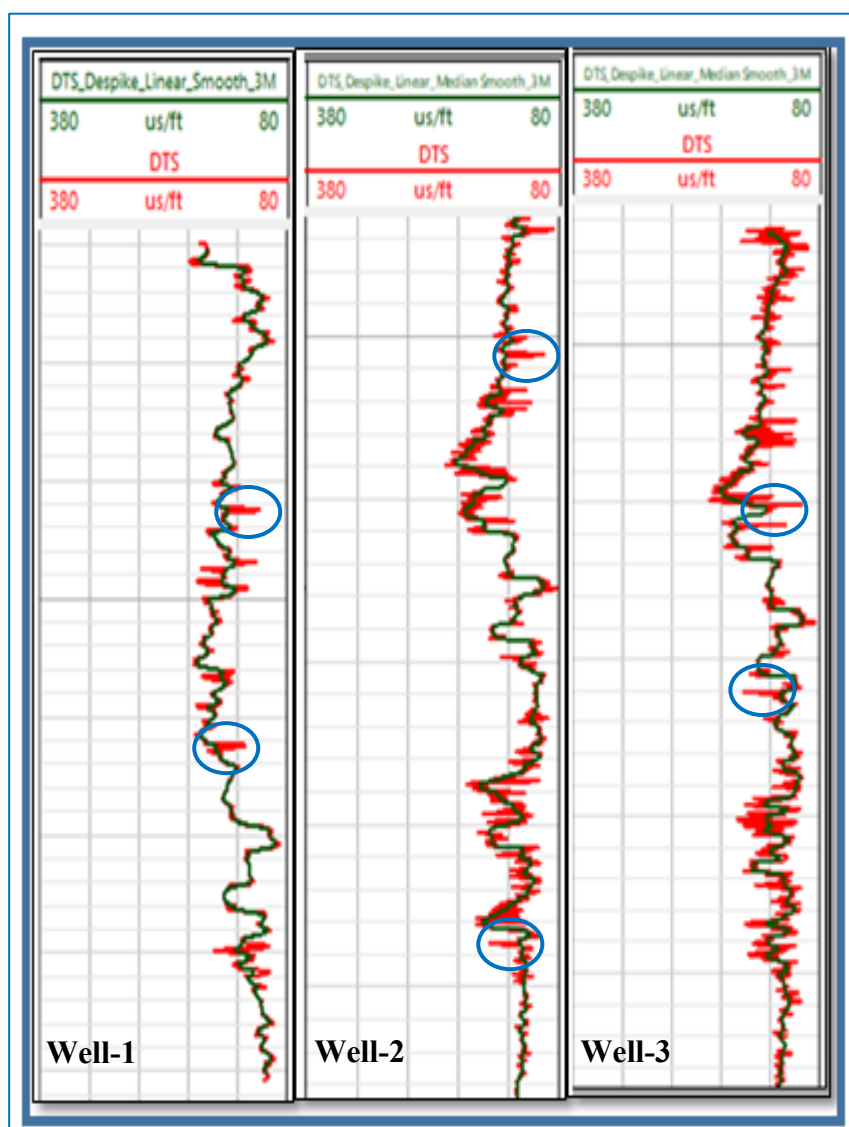


Figure IV-9 : Lissage des logs DTS générés

○ = Pics supprimés

Les logs de sonique DTC et de densité RHOB pour les quatre puits ont subi un lissage avec le même filtre (filtre médian).

## 2-2 Préparation de la sismique

Les données nécessaires pour la réalisation de ce travail sont des CDP gathers (PSTM) –Pre-Stack Time Migration-

Les données sismiques ont subis un traitement et un pré conditionnement, dans le but d'ajuster l'alignement des évènements sismiques, et d'améliorer le rapport signal/bruits.

Dans ce travail on a utilisé des données déjà traitées.

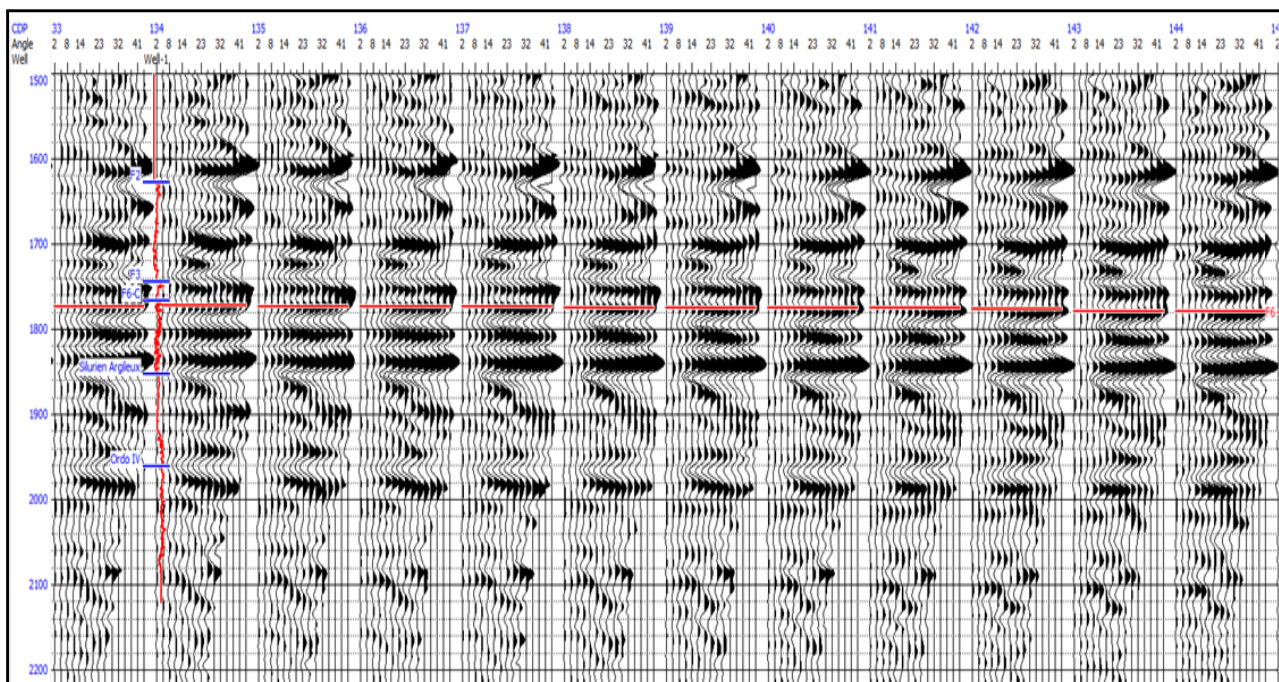


Figure IV-10 : CDP gather après le pré-conditionnement

### 2-2-1 Génération des angles stacks :

Après le pré-conditionnement, on aura un cube angles gathers. On somme partialement les angles d'incidences, Le choix des gammes d'angles se fait en fonction de variation des amplitudes au niveau de notre objectif

. Le découpage a été donc retenu pour la génération des angles stacks :

- 3° - 15°      → Proches (Near)
- 14° - 26°    → Intermédiaire (Mid)
- 22° - 32°    → Lointains (Far)



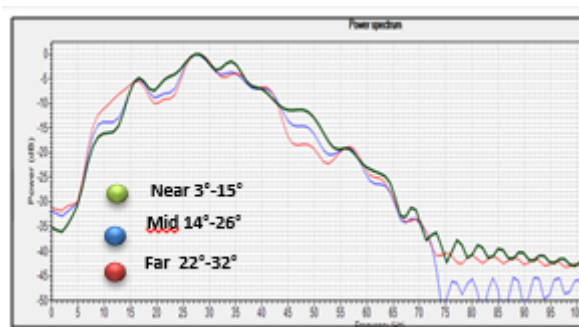
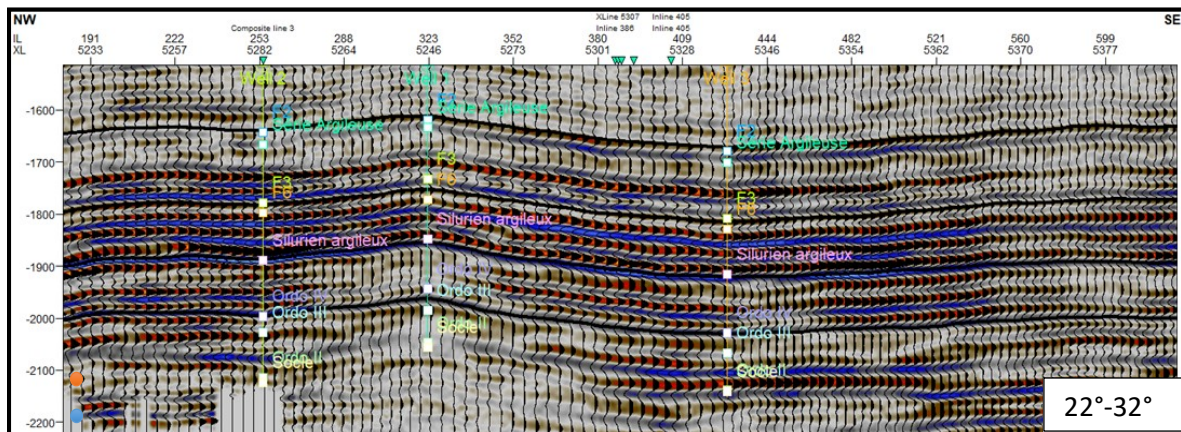
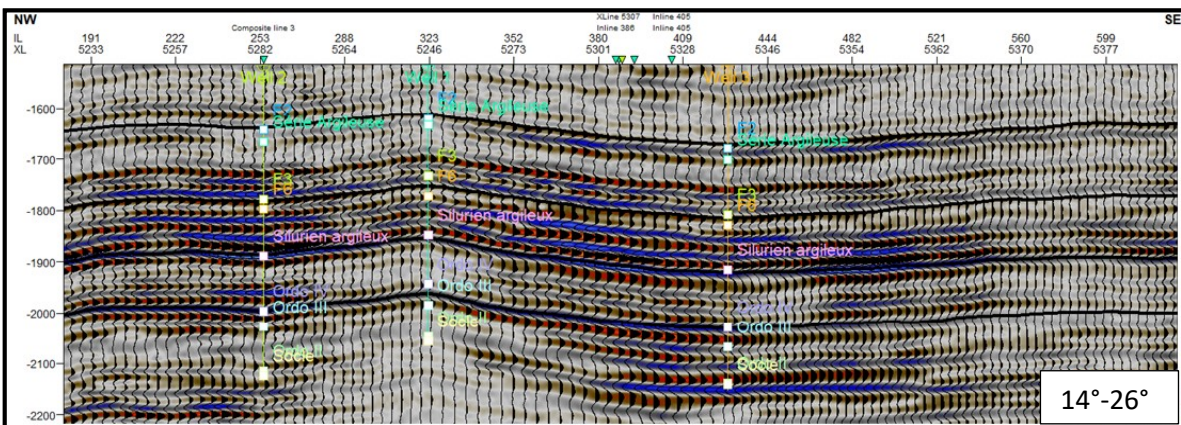
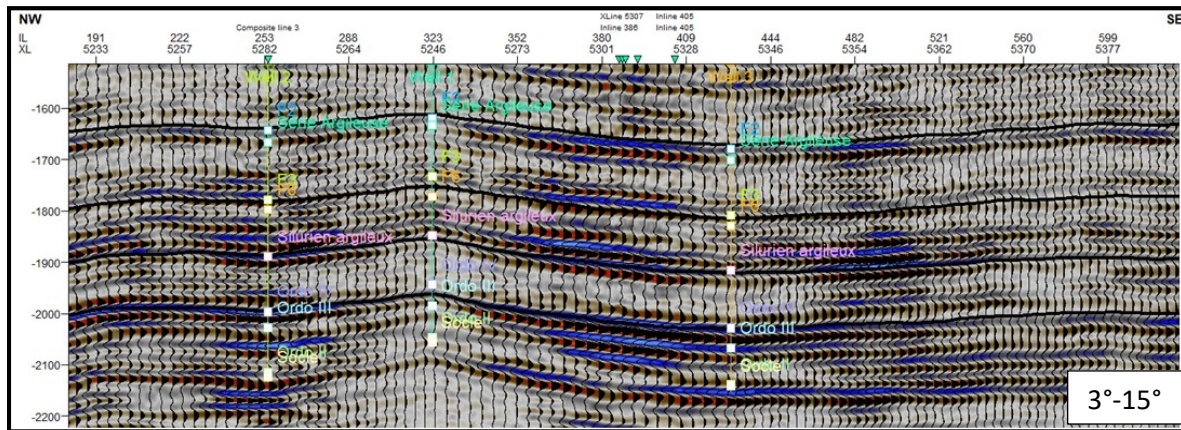


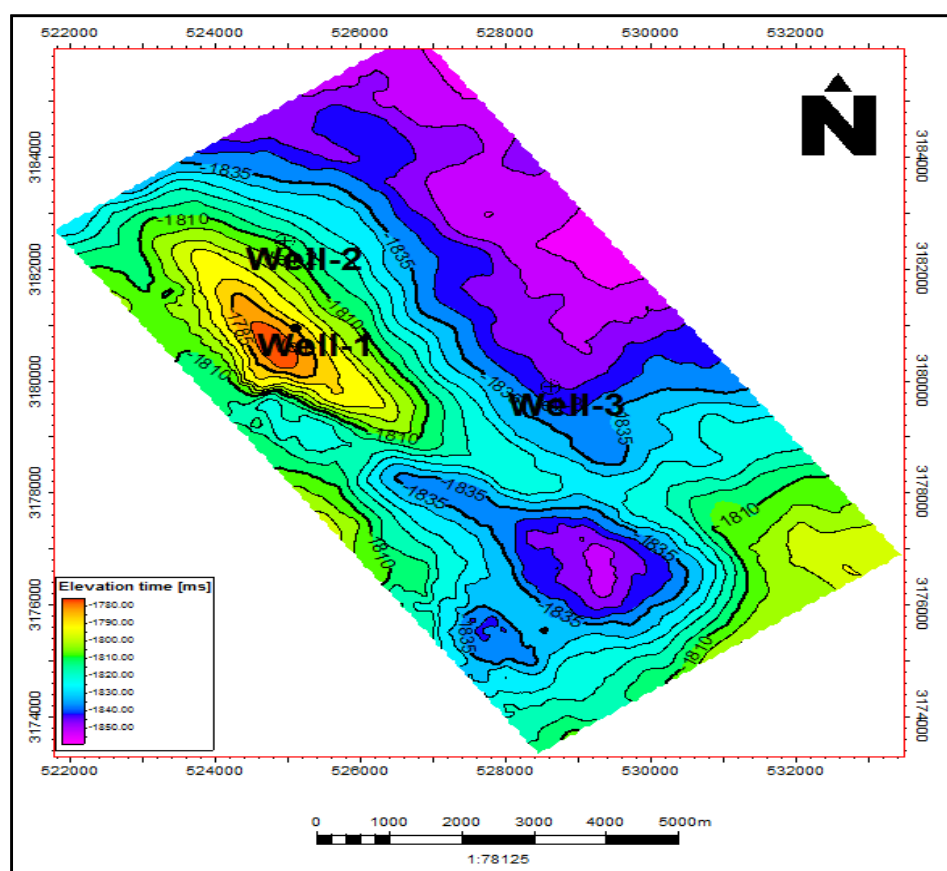
Figure IV-11 : Les trois cubes angles stacks avec leurs spectres d'amplitude (ligne arbitraire passant par les puits)

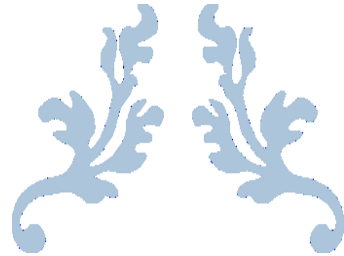
### B-3 INTERPRETATION STRUCTRALE

L'interprétation structurale est une étape très importante et inévitable, car la fiabilité des résultats de l'étude de caractérisation sismique l'en dépend.

Dans le cadre de cette étude, l'horizon F6 a été interprété (Figure II-11). Quatre (04) autres horizons ont été interprétés (F2, F3, Silurien argileux, et l'Ordovicien)

Ces horizons interprétés seront utilisés avec l'interpolation des logs pour la construction des modèles initiaux au niveau de l'étape de l'inversion (chapitre IV, partie D).





---

**ETUDE DE FAISABILITE ET ANALYSE  
DE LA PHYSIQUE DES ROCHES**

---

**CHAPITRE IV  
PARTIE « C »**





Les techniques d'interprétation quantitative (IQ) (analyse AVO, inversion post-stack, inversion simultanée avant sommation, inversion stochastique, les études de la physique des roches ...etc.), ont été appliquées avec succès pour prédire la lithologie, les fluides, la porosité ...etc. L'un des principaux défis auxquels sont confrontés les géophysiciens est la sélection de la technique la plus appropriée parmi la gamme d'options sophistiquées disponibles. La préférence d'une méthode sur l'autre dépend de l'objectif et le coût. Il est donc recommandé qu'avant de se lancer dans un projet d'IQ coûteux et chronophage, une étude de faisabilité soit réalisée pour comprendre pleinement la probabilité d'atteindre les résultats souhaités du projet.

Dans ce travail l'étude de faisabilité a été effectuée au niveau des puits et de la sismique,

## C-1 AU NIVEAU DE PUIITS

### 1-1 Cross-plots

Au niveau de puits (Well-1 et Well-4) on a réalisé des cross-plot qui vont nous donner une idée sur la discrimination lithologique, contenu en fluide, et la porosité. On a réalisé plusieurs cross-plots au niveau des puits (impédance acoustique –AI- vs Porosité, impédance de cisaillement –SI- vs Porosité, AI vs rapport VpVs, AI-SI vs rapport VpVs et autres). Le cross plot qui nous a donné la meilleure discrimination lithologique été le (SI vs AI)

#### 1-1-1 Cross-plot de la lithologie

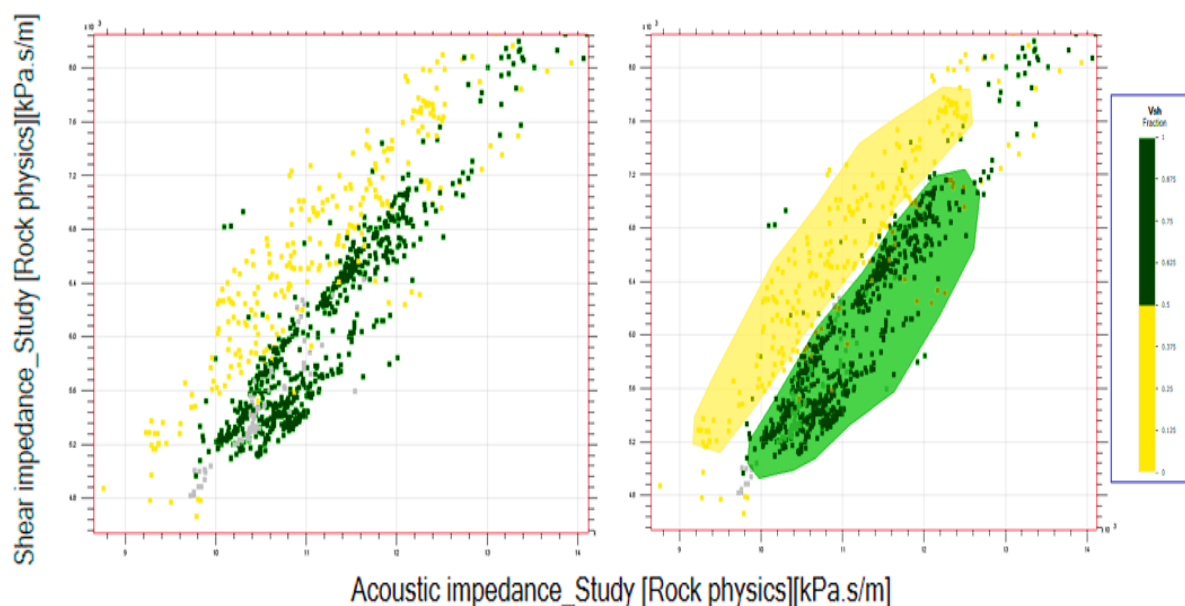


Figure IV-13 : Cross-plot impédance de cisaillement SI vs impédance acoustique AI coloré en Vsh

Le volume d'argile (Vsh) été utilisé comme un attribut de colorisation, le Vsh nous a permis de distinguer deux nuages de points (deux faciès),

- le faciès jaunes représente les grès, ces points sont caractérisés par :
  - Un volume d'argile faible ( $0 < V_{sh} < 0.5$ )
  - Une impédance acoustique  $9200 < AI < 12500$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement (shear impedance –SI)  $5200 < SI < 7800$  (Kpa.s/m)
- Le faciès vert représente les argiles, ces points sont caractérisés par :
  - Un  $V_{sh}$  élevé ( $0.5 < V_{sh} < 1$ )
  - Une impédance acoustique  $10000 < AI < 12400$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement (shear impedance –SI-)  $5000 < SI < 7200$  (Kpa.s/m)

### 1-1-2 Cross-plot de contenu en fluide

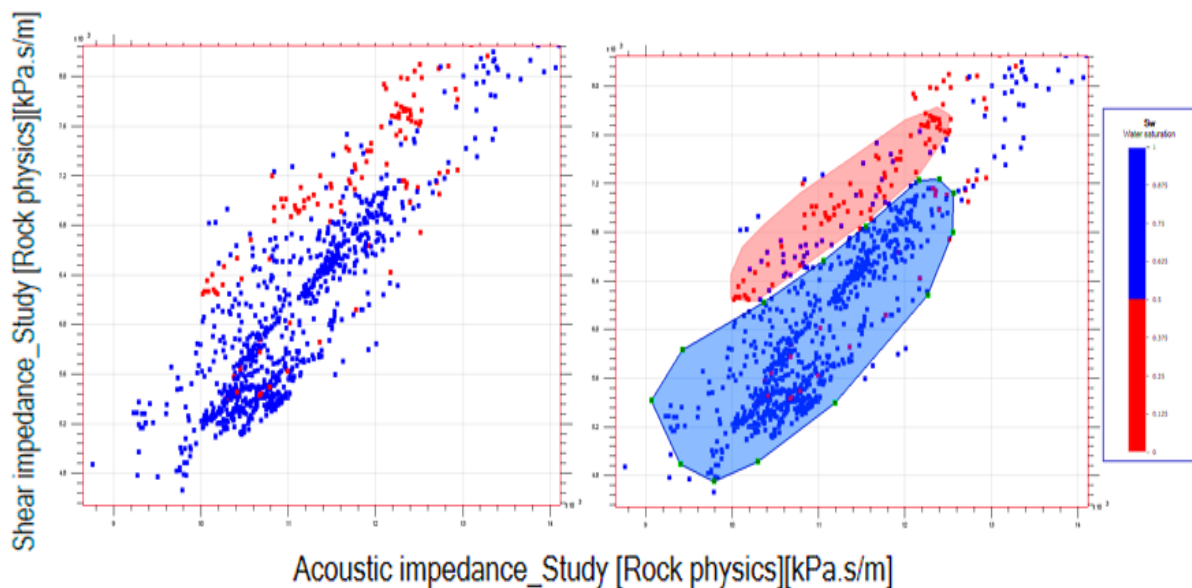


Figure IV-14 : Cross-plot impédance de cisaillement SI vs impédance acoustique AI coloré en Sw

Sw (saturation en eau) est utilisée pour nous aider à discriminer la lithologie suivant le contenu en fluide, on distingue deux nuages de points (deux faciès).

- Faciès des grès saturé en huile (points en rouge), ce faciès se caractérise par :
  - Une saturation en eau  $0 < Sw < 0.5$
  - Une impédance acoustique  $10000 < AI < 12300$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement  $6300 < SI < 7800$  (Kpa.s/m)
- Faciès des argiles saturé en eau (points en bleu), ce faciès se caractérise par :
  - Une saturation en eau  $0.5 < Sw < 1$
  - Une impédance acoustique  $9200 < AI < 12500$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement  $4200 < SI < 7200$  (Kpa.s/m)

### 1-1-3 Cross-plot de la porosité

La porosité effective est utilisée ici pour nous aider à discriminer la lithologie suivant la porosité.

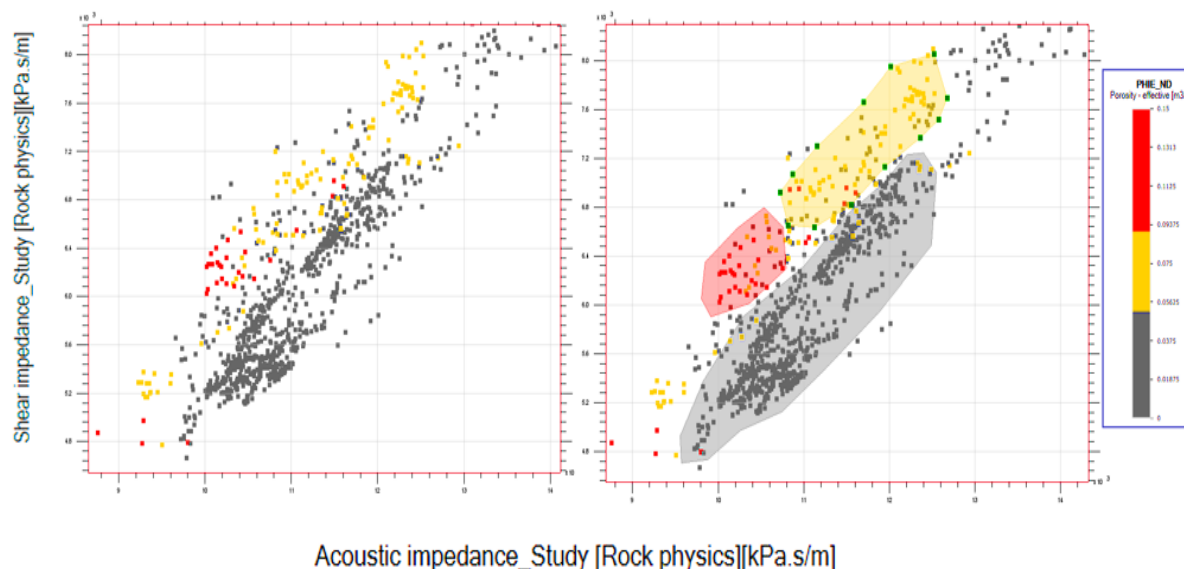


Figure IV-15 : Cross-plot impédance de cisaillement SI vs impédance acoustique AI coloré en porosité effective

on distingue trois nuage de points (trois faciès) :

- Faciès des argiles à faible porosité effective (points en gris), ce faciès se caractérise par :
  - une faible porosité effective  $0 < \phi_{eff} < 4$  (%)
  - Une impédance acoustique  $9700 < AI < 12500$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement (shear impedance –SI)  $4800 < SI < 7200$  (Kpa.s/m)
- Faciès des grès à moyenne porosité effective (points en jaune), ce faciès se caractérise par :
  - Une moyenne porosité effective  $5 < \phi_{eff} < 8.5$  (%)
  - Une impédance acoustique  $10800 < AI < 12600$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement (shear impedance –SI)  $6700 < SI < 8000$  (Kpa.s/m)
- Faciès des grès à porosité effective élevée (points en rouge), ce faciès se caractérise par :
  - Une porosité effective élevée  $9 < \phi_{eff} < 15$  (%)
  - Une impédance acoustique  $1000 < AI < 10800$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement (shear impedance –SI)  $6000 < SI < 6800$  (Kpa.s/m)

### 1-2 Substitution des fluides

On génère trois (03) scénarios (un scénario à 100% eau, un scénario à 100% HC (huile), plus le scénario réel –in-situ-) pour examiner l'effet du changement des fluides sur les logs.

Une opération de substitution des fluides a été effectuée en se basant sur l'équation de Gassmann (1955) –voir équation II-21- (Chapitre II), en tenant compte des conditions de réservoir (pression, température, salinité). On a utilisé les démarches illustrées sur la figure IV-16.



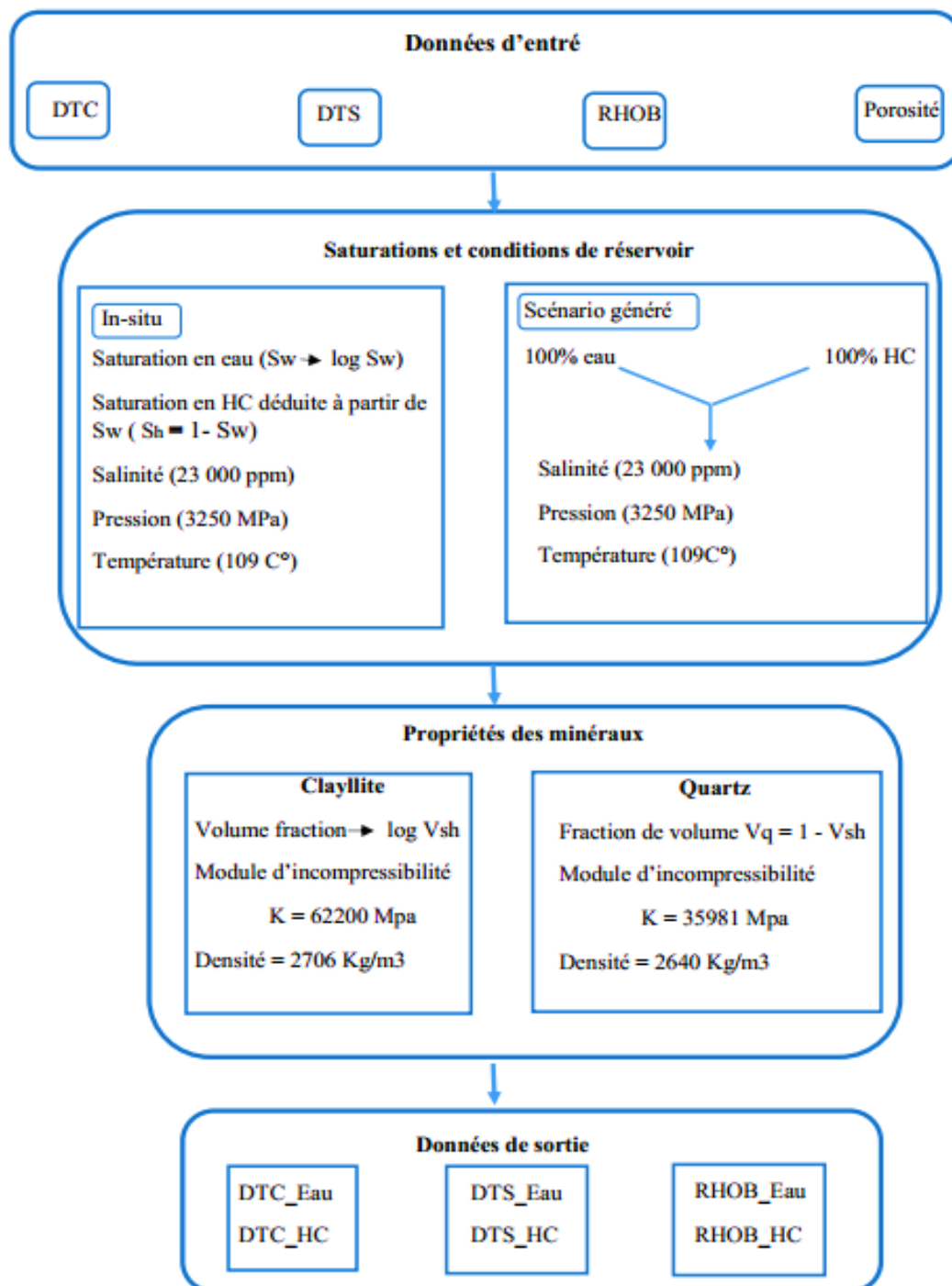


Figure IV-16 : Substitution des fluides en pratique

**Remarque :** Pour le calcul des propriétés de la matrices, la moyenne de Hill été utilisée -voir équation II-3-

Les données de sortie pour les scénarios Eau et HC sont calculés en utilisant les données de sortie de l'équation de Gassmann.

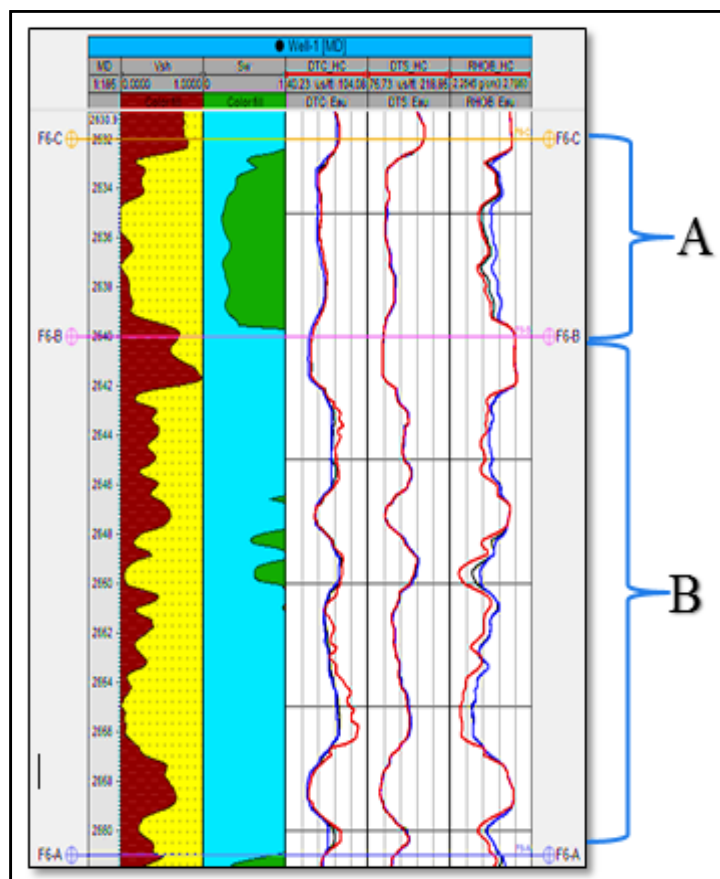


Figure IV-17 : Les résultats de la substitution des fluides au niveau de Well-1.  
 Courbe noir = in-situ, courbe rouge = 100% HC,  
 et courbe bleu = 100% eau

La figure (Figure IV-17). représente le résultat final de la substitution des fluides au niveau de Well-1 (réservoir F6). On remarque

Dans la partie A :

Piste de DTC : le log in-situ et le log de scénario à 100% HC sont presque confondus, qui est toute à fait logique car dans cette partie on est en face d'un niveau saturé en HC (huile), comme le montre le piste de saturation.

Le log de scénario 100% eau montre une lenteur légèrement faible par rapport aux logs in-situ et 100% HC (autour de 40  $\mu\text{s}/\text{ft}$ ) c'est-à-dire une vitesse  $V_p$  légèrement plus élevée. Car l'eau est un peu plus dense que l'huile

Piste DTS : les trois logs sont confondus et aucune différence remarquable n'est détectée, car la vitesse de cisaillement  $V_s$  est peu affectée par les changements des fluides (les fluides n'ont aucune rigidité) comme le montre l'équation de Gassmann –voir équation II-21-

Piste RHOB : le log in-situ et 100% HC possèdent à peu près la même densité (au tour de 2.45  $\text{g}/\text{cm}^3$ ), tandis que le log de 100% eau montre une densité un peu plus élevée que les autres deux logs. (au tour de 2.50  $\text{g}/\text{cm}^3$ )

Dans la partie B :

Piste DTC : les deux logs in-situ et 100% eau sont presque confondus car on est en face d'un niveau aquifère. On remarque en plus que là où il y a une saturation en eau le log à 100% HC, montre une lenteur remarquablement plus élevée (au tour de 95  $\mu\text{s}/\text{ft}$ ) que les deux autres logs (60-70  $\mu\text{s}/\text{ft}$ ) ce qui donne une vitesse  $V_p$  plus faible.

Piste DTS : à nouveau, les trois logs sont confondus et aucune différence remarquable n'est détectée, car la vitesse de cisaillement  $V_s$  est peu affectée par les changements des fluides (les fluides n'ont aucune rigidité)

Piste RHOB : les deux logs in-situ et 100% eau sont presque confondus le long de la partie B (niveau aquifère) sauf là où il y a une petite saturation en HC (2648 m), et le log à 100% HC montre une densité plus faible que les deux autres logs (l'huile moins dense que l'eau)

➔ On conclut d'après l'étude de faisabilité au niveau du puits que :

- la discrimination de la lithologique, contenu en fluide, et de la porosité est vérifiée.
- les changements des fluides à l'intérieur des pores sont remarquables sur les logs.

## C-2 AU NIVEAU DE LA SISMIQUE

### 2-1 Modélisation AVA (AVO)

En se basant sur les scénarios déjà effectués (substitution des fluides) on génère des angles gathers synthétiques pour chaque scénario afin d'examiner l'effet de changement de fluides de pores sur les amplitudes sismique.

Ceci se fait en calculant en premier lieu les coefficients de réflexions en utilisant l'équation de Zoeppritz ou une de ces approximations ; dans notre cas on a utilisé l'approximation d'Aki-Richard.-voir équation III-14-

On note que la réponse AVA peut montrer différents comportement, tout dépend de la façon dont l'amplitude varie en fonction de l'angle (offset).

Donc, il y a une distinction importante à faire entre «positive (ou négative) réponse AVA» et positif (ou négatif) gradient AVA. Le gradient AVA est calculé comme la pente de la variation d'amplitude avec l'angle ( $\theta$ ). Sur la courbe AVA, les gradients négatifs d'AVA sont inclinés du haut à gauche vers le bas à droite, tandis que les gradients positifs sont inclinés du haut à droite vers le bas à gauche (figure IV-20). D'autre part, positive réponse AVA, est un terme utilisé pour décrire le cas où il y a une augmentation de la valeur absolue de l'amplitude avec l'angle. Ainsi, l'AVA positif est appliquée à des amplitudes positives ou négatives qui augmentent de magnitude avec l'angle. En conséquence, une réponse AVA négatif décrit le cas où la valeur absolue de l'amplitude diminue avec l'augmentation de l'angle.

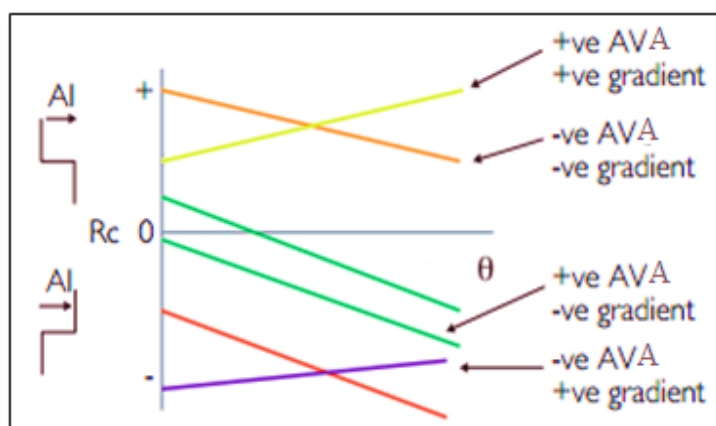


Figure IV-20 : Représentation de l'amplitude en fonction de l'angle d'incidence- AVA- (d'après Simm et Bacon, 2014)

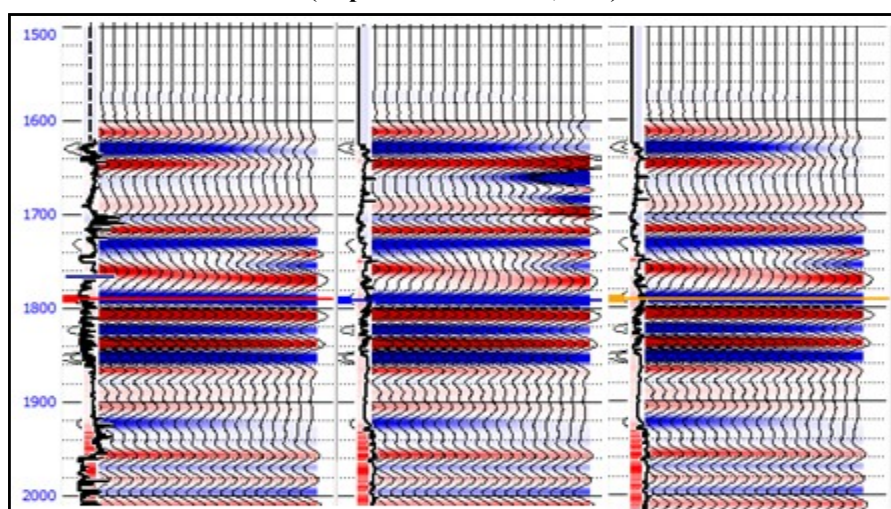


Figure IV-21 : Angle gathers, de gauche à droite : synthétique de scénario 100% HC, synthétique de scénario 100% eau, et angle gather de scénario réel (in-situ).

Pour afficher les résultats on a utilisé une courbe qui représente la variation de l'amplitude en fonction de l'angle (Amplitude Variation with Angle –AVA–)

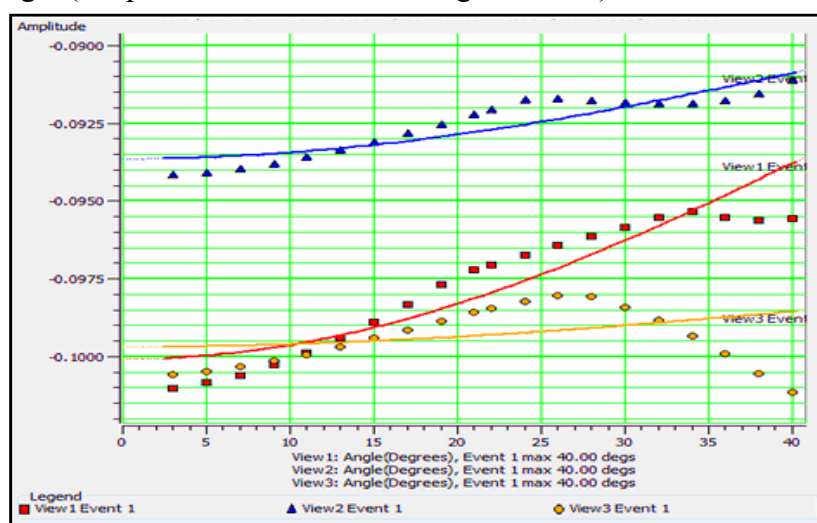


Figure IV-22 : Courbe AVA des trois scénarios en bleu réponse du scénario 100% eau, en rouge réponse du scénario 100% HC, et en jaune le scénario in-situ.

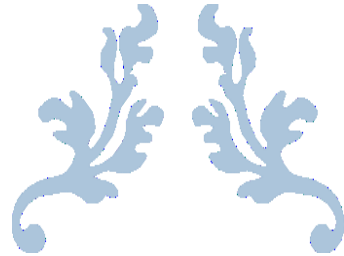
Sur la figure IV-22, on constate que nos trois réponses AVA possèdent une AVA négative, c'est-à-dire que l'amplitude diminue en valeur absolue avec l'augmentation de l'angle. Et un gradient AVA positif c'est-à-dire une pente positive (gradients sont inclinés du haut à droite vers le bas à gauche).

On remarque notamment que les deux scénarios : 100% HC et in-situ montrent la même tendance, ce qui nous indique que notre opération de substitution des fluides a bien fonctionné car notre réservoir est un réservoir à HC (huile).

Il est important de savoir que le but derrière cette modélisation n'est pas d'interpréter les attributs AVO (intercepte et gradient), de même on ne va pas discuter ni les anomalies d'amplitudes ni les différentes classes AVO, parce que ces points ne sont pas le but de cette étude, le but est de vérifier si les amplitudes sont affectées par le contenu en fluide.

—→ On conclut d'après l'étude de faisabilité au niveau de la sismique que :

- on peut dire que la sismique dans la zone d'étude répond bien aux changements de fluides des pores. Ce qui va nous aider de bien caractériser notre réservoir.



---

# L'INVERSION SIMULTANEE AVANT SOMMATION

---

## CHAPITRE IV PARTIE « D »



L'inversion sismique simultanée avant sommation se base sur l'approximation d'Aki-Richards pour estimer les attributs élastiques ; impédances P, impédance S et la densité.

Cette partie consiste à présenter les différentes étapes de l'inversion simultanée avant sommation, les données de sortie de cette inversion (cube AI et cube SI) seront utilisé dans la caractérisation de réservoir.

### D-1 CALAGE SISMIQUE-PUITS ET EXTRACTION D'ONDELETTES

Le calage de puits est une partie très importante pour l'interpréteur. C'est un moyen de

1. correctement identifier les horizons à suivre
2. estimer les ondelettes pour l'inversion des données sismiques

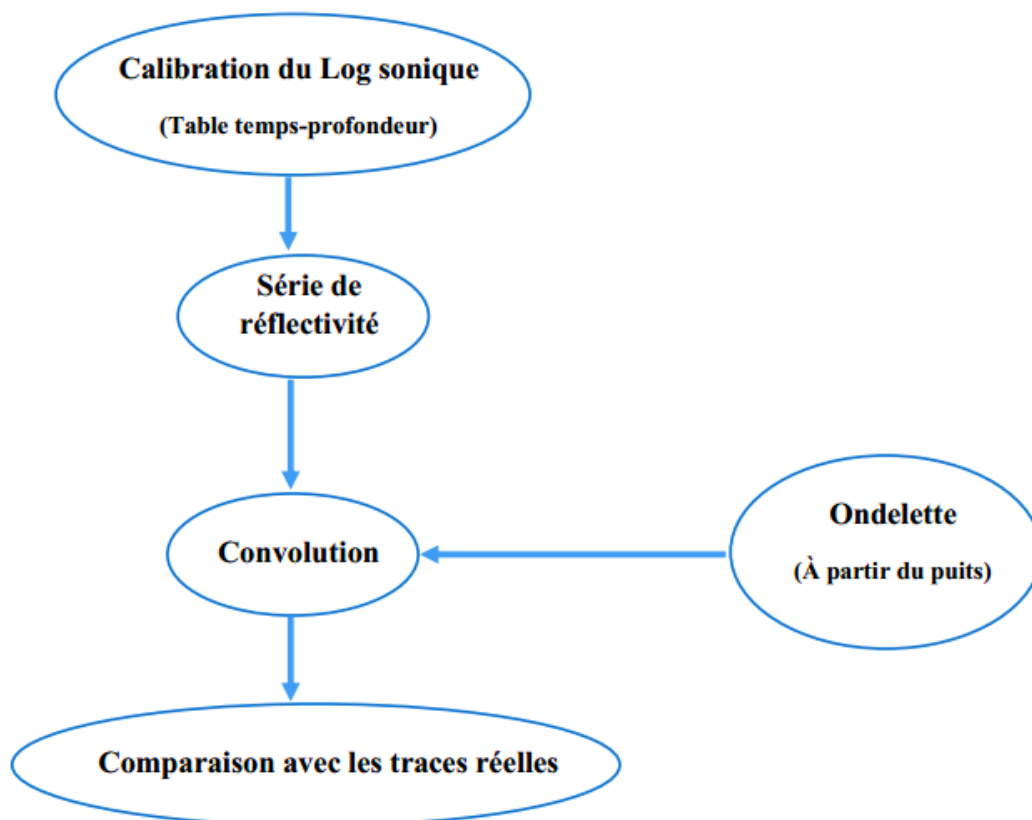


Figure IV-23 : Etapes de l'opération de calage puits-sismique

Le calage sismique-puits est globalement simple. Un sismogramme synthétique est comparé à une trace sismique réelle. Le concept principal dans la construction d'un fim synthétique est le modèle convolutif.

Cette opération consiste à faire coïncider les tops au niveau des puits avec les horizons sismiques appropriés en se basant sur deux étapes inévitables :

- Calibration du log Sonic en utilisant le check-shot
- Extraction d'ondelettes et corrélation aux puits pour chaque angle stacks (Near, Mid et Far)

### **1-1 Calibration du log Sonic en utilisant le check-shot**

Avant l'utilisation du Sonic pour le calage, ce dernier doit être calibré pour les raisons ci-dessous :

- Les temps enregistrés par le Sonic ne sont pas des temps doubles, donc les vitesses sont des vitesses instantanées.
- L'enregistrement Sonic doit être complété jusqu'à la surface par l'enregistrement check-shot.
- Le phénomène de dispersion d'ondes, c'est-à-dire, la vitesse dépend de la fréquence ce qui donne des vitesses surestimées.

La calibration du sonique s'effectue en apportant les temps du log sonique en accord avec les temps d'un enregistrement Checkshot

### **1-2 Extraction d'ondelettes et corrélation aux puits pour chaque angle stack (Near, Mid et Far) :**

Les ondelettes varient dans l'espace, car elles dépendent de l'angle d'incidence, donc il est nécessaire de prendre en considération ces variations. Il existe plusieurs méthodes pour extraire une ondelette, qui sont au nombre de trois :

- Méthode statistique (ne dépend pas des données de puits)
- Méthode déterministe (utilise les données de puits et celles de la sismique)
- Méthode hybride (multi-puits)

Dans notre cas, nous avons utilisé la méthode déterministe. L'ondelette est extraite de manière déterministe à partir de chaque angle stack pour générer un log synthétique, et réaliser un calage au niveau de chaque puits.

Cette méthode est aussi appelée en anglais (single well, single trace), Comme son nom l'indique, cette méthode utilise à la fois les données de puits et les données de la sismiques. Son principe est comme suit : elle prend la trace sismique la plus proche du puits, ensuite elle l'inverse pour extraire une ondelette initiale. En général, l'inversion ici est effectuée en appliquant un algorithme qui décompose la trace en deux composantes, à savoir la réflectivité, qui est souvent supposée aléatoire, et une ondelette. L'ondelette initiale est ensuite modifiée afin de rendre le sismogramme synthétique le plus proche possible de la trace réelle. Une manière d'atteindre l'ondelette désirée est la suivante : tout d'abord on génère un sismogramme synthétique initial par la convolution d'ondelette initiale avec la série de réflectivité ( $\log \text{RHOB} * \log V_p$ ). Ensuite, un filtre de mise en forme (shaping filter) -filtre au sens des



moindres carrés- est conçu. Ce dernier tente de rendre le sismogramme synthétique le plus proche de la trace réelle. L'ondelette utilisée pour construire le synthétique le plus proche de la réalité sera gardée comme une ondelette final à utiliser.

Les figures qui suivent, montrent des corrélations au niveau des trois puits (Well-1, Well-2, et Well-3) et pour les trois angles stacks (Near, Mid et Far). On remarque une bonne corrélation et un très bon alignement entre les tops géologiques et les horizons sismiques correspondants. (Figures de IV-24 à IV-32).

### Remarques :

- Les films synthétiques ont été générés à la base de l'approximation d'Aki et de Richard pour une réflexion PP

De gauche à droite on a :

- Le 1<sup>er</sup> piste: True Vertical Depth (la profondeur verticale vraie)
- Le 2<sup>ème</sup> piste : Two-Way-Time (temps vertical double)
- Le 3<sup>ème</sup> piste : les logs (en bleu DTC, en noir DTS, et en rouge RHOB)
- Le 4<sup>ème</sup> piste : la série de réflectivité
- Le 5<sup>ème</sup> piste : l'ondelette, son spectre d'amplitude, et son spectre de phase
- Le 6<sup>ème</sup> piste : sismique réelle au voisinage du puits
- Le 7<sup>ème</sup> piste : le synthétique
- Le 8<sup>ème</sup> piste : le résidu (sismique – synthétique)
- Le 9<sup>ème</sup> piste: la cross-corrélation

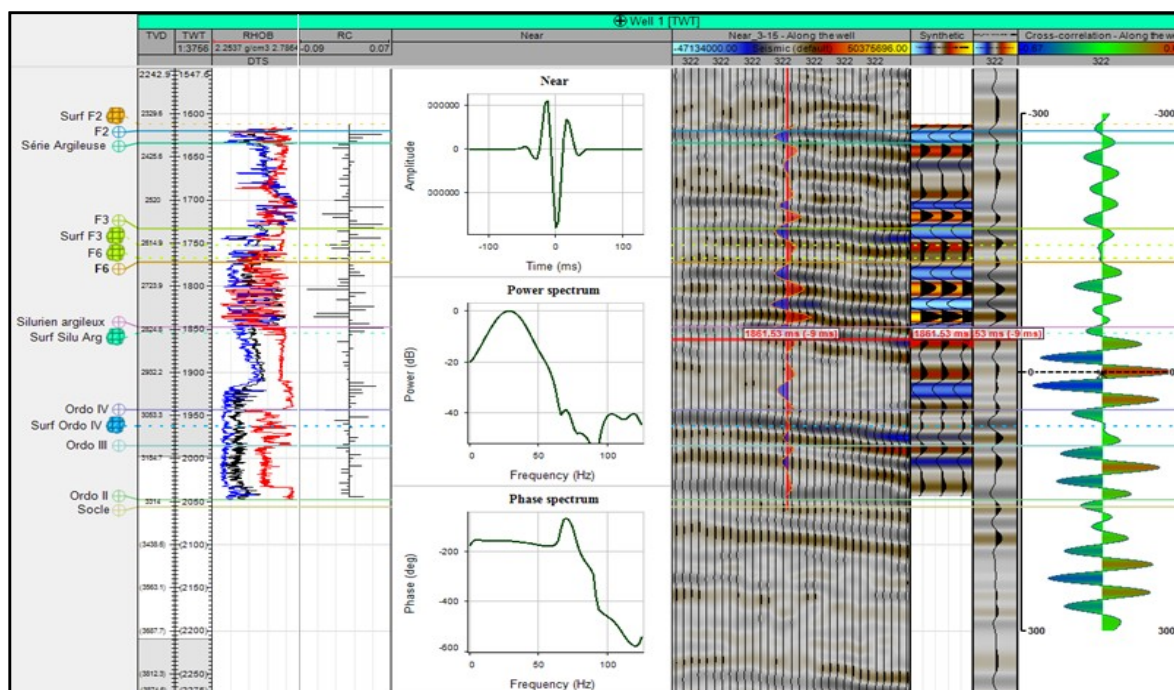


Figure IV-24 : Calage du puits Well-1 au cube sismique Near

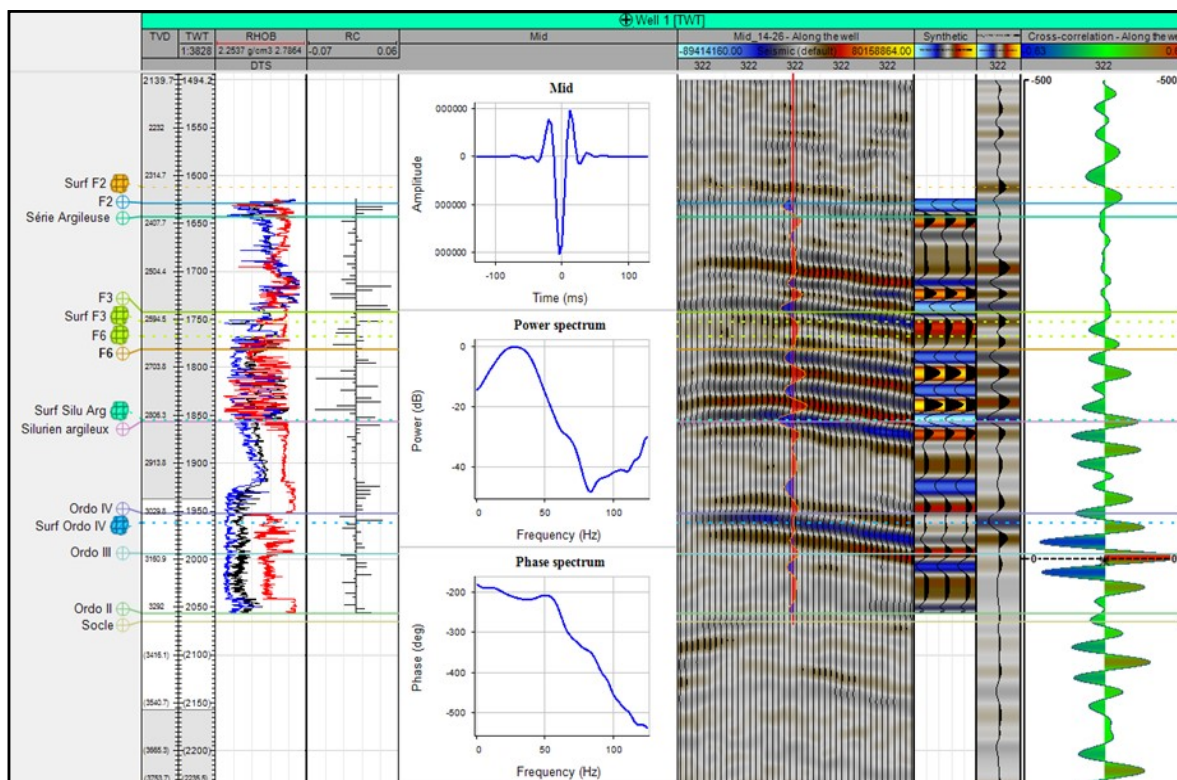


Figure IV-25 : Calage du puits Well-1 au cube sismique Mid

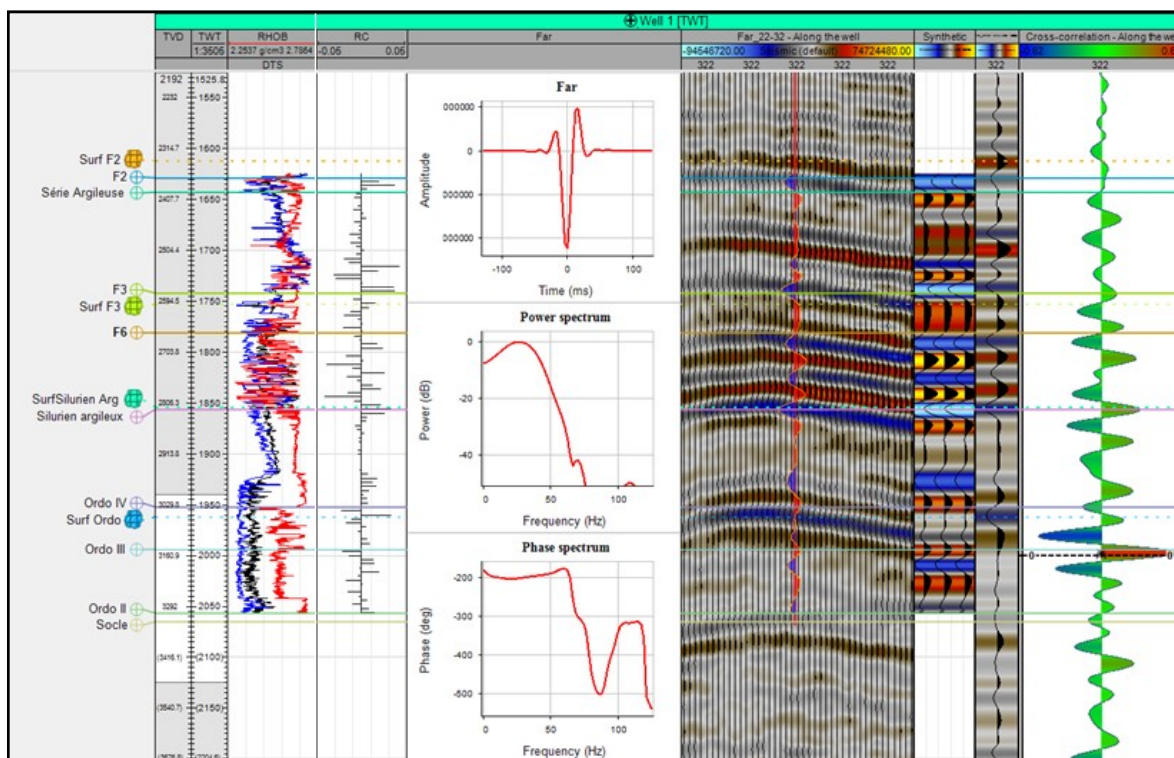


Figure IV-26 : Calage du puits Well-1 au cube sismique Far



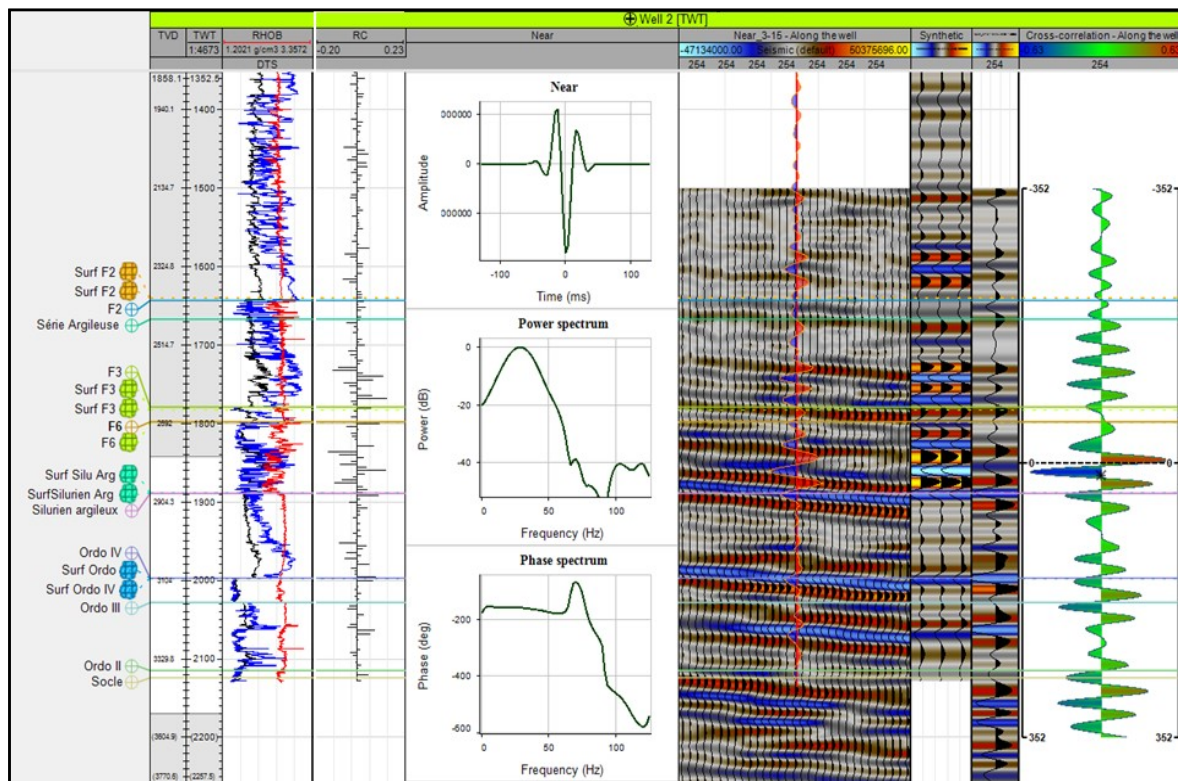


Figure IV-27 : Calage du puits Well-2 au cube sismique Near

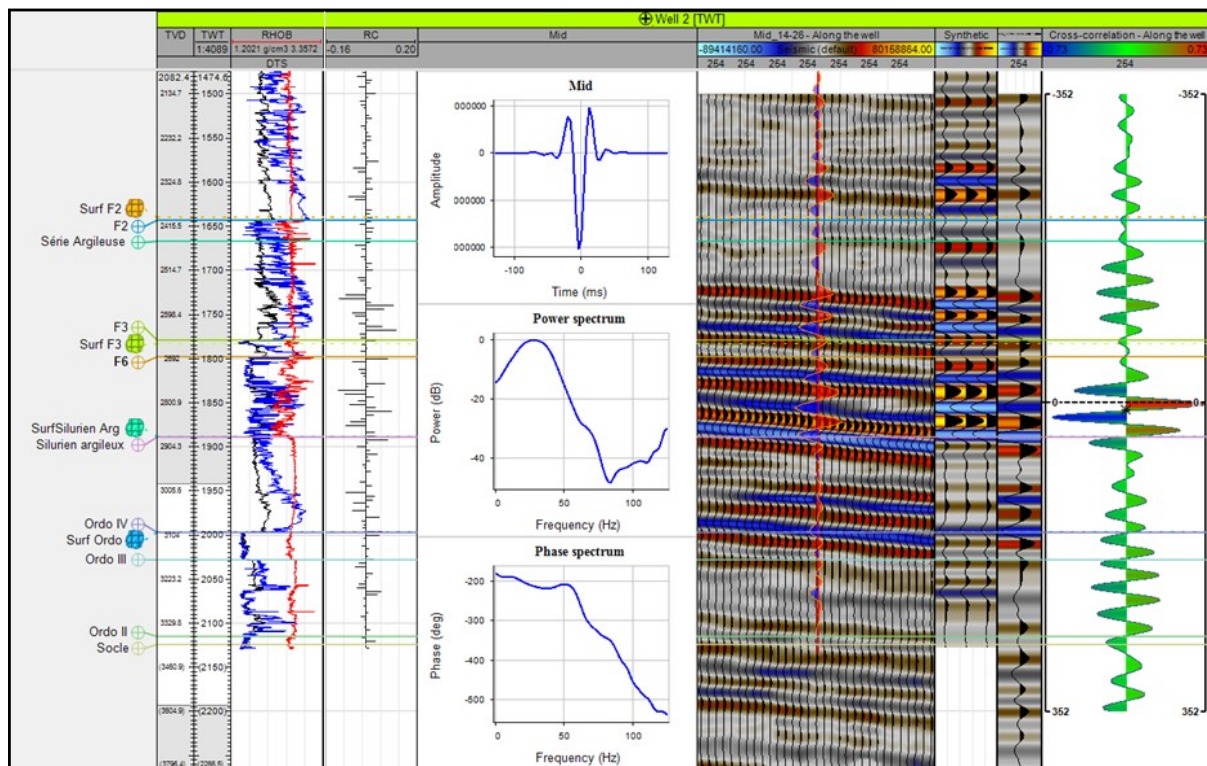


Figure IV-28 : Calage du puits Well-2 au cube sismique Mid

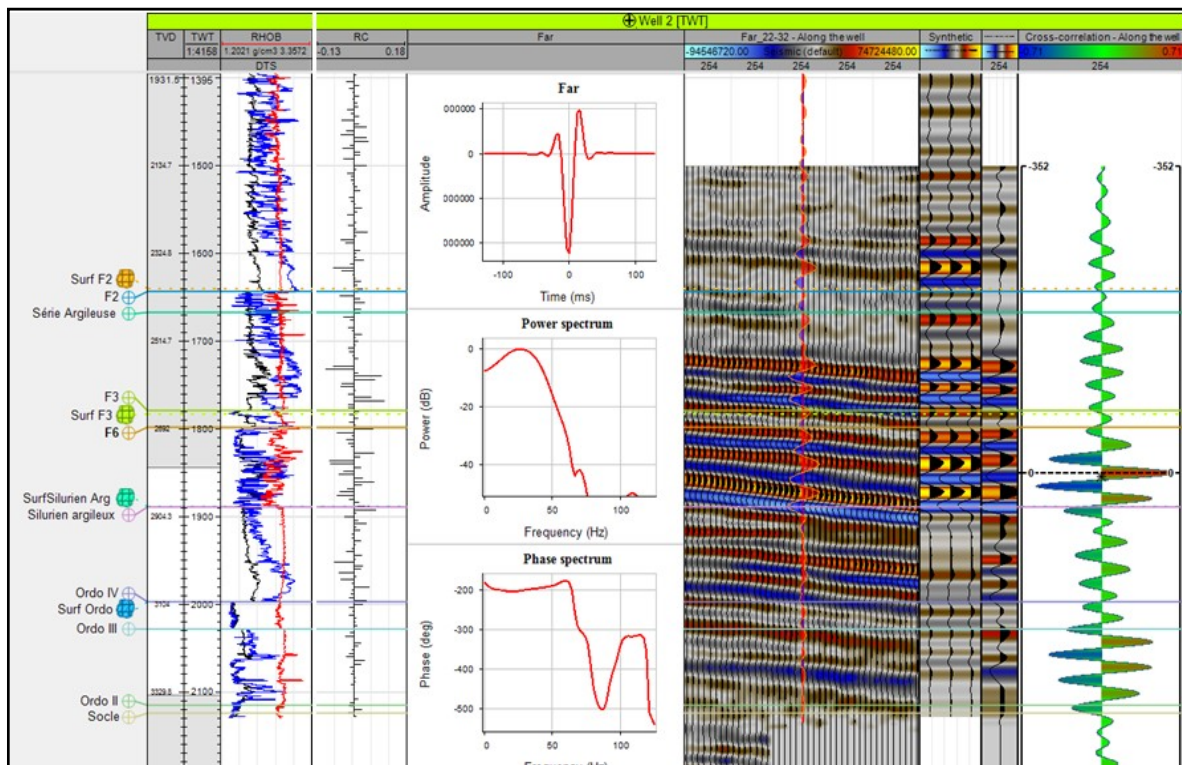


Figure IV-29 : Calage du puits Well-2 au cube sismique Far

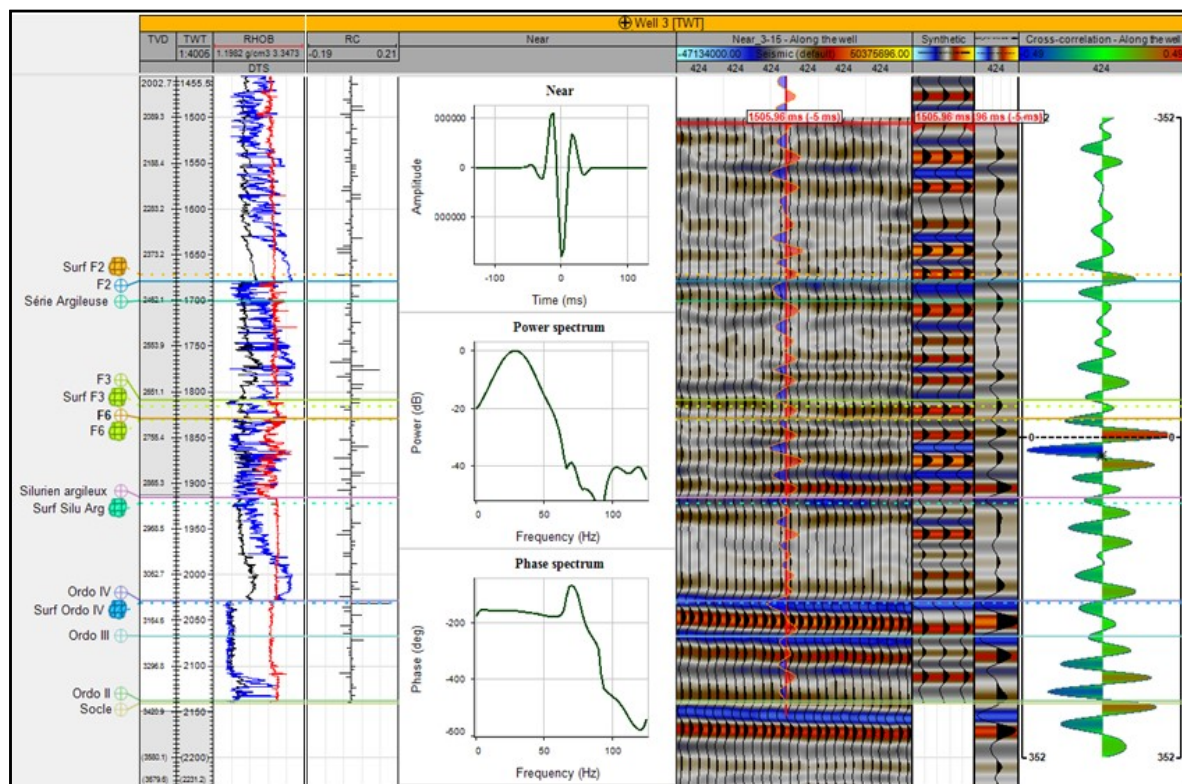


Figure IV-30 : Calage du puits Well-3 au cube sismique Near



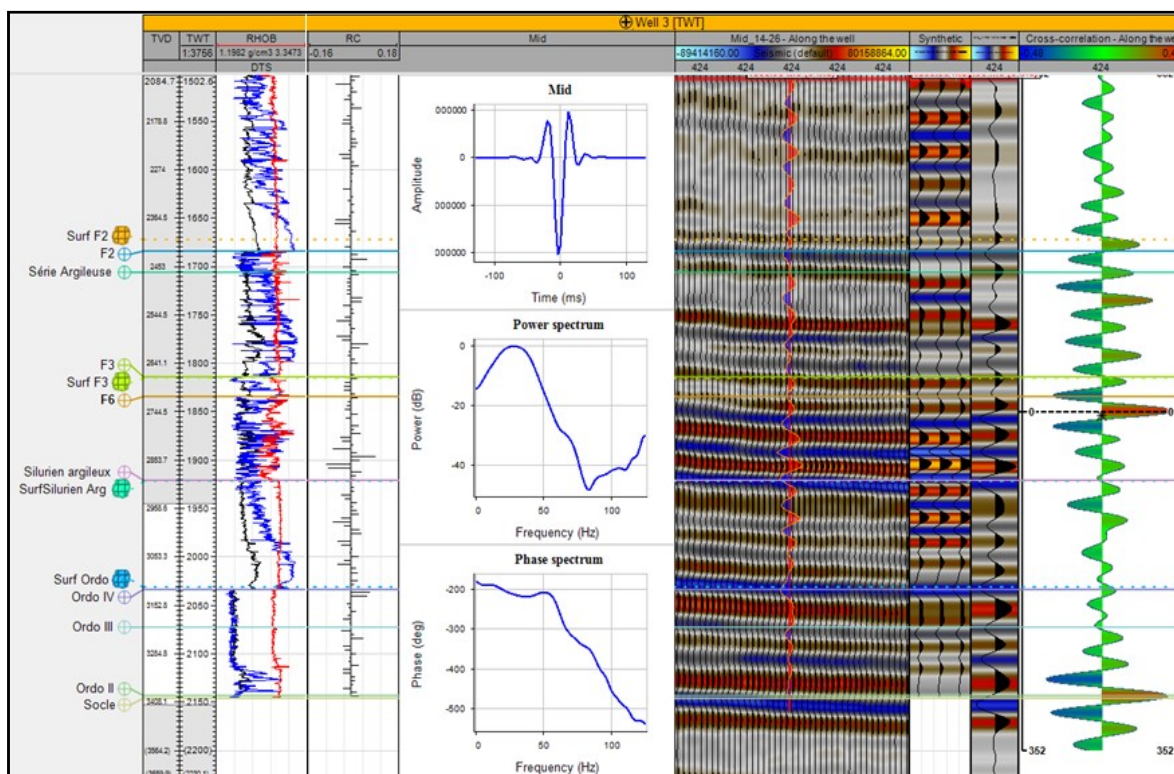


Figure IV-31 : Calage du puits Well-3 au cube sismique Mid

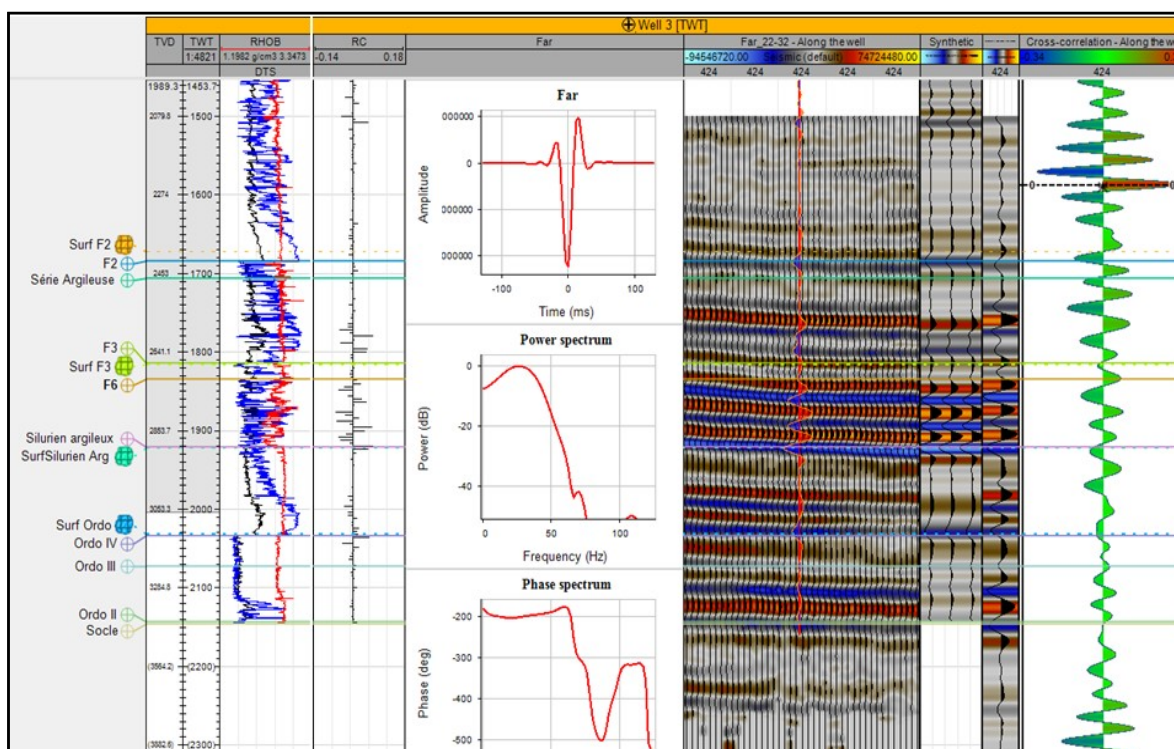


Figure IV-32 : Calage du puits Well-3 au cube sismique Far

## D-2 EXTRACTION D'UNE ONDELETTE MOYENNE POUR L'INVERSION

L'extraction d'une ondelette déterministe est réalisée au niveau de chaque puits pour chaque angle stack. Cependant le processus d'inversion doit être réalisé avec une seule ondelette qui est l'ondelette moyenne, de toutes les ondelettes, pour chaque angle stack (Figure IV-33).

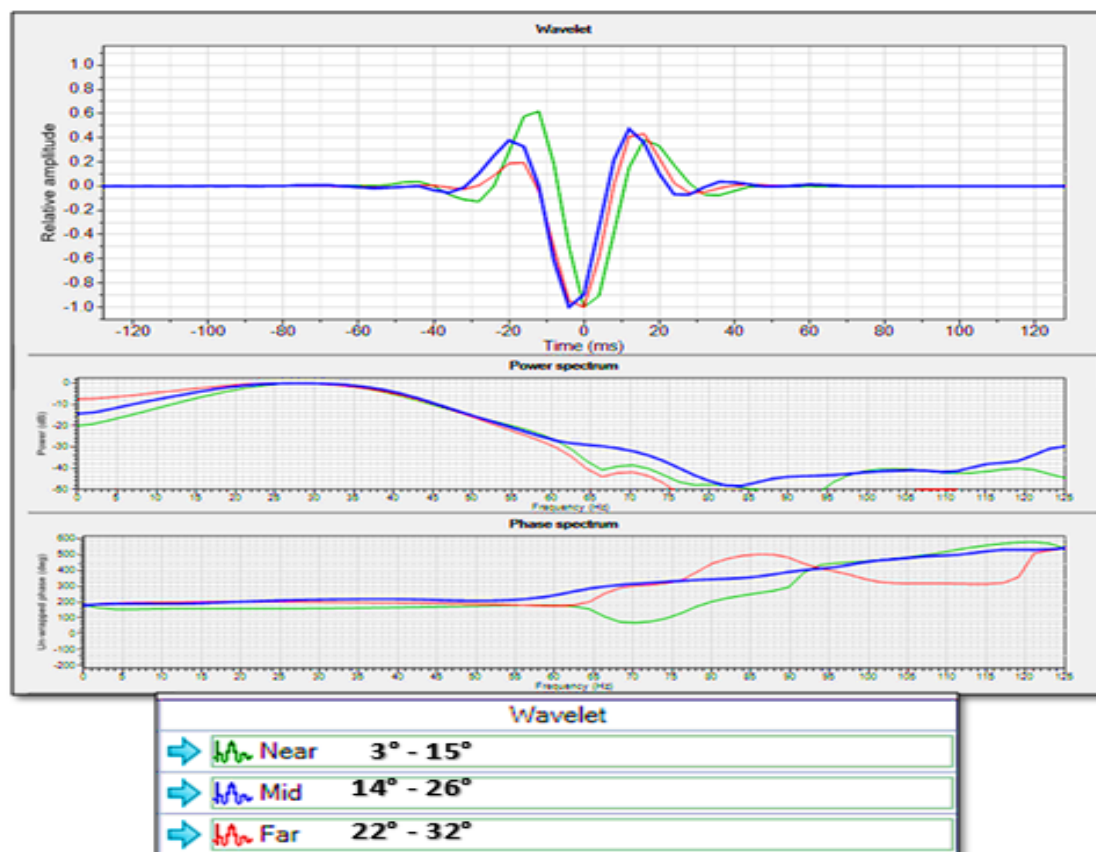


Figure IV-33 ondelettes moyennes extraites lors du calage des puits Well-1, Well-2, et Well-3 avec les trois angles stack.

On constate que les trois ondelettes sont presque identiques, ce qui est tout à fait compréhensible. Ceci s'explique par le fait que les caractéristiques du signal (sweep) utilisé pour l'acquisition n'ont pas été changées, et que la géologie est la même (même zone d'étude).

Les légères différences constatées, phase et décalage en temps sur les ondelettes, indiquent que ces dernières varient spatialement.

## D-3 CONSTRUCTION DES MODELES INITIAUX (LFM « Low Frequency Models »)

Comme nous l'avons mentionné précédemment, l'inversion simultanée avant sommation nécessite la construction des modèles initiaux. Un modèle géologique est construit par une interpolation des logs AI, SI et densité ( $\rho$ ) suivant les horizons de l'interprétation structurale.

Puis, un filtre passe-bas est appliqué.

Donc on obtient trois modèles initiaux bas fréquents :

- Modèle d'impédances acoustique (AI)
- Modèle d'impédances de cisaillement (SI)
- Modèle de densité ( $\rho$ ).

Ces modèles initiaux doivent être bas-fréquent, pour éviter d'inclure des événements hauts-fréquents, qui ne sont pas dus à la géologie, et qui risquent de fausser notre interprétation du résultat final de l'inversion.

Les figures qui suivent Figure IV-43 à IV-36, représentent des lignes arbitraires qui coupent les volumes constituant les modèles initiaux, et qui passent par tous les puits.

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

$$V_m = \sum_{i=1}^N w_i V_i \quad (\text{IV-1})$$

Où :

$V_m$  : Valeur du modèle à un point quelconque.       $V_i$  : Valeur de log au puits

$w_i$  : Poids de chaque puits dans l'interpolation      N : Nombre de puits

Les paramètres qu'on a utilisés sont les suivantes :

- Nombre de puits : 03      \* filtre passe-bas de 10Hz
  - Well-1
  - Well-2
  - Well-3
- Poids de chaque puits :
  - Poids (Well-1) = 0.5
  - Poids (Well-2) = 1
  - Poids (Well-3) = 1
- Les horizons utilisés
  - F2
  - F6
  - Silurien Argileux
  - Ordovicien

**Remarque :** en se basant sur des tests nous avons utilisé un poids ( $w=0.5$ ) inférieur à celui du Well-2 et Well-3 ( $w=1$ ), car au niveau de ce puits nous avons rencontré un problème lié au calage, et que ce puits ne dispose pas de check-shot. En minimisant ainsi son poids, on minimise sa contribution dans la construction des modèles initiaux.



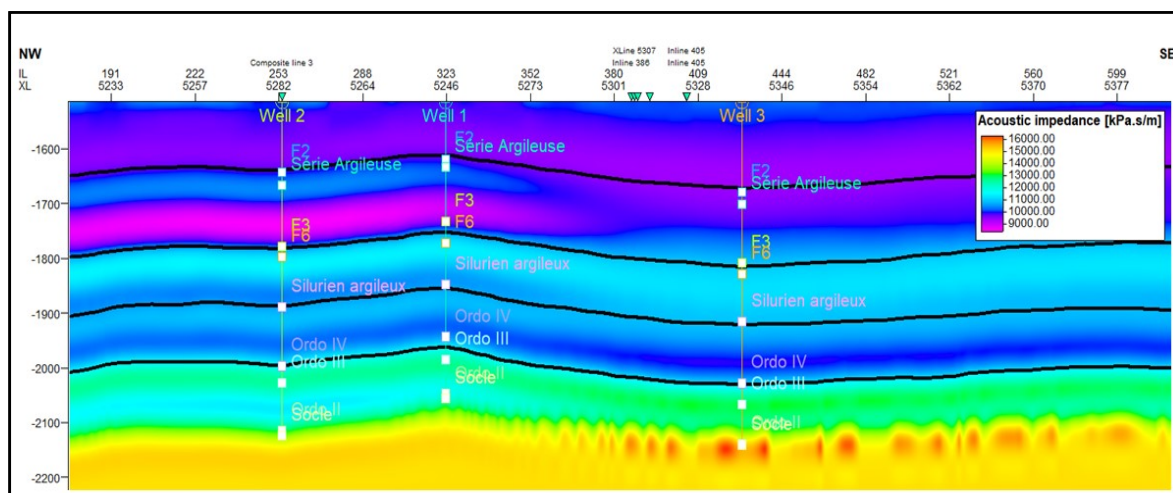


Figure IV-34 : Modèle initial : impédance acoustique AI (ligne arbitraire NW-SE passant par les puits Well 1-2 et 3).

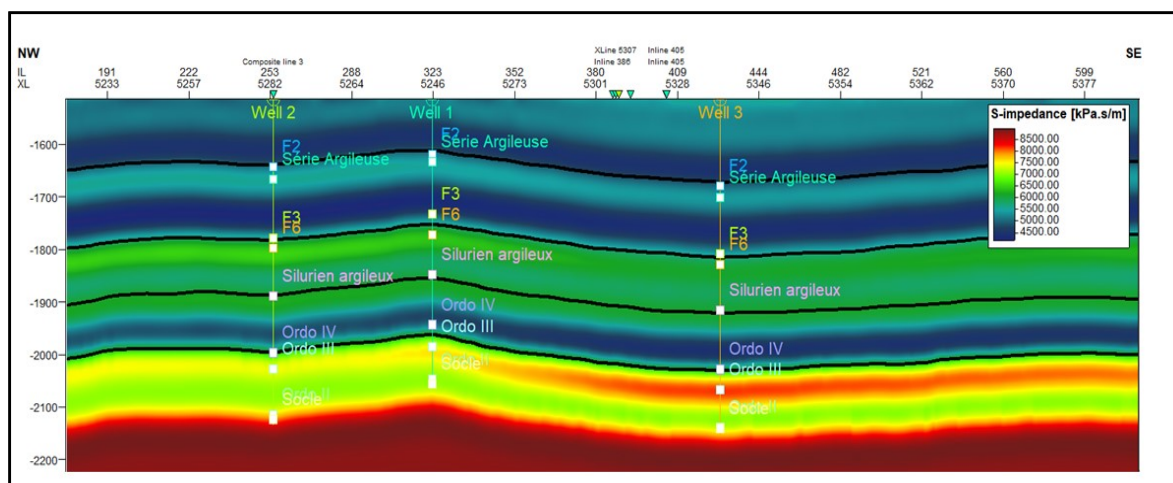


Figure IV-35 : Modèle initial : impédance de cisaillement SI (ligne arbitraire passant par les puits Well 1-2 et 3).

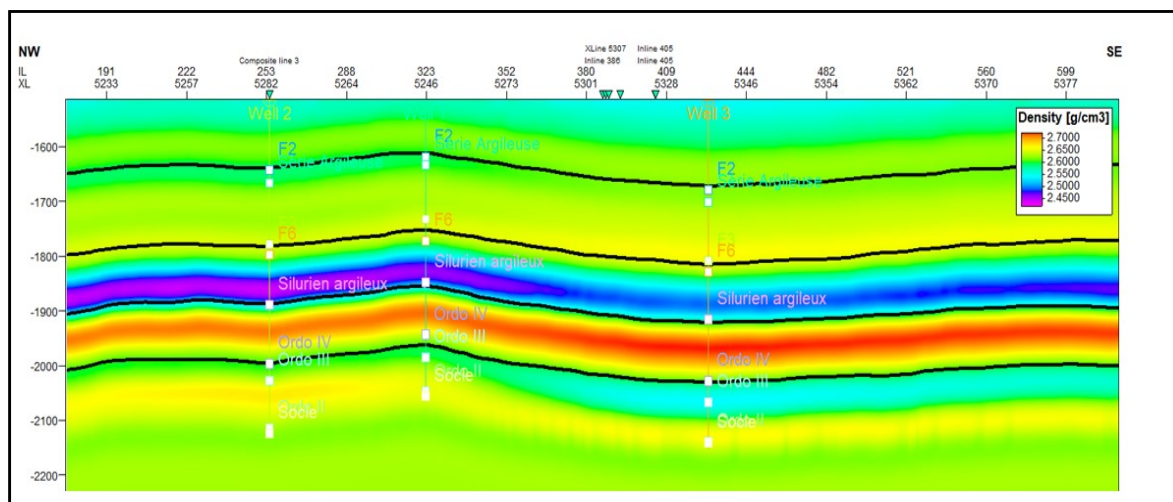


Figure IV-36 : Modèle initial : densité RHOB (ligne arbitraire passant par les puits Well 1-2 et 3).



**D-4 INVERSION ET ANALYSE DES RESULTATS**

**4-1 Paramètres de l'inversion :**

L'inversion simultanée avant sommation est réalisée sur une fenêtre de 1500 ms à 2200 ms en temps verticale double (Two Way Time –TWT-), en utilisant les trois cubes angles stack.

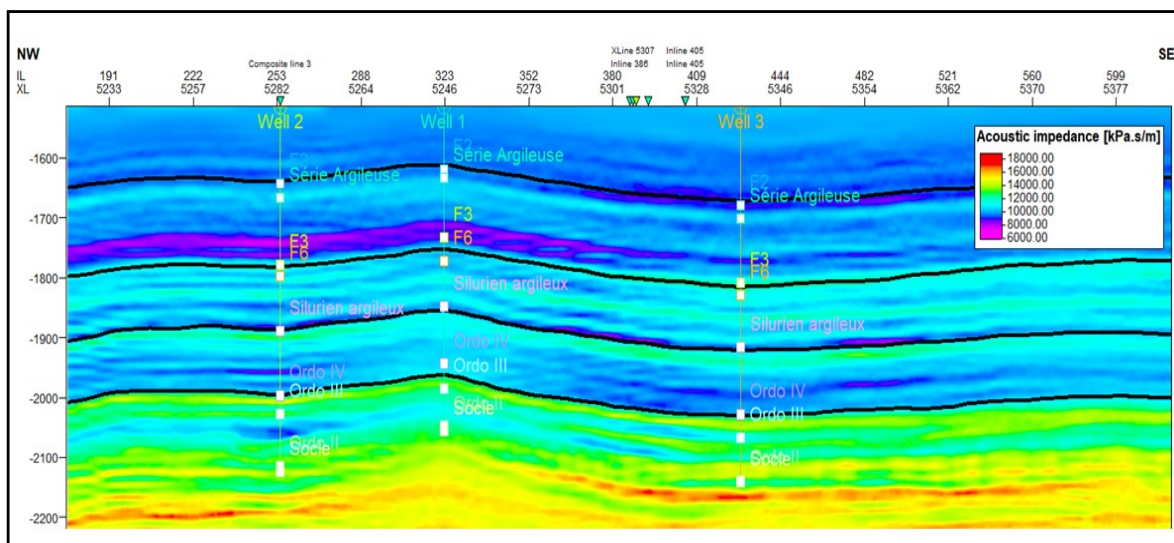
- la méthode **PP Aki-Richard, acoustic impedance, shear impedance, and density** a été utilisée pour la modélisation lors de l'inversion.
- **Le rapport signal sur bruit (SNR)** contrôle la différence entre la sismique synthétique et la sismique réelle. Une valeur de 4 est donnée aux trois cubes angle stack Near, Mid, et Far
- **Le seuil de coefficient de réflexion (R)** : met en valeur les réflecteurs significatifs, tous les points du modèle estimés avec un coefficient de réflexion supérieur à **R** sont considérés comme des réflecteurs significatifs. Pour ce projet le seuil de coefficient réflexion est égal à 0.0032.

La continuité horizontale et la déviation du model à priori sont montrés au tableau IV-2.

Paramètre d'inversion	AI	SI	Densité
Continuité horizontale	0.1	0.1	0.1
Déviaton du modèle a priori	0.12	0.12	0.12

**Tableau IV-2 : Paramètres d'inversion : continuité horizontale et déviation du modèle à priori.**

Après la détermination des paramètres, le processus d'inversion simultanée avant sommation est lancé, on obtient des volumes (cubes) de **AI, SI, et Densité**



**Figure IV-37 : Modèle final : impédance acoustique AI (ligne arbitraire passant par les puits).**

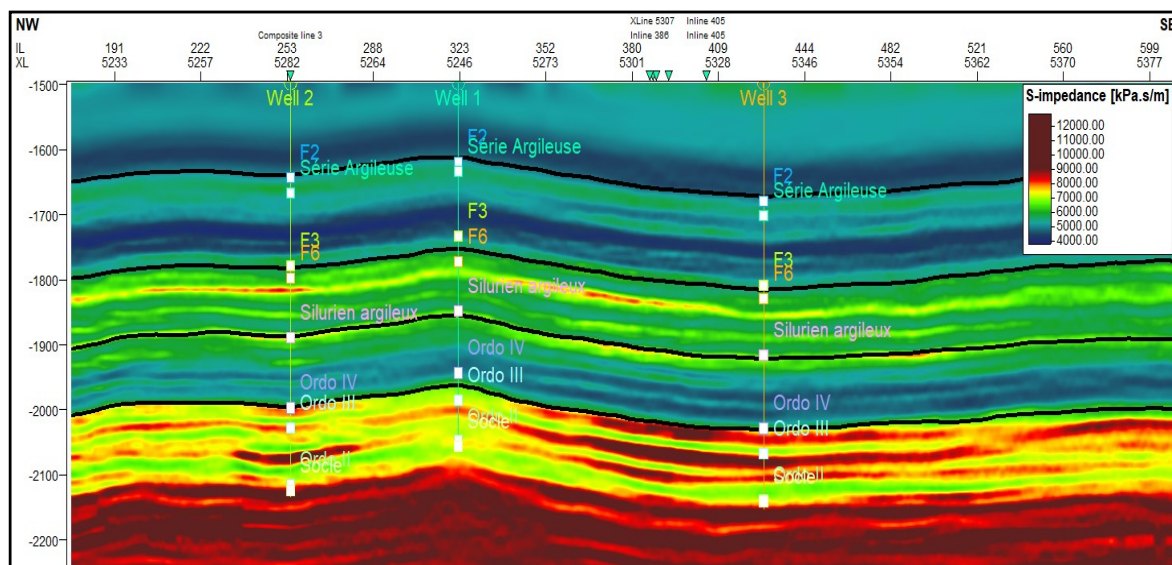


Figure IV-38 : Modèle final : impédance de cisaillement SI (ligne arbitraire passant par les puits).

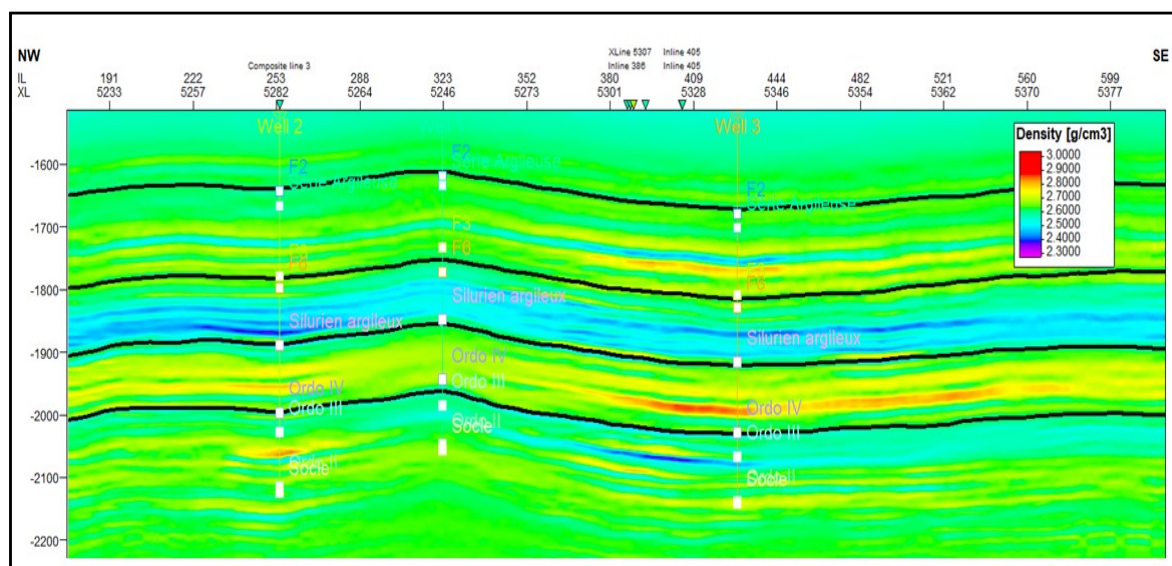


Figure IV-39 : Modèle final : densité RHOB (ligne arbitraire passant par les puits).

#### 4-2 Résultats de l'inversion et contrôle de qualité :

Les contrôles qualité effectués pour valider le choix du paramètres d'inversion sont basés sur :

- La comparaison entre les logs calculés aux puits et les cubes d'élasticités résultants de l'inversion (AI, SI et Densité).
- Le nombre relatif de réflexions (entre 20 et 30%)

4-2-1 comparaison entre les logs calculés aux puits et les cubes d'élasticités résultants de l'inversion (AI, SI et Densité).

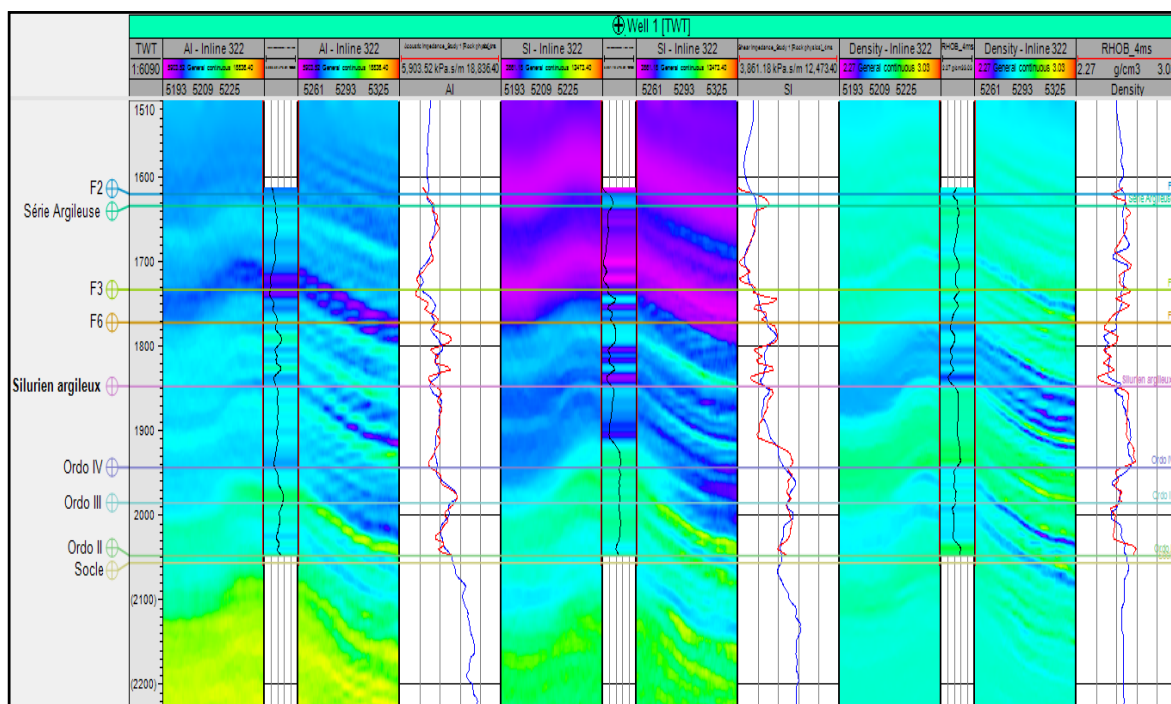


Figure IV-40 : Contrôle de qualité de l'inversion au puits Well-1

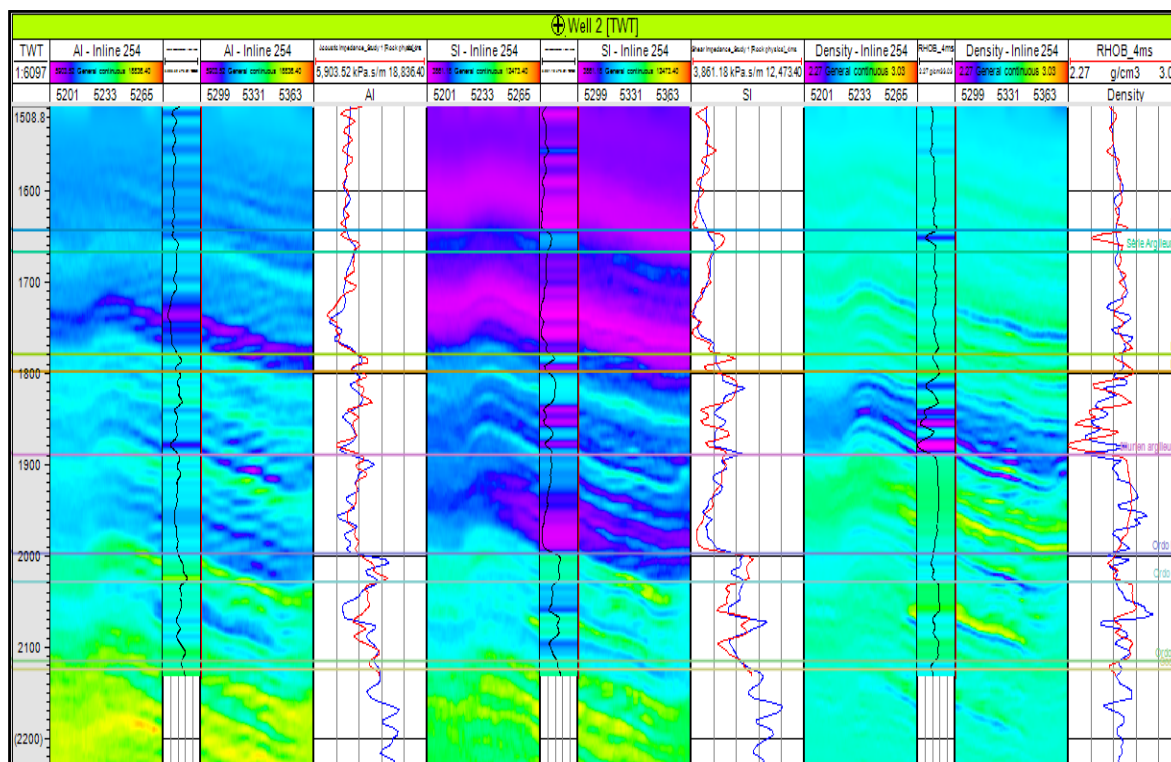


Figure IV-41 : Contrôle de qualité de l'inversion au puits Well-2



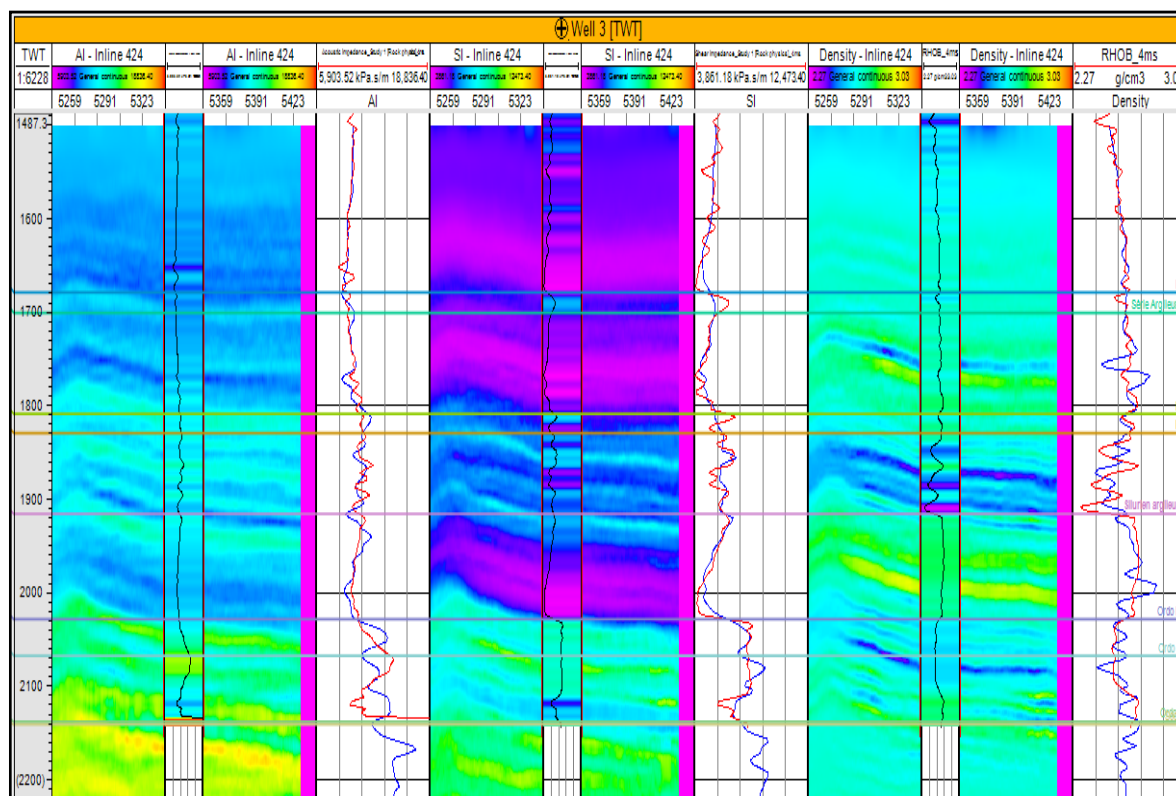


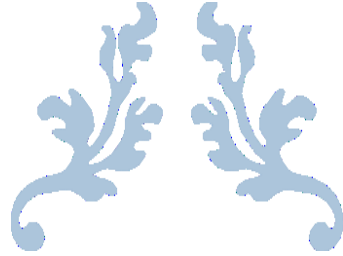
Figure IV-42 : Contrôle de qualité de l'inversion au puits Well-3

Une bonne corrélation est observée entre les logs calculés aux puits et les cubes d'élasticités résultants de l'inversion (AI, SI) au niveau des puits (Figures IV-40, 41 et 42).

Au niveau des puits les résultats de l'inversion de la densité, sont médiocres,. Ceci nous ne causera aucun problème car dans cette étude on ne va pas utiliser le volume de densité, d'autre part la réflectivité de densité est très peu d'effet et ne devient importante qu'à des angles extrêmes (au-delà de 40°)

#### 4-2-2 Le nombre relatif de réflexions (entre 20 et 30%)

Dans notre cas on a obtenu un nombre relatif de réflexions = 21%



---

## CARACTERISATION DU RESERVOIR

---

### CHAPITRE IV PARTIE « E »



La caractérisation sismique des réservoirs consiste à prédire les propriétés pétrophysiques du réservoir (porosité, lithologie, et contenu en fluide) par l'intermédiaire de l'étude d'inversion avant sommation : impédances P et S (AI et SI) et la densité. Dans notre on a utilisé les volumes de AI et SI seulement.

Les relations observées dans les puits entre les propriétés élastiques, estimées par l'inversion sismique avant sommation et les propriétés pétrophysiques, sont utilisées pour convertir les résultats de l'inversion en cubes pétrophysiques.

L'inversion sismique avant sommation et l'analyse de la physique des roches aux puits seront intégrées dans une analyse probabiliste devant aboutir à des cubes lithologiques. Les résultats obtenus vont permettre de mieux appréhender l'extension lithologique latérale et le contenu en fluide, permettant ainsi la mise en évidence de nouvelles zones prospectives.

Dans cette partie, on passe par trois (03) étapes :

- Estimation d'un cube de porosité à partir de cube de l'impédance acoustique (dans les grés) (cross-plot porosité vs AI)
- Détermination de probabilité des classes
- Génération des cubes lithologiques, et contenue en fluide (litho-cubes)

Avant de commencer la caractérisation, il est nécessaire de clarifier les points suivants :

- Les fonctions PDF (densité probabilité ou Probability Density Function) et la distribution Gaussienne
- Concept de base utilisé dans cette caractérisation

### E-1 LES FONCTIONS PDF, ET LA DISTRIBUTION GAUSSIENE

Les PDF (Fonction de Densité de Probabilité en français), est une expression statistique qui définit la probabilité d'un événement à se produit dans une partie de l'espace. (**Quantitative seismic interpretation, Petrel 2015 manual**)

En générale, pour déterminer la probabilité que ( $\mathbf{x}$ ) est dans n'importe quel sous-ensemble A des nombres réels, on additionne simplement les valeurs de  $\rho(x)$  dans le sous-ensemble. Nous entendons par « additionne » l'intégration de la fonction  $\rho(x)$  sur A. La probabilité que X est dans A est précisément :

$$\Pr(x \in A) = \int_{(A)} \rho(x) dx \quad (\text{IV-2})$$

Par exemple, si I est l'intervalle  $I = [a, b]$  avec  $a \leq b$ , alors la probabilité qu'un  $a \leq X \leq b$  soit dans I est :

$$\Pr(x \in I) = \int_a^b \rho(x) dx \quad (\text{IV-3})$$

Pour qu'une fonction  $\rho(x)$  soit une fonction de densité de probabilité, elle doit satisfaire deux conditions : elle doit être non négative, afin que l'intégrale (IV-3) soit toujours positive, et elle doit s'intégrer à l'unité (égale à 1)

$$\rho(x) \geq 0 \text{ pour tout } x \quad (\text{IV-4})$$

$$\int \rho(x) dx = 1 \quad (\text{IV-5})$$

Dans notre cas la fonction de densité de probabilité est de type Gaussienne, appelée également distribution normale. La fonction de densité de probabilité ressemble à une courbe en cloche

$$\rho(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-x^2/2}$$

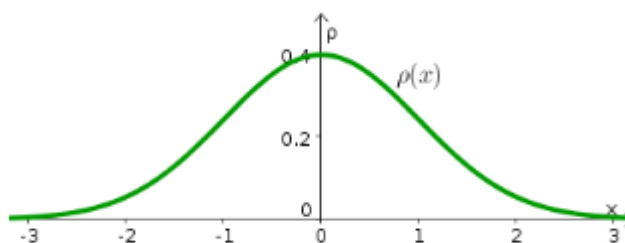


Figure IV-43 : Densité de probabilité de la loi normale

## E-2 CONCEPT DE BASE UTILISE DANS CETTE CARACTERISATION

Supposons qu'on a deux lithologies distinctes dans notre réservoir : un grès propres à porosité élevée, et un grès argileux à faible porosité. Pour plus de simplicité, nous nous référons aux deux lithologies par « grès » et « argiles » et on définit les litho-classes correspondantes par  $c_1$  et  $c_2$ . Notre objectif est d'évaluer si nous pouvons utiliser les attributs sismiques, par exemple l'impédance acoustique obtenue par inversion sismique, pour différencier les grès des argiles. A partir des diagraphies, nous construisons des histogrammes d'impédance acoustique pour les deux litho-classes, comme illustré à la Figure IV-44, où nous notons l'impédance par la lettre  $z$ . Dans la pratique, la variabilité des propriétés des roches implique que nous observerons un chevauchement entre les plages de valeurs de  $z$  des deux litho-classes. Intuitivement, nous comprenons que l'incertitude de prédire la lithologie à partir de l'impédance est directement liée au degré de chevauchement entre les deux plages de valeurs. Dans ce contexte, il est naturel d'exprimer la variabilité observée dans un cadre probabiliste. Nous modélisons donc les histogrammes de données expérimentales en utilisant les distributions de probabilité conditionnelle que nous notons par  $f(z | c)$ . Dans le cas le plus simple, les deux PDF sont des distributions gaussiennes avec différent moyenne et écart type. Maintenant, si nous voulons prédire la lithologie à partir d'impédance sismique, une simple règle de classement consiste à sélectionner la classe  $c_1$  quand  $f(z | c_1) > f(z | c_2)$  et sélectionner  $c_2$  dans le cas contraire. Cela s'appelle classification par probabilité maximale "Maximum Likelihood (ML) en anglais"

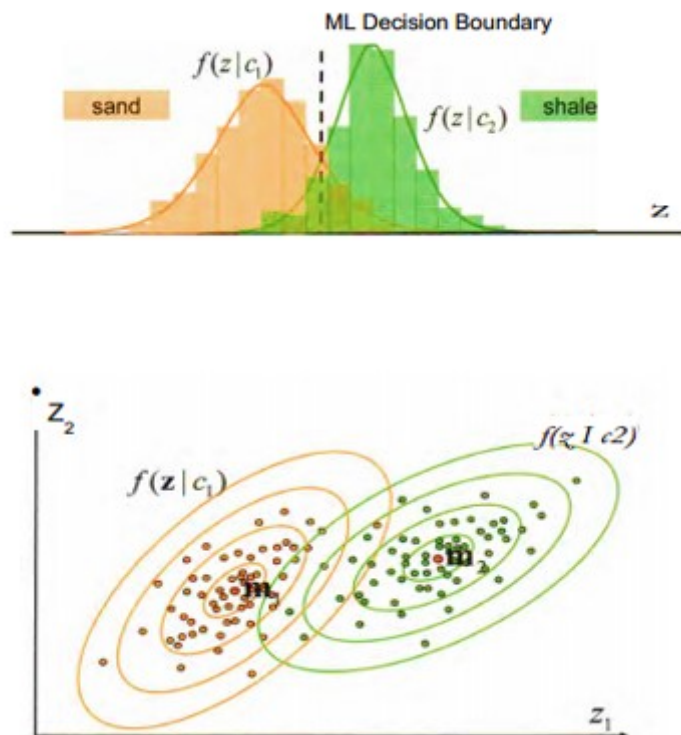


Figure IV-44 : Concept de la classification par probabilité maximale (d'après P.M. Doyen, 2007)

### E-3 ESTIMATION D'UN CUBE DE POROSITE A PARTIR DE CUBE DE L'IMPEDANCE ACOUSTIQUE DANS LES GRES (cross-plot porosité vs AI)

Il est connu qu'en allant vers les grandes profondeurs la compaction augmente, cette augmentation provoque une augmentation de l'impédance acoustique et une diminution de la porosité.

Dans le but de savoir comment varie la porosité en fonction de l'impédance acoustique dans la zone d'intérêt, on a généré un cross-plot (porosité effective vs AI), coloré en volume d'argile (Vsh), pour distinguer les grés des argiles, au niveau du puits Well-1

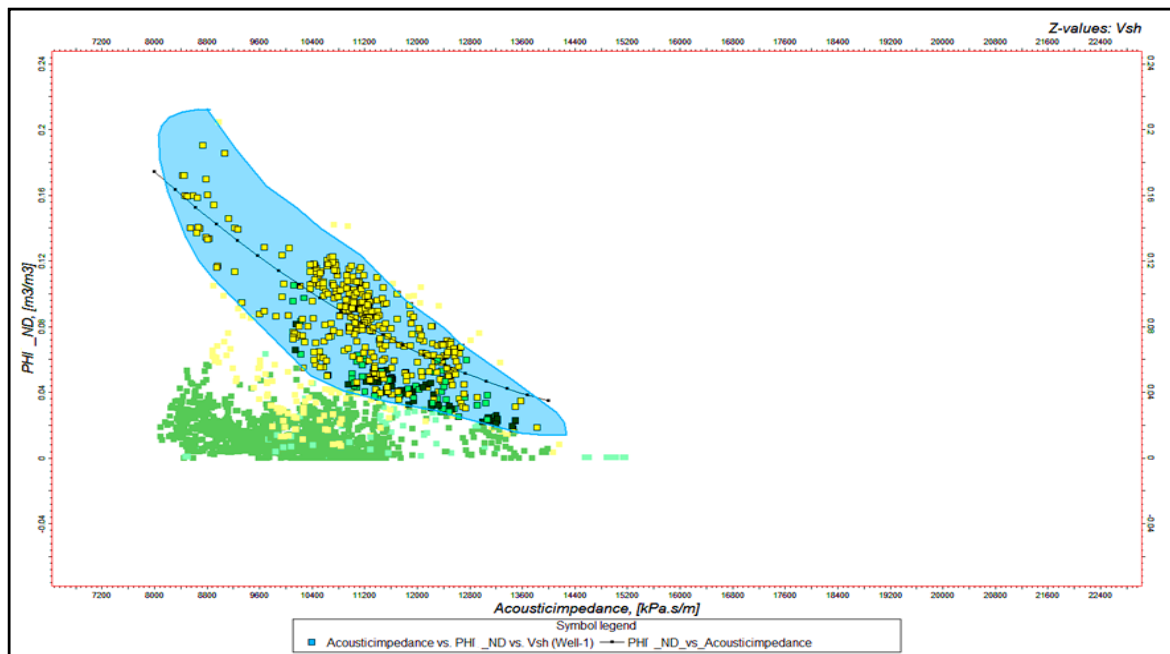
Comme on est dans un réservoir conventionnel, on s'intéresse beaucoup plus aux grés.

On constate sur la figure IV-45 que la porosité diminue exponentiellement, avec l'augmentation de l'impédance acoustique.

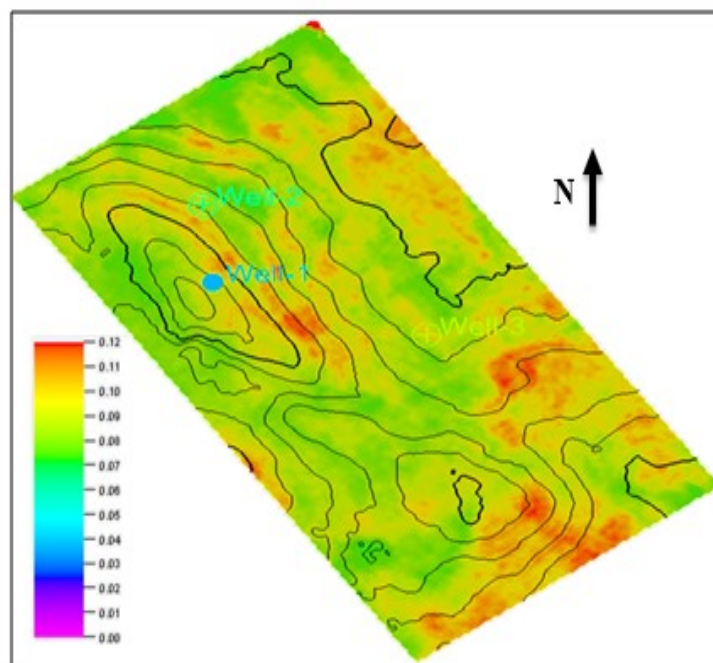
La relation qui les relie est une relation polynomiale d'ordre 2, elle s'écrit

$$\phi_{eff} = 2.073 * AI^2 - 6.888 * 10^{-5} * AI - 0.593 \quad (IV-5)$$





**Figure IV-45 : Cross-plot de la variation de la porosité en fonction de l'impédance acoustique**  
 Cette relation est établie au niveau du puits Well-1 et sera généralisée sur tout le volume de AI, en utilisant les données de sortie issues de l'inversion (cube de AI). On génère un volume de porosité ensuite on établit une carte de distribution de porosité dans la zone d'intérêt (réservoir F6). La carte résultante est la suivante



**Figure IV-46 : Carte de la distribution de la porosité dans les grés**

On voit que la porosité élevée varie de 8 % jusqu'à 12 % (couleur rouge). Les valeurs élevées de la porosité se trouvent sur l'anticlinale et aux alentours de synclinale.

Ces zones caractérisées par une porosité élevée sont censé être des grès, les autres sont des argiles.

#### E-4 DETERMINATION DE PROBABILITES DES CLASSES

La détermination de probabilités des classes lithologiques et de contenue en fluide est basée sur les cross-plots déjà réalisés dans la partie de l'étude de faisabilité (partie C) c'est-à-dire cross-plots des logs d'élasticité (SI vs AI) en combinaison avec les logs pétrophysiques ; volume d'argiles, et saturation en fluides, parce que, comme il a été déjà mentionné ce cross-plot (SI vs AI) nous a donné la meilleur discrimination.

La densité de distribution des échantillons pour chaque classe permet de déterminer les fonctions PDF aux puits. (Well-1 et Well-4)

##### 4-1 Classification 1

Appelée aussi litho\_classification, le but est de discriminer la lithologie en se basant sur le cross-plot (SI vs AI) coloré en volume d'argile (Vsh). Cette classification contient deux (02) facies (Grès et Argiles)

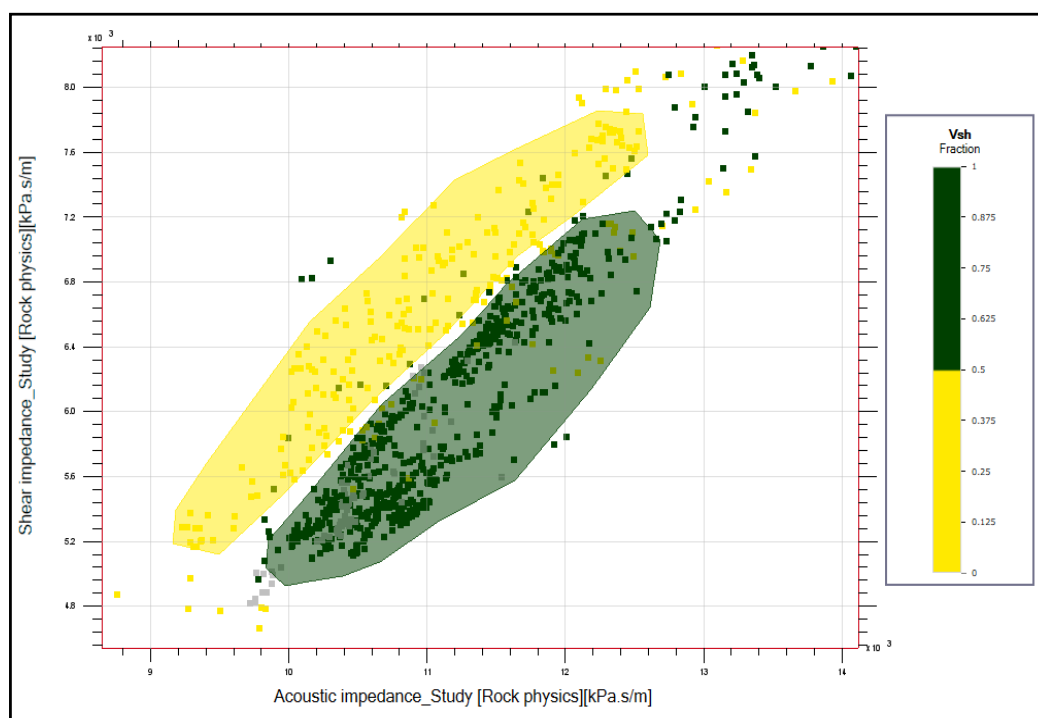


Figure IV-47 : Cross-plot impédance de cisaillement (SI) vs impédance acoustique (AI) coloré par le volume d'argile Vsh

- le faciès jaunes représente les grès, ces points sont caractérisés par :
  - Un volume d'argile faible ( $0 < V_{sh} < 0.5$ )
  - Une impédance acoustique  $9200 < AI < 12500$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement (shear impedance –SI)  $5200 < SI < 7800$  (Kpa.s/m)
- Le faciès vert représente les argiles, ces points sont caractérisés par :
  - Un  $V_{sh}$  élevé ( $0.5 < V_{sh} < 1$ )
  - Une impédance acoustique  $10000 < AI < 12400$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement (shear impedance –SI-)  $5000 < SI < 7200$  (Kpa.s/m)

A la base de cette analyse de la lithologie, des fonctions PDF de types Gaussienne ont été établis :

- Densité de probabilité en fonction de AI
- Densité de probabilité en fonction de SI

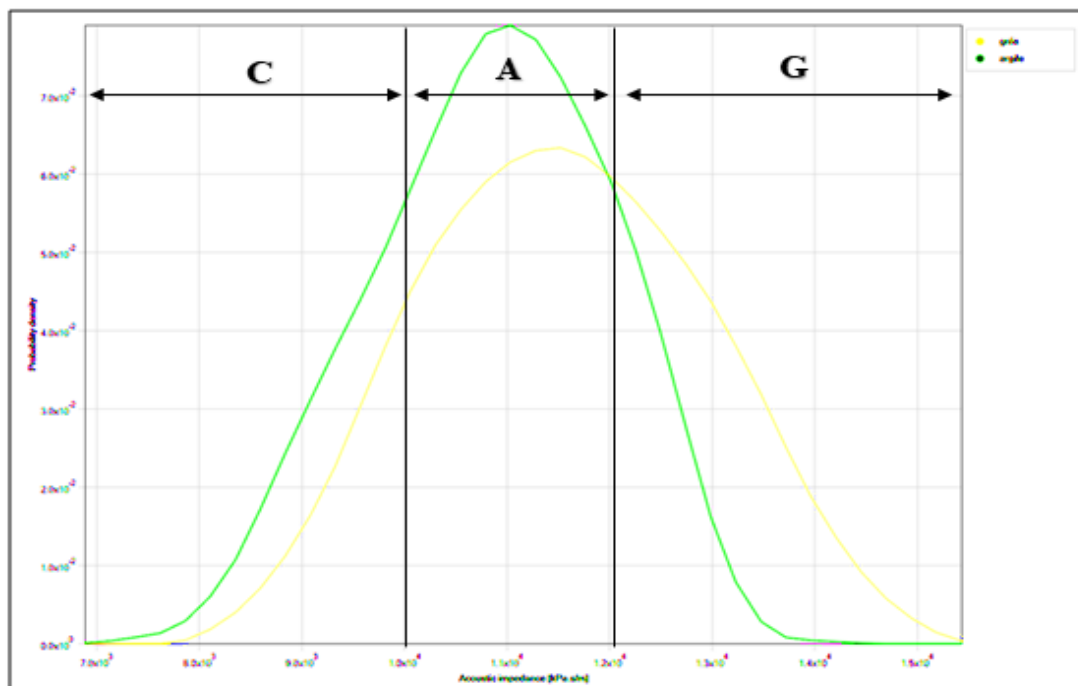


Figure IV-48 : Densité de probabilité en fonction de l'impédance acoustique pour litho\_classification

D'après la fonction PDF de la figure IV-48, on observe deux courbes de densité de probabilité en fonction de AI : en jaune courbe des grès, et en vert courbe d'argiles. On peut scinder le graphe en trois (03) zones :

- Zone de chevauchement notée "C" : dans cette zone les probabilités de trouver des grès ou des argiles sont proches, donc pour  $7000 < AI < 10000$  (Kpa.s/m). il est difficile de distinguer les grès des argiles

- Zone d'argiles notée 'A' dans cette zone il est plus probable de trouver des argiles que des grés.  $10000 < AI < 12000$  (Kpa.s/m).
- Zone de grés notée 'G' dans cette zone il est plus probable de trouver des grés que des argiles.  $12000 < AI < 15000$  (Kpa.s/m).

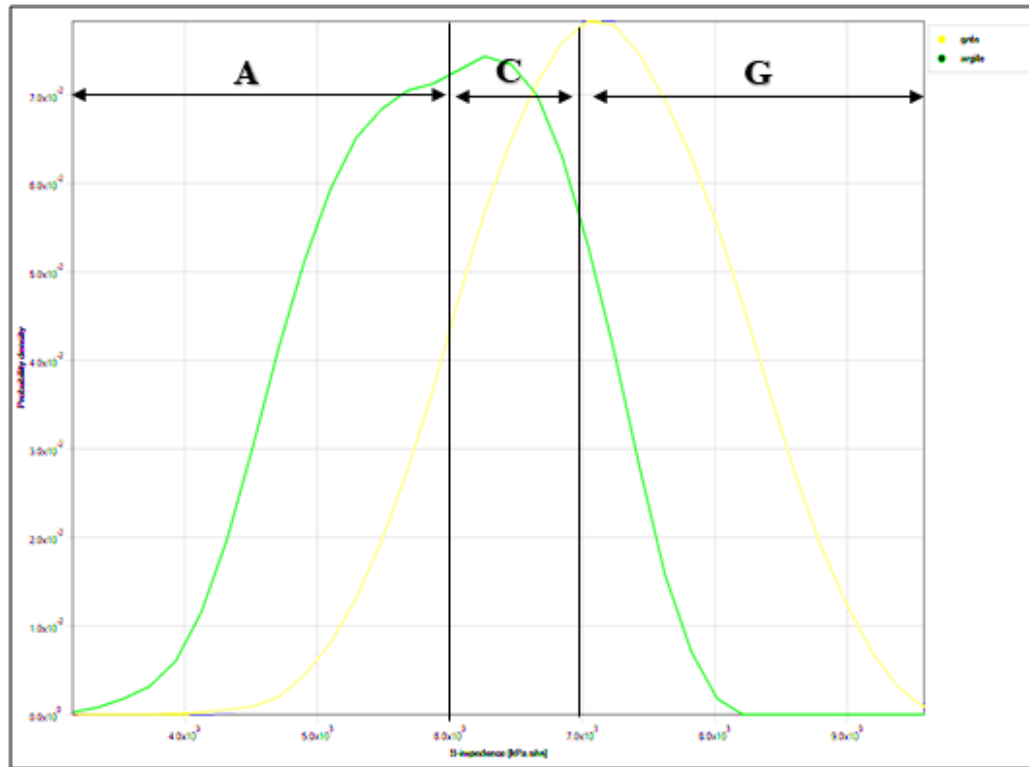


Figure IV-49 : Densité de probabilité en fonction de l'impédance de cisaillement pour litho\_classification

La discrimination est mieux en utilisant SI

D'après le PDF sur la figure IV-49, on observe deux courbes de densité de probabilité en fonction de SI, en jaune courbe des grés, et en vert courbe d'argiles. On peut scinder le graph en trois (03) zones :

- Zone 'A' dans cette zone il est plus probable de trouver des argiles que des grés.  $3000 < SI < 6000$  (Kpa.s/m).
- Zone 'C' dans cette zone les probabilités de trouver des grés ou des argiles sont proches, donc pour  $6000 < SI < 7000$  (Kpa.s/m). il est difficile de distinguer les grés des argiles
- Zone 'G' dans cette zone il est plus probable de trouver des grés que des argiles.  $7000 < SI < 9500$  (Kpa.s/m).

Les fonctions PDF sont plus lisibles lorsqu'on les affiche en mode 3D

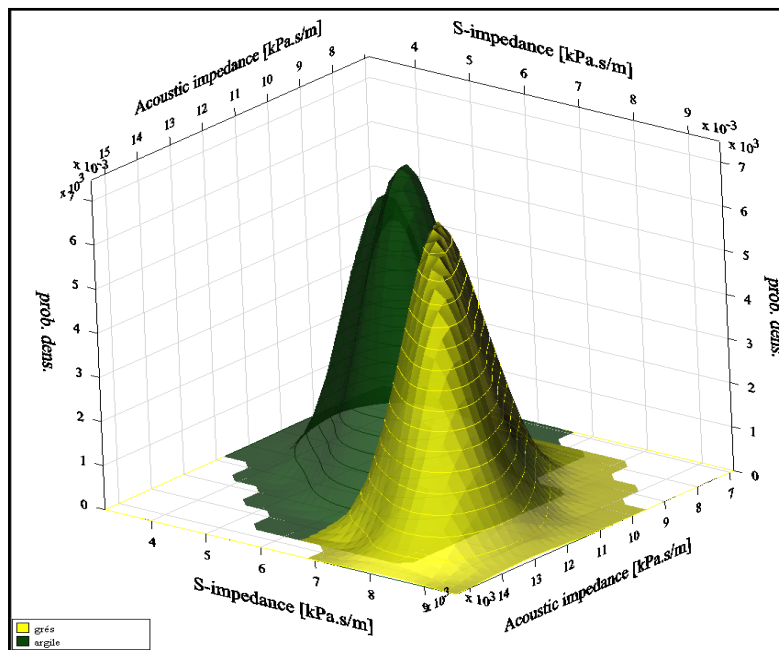


Figure IV-50 : Fonctions PDF pour la litho\_classification en mode 3D

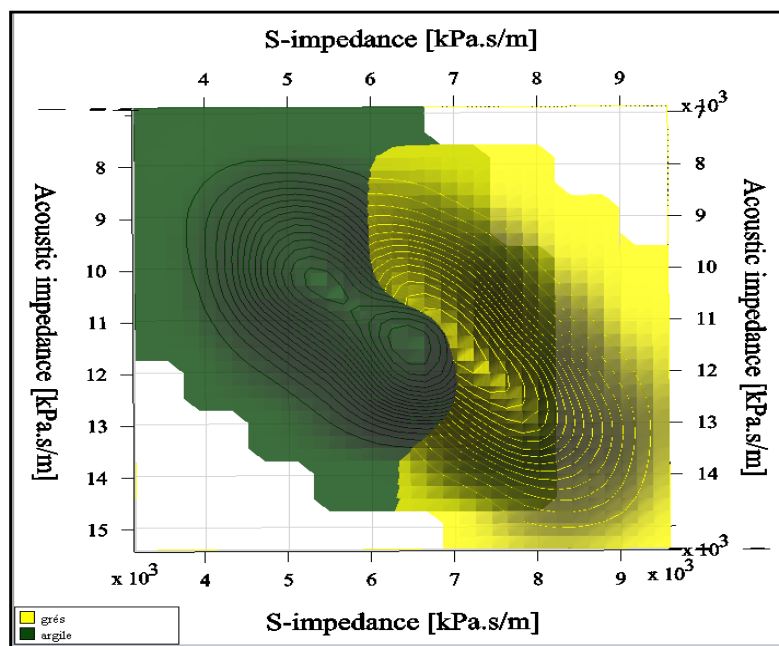


Figure IV-51 : Fonctions (PDF), pour litho\_classification en mode 3D, vue en haut

Ces résultats obtenue au niveau des puits seront généralisés sur tout le volume sismique en utilisant les données de sortie de l'inversion (cubes AI, et cube SI). Ce qui nous permet d'obtenir les volumes suivants (litho-cubes) :

- Volume de la classification lithologique (grés et argiles)
- Volume de la distribution des grés
- Volume de la distribution des argiles

Après la construction des cubes précédents, on a jugé utile d'établir des cartes de distributions, car ces dernières sont plus faciles à interpréter.

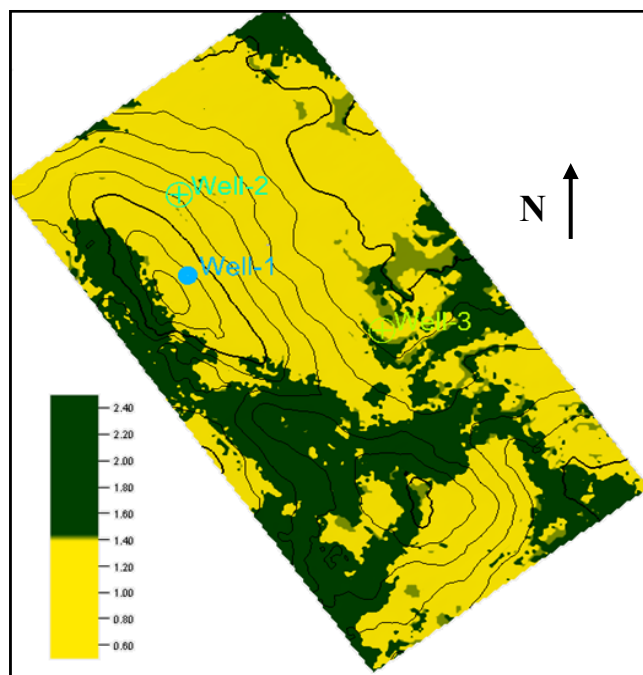


Figure IV-52 : Carte de distribution de la lithologie

Sur cette carte IV-52 on voit comment les grès (jaune) et les argiles (vert foncé) sont distribués.

Les zones où la couleur verte est claires sont les zones de chevauchement, au niveau desquelles la séparation grès-argile est difficile.

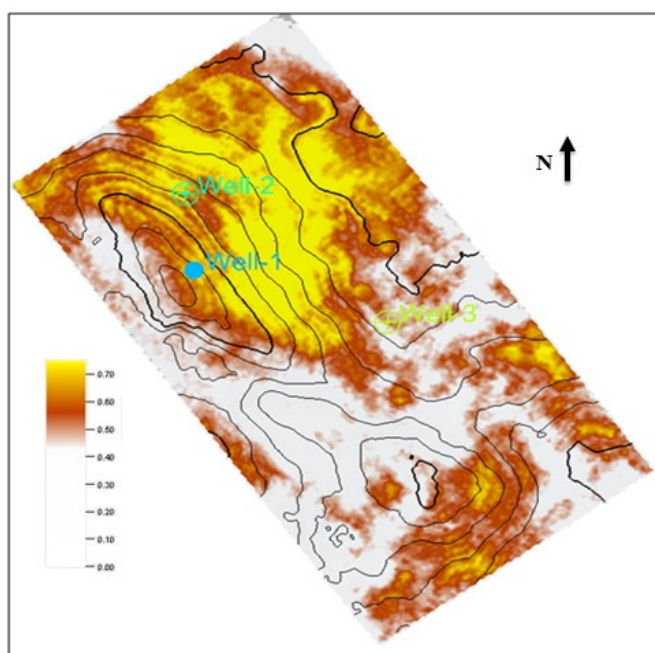


Figure IV-53 : Carte de distribution des grès

Cette carte (Figure IV-53), montre la distribution des grés, les zones où la couleur est jaune sont les zones qui présentent un volume de grés élevé, les zones marron présentent un volume de grés moyen, tandis que les zones blanches sont carrément des argiles.

En comparant la carte de la classification lithologique et celle de la distribution des grés on voit clairement que les deux cartes se correspondent.

Dans le but de localiser les zones qui présentent un intérêt en termes de porosité, on a superposé les deux cartes suivantes

- La carte de la distribution lithologique
- La carte de la distribution de la porosité

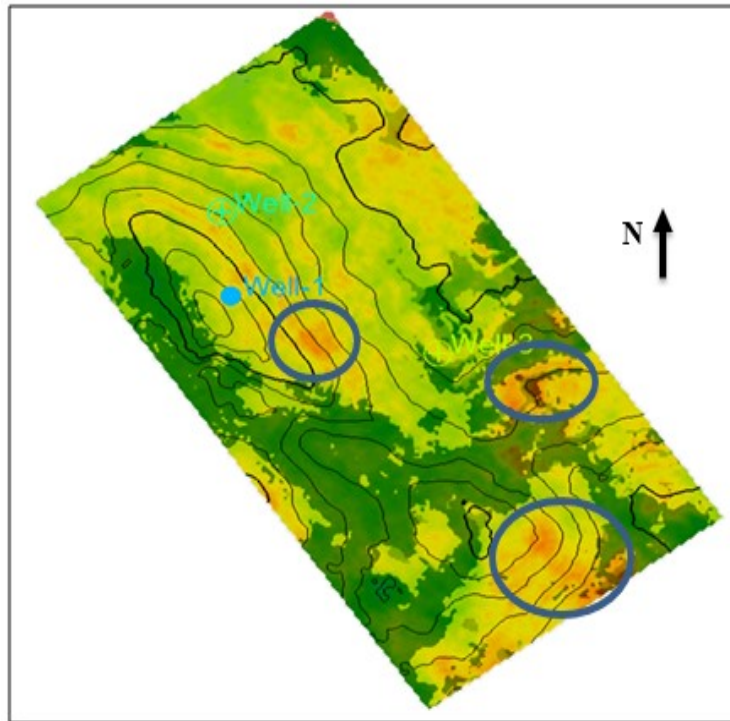


Figure IV-54 : Superposition de la carte de distribution de la porosité et celle de la distribution de la lithologie

Les zones entourées sont des zones gréseuses de très bonne porosité

### 5-2 Classification 2

Appelée sat\_classification, le but ici est de discriminer le contenu en fluide en se basant sur le même cross-plot (AI vs SI), coloré par la saturation en eau. Cette classification contient deux (02) faciès (Argile à eau et grés à huile).



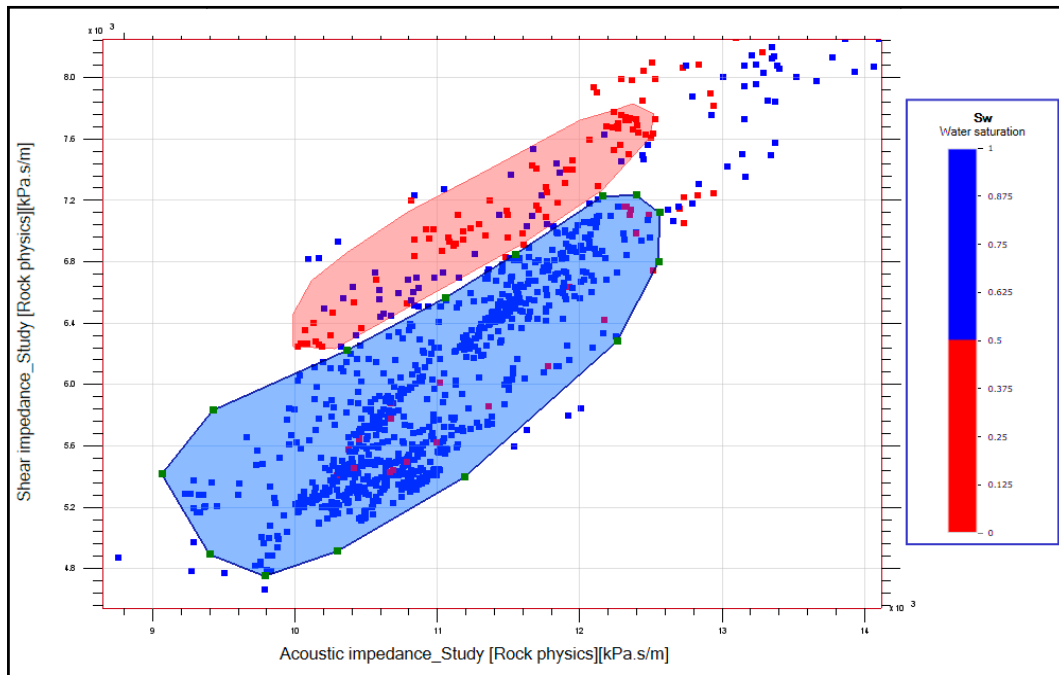


Figure IV-55 : Cross-plot impédance de cisaillement SI vs impédance acoustique AI coloré par la saturation en eau Sw

Sur ce cross-plot on distingue deux nuages de points (faciès)

- Faciès des grès saturé en huile (points en rouge), ce faciès se caractérise par :
  - Une saturation en eau  $0 < S_w < 0.5$
  - Une impédance acoustique  $10000 < AI < 12300$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement  $6300 < SI < 7800$  (Kpa.s/m)
- Faciès des argiles saturé en eau (points en bleu), ce faciès se caractérise par :
  - Une saturation en eau  $0.5 < S_w < 1$
  - Une impédance acoustique  $9200 < AI < 12500$  (Kpa.s/m)
  - Une impédance de cisaillement  $4200 < SI < 7200$  (Kpa.s/m)

A la base de cette analyse de la saturation, des fonctions PDF de types Gaussienne ont été établies :

- Densité de probabilité en fonction de AI
- Densité de probabilité en fonction de SI

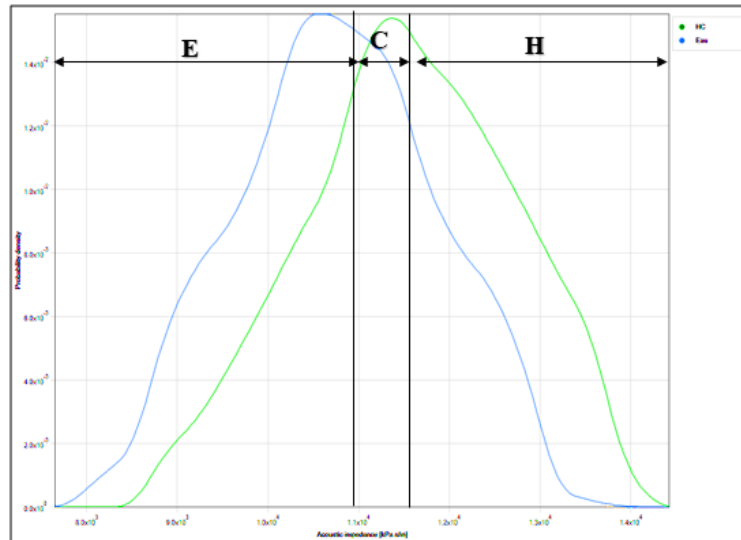


Figure IV-56 : Densité de probabilité en fonction de l'impédance acoustique pour sat\_classification

D'après la PDF de la figure IV-56, on observe deux courbes de densité de probabilité en fonction de AI, en bleu la courbe des argiles saturé en eau, et en vert courbe des grés saturé en huile. On peut scinder le graph en trois (03) zones :

- Zone des argiles saturés en eau notée "E" dans cette zone il est plus probable de trouver des argiles saturés en eau que des grés saturé en HC.  $8000 < AI < 11000$  (Kpa.s/m).
- Zone de chevauchement notée "C" dans cette zone les probabilités de trouver des grés saturés en HC ou des argiles saturés en eau sont proches, donc pour  $11000 < AI < 11500$  (Kpa.s/m). il est difficile de distinguer les grés des argiles
- Zone de grés saturés en HC notée "H" dans cette zone il est plus probable de trouver des grés saturés en HC que des argiles saturés en eau.  $11500 < AI < 14000$  (Kpa.s/m).

On remarque que la zone de chevauchement est petite ce qui va améliorer la discrimination

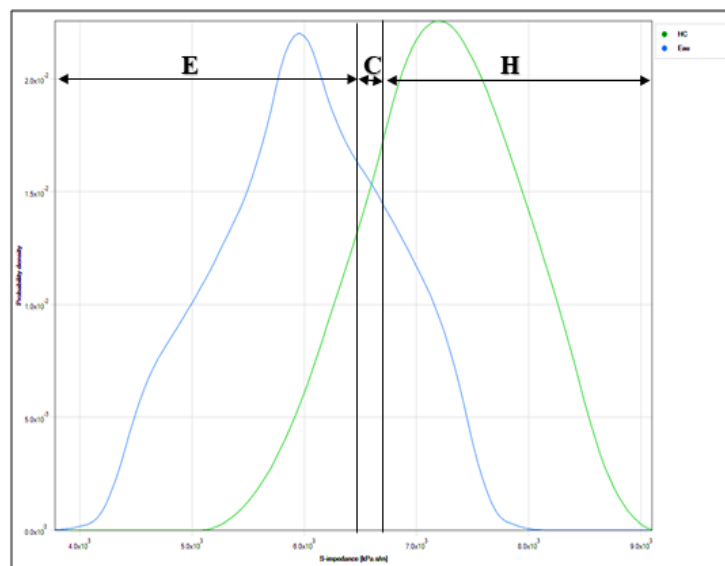


Figure IV-57 : Densité de probabilité en fonction de l'impédance de cisaillement pour sat\_classification

En utilisant SI, la zone de chevauchement est plus petite qu'en utilisant AI

D'après la PDF de la figure IV-57, on observe deux courbes de densité de probabilité en fonction de SI, en bleu la courbe des argiles saturées en eau, et en vert courbe des grés saturés en huile. On peut scinder le graph en trois (03) zones :

- Zone des argiles saturés en eau notée "E" dans cette zone il est plus probable de trouver des argiles saturés en eau que des grés saturé en HC.  $4000 < SI < 6400$  (Kpa.s/m).
- Zone de chevauchement notée "C" dans cette zone les probabilités de trouver des grés saturés en HC ou des argiles saturés en eau sont proches, donc pour  $6400 < SI < 6600$  (Kpa.s/m). il est difficile de distinguer les grés à HC des argiles à eau
- Zone de grés saturés en HC notée "H" dans cette zone il est plus probable de trouver des grés saturés en HC que des argiles saturés en eau.  $6600 < SI < 9000$  (Kpa.s/m).

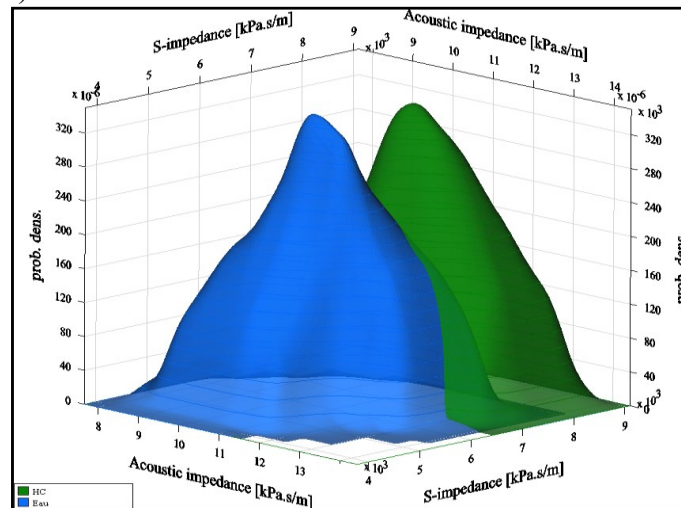


Figure IV-58 : Fonction (PDF), pour sat\_classification, en mode 3D

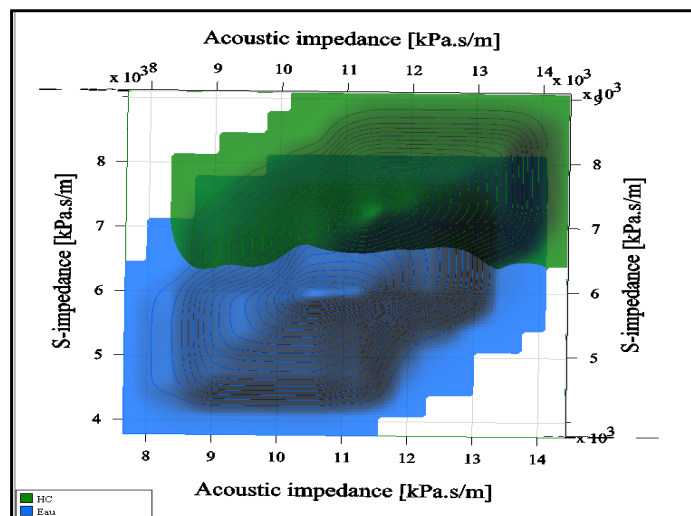
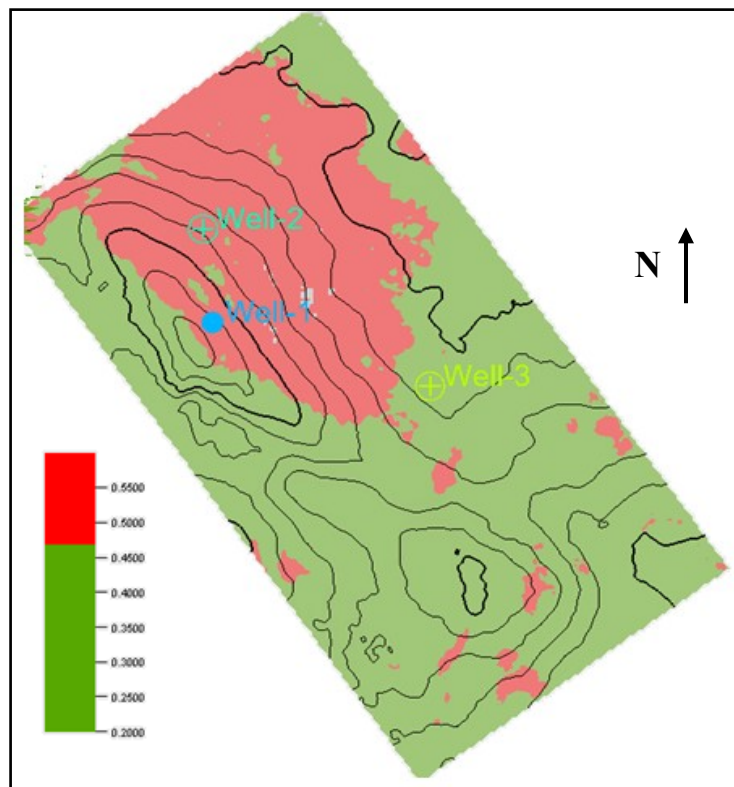


Figure IV-59 : Fonction (PDF), pour sat\_classification en mode 3D, vue d'en haut

En utilisant de nouveau les données de sortie de l'inversion (cubes AI, et cube SI), ces résultats obtenus au niveau des puits seront généralisés sur tout le volume sismique, ce qui nous permet d'obtenir les volumes suivants (litho-cubes) :

- Volume de la classification de saturation (grés à huile et argiles à eau)
- Volume de la distribution des grés à huile
- Volume de la distribution des argiles à eau

Après la construction des cubes précédents, on a jugé utile d'établir la carte de distribution des grés à HC



Sur cette carte les zones en rouge présentent les grés saturés en HC, en vert sont les zones argileuses saturées en eau ou bien des zones gréseuses saturées en eau.

Dans le but de localiser les zones qui présentent un intérêt en termes de saturation en huile, on a superposé les deux cartes suivantes

- La carte de la distribution des grés saturés en huile
- La carte de la distribution de la porosité

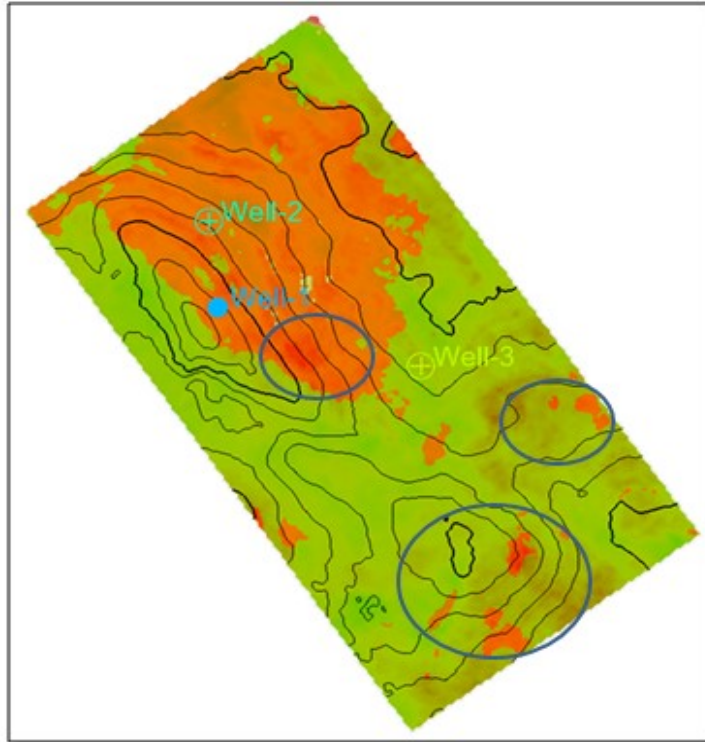


Figure IV-61 : superposition de la carte de distribution de la porosité et celle de la distribution des grés saturés en huile

#### E-5 LOCALISATION DES ZONES PROSPECTIVES

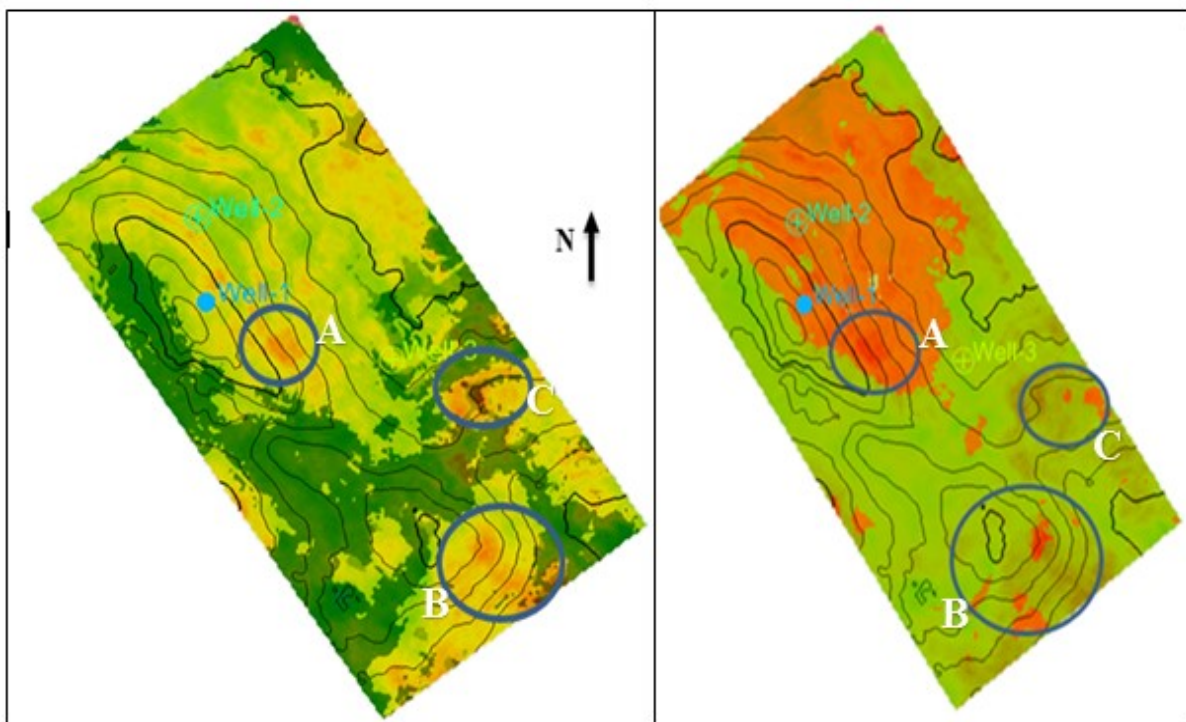


Figure IV-62 : Localisation des zones prospectives

En se basant sur les figures IV-54 et IV-61 : superposition de la carte de distribution de la porosité et la carte de la classification lithologique et superposition de la carte de distribution de la porosité et la carte de la distribution des grés à huile, respectivement, nous avons localisé trois zones (A, B, et C). Ces zones montrent de très bonnes propriétés pétro physiques, à savoir : une porosité effective élevée (12%), une saturation en huile ( $S_w < 50\%$ ) et une très bonne distribution des grés.

La zone (A) est une structure anticlinale, proche de puits (Well-1). Les zones (B et C) ne sont pas des anticlinaux néanmoins ils montrent des accumulations des hydrocarbures, ces zones peuvent être des pièges stratigraphiques.

### Conclusion générale & recommandations

A travers cette étude, nous avons pu caractériser le réservoir Dévonien (F6-C) de la région de Tinrherth (bassin d'Illizi), en utilisant un programme d'étude multidisciplinaire reposant sur trois (03) étapes principales :

1. L'étude de faisabilité : cette étape nous a permis d'enlever le doute sur la faisabilité de l'inversion avant sommation pour la caractérisation. En effet, les résultats de cette étude, au niveau de puits et de la sismique, nous a confirmé qu'il était faisable d'effectuer une inversion avant sommation. Le passage par cette étape est primordial pour un meilleur choix de la méthode de caractérisation parmi la gamme d'options sophistiquées disponibles.
2. L'inversion simultanée avant sommation : L'inversion pré-stack des données sismique est un outil puissant pour la caractérisation des réservoirs. L'utilisation de l'approximation d'Aki-Richard à trois termes nous a permis de transformer les données sismiques en des propriétés des roches décrivant quantitativement le réservoir (cube AI, cube SI, cube densité). Ces propriétés sont liées à la lithologie et au contenu en fluide. Ainsi, l'inversion minimise les risques de l'exploration et le nombre de forages négatifs
3. La caractérisation de réservoir : au niveau de cette étape nous avons utilisé une approche probabiliste basée sur les fonctions de densité de probabilité (PDF) de type Gaussienne. Dans cette approche, nous avons intégré les résultats de l'inversion sismique simultanée avant sommation et l'analyse de la physique des roches (rock physics). Les relations observées dans les puits entre les propriétés élastiques estimées par l'inversion sismique avant sommation, et les propriétés pétrophysiques, sont utilisées pour convertir les résultats de l'inversion en cubes pétrophysiques (cube de porosité, lithologie, et de saturation). On utilisant ces cubes, nous avons réussi à établir des cartes qui décrivent la distribution des propriétés pétrophysiques cités en haut. La cohérence entre les résultats de ces cartes nous a confirmé la fiabilité de la caractérisation.

Concrètement, notre étude a montré que les puits (Well-1 et Well-2) produisent de l'huile, ce qui confirmé par la production réelle et qui débité de l'huile. Nos résultats indiquent aussi que le puits Well-3 débite de l'eau. Là aussi les résultats terrain confirment nos résultats.

A l'issu de cette étude de caractérisation, nous recommandons que les trois (03) zones (A, B, et C), identifiées par notre étude comme potentiellement positives, soient étudiées en plus de détails et que de futurs forages soient programmés. Ces zones montrent de très bonnes propriétés pétro physiques (porosité de 12% et saturation en eau  $S_w < 50\%$ ) et des accumulations d'huile.



## Table des Figures

Figure I-1 : Tenseur de contrainte -----	3
Figure I-2 : Diagramme des déformations en fonction des contraintes -----	5
Figure I-3 : Modules de Young, d'incompressibilité, et de cisaillement -----	6
Figure I-4 : Coefficient de Poisson dynamique, et statique -----	6
Figure I-5 : Vp/Vs en fonction de coefficient de Poisson -----	7
Figure I-6 : Les vitesses sismiques dans un milieu isotrope et élastique -----	9
Figure I-7 : Propagation des ondes de volume, onde P (a), onde S (b) -----	10
Figure I-8 : Propagation des ondes de surface, Rayleigh (a), Love (b) -----	11
Figure I-9 : Les facteurs affectants les vitesses sismique -----	14
Figure I-10 : Les expressions de la porosité et de la densité -----	15
Figure I-11 : Réflexion à incidence normale -----	16
Figure II-1 : La géométrie de deux phases dans les limites de Voigt et Reuss -----	18
Figure II-2 : limites de Voigt, Reuss, et la moyenne de Hill -----	19
Figure II-3 : interprétation physique des limites Hashin-Shtrikmann -----	20
Figure III-4 : limites de Voigt, Reuss, et Hashin – Shtrikman -----	21
Figure II-5 : relation vitesse-densité pour différentes lithologies -----	22
Figure II-6 : comparaisons entre les grés à eau (relation de Castagna) et les grés à gaz -----	23
Figure II-7 : crossplot montre les relations Vp-Vs de Greenberg-Castagna -----	24
Figure II-8 : Interprétation de l'équation de Wyllie -----	24
Figure II-9 : relation de la porosité et le volume d'argile avec la vitesse de compression et le coefficient de Poisson -----	26
Figure II-10 : Illustration des suppositions clés dans l'équation de Gassmann -----	28
Figure II-11 : Applicabilité de modèle de Gassmann à différentes fréquences -----	29
Figure II-12 : Différentes scénarios de la physique des roches et l'applicabilité de l'équation de Gassmann -----	29
Figure III-1 : Organigramme d'un problème direct -----	35
Figure III-2 : Organigramme d'un problème inverse -----	35
Figure III-3 : (a) modélisation, (b) inversion en sismique -----	35
Figure III-4 : Organigramme de l'inversion à base de modèle -----	38
Figure III-5 : Conversion d'ondes pour une onde-P à incidence oblique -----	39
Figure III-6 : Relations linéaires entre $(\ln(\rho), \ln(Z_p))$ et $(\ln(Z_s), \ln(Z_p))$ -----	43
Figure III-7 : Organigramme de l'inversion simultanée avant sommation -----	44
Figure IV-1 : Contexte régionale du bassin d'Illizi -----	45
Figure IV-2 : Localisation de la région d'étude -----	46
Figure IV-3 : Coupe stratigraphique du bassin d'Illizi (Permis de Tinrhert) -----	50
Figure IV-4 : Organigramme illustrant le programme de l'étude -----	52
Figure IV-5 : Cross-plot DTS vs DTC au niveau du puits Well-1 et Well-4 -----	54
Figure IV-6 : Crossplot DTS (général) Vs DTC -----	55
Figure IV-7 : Edition de log DTS du puits -----	55
Figure IV-8: Logs DTS générés -----	55
Figure IV-9 : Lissage des logs DTS générés -----	56
Figure IV-10 : CDP gather après le pré-conditionnement -----	57
Figure IV-11 : Les trois cubes angles stacks avec leurs spectres d'amplitude -----	58
Figure IV-12 : Carte en isochrones au toit de réservoir F6 -----	59

<b>Figure IV-13 : Cross-plot impédance de cisaillement SI vs impédance acoustique AI coloré en Vsh</b>	<b>60</b>
<b>Figure IV-14 : Cross-plot impédance de cisaillement SI vs impédance acoustique AI coloré en Sw</b>	<b>61</b>
<b>Figure IV-15 : Cross-plot impédance de cisaillement SI vs impédance acoustique AI coloré en porosité effective</b>	<b>62</b>
<b>Figure IV-17 : Les résultats de la substitution des fluides au niveau de Well-1</b>	<b>64</b>
<b>Figure IV-20 : Représentation de l'amplitude en fonction de l'angle d'incidence</b>	<b>66</b>
<b>Figure IV-21 : Angle gathers, de gauche à droite : synthétique de scénario 100% HC, synthétique de scénario 100% eau, et angle gather de scénario réel (in-situ).</b>	<b>66</b>
<b>Figure IV-22 : Courbe AVA des trois scénarios</b>	<b>66</b>
<b>Figure IV-23 : Etapes de l'opération de calage puits-sismique</b>	<b>68</b>
<b>Figure IV-24 : Calage du puits Well-1 au cube sismique Near</b>	<b>70</b>
<b>Figure IV-25 : Calage du puits Well-1 au cube sismique Mid</b>	<b>71</b>
<b>Figure IV-26 : Calage du puits Well-1 au cube sismique Far</b>	<b>71</b>
<b>Figure IV-27 : Calage du puits Well-2 au cube sismique Near</b>	<b>72</b>
<b>Figure IV-28 : Calage du puits Well-2 au cube sismique Mid</b>	<b>72</b>
<b>Figure IV-29 : Calage du puits Well-2 au cube sismique Far</b>	<b>73</b>
<b>Figure IV-30 : Calage du puits Well-3 au cube sismique Near</b>	<b>73</b>
<b>Figure IV-31 : Calage du puits Well-3 au cube sismique Mid</b>	<b>74</b>
<b>Figure IV-32 : Calage du puits Well-3 au cube sismique Far</b>	<b>74</b>
<b>Figure IV-33 Ondettes moyennes extraites lors du calage des puits Well-1, Well-2, et Well-3 avec les trois angles stack.</b>	<b>75</b>
<b>Figure IV-34 : Modèle initial : impédance acoustique AI</b>	<b>77</b>
<b>Figure IV-35 : Modèle initial : impédance de cisaillement SI</b>	<b>77</b>
<b>Figure IV-36 : Modèle initial : densité RHOB.</b>	<b>77</b>
<b>Figure IV-37 : Modèle final : impédance acoustique AI</b>	<b>78</b>
<b>Figure IV-38 : Modèle final : impédance de cisaillement SI</b>	<b>79</b>
<b>Figure IV-39 : Modèle final : densité RHOB</b>	<b>79</b>
<b>Figure IV-40 : Contrôle de qualité de l'inversion au puits Well-1</b>	<b>80</b>
<b>Figure IV-41 : Contrôle de qualité de l'inversion au puits Well-2</b>	<b>80</b>
<b>Figure IV-42 : Contrôle de qualité de l'inversion au puits Well-3</b>	<b>81</b>
<b>Figure IV-43 : Densité de probabilité de la loi normale</b>	<b>83</b>
<b>Figure IV-44 : Concept de la classification par probabilité maximale</b>	<b>84</b>
<b>Figure IV-45 : Cross-plot de la variation de la porosité en fonction de AI</b>	<b>85</b>
<b>Figure IV-46 : Carte de la distribution de la porosité dans les grés</b>	<b>85</b>
<b>Figure IV-47 : Cross-plot impédance de cisaillement (SI) vs impédance acoustique (AI) coloré par le volume d'argile Vsh</b>	<b>86</b>
<b>Figure IV-48 : Densité de probabilité en fonction de l'impédance acoustique pour litho_classification</b>	<b>87</b>
<b>Figure IV-49 : Densité de probabilité en fonction de l'impédance de cisaillement pour litho_classification</b>	<b>88</b>
<b>Figure IV-50 : Fonctions PDF pour la litho_classification en mode 3D</b>	<b>89</b>
<b>Figure IV-51 : Fonctions (PDF), pour litho_classification en mode 3D, vue en haut</b>	<b>89</b>
<b>Figure IV-52 : Carte de distribution de la lithologie</b>	<b>90</b>
<b>Figure IV-53 : Carte de distribution des grés</b>	<b>90</b>

<b>Figure IV-54 : Superposition de la carte de distribution de la porosité et celle de la distribution de la lithologie -----</b>	<b>91</b>
<b>Figure IV-55 : Cross-plot impédance de cisaillement SI vs impédance acoustique AI coloré par la saturation en eau Sw -----</b>	<b>92</b>
<b>Figure IV-56 : Densité de probabilité en fonction de l'impédance acoustique pour sat_classification -----</b>	<b>93</b>
<b>Figure IV-57 : Densité de probabilité en fonction de l'impédance de cisaillement pour sat_classification -----</b>	<b>93</b>
<b>Figure IV-58 : Fonction (PDF), pour sat_classification, en mode 3D -----</b>	<b>94</b>
<b>Figure IV-59 : Fonction (PDF), pour sat_classification en mode 3D, vue d'en haut ----</b>	<b>94</b>
<b>Figure IV-60 : Carte de distribution des grés saturée en huile -----</b>	<b>95</b>
<b>Figure IV-61 : superposition de la carte de distribution de la porosité et celle de la distribution des grés saturés en huile -----</b>	<b>96</b>
<b>Figure IV-62 : Localisation des zones prospectives -----</b>	<b>96</b>

## Liste des Tableaux

<b>Tableau I.1 : Ages absolus des époques géologique</b> -----	<b>13</b>
<b>Tableau II-1 : les valeurs des constants d et f pour différentes lithologies</b> -----	<b>22</b>
<b>Tableau IV-1 : Disponibilité des logs au niveau des puits</b> -----	<b>53</b>
<b>Tableau IV-2 : Paramètres d'inversion : continuité horizontale et déviation du modèle à priori.</b> -----	<b>78</b>

## Références

**Albert Tarantola, 2005**, Inverse Problem Theory, and Methods for Model Parameters Estimation, Society for Industrial and Applied Mathematics

**Ashley Francis, 2013**, A Simple Guide to Seismic Inversion, VOL.10, pp.46-48, GeoExpro

**Bernard Zinszner and François Marie P, 2007**, A Geoscientist's Guide to Petrophysics. Editions Technip

**Brian Russell and Dan Hampson, 2006**, The old and the new in seismic inversion, VOL.31, pp.05-07, Recorder

**Dan Hampson, Brian Russell, and Brad Bankhead, 2005**, Simultaneous Inversion of Pre-stack Seismic Data, VOL.01, pp.13-17, Geohorizons

**Djarfour Nouredine, 2001**, Interprétation Géophysique Intégrale. Application des Techniques d'Inversion Généralisée, de Tomographie Sismique et des Neurones Artificiels à l'Estimation des Paramètres Acoustiques. Université M'Hammed Bouguerra Boumerdes. These de Magister

**Djarfour Nouredine, 2008**, Inversion des données sismiques par les réseaux de neurones artificiels. Application du Réseau à Fonction de Base Radiale et du Réseau Récurrent d'Elman. Université M'Hammed Bouguerra Boumerdes. Thèse de Doctorat

**Frazer Barclay et al, 2008**, Seismic Inversion –Reading Between the Lines-, VOL.20, pp.42-63, Oilfield Review

**Fred J. Hiltermann. 2001**, Seismic Amplitude Interpretation. Geophysical Development Corporation

**Gary Mavko et al., 2009**. The Rock Physics Handbook –Tools for Seismic Analysis of Porous Media, 2<sup>nd</sup> edition. Cambridge University Press

**Hamid N. Al-Sadi, 1980**, Seismic Exploration –Technique and processing-, Springer Basel AG

**Jack Dvorkin et al., 2014**, Seismic Reflection of Rock Properties. Cambridge University Press

**John P. Castagna and Milo M. Backus, 1993**, AVO Analysis- Tutorial and Review, VOL.8, pp.3-36, Investigations in geophysics SEG

**John Pendrel, 2001**, Seismic Inversion – The best Tool for Reservoir Characterization, VOL.26, RECORDER

**Mrinal K. Sen, 2006**, Seismic Inversion, Society of Petroleum Engineers

**Nawras Al-Khateb, 2013**, A look Into Gassmann Equation, GeoConvention 2013

**Next a Schlumberger company, 2019**, Rock Physics-Integrating Petrophysical, Geomechanical, and Seismic Measurements

**P.M. Doyen, 2007**, Seismic Reservoir Characterization – An Earth Modelling Perspective, EAGE

**Per Avseth et al., 2005**, Quantitative Seismic Interpretation – Applying Rock Physics Tools to Reduce Interpretation Risks. Cambridge University Press.

**Philip Kearey et al, 2002**, An Introduction to Geophysical Exploration, Blackwell Science  
**R E Sheriff and L P Geldart, 1982**, Traité de prospection sismique. Cambridge University Press

**R L Sengbush, 1983**, Seismic Exploration Methods, International Human Resources Development Corporation

**Rob Simm and Mike Bacon, 2014**. Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook. Cambridge University Press

**Smaine Zeroug, Nouredine Bounouna et Rabih Lounissi, 2007**, Well Evaluation Conference (WEC) Algérie 2007, Wetmore Printing Company

**Taufik Maulana, 2016**, quantitative Seismic Interpretation using Rock Physics Templates- case examples from the Zumba field-, Norwegian University of Science and Technology

**W M Telfor et al 1990**, Applied Geophysics. Cambridge University Press