

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



UNIVERSITÉ M'HAMED BOUGARA BOUMERDES
FACULTÉ DES HYDROCARBURES ET DE LA CHIMIE
DÉPARTEMENT DE GÉOPHYSIQUE, GÉNIE PARASISMIQUE
ET PHÉNOMÈNES ALÉATOIRES

Mémoire de fin d'études

En vue de l'obtention du Diplôme MASTER II

Filière : science de la terre et de l'univers
Option : sismique, sismologie et méthodes de potentiel.

THEME

CARACTERISATION D'UN RESERVOIR PAR LES ATTRIBUTS SISMIQUES
APPLICATION SUR LE PERMIS BOURAHRET SUD (BASSIN D'ILLIZI)

Réalisées par :

SAHLI Ahlem

BOUCHEMA Feriel Nesrine

Suivies par :

Dr. AITOUCHE.M.A

Encadrées par :

CHOUAKI Hamid

Année universitaire 2015/2016

Remerciements

Nous voulons exprimer par ces quelques lignes de remerciements notre gratitude envers tous ce en qui par leur présence, leur soutien, leur disponibilité et leurs conseils, nous avons eu courage d'accomplir ce projet.

Nous commençons par exprimer toute notre reconnaissance a Monsieur AITOUCHE .M.A , Maitre de conférences à l'université de Boumerdes qui a daigné suivre le travail produit dans ce mémoire et nous orienter afin de le mener à terme .

Nos remerciements les plus sincères s'adressent aussi à Monsieur CHOVAKI .HAMID , ingénieur géophysicien à la Sonatrach (division PED) pour son encouragement continu , ainsi que le temps qu'il nous a consacré malgré ses grandes occupations

Nous tenons d'autre part a remercier les respectables membres du jury pour bien vouloir nous accorder de leur temps précieux pour commenter , discuter et juger notre présent travail .

Enfin, nous ne pouvons achever ce mémoire sans exprimer notre gratitude à tous les professeurs du département de géophysique de l'université de Boumerdes pour leur dévouement et leur assistance tout au long de nos études universitaires.

Puisse tout le monde tirer bénéfice de l'accomplissement de ce travail





Dédicace

Je dédie ce mémoire

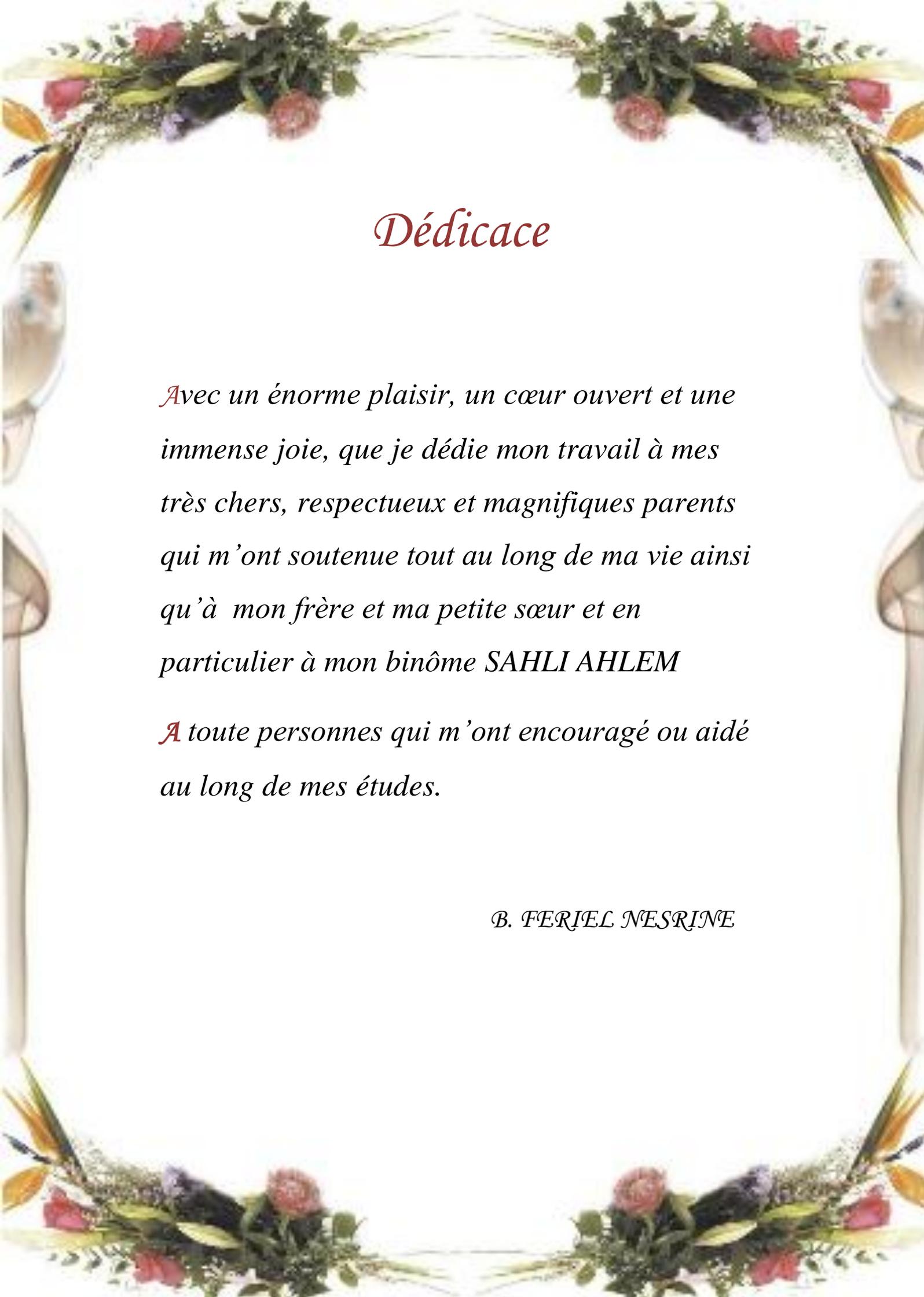
*A mes chers parents, à ma mère et à mon père
Pour leur patience, leur amour, leur soutien et
leurs encouragements*

A mes frères et mes sœurs

A mes amis et camarades

*Sans oublier tous les professeurs que ce soit du
primaire, du moyen, du secondaire ou
de l'enseignement supérieur*

S.AHLEM



Dédicace

Avec un énorme plaisir, un cœur ouvert et une immense joie, que je dédie mon travail à mes très chers, respectueux et magnifiques parents qui m'ont soutenue tout au long de ma vie ainsi qu'à mon frère et ma petite sœur et en particulier à mon binôme SAHLI AHLEM

A toute personnes qui m'ont encouragé ou aidé au long de mes études.

B. FERIEL NESRINE

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE3

Chapitre I ELEMENTS DE LA PHYSIQUE DES ROCHES

Introduction4

I-1 Théorie de l'élasticité4

 I-1-1 Contrainte et tenseur des contraintes4

 A) Contrainte4

 B) Tenseur des contraintes5

 I-1-2 Déformation et tenseur de déformation6

 A) Déformation normale7

 B) Déformation par cisaillement7

 I-1-3 La loi de Hooke8

 I-1-4 Module d'élasticité9

 I-1-4-1 Module de Young E 9

 I-1-4-2 Module de cisaillements μ 9

 I-1-4-3 Coefficient de poisson σ 10

 I-1-5 Paramètres pétrophysiques10

 I-1-5-1 Porosité10

 I-1-5-2 Perméabilité11

 I-1-5-3 Saturation12

I-2 Paramètres acoustiques de la roche13

 I-2-1 Densité13

 I-2-2 Les ondes sismiques et les vitesses de propagation13

 I-2-3 Réflexion et transmission des ondes sismiques16

I-3 Détection directe des hydrocarbures18

 I-3-1 amplitude18

 I-3-2 fréquence19

 I-3-3 phase19

 I-3-4 Vitesse sismique19

I-4 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset20

 I-4-1 Principe20

 I-4-2 Estimation de coefficient de Poisson27

Conclusion27

Chapitre II FACTEURS AFFECTANT L'AMPLITUDE D'UNE

Introduction28

II-1 Facteurs dépendants des sub-surfaces (endogènes)29

 II-1-1 Le phénomène d'absorption29

 II-1-2 Divergence sphérique30

 II-1-3 Perte par transmission31

 II-1-4 La diffraction33

II-1-5 Les multiples et réverbérations.....	33
A) Multiples.....	33
B) Réverbération.....	34
II-1-6 Courbures et complexité structurale.....	34
II-1-7 Effet des bancs minces.....	35
II-1-8 Influence de la zone altérée.....	36
II-1-9 les bruits.....	37
II-2 Facteurs indépendants de la sub surface (exogènes).....	37
II-2-1 Couplage avec le sol.....	38
II-2-2 Géométrie de la nappe.....	39
II-2-3 Directivité de la source.....	39
II-3 Les facteurs liés à la réflectivité des miroirs.....	39
II-3-1 Variation de l'énergie réfléchi en fonction de l'angle d'incidence.....	39
II-3-2 L'interférence.....	40
II-3-3 Conversion des ondes sismiques.....	41
Conclusion.....	42

Chapitre III
TRAITEMENTS EN AMPLITUDES PRESERVEES

Introduction.....	43
III-1 Principe du traitement en amplitudes préservées.....	43
III-2 Récupération des amplitudes réelles.....	43
III-2-1 Compensation de l'absorption.....	44
III-2-2 Correction de la divergence sphérique.....	45
III-2-3 Correction d'amplitudes surface consistante.....	46
III-2-4 Egalisation régionale.....	47
III-3 Atténuation des bruits.....	48
III-3-1 Filtrage fréquentiel.....	48
III-3-2 Sommation en couverture multiple.....	48
III-3-3 Corrections statiques.....	50
III-3-4 corrections dynamiques.....	53
III-3-4 Le mute.....	54
III-4 correction statiques résiduelle.....	55
III-5 Analyse de vitesse.....	55
III-6 Migration temps, migration profondeur.....	58
Conclusion.....	60

Chapitre IV
THEORIE DU SIGNAL ANALYTIQUE

Introduction.....	61
IV-1 Transformation de Fourier.....	61
IV-1-1 Définition de la transformée de Fourier.....	61
IV-1-2 Condition d'existence.....	62
IV-2 Transformation de Fourier discrète.....	63
IV-2-1 Transformée de Fourier d'un signal discrets.....	63

IV-3 Transformation de Hilbert	63
IV-3-1 Mise en place la transformée de Hilbert.....	63
IV-3-2 Définition de la transformée de Hilbert.....	64
IV-3-3 Propriétés de la transformée de Hilbert.....	66
IV-4 Transformation de Hilbert discrète	67
IV-5 Concept du signal analytique	70
IV-5-1 Définition du signal analytique.....	70
IV-5-2 Calcul du signal de quadrature.....	71
IV-5-3 Propriétés du signal de quadrature.....	72
IV-5-4 Le signal analytique dans l'espace de Fourier.....	72
IV-5-5 Signal analytique discret.....	73

Chapitre V
ANALYSE DES ATTRIBUTS SISMIQUE

Introduction	75
V-1 Notion d'attributs sismiques	75
V-2 Classification des attributs sismiques	76
V-2-1 Attributs physiques.....	78
V-2-2 Attributs géométriques.....	78
V-2-3 Attributs prés-stack.....	78
V-2-4 Attributs post-stack.....	79
V-2-5 Attributs instantanés.....	79
V-2-6 Attributs de l'ondelette.....	79
V-3 Notion de trace complexe	80
V-4 Calcul de la trace en quadrature	82
V-5 Bases mathématiques des attributs et leur application	83
V-5-1 Attributs physiques	83
V-5-1-1 L'amplitude instantanée.....	83
V-5-1-2 Phase instantanée.....	84
V-5-1-3 Fréquence instantanée.....	85
V-5-1-4 Amplitude normalisées.....	86
V-5-1-5 Impédance acoustique relative.....	86
V-5-2 Attributs géométriques	88
V-5-2-1 Attributs cohérence cube.....	88
A) Calcul de l'Attribut cohérence cube.....	89
B) Calcul de la fonction de cohérence.....	89
V-5-2-2 Zones de discordance.....	91
V-5-2-3 les indicateurs d'argile.....	91
V-5-3 Polarité apparente.....	91
V-5-4 Attributs de surface.....	92
V-5-4-1 Attributs pendage-azimut.....	92
V-6 La colorimétrie et l'interprétation	93
V-7 Attributs sismiques et analyse lithologique	93
Conclusion	94
Introduction	95

Chapitre VI
GEOLOGIE GENERALE

VI-1 Généralités sur le bassin d'IILIZI.....	97
VI-2 Historique de l'exploration du bassin d'IILIZI.....	97
VI-3 Situation Géographique et géologique du bassin d'IILIZI.....	97
VI-4 Stratigraphie.....	98
VI-5 Aspect Structural.....	102
VI-6 Aspect pétrolière.....	105
VI-7 Présentation de la région.....	106

Chapitre VII
L'APPLICATION DES ATTRIBUTS SISMIQUES

Les paramètres d'acquisition.....	109
VII-1 Génération des attributs sismiques sur logiciel 'Open Works'.....	111
VII-2 Définition des attributs sismiques.....	112
❖ Amplitude RMS.....	112
❖ Energie de temps intermédiaire.....	112
❖ Amplitude moyenne absolue (ABS).....	114
❖ Fréquence moyenne instantanée.....	115
❖ Phase moyenne instantanée.....	116
❖ Le facteur de qualité.....	117
❖ L'inclinaison d'amplitude (Skew in amplitude).....	117
❖ Décomposition spectrale.....	118
VII-3 Application des attributs sismiques sur le prospect Bourarhet sud.....	118
❖ Attribut sismique RMS amplitude.....	118
❖ Fréquence moyenne instantanée.....	119
❖ Phase moyenne instantanée.....	120
❖ Décomposition spectrale.....	120
Conclusion générale.....	122
Planches.....	123
Bibliographie.....	139

La liste des figures

Figure I-1	Les composantes de la contrainte	5
Figure I-2	Cube élémentaire à l'intérieur d'un corps soumis a des contraintes agissant sur les six faces du cube.	6
Figure I-3	Relation entre déformation et contrainte	6
Figure I-4	Les types de déformation normale	7
Figure I-5	Déformation par cisaillement	7
Figure I-6	Traction latérale-Coefficient de Poisson-	10
Figure I-7	La propagation des ondes P	14
Figure I-8	La propagation des ondes S	14
Figure I-9	La propagation des ondes S_v	15
Figure I-10	La propagation des ondes S_h	15
Figure I-11	Réflexion et transmission à un dioptre séparant deux milieux élastiques infinis pour une onde P incidente	17
Figure I-12	Section synthétique d'un réservoir sableux.	19
Figure I-13	Valeur du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence et du rapport du coefficient de Poisson des deux milieux	22
Figure I-14	Les principales approximations linéaires à partir des équations de [Zoeppritz, 1919] et [Bortfeld, 1961].	23
Figure I-15	Les différentes classes AVA.	25
Figure I-16	Variations de l'amplitude en fonction du déport ou de l'angle du toit des couches de sables saturés en gaz des différentes classes AVO/AVA	26
Figure II-1	Types de facteurs affectant l'amplitude.	28
Figure II-2	Phénomène d'atténuation par absorption.	29
Figure II-3	Formes des rayons sismiques.	31
Figure II-4	Stratification horizontale de N couches.	32
Figure II-5	Trajets des rayons diffractés d'une énergie réfléchie.	33
Figure II-6	<i>Types de multiples et réverbérations</i>	34
Figure II-7	<i>Effets de la courbure des réflecteurs</i>	35
Figure II-8	<i>Effet des bancs minces</i>	36
Figure II-9	Longueur de la nappe	38
Figure II-10	Ondes P à incidence normale	39
Figure II-11	Types de l'interférence.	40
Figure II-12	Conversion des ondes de volume.	41
Figure III-1	Illustration du phénomène d'absorption	44
Figure III-2	a : Données sismiques avant la correction de divergence sphérique, b : après correction de la divergence sphérique .Yilmaz 1987	46
Figure III-3	Application du gain	47
Figure III-4	Les réponses en fréquence des différents bruits	48

Figure III-5	Principe de la sommation	49
Figure III-6	Principe des corrections statiques Principe des corrections statiques. Trajectoire de l'onde sismique Principe des corrections statiques	50
Figure III-8	Image des données sismiques avec et sans corrections statiques (Yilmaz 1987)	53
Figure III-9	Effet des corrections dynamiques (NMO).	54
Figure III-10	Migration en profondeur. b : avant sommation, a : apres sommation.	58
Figure III-11	Tableau résumant les étapes de traitements	59
Figure IV-1	Illustration de TH appliquée sur le signal $s(t)=\sin(120\pi t$	66
Figure IV-2	Réponse impulsionnelle du filtre de Hilbert	69
Figure IV-3	Réponse en fréquence impulsionnelle du filtre de Hilbert	69
Figure IV-4	Filtre analytique	71
Figure IV-5	Représentation du signal analytique dans le domaine des fréquences	74
Figure V-1	Classification des attributs sismiques (Taner).	77
Figure V-2	Représentation graphique de la notion de trace complexe	81
Figure V-3	Représentation de la trace en quadrature	83
Figure V-4	Représentation schématique de l'enveloppe	83
Figure V-5	Représentation schématique de la phase	84
Figure VI-1	Situation géographique et géologique du bassin d'Ilizi (Sonatrach, 2003).	98
Figure VI-2	Colonne stratigraphique du bassin d'Ilizi (Sonatrach)	101
Figure VI-3	Carte des principaux éléments morpho-structuraux de la plate-forme Saharienne et localisation du bassin d'Ilizi (Attar. A 1987).	102
Figure VI-4	Coupe géologique régionale à travers les bassins d'Oued Mya Berkine et Ilizi (Sonatrach et Schlumberger, 2007).	103
Figure VI-5	Coupe géologique Sud-Nord bassin d'Ilizi (Sonatrach)	104
Figure VI-6	Coupe géologique Ouest-Est Bassin d'Ilizi (Sonatrach)	104
Figure VI-7	Tableau des sommets du block 230	106
Figure VI-8	Tableau des sommets du block 231	107
Figure VI-9	Plan de position de la campagne sismique 3D, 2006, champ de BOURARHET SUD	108
Figure VII-1	Fenêtre de dialogue pour la génération des attributs	111
Figure VII-2	Exemple de calcule RMS amplitude	112
Figure VII-3	Explication de la longueur d'arc	114
Figure VII-4	Exemple d'application de l'amplitude moyenne absolue	115
Figure VII-5	Illustration d'une trace en amplitude et en phase instantanée	116
Figure VII-6	Exemple d'application de l'inclinaison d'amplitude	118
Figure VII-7	Relation de l'amplitude avec différents facteurs	119

Introduction Générale

Introduction Générale

L'exploration du sous-sol peut se faire de deux manières différentes ; effectuer un forage, cette méthode permet d'obtenir des informations très précises, mais très locales, et pour un coût relativement élevé .Une autre possibilité consiste à mesurer en surface une propriété physique des roches et des fluides qu'elles peuvent contenir. Cette science, la géophysique, regroupe un certain nombre de méthodes définies par la propriété qu'elles mesurent ; gravimétrie, géomagnétisme, sismologie, sismique, etc. Elles permettent de sonder relativement, facilement et en continu de grands volumes de roches pour un coût raisonnable.

En exploration pétrolière, la sismique a pris très tôt une importance particulière .Depuis les années 1920, elle constitue en effet l'outil principal de recherche d'hydrocarbures.

Les modèles de réservoirs pétroliers jouent un rôle de plus en plus prépondérant dans l'industrie pétrolière. Ils sont utilisés tout au long de la vie d'un gisement pour planifier les études complémentaires à effectuer, pour optimiser l'implantation de nouveaux puits, mais aussi et surtout, estimer les réserves d'hydrocarbures en place et simuler l'exploitation du prospect réel.

En terme d'exécution, les spécialistes ont besoin de connaître les propriétés qui permettront d'expliquer (et donc de reproduire) les phénomènes physiques qui gouvernent le réservoir .Ils ont à leur disposition un certain nombre de données qui leur permettent d'obtenir ces propriétés, soit de manière directe, soit de manière indirecte .Les travaux de caractérisation de réservoir s'appuient essentiellement sur deux types de données : les diagraphies et les données sismiques.

Les mesures diagraphiques permettent l'estimation du contenu des réservoirs traversés, du pendage des couches, mais aussi de corréler les puits entre eux .Elles sont déterminantes dans l'évaluation de la qualité économique du réservoir.

Cependant, les diagraphies fournissent des informations très locales, car elles sont limitées à l'emplacement des puits, et ces derniers ne sont présents qu'en petit nombre sur toute la surface d'un prospect. Les modèles de réservoirs calibrés à partir de ces données diagraphiques sont donc mal conditionnés dès que l'on s'éloigne des puits.

Il est donc évident que les diagraphies ne suffisent pas pour contraindre les modèles de réservoirs.

Les données sismiques représentent des mesures avec une bonne couverture spatiale sur l'ensemble du prospect. Leur utilisation est couramment mise en avant lors de la construction de l'enveloppe géométrique d'un modèle réservoir. En revanche, les informations qu'elles contiennent en terme de paramètres physiques importants pour la description du réservoir sont largement sous-utilisés.

L'intégration quantitative des données sismiques dans les modèles de réservoirs, comme nouvelle contrainte des propriétés loin des puits, est une approche de plus en plus étudiée de nos jours.

Les attributs sismiques ont comme caractéristiques de pouvoir décrire et quantifier les données sismiques, de telle manière qu'ils représentent un sous ensemble de l'information totale contenue dans les données originales. En conséquence, les attributs sismiques peuvent être d'importants paramètres qualitatifs et quantitatifs des propriétés physiques d'un réservoir. L'analyse des attributs sismiques a commencé avec la prospection des points brillants (Bright spot) vers la fin des années 1960 et début des années 1970. Des travaux subséquents pendant les dernières décennies ont permis d'établir l'analyse d'attributs sismiques comme un outils valable lors d'étude de caractérisation d'un réservoir.

La représentation de ces attributs est faite au moyen d'une palette de couleurs où chaque ensemble de valeurs mesurées est codé par une couleur. Une telle représentation permet à l'interpréteur d'associer ces mesures ou le changement de ces mesures avec des traits structuraux ou autres caractères dans les données sismiques. Elle facilite donc l'identification des corrélations entre les différents attributs.

On présente dans ce mémoire l'étude de quatre attributs sismiques pour l'interprétation de la forme de la trace sismique afin de prédire des caractéristiques géologiques significatives tels que : la lithologie et ou le contenu liquide.

Pour pouvoir réaliser ce travail, on a décrit dans le premier chapitre la théorie de l'élasticité et les propriétés physiques des matériaux et présenté les différentes ondes sismiques qui se propagent à la surface et à l'intérieur de la terre et leur conversion.

On a développé dans le deuxième chapitre les facteurs endogènes et exogènes affectant l'amplitude du signal sismique durant sa propagation dans le sous- sol.

Le troisième chapitre est consacré aux séquences successives permettant de faire un traitement adéquat des données sismiques pour aboutir à une section sismique interprétable. Le quatrième chapitre a traité les outils fondamentales du traitement du signal, après avoir présenté la transformée de Fourier et ses principales propriétés nous nous sommes intéressées à la notion de la trace analytique, ainsi que la transformée de Hilbert.

Le cinquième chapitre constitue le noyau de notre apport dans ce travail. Dans cette partie, on a abordé l'analyse des différentes familles d'attributs sismiques et leur classification ; attributs liés directement au signal sismique, attributs liés à la géométrie des réflecteurs, et certains filtres sismiques. Nous avons discuté leur origine, leur mode de calcul, ainsi que leur application à la caractérisation.

Le sixième chapitre consiste essentiellement, en un bref aperçu sur la géologie de la région d'étude, sa situation géographique, son aspect structurale et pétrolier.

Le dernier chapitre a pour but d'appliquer les attributs sismiques sur des données réelles et d'interpréter les résultats obtenus.

Enfin, une conclusion générale et de modestes recommandations achèveront notre travail.

Introduction

La méthode sismique est l'étude de la propagation d'ondes sismiques provoquées par l'homme. Le paramètre qui nous intéresse est la vitesse de propagation de ces ondes dans le sous-sol. En effet chaque roche peut être définie à partir de la mesure de la vitesse sismique qui lui est propre.

La propagation des ondes sismiques dépend des propriétés élastiques des roches composant le sous-sol. La théorie de l'élasticité est une théorie mathématique rigoureuse. Elle part du principe suivant :

Il n'existe pas de corps indéformable. Un solide, s'il est soumis à des tensions, se déforme. On pense à priori que forces et déformations sont infiniment petites, ce qui revient à écrire (du point de vue mathématique) que les relations entre forces et déformations sont linéaires, ce qui implique que les déformations sont réversibles. Cela signifie que le corps reprend sa forme initiale dès que les forces qui s'exercent sur lui ont cessé. Un tel corps idéal est dit élastique. Dans un corps de ce type, toute l'énergie est conservée.

Les roches peuvent être considérées comme élastiques lorsque les déformations sont faibles.

Cette théorie de l'élasticité s'applique très bien à la propagation des ondes sismiques, pour autant que l'on ne soit pas trop près de la source. En effet près de la source, les déformations sont trop grandes et elles deviennent irréversibles. Par exemple, après l'explosion, il y a un cratère autour du point de tir, et de plus une partie de l'énergie se transforme en chaleur.

I-1 Théorie de l'élasticité

La théorie de l'élasticité suppose que les matériaux possèdent les trois propriétés principales ; ils sont supposés parfaitement élastiques dans la limite des déformations induites par un seuil des forces, ils sont homogènes et distribués uniformément dans tout le volume qu'ils occupent, aussi sont isotrope, c'est-à-dire que leurs propriétés élastiques sont les même dans toutes leurs directions.

I-1-1 Contrainte et tenseur des contraintes

A) contrainte

La contrainte ou tension est définie comme une force par unité de surface. Ainsi quand une force est appliquée sur un corps, la contrainte est le rapport de la force à la surface sur laquelle la force est appliquée.

$$\vec{T} = \lim_{s \rightarrow 0} \frac{\vec{F}}{S} \quad (1-1)$$

Elle se mesure en Pascal (symbole Pa) $\text{Pa} = \text{N}/\text{m}^2$.

Si la force varie d'un point à un autre, la contrainte varie aussi.

Une contrainte est une grandeur vectorielle. On a l'habitude de décomposer la contrainte en deux composantes :

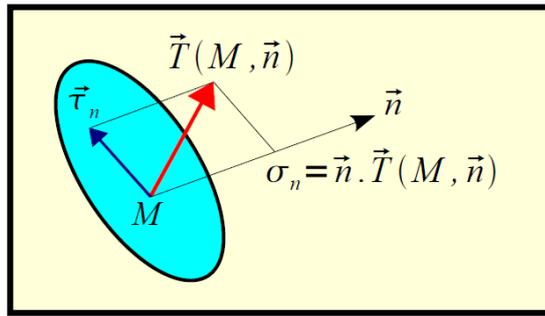


Figure I -1 Les composantes de la contrainte

- ❖ Contrainte normale : elle résulte d’une force perpendiculaire à la surface, elle est définie comme étant la projection sur la direction de la normale du vecteur contrainte.
- ❖ Contrainte tangentielle (contrainte de cisaillement) : elle résulte d’une force tangentielle à un élément de la surface, elle représente le vecteur contrainte projeté dans le plan de la facette.

Sur la figure I-1, σ_n est la contrainte normale et $\vec{\tau}_n$ est le vecteur cisaillement ou contrainte tangentielle. σ_n est une valeur algébrique positive (traction) ou négative (compression).

$$\|\vec{T}\|^2 = \sigma_n^2 + \|\vec{\tau}_n\|^2 \quad (\text{Théorème de Pythagore})$$

B) Tenseur des contraintes

Le vecteur contrainte ne suffit pas à lui seul pour caractériser l'état de la contrainte appliquée sur un point matériel. Sa dépendance vis à vis de la direction de la normale à la facette montre clairement qu'il est nécessaire d'envisager une autre représentation pour l'état de contrainte.

Le tenseur des contraintes est une représentation utilisée en mécanique des milieux continus pour caractériser l'état de contrainte, c'est-à-dire les efforts intérieurs mis en jeu entre les portions déformées du milieu. Le terme a été introduit par Cauchy vers 1822.

$$T(M, n) = [\sigma(M)]\{n\} \quad \text{Formule de Cauchy} \quad (1-2)$$

Où

$[\sigma(M)]$: Le tenseur des contraintes de Cauchy en point M.

Le tenseur des contraintes S est une matrice symétrique (c.-à-d.) $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ de 3*3.

Les composantes du tenseur des contraintes dans le repère $\{\vec{i}, \vec{j}, \vec{k}\}$ sont :

$$\text{les composantes sur } \begin{cases} \vec{i} \\ \vec{j} \\ \vec{k} \end{cases} \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad (1-3)$$

σ_{ii} : Contrainte normale

σ_{ij} : Contrainte tangentielle.

Dont le premier indice indique l’orientation de la facette du cube, le 2^{ime} indice indique la projection de la contrainte dans la direction concernée.

Le tenseur est le regroupement des composantes de la force exercée sur la surface élémentaire pour trois orientation définie de la normale respectivement selon les axes x , y , z .

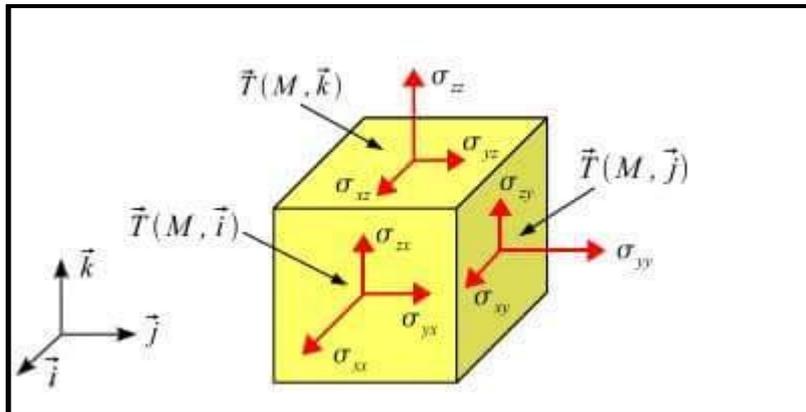


Figure I-2 Cube élémentaire à l'intérieur d'un corps soumis à des contraintes agissant sur les six faces du cube.

Les facettes du cube sont parallèles deux à deux, en décomposant chaque contrainte en trois composantes en aura en totale 18 composantes qui sont fonction des coordonnées du point considéré. À la limite, lorsque dx , dy et dz tendent vers zéro, l'ensemble des contraintes sera réduit à neuf composantes, qui forment une matrice σ dite tenseur des contraintes.

I-1-2- Déformation et tenseur des déformations

Déformation

Quand un corps élastique est soumis à des contraintes, il change de forme et de dimensions. Ces changements sont appelés déformation.

Les déformations sont des déplacements des éléments d'un corps par unité de longueur causées par les contraintes. La relation entre déformation et contrainte est souvent linéaire (fig.1.3) et la transmission des ondes sismiques dans le sous-sol est permise par cette propriété élastique des roches.

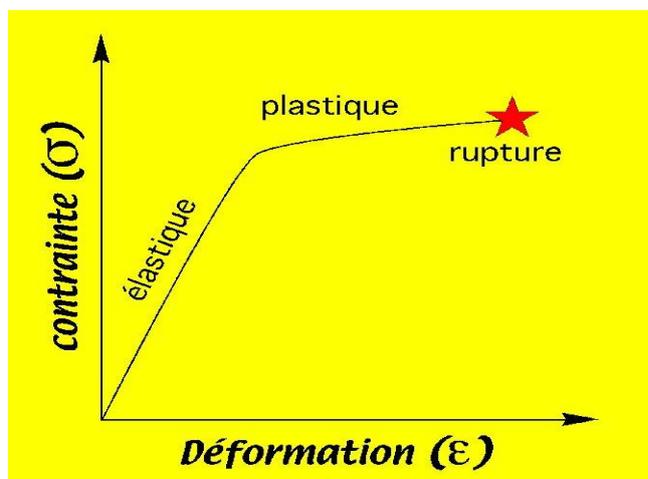


Figure I-3 Relation entre déformation et contrainte.

Les déformations subites par un corps suite à des contraintes se classent en deux types principaux :

A) Déformation normale

Considérons un cylindre de longueur L et de diamètre D . On lui fait subir une tension aux côtés extrêmes. Deux cas peuvent se présenter :

Si la force appliquée est de type de traction, la longueur L augmente d'une valeur de ΔL et le diamètre D diminue de ΔD . C'est ce que l'on appelle déformation par traction (Longitudinale) :

$$e_L = \frac{\Delta L}{L}$$

Si la force appliquée est de type de compression, dans ce cas là, la longueur L diminue de ΔL et le diamètre D augmente de ΔD . C'est la déformation par compression (Transversale) :

$$e_T = \frac{\Delta D}{D}$$

Les déformations normales provoquent des changements de dimensions qui se traduisent par un changement de volume.

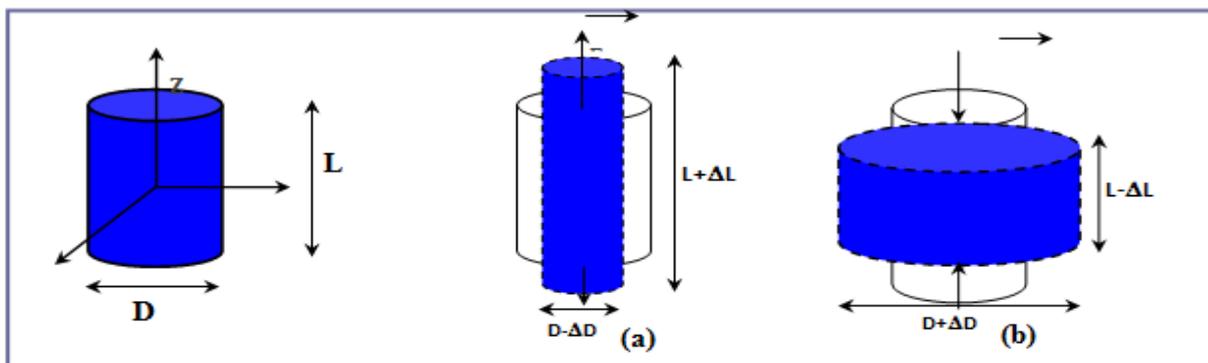


Figure I-4 Les types de déformation normale

a : Déformation normal par traction, b : Déformation normal par compression

B) Déformation par cisaillement

Considérons la projection d'un cube élémentaire sur le plan (XOY) représentée par le carré ABEF (figure I-4).

Si on lui applique une force tangentielle F , on observera un déplacement des sommets :

A en A' et B en B' , provoquant ainsi un changement de sa forme. C'est la déformation par cisaillement :

Notons que dans ce cas il n'y a pas de changement de volume.

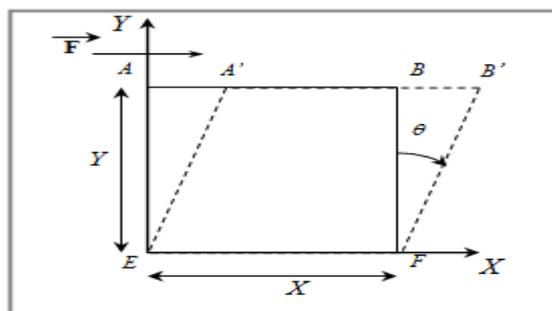


Figure I-5 Déformation par cisaillement

Par analogie à l'état de contrainte, on définit le tenseur des déformations en un point donné du cube élémentaire, par la matrice E comportant à la diagonale, les déformations normales. Le tenseur des déformations est une matrice symétrique servant à décrire l'état de déformation local résultant des contraintes (efforts internes). L'état de déformation d'un solide est décrit par un champ de tenseur, c'est-à-dire que le tenseur des déformations est défini en tout point du solide. On parle de ce fait de champ de déformation.

$$E_{ij} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{xx} & \varepsilon_{xy} & \varepsilon_{xz} \\ \varepsilon_{yx} & \varepsilon_{yy} & \varepsilon_{yz} \\ \varepsilon_{zx} & \varepsilon_{zy} & \varepsilon_{zz} \end{bmatrix} \quad (1-4)$$

Les déformations ε_{ij} s'expriment à partir des déplacements par les expressions :

$$\left. \begin{array}{l} \varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x} \\ \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} \\ \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{Déformations} \\ \text{normales} \end{array} \quad \left. \begin{array}{l} \varepsilon_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \varepsilon_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ \varepsilon_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{Déformations} \\ \text{de cisaillement.} \end{array}$$

Où : u, v et w sont les composantes du vecteur déplacement suivant les axes OX, OY et OZ respectivement.

I-1-3 La loi de Hooke

La théorie des ondes sismiques a pris naissance pratiquement avec cette loi. Elle exprime les relations linéaires entre les déformations et les contraintes lorsque ces dernières sont très faibles, elle n'est pas valable pour les fortes contraintes. Plusieurs contraintes créent des déformations indépendantes les unes des autres, donc la déformation totale est la somme produite par les contraintes partielles. Une déformation donnée est proportionnelle à la contrainte qui la provoque.

Pour une meilleure évaluation de ces relations on se limitera aux conditions suivantes :

- Corps homogène et isotrope
- Les déformations et les tensions sont faibles.
- Négliger les déformations permanentes et les ruptures.

Si les trois conditions précédentes sont remplies, on peut exprimer la loi de Hooke comme suit:

$$\sigma_{ii} = \lambda\theta + 2\mu\varepsilon_{ii} \quad i=x,y,z \quad (1-5)$$

$$\sigma_{ij} = \mu\varepsilon_{ij} \quad i,j=x,y,z \quad i \neq j \quad (1-6)$$

λ, μ : Les constantes de LAMÉ.

θ : La déformation volumique : $\theta = [\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}]$

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

I-1-4 Module d'élasticité

Les propriétés élastiques des matériaux sont définies par des constantes élastiques permettant d'établir une relation entre la contrainte qui leur est appliquée et la déformation engendrée, qui sont déterminées soit par des expériences de traction- compression (déformation statique) soit par la mesure des vitesses de propagation des ondes sismiques (déformation dynamique).

I-1-4-1 Module de Young E

Le module de Young ou module d'élasticité (longitudinale) ou encore module de traction est la constante qui relie la contrainte de traction (ou de compression) et le début de la déformation d'un matériau élastique isotrope.

Le physicien britannique Thomas Young (1773-1829) avait remarqué que le rapport entre la contrainte de traction appliquée à un matériau et la déformation qui en résulte (allongement relatif) est constant, tant que cette déformation reste petite et que la limite d'élasticité du matériau n'est pas atteinte. La loi d'élasticité est la loi de Hooke, c'est-à-dire

$$\frac{\Delta l}{l} = \frac{1}{E} \frac{F}{S}$$

$$E = \frac{F/S}{\Delta l/l} \quad (1-7)$$

Avec : F : Force de traction appliquée [N]

S : Section [m²]

E : Module de Young [Pa]

I-1-4-2 Module de cisaillements μ

le module de cisaillement, aussi appelé module de glissement, module de Coulomb ou second coefficient de Lamé, est une grandeur physique intrinsèque à chaque matériau et qui intervient dans la caractérisation des déformations causées par des efforts de cisaillement. C'est une mesure du rapport de la contrainte tangentielle au cisaillement correspondant.

$$\mu = \frac{\sigma_{xy}}{\varepsilon_{xy}} \quad (1-8)$$

Avec :

σ_{xy} : La contrainte de cisaillement, $\sigma_{xy} = F/S$

F : La force

S : L'aire sur laquelle la force agit ;

ε_{xy} : Le déplacement latéral relatif, $\varepsilon_{xy} = \tan\theta$

θ : Écart à l'angle droit ;

Pour les matériaux isotropes, ce module est lié au coefficient de Poisson σ et au module de Young (E) par la relation suivante :

$$\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)} \quad (1-9)$$

Généralement la valeur de μ est égale à environ la moitié de celle de E , et $\mu = 0$ pour les liquides qui ne présentent aucune rigidité.

I-1-4-3 Coefficient de Poisson σ

Le coefficient de Poisson exprime le rapport entre le rétrécissement latéral et l'allongement longitudinal quand un matériau est soumis à une force de traction (dans le domaine élastique). (Figure I-6)

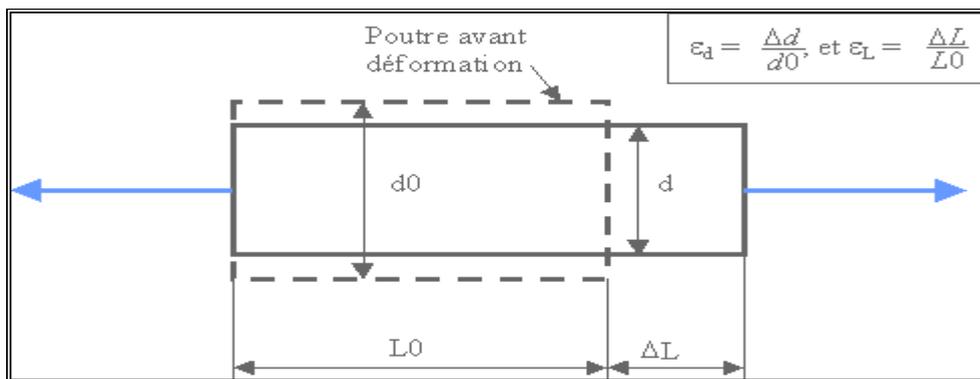


Figure I-6 Traction latérale-Coefficient de Poisson-

$$\sigma = \frac{\varepsilon_d}{\varepsilon_L} \quad (1-10)$$

Avec :

ε_d : Déformation latérale

ε_L : Déformation longitudinale

Ainsi, il permet de caractériser le rétrécissement du matériau perpendiculairement à la direction de l'effort appliqué.

Le coefficient de Poisson est toujours inférieur ou égal à 1/2. S'il est égal à 1/2, le matériau est parfaitement incompressible.

La combinaison des coefficients de Lamé et du module de Young, permet d'obtenir le coefficient de Poisson σ .

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (1-11)$$

I-1-5 Paramètres pétrophysiques

I-1-5-1 Porosité

C'est le volume total des vides au volume total de la roche. Elle s'exprime le plus souvent en pourcentage. En termes de l'origine, on distingue différents types de porosité :

- Porosité totale ϕ_{total} :

C'est le rapport entre le volume total des vides (pores, fissure, fracture et cavités) et le volume total de la roche.

$$\Phi_{\text{total}} (\%) = \frac{V_{\text{vide}}}{V_{\text{total}}} * 100$$

Avec

V_{vide} : Volume des espaces vides.

V_{vide} = volume total – volume occupé par les éléments solides.

V_{total} : Volume de la roche.

Cette porosité permet de définir :

- La porosité primaire ϕ_1 :

La porosité primaire, formée pendant le dépôt des sédiments, est de type intergranulaire. Son importance dépend du degré de classement des grains et de leur forme. Elle ne dépend pas de leur taille. La porosité primaire que l'on rencontre surtout dans les roches détritiques diminue généralement avec le temps sous l'effet de la cimentation et de la compaction.

- La porosité Secondaire ϕ_2 :

C'est la porosité acquise par dissolution ou dolomitisation et par des fissurations et fracturations acquises mécaniquement. Cette porosité est rencontrée dans les roches chimiques ou biochimiques.

Ainsi la porosité totale englobe la porosité primaire et secondaire. Elle est exprimée par :

$$\phi_{total} = \phi_1 + \phi_2$$

- Porosité effective ϕ_{eff} :

C'est la porosité accessible aux fluides libres, ceci exclue les espaces vides non connectés. Elle varie entre 1% et 40%.

Cette porosité est évaluée par la combinaison des porosités neutron, sonique et densité.

- Porosité connecté ϕ_c :

Elle est égale en pourcentage, dans la roche, au volume total des vides reliés entre eux.

La porosité n'est pas directement mesurable au moyen de la sismique, mais on peut obtenir une idée de ses variations latérales, le long d'une couche, grâce à la corrélation qu'elle a, généralement, avec la vitesse de propagation des ondes.

I 1-5-2 Perméabilité

C'est la capacité d'une roche à laisser traverser un fluide. On distingue :

- La perméabilité absolue.
- La perméabilité effective.
- La perméabilité relative.

• La perméabilité absolue

La perméabilité absolue est définie comme la perméabilité d'une roche à l'écoulement d'un fluide avec une saturation de 100% de ce fluide. La constante de perméabilité K est définie par l'équation de Darcy qui s'écrit comme suit :

$$Q = KS \frac{H}{e}$$

Avec : Q = Débit (m³/sec) ;

S = Section de la colonne de sable (m²) ;

H = Hauteur de la charge d'eau (m) ;

e = Hauteur de la colonne de sable (m) ;

K = Facteur de proportionnalité appelé coefficient de perméabilité de
« DARCY » (m/sec ou cm/sec)

La perméabilité d'un Darcy (1d) permet à un fluide de viscosité un centpoise (1cp) de s'écouler à une vitesse de 1cm par seconde pour un gradient de pression de un atmosphère (1atm) par centimètre de longueur.

Généralement la qualité des réservoirs est exprimée de cette façon :

Qualité	Faible	Moyenne	B bonne	E excellente
K (Darcy)	0-10	10-100	100-1000	K > 1000

- **Perméabilité effective :**

La perméabilité effective est la capacité d'une roche de se laisser traversée par un fluide en présence d'autres fluides. Les termes Kw, Kg, et Ko sont utilisés pour désigner respectivement la perméabilité effective à l'eau, au gaz et à l'huile.

- **La perméabilité relative :**

La perméabilité relative est le rapport de la perméabilité effective sur la perméabilité absolue. La perméabilité relative varie de 0,0 à 1,0.

Les symboles standards sont :

K_{ro} : Perméabilité relative à l'huile, K_{rg} : Perméabilité relative au gaz, K_{rw} : Perméabilité relative à l'eau.

- Les roches très conductrices (porosité grande, perméabilité faible). Exemples: les argiles.
- Les roches très résistantes (porosité faible) contiennent insuffisamment d'eau libre pour être intéressantes.

I-1-5-3 Saturation

Pour une roche pouvant contenir différents fluides, on définit la saturation en fluide (eau, gaz, huile) comme le rapport du volume du fluide considéré sur le volume des pores.

Par exemple, la saturation en eau S_w est définie par :

$$S_w = \frac{\text{volume d'eau}}{\text{volume des pores}}$$

La saturation en fluide totale est égale à 1.

Dans la quasi-totalité des réservoirs à hydrocarbures, il existe une certaine quantité d'eau absorbée qui mouille la paroi des pores : c'est l'eau irréductible. La saturation en eau irréductible dépend de la dimension des pores de la roche ; elle est comprise entre 10 et 50 %, la valeur moyenne étant de 20%.

La saturation peut être facilement déterminée par les diagraphies différées (outils de résistivité et d'induction).

- **La loi d'Archie**

Dans le cas d'une roche saturée, ARCHIE a établi une relation expérimentale liant la résistivité de la roche à la porosité et à la résistivité de l'eau d'imbibition.

$$\rho_r = \rho_w a \varphi^{-m}$$

Avec :

ρ_w : Résistivité de l'eau d'imbibition

φ : Porosité

a : Facteur qui dépend de la lithologie et qui varie entre 0.6 et 2

m : Facteur de cimentation, il varie entre 1.3 pour les sables non consolidés à 2.2 pour les calcaires cimentés

On regroupe sous le terme **facteur de formation** $F = a \varphi^{-m}$

Dans la pratique on admet pour les formations meubles, sable et grés, la formule d'HUMBLE et pour les roches bien cimentées : $F = 0.62 \varphi^{-2.15}$

En définitive nous obtenons pour la loi d'ARCHIE : $\rho_r = F \rho_w$

I-2 Paramètres acoustiques de la roche

I-2-1 Densité

Pour un milieu homogène, la densité est définie simplement comme étant le rapport de

la masse à l'unité de volume du corps. $\rho = m / v$

Pour un milieu non-homogène contenant un seul type de fluide, elle est donnée par la formule de WYLLIE :

$$\rho_b = \rho_m (1 - \varphi) + \rho_f \varphi$$

ρ_b : La densité globale,

(la densité moyenne d'un volume de roche, par exemple la densité de grés).

ρ_m : La densité de la matrice (partie solide),

ρ_f : La densité du fluide saturant ,

φ : Porosité.

Si maintenant le fluide est une combinaison de liquide et de gaz, alors on remplace

ρ_f par :

$$\rho_f = \rho_l (1 - S_g) + \rho_g S_g$$

ρ_l : La densité du liquide,

$\rho_g S_g$: sont respectivement la densité et la saturation en gaz.

Pour un milieu rocheux rempli de fluides, la densité est liée à la nature de ces fluides et leurs saturations.

I-2-2 Les ondes sismiques et les vitesses de propagation

Dans un milieu homogène, isotrope et élastique, deux types d'ondes peuvent se propager. L'un correspond à une variation de la dilatation, connu sous le nom d'onde de compression ou longitudinale (plus couramment onde P : observée en premier dans les enregistrements), et l'autre type correspond à une variation d'une ou plusieurs composantes de rotation, connu sous

le nom d'onde de cisaillement ou transversale (plus couramment onde S : observée en second lieu).

Les ondes P (longitudinales)

Le premier type d'ondes est appelé ondes longitudinales, ondes de compression ou ondes P car ce sont elles qui arrivent en premier. Elles se transmettent dans les milieux solides et liquides. Le mouvement des particules se fait selon un mouvement de compression et de dilatation. Le sens de vibration des particules est parallèle à l'axe de propagation.

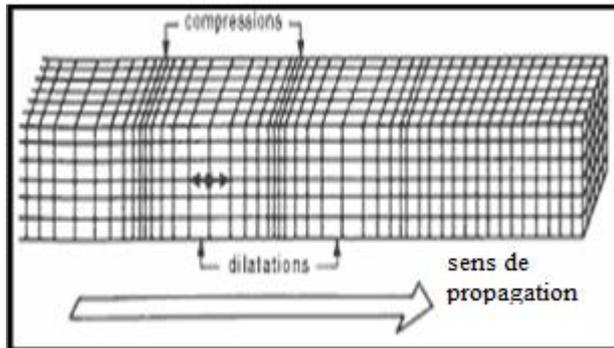


Figure I-7 La propagation des ondes P

Les ondes S (de cisaillement)

Le second type d'ondes correspond à un mouvement de cisaillement. On les appelle des ondes transverses, ondes de torsion ou ondes secondaires S car ce sont elles qui arrivent en second. Elle ne se propagent pas dans les liquides et sont arrêtées par le noyaux de la terre. Le mouvement des particules dans ce cas se fait perpendiculairement à la direction de propagation :

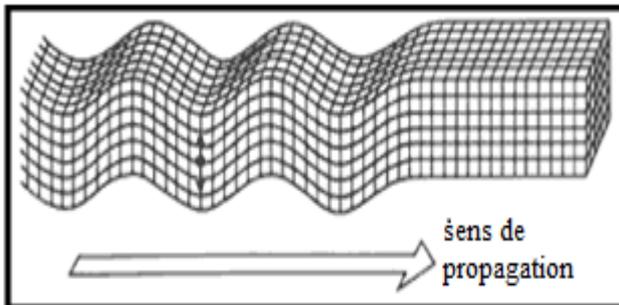


Figure I-8 La propagation des ondes S

Le mouvement des particules est normal à la direction de propagation de l'onde, elle se décompose en deux types :

Les ondes S verticales (S_V)

Pour les ondes (S_V) le mouvement des particules se fait dans le plan vertical (xoz) perpendiculaire au sens de propagation.

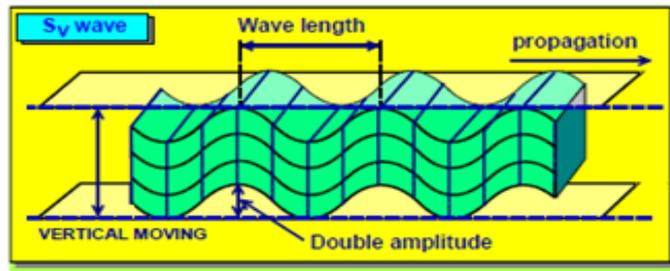


Figure I-9 La propagation des ondes Sv.

Les ondes S horizontales (SH)

C'est les ondes pour lesquelles le mouvement des particules se fait dans le plan horizontal perpendiculaire au sens de propagation. Ils n'existent pas d'onde (SH) convertie.

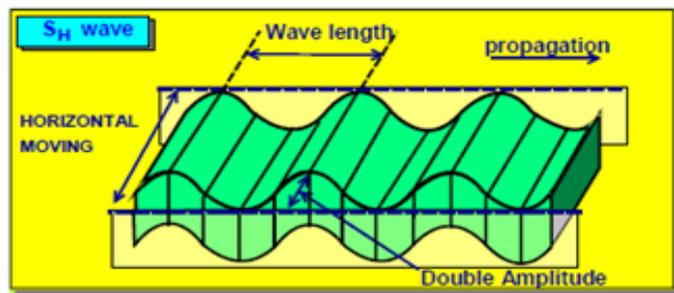


Figure I-10 La propagation des ondes Sh

On définit la vitesse sismique de propagation comme étant la vitesse avec laquelle, l'énergie ou l'impulsion sismique se déplace à travers la roche.

Dans un milieu homogène, la vitesse dépend des modules élastiques et de la densité. Ainsi, il vient que :

$$V_p = \left(\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} = \left(\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \tag{1-12}$$

$$V_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \tag{1-13}$$

V_p , V_s : Vitesse de l'onde P et celle de l'onde S respectivement,

λ : Constante de LAMÉ,

μ : Module de rigidité (ou de cisaillement),

ρ : Masse volumique,

K : Module d'incompressibilité.

Dans un milieu non-homogène, la vitesse dépend de nombreux facteurs, à savoir : la porosité, la lithologie, la profondeur, les fluides interstitiels, la cimentation...

Plusieurs approximations et formules expérimentales ont été avancées :

a. Porosité

On utilise, dans ce cas, la formule expérimentale de WYLLIE (WYLLIE 1958) :

$$\frac{1}{V} = \frac{1}{V_m} (1 - \phi) + \frac{1}{V_f} \phi \tag{1-14}$$

V : Vitesse de la roche,
 V_m : Vitesse de la matrice,
 V_f : Vitesse du fluide,
 Φ : Porosité

b. Densité

Une courbe vitesse V_p – densité, pour une formation saturée, peut être obtenue par l'approximation suivante (GARDNER et al., 1974) :

$$\rho = 0.3 V_p^{0.25} \quad (1-15)$$

ρ : Masse volumique (g/cm³),
 V_p : vitesse de l'onde P (m/s).

c. Volume d'argile

Les vitesses V_p et V_s peuvent être obtenues à partir du contenu en argile en connaissant la porosité des formations (TOSAYA et NUR, 1983) :

$$V_p = -2.4 C_{sh} - 8.6 \phi + 5.8 \quad (1-16)$$

$$V_s = -2.1 C_{sh} - 6.3 \phi + 3.7 \quad (1-17)$$

C_{sh} : Volume d'argile (%).

d. Age des formations et compaction

La compaction induit une diminution de la porosité sous l'effet de la pression. FAUST, par ses études réalisées aux USA en 1951, a pu déterminer l'influence du facteur âge sur la vitesse de propagation :

$$V_p = C (G.Z)^n \quad (1-18)$$

Avec :

V_p : La vitesse de l'onde longitudinale (m/s),
 C : Une constante variable d'un bassin à un autre,
 G : L'âge géologique de la couche en millions d'années,
 Z : La profondeur moyenne de la couche en mètres,
 N : Un coefficient dont la valeur est voisine à 1/6.

I -2-3 Réflexions et transmission des ondes sismiques

Considérons deux milieux élastiques, semi-infinis, isotropes, homogènes et séparés par une interface plane. Ce modèle présente deux couches géologiques caractérisées par les paramètres de vitesse V_p , V_s et de densité ρ pour chaque couche. Soit une onde plane de compression P, incidente sur l'interface. L'onde P incidente engendre au maximum quatre types d'ondes : une onde P réfléchie, une onde S réfléchie, une onde P transmise et une onde S transmise. La loi de Snell-Descartes relie les angles (θ) et le nombre d'ondes (k) des différentes ondes réfléchies et transmises.

$$\frac{\sin \theta_{Pr}}{V_{p1}} = \frac{\sin \theta_{Pt}}{V_{p2}} = \frac{\sin \theta_{Sr}}{V_{s1}} = \frac{\sin \theta_{St}}{V_{s2}} \quad (1-19)$$

Le coefficient de réflexion R_{pp} de l'onde P réfléchi en fonction de l'angle d'incidence θ_{Pr} est défini comme le rapport de l'amplitude de l'onde P réfléchi sur l'amplitude de l'onde P incidente. De même, le coefficient de transmission T_{pp} est le rapport de l'amplitude de l'onde P transmise sur celle de l'onde P incidente. Enfin, le coefficient de réflexion de l'onde S est le rapport des amplitudes de l'onde S réfléchi et P incidente, et le coefficient de transmission de l'onde S est celui des amplitudes de l'onde S transmise et P incidente.

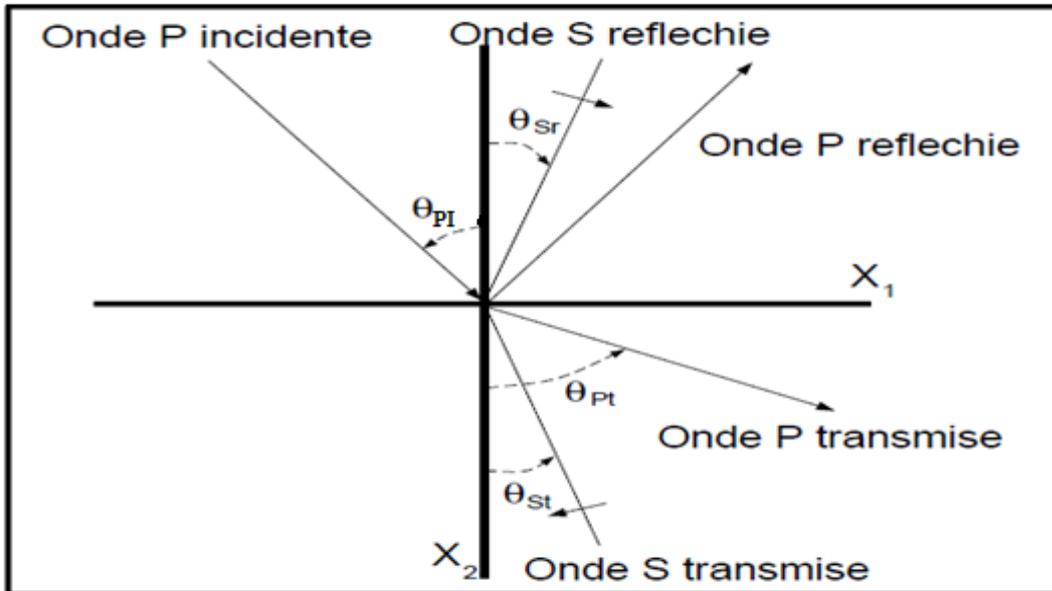


Figure I-11 Réflexion et transmission à un dioptré séparant deux milieux élastiques infinis pour une onde P incidente.

A l'incidence normale ($\theta_{Pr} = 0$), les ondes converties n'existent pas et le coefficient de réflexion R_{pp} est donné par :

$$R_{pp} = \frac{V_{p2} \rho_2 - V_{p1} \rho_2}{V_{p2} \rho_2 + V_{p1} \rho_2} = \frac{Z_{p2} - Z_{p1}}{Z_{p2} + Z_{p1}} \quad (1-20)$$

Z_{p1} et Z_{p2} sont les impédances acoustiques des ondes P des milieux au-dessus et au-dessous de l'interface. Le coefficient de transmission T_{pp} est donné à l'incidence normale par :

$$T_{pp} = 1 - R_{pp} \quad (1-21)$$

Ci-dessus les coefficients de réflexion et de transmission à incidence normale. Pour les autres angles, les formules des coefficients de réflexion et de transmission s'expriment grâce aux équations de Knott-Zoeppritz.

[Knott, 1899] et [Zoeppritz, 1919] ont calculé les quatre équations dont les quatre inconnus sont les coefficients de réflexion et de transmission des ondes P et S à partir de ces conditions aux limites tout en respectant les équations de l'élastodynamique.

Sous forme matricielle, les équations de Zoeppritz en terme de vitesse et de densité s'exprime par :

$$\begin{pmatrix} -\sin(\theta_{P_r}) \\ -\cos(\theta_{P_r}) \\ \sin(2\theta_{P_r}) \\ -\cos(2\theta_{S_r}) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin(\theta_{P_r}) & \cos(\theta_{S_r}) & -\sin(\theta_{P_t}) & \cos(\theta_{S_t}) \\ -\cos(\theta_{P_r}) & \sin(\theta_{S_r}) & -\cos(\theta_{P_t}) & -\sin(\theta_{S_t}) \\ \sin(2\theta_{P_r}) & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos(2\theta_{S_r}) & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}} \sin(2\theta_{P_t}) & -\frac{\rho_2 V_{S2} V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2} \cos(2\theta_{S_t}) \\ \cos(2\theta_{S_r}) & -\frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin(2\theta_{S_r}) & -\frac{\rho_2 V_{P2}}{\rho_1 V_{P1}} \cos(2\theta_{S_t}) & -\frac{\rho_2 V_{S2}}{\rho_1 V_{P1}} \sin(2\theta_{S_t}) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} R_P \\ R_S \\ T_P \\ T_S \end{pmatrix}$$

I-3 Détection directe des hydrocarbures

La détection ou l'analyse des hydrocarbures peut s'effectuer de diverses manières, elle est basée sur la mesure de différents paramètres tels que l'amplitude, la phase, la fréquence et la vitesse de propagation des ondes sismiques.

I 3-1 Amplitude

La grandeur d'amplitude est très importante dans la caractérisation du milieu sédimentaire. Des études dévoilent qu'il existait une relation entre l'amplitude et la nature des formations géologiques qui se trouvent de part et d'autre du plan séparant ces formations, la discontinuité sur laquelle se produit la réflexion de l'onde sismique.

L'étude des modifications des amplitudes des réflexions sismiques permettent dans certains cas favorables de remonter à la lithologie à condition qu'ils indiquent aussi fidèlement que possible les modifications du coefficient de réflexion. Le sismicien devra, donc, avoir le souci de protéger et de préserver ces amplitudes.

Le contrôle automatique de gain (CAG) (AGC : Automatic Gain Control), qui est un type de compression des données, a été utilisé, depuis les premiers jours de l'exploration sismique, à tel point que les géophysiciens ont presque délaissé le fait que l'amplitude d'une réflexion puisse aussi détenir de l'information géologique. La technologie du Bright spot était la redécouverte de l'association, souvent établie, entre les accumulations d'hydrocarbures et les anomalies d'amplitude.

Pour pouvoir parvenir aux définitions des notions d'anomalie d'amplitude, considérons le modèle géologique (Figure I-11) :

- Le sommet de la lentille (contact argile-sable à gaz) produit une réflexion énergétique d'amplitude négative qui attirera l'œil de l'interpréteur comme un point brillant. C'est le bright-spot.
- La base de la bulle de gaz (contact sable à gaz –sable à eau) produit une forte réflexion mais d'amplitude, cette fois-ci, positive. C'est le flat-spot. Comme ce contact est généralement

horizontal, cette forte réflexion est bien reconnaissable au milieu des pendages. Si un anneau d'huile vient s'intercaler entre gaz et eau, c'est le contact gaz-huile qui produira le flat-spot.

- Le contact argile-sable à l'huile produit ce que l'on appelle dim-spot, caractérisé par une faible amplitude.

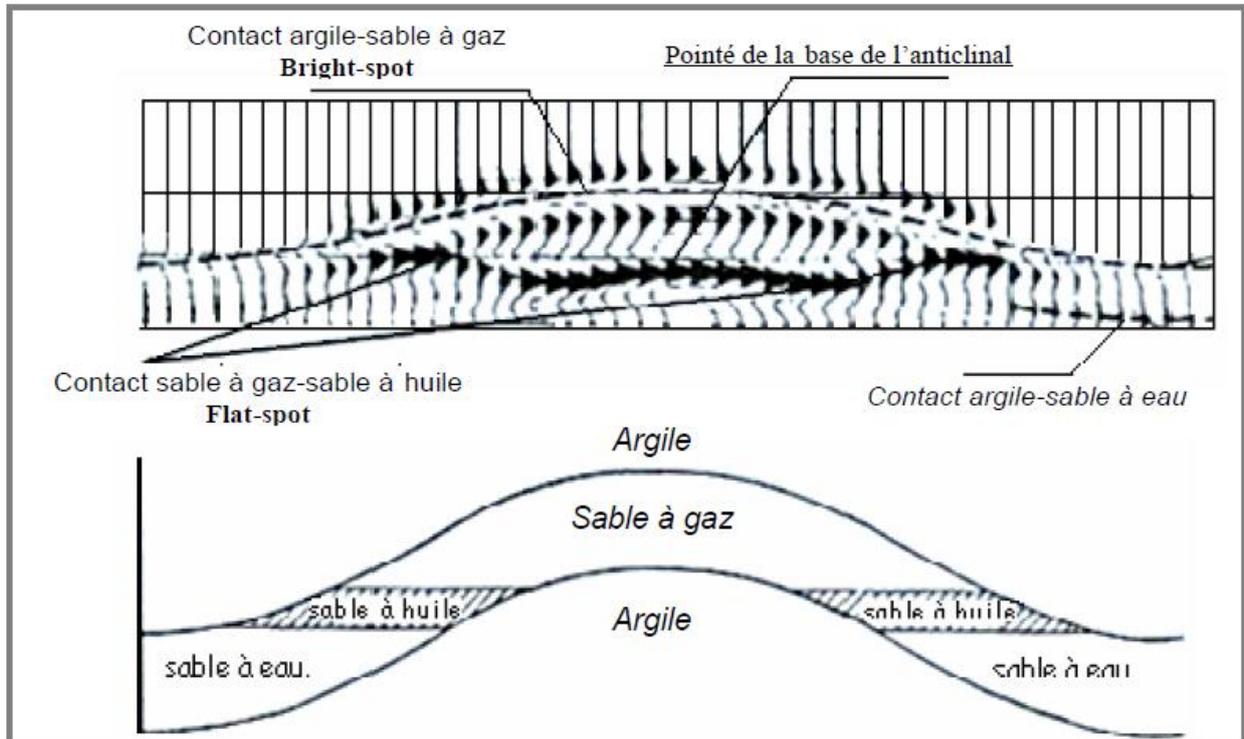


Figure I- 12 Section synthétique d'un réservoir sableux.

I- 3-2 Fréquence

La fréquence est le nombre de fois qu'un phénomène se reproduit par unité de temps. On la mesure en Hertz (nombre de périodes par seconde). La fréquence équivaut à l'inverse de la période. On désigne cette grandeur avec les lettres ν ou f ; ce qui donne la formule suivante :

$$f = \frac{1}{t} .$$

Les anomalies de fréquence provoquées par la présence des hydrocarbures sont souvent traduites par une chute de fréquence immédiatement au-dessous du réservoir.

I-3-3 Phase

La phase exprime la position instantanée de l'onde périodique dans la période. Lorsqu'il y a plusieurs ondes sur un même axe, on observe un phénomène de déphasage. Le déphasage désigne la différence entre les phases des deux ondes.

Le changement de la forme de l'ondelette montre parfois une inversion de polarité, et de temps à autre des changements de phase. Cette dernière est le plus souvent, utilisée pour indiquer la continuité des horizons sismiques.

I-3-4 Vitesses sismiques

La vitesse d'une onde sismique est un paramètre intrinsèque de la roche ; il quantifie la vitesse de transit d'une onde sismique comme une fonction de temps.

Pour une profondeur donnée, des variations de lithologie, de porosité, de fracturation ou du contenu en fluide, vont se traduire par des variations de la vitesse de propagation de l'onde dans les roches. Ainsi, pour une accumulation d'hydrocarbures, la faible vitesse produit un petit retard, dans le temps, de l'énergie passant à travers le réservoir.

I-4 Variation de l'amplitude en fonction de l'offset

I 4-1 Principe

Lorsqu'une onde sismique se propage dans le sous-sol et qu'elle rencontre une interface entre deux milieux présentant des contrastes de densité ou de vitesse des ondes P et S, l'onde incidente se réfléchit et se transmet de chaque côté de l'interface. La fraction de l'énergie qui est réfléchie dépend de l'angle d'incidence de l'onde sur l'interface.

[Knott, 1899] et [Zoepprit, 1919] décrivent le coefficient de réflexion d'une onde P en fonction de l'angle d'incidence et des paramètres physiques du milieu pour la réflexion d'une onde plane sur une interface séparant deux demi-espaces plans infinis. L'évolution du coefficient en fonction de l'angle d'incidence dépend directement de la lithologie et du contenu en fluide ou gaz du sous-sol. De nombreuses approximations linéaires des approximations de [Zoepprit, 1919] ont été proposées en supposant de faibles variations des paramètres élastiques des roches.

Depuis les travaux de [Ostrander, 1984], les analyses des variations de l'amplitude en fonction du départ (AVO, Amplitude Versus Offset) ou de l'angle (AVA, Amplitude Versus Angle) ont été intensivement utilisées pour des interprétations qualitatives des données de la sismique réflexion (indicateur de présence d'hydrocarbures et particulièrement de gaz). En effet, l'étude de l'évolution de l'amplitude en fonction du départ ou de l'angle permet d'accéder indirectement au coefficient de Poisson et d'obtenir des informations quantitatives sur les paramètres pétrophysiques des milieux traversés ainsi que sur la présence d'hydrocarbures dans les réservoirs.

Pour pouvoir analyser la variation de la réflectivité en fonction de l'angle, les amplitudes relatives des données sismiques doivent être préservées le plus fidèlement possible. Tout l'enjeu d'une analyse AVA repose sur ce fondement.

AVA : Méthodes classiques

Les analyses AVA (en angle) ont longtemps été basées sur l'analyse de données classées par point milieu commun et par départ (analyse AVO). Les grandes étapes de l'analyse AVO sont les suivantes :

1- Application de prétraitements sismiques spécifiques à l'analyse AVO. Le but de ces prétraitements consiste à atténuer de possibles distorsions des variations d'amplitude non relatives au changement de réflectivité avec le départ. La décroissance en amplitude due à la divergence sphérique est compensée par l'application d'un facteur dépendant du temps, du départ et des vitesses des milieux traversés en utilisant les lois de compensation proposées par [Newman, 1973]. Ces corrections sont suivies de corrections dynamiques permettant d'aplanir les événements et ainsi de sélectionner la variation de l'amplitude à temps constant. Dans les années 1980-1990 plusieurs auteurs comme [Beydoun et al., 1993] et [Mosher et al., 1996]

recommandent l'application d'une migration avant sommation pour toute étude AVO appliquée à des zones complexes. En fait, depuis l'apparition du concept de migration par gamme de déport par [Sheriff, 1992] et [Yilmaz, 1987], l'idée de réaliser l'étude AVO après migration fit naturellement son apparition. L'idée de réaliser l'étude AVO après migration fit naturellement son apparition.

2- Sélection des amplitudes en fonction du déport à temps constant et ceci pour chaque échantillon en temps des données corrigées dynamiquement ou migrées.

3- Estimation des attributs AVA par régression linéaire à partir des courbes de réflectivité en fonction de l'angle des attributs AVA et interprétation des variations des paramètres physiques tels que le facteur de fluide ou le coefficient de Poisson sur une zone cible sélectionnée.

Outre les problèmes relatifs aux corrections d'amplitude (validité des hypothèses de la divergence sphérique), les méthodes classiques ne permettent pas, lors des corrections dynamiques, d'obtenir des informations sur l'angle d'incidence. La conversion basée sur des hypothèses 1-D, restreint le champ d'application des méthodes classiques à des milieux simples. De plus, ces études assez lourdes, sont restreintes à des cibles très localisées, le plus souvent un ou deux réflecteurs sur un ou plusieurs panneaux points communs milieux.

Le développement des acquisitions avec plusieurs déports dans les années soixante a permis aux géophysiciens de s'intéresser aux variations du coefficient de réflexion avec le déport (AVO "Amplitude Versus Offset" en anglais) ou avec l'angle (AVA "Amplitude Versus Angle"). En effet, l'évolution du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence dépend des paramètres pétrophysiques (vitesse de propagation des ondes, densité) des milieux situés de part et d'autre de la discontinuité donnant naissance à la réflexion. La figure (I.12) montre l'évolution du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence pour différentes valeurs du rapport du coefficient de Poisson (σ) des milieux 1 et 2 (σ_1/σ_2) et pour différents rapports de vitesse (VR) et de densité (DR). Il apparaît que l'évolution du coefficient de réflexion en fonction de l'angle est particulièrement affectée par le rapport des coefficients de Poisson des deux milieux (σ_1/σ_2).

La réflexion d'une onde incidente au niveau de l'interface entraîne une répartition de l'énergie de l'onde incidente en une onde réfléchie P, une onde transmise P, une onde réfléchie S et une onde transmise S. La formulation dite de "Knott-Zoeppritz" permet d'exprimer la variation des coefficients de réflexion et de transmission des ondes P et S.

En effet, [Knott, 1899] et [Zoeppritz, 1919] expriment les coefficients de réflexion et de transmission en fonction des angles et des propriétés élastiques du sous-sol en invoquant la continuité des déplacements et des contraintes à l'interface comme condition aux limites.

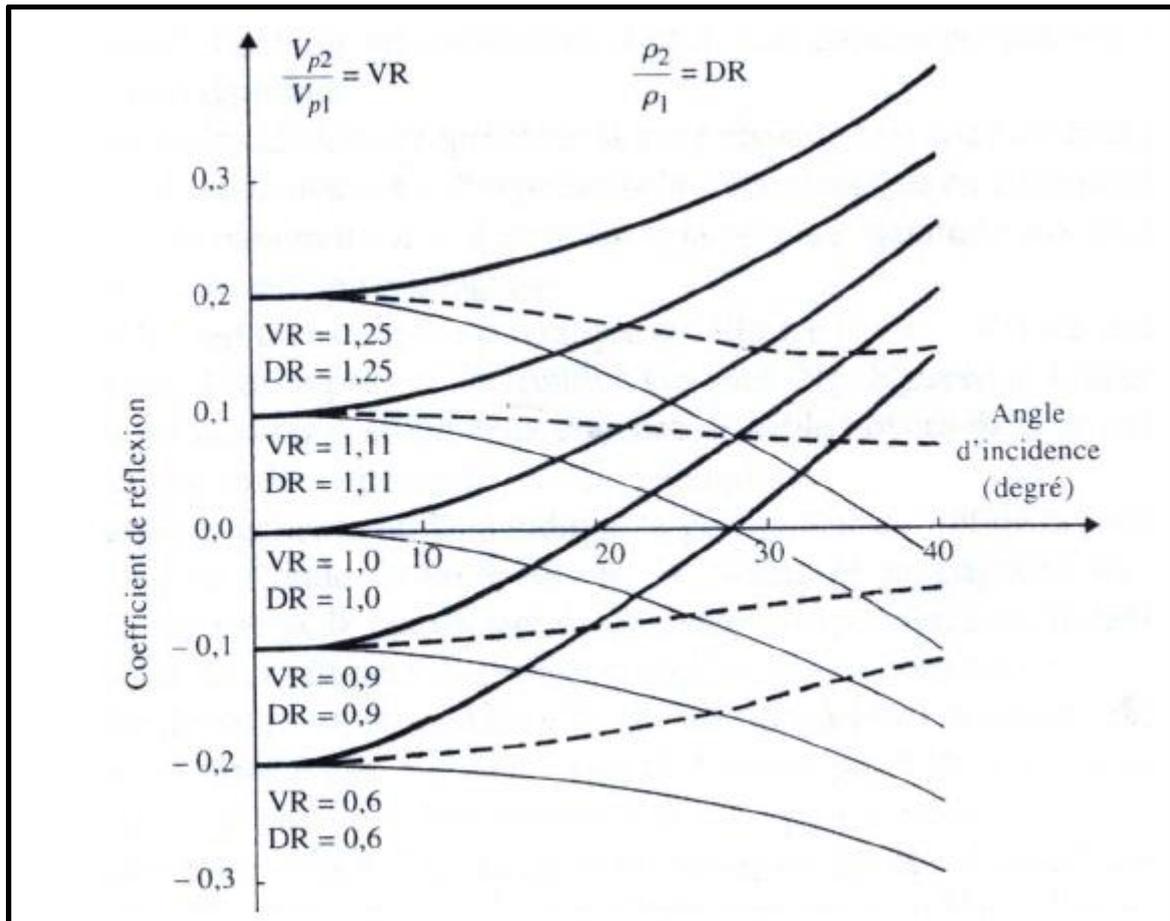


Figure I-13 Valeur du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence et du rapport du coefficient de Poisson des deux milieux

- **Approximation des équations de ZOEPPRITZ :**

La première approximation de la variation du coefficient de réflexion des ondes P à partir des équations de [Zoeppritz, 1919] fut proposée par [Bortfeld, 1961].

L'approximation de [Bortfeld, 1961] fut redéfinie par [Aki and Richards, 1980]. Cette approximation de la variation du coefficient de réflexion des ondes P est à la base des formulations de [Shuey, 1985], [Smith and Gidlow, 1987], [Fatti et al., 1994] et (Goodway et al., 1999).

La réflectivité dans l'approximation de [Aki and Richards, 1980] s'exprime en fonction de l'angle d'incidence θ , du rapport des vitesses V_s/V_p et des rapports $\Delta V_p - V_p$, $\Delta V_s - V_s$ et $\Delta \rho - \rho$ où V_p , V_s et ρ sont respectivement les valeurs moyennes des vitesses des ondes de compression et de cisaillement et de densité. A partir de cette approximation, [Shuey, 1985] propose de calculer par régression linéaire la réflectivité à incidence normale R_0 et le gradient G . [Smith and Gidlow, 1987] réorganisent l'approximation de [Aki and Richards, 1980] en fonction des rapports $\Delta V_p - V_p$ et $\Delta V_s - V_s$ qu'ils expriment par régression linéaire. Ces deux paramètres leur permettent de calculer un pseudo coefficient de Poisson et le facteur de fluide. [Fatti et al., 1994]

expriment l'approximation de [Aki and Richards, 1980] en remplaçant les rapports $\Delta V_p - V_p$, $\Delta V_s - V_s$ et $\Delta \rho - \rho$ par les rapports des contrastes d'impédance des ondes P et S ($\Delta Z_p - Z_p$ et $\Delta Z_s - Z_s$) qu'ils calculent par régression linéaire. [Goodway et al., 1999] utilisent ces rapports pour estimer les rapports $\Delta \mu - \mu$ et $\Delta \lambda - \lambda$ où μ et λ sont les coefficients de Lamé.

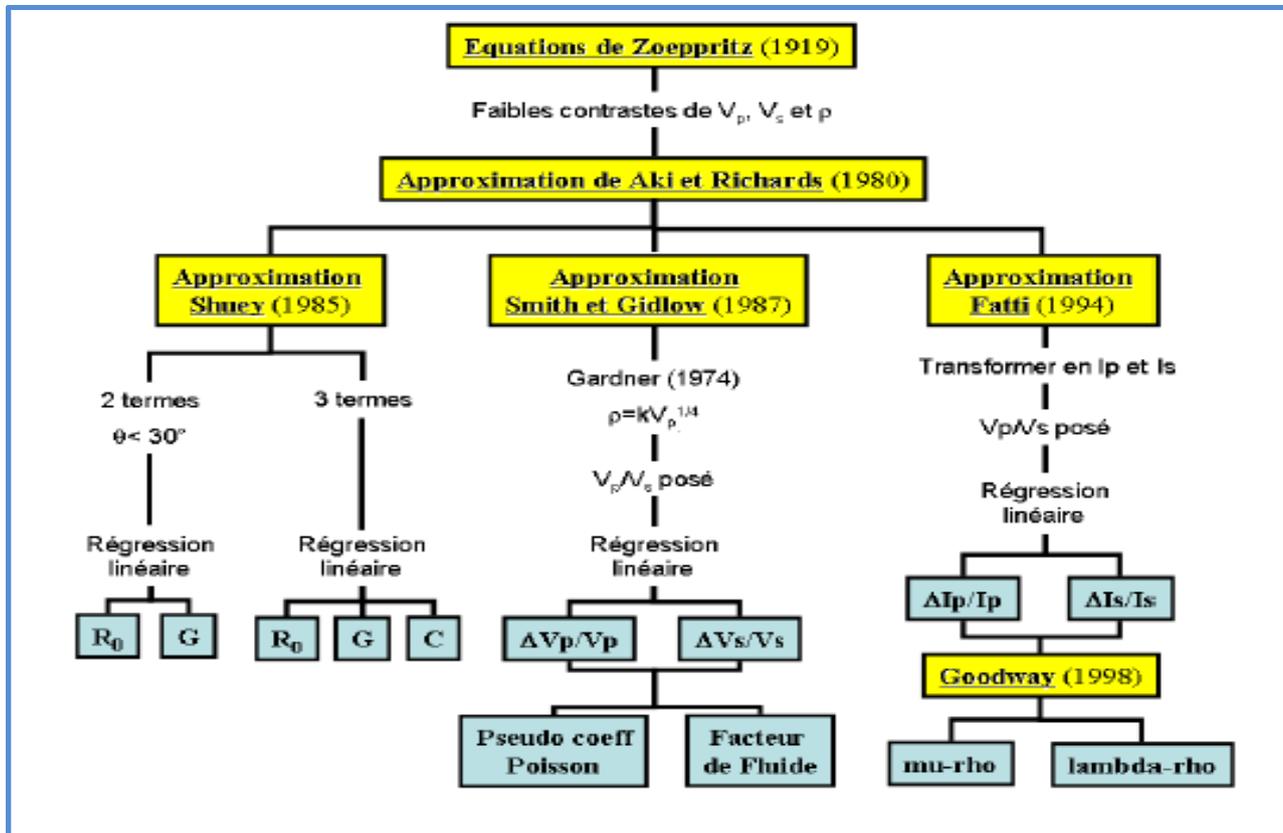


Figure I-14 Bilan des principales approximations linéaires à partir des équations de [Zoeppritz, 1919] et [Bortfeld, 1961].

• **Approximation de Shuey :**

[Shuey, 1985] rappelle la dépendance entre les paramètres lithologiques et le coefficient de Poisson σ . Ce coefficient caractérise en fait le rapport entre les déformations verticales et horizontales et relie au mieux la réflectivité avec l'angle.

$$R_p(\theta) = \left[\frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \right] + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} - 4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta V_s}{V_s} - 2 \frac{V_s^2}{V_p^2} \frac{\Delta \rho}{\rho} \right] \sin^2 \theta + \left[\frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} \right] (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (1-22)$$

$$\frac{R(\theta)}{R_0} \approx 1 + A \sin^2 + B(\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (1-23)$$

Avec : R_0 : Le coefficient de réflexion à incidence normale.

$$R_0 = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)$$

$$A = A_0 + \frac{1}{(1-\sigma)^2} \frac{\Delta \rho}{R_0}$$

$$A_0 = B - 2(1 + B) \frac{1-2\sigma}{1-\sigma}$$

$$B = \frac{\Delta V_p / V_p}{\Delta V_p / V_p + \Delta \rho / \rho}$$

Et finalement :

$$R(\theta) \approx R_0 + \left[A_0 R_0 + \frac{\Delta \sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta) \quad (1-24)$$

Le premier terme de cette équation est la réflectivité à incidence normale. Ce terme reste constant quel que soit l'angle d'incidence. Pour des angles θ inférieurs à 30 degrés ($\sin^2 \theta \gg \tan^2 \theta - \sin^2 \theta$), le troisième terme, appelé courbure, est négligeable par rapport au second terme, il vient :

$$R(\theta) = R_0 + G \sin^2 \theta \quad , \theta = [0^\circ, 30^\circ] \quad (1-25)$$

Cette dernière équation est connue comme l'équation AVA à deux termes de Shuey. R_0 , le coefficient de réflexion à incidence normale, est appelé "intercept" ou ordonnée à l'origine par référence à son estimation par régression linéaire par rapport au paramètre $\sin^2 \theta$. Le paramètre G est appelé "gradient" ou "pente".

Pour $\sigma = 1/3$, valeur intermédiaire du coefficient de Poisson, le gradient de l'équation deux termes de Shuey devient,

$$G = -R_0 + \frac{9}{4} \Delta \sigma$$

D'où :

$$\Delta \sigma = \frac{4}{9} (R_0 + G)$$

Où : $\Delta \sigma$: L'attribut AVO des variations du coefficient de Poisson.

Cette approximation ne tient pas compte lors du calcul des attributs AVA (intercept, gradient et courbure), du rapport des vitesses des ondes P et S. Ce rapport intervient uniquement lors de l'interprétation des sections des attributs AVA. C'est pour cette raison que l'approximation de [Shuey, 1985] est la plus utilisée.

- **Les différentes classes AVA**

Cette classification a pour origine les travaux de [Rutherford and Williams, 1989] qui définissent trois types de sables suivant le signe de l'intercept R_0 tout en considérant le gradient G négatif c'est-à-dire des réflectivités décroissant avec les angles d'incidence. En valeur absolue, cette réflectivité croît pour les classes II et III.

A cette classification, [Castagna and Swan, 1997] ont remarqué que certains réservoirs de classe III présentaient des amplitudes baissant faiblement pour les angles élevés, et ont ainsi ajouté une quatrième classe pour un gradient G de signe positif.

1. Classe I ($R_0 > 0$ et $G < 0$) : Sable à impédance élevée par rapport à l'encaissant.
2. Classe II ($R_0 \approx 0$ et $G < 0$) : Sable ayant un contraste d'impédance presque nul avec son encaissant.
3. Classe III ($R_0 < 0$ et $G \ll 0$) : Sable à faible impédance par rapport à l'encaissant.
4. Classe IV ($R_0 \ll 0$ et $G > 0$) : Sable très peu consolidé.

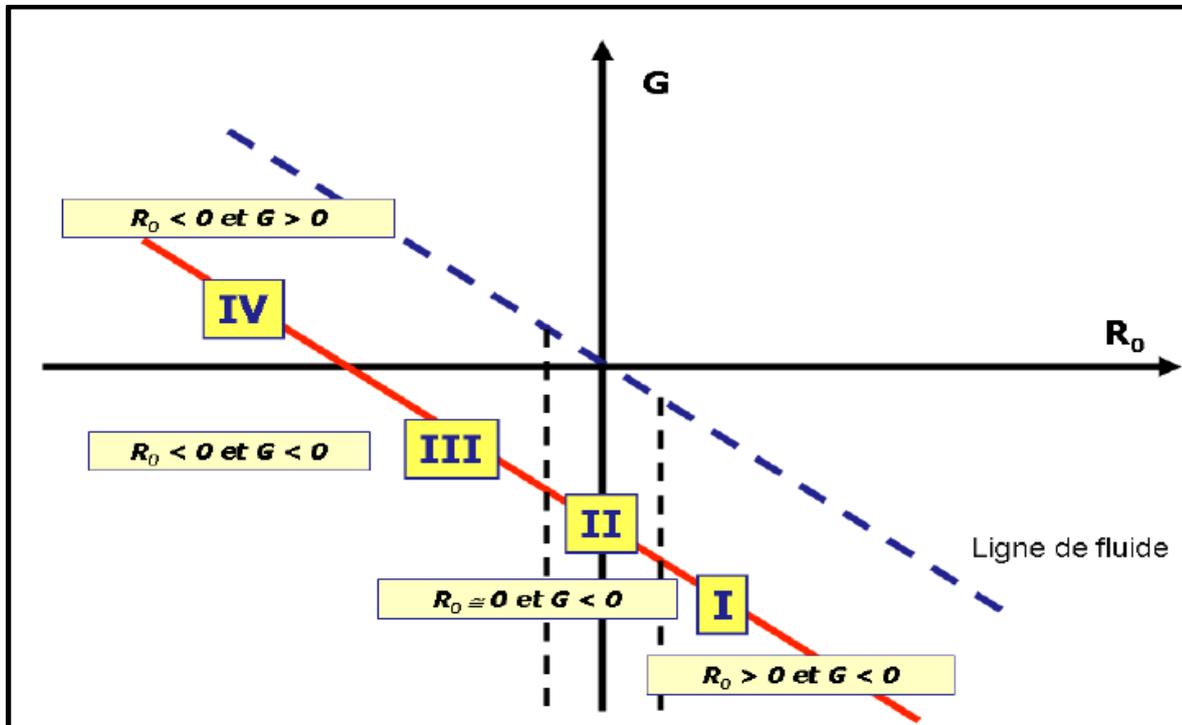


Figure1-15 Les différentes classes AVA.

Classe I - Réflectivité tendant vers zéro (“Dim spot”)

Les réservoirs de classe I sont constitués de sables très consolidés (porosité inférieure à 15% et vitesse des ondes P supérieure à 3 650 m/s). Ces réservoirs ont une impédance élevée par rapport à l'encaissant argileux. L'anomalie d'amplitude est essentiellement liée au contraste de densité avec l'encaissant. Ces réservoirs se trouvent principalement sur des champs d'hydrocarbures terrestres dans des roches datant du paléozoïque ou du mésozoïque.

D'un point de vue sismique, les réservoirs de classe I se caractérisent par une baisse de l'amplitude avec des angles croissants et un changement de phase possible sur les sections sommées des angles ou déports lointains. Sur les sections sommées, les amplitudes des zones réservoirs en hydrocarbures peuvent être inférieures à celles des zones saturées en eau. La présence d'hydrocarbures se caractérisant par des amplitudes pouvant tendre vers zéro pour les angles lointains [Hilterman, 2001], l'interprétation des réservoirs de classe I demande donc une confiance absolue à l'acquisition et aux traitements effectués auparavant sur les données.

Classe II - Changement de phase (“Phase reversal”)

Les réservoirs de classe II sont moins consolidés que les réservoirs de classe I mais plus consolidés que ceux de classe III. Ce sont des sables modérément compacts (porosité comprise entre 15 et 25%). La vitesse d'intervalle de propagation des ondes P dans ces sables est comprise

entre 2650 et 3 650 m/s. Le contraste d'impédance de ces réservoirs avec leur encaissant est presque nul. L'amplitude diminue et changeant de signe aux angles lointains, ces réservoirs de classe II sont souvent difficiles à distinguer sur les sections sommées. Ils sont aussi quasiment invisibles sur la section intercept tout en étant présents sur la section gradient.

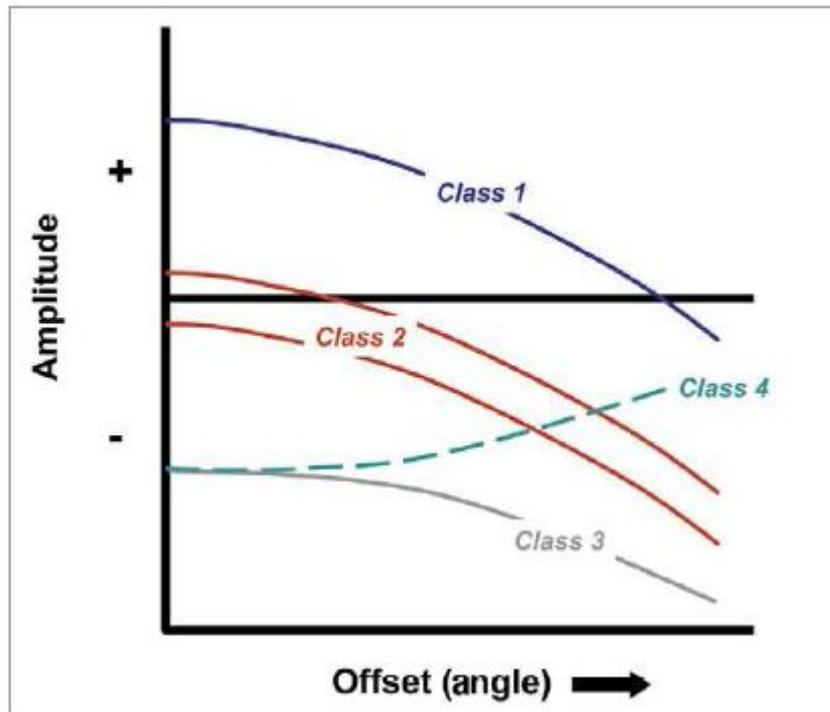


Figure I-16 Variations de l'amplitude en fonction du déport ou de l'angle du toit des couches de sables saturés en gaz des différentes classes AVO/AVA.

Classe III - Point vif ("Bright spot")

Ce sont des réservoirs constitués de sables à faible impédance par rapport à l'encaissant. Nous les trouvons principalement dans des roches datant de l'ère tertiaire. Ces réservoirs ont des porosités supérieures à 25% et la vitesse d'intervalle de propagation des ondes P dans ces sables est souvent inférieure à 2 650 m/s. Ces réservoirs se trouvaient autrefois exclusivement dans des champs marins. Grâce aux progrès de l'acquisition et du traitement, nous les observons aujourd'hui fréquemment dans des champs terrestres. La prédiction d'hydrocarbures s'avère possible à partir de la section sommée de tous les angles ou déports, l'amplitude en valeur absolue y étant plus élevée que pour les autres classes.

Classe IV

Ces réservoirs constitués de sables très peu consolidés et sont identiques aux réservoirs de classe III, à la seule différence qu'ils sont recouverts de couches plus dures (argiles, carbonates) avec des vitesses de propagation des ondes de compression plus élevée ce qui génère un fort contraste et une variation particulière par rapport aux classes III. La vitesse des ondes de cisaillement des couches au-dessus du réservoir est supérieure à celle du réservoir (ce qui est le contraire pour les autres classes).

Les graphiques gradients en fonction de l'intercepte permettent de mettre en évidence de manière assez rapide la présence de gaz ou d'hydrocarbures. Cependant, des phénomènes peuvent être à l'origine d'erreurs qui peuvent créer de fausses anomalies AVA ou détruire les anomalies AVA existantes.

I-4-2 Estimation du coefficient de Poisson :

Le coefficient de poisson est le paramètres clé de l'analyse AVO et définie comme étant le rapport entre la pression dans une direction à l'extension dans une direction perpendiculaire (le rapport entre la déformation latérale et sa déformation axial)

Dans l'étude AVO le coefficient de poisson sert de lien entre les paramètres élastiques d'une roche et les paramètres acoustiques. Il est important par ce qu'il est influencé par la lithologie et par les fluides saturant les pores.

Le coefficient de poisson est une fonction de rapport V_p/V_s .

Cas d'un milieu isotrope

Pour un milieu isotrope le coefficient de poisson peut varier entre 0 et 0.5 car le rapport V_p/V_s varie entre $\sqrt{2}$ et l'infinie.

Cas d'un milieu anisotrope

Pour un milieu anisotrope le coefficient de poisson peut être inférieur à $\sqrt{2}$.Il peut descendre jusqu'à 1.3 pour une roche saturée en gaz.

Conclusion

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques. L'onde peut traverser un milieu sans modifier durablement ce milieu.

Les vibrations engendrées par la source sismique se propagent dans toutes les directions. On distingue les ondes de volume qui traversent la Terre et les ondes de surface qui se propagent parallèlement à sa surface.

Elles se succèdent et se superposent sur les enregistrements des géophones. Leur vitesse de propagation et leur amplitude sont modifiées par les structures géologiques traversées, c'est pourquoi, les signaux enregistrés sont la combinaison d'effets liés à la source, aux milieux traversés et aux instruments de mesure.

Ces ébranlements, qui se déplacent sous forme d'ondes, traversent les couches géologiques et donnent des indications irremplaçables sur leur constitution.

Introduction

Lorsque l'onde sismique se propage dans le sous-sol et effectue un certain trajet, son amplitude a tendance à diminuer et traduit ainsi la diminution de l'énergie (l'énergie est proportionnelle au carré de l'amplitude).

Il existe de nombreux facteurs qui modifient l'amplitude des signaux sismiques, que nous synthétisons dans le tableau suivant :

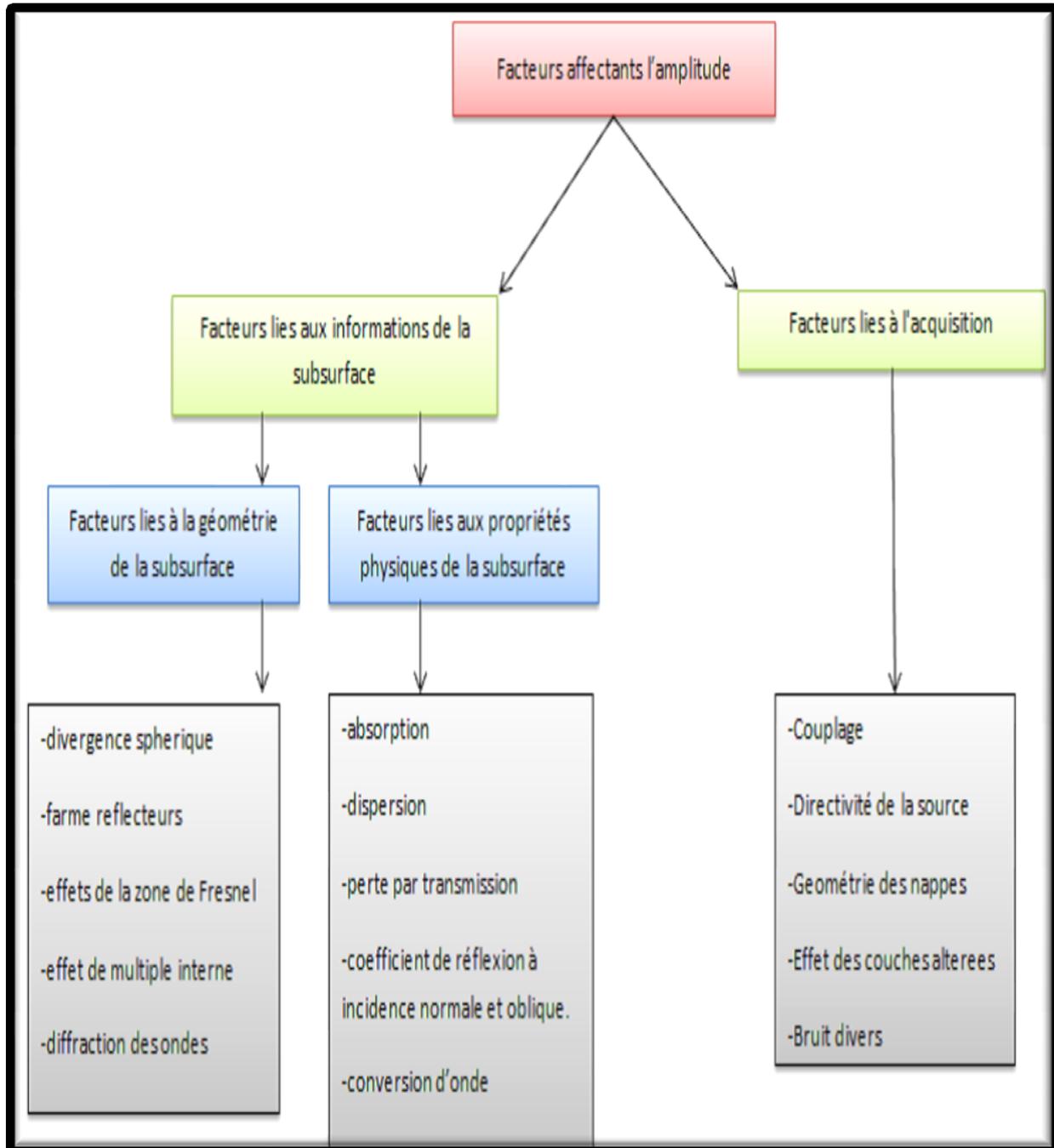


Figure II-1 Types de facteurs affectant l'amplitude.

II-1-Facteurs dépendants des sub-surfaces (endogènes)

II-1-1 Le phénomène d'absorption

Le phénomène d'absorption se traduit par une diminution exponentielle de l'énergie de l'onde sismique en s'éloignant de la source.

L'absorption d'énergie est l'une des causes de l'atténuation que subissent les ondes sismiques au cours de leur propagation. Il s'agit en fait, d'une conversion de l'énergie acoustique en une autre forme : énergie calorifique. Cette perte est, probablement, causée par deux types de frictions (SHERIFF, R.E., 1982, pp 98) :

a. Friction solide

C'est les frottements des particules solides les une contre les autres. Il s'agit, en fait, d'un cas d'effet Joule. Le phénomène de propagation n'est rien d'autre qu'un transfert d'énergie d'une particule à l'autre dans la sub-surface (pas de transfert de matière). Mais on observe tout de même, une oscillation locale limitée des particules : d'où le phénomène de friction solide.

Expérimentalement, on constate que l'amplitude de l'onde diminue de 10^{-4} à 10^{-8} , d'où le caractère négligeable de ce phénomène.

b. Viscosité

C'est le contact des particules solides et liquides. Ceci sous-entend d'abord l'existence des pores renfermant du fluide, en conséquence, l'influence de la porosité.

Le contact solide-fluide est suivi de ce qu'on appelle une transition de phase, dont l'une des conséquences est la variation de la vitesse.

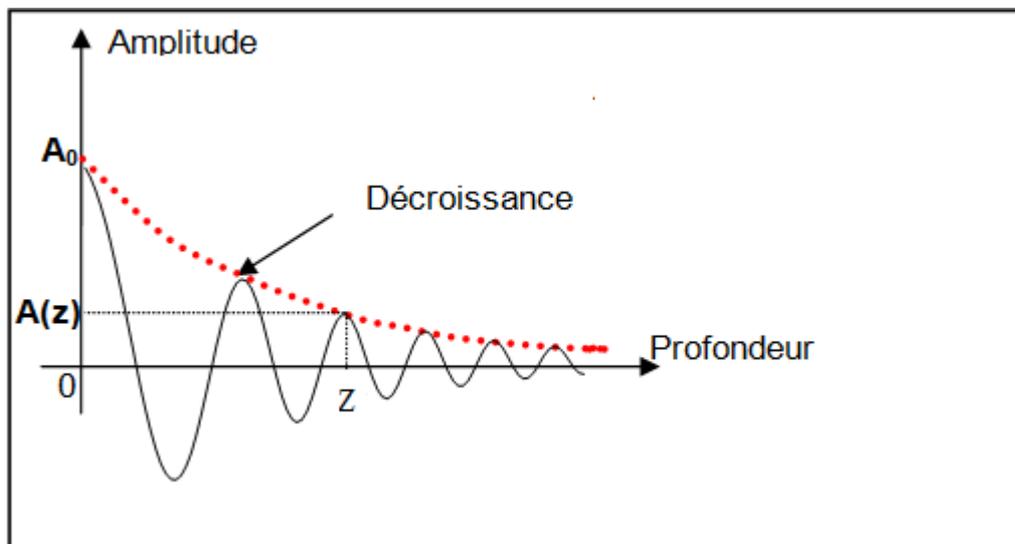


Figure II-2 Phénomène d'atténuation par absorption.

La décroissance de l'amplitude des ondes élastiques due à l'absorption dans les roches, paraît être exponentielle avec la profondeur :

$$A_z = A_0 e^{-\alpha z} \quad (2-1)$$

Avec :

A_z : L'amplitude de l'onde sismique après que celle-ci ait parcourue un trajet de z mètres.

A_0 : L'amplitude initiale.

α : Le coefficient d'absorption.

Le coefficient d'absorption α peut être exprimé en Neper par unité de distance :

$$\alpha = \frac{1}{z} \log \left(\frac{A_0}{A_z} \right) \quad (2-2)$$

Ou en décibels par cycle (longueur d'onde) :

$$\alpha = \frac{20}{\lambda} \log_{10} \left(\frac{A_0}{A_z} \right) \quad (2-3)$$

Ce coefficient peut s'écrire, aussi, pour les fréquences sismiques :

$$\alpha = \frac{\pi f}{QV} \quad (2-4)$$

f : fréquence,

V : vitesse de propagation,

Q : facteur de qualité.

Dans les milieux géologiques mal cimentés ou à grains grossiers l'absorption sera plus forte que dans les milieux géologiques mieux compacts et dans les milieux à grains bien classés. L'absorption sera plus forte dans les roches poreuses que dans les roches de faible porosité.

Le signal sismique subit au cours de sa propagation une absorption sélective des fréquences, selon le type de formation géologique traversée. Généralement plus les fréquences sont hautes, plus elles sont affectées par l'absorption.

❖ Principaux mécanisme de l'absorption :

Frottement entre particule solide de la roche : les frottements des particules de la roche au moment où elles contribuent à la propagation de l'onde sismique, provoquent une modification irréversible de l'énergie sismique en chaleur.

Saturation en fluide des pores : Le déplacement des fluides engendré par le passage des ondes sismiques de compression, engendre une atténuation de ces ondes.

Dispersion : Lorsque le milieu géologique renferme des hétérogénéités identiques à la longueur d'onde sismique qui se propage, il s'en suit une dispersion importante. L'atténuation provoquée par cette dispersion dépend de la fréquence.

Il y'a d'autres phénomènes secondaires relatifs à l'atténuation qui peuvent devenir importants quand la propagation des ondes sismiques dans un milieu est soumise à certaines conditions particulières.

II-1-2 Divergence sphérique

La divergence sphérique est le phénomène de décroissance de l'intensité d'une onde sismique en fonction de son éloignement r de la source. C'est un phénomène purement géométrique qui ne cause aucune perte d'énergie. En un point donné pour une composante harmonique de pulsation $\omega = 2\pi f$, le mouvement des particules peut s'écrire en milieu élastique

$$A = A_0 e^{j\omega t} \quad (2-5)$$

L'énergie par unité de volume ou intensité est égale à:

$$E = \frac{1}{2} \rho \omega^2 A_0^2 \quad (2-6)$$

ρ : La masse volumique de la roche ;

A_0 : Le déplacement maximal des particules.

En milieu homogène : les propriétés physiques sont constantes et la vitesse ne varie pas latéralement, donc les rayons sismiques sont rectilignes et le front d'onde est sphérique (figure 2-3-a)

L'amplitude du signal émis varie en sens inverse de la distance parcourue r :

$$\frac{A_r}{A_1} = \frac{1}{r} \quad (2-7)$$

$$r = Vt \quad (2-8)$$

Avec :

A_r : Amplitude de l'onde à la distance r .

A_1 : Amplitude de l'onde à la distance $r=1$.

V : Vitesse moyenne de propagation.

t : Temps de propagation.

En milieu hétérogène et anisotrope: les propriétés physiques sont variables donc les rayons sismiques sont courbés et les fronts d'ondes ne sont pas sphériques. (figure 2-3-b)

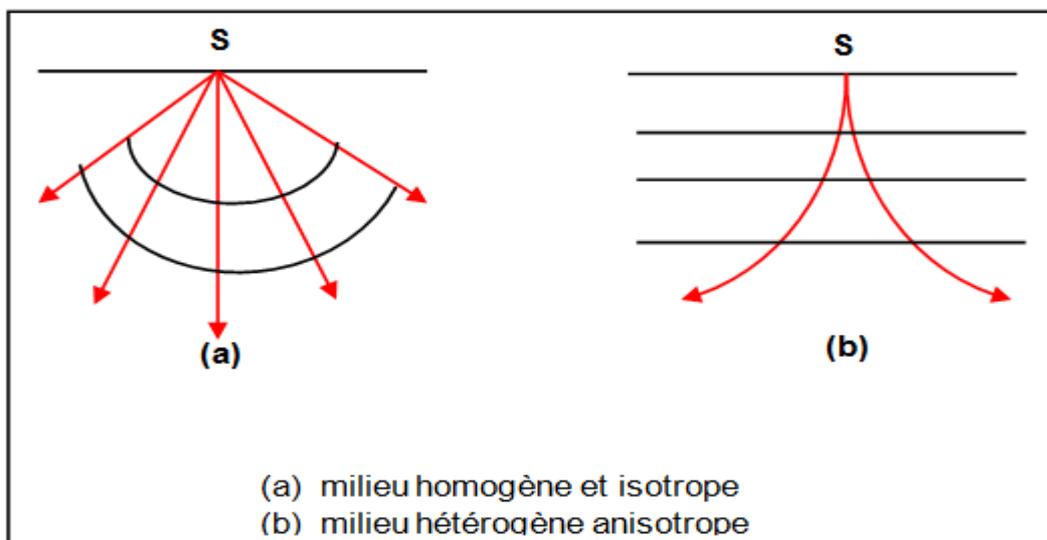


Figure II-3 Formes des rayons sismiques.

II-1-3 Perte par transmission

Une onde sismique incidente arrivant à un dioptré séparant deux milieux de propriétés élastiques différentes, donne naissance à une onde réfléchie et une autre transmise dans le

milieu sous jacent. Le rapport qui lie l'onde réfléchie et celle incidente est dit **coefficient de réflexion CR**.

L'amplitude de l'onde réfléchie émergente en g_1 s'écrit :

$$A_1 = A_0 CR_{12} \tag{2-9}$$

Cependant, l'amplitude correspondante à l'onde transmise – coefficient de transmission – est donné par : $CT_{12} = 1 - CR_{12}$ suivra son chemin pour se réfléchir sur la seconde interface.

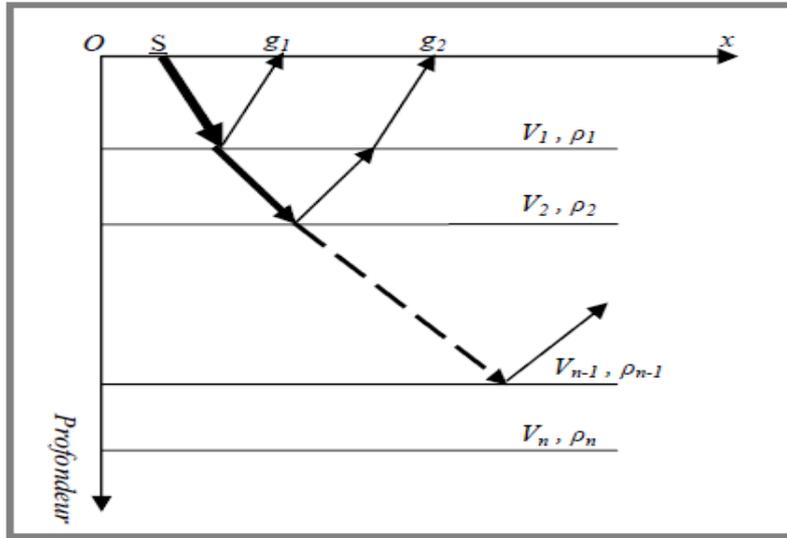


Figure II-4 Stratification horizontale de N couches.

L'onde sismique suivra son chemin pour se réfléchir sur la seconde interface puis émergera au g_2 après avoir traversé une seconde fois, mais en sens inverse, la première interface. L'expression sera alors :

$$A_2 = (1 - CR_{12}) \cdot (1 + CR_{12}) CR_{23} A_0 \tag{2-10}$$

$$A_2 = (1 - CR_{12}^2) \cdot CR_{23} A_0$$

Si l'on considère une réflexion à incidence normale sur une interface N donnée, alors l'amplitude de l'onde réfléchie arrivant en surface sera :

$$A_n = (1 - CR_{12}^2)(1 - CR_{23}^2)(1 - CR_{n-2,n-1}^2) CR_{n-1,n} A_0$$

$$A_n = CR_{n-1,n} A_0 \prod_{i=1}^{N-1} (1 - CR_{i,i+1}^2) \tag{2-11}$$

Le produit $\prod_{i=1}^{N-1} (1 - CR_{i,i+1}^2)$ désigne les pertes par transmission. Celles-ci augmentent quand le nombre de réflecteurs augmente.

L'atténuation due au phénomène de transmission est liée à la répartition stratigraphique de la série traversée par l'onde. La loi correspondante ne peut s'écrire pour une série déterminée, qu'en fonction de sa propre répartition stratigraphique, ce qui suppose a priori, la connaissance préalable des coefficients de réflexions, hypothèse en contradiction avec le problème posé

II-1-4 La diffraction

La diffraction se produit en sismique lorsqu'une onde arrive sur un point anguleux, lèvre de faille, aspérité d'une surface, extrémité d'un biseau, ou sur une discontinuité tel qu'un changement brutal de faciès à l'intérieur d'une couche.

Contrairement à un miroir, un point diffractant recevant une onde renvoie de l'énergie dans toutes les directions. Sur un enregistrement sismique, le point en question fait apparaître sur les diverses traces un alignement de forme hyperbolique. C'est ce que l'on appelle une figure de diffraction. Seuls les traitements de migration permettent de s'en débarrasser.

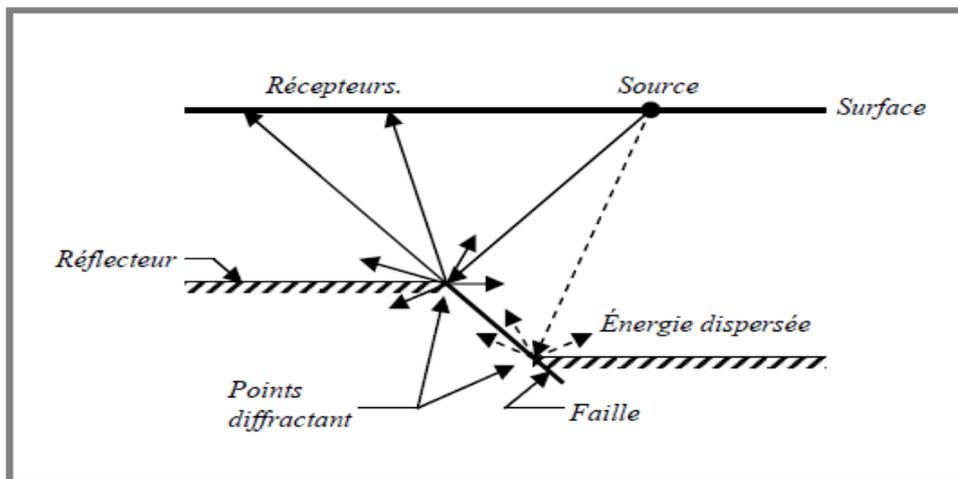


Figure II-5 Trajets des rayons diffractés d'une énergie réfléchie.

La distribution de l'amplitude sur la diffraction dépend de l'inclinaison du demi-plan. L'amplitude maximale de la diffraction par un demi-plan est la moitié de l'amplitude de l'onde réfléchie observée loin du bord diffractant.

II-1-5 Les multiples et réverbérations

A) Multiples

Les multiples sont des arrivées réfléchies complexes ayant subi plusieurs réflexions avant d'être enregistrées par le géophone. Il y a deux (02) types de multiples : ceux à long trajet et ceux à court trajet (figure II-7)

❖ Multiple à court trajet

Un multiple à court trajet arrive peu de temps après la réflexion primaire du même miroir profond et interfère avec celle. Il change l'allure de l'onde plutôt que de former un signal distinct. Les multiples courts ajoutent des oscillations supplémentaires à l'ondelette réfléchie d'où réduit le pouvoir de résolution.

❖ Multiple à long trajet

Son chemin est long comparé à la réflexion primaire provenant des miroirs profonds. Les multiples longs peuvent générer des horizons fictifs.

B) Réverbération

Il s'agit d'une résonance sismique produite par un multiple de petite longueur d'onde induite par la tranche d'eau (Figure II-7).

Comme illustré, lorsque l'énergie réfléchie par un interface arrive au niveau de la surface du plan d'eau, ce phénomène est réfléchi vers le fond de la mer, lequel la réfléchit vers la surface. Cette pédale ou ringing, entre le haut et le bas de la tranche d'eau peut se faire plusieurs fois. Le temps dépensé dans le ringing s'additionne au temps que l'énergie a dépensé pour atteindre l'interface profonde et retourner à l'hydrophone, ce qui produit des multiples, au moins de 1^e et 2^e ordre, du réflecteur associé à l'interface profonde. La différence, en temps, entre la réflexion primaire et le premier multiple est égale au temps que les ondes sismiques ont dépensé à traverser la tranche d'eau. De même, la différence (en temps double) entre le 1^{er} et 2^e multiple, ou entre le deuxième et le troisième, est toujours égale à l'épaisseur de la profondeur de l'eau en temps.

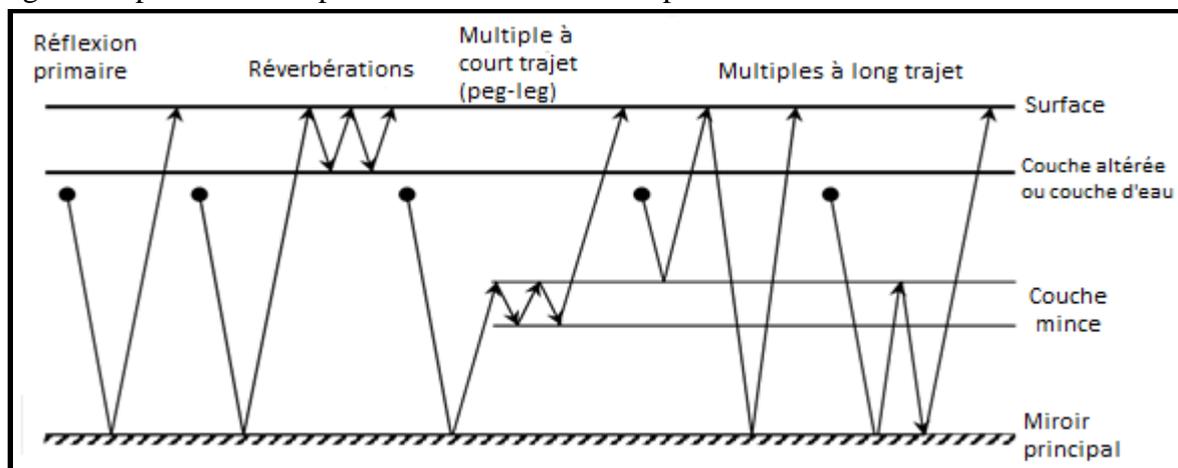


Figure II-6 Types de multiples et réverbérations

Pour éviter ce type de multiples, on utilise un filtre inverse, c'est-à-dire qu'il envoie à la sortie de l'hydrophone une résonance (dans un centre de traitement) qui supprime l'effet de la tranche d'eau.

En sismique marine, la couche superficielle est constituée par une tranche d'eau parfaitement homogène (à l'échelle sismique) et propice à la propagation, il est donc nécessaire de faire un filtrage à l'émission ou à la réception, par contre l'excellente réflectivité du milieu favorisera la formation des réverbérations sur le sommet et la base de la tranche d'eau. Sur l'enregistrement elles apparaissent comme des réflexions à forte courbure.

II-1-6 Courbures et complexité structurale

Par analogie avec l'optique, les réflecteurs courbés peuvent avoir les mêmes effets que les lentilles ou les miroirs courbés, quant à l'augmentation ou la diminution de l'amplitude du signal, par suite d'une focalisation ou d'une dispersion de l'énergie sismique incidente. HILTERMAN (1975) définit l'effet de courbure (*Curvature effect*), pour une interface réfléchissante, comme le rapport des amplitudes des réflexions de l'interface courbée à ceux de l'interface plate (*horizontale*). Pour une incidence normale, HILTERMAN a donné :

$$CE = \left(1 + \frac{Z}{A}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (2-12)$$

A : Rayon de courbure,

Z : Profondeur.

CE : Effet de courbure

SHUEY et al. (1984) ont exprimé l'effet de courbure pour le cas d'une incidence anormale :

$$CE(\theta_1) = \left(1 + \frac{Z}{A_x \cos^2 \theta_1}\right)^{-\frac{1}{2}} \left(1 + \frac{Z}{A_y}\right)^{-\frac{1}{2}} \quad (2-13)$$

A_x , A_y : Rayons de courbure dans la direction de l'axe des X, et de l'axe des Y.

Cette dernière équation indique que :

- CE diminue avec l'offset pour un anticlinal,
- CE augmente avec l'offset pour un synclinal dont le foyer est au-dessus de la surface,
- CE diminue avec l'offset pour un synclinal dont le foyer est au-dessous de la surface.

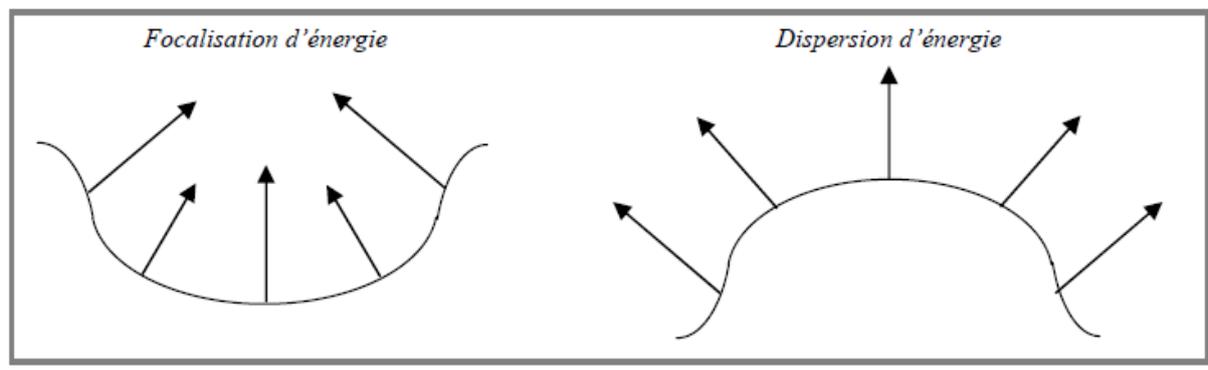


Figure II-7 Effets de la courbure des réflecteurs.

MACLEOD et MARTIN (1988) ont démontré que les corrections de pendage (*DMO*) corrigent l'effet de courbure.

Enfin, BERNITSAS (1990) a établi une équation exprimant le cas général de courbure tridimensionnelle :

$$CE = \left(1 + \frac{Z}{A_x}\right)^{-\frac{1}{2}} \left(1 + \frac{Z}{A_y}\right)^{-\frac{1}{2}} \left(\frac{X^2}{Z(A_x+Z)} + \frac{Y^2}{Z(A_y+Z)} + 1\right)^{-\frac{1}{2}} \quad (2-14)$$

X, Y et Z sont les coordonnées spatiales.

Les effets de la rugosité des surfaces complexes (interface) ne sont pas encore étudiés convenablement. HERMAN et BLONK (1990) suggèrent que les surfaces rugueuses puissent être l'émule des couches de transition.

II-1-7 Effet des bancs minces

Pour les bancs d'épaisseur inférieure ou égale à la demi longueur d'onde sismique, il y'a interférence entre les réflexions créées au toit et au mur du réservoir traduites par des

variations de phase et d'amplitude du signal sismique. De ce fait la possibilité de déterminer simultanément la variation de l'impédance acoustique et la variation de l'épaisseur des bancs nécessite des techniques de traitements sismiques qui soient capable de prendre en considération les interférences d'ondelette.

Lorsque l'épaisseur du banc est supérieure à la demi-longueur d'onde du signal, l'amplitude de l'onde sismique diminue après avoir atteint un maximum quand $h=\gamma/2$ (effet de tuning).

Avec

h : Epaisseur du banc.

γ : La longueur d'onde.

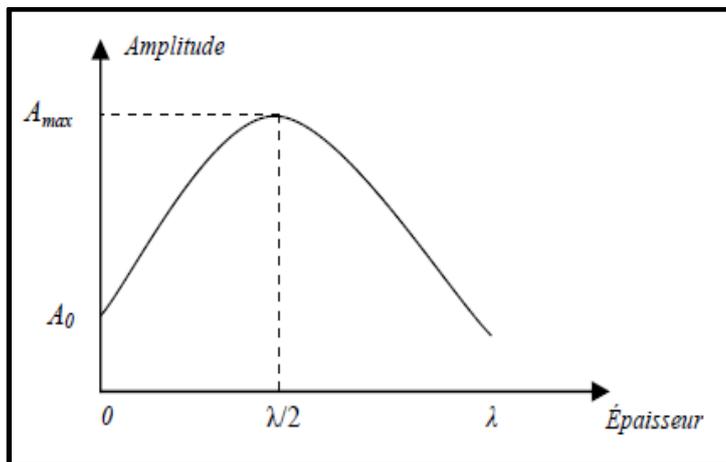


Figure II-8 Effet des bancs minces.

II-1-8 Influence de la zone altérée

C'est la zone constituée par une couche généralement lente, peu propice à la propagation sismique, elle introduit donc des retards et des déformations de l'ondelette et sera, de plus le siège de bruits spécifiques ; onde de surface (ground roll) très puissants et basses fréquences qui traversent l'enregistrement en écharpe.

❖ Propriétés de la zone altérée :

- Zone à épaisseur variable latéralement et verticalement le long du profil sismique.
- Zone caractérisée par une faible vitesse de propagation des ondes sismiques (comprises entre 350 à 1700m/s). La WZ engendre des anomalies de vitesse qui oblige à effectuer un décalage de l'origine à chaque trace sismique.
- Zone à fort coefficient d'amortissement (forte absorption de l'énergie sismique) rendant ainsi le spectre du signal sismique après sa traversée de plus basse fréquence.
- Zone caractérisée par un très fort contraste d'impédance acoustique à sa base, jouant ainsi le rôle d'un excellent marqueur.

II-1-9 Les bruits

Les bruits interviennent dès la phase initiale avant même le tir sismique et leur intervention se poursuit jusqu'au stade ultime du document interprété. C'est pour cela que leur élimination est primordiale dans toutes les phases de l'exploration.

On distingue les bruits naturels qui n'ont aucune relation avec l'activité sismique et les bruits provoqués du à l'exploration au niveau de l'émission, de l'enregistrement ou du traitement.

Ces deux types de bruits sont répertoriés et peuvent être de nature cohérente ou aléatoire.

Bruits cohérents

Ils se présentent sur les sections sismiques suivant des alignements facilement repérables, ils sont constitués par les ondes de surface parmi lesquelles on distingue :

- Les ondes de Rayleigh (Sv) qui se propagent le long des surfaces libres avec une vitesse un peu inférieure à celle des ondes de cisaillement.
- Les ondes de Love, ce sont des ondes de type transversale (Sh) elles se propagent par un mouvement transversale parallèle à la surface du sol. Les ondes de love existent que lorsque le sol n'est pas homogène.

Ces ondes ont des amplitudes supérieures à celle du signal.

Bruits aléatoires

Ils ne sont pas facilement identifiés sur les sections sismiques. Leur origine est très diverse ; bruit naturel à l'enregistrement, bruit d'appareillage, bruit de calcul, correction insuffisante...

Ce type de bruits n'est pas prédictible dans le temps ou dans l'espace, leur effet se constate par un brouillage de l'information : les horizons sismiques deviennent flous et hachés. D'une trace à l'autre, en général, ce bruit ne présente aucune cohérence. Il est dit blanc, c'est-à-dire présente un spectre large où toutes les fréquences ont la même amplitude.

II-2 Facteurs indépendants de la sub-surface (exogènes)

Les facteurs exogènes ne renferment pas d'information provenant de la sub-surface.

II- 2-1 Couplage avec le sol

Le couplage sous-entend l'interaction d'un géophone ou d'un vibreur (source) avec le sol, considéré du point de vue de la transmission des signaux sismiques.

Le couplage (sol-source ou sol-géophone) introduit une coupure des fréquences élevées et éventuellement, une résonance aux basses fréquences.

Un plantage soigné des géophones permet d'éviter ces phénomènes ou, tout au moins, d'en atténuer les effets.

II -2- 2 Géométrie de la nappe

Une station de réception est généralement formée d'un dispositif de n récepteurs, son enregistrement constituera une trace sismique.

Ce dispositif réalisera un filtrage des informations reçues, et cela dépend essentiellement de la forme géométrique suivant laquelle les n récepteurs sont étalés. Le filtrage ainsi réalisé est lié à plusieurs facteurs à savoir :

a. Longueur de la nappe : définie par l'expression :

$$L = \frac{V}{f_{max} \sin \alpha} \Leftrightarrow f_{max} = \frac{V}{L \sin \alpha} \quad (2-15)$$

L : Longueur de la nappe

V : Vitesse dans la couche superficielle,

f_{max} : Fréquence maximale enregistrée,

α : Angle d'émergence.

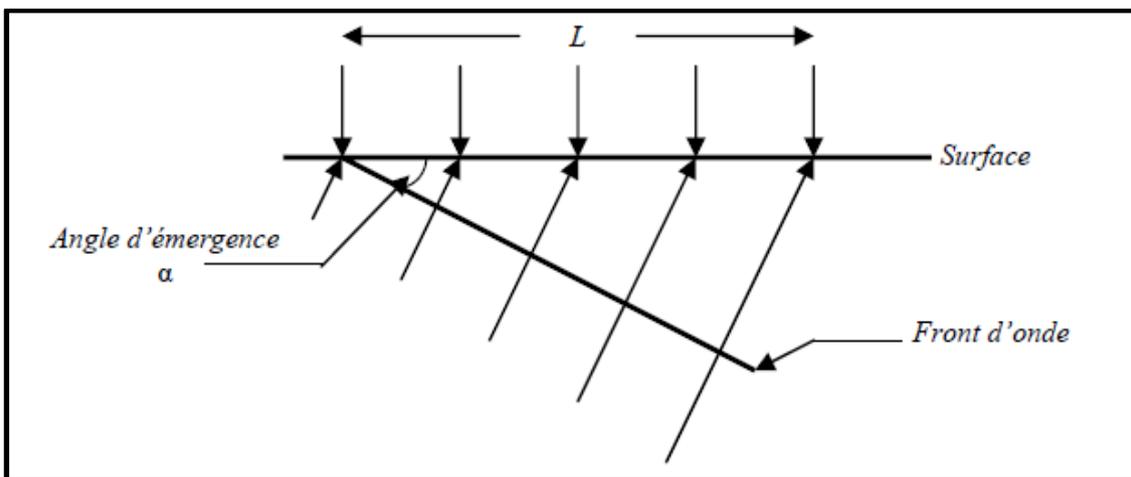


Figure II-9 Longueur de la nappe

La formule ci-dessus, montre que la longueur de la nappe L est inversement proportionnelle à f_{max} , c'est-à-dire que si L augmente, la fréquence diminue. Pour cela, on est contraint de réduire la longueur de la nappe afin d'enregistrer les hautes fréquences, mais cette mise en œuvre risque de compromettre l'enregistrement en captant les bruits de surface.

b. Intertrace : c'est la distance entre deux traces, et est conditionnée par la loi suivante :

$$I \leq \frac{V_m}{4f_{max} \sin \alpha} \quad (2-15)$$

Avec :

I : Intertrace,

V_m : Vitesse moyenne dans la couche superficielle,

α : Angle d'émergence,

À partir de cette formule, on peut dire que la diminution de l'intertrace entraîne l'enregistrement des hautes fréquences pour une vitesse et un angle d'émergence donnés.

c. Topographie : le problème de topographie (altimétrie) ou de pendage s'impose généralement dans les régions dunaires et les terrains accidentés. Dans ces dernières, la longueur de la nappe est donnée par l'expression :

$$L \leq \frac{V_m}{4f_{max} \sin P} \quad (2-16)$$

V_m : Vitesse dans le premier milieu,

p : Angle que fait la surface du sol avec l'horizontale,

On constate que L est inversement proportionnel au pendage de la surface du sol p . Par conséquent, une diminution de la longueur de la nappe, dans les régions dunaires ou aux terrains accidentés, permet d'enregistrer les hautes fréquences.

II-2- 3 Directivités de la source

La directivité est la direction préférentielle dans laquelle se propage l'énergie sismique émise par la source. Elle est souvent représentée par un diagramme, en coordonnée polaire, de l'intensité relative de l'onde sismique en fonction de sa direction de propagation.

II-3 Les facteurs liés à la réflectivité des miroirs

II-3-1 Variation de l'énergie réfléchi en fonction de l'angle d'incidence

La relation simple qui donne le coefficient de réflexion est :

$$CR = \frac{\text{Amplitude de l'onde réfléchi}}{\text{Amplitude de l'onde incidente}}$$

Dans le cas à incidence **normale**, ce coefficient de réflexion n'est fonction que de l'impédance acoustique (produit de la densité et de la vitesse de propagation):

$$CR_{12} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (2-17)$$

Par conséquent, il est lié principalement à la lithologie du milieu.

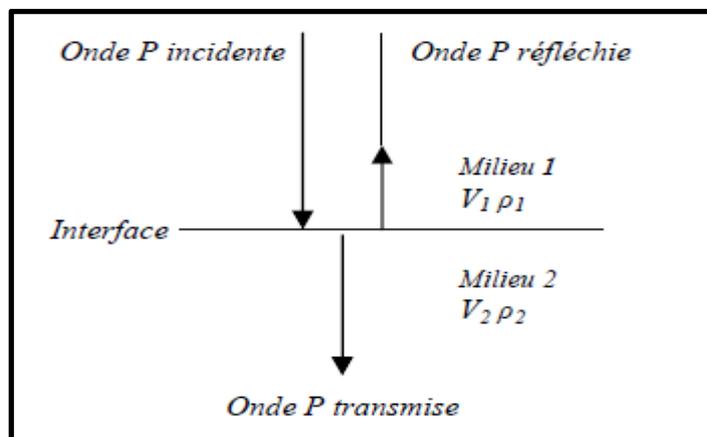


Figure II-10 Ondes P à incidence normale.

L'augmentation de l'amplitude du signal sismique réfléchi, avec l'offset, sur les interfaces des couches sédimentaires, a conduit au développement de la technique Bright spot vers une nouvelle méthode appelée l'analyse des amplitudes en fonction de l'offset (AVO). Cette méthode est basée sur la théorie de la répartition d'énergie développée par Knott [1899] et Zoeppritz [1919]. Plusieurs approximations, de l'équation complexe de Zoeppritz qui exprime la variation du coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence, ont été présentées par différents auteurs [Bortfeld 1961, Aki and Richards 1980, Shuey 1985, Hilterman 1989]. Shuey [1985] a simplifié l'équation à une forme de trois termes; chaque terme de l'approximation décrit une certaine gamme angulaire de la courbe des angles d'incidence. Une analyse AVO, complétée avec les attributs sismiques, peut largement augmenter la probabilité de détection de gaz et permet aussi de comprendre certains échecs d'exploration.

L'étude de l'AVO permet d'obtenir des informations sur le coefficient de Poisson et aussi d'obtenir un model stratigraphique.

II-3-2 L'interférence

Quand deux ondes traversent en même temps, une même région de l'espace, on dit qu'il ya interférence entre es deux ondes .C'est un exemple du principe de superposition.

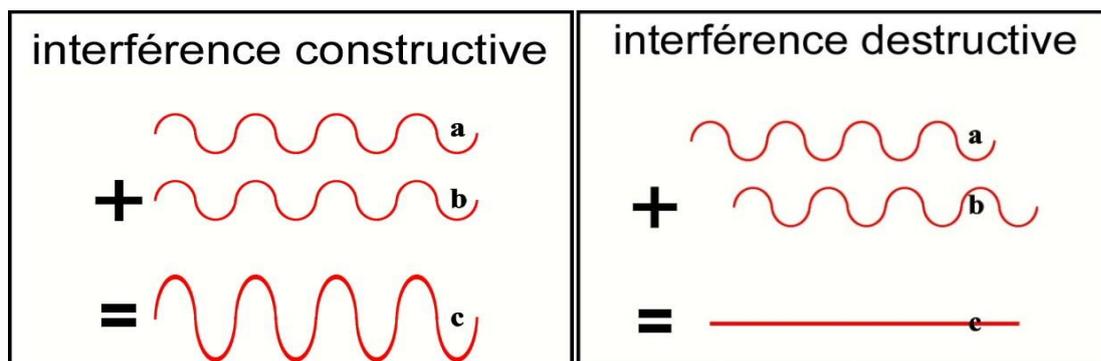


Figure II-11 types de l-interférence.

Dans l'illustration (a), les deux impulsions ont la même amplitude, mais l'une est une crête et l'autre est un creux.

Dans l'illustration (b) elles sont toutes les deux des crêtes.

Dans les deux cas les ondes se rencontrent et se traversent mutuellement, pendant qu'elles se rencontrent, le déplacement résultant est la somme algébrique de leurs déplacements respectifs conformément au principe de superposition.

Dans le premier cas, le déplacement résultant est plus grand que les impulsions des deux signaux, ce qui constitue une interférence constructive.

Dans le deuxième cas, les amplitudes des ondes sont opposées, ce qui produit une interférence destructive.

II-3-3 Conversion des ondes sismiques

Lorsqu'une onde arrive au niveau d'une interface, une partie de l'énergie qu'elle véhicule est convertie en une autre forme d'onde. Ainsi, une onde P qui arrive à l'interface noyau externe/noyau interne (graine) devient partiellement onde S, qui traverse alors la graine (solide), et redevient à la sortie partiellement une onde P.

Cette onde P traverse ensuite le noyau externe, le manteau et la croûte. Dans une station sismique, on reçoit donc des ondes P "normales", ayant traversé sous forme d'onde P manteau et noyau (interne et externe). Mais on reçoit aussi, à la même station, les ondes P "surnuméraires", très faibles, et arrivant avec du retard, comme l'onde P devenue S dans la graine (et donc ralentie) et redevenue P à la sortie de la graine. Chaque conversion d'onde ne transforme qu'une très faible quantité d'énergie... Voilà pourquoi les ondes S "intra-graine" ne sont pas faciles à détecter, le résultat de leurs conversions étant atténué et plus au moins mélangé avec d'autres ondes P secondaires, résultats de réflexions ou conversions diverses (figure II-12).

A chaque interface naissent des rayons réfléchis et réfractés dans différents modes, ce sont les ondes de conversions. L'énergie de ces ondes augmente avec l'angle d'incidence.

Pour des incidences nulles ou proches de 0° , il n'y a pas de conversion d'énergie.

Cas d'une structure tabulaire :

Si l'on émet des ondes P, des ondes P et Sv sont réfléchies et transmises

Si l'on émet des ondes Sv, des ondes Sv et P sont réfléchies et transmises

Si l'on émet des ondes Sh, des ondes Sh sont réfléchies et transmises

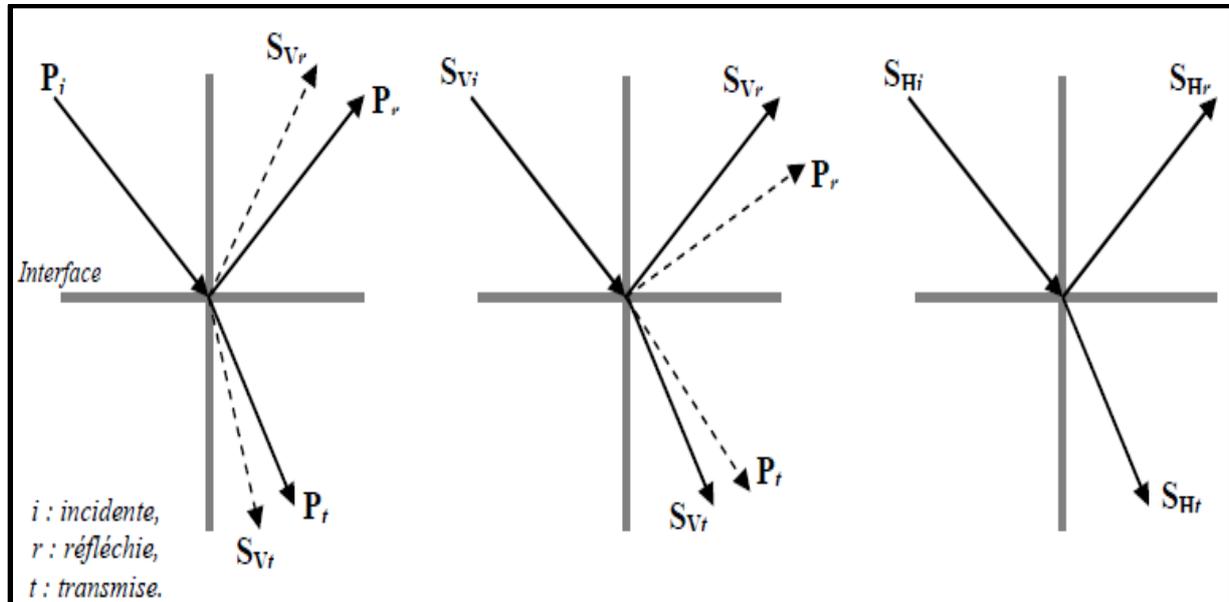


Figure II-12 Conversion des ondes de volume.

Conclusion

L'interprétation sismique, de nos jours, se base sur l'étude minutieuse des amplitudes des ondes réfléchies par différents horizons, et tout changement brusque ou anormal de l'amplitude pourrait s'avérer d'un intérêt certain.

Par voie de conséquence, une récupération des amplitudes des réflexions primaires s'impose, en compensant, au mieux possible, les pertes causées par différents facteurs affectant l'amplitude et la vitesse de l'onde sismique.

Le traitement en amplitudes préservées exige donc une certaine qualité des données sismiques, aussi bien sur le contenu fréquentiel (*hautes fréquences*) que sur la résolution verticale et horizontale. Il faut noter seulement que cela n'est guère facile à atteindre.

Introduction

Le traitement en sismique réflexion comporte une succession de séquences élémentaires qui à partir des données acquises sur terrain permettent d'aboutir à une section sismique sommée a 2D ou a 3D.

La phase du traitement vise à extraire des tirs élémentaires les ondes réfléchies en filtrant les événements parasites formés par les arrivées directes et réfractées, les ondes de surface, les ondes converties, les multiples et les bruits.

Le traitement sismique se décompose en trois étapes majeures qui sont : le prétraitement, le regroupement suivi de l'addition en couverture multiple, et la migration.

Le prétraitement consiste à nettoyer les traces des collections tir –commun brutes. Le regroupement puis la sommation des traces correspondant a un même point milieu commun constitue une deuxième étape importante du traitement.

Une simple analyse géométrique permet de regrouper en collections les traces sismiques réactives aux même point du sous –sol appelés point- milieux communs .L'adition des traces d'une même collection point -milieu commun améliore considérablement le rapport signal /bruit, elle détruit le bruit aléatoire et renforce le signal cohérent.

Enfin la migration de la coupe additionnée permet de supprimer les hyperboles de diffraction par focalisation, de repositionner les horizons et de ramener a leur valeur réelle les pendages des réflecteurs sismiques.

III -1Principe du traitement en amplitudes préservées

Préservation des amplitudes signifie qu'un horizon réflecteur donné devra conserver les mêmes caractéristiques des amplitudes sur la section finale.

Le traitement en amplitudes préservées est un traitement conventionnel (classique) qui n'utilise ni une égalisation dynamique ni une normalisation (sans homogénéisation des amplitudes). Il consiste à compenser l'effet de certains facteurs qui atténuent les amplitudes de l'onde sismique, à atténuer certains bruits et à améliorer la résolution.

III-2 Récupération des amplitudes réelles (TAR)

La récupération des amplitudes réelles, est un processus consistant à supprimer les effets du gain variable affecté à chaque échantillon lors de l'enregistrement terrain. Si on appelle par $A_e(t)$ la trace en amplitudes vraies et par $A_s(t)$ la trace en amplitudes codées, alors :

$$A_s(t) = A_e(t).G(t) \quad (3.1)$$

Avec : $G(t)$ la fonction de gain

La trace en amplitude vraies par récupération sera donc :

$$A_e(t) = A_s(t) \quad (3.2)$$

On peut dire donc que la récupération des amplitudes réelles se fait par une simple division terme à terme, des échantillons amplifiés par le tableau des gains correspondant.

La récupération des amplitudes réelles consiste également à ajuster les amplitudes par l'application de programmes appropriés pour compenser les effets dus à l'atténuation géométrique par propagation du front d'onde (divergence sphérique), atténuation de l'onde par transmission à chaque interface rencontrée, et atténuation préférentielle des hautes fréquences due à l'inélasticité.

III-2-1 Compensation de l'absorption

La fonction d'atténuation par absorption de l'énergie sismique est représentée par la fonction exponentielle $e^{-\alpha t}$

$$A_z = A_0 e^{-\alpha t} \quad (3.3)$$

Avec :

t : est le temps de parcours et α est le coefficient d'absorption.

A_z : l'amplitude à la profondeur z .

A_0 : l'amplitude au temps initiale.

Dans la gamme de fréquences qui intéressent l'exploration sismique (entre 10 et 90 Hz), le coefficient d'absorption α est considéré comme approximativement proportionnel à la fréquence.

$$\alpha = \frac{\pi f}{QV} \quad (3.4)$$

Avec :

f : La fréquence.

V : la vitesse de propagation.

Q : le facteur de qualité.

Le facteur de qualité Q caractérise les propriétés absorbantes du sous-sol. Il permet de comparer les matériaux entre eux, un facteur Q élevé témoigne d'une bonne transmission des ondes sismiques. Les valeurs de Q sont généralement comprises entre 30 et 600. ($Q = 30$ pour les terrains viscoélastiques, $Q = 600$ pour les terrains élastiques).

Le facteur de qualité : C'est une valeur abstraite, son expression est :

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta E}{E_0} \quad (3-4)$$

Où : $E = E_0 - E_\lambda$ (perte d'énergie par longueur d'onde).

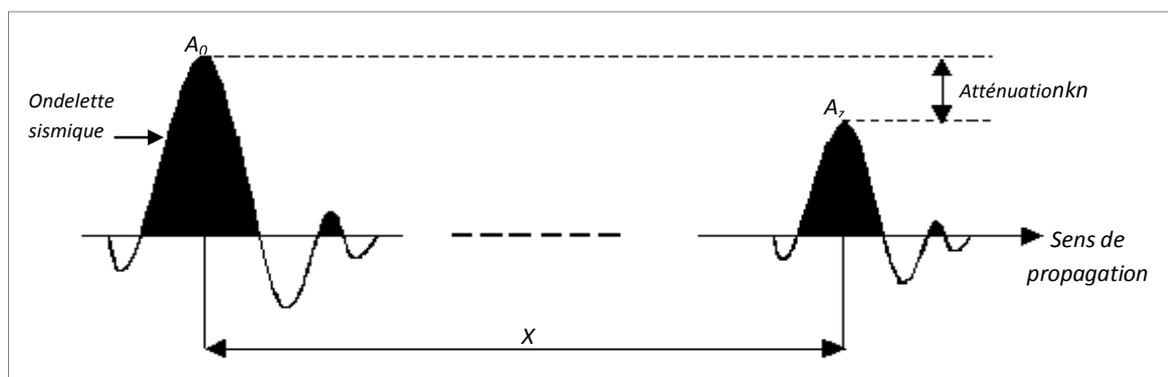


Figure.III-1 Illustration du phénomène d'absorption.

Le coefficient d'absorption α peut être exprimé en Neper par unité de distance :

$$\alpha = \frac{1}{z} \text{Log} \left(\frac{A_0}{Az} \right) \text{ (Neper/mètre)} \quad (3.5)$$

Ou en décibels par cycle (longueur d'onde) :

$$\alpha = \frac{20}{\lambda} \log_{10} \left(\frac{A_0}{Az} \right) \text{ (dB/mètre)} \quad (3.6)$$

Avec : λ la longueur d'onde.

Donc pour compenser l'effet de l'absorption, il suffit d'utiliser la loi de compensation du type e^{at} , c'est-à-dire qu'on doit réaliser une courbe d'équation $y = e^{at}$.
avec a : constante pour une région déterminée par des essais .

III-3-2 Corrections de la divergence sphérique

L'atténuation par la divergence sphérique est inversement proportionnelle a la distance parcourue. Newman(1973) propose une formule pour compenser l'effet de la divergence sphérique .

$$D_0 = \frac{TV_{RMS}^2}{V_1} \quad (3.7)$$

T : le temps de parcours,

V_{RMS}^2 : La vitesse moyenne quadratique,

V_1 : la vitesse du premier milieu.

LAVERGNE (1975) a établi le facteur multiplicatif de la forme :

$$\frac{TV_{RMS}^2}{V_1} e^{-a(t)} \quad (3.8)$$

Pour retrouver les amplitudes réelles du signal sismique affectées par l'effet de la divergence sphérique et l'absorption.

En l'absence d'informations sur la loi de vitesse, cette dernière expression peut se simplifier

Sous la forme :

$$G(t) = K.T^b .e^{at} \quad (3.9)$$

G : l'amplitude réelle de la trace sismique

K, b, a des constantes à déterminer par différents tests, et on adoptera celles qui permettent une meilleure récupération pour une région donnée.

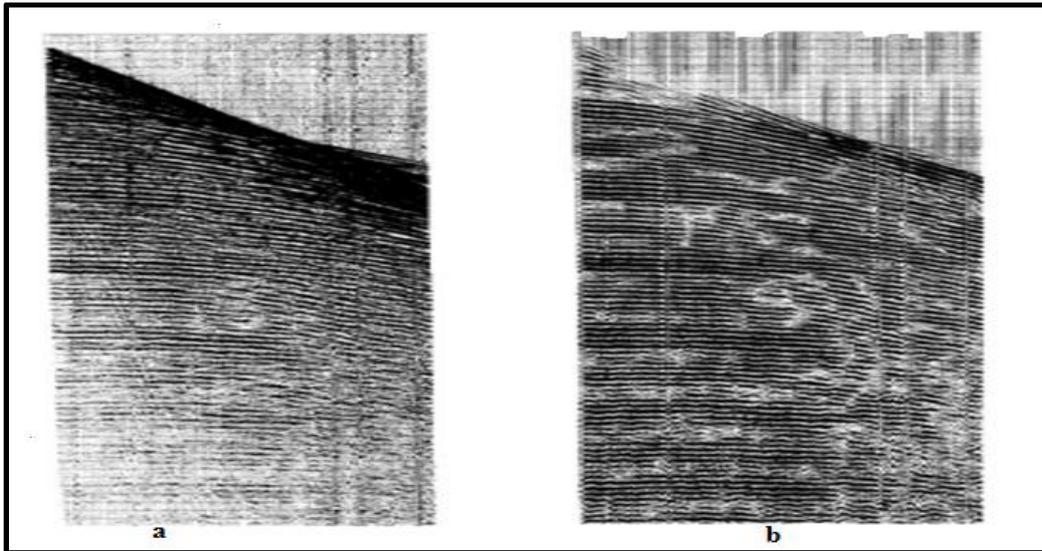


Figure III-2 a : Données sismiques avant la correction de divergence sphérique,
b : après correction de la divergence sphérique .Yilmaz 1987

On peut noter les fortes amplitudes en surface et qui deviennent de plus en plus faibles en profondeur sur la figure qui représente l'enregistrement sans divergence sphérique.

III-2-3 Corrections d'amplitudes surface consistante

De nombreux effets de surfaces ont susceptibles de modifier les conditions d'acquisition. Parmi ces effets on peut citer :

- La variation de l'épaisseur de la zone altérée,
- La différence de puissance ou de profondeur des points de tir,
- Les conditions de couplage,
- La sensibilité des géophones.

Du moment que ces effets créent des distorsions du signal, l'application des corrections d'amplitudes de type surface consistante s'est avérée alors nécessaire pour les supprimer. L'amplitude d'une onde sismique émise au point de tir i , réfléchi au point miroir k , d'un réflecteur h , et enregistré au récepteur j , peut être considérée dans le domaine fréquentiel comme le produit de plusieurs facteurs.

$$A_{i,j,k}(f) = S_i(f) \cdot R_j(f) G_k(f) M_n(f) \quad (3.10)$$

f : Fréquence

$S_i(f)$: Facteur d'amplitude lié à la source i (incluant l'effet de la zone altérée sur l'onde réfléchi),

$R_j(f)$: Facteur d'amplitude lié au récepteur j ,

$G_k(f)$: Facteur d'amplitude associé au point miroir k du réflecteur h ,

$M_n(f)$: Facteur d'amplitude associé à l'offset avec $n=j-i$. Ce facteur représente les effets de la distance source – récepteur.

Une forte redondance d'informations est obtenue par la couverture multiple, dans le but de déterminer $G_k(f)$, c'est-à-dire les données de sub-surface désirées. Mais on peut déterminer

approximativement les autres facteurs, et supprimer partiellement leur influence sur les données sismiques.

III-3-2-4 Egalisation régionale

Du moment que l'énergie des signaux décroît en fonction du temps et de la distance émetteur– récepteur, une égalisation des traces avec préservation des amplitudes peut s'avérer alors nécessaire.

Cette application consiste à calculer une courbe de gain indépendante des amplitudes moyennes des traces, permettant, à la fois, d'élever le niveau d'énergie et d'éviter l'uniformisation des amplitudes, en conservant leurs variations relatives. Ceci dans le but de pouvoir extraire les informations latérales et verticales du sous-sol.

Pour une trace donnée, la courbe de gain correspondante est l'inverse de la courbe des amplitudes moyennes. Celle-ci a la même allure que la courbe de variation de l'énergie en fonction du temps. Généralement, une fonction de gain $g(t)$ est tirée à partir des données puis multipliée par les échantillons de la trace à des temps différents.

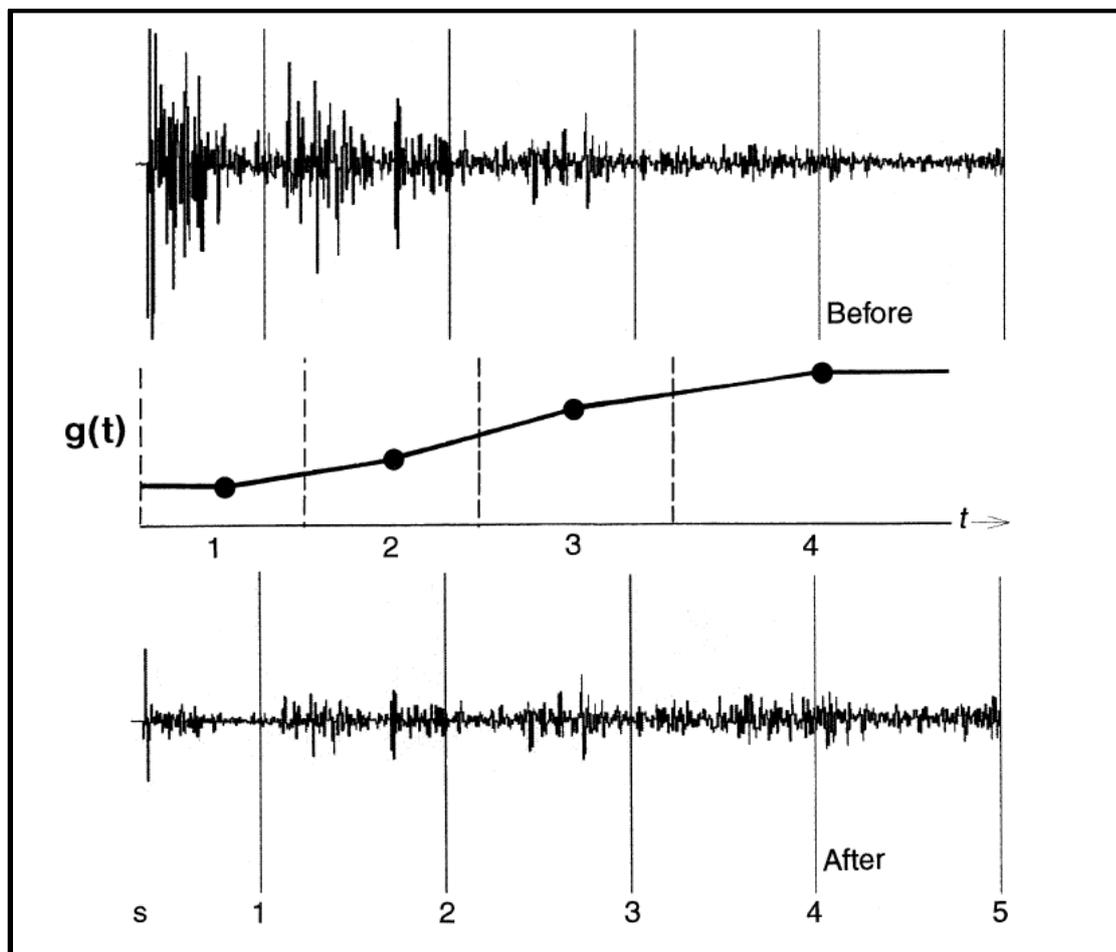


Figure III-3 Application du gain

III-4 Atténuation des bruits

III-4-1 Filtrage fréquentiel

La section en couverture multiple fournit des données condensées et épurées qui permettent en générale de distinguer et d'identifier le signal ce qui n'est pas toujours le cas dans les documents bruités. L'application des filtrages en sera grandement facilitée.

Paramètres du filtrage :

1. le rapport signal sur bruit (S/B)
2. la fréquence maximale autorisée par le pas d'échantillonnage (critère de Nyquist)
3. les fréquences parasites comme celles dues à l'induction des courants industriels ou les très basses fréquences du ground roll .

Le filtrage fréquentiel consiste à épouser au mieux le spectre utile de façon à préserver les parties valables en éliminant ce qui ne l'est pas. Il est généralement procédé par un filtrage coupe-bas au niveau de l'enregistrement pour atténuer les bruits de surface.

Le filtrage fréquentiel conserve l'essentiel du signal mais sacrifie néanmoins sa partie basse fréquence.

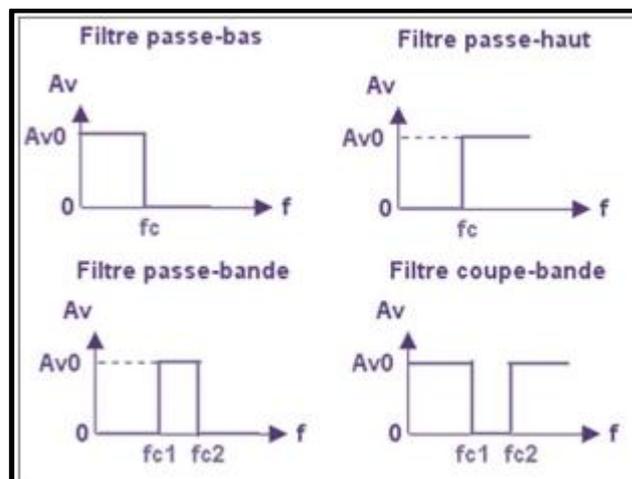


Figure III-4 Les réponses en fréquence des différents de bruits

Un filtre passe-bas : ne laisse passer que les fréquences au-dessous de sa fréquence de coupure. On pourrait l'appeler aussi filtre coupe haut.

Un filtre passe-haut : ne laisse passer que les fréquences au-dessus d'une fréquence déterminée, appelée fréquence de coupure. Il atténue les autres fréquences (basses fréquences).

Un filtre passe-bande : ne laisse passer qu'une certaine bande de fréquences (et atténue tout ce qui est au-dessus ou en dessous de cette bande).

Un filtre coupe-bande : est le complémentaire du passe-bande, il atténue une plage de fréquences. Cela peut être utile pour diminuer certains parasites par exemple.

III-3-2 Somme en couverture multiple

L'objectif essentiel de la réalisation de l'enregistrement en couverture multiple est l'obtention de données condensées. Elle fournira, en plus, des sous-produits intéressants : données épurées, partiellement démultipliées et prêtes à être migrées. La somme en

collection point-milieu commun (CDP Stack) ou pavé-milieu commun en 3D, aboutit à l'obtention d'une section sismique 2D ou 3D.

Les traces de même point milieu commun sont sommées après application des corrections dynamiques et des corrections de pendage. À ce stade du traitement, les trajets des rayons sont normaux aux réflecteurs qu'ils éclairent.

Dans le cas de réflecteurs horizontaux, les points éclairés sont à l'aplomb des points source-récepteur. Mais si le réflecteur présente un certain pendage, alors le pendage sur la coupe sismique sommée sera supérieur au pendage réel. La migration des données permettra de rétablir une image vraie du sous-sol.

La sommation des traces de même point milieu commun est une opération destructive pour le bruit aléatoire et constructive pour les signaux cohérents. Ainsi elle contribue à l'amélioration du rapport signal sur bruit. Le facteur d'amélioration d'une section sommée est égale à la racine carrée du degré de la couverture. La sommation contribue aussi à la suppression des multiples. Après corrections dynamiques les multiples sont sous corrigés et la sommation des traces atténue largement leur signal.

Principe de la sommation

Comme illustre la (fig. III-5) chaque point miroir M est atteint par plusieurs rayons sismiques de départ croissant :

$E_1R_1, E_2R_2, E_3R_3, \dots$. Ces différentes mesures doivent donc être condensées en une seule

Caractérisant le point M en valeur et position. Pour cela, tous ces trajets sont ramenés au trajet central ER : les données devenant alors identiques, elles pourront être sommées.

Pour effectuer l'addition décrite ci dessus, il faut que les signaux soient bien en phase avant l'addition ce qui implique notamment de bonnes corrections statiques et dynamiques, si cette condition n'est pas réalisée, les hautes fréquences seront filtrées et la section perdra de sa définition.

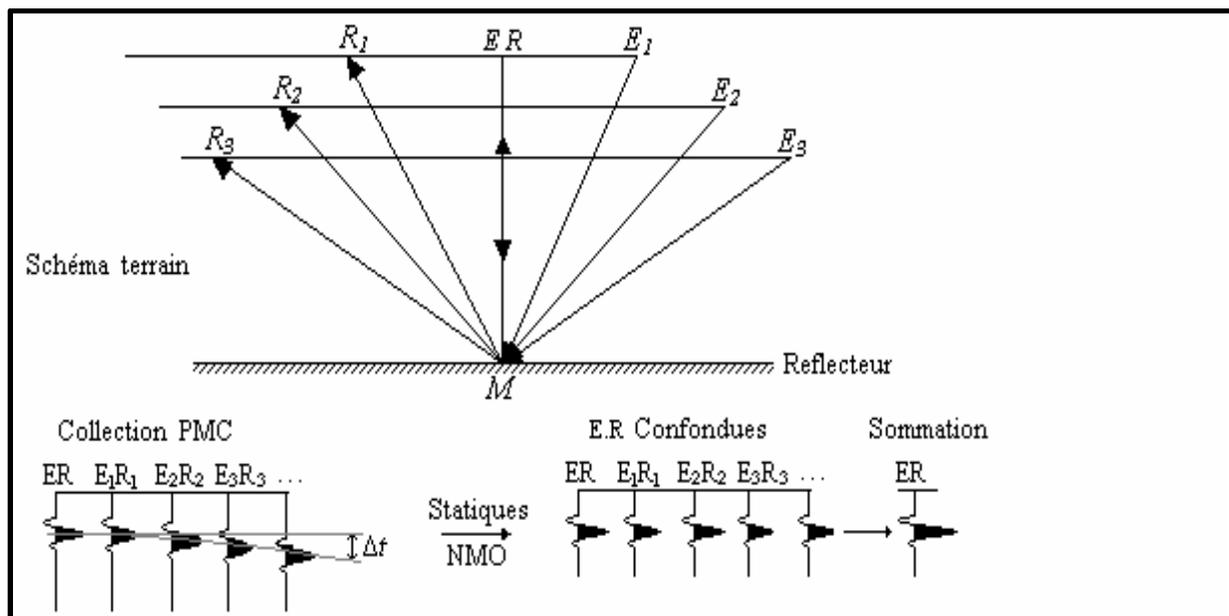


Figure III-5 Principe de la sommation.

III-3-3 Corrections statiques

La correction statique est une étape dans la séquence de traitement qui concerne la prise en compte des effets liés à l'irrégularité de la surface d'acquisition.

En effet la topographie du sol va affecter les distances à parcourir par l'onde sismique réfléchie, et donc les temps de parcours. Il est donc nécessaire de corriger les effets de la topographie pour obtenir des images correctes des réflecteurs en profondeur, pour cela un relevé topographique de la surface doit être effectué en plus des mesures sismiques et un niveau de référence est choisi (datum) auquel l'ensemble des mesures sismiques seront rapportées.

On appelle correction statiques d'élévation les corrections effectuées pour compenser ces effets topographiques. Ces corrections sont dites statiques car c'est l'ensemble de la trace sismique qui est corrigé par décalage vers le haut (correction négative) ou vers le bas (correction positives).

D'autre part le milieu superficiel comporte généralement une zone à faible vitesse sismique dite 'zone altérée' d'épaisseur et de vitesse variable. Les temps de parcours des ondes descendantes et montantes seront affectés, et il faudra donc apporter une correction dite correction statique de la zone altérée, aux temps mesurés, pour ce faire il faut connaître l'épaisseur et la vitesse de la zone altérée.

- L'effet de la zone altérée :

La zone altérée ayant le rôle d'un filtre coupe – bas. Elle absorbe fortement l'énergie sismique et décale le temps des trajets sismiques, et elle brise fortement les rayons sismiques de sorte que leurs trajets dans la couche altérée sont à peu près verticaux.

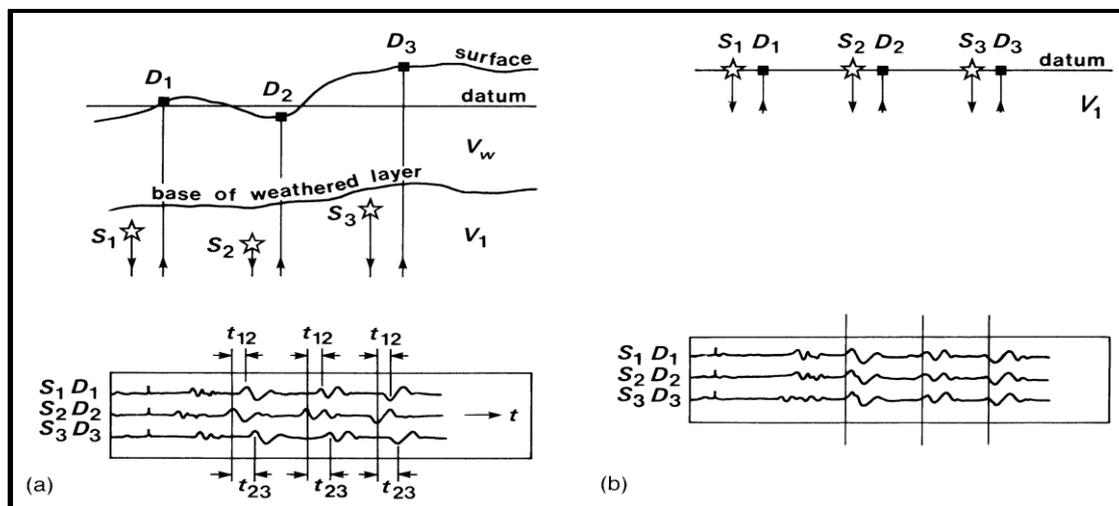


Figure III-6 Principe des corrections statiques

a : Traces sismiques avant corrections statiques

b : Traces sismiques après corrections statiques

Principe de calcul des corrections statiques (Fig. III-7)

Pour effectuer les corrections statiques il est impératif de connaître :

- Les élévations exactes de l'émetteur et du récepteur aussi bien que la position du datum plan (DP) ;

- Les épaisseurs des couches de la zone altérée ainsi que leurs vitesses moyennes V_i ;
- La vitesse de propagation de l'onde dans le substratum.

Le plan de référence peut être choisi de trois façons différentes :

- Sous la zone altérée
- Dans la zone altérée
- Au dessus de la zone altérée

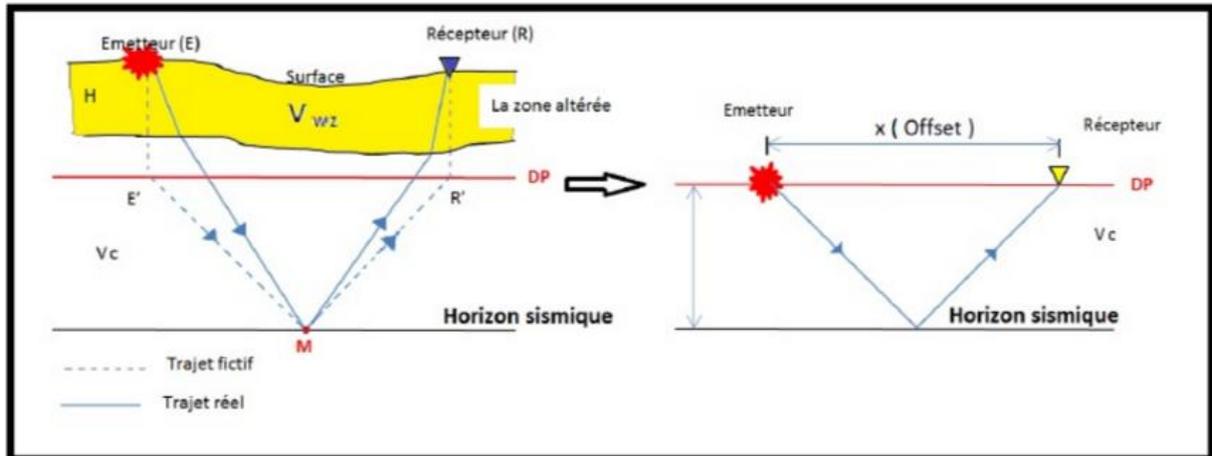


Figure III-7 Principe des corrections statiques. Trajectoire de l'onde sismique réfléchie avant et après CS.

La correction statique de la WZ a pour l'expression :

$$CS_{WZ} = H \left(\frac{1}{V_{WZ}} - \frac{1}{V_0} \right) \quad (3-11)$$

Avec :

H : la profondeur de WZ,

V_{WZ} : vitesse de la WZ,

V_0 : la vitesse du milieu sous la WZ, appelé aussi vitesse de comblement (V_c).

Calcul de la correction statique totale de la trace sismique :

La correction statique totale $CST_{(T)}$ au niveau de la trace sismique comprend la correction statique d'altimétrie $CS_{alt.(T)}$ et la correction statique $CS_{WZ(T)}$ de la zone altérée

Correction d'altimétrie :

La correction statique d'altimétrie au niveau de la trace sismique a pour l'expression :

$$CS_{alt.(T)} = \frac{Z_T - Z_{DP}}{V_0} \quad (3-12)$$

Correction de la WZ :

La correction statique de la WZ au niveau de la trace sismique est :

$$CS_{WZ(T)} = H \left(\frac{1}{V_{WZ}} - \frac{1}{V_0} \right) \quad (3-13)$$

Correction statique totale :

La correction statique totale $CST_{(T)}$ au niveau de la trace sismique est :

$$CST_{(T)} = CS_{alt(T)} + CS_{WZ(T)} = \frac{Z_T - Z_{DP}}{V_0} + H \left(\frac{1}{V_{WZ}} - \frac{1}{V_0} \right) = \frac{H}{V_{WZ}} + \frac{Z_T - (Z_{DP} + H)}{V_0} \quad (3-14)$$

Z_T : Altitude de la trace sismique.

Z_{DP} : Altitude du datum plane

Calcul des corrections statiques totales au point de tir :

La correction statique totale $CST_{(PT)}$ au niveau du point de tir comprendra la correction statique de la WZ $CS_{WZ(PT)}$ et la correction statique d'altimétrie du point de tir $CS_{alt.(PT)}$

$$CST_{(PT)} = CS_{WZ(PT)} + CS_{alt(PT)} \quad (3-15)$$

Il ya deux cas lorsque la source d'émission est produite à une profondeur h :

❖ Cas ou l'émission se fait à une profondeur H sous la WZ :

La correction statique totale au niveau du point de tir a pour expression (il n'y a pas correction de la WZ ($CS_{WZ(PT)} = 0$)).

$$CST_{(PT)} = CS_{alt(PT)} = \frac{Z_{PT} - Z_{DP}}{V_0} - \frac{H}{V_0} = \frac{Z_{PT} - (Z_{DP} + H)}{V_0} \quad (3-16)$$

❖ Cas ou l'émission se fait à une profondeur dans la WZ :

$$CST_{(PT)} = CS_{WZ(PT)} + CS_{alt(PT)} = \frac{H}{V_{WZ}} + \frac{Z_{PT} - (Z_{DP} + H)}{V_0} - \frac{H}{V_{WZ}} = \frac{Z_{PT} - (Z_{DP} + H)}{V_0} + \frac{H}{V_0} \quad (3-17)$$

h : Profondeur de point de tir.

Z_{PT} : Altitude de point de tir.

Remarque

Les signes (+) et (-) indiquent respectivement que le DP se trouve au-dessus et au-dessous de la base de la zone altérée.

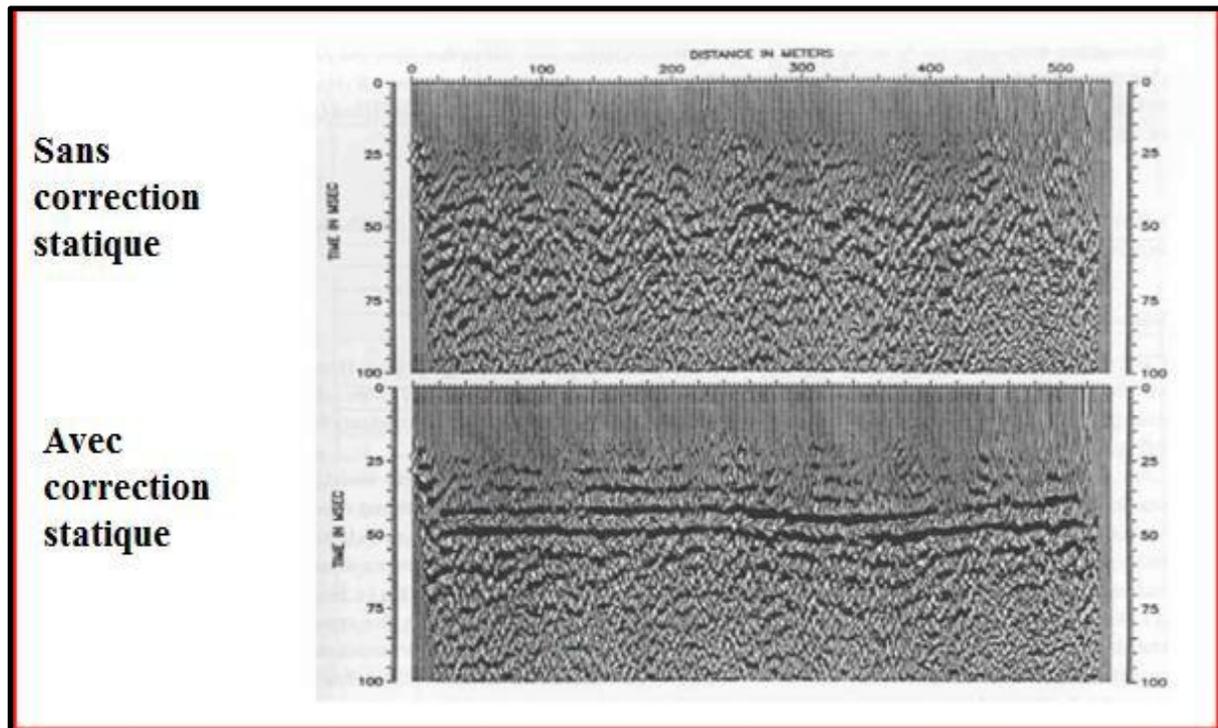


Figure III-8 Image des données sismiques avec et sans corrections statiques (Yilmaz 1987).

III-3-4 Corrections dynamiques :

Les corrections dynamiques dites aussi NMO varient en fonction du temps. En effet sur les traces sismiques élémentaires correspondant à un même point miroir, les temps d'arrivées d'une même réflexion augmentent avec l'offset car les trajets sismiques, de plus en plus obliques, sont de plus en plus longs. Cependant cette augmentation faiblit avec la profondeur croissante du marqueur. Les corrections dynamiques correspondent ainsi à une correction de temps, en millisecondes, apportée aux traces du dispositif en fonction de leur distance par rapport aux points de tir et du temps double de réflexion. Au niveau du marqueur elles corrigent les traces de l'effet d'obliquité produit par l'éloignement progressif des capteurs avant de procéder à la sommation en couverture multiple.

Les corrections dynamiques sont calculées pour différentes vitesses, qui sont déterminées par les analyses de vitesses.

Après avoir appliqué les corrections dynamiques aux différentes traces brutes trois cas de situation se présentent :

- 1- Si la vitesse utilisée est trop faible par rapport à la vitesse moyenne du milieu ($V_{réelle} < V_{moy}$), les indicatrices ne sont pas rectilignes mais courbées vers le haut (on trop corrigé). Figure III -9 (b).
- 2- Si la vitesse NMO utilisée est égale à la vitesse réelle du milieu, les ondes réfléchies seront théoriquement en phase et peuvent être sommées. La trace somme sera reproduite sur la section sismique à la verticale des points miroirs. La figure (III-9 c) montre que l'application des corrections dynamiques sert à horizontaliser l'indicatrice. Cela correspondrait à la coïncidence virtuelle du couple émetteur-récepteur.
- 3- Si la vitesse utilisée est trop forte par rapport à la vitesse moyenne du milieu

($V_{\text{moy}} > V_{\text{réelle}}$), les indicatrices sont incurvées vers le bas (on n'a pas suffisamment corrigé). Figure III -9(d).

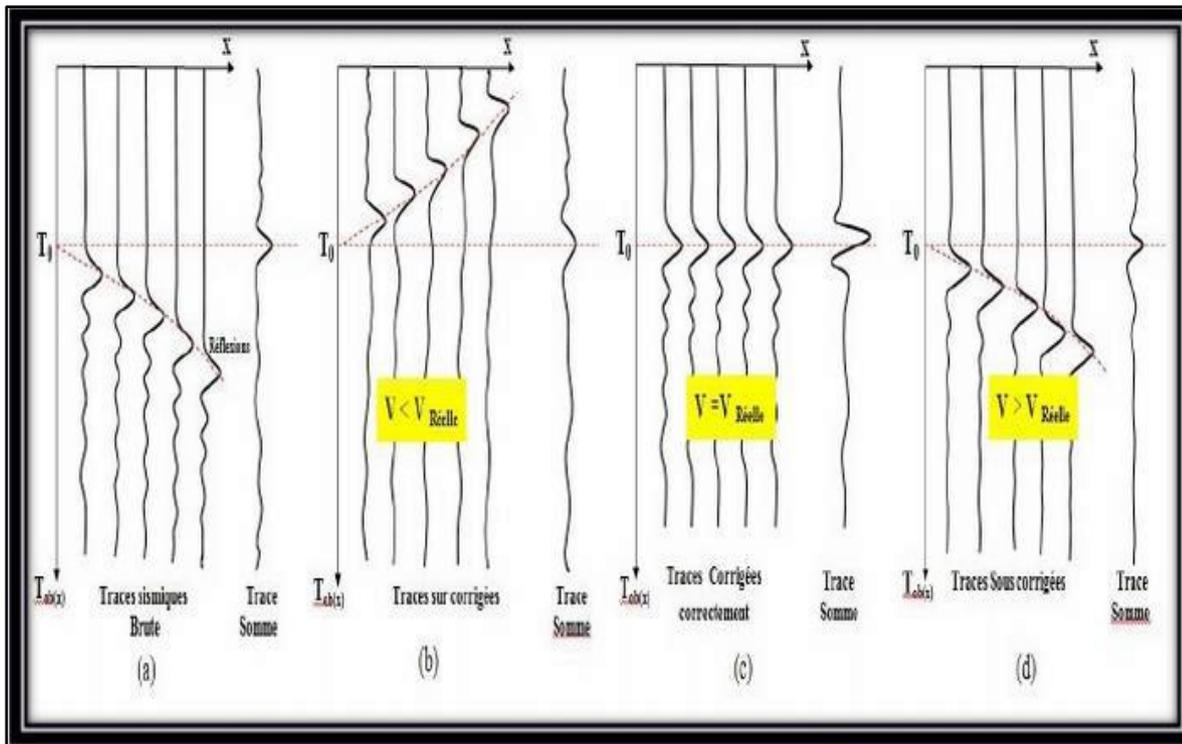


Figure III-9 Effet des corrections dynamiques (NMO).

Nous avons considéré précédemment l'application des corrections dynamiques lorsque l'horizon sismique est horizontal. Lorsque ce dernier est incliné, la correction dynamique sera composée de deux termes :

- Une correction due au NMO.
- Une partie due au pendage du réflecteur qui aura pour but de compenser l'effet du pendage, appelée DMO (Dip Move Out). Son principe consiste à ramener un enregistrement brut des données sismiques exécuté avec un certain offset à celui d'un enregistrement à offset nul lorsque les couches de sous-sol sont inclinées. Car, on sait que lorsque l'horizon sismique est incliné, la correction dynamique NMO n'horizontaliser pas totalement l'hyperbole de réflexion et les points miroirs communs (CMP) qui seront sommés n'appartiendront pas aux mêmes points miroirs. Ainsi, le DMO consiste à transformer la collection des points milieu en collection de points miroir de façon à ce que chaque collection point milieu contienne les réflexions provenant du même point miroir.

III-4 Le mute

les premiers signaux d'une trace sismique sont toujours particulièrement perturbés par des arrivées parasites, par exemple des réfractions. Il est préférable de supprimer ces zones bruitées avant d'additionner les traces, par annulation progressive des valeurs initiales échantillonnées jusqu'à un temps donné défini en fonction de l'offset.

Autrement dit , le mute sert a éclaircir la section en éffaçant soit complètement une mauvaise trace , soit partiellement une zone quelconque de la trace bruitée par des arrivées parasites généralement lentes (onde de surface , onde aérienne).

Le mute externe

Appliqué avant les corrections dynamiques il permet de supprimer les arrivées premières obéissant à une loi linéaire, tels que : les réfractions et leurs répétitions.

Appliqué après les corrections dynamiques, il permet d'éliminer les étirements de basses fréquences (*Stretching*) qui peuvent masquer les horizons superficiels, altérer le spectre du signal sismique et réduire le rapport *S/B* lors de la sommation.

Le mute interne

Dit aussi *surgical mute*, est appliqué avant les corrections dynamiques et destiné à éliminer l'onde aérienne et le ground roll.

III-5 Corrections statiques résiduelles

Les corrections statiques primaires sont parfois incorrectes et imprécises .Leur imperfection peut être causée par de nombreuses erreurs dues a la fermeture en topographie , le pointé des films sismiques , le mode d'interpolation entre deux points de mesures

Les conséquences de mauvaises corrections statiques vont donc produire une fausse image sismique du sous sol , une déformation de la trace sismique, une mauvaise analyse des vitesses sismique

On observe alors des décalages des instants d'arrivé des ondes réfléchies qui engendrent des anomalies résiduelles de temps de parcours des ondes sismiques.ces imperfections provoquent des distorsions affectant les signaux sismiques a la sommation et filtrent les hautes fréquences . ces anomalies sont appelés statiques résiduelles.

Les corrections statiques résiduelle peuvent être deux types :

- Corrections statiques résiduelles de grande longueur d'onde :

Les distorsions de basse fréquences sont appelés distorsions de grande longueur d'onde .Leurs longueurs d'onde sont généralement égales ou supérieur a la longueur du dispositif ; elles affectent la géométrie de la subsurface .elles sont appliquées dans les regions sans pendage.

- Corrections statiques résiduelles de courte longueur d'onde :

Les distorsions de hautes fréquences sont appelés distorsions de courtes longueur d'onde variant d'une trace à une autre.

III-6 Analyse de vitesse

Après regroupement des traces en point milieu commun, il faut effectuer une analyse de vitesse afin de pouvoir ensuite effectuer les corrections dynamiques NMO. Il s'agit pour chaque réflexion dans la collection point milieu commun d'estimer la vitesse correspondant au modèle NMO.

Tous les procédés d'analyse de vitesse sont basés sur la courbure des indicatrices d'une part et sur la trace-somme de la couverture multiple (plus exactement de son amplitude) d'autre part, de sorte que la vitesse obtenue par ces procédés est une vitesse qui optimise la sommation.

Rappel : pour un même point milieu commun, le temps d'arrivée d'une onde réfléchie augmente avec le déport (distance source –capteur). Une collection en point milieu commun présentera donc des hyperboles d'équation :

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad (3.18)$$

Ayant pour asymptotes les droites d'équation : $t = \pm \frac{x}{v}$

t : Temps de trajet de l'onde réfléchie du point d'émission au point de réception séparé par la distance x

t₀ : Temps de trajet vertical aller retour pour x (déport) nul.

x : Déport.

v : Vitesse moyenne entre le miroir et le niveau de référence.

Sur une collection en points-milieu communs, le temps de réflexion est fonction du déport et de la vitesse sismique. Il est augmenté d'une quantité appelée la courbure d'indicatrice

$$\Delta t = t_x - t_0 \Rightarrow t_x = \Delta t + t_0$$

$$t_x^2 = (\Delta t + t_0)^2 = \Delta t^2 + 2 \Delta t t_0 + t_0^2$$

$$t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} = \Delta t^2 + 2 \Delta t t_0 + t_0^2 \Rightarrow \frac{x^2}{v^2} = 2 \Delta t t_0$$

Donc on obtient :

$$\Delta t = \frac{x^2}{2vt_0^2} \quad (3.19)$$

Pour un temps t₀ donné d'un point milieu commun donné (équation 3.15), on calcule des figures d'hyperboles (temps , déport) en faisant varier le paramètre vitesse. L'hypothèse est faite qu'à chaque temps t₀, correspond une hyperbole de réflexion. Pour chaque hyperbole synthétique, on somme les amplitudes des traces recoupées et on calcule un coefficient de semblance relatif à la vitesse choisie. Si la vitesse est telle que l'hyperbole synthétique chevauche exactement une hyperbole de réflexion réelle le coefficient est maximum et égal à l'unité.

Un bon modèle de vitesse est la base pour effectuer :

- Un bon Stack (amélioration du rapport signal sur bruit).
- Conversion de temps en profondeur appropriée.
- La correction géométrique (migration) correcte.

Les différentes notions de vitesses utilisées en sismique sont les suivantes :

Vitesse instantanée:

Cette vitesse notée V_{inst} correspond à la vitesse de propagation de l'onde dans une couche infiniment petite d'épaisseur dz située à une profondeur z et au temps t.

Elle est donnée par :

$$V_{inst} = \frac{dz}{dt} \quad (3.20)$$

Vitesse moyenne

C'est la vitesse qui correspond au temps total requis pour parcourir la distance totale entre source et récepteur. C'est donc l'intégrale de la vitesse instantanée sur

l'ensemble du parcours divisée part le temps de parcours :

$$V_{moy} = \frac{1}{T} \int_0^x v(x) dx \quad (3.21)$$

T : Le temps de parcours.

$v(t)$: La vitesse instantanée au temps t et à une profondeur donnée.

Pour un modèle constitué de plusieurs couches horizontales homogènes ayant chacune une épaisseur h_i et une vitesse v_i , la vitesse moyenne est donnée par l'expression :

$$V_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^N V_i t_i}{\sum_{i=1}^N t_i} = \frac{\sum_{i=1}^N h_i}{\sum_{i=1}^N t_i} \quad (3.22)$$

t_i : Le temps simple vertical mis par l'onde pour parcourir la couche i : $t_i = h_i / v_i$.

N : Le nombre total des couches du modèle.

Vitesse d'intervalle

Pour les milieux tabulaires, formé de couches considérées comme homogènes, on définit la vitesse d'intervalle comme la distance parcourue pour traverser la couche divisée par le temps requis .Cette vitesse d'intervalle est mesurable en sismique contrairement a la vitesse instantanée.

La vitesse d'intervalle pour une tranche de terrain située entre les horizons $(i-1)$ et i , peut être calculée à partir de la vitesse moyenne comme à partir de la vitesse quadratique moyenne.

$$V_{int} = \frac{\Delta h_i}{\Delta t_i} \quad (3-23)$$

Vitesse RMS

C'est une vitesse moyenne également, mais ici une moyenne quadratique c'est-à-dire moyenne des carrés des vitesses (RMS= root mean square). Une importante relation dite loi de DIX permet de relier vitesses d'intervalle et vitesses RMS dans un milieu multi couche horizontal.

Dans le cas d'un milieu homogène, toutes ces vitesses sont équivalentes. En générale les vitesses ont tendance a croitre avec la profondeur, les vitesses moyennes sont alors plus faibles que les vitesses d'intervalles, la vitesse RMS dans une moindre mesure.

Une fois les vitesses établies, il devient possible de convertir temps double en profondeur et inversement profondeur en temps double. Ces lois sont utiles pour la phase de conversion temps-profondeur ou pour le calage de la sismique avec les informations de puits.

$$V_{RMS} = \sqrt{\frac{\sum V_{inst}^2 t_i}{\sum t_i}} \quad (3-24)$$

III-7 Migration temps, migration profondeur

Dans une section offset nul présentant des pendage-temps significatifs, les événements sismiques localisés sous un point de la surface ne sont pas à leur position exacte, ce qui induit des déformations des réflecteurs.

La migration (après sommation) consiste à opérer un repositionnement de ces événements à leur vrai place, soit en restant dans le domaine temps (migration temps), soit en passant dans le domaine profondeur (migration profondeur). Pour réaliser une migration, il est nécessaire d'utiliser des informations sur les vitesses sismiques, mais la dépendance de l'image migrée à la vitesse utilisée est bien moindre dans le cas de la migration temps. Par exemple, les réflecteurs subhorizontaux ne sont pas affectés par la migration temps, quelque soit la vitesse utilisée. En revanche, pour la migration profondeur, même les événements subhorizontaux seront affectés par une vitesse erronée.

Il y a de nombreuses méthodes pour mettre en œuvre la migration. Le choix de la méthode va dépendre de la connaissance préalable du modèle de vitesse, et du type de milieu (homogène, vitesse variable verticalement, vitesse variable aussi latéralement).

Dans le cas de la migration temps, l'image migrée reste en domaine temps, si bien qu'une phase ultérieure de conversion temps- profondeur pourra s'avérer nécessaire ensuite, par exemple via des mesures de vitesse réalisées en puits quand ils deviennent disponibles.

Pour la migration profondeur, il devient indispensable de disposer d'un bon modèle de vitesse. Ce modèle doit être assez précis pour pouvoir calculer des temps de parcours exacts entre tous points du sous-sol et la surface. Alors la migration profondeur peut produire une image profondeur précise du sous-sol, but ultime de l'imagerie sismique. Dans le cas de la migration avant sommation, il existe la possibilité d'analyser ces vitesses de migration en comparant les images obtenues pour différents offsets avant de les sommer. Les déviations éventuelles entre ces différentes images proviennent des erreurs commises dans le modèle de vitesse de migration qui doivent être corrigées pour obtenir des collections "point-image" parfaitement planes avant sommation.

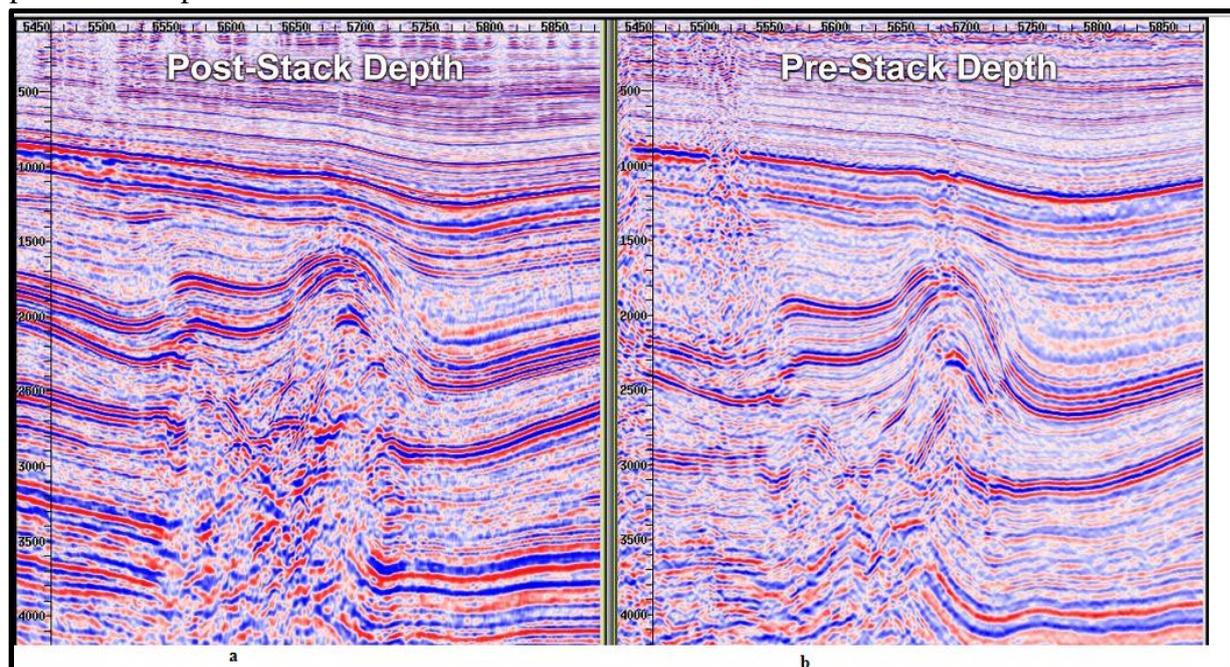


Figure III-10 Migration en profondeur. b : avant sommation, a : après sommation.

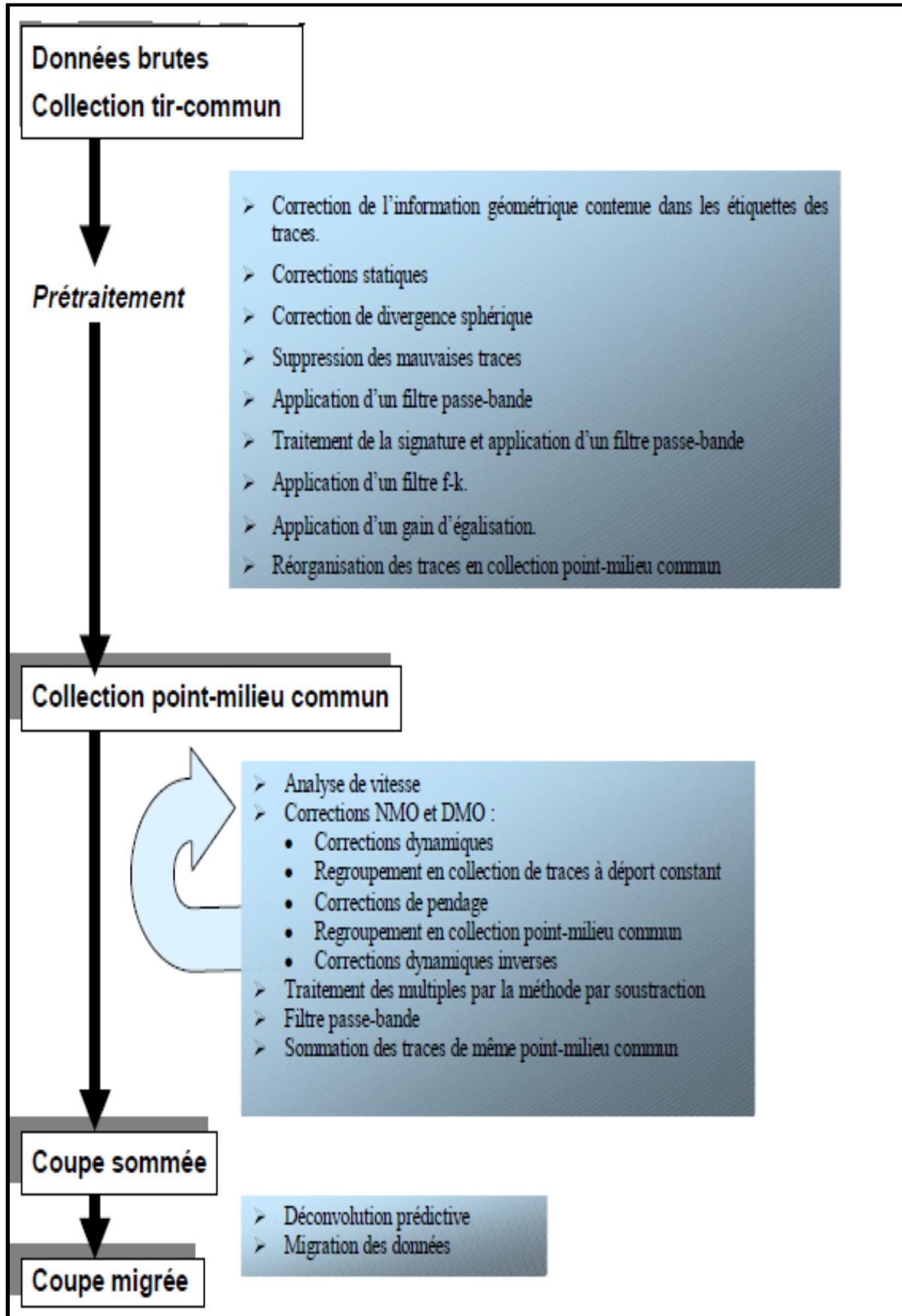


Figure III-11 Tableau résumant les étapes de traitements.

Conclusion

Les méthodes du sismique classique correspondent au traitement du cas général rencontré en exploration. Mais cette dernière se fait de plus en plus exigeante. En effet, l'univers exploré est de dimensions finies, les zones les plus inaccessibles (déserts, marécages, mers arctiques, montagnes escarpées...) sont finalement atteintes grâce à des engins adaptés aux conditions extrêmes, et les terrains les plus rebelles à la sismique sont en passe d'être vaincus.

Au plan géologique, la plupart des problèmes de difficulté moyenne ont été résolus. Restent donc des problèmes de plus en plus ardues : petite taille, grande profondeur, tectonique complexe, pièges stratigraphiques...

La représentation finale d'un traitement en amplitudes préservées est un document destiné à l'interprétation stratigraphique qui a pour but la recherche des pièges et des anomalies du type stratigraphique, tels que : les changements de faciès, les biseautages, les hétérogénéités des couches, les lentilles..., et aussi les anomalies d'amplitude tels que : *Bright-spot*, *Dim-spot* et *Flat-spot*.

Introduction

Le concept du signal analytique, fréquemment employé en télécommunication dans les problèmes de transmission des signaux en modulation d'amplitude et de fréquence, est aussi utilisé par les sismiciens spécialistes.

En effet, la théorie de la trace complexe, qui est une simple transposition à la sismique de la théorie du signal analytique utilisée par les électroniciens, présente un grand intérêt pour l'interprétation stratigraphique et la détection directe des hydrocarbures, en se servant des notions d'amplitude, de phase et de fréquence instantanées ainsi que la polarité apparente, regroupées sous le nom d'attributs sismiques.

Le signal analytique associé à un signal réel $x(t)$ est, par définition, le signal complexe donné par l'expression :

$$Z(t) = x(t) + j y(t).$$

Les composantes $x(t)$ et $y(t)$ étant reliés par la transformée de Hilbert.

Le présent chapitre illustre les principaux outils du traitement de signal utilisés pour la formulation des signaux analytiques et le calcul des attributs instantanés. D'abord, un rappel sur la transformation de Fourier puis, la mise en place de la transformation de Hilbert.

IV-1 Transformation de Fourier

En 1822, Fourier a montré qu'une fonction périodique pouvait être décomposée en une somme infinie de fonctions exponentielles périodiques complexes.

Selon les circonstances, il est préférable d'observer une fonction dans un domaine temps ou dans le domaine des fréquences. Ces deux représentations conservent toute l'information et le passage de l'une à l'autre est assuré par la **transformée de Fourier**.

IV-1-1 Définition de la transformée de Fourier

La transformée de Fourier, notée **TF**, décompose un signal en une combinaison de fonctions exponentielles complexes de différentes fréquences.

La transformée de Fourier est une généralisation de la série de Fourier appliquée aux signaux non-périodiques. Son expression peut être mise en place à partir d'un développement en série de Fourier.

Soit à développer en série de Fourier complexe un signal périodique $s(t)$:

$$s(t) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} C_n e^{j2\pi f_0 t} \quad (4-1)$$

Avec :

$$C_n = \frac{1}{T_0} \int_{T_0} s(t) e^{-j2\pi n f_0 t} dt \quad (4-2)$$

En substituant C_n dans l'expression de $s(t)$ on peut écrire :

$$s(t) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} e^{j2\pi n \frac{1}{T_0} t} \left(\frac{1}{T_0} \int_{T_0} s(t) e^{-j2\pi n f_0 t} dt \right) \quad f_0 = 1/T_0 \quad (4-3)$$

En ayant : $T_0 \rightarrow \infty$, l'espacement entre deux raies du spectre du coefficient C_n devient infinitésimal et $1/T_0$ tend vers df . La fréquence de chaque harmonique nf_0 tend vers une variable continue f et la somme est remplacée par une intégrale. On aboutira à :

$$s(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \left(\int_{-\infty}^{+\infty} s(t) e^{-j2\pi ft} dt \right) e^{j2\pi ft} df \quad (4-4)$$

La relation (4.4) est appelée **transformation de Fourier** du signal $s(t)$. Sa signification devient évidente en remarquant que l'intégrale $\int_{-\infty}^{+\infty} s(t) e^{-j2\pi ft} dt$ est uniquement en fonction de la fréquence. Cette intégrale est appelée **transformée de Fourier** du signal apériodique.

$$TF[s(t)] = S(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) e^{-j2\pi ft} dt \quad (4-5)$$

En remplaçant $S(f)$ dans l'expression (4.4) on définit la **transformée de Fourier inverse** :

$$TF^{-1}[s(t)] = s(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(f) e^{j2\pi ft} df \quad (4-6)$$

$S(f)$ est en générale une fonction complexe, pouvant se mettre sous la forme :

$$S(f) = \text{Re}\{S(f)\} + j \text{Im}\{S(f)\} \quad (4-7)$$

Nous avons une autre écriture de la transformée de Fourier :

$$S(f) = |S(f)| e^{j\varphi(f)} \quad (4-8)$$

L'expression (4.8) constitue la représentation spectrale du signal $s(t)$. Elle se décompose en :

- Un spectre d'amplitude : $|S(f)| = \sqrt{(\text{Re}\{S(f)\})^2 + (\text{Im}\{S(f)\})^2}$
- Un spectre de phase : $\varphi(f) = \text{arctg} \frac{\text{Im}\{S(f)\}}{\text{Re}\{S(f)\}}$

IV 1-2 Conditions d'existence

Strictement parlant, la transformée de Fourier d'un signal $s(t)$ existe si les trois conditions de Dirichlet sont satisfaites :

- $s(t)$ possède un nombre fini de discontinuités sur tout intervalle fini
- $s(t)$ possède un nombre fini de maxima et de minima sur tout intervalle fini
- $s(t)$ est absolument intégrable c'est-à-dire : $\int_{-\infty}^{+\infty} |s(t)| dt < \infty$

IV-2 Transformation de Fourier discrète

La transformation de Fourier discrète (TFD) est un outil mathématique du traitement de signal numérique, qui est l'équivalent discret de la transformation de Fourier continue et qui est utilisée pour le traitement numérique des signaux.

La TFD ne calcule pas le spectre continu d'un signal continu, elle permet seulement d'évaluer une représentation spectrale discrète (spectre échantillonné) d'un signal discret sur une fenêtre de temps finie (échantillonnage borné dans le temps).

IV2-1 Transformée de Fourier d'un signal discret

Un signal discret $s(n)$ est périodique de période N s'il vérifie la condition :

$$s(n) = s(n + N), N \in \mathbb{N}$$

La transformation de Fourier discrète est une généralisation de la série de Fourier appliquée aux signaux non-périodiques, définie par :

$$\text{TFD}[s(n)] = s(m) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} s(n) e^{-j2\pi m \frac{1}{N} n} \quad m=0, N-1 \quad (4-9)$$

$$\text{TFD}^{-1}[s(m)] = s(n) = \frac{1}{N} \sum_{m=0}^{N-1} s(m) e^{j2\pi m \frac{1}{N} n} \quad n=0, N-1 \quad (4-10)$$

Il est à noter que la transformée de Fourier d'un signal discret possède beaucoup de ressemblance avec celle d'un signal continu.

IV- 3 Transformation de Hilbert

La transformée de Hilbert d'une fonction de la variable réelle est une transformation linéaire qui permet d'étendre un signal réel dans le domaine complexe.

La transformée de Hilbert et le signal analytique, sont utiles pour plusieurs applications dans le domaine de la télécommunication et de l'électronique. La transformée de Hilbert donne lieu à de nombreuses applications également en sismique, telles que :

- L'introduction d'un déphasage,
- La mesure d'une enveloppe,
- La mesure de la phase instantanée,
- La mesure de la fréquence instantanée,
- La transformation d'un signal en un autre à phase minimale.

En sismique ces notions sont utilisées pour fournir les caractéristiques locales d'une trace.

IV-2-1 Mise en place la transformée de Hilbert

Soit $s(t)$ un signal. $s(t)$ est dit **causal** si pour les temps $t < 0$ il est nul. Il sera défini alors par l'expression :

$$s(t) = s(t) \cdot H(t)$$

Avec $H(t)$ étant la fonction de **Heaviside**, donnée par :

$$H(t) = \begin{cases} 1 & t > 0 \\ \frac{1}{2} & t = 0 \\ 0 & t < 0 \end{cases}$$

L'expression du spectre du signal causal $s(t)$ sera alors, en utilisant les propriétés de la transformée de Fourier, donné comme suit :

$$\begin{aligned} \text{TF}[s(t)] = S(f) &= \text{TF}[s(t).H(t)] \\ &= S(f) * \text{TF}[H(t)] \end{aligned} \tag{4-11}$$

La transformée de Fourier de la distribution de Heaviside est égale à :

$$\text{TF}[H(t)] = \frac{1}{2j\pi} V_p \frac{1}{f} + \frac{1}{2} \delta(f) , \tag{4-12}$$

V_p : Désignat la valeur principale.

L'expression (4.7) peut s'écrire en posant :

$$\begin{aligned} A(f) &= \text{Re} \{S(f)\} \quad \text{Et} \quad B(f) = \text{Im} \{S(f)\} \\ S(f) &= A(f) + jB(f) \end{aligned} \tag{4-13}$$

En remplaçant chaque terme de l'expression (4.11) par son équivalent, il vient :

$$A(f) + j B(f) = [A(f) + jB(f)] * \left[\frac{1}{2j\pi} V_p \frac{1}{f} + \frac{1}{2} \delta(f) \right]$$

En exploitant deux fois la propriété de distributivité du produit de convolution par rapport à l'addition, on aboutira à l'expression simplifiée du spectre du signal causal $s(t)$:

$$A(f) + j B(f) = \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{f} * B(f) + \frac{1}{j\pi} V_p \frac{1}{f} * A(f) \tag{4-14}$$

Nous obtenons après identification, partie réelle et partie imaginaire, dans la formule ci-dessus :

$$A(f) = \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{f} * B(f) = \frac{1}{\pi} V_p \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{B(\xi)}{f-\xi} d\xi$$

$$B(f) = \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{f} * A(f) = \frac{1}{\pi} V_p \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{A(\xi)}{f-\xi} d\xi$$

On dira par la suite que les parties réelle et imaginaire du spectre $S(f)$ sont reliées par une transformation mathématique dite : **Transformation de HILBERT**.

IV 2-2 Définition de la transformée de Hilbert

On définit la transformée de Hilbert d'un signal causal comme étant la convolution de ce signal par la fonction $\frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t}$, donnée par l'expression :

$$s^\wedge(t) = s(t) * \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t} = \frac{1}{\pi} V_p \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{S(\tau)}{t-\tau} d\tau \tag{4-15}$$

Avec : $\hat{s}(t) = \text{TH}[s(t)]$,

Une intégration en valeur principale est la limite de la somme de deux intégrales de $-\infty$ à $-\varepsilon$ et de ε à $+\infty$ lorsque ε tend vers zéro, pour exclure la partie $\tau = 0$:

$$V_p \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{S(\tau)}{t-\tau} d\tau = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \left[\int_{-\infty}^{-\varepsilon} \frac{S(\tau)}{t-\tau} d\tau + \int_{\varepsilon}^{+\infty} \frac{S(\tau)}{t-\tau} d\tau \right]$$

Notons que la transformation de Hilbert est réversible, et on définit la transformée de Hilbert inverse par l'expression :

$$s(t) = \hat{s}(t) * \left(-\frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t} \right) = -\frac{1}{\pi} V_p \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\hat{S}(\tau)}{t-\tau} d\tau \tag{4-16}$$

- La transformée de Hilbert et transformée de Hilbert inverse sont identiques dans leur forme à un signe près.
- La transformée de Hilbert étant exprimée à l'aide d'un produit de convolution, elle est donc comparable à une opération de filtrage linéaire à travers un filtre idéal non causal, de réponse impulsionnelle:

$$g(t) = \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t}$$



- La réponse en fréquence de ce filtre dit en quadrature est :

$$G(f) = \text{TF} \left[\frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t} \right] = -j \text{sgn}(f) \tag{4-17}$$

- Le filtre de Hilbert conserve les propriétés énergétiques du signal d'entrée. En effet, l'expression de la transformée de Fourier du signal de sortie montre :

$$\text{TF}[\hat{s}(t)] = \text{TF} \left[s(t) * \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t} \right] = \text{TF}[s(t)] \cdot \text{TF} \left[\frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t} \right] = S(f) \cdot G(f)$$

L'énergie est donnée par le carré du module, et comme $|G(f)|^2 = 1$ on aboutira donc au résultat suivant :

$$|S(f)|^2 = |\hat{S}(f)|^2 \quad \text{Avec} \quad \hat{S}(f) = \text{TF}[\hat{s}(t)]$$

- Le filtre de quadrature associé à tout signal cosinusoidal est un signal sinusoidal de même fréquence et inversement. Soit $s(t) = \cos(2\pi f_0 t)$.

Dans le domaine spectral :

$$\hat{S}(f) = -j \text{sgn}(f) \frac{1}{2} [\delta(f - f_0) + \delta(f + f_0)]$$

$$\hat{S}(f) = \frac{1}{2j} [\text{sgn}(f_0) \delta(f - f_0) + \text{sgn}(-f_0) \delta(f + f_0)]$$

$$\hat{S}(f) = \frac{1}{2j} \text{sgn}(f_0) [\delta(f - f_0) - \delta(f + f_0)]$$

Le signal temporel correspondant sera obtenu par la transformée de Fourier inverse et qui donne :

$$\hat{s}(t) = \text{TF}^{-1}[\hat{S}(f)] = \sin(2\pi f_0 t)$$

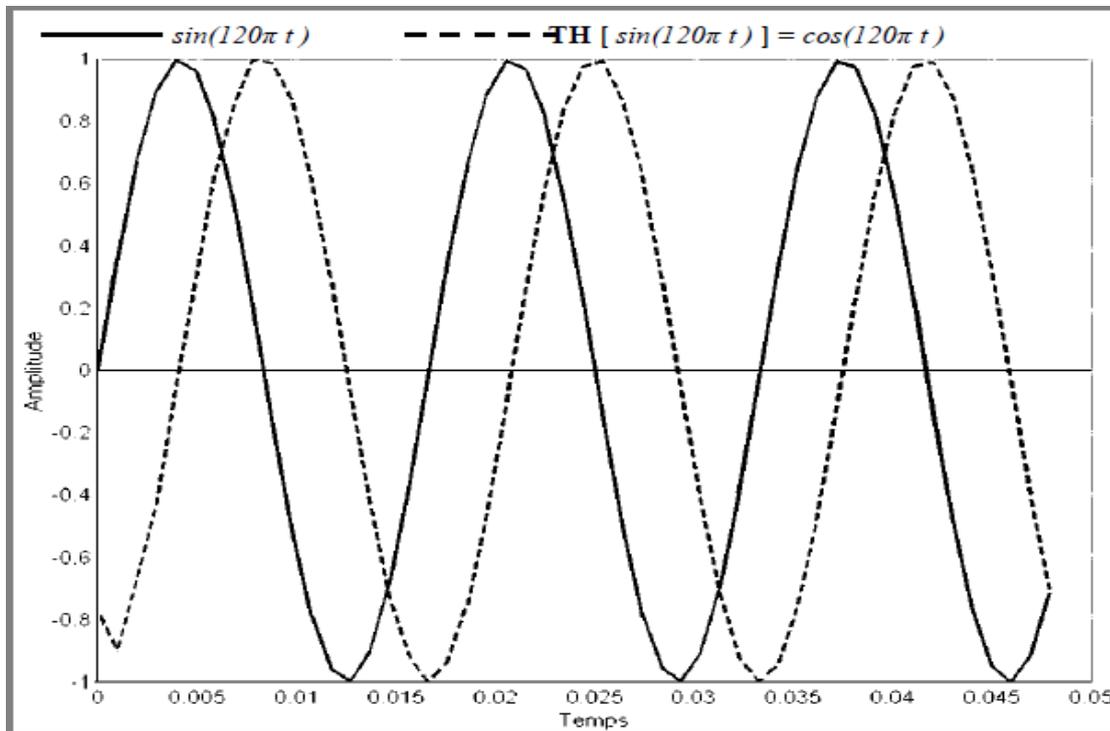


Figure IV- 1 Illustration de TH appliquée sur le signal $s(t)=\sin(120\pi t)$.

Conclusion

La transformée de Hilbert d'un signal réel $s(t)$ est équivalente à une opération de filtrage pour laquelle les amplitudes des composantes spectrales du signal d'entrée $s(t)$ sont conservées, tandis que leurs phases sont altérées de $\pm \frac{\pi}{2}$ selon le signe des fréquences f .

Cette dernière opération est appelée opération **quadrature**. C'est la raison pour laquelle le filtre de Hilbert est dit : **filtre de quadrature**.

IV 3-3 Propriétés de la transformée de Hilbert

- **Théorème de BEDROSIAN**

Soit $s_1(t)$ et $s_2(t)$ deux signaux à énergie finie dont les spectres sont disjoints.

Exprimons la **TH** du produit de ces signaux :

$$\text{TH}[s_1(t).s_2(t)] = \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t} * [s_1(t).s_2(t)] = \left(\frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t} * s_1(t) \right) s_2(t)$$

Ce qui nous permet d'écrire l'égalité suivante :

$$\text{TH}[s_1(t).s_2(t)] = s_1(t)\text{TH}[s_2(t)] = \text{TH}[s_1(t)]s_2(t) \tag{4-18}$$

Donc la **TH** d'un produit de deux signaux est égale au produit de l'un des signaux par la **TH** de l'autre.

- **Orthogonalité :**

Le produit scalaire $\langle s(t), \text{TH}[s(t)] \rangle$ est nul.

$$\langle S(t), \text{TH}[s(t)] \rangle = \int_{-\infty}^{+\infty} S(t)S^*(t)dt = \int_{-\infty}^{+\infty} \overline{S(f)} S^*(f)df \quad (4-19)$$

Comme :

$$\text{TF} \left[V_p \frac{1}{t} \right] = -j\pi \text{sgn}(f)$$

Alors : $S^*(f) = -j \text{sgn}(f)S(f)$

Le produit scalaire étant réel, on aura par la suite :

$$\langle S(t)S^*(t) \rangle = -j \int_{-\infty}^{+\infty} |S(f)|^2 \text{sgn}(f)df = 0 \quad (4-20)$$

- **Convolution :**

La **TH** d'un produit de convolution est égale au produit de convolution de l'un des signaux par la **TH** de l'autre. En effet, si $S_1(f)$ et $S_2(f)$ représente les spectres des signaux $s_1(t)$ et $s_2(t)$ respectivement, alors : $S_1(t) * S_2(t) \leftrightarrow S_1(f) \cdot S_2(f)$

$$\begin{aligned} \text{TF}[S_1(f) \cdot S_2(f)] &= j\text{sgn}(-f)[S_1(f)S_2(f)] \\ &= [j\text{sgn}(-f)S_1(f)]S_2(f) \\ &= \text{TH}[S_1(f)]S_2(f) \end{aligned}$$

On pourra écrire donc l'égalité qui suit en utilisant la **TF** inverse :

$$\text{TH}[S_1(t) * S_2(t)] = \text{TH}[S_1(t)] * S_2(t) = S_1(t) * \text{TH}[S_2(t)] \quad (4-21)$$

IV-4 Transformation de Hilbert discrète

L'introduction de la transformée de Hilbert discrète rend possible le calcul du signal analytique dans le domaine discret, sachant que la plupart des données acquises et à traiter, particulièrement en sismique, sont sous forme numérique.

Soit donnée, la séquence discrète $\{S(n)\}$, dont sa partie réelle est désignée par $S_r(n)$ et sa partie imaginaire par $S_i(n)$:

$$\begin{aligned} S_r(n) &= \text{Re}[S(n)] \\ S_i(n) &= \text{Im}[S(n)] \end{aligned}$$

Par suite du passage au domaine spectral, il en résulte :

$$S(f) = S_r(f) + jS_i(f) \quad (4-22)$$

La causalité de la transformée de Fourier est définie par :

$$S(f) = \begin{cases} S(f) & 0 \leq f \leq \frac{1}{2} \\ 0 & -\frac{1}{2} \leq f \leq 0 \end{cases}$$

Le conjugué du spectre $S(f)$ est donné ainsi :

$$\overline{S(-f)} = S_r(-f) - jS_i(f) \quad (4-23)$$

$S_r(n)$ étant réel, alors : $S_r(-f) = S(f)$

- Par addition membre à membre des équations (4.22) et (4.23) on trouvera :

$$S_r(f) = \frac{1}{2} [S(f) + \overline{S(-f)}]$$

- Par soustraction membre à membre des équations (4.22) et (4.23) on trouvera :

$$S_i(f) = \frac{1}{2j} [S(f) - \overline{S(-f)}]$$

Suite à la propriété de causalité de la transformée de Fourier, une relation entre les parties réelle et imaginaire peut être établie.

$$2S_r(f) = \begin{cases} S(f) & 0 \leq f \leq \frac{1}{2} \\ \overline{S(-f)} & -\frac{1}{2} \leq f \leq 0 \end{cases}$$

$$2jS_i(f) = \begin{cases} S(f) & 0 \leq f \leq \frac{1}{2} \\ -\overline{S(-f)} & -\frac{1}{2} \leq f \leq 0 \end{cases}$$

En comparant ces deux dernières expressions, la relation s'établit ainsi :

$$S_i(f) = \begin{cases} -jS_r(f) & 0 \leq f \leq \frac{1}{2} \\ jS_r(f) & -\frac{1}{2} \leq f \leq 0 \end{cases} \quad (4-24)$$

Qui peut être formulée sous la forme condensée suivante : $S_r(f) = G(f)S_i(f)$

$$\text{Avec : } G(f) = \begin{cases} -j & 0 \leq f \leq \frac{1}{2} \\ j & -\frac{1}{2} \leq f \leq 0 \end{cases}$$

Où, à son tour, $G(f)$ peut être écrit dans sa forme condensée :

$$G(f) = -j \operatorname{sgn}(f) \quad \text{pour } f \leq \frac{1}{2}$$

On voit bien que $G(f)$ représente la réponse fréquentielle du filtre de Hilbert. Par la suite d'un calcul simple de la transformée de Fourier inverse de $G(f)$, est obtenue la réponse impulsionnelle du filtre de quadrature (figure IV-3).

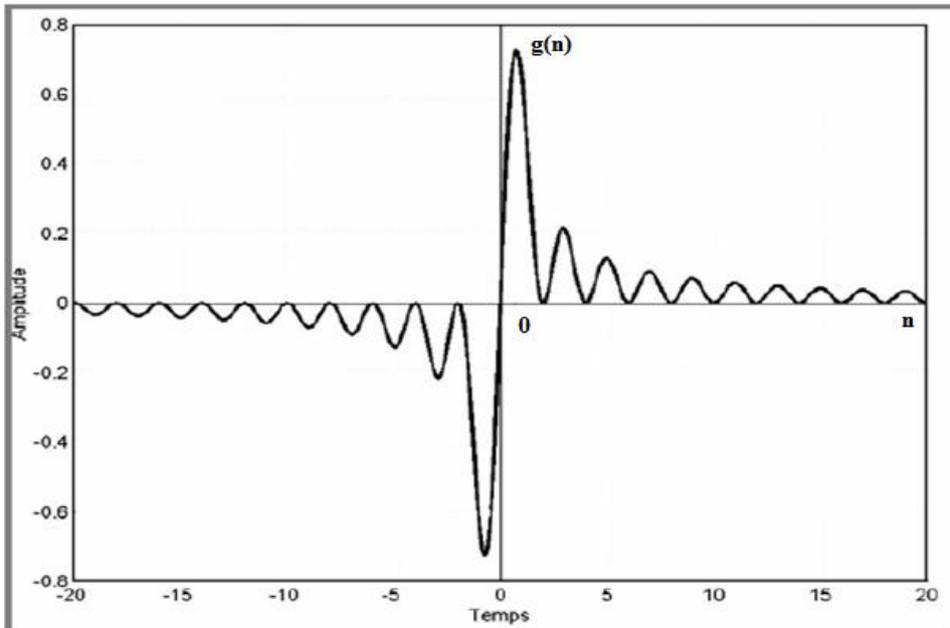


Figure IV- 2 Réponse impulsionnelle du filtre de Hilbert.

$$\begin{aligned}
 g(n) &= \text{TF}^{-1}|G(f)| = \int_{-\infty}^{+\infty} G(f)e^{j2\pi fn} df \\
 &= j \int_{-\frac{1}{2}}^0 e^{j2\pi fn} df - j \int_0^{\frac{1}{2}} e^{j2\pi fn} df \\
 &= \frac{1}{n\pi} (1 - \cos n\pi) \\
 &= \frac{2}{n\pi} \sin^2\left(\frac{\pi n}{2}\right)
 \end{aligned}$$

Finalement, la réponse impulsionnelle du filtre de Hilbert est donnée par :

$$g(n) = \begin{cases} \frac{2}{\pi n} \sin^2\left(\frac{\pi n}{2}\right) & n \neq 0 \\ 0 & n = 0 \end{cases} \quad (4-25)$$

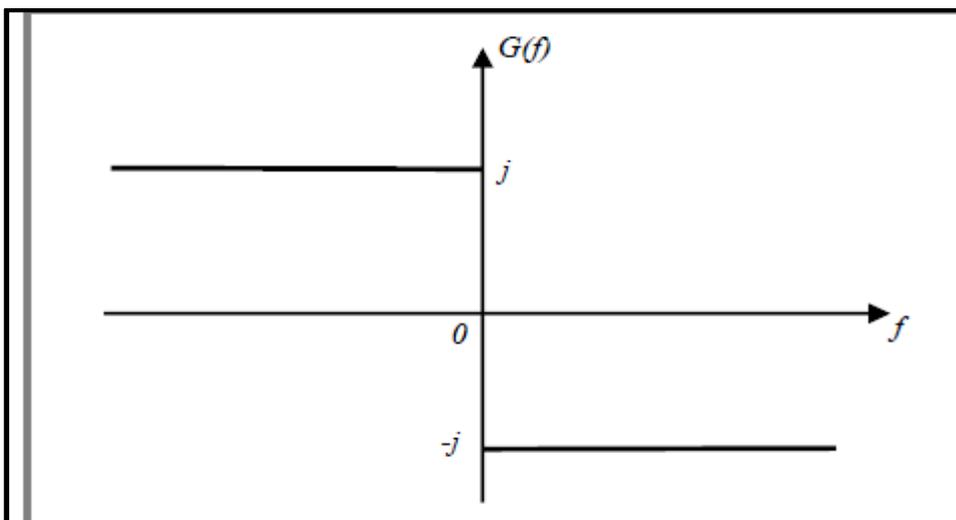


Figure IV-3 Réponse en fréquence impulsionnelle du filtre de Hilbert.

La réponse impulsionnelle $g(n)$ du filtre de quadrature est non-causale et infinie.

Cependant, dans la pratique, la séquence se limite vers les basses fréquences, par l'introduction d'une fenêtre convenablement choisie. La réponse impulsionnelle $g(n)$ peut être alors obtenue par l'utilisation d'un filtre à réponse impulsionnelle finie (RIF).

En utilisant la transformée de Fourier inverse, on définit une relation liant les parties réelle et imaginaire de la séquence $s(n)$:

$$S_i(n) = g(n) * S_r(n)$$

$$S_i(n) = \frac{2}{\pi} \frac{\sin^2\left(\frac{\pi n}{2}\right)}{n} * S_r(n)$$

$$S_i(n) = \frac{2}{\pi} \sum_m \frac{\sin^2\left(\frac{\pi m}{2}\right) S_r(n-m)}{m} \tag{4-26}$$

De la même manière :

$$S_r(n) = g(n) * S_i(n)$$

$$S_r(n) = -\frac{2}{\pi} \sum_m \frac{\sin^2\left(\frac{\pi m}{2}\right) S_i(n-m)}{m} \tag{4-27}$$

La transformation linéaire qui relie, ainsi les séquences $s_r(n)$ et $s_i(n)$, définit la transformation de Hilbert discrète **THD**.

D'une manière générale, la transformée de Hilbert d'une séquence discrète $s(n)$ ainsi que sa transformée inverse, sont données par les expressions suivantes :

$$S^\wedge(n) = \text{THD}[S(n)] = \frac{2}{\pi} \sum_m \frac{\sin^2\left(\frac{\pi m}{2}\right) S(n-m)}{m} \tag{4-28}$$

$$S(n) = \text{THD}^{-1}[S^\wedge(n)] = -\frac{2}{\pi} \sum_m \frac{\sin^2\left(\frac{\pi m}{2}\right) S^\wedge(n-m)}{m} \tag{4-29}$$

IV-5 Concept du signal analytique

Le signal analytique est très utile et constitue, pratiquement, le seul moyen pour le calcul des attributs instantanés d'un signal réel donné, à chaque point dans le temps.

L'amplitude instantanée du signal réel représente l'amplitude du signal analytique. La phase instantanée est l'angle entre la partie réelle et celle imaginaire du signal analytique. La fréquence instantanée représente la variation dans le temps de la phase instantanée.

IV 5-1 Définition du signal analytique

Soit un filtre analytique (figure IV-5) de réponse impulsionnelle définie par :

$$g_a(t) = \delta(t) + j \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t} \tag{4-30}$$

Sa réponse en fréquence sera alors :

$$\text{TF}[g_a(t) = G_a(f) = 1 + \text{sgn}(f)] \tag{4-31}$$

Soit un signal réel $s(t)$ appliqué à l'entrée du filtre analytique, ce dernier donnera une réponse à sa sortie définie par :

$$\begin{aligned} Z(t) &= S(t) * (\delta(t) + j\frac{1}{\pi}V_p\frac{1}{t}) \\ Z(t) &= S(t) * \delta(t) + jS(t) * \frac{1}{\pi}V_p\frac{1}{t} \end{aligned} \tag{4-32}$$

De cette dernière équation, on peut tirer les informations suivantes :

- L'opération de convolution $s(t) * \delta(t) = s(t)$ est équivalente à celle de filtrage à travers un filtre idéal et identique de réponse impulsionnelle $g_i(t) = \delta(t)$
- La deuxième opération de convolution $s(t) * \frac{1}{\pi}V_p\frac{1}{t}$ représente bien la transformée de Hilbert du signal $S(t)$.

Ceci donc permet d'écrire l'équation (4.32) sous la forme suivante :

$$Z(t) = s(t) + \hat{s}(t) \tag{4-33}$$

Le signal $Z(t)$ ainsi obtenu est appelé signal analytique associé au signal réel $s(t)$. $\hat{s}(t)$, transformée de Hilbert du signal $s(t)$, est appelé signal en quadrature avec $s(t)$.

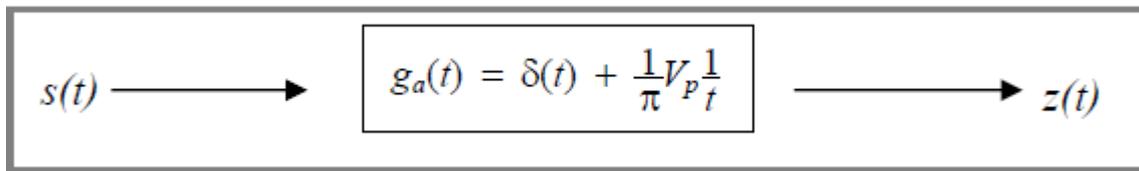


Figure IV-4 Filtre analytique

IV 5-2 Calcul du signal de quadrature

On donne des manières équivalentes pour la définition du signal $s(t)$ de quadrature, premièrement en terme d'intégrale de Fourier, ensuite en terme de convolution dans le domaine temporel en utilisant la transformée de Hilbert.

On présume que $s(t)$ est réel et définit pour $-\infty < t < \infty$, et que sa **TF** existe :

$$s(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} S(f)e^{j2\pi ft} df \tag{4-34}$$

L'expression (4.34) devient, en remplaçant $S(f)$ par son expression (4.8) :

$$\begin{aligned} s(t) &= \int_{-\infty}^{+\infty} |S(f)| e^{j2\pi ft} df \\ s(t) &= 2 \int_{-\infty}^{+\infty} |S(f)| e^{j[\varphi(f)+2\pi ft]} df \end{aligned}$$

Comme $s(t)$ est une fonction réelle on aura donc :

$$s(t) = \int_0^{+\infty} A(f)\cos[\varphi(f) + 2\pi ft]df \tag{4-35}$$

Avec :

$$A(f) = 2|S(f)|$$

Le signal de quadrature est définit comme étant le signal réel de phase modifiée de 90° , ce qui nous amène à écrire :

$$\hat{s}(t) = \int_0^{+\infty} A(f) \sin[\varphi(f) + 2\pi ft] df \quad (4-36)$$

Une formule équivalente pour $\hat{s}(t)$ est donnée au moyen de la transformée de Hilbert (RABINER et GOLD, 1975) :

$$\hat{s}(t) = s(t) * \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t}$$

$$\hat{s}(t) = \frac{1}{\pi} V_p \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{S(\tau)}{t-\tau} d\tau \quad (4-37)$$

IV 5-3 Propriétés du signal de quadrature

Estimons-la transformée de Fourier du signal de quadrature :

$$TF[\hat{s}(t)] = \hat{S}(f) = TF[s(t)] \cdot TF\left[\frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t}\right]$$

$$\hat{S}(f) = -j \operatorname{sgn}(f) \cdot S(f) \quad (4-38)$$

Les remarques qui peuvent être tirées de cette dernière expression sont :

- Le signal de quadrature et celui réel ont le même module $|S^\wedge(f)| = |S(f)|$,
- La phase de $S^\wedge(f)$ est altérée de $\pm \frac{\pi}{2}$, selon le signe de f , de celle de $S(f)$

$$\text{Phase}[S^\wedge(f)] = \text{phase}[S(f)] - \frac{\pi}{2} \operatorname{sgn}(f).$$

Donc le signal en quadrature ne diffère de celui réel que par sa phase. Le déphasage est de -90° pour les fréquences positives, et de 90° pour les fréquences négatives.

IV 5-4 Le signal analytique dans l'espace de Fourier

La transformée de Fourier du signal analytique peut conduire à une simple méthode de calcul de ce dernier. En effet, l'expression de la TF de $Z(t)$ donnera :

$$Z(f) = S(f) + j S^\wedge(f)$$

En remplaçant $S^\wedge(f)$ par sa valeur dans (4.40), on aura :

$$Z(f) = S(f) + j(-j \operatorname{sgn}(f) S(f))$$

$$Z(f) = S(f) + \operatorname{sgn}(f) S(f)$$

Ce qui permet d'écrire autrement :

$$Z(f) = \begin{cases} 2S(f) & f > 0 \\ S(f) & f = 0 \\ 0 & f < 0 \end{cases} \quad (4-39)$$

La transformée de Fourier du signal analytique est donc **causale**.

En termes de spectre d'amplitude :

$$|Z(f)| = \begin{cases} 2|S(f)| & f > 0 \\ |S(f)| & f = 0 \\ 0 & f < 0 \end{cases} \quad (4-40)$$

Par conséquent, le signal analytique peut être construit à partir du signal réel lui-même, par l'intermédiaire de la transformée de Fourier :

- Le calcul de la TF du signal réel,

- Les composantes du spectre pour les fréquences négatives sont annulées et celles pour les fréquences positives sont multipliées par deux,
- Le spectre de phase reste inchangé sauf qu'il est nul pour les fréquences négatives,
- Une transformée de Fourier inverse donnera un signal analytique dont la partie réelle représente le signal d'entrée inchangé, et la partie imaginaire représente la transformée de Hilbert du signal réel d'entrée.

Cette méthode, dans le domaine des fréquences, préserve le spectre d'origine en générant le signal en quadrature. Elle représente ainsi la méthode la plus rapide et la procédure la plus commode.

La figure (IV-6) montre la représentation des spectres d'amplitude et de phase des signaux réel et analytique dans le domaine des fréquences, sachant que :

$$S(f) = |S(f)|e^{j\theta(f)}$$

et $Z(f) = |Z(f)|e^{j\phi(f)}$

IV 5-5 Signal analytique discret

Le signal analytique discret est une représentation complexe des signaux réels discrets, plus couramment utilisé par suite de l'avènement de puissants ordinateurs pour leur traitement.

Par définition, le signal analytique associé au signal réel discret $s(n)$ est le signal complexe donné par l'expression :

$$Z(n) = s(n) + \hat{S}j(n) \tag{4-41}$$

Avec :

$\hat{S}(n)$: La transformée de Hilbert discrète du signal discret $S(n)$.

En remplaçant la **THD** par son expression (4.30) dans l'équation (4.41), on aboutira à :

$$Z(n) = S(n) + j \frac{2}{\pi} \sum_m \frac{S(n-m) \sin^2\left(\frac{\pi m}{2}\right)}{m} \quad m \neq 0 \tag{4-42}$$

Qui peut être écrite en termes de produit de convolution :

$$Z(n) = S(n) + jS(n) * g(n) \tag{4-43}$$

Où:

$$g(n) = \begin{cases} \frac{2}{\pi} \frac{\sin^2\left(\frac{\pi n}{2}\right)}{n} & n \neq 0 \\ 0 & n = 0 \end{cases}$$

La réponse impulsionnelle discrète du filtre de quadrature.

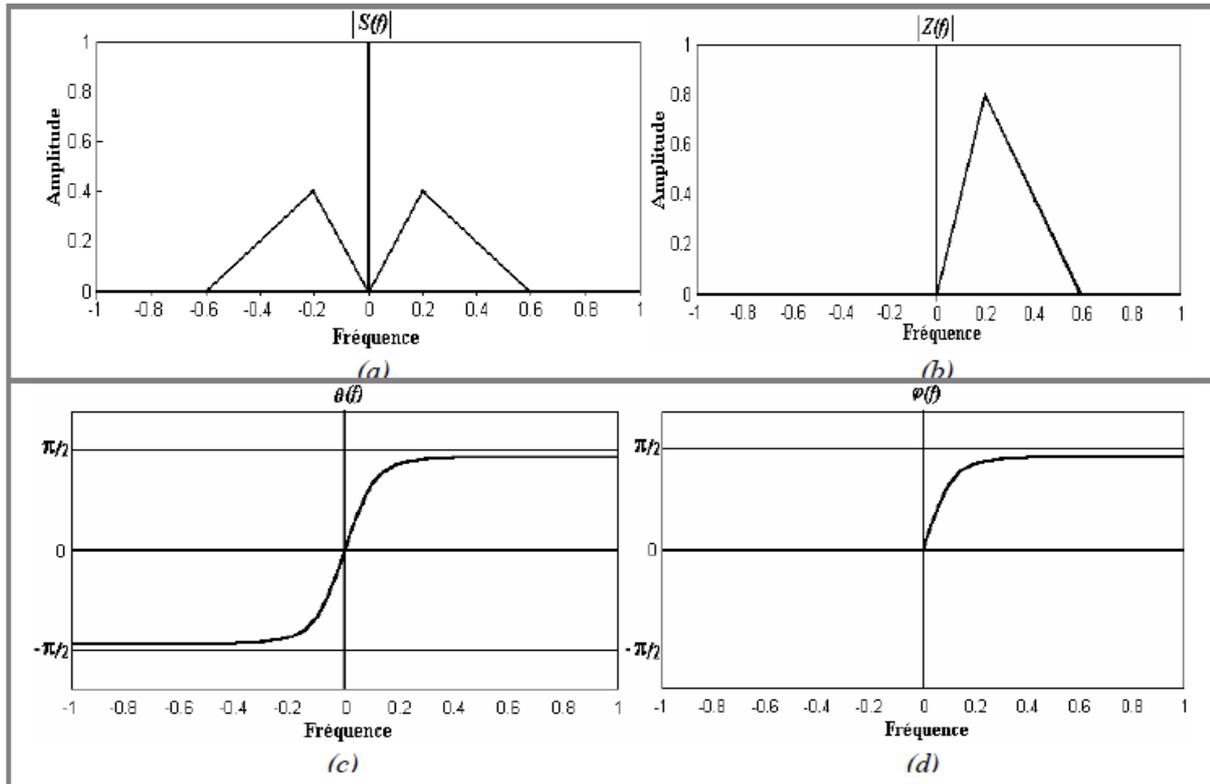


Figure IV-5 Représentation du signal analytique dans le domaine des fréquences
 (a) Spectre du signal réel ; (b) Spectre du signal analytique
 (c) Phase du signal réel $\theta(f)$; (d) Phase du signal analytique $\varphi(f)$.

Introduction

Dans le domaine de la prospection pétrolière, ayant comme objectif la cartographie et la reconnaissance des pièges potentiels d'hydrocarbures, la géophysique s'est imposée comme outil de base. Les campagnes sismiques, les nombreux forages effectués et les résultats obtenus ont permis de disposer des données géologiques et géophysiques pouvant permettre de faire la synthèse d'un bassin. Cependant, l'interprétation structurale des données sismiques est incapable de juger sur le contenu en fluide du réservoir, même en présence de toutes les conditions d'accumulation d'hydrocarbures. Pour preuve, de nombreux puits forés se sont avérés infructueux, secs, ou saturés en eau.

Pour palier à ces inconvénients, les Géophysiciens ont recours aux attributs sismiques. En effet si les signaux sismiques contiennent des informations géologiques, il est possible de les transformer au moyen d'opérations mathématiques pour révéler le plus clairement possible cette information. Cette idée simple est la base des attributs sismiques.

L'étude et l'interprétation des attributs sismiques conduisent à l'obtention d'informations qualitatives sur la géométrie et les paramètres physiques de la sub-surface. Ils facilitent l'interprétation et l'identification tant structurale que stratigraphique et d'une manière générale ils offrent des indices sur la lithologie et le contenu en fluide à partir des données sismiques. Les avantages potentiels incluent la réduction des risques de forages infructueux et conduisent à la caractérisation des réservoirs.

V-1 Notion d'attributs sismiques

Taner, à l'origine de l'utilisation des attributs sismiques à la fin des années 1970, a défini un attribut sismique comme «toute information obtenue à partir des données sismiques, soit par mesure directe, soit par un raisonnement logique ou basé sur l'expérience». Un attribut sismique est toute mesure des données sismiques qui aide à mieux visualiser et qualifier les zones à interpréter. Les attributs n'extraient pas directement des objets géologiques mais permettent de les mettre en valeur.

On appelle attribut sismique toute caractéristique, qualitative ou quantitative mesurée, calculée ou déduite à partir des données sismiques, représentant ainsi tous les paramètres de la trace complexe, les configurations géométriques des événements sismiques et leurs variations spatiales. Les attributs sismiques sont liés aux informations de base des données sismiques : temps, amplitude, fréquence et atténuation. Les attributs offrent des représentations alternatives aux données sismiques et mettent ainsi en relief les caractéristiques pétrophysiques et géologiques du milieu ciblé. Ces attributs ont été classifiés d'une façon qui permet d'exprimer au mieux leur utilité en sismique fig(V-1).

Les attributs peuvent être calculé soit sur des cubes sismiques, sur des horizons extraits de la sismique, ou à partir de cubes sismiques sur des horizons ou sur des intervalles de part et d'autre d'horizons. Les horizons extraits et sur lesquels sont peints des attributs sont appelés

« cartes d'attributs ». Rapides à calculer, ils permettent de visualiser les variations de l'attribut le long d'une même limite stratigraphique et non le long d'une coupe horizontale arbitraire comme cela est le cas avec un cube sismique.

V-2 Classification des attributs sismiques

Initialement l'objectif était de développer, autant que possible, des attributs physiques afin de définir les paramètres lithologiques et les caractéristiques des réservoirs à partir de différents points de vue. Lors de ce développement, une classification générale des attributs sismiques peut être établie sur la base des données d'entrée et de leur application.

On dénombre de nombreux attributs sismiques, chaque compagnie pétrolière adaptant et créant ses propres besoins fig. (5-1).

Brown [Brown, 1996] classe tout d'abord les attributs en fonction de l'information de base qu'ils apportent : temps/profondeur, amplitude, fréquence, atténuation. On peut distinguer les attributs avant et après sommation.

Chen et al [Chen et Sidney, 1997] proposent deux classifications parallèles basées sur l'information apportée par l'attribut. La première classification sépare les attributs selon les propriétés du signal qu'ils font ressortir : amplitude, phase, fréquence. La seconde classe les attributs selon la caractéristique du réservoir qu'ils mettent en valeur : discontinuité stratigraphique, présence d'hydrocarbures, etc.

La plupart des attributs peuvent être calculés avant ou après sommation des données (prè-stack ou post-stack), avant ou après la migration en temps. La procédure est la même dans tous les cas.

Les attributs sismiques se subdivisent en deux catégories dans leur utilisation. Ceux qui fournissent des informations relatives à l'amplitude et à la position de la forme de l'onde sismique sont qualifiés d'attributs de réflectivité. Ils permettent de déterminer la lithologie, l'épaisseur du réservoir et la présence d'hydrocarbure. La deuxième catégorie ou attributs de morphologie, aident à extraire des informations sur le pendage des réflecteurs, l'azimut, et les terminaisons des réflecteurs, ils permettent de déterminer les failles, les chenaux, les fractures, les diapirs etc.

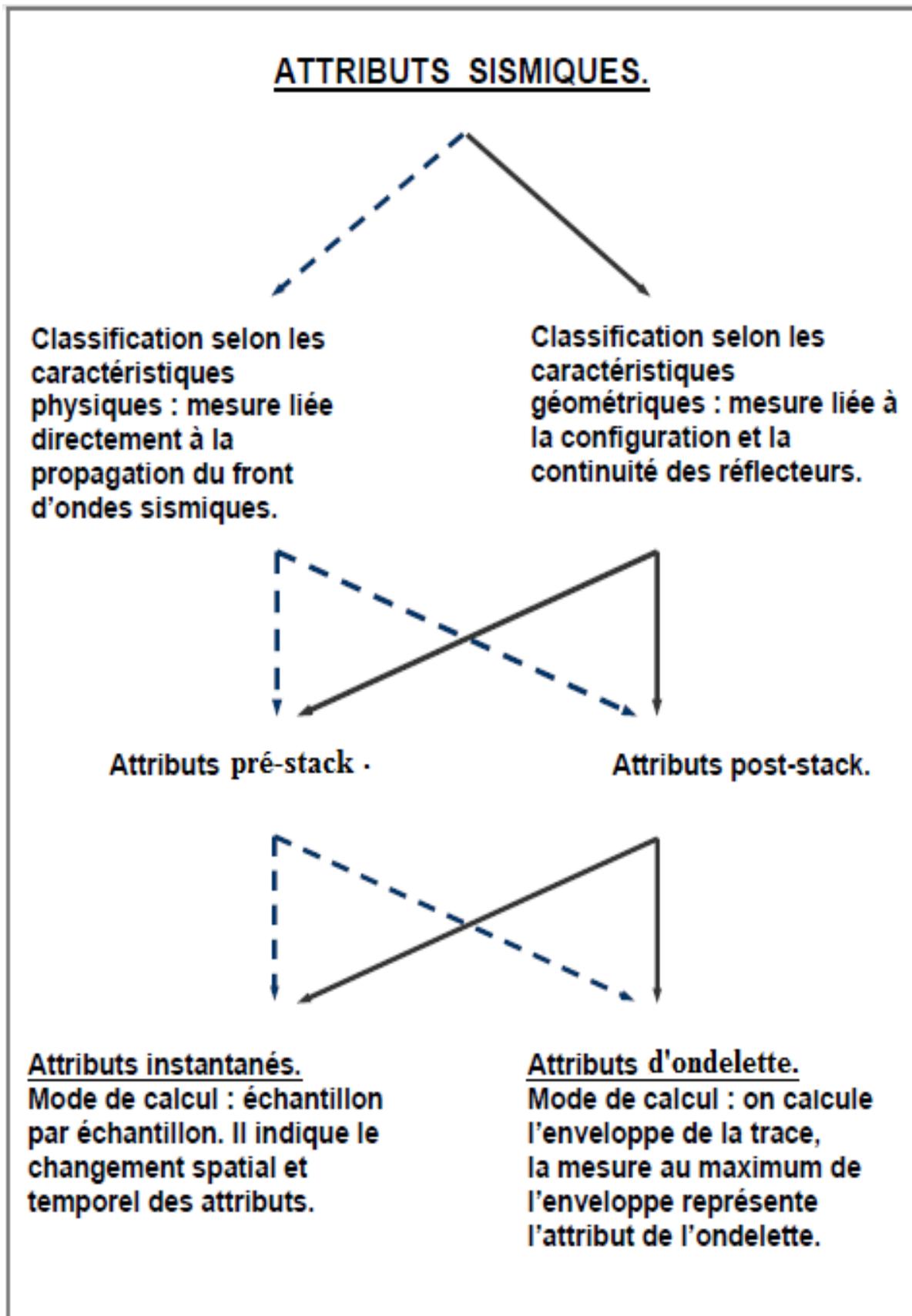


Figure (V-1) : Classification des attributs sismiques (Taner).

V-2-1 Attributs physiques

Les attributs physiques sont les mesures sismiques qui relatent directement la propagation des ondes et l'aspect de la lithologie. Ainsi l'amplitude de l'enveloppe est un attribut qui est proportionnel au contraste de l'impédance acoustique. Les fréquences renseignent sur l'épaisseur des bancs, la dispersion et l'absorption. Les vitesses instantanées ou moyennes renseignent sur les propriétés des roches (caractérisation des réservoirs). Les attributs physiques sont soit des attributs avant sommation (AVO, AVA) ou des attributs après sommation (attributs instantanés). Ces attributs sont calculés dans le but de caractériser le type de roches traversées.

Les attributs physiques se subdivisent eux-mêmes en attributs instantanés, calculés à un instant donné du signal, et en attributs de réponse ou d'ondelette, calculés aux maximums du signal.

Par conséquent, ces attributs sont le plus souvent utilisés pour la classification lithologique et la caractérisation des réservoirs.

V-2-2 Attributs géométriques

Les attributs géométriques sont calculés à partir de la configuration de la réflexion et des continuités. Ils définissent les caractéristiques des événements, quantifient les caractères qui aident à la reconnaissance des structures stratigraphiques et l'aspect lithologique. Ils déterminent les zones où les couches sont rangées de façon régulière.

Les attributs géométriques permettent d'identifier les failles, de déterminer les densités des couches constituant la sub-surface. Ils permettent également de déterminer la continuité latérale des réflecteurs, indiquer la similarité des couches ainsi que la discontinuité (interprétation lithologique), et de détecter les ruptures.

De façon générale, ils décrivent les relations spatiales et temporelles entre les différentes couches géologiques.

V-2-3 Attributs Prés –stack

Les attributs pré-stack mesurent les changements d'amplitude et font ressortir les propriétés des roches telles que la vitesse de compression et de cisaillement ou les impédances. Ils sont dérivés des méthodes d'inversion en géophysique.

Ils fournissent de précieux indices sur la lithologie et le contenu en fluide, mais sont relativement chères et nécessitent une interprétation prudente et requièrent une préparation de data spécifiques.

V-2-4 Attributs Post –stack

Les attributs post-stack mesurent la fréquence, l'amplitude, la discontinuité, la forme d'onde. Ils sont obtenus à travers des filtres, des transformées, ou des statistiques. Ils quantifient les propriétés stratigraphiques et structurales et sont faciles à appliquer.

Par contre, les attributs post-stack ne font pas un lien direct entre la lithologie et le contenu en fluide qui sont d'un intérêt primordial.

V-2-5 Attributs instantanés

Les attributs instantanés ont été introduits par "Taner et Sheriff" à la fin des années 1970. Leur objectif était d'utiliser des notions classiques de traitement du signal pour analyser les variations des composantes des signaux sismiques et espérer leur donner une signification géologique. Ils constituent aujourd'hui un groupe très important d'attributs, mais restent relativement ésotériques pour beaucoup d'interpréteurs. Ils permettent, néanmoins, de bien comprendre les différentes composantes des signaux sismiques, et peuvent apporter une aide précieuse à l'interprétation.

Les attributs instantanés se calculent échantillon par échantillon et indiquent les changements continus des attributs dans le temps et dans l'espace.

Du point de vue géologique, les discontinuités du sous-sol sont associées à des changements de lithologie traduisant les limites entre les différentes formations. De même, les attributs sismiques permettent de restituer certaines propriétés du sous-sol (caractérisation sismique). Les attributs sismiques instantanés sont : la phase instantanée, fréquence instantanée, polarité apparente, le cosinus de la phase, ...etc.

V-2-6 Attributs de l'ondelette

Ces attributs sont, par définition, les attributs instantanés calculés aux points maximaux de l'enveloppe. Leur représentation fournira des aperçus sur les caractéristiques de l'ondelette réfléchie, d'où le nom d'attribut de l'ondelette.

Du moment qu'un seul attribut est à représenter sur la longueur de l'ondelette, on doit donc définir cette dernière. L'ondelette sismique simple ou composée (constituée de plusieurs ondelettes) est supposée occuper la distance en temps entre deux minima d'enveloppe adjacents. Après avoir calculé l'enveloppe de la trace sismique, on cherche toutes les positions d'extremums. Les positions maximales seront utilisées pour obtenir les attributs instantanés et assigner ces valeurs à la zone temporelle entre les minima de chaque côté de la position maximale.

Pour plus de précision, les positions maximales de l'enveloppe sont obtenues par interpolation quadratique, et les attributs sont aussi calculés par interpolation en ces positions interpolées.

Les attributs d'ondelette, également appelés attributs principaux ou attributs de réponse, sont constants entre deux minimums de l'enveloppe. Ils prennent la valeur du maximum d'enveloppe trouvé sur cet intervalle de temps (FigV-2). Leur calcul demande donc de trouver les positions des minima et maxima de la fonction E. Dans le cas d'un calcul discret, le pas d'échantillonnage est généralement trop important pour que les calculs soient fiables. Les attributs de réponse sont calculés au pic de l'enveloppe, c'est-à-dire au maximum d'énergie du signal.

V -3 Notion de trace complexe

Le calcul des attributs instantanés repose sur la notion de signal analytique. Si S est un signal dépendant du temps t, son signal analytique z est défini dans l'ensemble \mathcal{C} des complexes et est égal à :

$$\forall t \in \mathbb{R}, \quad z(t) = S(t) + i \text{TH}[S(t)] \quad (5-1)$$

Avec : TH[S(t)] transformée de Hilbert de S,

Il est possible de représenter z(t) dans un espace 3D dont les axes sont t, S et TH[s(t)], fig(V-2).

z(t) peut aussi s'écrire sous forme trigonométrique.

$$\forall t \in \mathbb{R} \quad z(t) = E(t) \cdot e^{i\phi(t)} \quad (5-2)$$

$$\text{Ou bien :} \quad z(t) = E(t) \cos\phi(t) \quad (5-3)$$

$$\text{Avec :} \quad \phi(t) = \text{arctg} \frac{\text{TH}[s(t)]}{s(t)} \quad (5-4)$$

$$E(t) = \sqrt{s(t)^2 + s'(t)^2} \quad (5-5)$$

E : L'enveloppe la trace complexe.

ϕ : La phase de la trace complexe.

L'enveloppe correspond à l'amplitude de z, tandis que la phase représente sa rotation autour de l'axe du temps.

La notion de signal analytique a été introduite en sismique sous le nom de trace complexe par Taner et Sheriff [Taner et Sheriff, 1977] pour le calcul des attributs instantanés. Elle était cependant déjà utilisée depuis les années 1940 pour l'étude des signaux radios et optiques non stationnaires [Gabor, 1946]. Elle permet, en effet, d'obtenir les deux composantes indépendantes d'un signal qui sont l'enveloppe et la phase.

Barnes [Barnes, 1998] propose une approche plus concrète de cette notion. Considérons le signal S à un temps donné t et retardons le progressivement de $(-\pi$ à $+\pi)$ jusqu'à l'obtention du signal maximum. Ce maximum est l'enveloppe E , et l'angle de déphasage correspondant est la phase ϕ . Le signal analytique n'est qu'un artifice de calcul permettant d'accéder plus directement à ce résultat figure (V-2C).

Comme illustre la figure (V-2) :

[A] : Représentation dans un espace complexe tridimensionnel,

[B]: Projection du signal analytique $z(t)$ sur le plan $(TH[s(t)], s)$,

Avec :

ϕ : La phase (angle entre le signal analytique $z(t)$ et l'axe des abscisses s).

[C] : Projection du signal analytique $z(t)$ sur le plan (t,s) ,

E : L'enveloppe qui égale à la valeur absolue de l'amplitude du signal s .

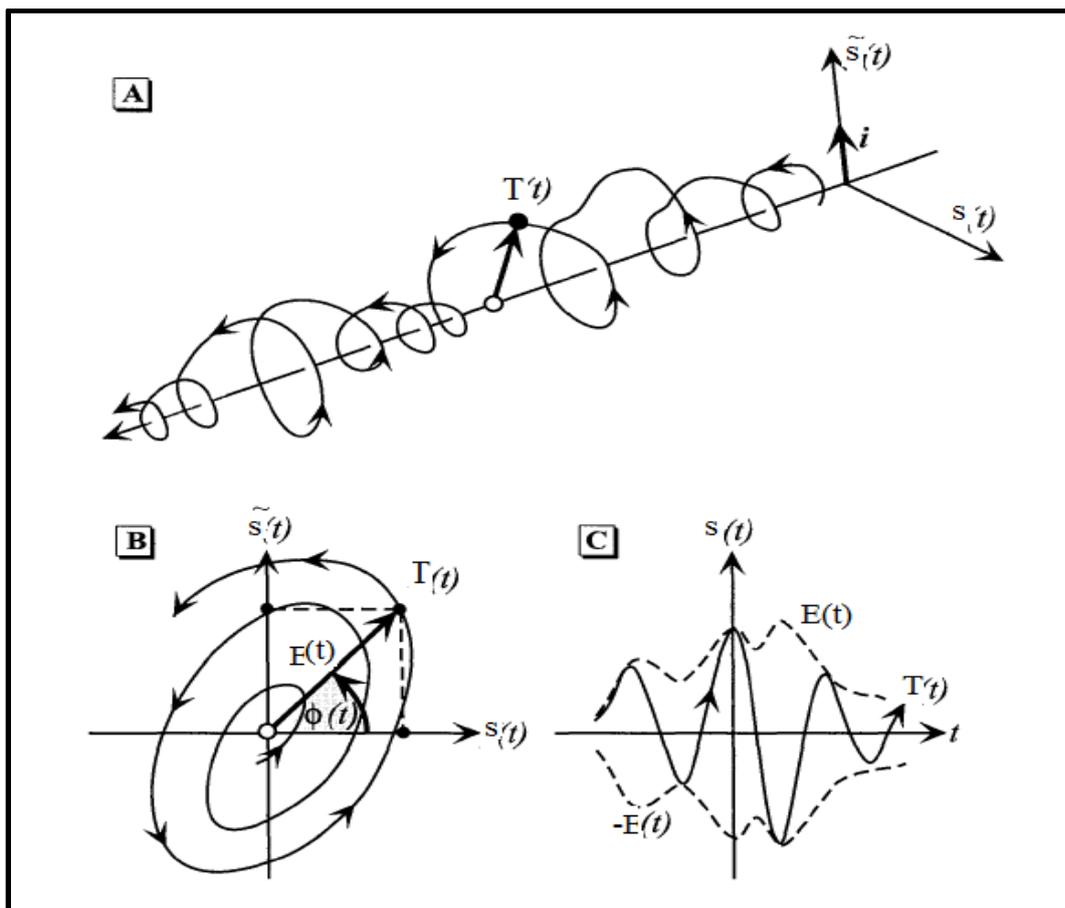


Figure V-2 Représentation graphique de la notion de trace complexe.

V-4 Calcul de la trace en quadrature

Le signal en quadrature est défini comme étant le signal réel de phase modifiée de 90° , ce qui nous amène à écrire :

$$z_Q(t) = E(t)\cos\varphi(t) \quad (5 - 6)$$

Où :

$E(t)$: L'enveloppe de la trace sismique.

$\varphi(t)$: La phase de la trace sismique.

La trace en quadrature est obtenue par la transformée de Hilbert de la trace sismique réelle. Elle peut être, également, obtenue au moyen de l'intégrale de Fourier.

$$z_Q(t) = TH [T(t)] \quad (5-7)$$

$$z_Q(t) = T(t) * \frac{1}{\pi} V_p \frac{1}{t} \quad (5-8)$$

Les traces réelle et en quadrature doivent avoir le même spectre d'amplitude, mais leurs phases sont altérée de $\pm \pi/2$.

$$z_Q(f) = -i \operatorname{sgn}(f) z(f) \quad (5 -9)$$

Le filtre de quadrature, dans le domaine discret, est de la forme $\frac{1}{n}$.

$$g(n) = \begin{cases} \frac{2}{\pi} \frac{\sin^2\left(\frac{\pi n}{2}\right)}{n} & n \neq 0 \\ 0 & n = 0 \end{cases} \quad (5 -10)$$

$g(n)$: La réponse du filtre de quadrature.

Si ce filtre est correct du point de vue théorique, il n'est pas cependant, adapté dans les applications pratiques, à cause de sa longueur infinie et des distorsions excessives causées par les discontinuités dans les grandes valeurs du spectre de fréquence.

Aussi, la trace en quadrature obtenue par la transformée de Hilbert n'a pas le même spectre d'amplitude que la trace réelle.

Pour pallier à ce problème, on utilise pour le calcul un filtre passe bande convenable, comme celui de BUTTERWORTH :

Un filtre à phase nulle pour générer la partie réelle, et un autre, de caractéristique et de bande passante identiques à celle du premier mais de phase de -90° , pour générer la partie imaginaire.

Ainsi, parties réelle et imaginaire seront des paires de transformée de Hilbert. De cette manière on assurera un spectre d'amplitude identique pour les deux parties, et on évitera les distorsions excessives.

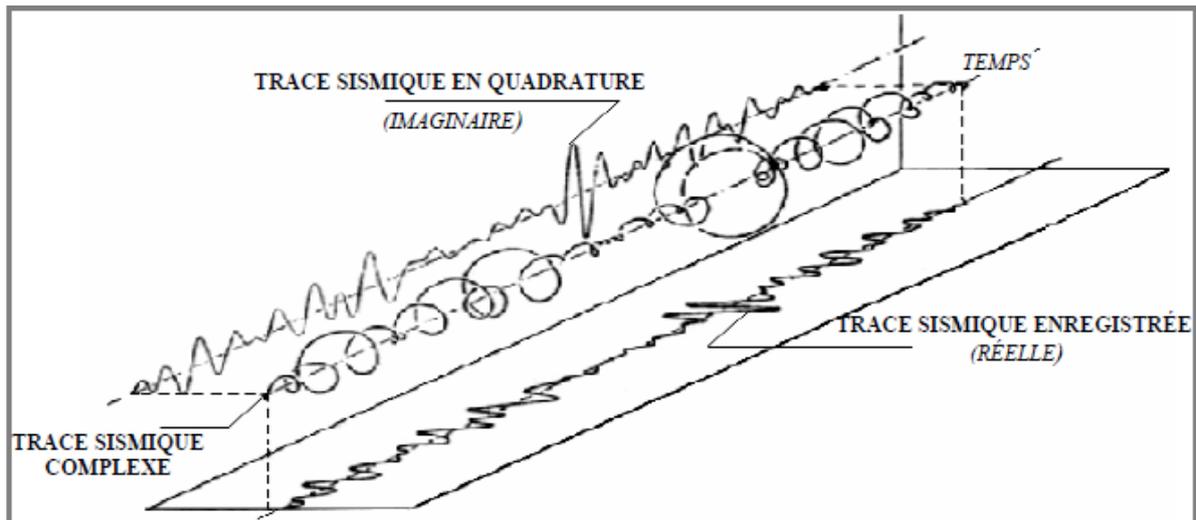


Figure V- 3 Représentation de la trace en quadrature.

V-5 Bases mathématiques des attributs et leur application

Le calcul des attributs est fait à partir d'une section sismique en amplitudes préservées sommée en point miroir commun et migrée en temps.

Nous donnerons, dans la mesure du possible, pour chaque attribut sa formulation mathématique, et on indiquera sa relation directe avec les propriétés physiques de la subsurface.

V-5-1 Attributs physiques

V -5-1-1 L'amplitude instantanée

L'amplitude instantanée e est égale au module de la trace complexe, c'est-à-dire à son enveloppe.

$$\forall t \in \mathbb{R}, \quad E(t) = \sqrt{z(t)^2 + z_Q(t)^2} \quad (5-11)$$

Elle est également appelée force de réflexion et représente l'énergie instantanée totale du signal. L'amplitude instantanée est sensible au pendage des réflecteurs

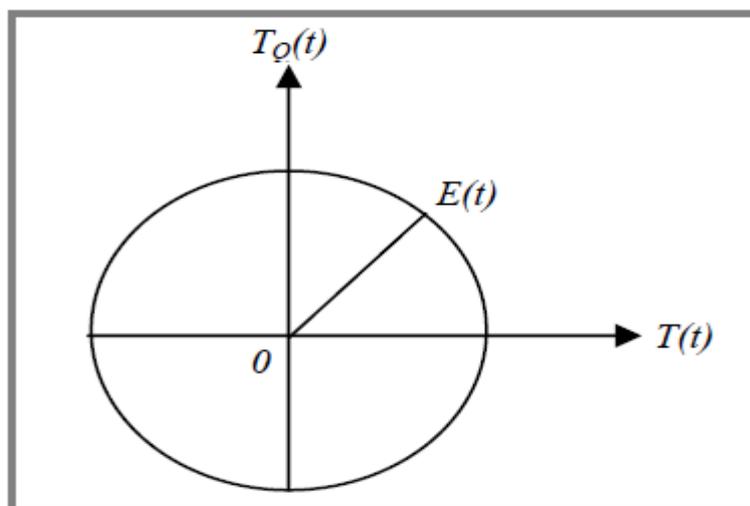


Figure V-4 Représentation schématique de l'enveloppe

Comme indiqué dans l'équation (5-11), l'enveloppe est indépendante de la phase, car elle peut atteindre son maximum en un point autre que le pic ou le creux de la trace réelle, et est directement liée au contraste d'impédance acoustique. L'enveloppe est un attribut physique qui peut être utilisé comme un discriminateur efficace pour les caractéristiques suivantes :

- Principalement, l'enveloppe représente le contraste d'impédance acoustique, et donc de la réflectivité ;
- Anomalies d'amplitudes (Bright spots) au voisinage des biseaux, des failles et des gisements de gaz;
- Discordances, changement lithologique majeur,
- Accumulation possible de gaz,
- Changement majeur du type de dépôt,
- Corrélation spatiale de la porosité et autres variations lithologiques,
- Effets tuning et des couches minces.

V - 5-1-2 Phase instantanée

La phase instantanée ϕ est égale à la phase de la trace complexe.

$$\forall t \in \mathbb{R}, \quad \phi(t) = \arctg\left(\frac{z_Q(t)}{z(t)}\right) \quad (5-12)$$

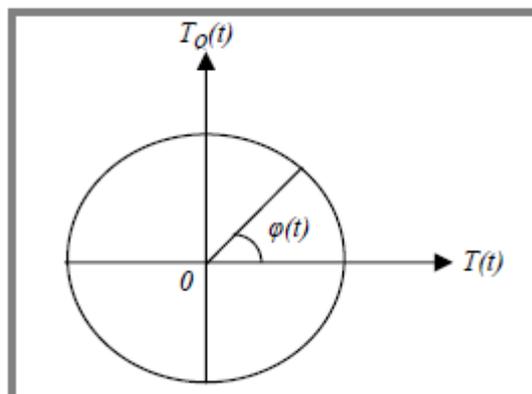


Figure V-5 Représentation schématique de la phase.

La phase instantanée, est indépendante de l'enveloppe. Elle est représentée en degré et d'une manière continue, en utilisant une palette de couleurs pour laquelle au 0° est associé la couleur jaune, à $+180^\circ$ la couleur rouge et à -180° (360°) la couleur bleue.

Cet attribut est lié à la phase de propagation du front d'onde sismique. Puisque ce dernier, pour la plupart du temps, est défini comme des lignes de phase constante, cet attribut sismique est également un attribut physique, et peut être :

- Un bon indicateur pour la continuité latérale,
- Un indicateur des réflexions horizontales qui résultent, probablement, du contact gaz-eau ou gaz-huile (Flat-spot),
- Utilisé pour le calcul de la vitesse de phase,
- Un indicateur de discordances, mais il n'est pas le meilleur,

- Utilisé pour le calcul de la fréquence instantanée et l'accélération,
- Il permet d'affiner les éléments structuraux et de détailler les éléments stratigraphiques.

V - 5-1-3 Fréquence instantanée

La fréquence instantanée est par définition la variation dans le temps de la phase instantanée. Autrement dit, la fréquence instantanée désigne la vitesse de rotation du vecteur de Fresnel $e^{i\phi(t)}$.

La fréquence instantanée est une mesure de fréquence et s'exprime en Hertz. Elle est représentée au moyen d'une échelle de couleur spécifique proposée par Taner et Sheriff [Taner et Sheriff, 1977].

L'expression mathématique qui donne la fréquence instantanée est :

$$\forall t \in \mathbb{R}, \quad f_i(t) = \frac{1}{2\pi} \frac{d\phi(t)}{dt} \quad (5-13)$$

Soit la trace analytique définie par : $z(t) = E(t)e^{j\phi(t)}$

En prenant le logarithme des deux cotés de l'équation, on trouve :

$$\ln z(t) = \ln E(t) + j\phi(t) \quad (5-14)$$

La dérivée par rapport au temps donne :

$$\frac{d \ln z(t)}{dt} = \frac{d \ln E(t)}{dt} + j \frac{d\phi(t)}{dt} \quad (5-15)$$

Où le terme $\frac{d\phi(t)}{dt}$ représente la fréquence instantanée.

En développant la dérivée de la trace complexe, on aura :

$$\begin{aligned} \frac{d \ln z(t)}{dt} &= \frac{z'_Q(t)}{z_Q(t)} = \frac{z'(t) + jz'_Q(t)}{z(t) + jz_Q(t)} = \frac{[z'(t) + jz'_Q(t)][z(t) - jz_Q(t)]}{z(t)^2 + z_Q(t)^2} \\ \frac{z'_Q(t)}{z_Q(t)} &= \frac{z'(t)z(t) + z'_Q(t)z_Q(t)}{z(t)^2 + z_Q(t)^2} + j \frac{z(t)z'_Q(t) - z_Q(t)z'(t)}{z(t)^2 + z_Q(t)^2} \end{aligned} \quad (5-16)$$

A partir des expressions (5-15) et (5-16) on peut écrire :

$$\frac{d\phi(t)}{dt} = \frac{z(t)z'_Q(t) + z_Q(t)z'(t)}{z(t)^2 + z_Q(t)^2}$$

La fréquence instantanée aura pour expression donc :

$$f_i(t) = \frac{1}{2\pi} \left[\frac{z(t) \frac{dz_Q(t)}{dt} - \frac{dz(t)}{dt} z_Q(t)}{z(t)^2 + z_Q(t)^2} \right] \quad (5-17)$$

La fréquence instantanée est liée à la propagation des ondes et au type de dépôt ; par conséquent, c'est un attribut physique qui peut être un indicateur :

- De la présence des hydrocarbures par des anomalies de basses fréquences. Cet effet peut être quelques fois accentué par des sables non-consolidés à cause de l'huile contenu dans les pores
- De limite d'unités sédimentaires ou structurales comme les failles,
- De zones de fractures, qui peuvent apparaître comme des zones à basses fréquences.

Il est à noter encore que de basses fréquences sont souvent observées au niveau des réflecteurs situés juste au-dessous d'un gisement de gaz. Ceci a priori, a deux explications :

- Un gisement de gaz joue le rôle d'un filtre passe-bas,
- La vitesse de propagation dans un réservoir à gaz est faible. La chute de vitesse est souvent accompagnée d'une absorption des hautes fréquences.

La fréquence est aussi sensible aux changements des séquences des lits (bedding sequences) ; elle est donc utile pour indiquer où a eu lieu un changement stratigraphique.

V - 5-1-4 Amplitudes normalisées

L'amplitude normalisée est par définition (TANER, 2000) le cosinus de la phase instantanée.

La représentation de cet attribut contient donc tous les détails de la section phase instantanée et indique la continuité latérale.

La représentation en amplitudes normalisées est utilisée pour la détermination de la direction de bonnes continuités latérale, et ne contient guère d'information sur l'amplitude de la trace enregistrée.

V -5-1-5 Impédance acoustique relative

L'énergie sismique émise par le dispositif d'émission se répartit entre les ondes de volume (onde de compression ou de cisaillement) et les ondes de surface. La sismique réflexion tente de privilégier les ondes de volume, qui remontent en surface après réflexion aux limites de couches géologiques présentant une différence d'impédance acoustique, celle-ci étant définie par le produit densité-vitesse du son dans la roche (ρv) . Le rapport amplitude de l'onde réfléchie sur l'amplitude de l'onde incidente définit le coefficient de réflexion d'une telle interface .A incidence normale, le coefficient de réflexion s'exprime simplement en fonction des impédances acoustiques des deux milieux situés de part et d'autre de l'interface.

On suppose que la trace sismique a été traitée d'une manière à être débarrassée des différents bruits multiples, et contenir les ondelettes à phase nulle. En se basant sur ces suppositions, cette trace devrait donc, représenter la série des coefficients de réflexions (réflectivité). Elle peut être exprimée par :

$$T(t) = \frac{1}{2} \frac{\Delta \rho V}{\rho V} = \frac{1}{2} \frac{\Delta Z}{Z} \quad (5-18)$$

Avec : $Z = \rho V$

$$T(t) = \frac{1}{2} \Delta \ln(Z) \quad (5-20)$$

Par une simple intégration de la trace à phase nulle, on obtient une estimation du log naturel d'impédance acoustique :

$$\ln(Z) = \int_0^t T(t) dt \quad (5-21)$$

L'impédance n'aura pas de valeurs absolues et la section somme est une estimation de la réflectivité à offset nul, d'où le nom d'impédance relative.

L'impédance acoustique relative est un attribut physique, puisqu'elle reflète les propriétés physiques du contraste d'impédance acoustique, et peut être utilisée pour des procédures de calibrage. Cet attribut indique :

- Des surfaces de discordances,
- Des contrastes d'impédance acoustique apparente.

➤ **Autres attributs instantanés :**

Il existe de nombreux autres attributs instantanés, en général issus de combinaisons, dérivations, des trois précédents (phase, fréquence, amplitude). Comme ils sont beaucoup moins utilisés et souvent beaucoup plus difficiles à interpréter, seuls quelques uns sont cités ci-dessous.

❖ L'accélération instantanée $\gamma(t)$:

Elle est la dérivée seconde de la phase instantanée, c'est-à-dire la dérivée de la fréquence instantanée. Sa formule est la suivante :

$$\forall t \in \mathbb{R} \quad \gamma(t) = \frac{d^2 \phi(t)}{dt^2} = \frac{d\omega}{dt} \quad (5-22)$$

Elle peut être utilisée pour déterminer les limites des empreintes de basse fréquence associées à la présence d'hydrocarbures [Chen et Sidney, 1997].

❖ La largeur de bande instantanée $\sigma(t)$:

Introduite par Barnes [Barnes, 1993], elle est définie comme la valeur absolue de la dérivée du logarithme de l'enveloppe. Sa formule est la suivante :

$$\forall t \in \mathbb{R} \quad \sigma(t) = \left| \frac{E'(t)}{2\pi E(t)} \right| \quad (5-23)$$

Cet attribut est utilisé comme approximation de la largeur de bande du spectre du signal. Il est exprimé en Hertz ou Décibel par seconde. Il est totalement indépendant de la fréquence instantanée et permet de visualiser les effets d'absorption des fréquences par les roches.

❖ Le facteur de qualité instantané $q(t)$

Défini par Barnes, il est calculé comme suit :

$$\forall t \in \mathbb{R} \quad q(t) = \frac{\pi\omega(t)}{2\text{decay}(t)} \quad (5-24)$$

Avec la fonction decay qui est identique à la fonction σ mais sans la valeur absolue. Cet attribut est une approximation du facteur de qualité du signal sismique. Il permet de quantifier le degré d'absorption de l'onde sismique au fur et à mesure de sa traversée des couches géologiques.

➤ **Commentaire sur l'utilisation des attributs instantanés :**

Il est facile de combiner les attributs, mais beaucoup moins de leur trouver une explication physique ou géophysique et encore moins de les relier à une information géologique. Leur sensibilité importante au bruit, due aux diverses dérivations, ne fait qu'accentuer ce problème. L'utilisation des attributs instantanés pour quantifier une propriété des couches du sous-sol - atténuation des ondes par exemple - n'est donc pas convaincante. Plusieurs auteurs [White, 1991] [Bodine, 1984] conseillent de n'utiliser ces attributs que de façon quantitative, lorsque c'est possible, ou bien pour décrire la forme des traces sismiques.

D'autres attributs sismiques, non instantanés, peuvent être utilisés pour analyser le signal sismique. Ils sont cependant généralement moins aisés à utiliser lors d'une analyse globale des données. Il est possible, par exemple, de calculer la transformée de Fourier de toutes les traces d'une section sismique pour en étudier les variations de fréquence. Néanmoins, une analyse simultanée de l'ensemble des spectrogrammes obtenus pour toutes les traces sismiques se révèle rapidement problématique. La fréquence instantanée, en donnant une valeur moyenne de ces paramètres complexes, permet immédiatement de repérer les variations latérales et verticales des propriétés du signal.

L'étape suivante a donc été la comparaison automatique des propriétés des traces voisines. Elle a pu se développer grâce à la progression des puissances de calcul des ordinateurs, et apporter de nouvelles informations d'ordre géométrique.

V 5-2 Attributs géométriques

V 5-2-1 Attribut cohérence cube

Le traitement en cohérence cube est une mesure mathématique de la ressemblance – un indicateur de discontinuité – qui calcule des mesures visuellement interprétables de cette dernière d'où le nom cohérence.

Les mesures de la ressemblance sont un des plus importants outils dans le traitement sismique. Dans le domaine de l'exploration sismique, le traitement de la cohérence cube permet à l'équipe d'exploration et de production de vérifier leurs interprétations. C'est un

processus qui n'exige pas un horizon interprété. Le traitement de la cohérence cube est un outil pour les données sismiques 3D.

A) Calcul de l'attribut cohérence cube

Cohérence = mesure de la ressemblance des signaux sismiques appartenant à des traces adjacentes. Lorsque les impulsions présentes sur des traces voisines sont de forme semblable et que leurs instants d'arrivés forment un ensemble bien ordonné, on dit que l'on a affaire à un événement sismique cohérent. Les deux critères de la ressemblance et de la variation régulière des temps d'une trace à une autre sont ceux qui sont utilisés pour le pointé.

La cohérence des ondelettes qui constituent des arrivées sismiques laisse pressentir qu'elles ont une cause commune, réflexion, diffraction, réfraction etc.

Cet attribut est l'un des plus connus en interprétation sismique. Son but est de mettre en valeur les discontinuités au sein du bloc sismique. Il est donc principalement utilisé pour détecter les failles mais il peut aussi s'avérer important pour délimiter d'autres objets géologiques comme les chenaux, les dômes de sel, etc.

L'algorithme utilisé transforme l'image initiale d'amplitude en un bloc de cohérence. Chaque pixel de ce bloc représente le degré de similarité du pixel original avec ses voisins latéraux.

B) Calcul de la fonction de cohérence

Soit la trace sismique définie par :

$$z(t) = r(t) * S(t) + b(t)$$

Dans cette expression, $r(t)$ et $b(t)$ (respectivement log de réflectivité et bruit) sont des fonctions aléatoires indépendantes, ce que fait que leurs auto corrélations sont des fonctions impulsionnelles et leur inter corrélations est nul.

Ainsi, en appliquant ses propriétés, l'autocorrélation de $z(t)$ s'écrit :

$$\phi_{z,z}(\theta) = \phi_{r*s,r*s}(\theta) + \phi_{b,b}(\theta)$$

$$\phi_{z,z}(\theta) = \phi_{r,r}(\theta) * \phi_{s,s}(\theta) + \phi_{bb}(\theta)$$

$$\phi_{z,z}(\theta) = k\delta(\theta) * \phi_{s,s}(\theta) + \phi_{b,b}(\theta)$$

$$\phi_{z,z}(\theta) = k\phi_{s,s}(\theta) + \phi_{b,b}(\theta)$$

Soit deux traces $z_1(t)$ et $z_2(t)$ voisines ayant le même contenu informatif mais de bruits aléatoires différents ; les autos corrélations de ces deux traces :

$$\phi_{z_1.z_1}(\theta) = k\phi_{s.s} + \phi_{b_1.b_2}(\theta)$$

$$\phi_{z_2.z_2}(\theta) = k\phi_{s.s}(\theta) + \phi_{b.b}(\theta)$$

Leur inter corrélation est donnée par :

$$\phi_{z_1.z_2}(\theta) = k\phi_{s.s}(\theta)$$

Et comme $\phi_{s.s}(\theta)$ est une fonction paire :

$$\phi_{z_1.z_2}(\theta) = \phi_{z_2.z_1}(\theta)$$

En admettant que l'énergie moyenne du bruit est constante sur des traces voisines, alors :

$$\phi_{b_1.b_1}(\theta) = \phi_{b_2.b_2}(\theta) \quad \text{et} \quad \phi_{z_1.z_1}(\theta) = \phi_{z_2.z_2}(\theta)$$

Et si on prend les échelles tel que $k=1$, les expressions seront alors :

$$\phi_{z_1.z_2}(\theta) = \phi_{s.s}(\theta) \quad \text{et} \quad \phi_{z.z}(\theta) = \phi_{s.s}(\theta) + \phi_{b.b}(\theta)$$

La TF d'une auto corrélation, dite spectre de puissance de la fonction, représente bien son énergie dans le domaine spectral. On définira la fonction de cohérence par :

$$C(f) = \left(\frac{\phi_{z_1.z_2} \times \phi_{z_2.z_1}}{\phi_{z_1.z_1} \times \phi_{z_2.z_2}} \right)^{\frac{1}{2}} = \frac{\phi_{s.s}(f)}{\phi_{s.s} + \phi_{B.B}(f)} = \frac{|S(f)|^2}{|S(f)|^2 + |B(f)|^2}$$

Cet attribut a pour objectif :

- La détermination des types de vitesse ;
- Suivre les événements réfléchis ;
- La mesure de rapport signal sur bruit ;
- De révéler les formes des réflecteurs de la sub-surface ; tels que : les biseaux , les discordances et les limites du chenal, et traits sédimentaires subtile qui sont difficile à interpréter sur un volume sismique 3D ;
- De développer la continuité latérale des événements sismiques et de classer le type de discontinuité ;
- De classer les terminaisons latérales des réflexions comme des Top-Lap et On-Lap, pour être utiles dans l'interprétation stratigraphique.
- La cohérence présente un outil puissant pour l'identification des discontinuités structurales et stratigraphiques dans le plan horizontale, car la conservation de la résolution horizontale est assurée ;
- La cohérence cube peut donner une estimation de l'extension latérale des plans des failles.

V-5- 2-2 Zones de discordance

Discordance (stratigraphique) : Une surface de discordance est une ancienne surface d'érosion séparant un ensemble de strates plissées lors d'une phase orogénique, d'un autre ensemble de strates non plissées lors de cette phase orogénique.

Elle est utilisée pour la détection de surfaces de discordances possibles. En premier lieu sont localisés les pics de l'enveloppe, ce qui représente en sismique une interface, donc une surface de discordance éventuelle. Sa grandeur est relativement au degré du contraste d'impédance. Ensuite, on procède au calcul de contrastes additionnels. Pour se faire, on utilise les valeurs de plusieurs attributs comme composantes des vecteurs attributs. Trois vecteurs sont confectionnés des deux côtés de l'interface. Les composants sont les trois attributs : pendage de similitude maximale (dip of maximum similarity), fréquence instantanée et similitude et variation du pendage (similarity and dip variance). Les vecteurs sont en suite normalisés, donc leurs grandeurs seront comprises entre +1 et -1.

+1 représente une grande similitude, indiquant ainsi qu'il n'y a pas de différence des deux côtés de l'interface du point de vue pendage, fréquence et continuité. De faibles valeurs indiquent un certain degré de différence. Le facteur de dissimilitude est calculé en soustrayant 1 du vecteur normalisé, qui est multiplié par la grandeur du pic de l'enveloppe et sera en sortie (output) comme indicateur de zones de discordance. Les grandes valeurs de l'output représentent des degrés élevés de contraste.

V 5-2-3 Les indicateurs d'argile :

L'indicateur d'argile est un attribut géométrique qui combine d'autres attributs sismiques pour détecter de possibles zones d'argile dans les roches clastiques. Les argiles peuvent être identifiées par leur configuration géométrique comme des bancs minces, parallèles avec une continuité latérale élevée. Cet attribut utilise les hautes fréquences instantanées comme indicateur de bancs minces, les faibles valeurs de similitude maximale comme indicateur de bancs parallèles et la similitude et ses variations comme indicateur de la continuité latérale. Les valeurs importantes indiquent une forte possibilité d'occurrence d'argile, tandis que les faibles indiquent des possibilités de lithologie autre que l'argile, comme le sable ou les carbonates.

V 5-3 Polarité apparente

Elle analyse l'amplitude de l'anomalie. Elle indique le sens des coefficients de réflexion, ce qui permet de préciser les unités stratigraphiques et leurs variations ; zones à gaz par exemple. Les points brillants associés à l'accumulation des gaz dans les sédiments apparaîtront avec une forte réflexion. La polarité apparente révèle aussi la polarité négative au dessus des réservoirs et des polarités positives pour les réflexions des gaz et interfaces gaz eau.

La mesure des attributs sismiques dépend de la qualité des données et de la qualité d'enregistrement et du traitement, la mesure de la polarité apparente est spécialement sensible à cette qualité des données.

V 5-4 Attributs de surface

V 5-4-1 Attribut pendage-azimut

Les attributs de pendage ont pour objectif de quantifier l'orientation des horizons sismiques directement à partir du cube sismique et sans étape de pointé. Ils ont une grande importance car ils sont à la base du calcul de plusieurs autres attributs comme la courbure ou la semblance.

Définition

Considérons un point d'un cube sismique par lequel passe un horizon sismique. Cet horizon peut être assimilé localement à un plan, dont l'orientation dans l'espace peut être caractérisée :

- Soit par le vecteur normal au plan ;
- Soit par un système d'angles. En deux dimensions, le système n'est composé que de l'angle signé de pendage, c'est-à-dire l'angle entre la droite représentant le plan et l'horizontale. En trois dimensions, il faut deux angles :
 - L'angle de pendage qui est cette fois l'angle entre l'horizontale et la ligne de plus grande pente du plan, non signé,
 - L'angle d'azimut, qui est l'angle entre un plan vertical passant par une horizontale du plan perpendiculaire à la ligne de plus grande pente et un plan vertical aligné sur la direction Nord-Sud.

Un calcul en deux dimensions donnera le pendage apparent des horizons sur la section Considérée; en trois dimensions, ce sera le pendage « réel ». Si l'axe vertical du cube sismique est le temps, le pendage est donné en millisecondes par mètres.

À cause de la nature discrète des données sismiques, et quelque soit la méthode de calcul utilisée, il existe toujours une limite intrinsèque au calcul du pendage. Un aliasing apparaît quand la densité des traces sismiques est trop faible par rapport au pendage des horizons. Si α est l'écart entre deux traces sismiques consécutives le long d'un axe horizontal donné, et f_{tmax} la fréquence temporelle la plus élevée du signal, alors le pendage maximum calculable α_{max} est :

$$\alpha_{\text{max}} \leq \frac{1}{2\alpha f_{\text{tmax}}} \quad (5-24)$$

Cet attribut permet de :

- D'expliquer le fait que quelques failles apparaissent clairement sur la carte de pendage mais pas sur celle de l'azimut, ou vice versa
- Montrer des aspects de pendage et d'azimut en même temps en combinant leurs valeurs.

Azimut

La direction du pendage d'un plan qui relie chaque échantillon d'un horizon interprété avec deux échantillons dans les directions orthogonales, exprimé en degré.

V-5-6 La colorimétrie et l'interprétation

Les attributs sismiques ont pour objectif de faire apparaître certaines caractéristiques du cube sismique : variations de faciès, pendages, failles, etc. Il existe cependant un décalage important entre les valeurs calculées et stockées dans l'ordinateur et la façon dont elles peuvent apparaître à l'écran. D'une part, il est possible de faire varier les gammes de couleurs, la gamme des valeurs affichées, le contraste, la luminosité de l'attribut. D'autre part, un même affichage ne sera pas aperçu de la même façon par des interpréteurs différents.

Plusieurs techniques permettent cependant d'utiliser ces possibilités pour mieux utiliser les attributs.

L'importance de la couleur et des dégradés, permettent de faire ressortir beaucoup plus d'éléments sur une même image, au moyen d'une série de teintes différentes, on peut afficher le contenu fréquentiel d'un signal sismique sur un graphe représentant ses variations dans le domaine temporel. En introduisant les attributs sismiques instantanés, Taner et Sheriff [Taner et Sheriff, 1977] ont dès le départ pointé l'importance de la couleur pour permettre de visualiser correctement les variations de l'enveloppe, de la phase et de la fréquence. Leurs échelles de couleurs sont d'ailleurs spécifiques à chacun de ces attributs.

Donc l'introduction des couleurs dans la représentation, peut aider à donner de bonnes significations aux mesures et à leurs interdépendances. En effet, la couleur aide l'interpréteur en ajoutant d'autres perspectives à la section sismique.

La représentation est faite de manière à associer une couleur à chaque valeur ou à une gamme de valeurs relativement à un attribut. Ceci permettra de mettre en évidence même les faibles variations difficilement décelables sur une section sismique conventionnelle.

V 5-7 Attributs sismiques et analyse lithologique

L'efficacité des attributs sismiques dépend de la capacité de déterminer, parmi le groupe d'attributs choisis, ceux qui portent le plus d'informations sur la sub-surface.

Comme dans le cas de plusieurs problèmes mathématiques, quelques attributs peuvent être nécessaires, d'autres suffisants. Ceci peut être déterminé par des expériences utilisant des combinaisons logiques de divers attributs. Ces derniers sont sélectionnés par l'utilisateur pour être utilisés dans le groupement ou la classification des données.

Il existe plusieurs méthodes de classification ; l'une des plus simples est de grouper les données de façon séquentielle. L'inconvénient de cette procédure, bien qu'elle puisse être rapide, est que les clusters (grappes) sont arbitraires et qu'aucune relation logique n'est maintenue entre eux.

Une autre approche, plus classique encore, est le développement statistique des données, en formant la matrice de covariance et en calculant les composantes principales (Analyse par Composantes Principales). Ceci donne des valeurs et des vecteurs propres plus au moins importants. Le vecteur propre associé à la grande valeur propre, représente la combinaison la plus abondante dans l'ensemble des données. Celui suivant représente la combinaison la moins abondante et ainsi de suite. Après que cela est fait, on peut classer les données en calculant la distance entre ces dernières et les vecteurs propres, et retenir ceux qui ont la distance Euclidienne minimale. Par cette méthode on est contraint de résoudre un système matriciel assez grand, composé de toutes les corrélations des données.

Conclusion

L'analyse de la trace sismique comme une partie réelle d'un signal complexe a permis la détermination aisée des attributs sismiques complexes, tels que : l'amplitude instantanée ou l'enveloppe de la trace sismique, la phase instantanée, la fréquence instantanée...

La représentation en couleur des attributs sismiques aide dans l'interprétation des données sismiques relatives à la stratigraphie. L'enveloppe décrit la réflectivité, donc elle procure des informations sur le contraste d'impédance acoustique. La phase instantanée accentue la cohérence latérale. La fréquence instantanée est utile pour la corrélation, et apparaît parfois comme indicateur d'accumulation d'hydrocarbures. La polarité apparente est utilisée, parfois, pour l'identification des accumulations de gaz.

Les variations latérales observées sur toutes les représentations peuvent être utiles pour la localisation des changements stratigraphiques.

Introduction

Les réservoirs Cambro-ordovicien du bassin d'Illizi ont été historiquement ciblés par les explorateurs successifs sur la base des accumulations conventionnelles; structure anticlinal dans les paléovallées glaciaires.

Alors que la plupart des hydrocarbures structurellement piégés ont été cartographiés et testés, on estime que des accumulations importantes sont encore à découvrir dans des pièges stratigraphiques subtils au niveau Cambro-ordovicien. Les profils sismiques et les descriptions de base démontrent la nature très variable de cette formation avec de brusques variations de faciès verticales et latérales. La géologie de la surface est complexe car elle a été le siège de mouvements tectoniques régional et local et la déposition des sédiments est contrôlée par un système glaciaire.

Les interprétations sédimentologiques de ces sédiments Cambro-ordovicien dans la région suggèrent qu'ils ont été déposés sur le bord nord du Gondwana au bord d'une calotte polaire majeure.

La structuration régionale liée au premier mouvement tectonique Calédonien a donné lieu à des zones de soulèvement pendant les dernières périodes d'Ordovicien, conduisant à une absence de dépôt et peut-être une certaine érosion des zones surélevées, et le dépôt de sédiments ailleurs.

Cela a sans doute conduit à une surface diachronique du top du Cambro-ordovicien, avec un assemblage latéral de faciès non équivalent. Des études récentes sur les affleurements et les sections géologique de la sub-surface, ont identifié un certain nombre de ces associations de faciès qui ont été déposés soit dans le cadre d'une extension régionale, ou à la suite de phases de transgression et de régression glaciaires couplée à un réajustement isostatique, formant des dépôts en éventail.

Un certain nombre d'études pertinentes en collaboration avec les entrepreneurs de l'industrie ont également indiqué que les meilleures qualités de réservoir de cette formation sont associés à des paquets de grès résidant à la partie supérieure du réservoir, et / ou avec des couloirs de rupture répondant aux régimes de contraintes simultanés. Cependant la modélisation de ces paquets de sable en termes d'analyse de faciès et de la géométrie, et la détection des couloirs de la rupture n'a pas été très bien contrainte, et a été l'objet de controverses.

En général, la modélisation de la qualité et le potentiel de tels réservoirs dépendra d'une combinaison de facteurs de texture primaires et les facteurs secondaires diagénétiques et de compaction. Les facteurs primaires comprennent l'environnement de dépôt et la distribution de faciès, tandis que les facteurs secondaires se rapportent à tous les processus post déposition constructives et destructrices qui opéraient dans toute l'histoire de l'enterrement du réservoir. Une compréhension détaillée de ces facteurs en deux dimensions (temps et espace) est pré-requis pour une prédiction réussie de qualité et le potentiel de réservoir de la zone.

Les réservoirs Cambro –ordovicien :

L'unité II ; elle est d'âge du Cambrien. Son épaisseur moyenne est de 250 m, et elle se compose de dépôts fluviodeltaïques.

L'unité III ; appartenant à l'Ordovicien, se compose de grès fins à grossiers d'épaisseurs variant de 64 à 102 m. Ce réservoir produit par fracturation à certains champs de bassin d'Illizi.

L'unité IV correspond au complexe terminal de l'Ordovicien. Son épaisseur varie de 77 à 213 m, et il se compose de dépôts fluvioglaciacaires et périglaciaires.

Sous –unité IV-3 (épaisseur de 0-73 m) et IV-2 (épaisseur 58-85 m) ont des porosités de 5% à 15% et produisent du gaz à certains champs de bassin d'Illizi, tandis que les sous-unités IV-4 et IV- 1 sont considérées comme les meilleurs réservoirs de l'Ordovicien.

Dans la zone Bourarhet Sud et à partir des résultats des puits, il a été conclu que la qualité et l'extension du réservoir ont un rôle essentiel dans la productivité des puits. Certains des meilleurs (les plus élevés) fermetures structurelles ont donné des résultats négatifs après le forage, tandis que les meilleurs puits productifs étaient situés à de basses structures bénéficiant d'un bon réservoir.

Ces résultats ont assuré que le piège stratigraphique est considéré comme le principal type de piège dans la région, cette idée a été prouvée par le nombre de puits fructueux forés récemment et qui ont été placés la plupart du temps pour tester les meilleurs facies attendus de l'Ordovicien unité IV indépendamment du rôle de la structure.

Dans le cas de Bourarhet sud, à côté des études sédimentologiques, la caractérisation de réservoir à l'aide des attributs sismiques serait le principal outil pour explorer le potentiel des réservoirs Cambro-ordovicien.

Des études récentes et les résultats de forage ont assuré le succès de l'utilisation des attributs sismiques qualitatifs et quantitatifs pour délimiter les caractéristiques géologiques et les variations de facies.

L'objectif principal de cette étude est d'utiliser l'interprétation qualitative des différents attributs sismiques afin de mieux comprendre la distribution de la qualité du réservoir et variation de facies des unités Ordovicien IV-4 et IV-3.

Quatre attributs sismiques avaient été choisis (Amplitude quadratique, la fréquence instantanée moyenne, la phase moyenne Instantané et la décomposition spectrale) comme indicateurs des conditions de réservoir, facies de sable, le rapport fin à gros et la variation lithologique ou stratigraphique.

Les paramètres d'extraction des attributs sismiques ont été choisis pour représenter la zone d'intérêt (unités IV-4 et IV-3 Ordovicien) et de remplir l'objectif de l'étude.

L'interprétation qualitative des attributs sismiques mentionnés a été réalisée avec l'intégration des informations de puits disponibles, même si ces informations de puits ne suffisaient pas pour donner des relations directes claires avec des attributs sismiques.

VI-Généralités

VI-1 Généralités sur le bassin d'Ilizi

Le bassin d'Ilizi est un bassin de plateforme assez stable, avec une puissante série sédimentaire déposé essentiellement durant le paléozoïque et le mésozoïque. Au cours de son histoire, le bassin d'Ilizi 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, les sédiments paléozoïques (3000m environ) remontent en affleurement au sud où ils forment les Tassilis, quant aux formations mésozoïques, elles n'affleurent qu'au centre du bassin, les dépôts tertiaires sont bien représentés au nord-ouest. Du point de vue lithologique, la série sédimentaire est constituée des grés et d'argiles, à l'exception des marnes et des calcaires du Namurien supérieure et de westphalien. La partie sud du bassin d'Ilizi comprend de l'ouest vers l'Est : L'axe d'Amguid el Bioud, l'axe d'Essaoui-mellene, l'axe de Fednoun et l'axe de Tihembouka, la partie Nord-ouest du bassin est représenté par le vaste anticlinorium de Tin Fouyé.

Le bassin d'Ilizi couvre environ une surface de l'ordre 110000 Km² et renferme les plus grands gisements du pétrole et du gaz reconnue dans la plateforme saharienne, il a toujours été le plus étudié et continue à faire l'objet d'une intense activité d'exploration, il représente l'un des plus grandes Provinces pétrogazeifères de l'Algérie. Les principaux gisements sont : Zerzaitine, Tin Fouyé, Tabenkort-Amssak, Alrar, Meraksen et Stah, El-Abed larache, Edjeleh, Tiguentourine et Erlaléne Qui produisent de l'huile et du gaz

VI-2 Historique de l'exploration du bassin d'Ilizi

C'est vers la fin des années 1950 que l'exploration pétrolière a posé ses premiers maillons avec la découverte du gisement d'Edjeleh (1956), Zerzaitine (1957), Tin Fouyé (1961) en appliquant divers méthodes de géologie de surface et de la géophysique.

Les premiers profils sismiques datent de 1969, depuis les travaux sismiques se sont intensifier avec introduction des nouvelles techniques d'acquisitions et de traitement avec comme objectif principale la détection des pièges de type structurale tels que ceux de TAMADANET Sud productif d'huile et de gaz dans les réservoirs du Siluro-Dévonien (F6) (1998) et d'Ain Aminas Nord productif de gaz dans les réservoirs de Cambro-Ordovicien

VI-3 Situation Géographique et géologique du bassin d'Ilizi

Le bassin d'Ilizi est une entité du Sahara algérien oriental au Nord du tassili N'Ajjer, à 100 Km de la frontière Libyenne et à 2000 km d'Alger, ce bassin est limité géographiquement par les latitudes 26°30' – 29°45' N et les longitudes 5° E 6-9°50'.

Le bassin d'Ilizi appartient à la province orientale. Il est limité par le môle d'Ahara au nord qui le sépare du bassin de Berkine, Tihembouka à l'Est, Amguid el Bioud à l'Ouest et le massif cristallo-métamorphique du Hoggar au sud.

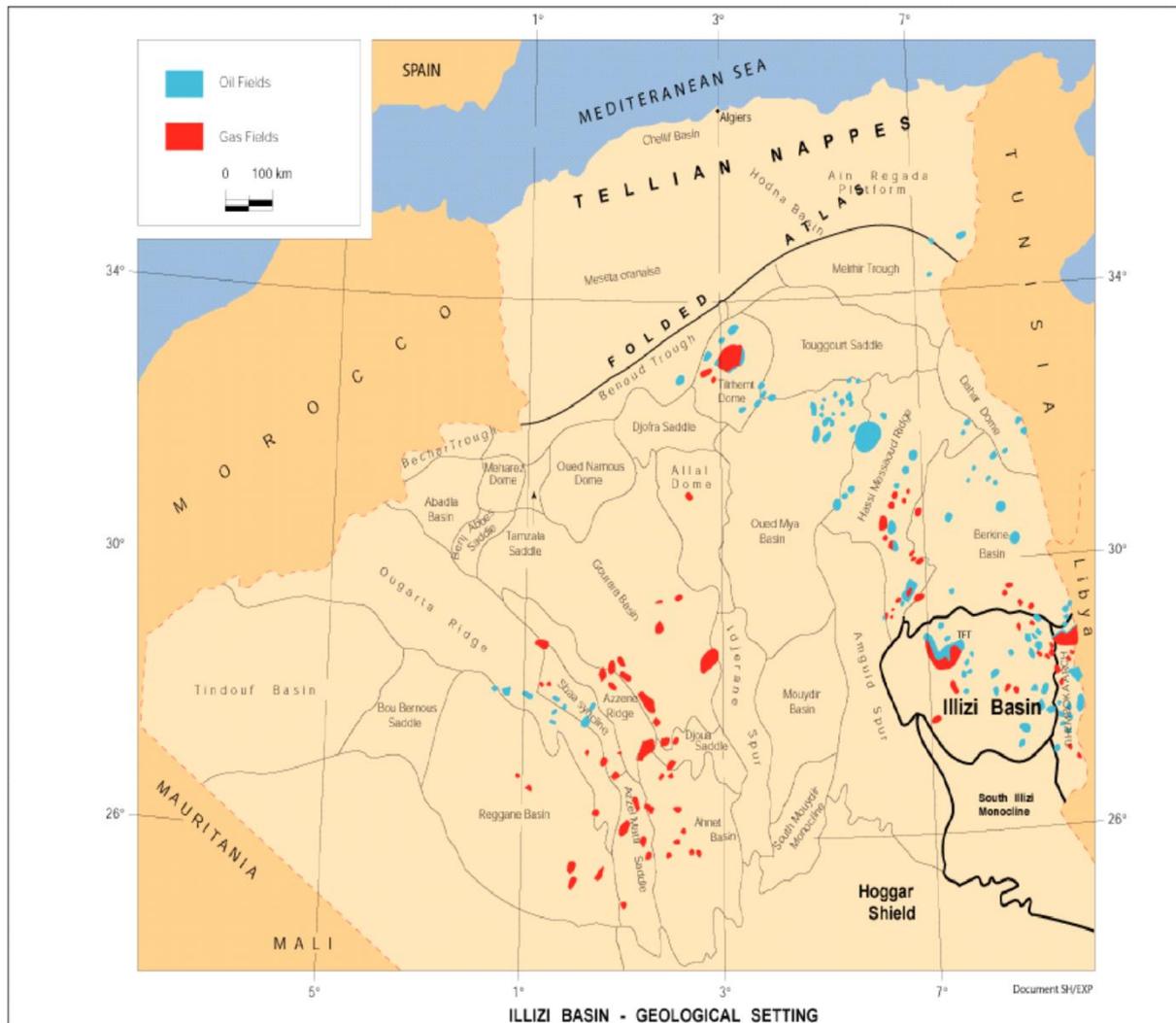


Figure VI-1 : Situation géographique et géologique du bassin d'Illizi (Sonatrach, 2003).

VI-4 Stratigraphie

La couverture sédimentaire du bassin d'Illizi est très épaisse et peut atteindre environ 3000 M d'épaisseur, elle est essentiellement d'âge paléozoïque surmontée par un Mésozoïque particulièrement détritique ce dernier repose en discordance majeure sur la surface infra-tassilienne qui nivelle un socle plissé constitué de roche métamorphique, cristallophyllien et volcanique.

VI-4-1 Le Paléozoïque

Il est épais, il occupe les deux tiers de l'épaisseur totale de la série, d'environ 1500-2000 m, il est constitué essentiellement d'alternance de grès et d'argiles.

a- Le Cambrien : Formé essentiellement par une succession de formations gréseuses, il est composé de deux unités :

-Unité **I (Les conglomérats d'El Mouggar)** : d'une épaisseur de 300 m, composé essentiellement de conglomérats et de grés.

-Unité **II (Les grés de Tin Taradjelli)** : sa puissance est de l'ordre de 200-300 m, elle repose en discordance majeure sur le socle, composé essentiellement de grés moyens à grossiers à la base et surmontés par des grés fins à ciment siliceux.

b-L 'Ordovicien : Subdivisé en deux unités :

-Unité **III** : à son tour subdivisé en trois sous-unités qui sont de bas en haut :

--Unité **III-1** : avec une épaisseur de 40m environ, d'âge Trémadocien, correspond à la formation de grés de vire à mouflon, ce sont des grés fins à stratifications entrecroisées à passées argilo-silteuses, riches en tigillites.

--Unité **III-2** : d'épaisseur d'environ 50m correspond à la formation de la banquette, formée essentiellement de grés fins à grossiers à ciment siliceux à tigillites et joints stylolithiques fréquents.

--Unité **III-3** : correspond à la formation d'In Tahouite, son épaisseur varie de 40 à 200m, c'est un ensemble argilo-gréseux, composé à la base de grés fins à grossiers à ciment siliceux à stratification horizontale, passant à des stratifications obliques au sommet où le ciment devient argileux.

- Unité **IV** : connue sous le nom de complexe terminal ou formation de Tamadjert, elle est considérée comme un dépôt glaciaire, caractérisée par des faciès très variables, une variation d'épaisseur très importante, elle est formée essentiellement de grés et d'argile micro-conglomératique.

c-Silurien : d'une épaisseur qui varie de 200 à 400m, il est composé de bas en haut des formations suivantes :

*-Silurien argileux (la formation d'Oued Imirhou) : il est d'une épaisseur de 350m environ, il est composé par des argiles à graptolites à rare intercalations silteuse.

*-Silurien argileux-gréseux : comprend les trois unités suivantes :

- Unité **M** : correspond à la formation de l'Atafaitafa, avec une épaisseur de 100m environ, elle est considérée comme une zone de passage entre le Silurien et le Dévonien, composée d'une alternance d'argiles silteuses et de grés fins à grossiers.

-Unité **A** : (la barre inférieure) : composée essentiellement de grés à grains moyens à grossiers à stratification oblique.

-Unité **B** : (le Talus à tigillites) : composée d'alternance d'argiles et de silts.

d-Dévonien : séparé du silurien par la discordance calédonienne, son épaisseur varie de 100 à 300m, subdivisé en deux ensembles :

*-Le Dévonien inférieur : d'une épaisseur de l'ordre de 200m, il regroupe quatre (04) unités qui sont de bas en haut :

-Unité C1 (la barre moyenne) : d'épaisseur de 40 à 50m, composé de grés à grains fins à grossiers à stratification oblique à entrecroisée, discordante sur le talus à tigillites.

-Unité C2 (les trottoirs) : de 20 à 40m d'épaisseur, composée d'alternance de grés fins à grossiers et d'argiles silteuses.

-Unité C3 (la barre supérieure) : de 80 à 100m d'épaisseur environ, elle est essentiellement gréseuse rarement conglomératique à stratification oblique.

-La formation d'Orsine : d'une épaisseur en moyenne de 80m, c'est une série argilo-gréseuse à Brachiopodes.

*- **Le Dévonien moyen et supérieur** : subdivisé en deux ensembles :

-La formation de Tin Meras : d'une épaisseur de 110m environ, composée essentiellement d'argiles avec quelques bancs de grés et de calcaire à son sommet.

-La formation de Gara-Mas-Melouki : d'une épaisseur de 40-70m, représentée par un complexe argilo-gréseux carbonaté à la base et gréseux au sommet.

e-Le Carbonifère : d'une épaisseur de 1200-1400m, il affleure au complet dans la région d'In Aménas, il englobe la formation des grés d'Issendjel, surmontée par la formation d'Assekaifaf qui est à son tour surmontée respectivement par la formation de l'Oued Oubarakat et d'El Abed Larache et enfin la série se termine par la série de Tiguentourine.

f-Le Permien : il est totalement érodé par les mouvements Hercyniens qui affectent même le carbonifère supérieur dans certains endroits.

IV-4-2 Le Mésozoïque

Il repose en discordance majeure sur le paléozoïque avec une épaisseur variable du sud vers le nord.

a- Le Trias : connu sous le nom de Zerzaitine inférieure, composé de grés fins à grossiers à quelques passées d'argiles.

b- Le Jurassique : le Lias et le Dogger correspondent respectivement au Zerzaitine moyen et supérieur composé d'argiles, de grés fins à grossiers et des carbonates, tandis que le Malme correspond à la série de Taouratine inférieure composée de grés fins à moyens.

c- Le Crétacé : d'épaisseur d'environ 500-600m, composé par une alternance de grés fins à moyens à la base et de carbonates au sommet.

Age	Lithologie	Nomenclature de Sub-surface (Sonatrach)	Nomenclature des affleurements	Discontinuités majeures
Mio-Plioc.		Mio-Pliocène	Mio-Pliocène	Pyréenne
Crétacé		Série de calcaire Argile à Gypse Série d'In Akamil	Série de calcaire Argile à Gypse Série d'In Akamil	Autrichienne
		Taouratine supérieur	Taouratine supérieur	
		Taouratine moyen	Taouratine moyen	
Jurassique		Taouratine inférieur	Taouratine inférieur	Hercynienne
		Zarzaitine supérieur	Zarzaitine supérieur	
		Zarzaitine moyen; salifère	Zarzaitine moyen; salifère	
Trias		Zarzaitine inférieur	Zarzaitine inférieur	Hercynienne
Carbonifère		Formation de Tigentourine	Formation de Tigentourine	Frasnienne
		Westphalien F	Formation d'El Adeb Larach	
		Westphalien Namurien E Namurien D	Formation de l'Oued Oubarkat	
		Viséen C	Formation d'Assekaifaf	
		Viséen B Tournaisien A	Formation d'Issendjel	
		F2	Formation d'Illérène	
Dévonien		F3	Formation de Tin Meras	Frasnienne
		F4 F5	Formation d'Orsine	
Silurien		F6	Barre supérieure	Calédonienne
			Trottoirs	
			Barre moyenne	
			Talus à fougilites	
			Barre inférieure	
Silurien		M	Formation d'Atafaitafa	Taconique
		Silurien argileux	Formation de l'Oued Imirhou	
Ordovicien		Unité IV	Formation de Tamadjert	Taconique
		Unité III.3	Formation d'In Tahouite	
		Unité III.2	Banquette	
Cambrien		Unité III.1	Vire du Mouflon	Pan-Africaine
		Unité II	Formation de Tin Taradjelli	
PCmb		Socle		Pan-Africaine

Figure VI-2 : Colonne stratigraphique du bassin d'Illizi (Sonatrach)

VI-5 Aspect Structural

Tectoniquement, les accidents qui ont affecté ce bassin présentent des directions méridiennes, d'orientation NE- SE et NO-SE .Ce bassin est caractérisé par plusieurs dépressions , dont les plus importantes sont les suivantes :

- A l'Est le môle de Tihembouka mentionné, visible en surface où le Carbonifère repose en discordance sur le Silurien et même sur l'Ordovicien en territoire libyen.
- Au Nord- Ouest la voûte de Tin - Fouyé, et à l'Ouest le môle d'Amguid- El - Biod.
- Au Nord le môle d'Ahara d'orientation Est-Ouest, séparant le bassin d'Illizi et la dépression de Berkine
- au Sud, il est limité par le bouclier du Hoggar dans la région du Tassili N'ajjers.

Les directions de tous ces axes sont proches de la direction N - S. Ils sont Accompagnés de failles importantes dues au rejet de failles profondes du socle [2].

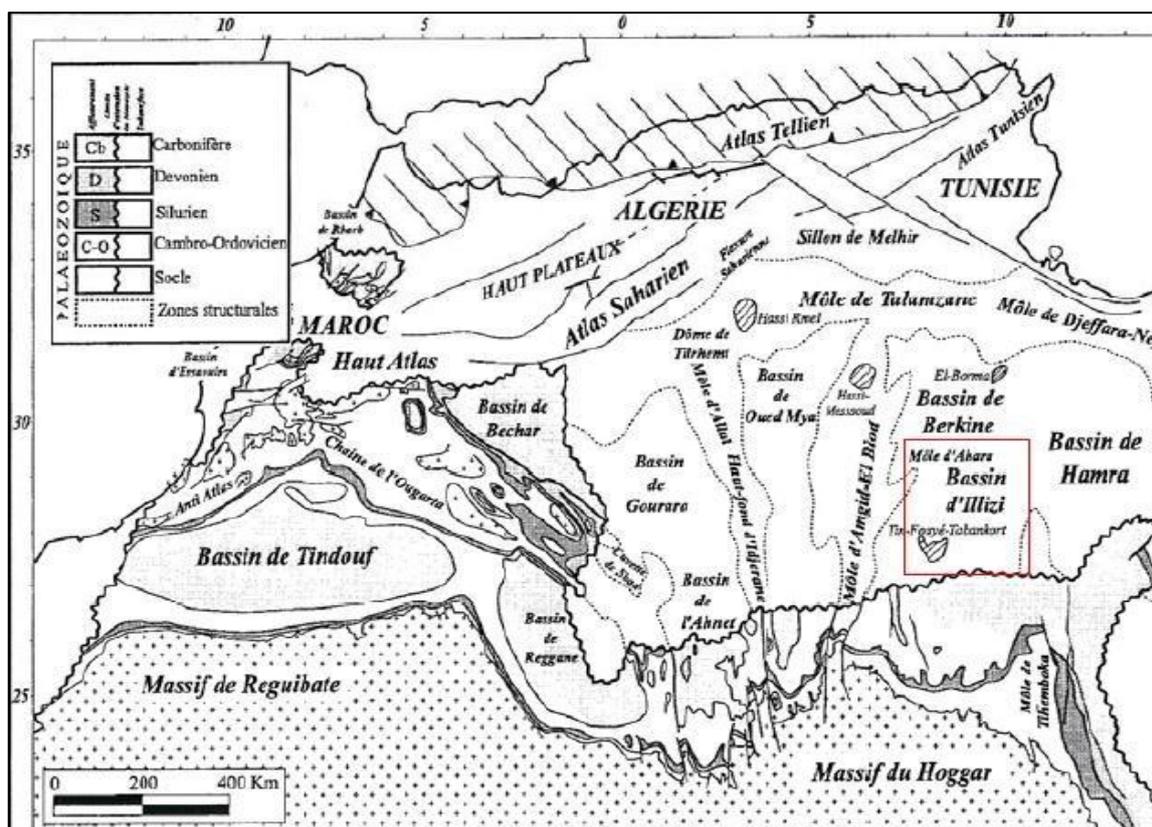


Figure VI-3 : Carte des principaux éléments morfo-structuraux de la plate-forme Saharienne et localisation du bassin d'Illizi (Attar. A 1987).

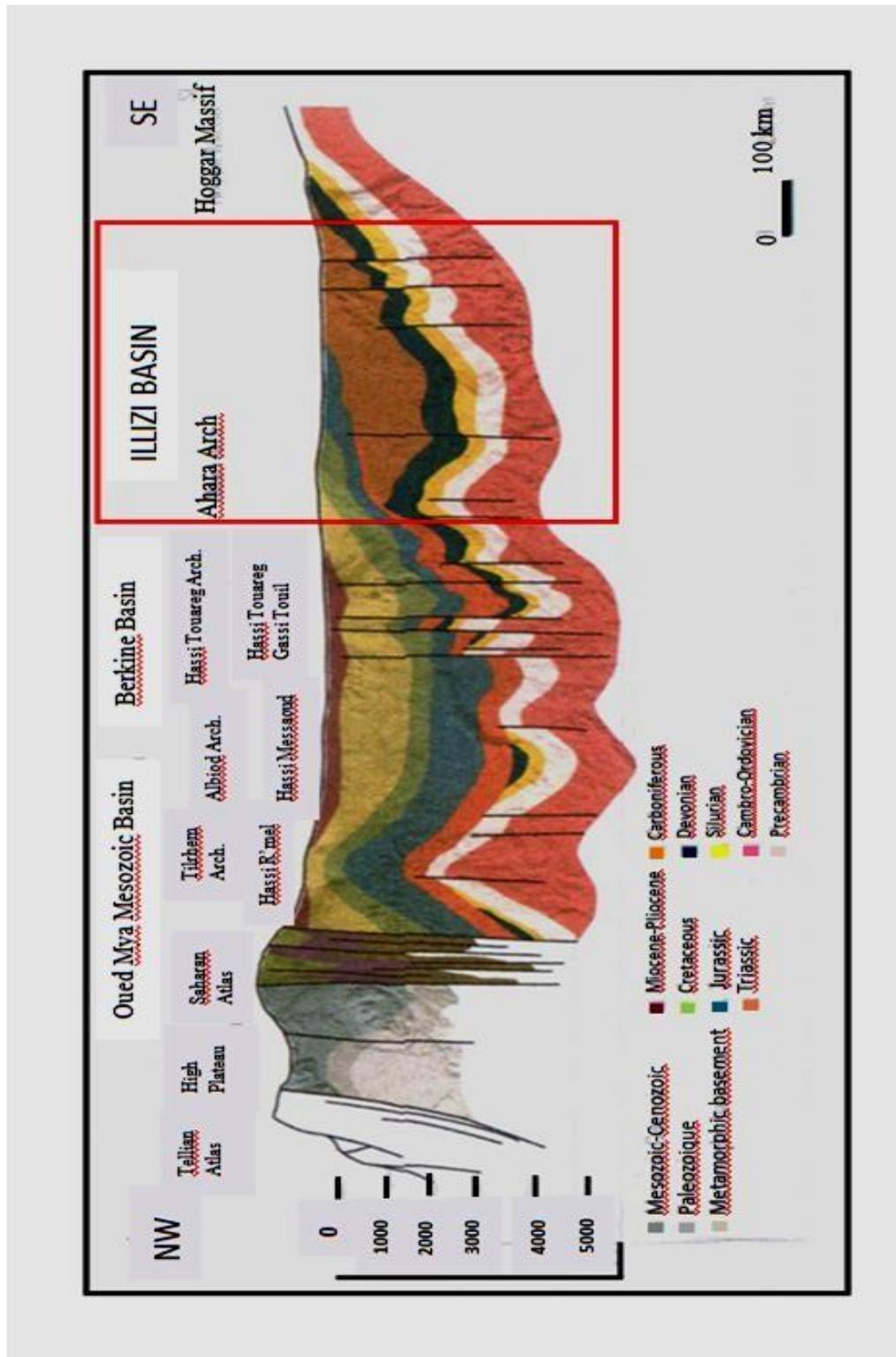


Figure VI-4 : Coupe géologique régionale à travers les bassins de Oued Mya Berkine et Illizi (Sonatrach et Schlumberger, 2007).

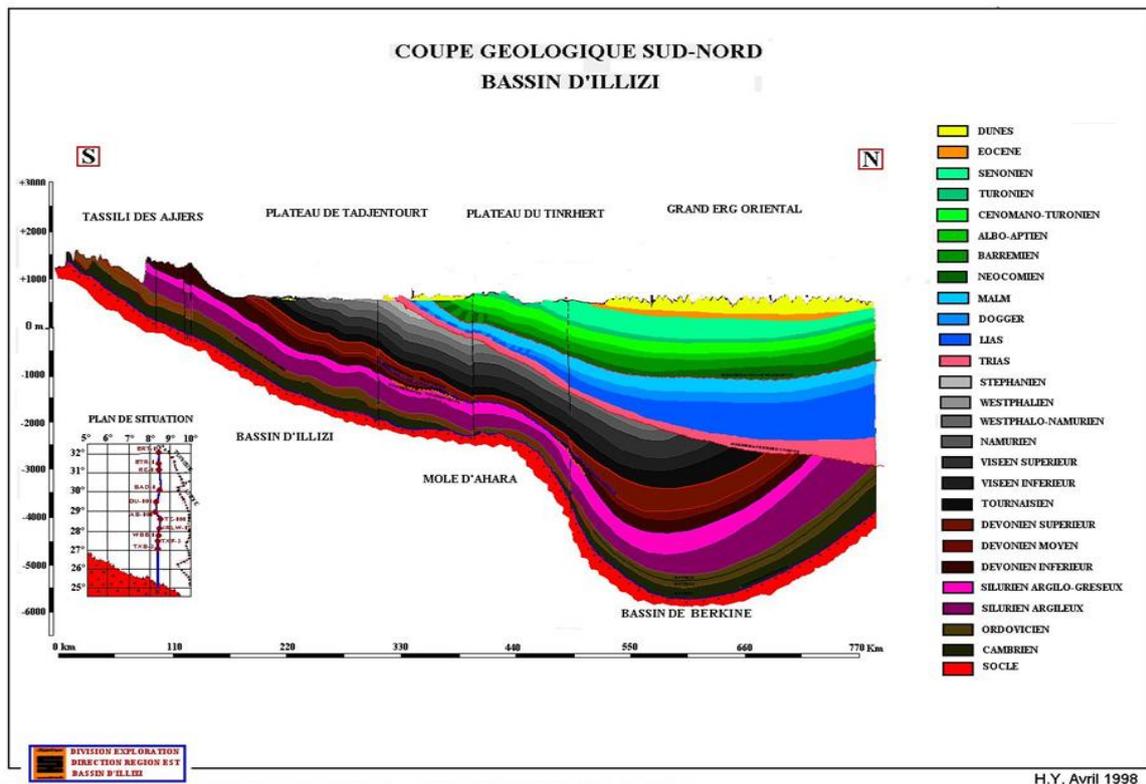


Figure VI-5 : Coupe géologique Sud-Nord bassin d'Illizi (Sonatrach)

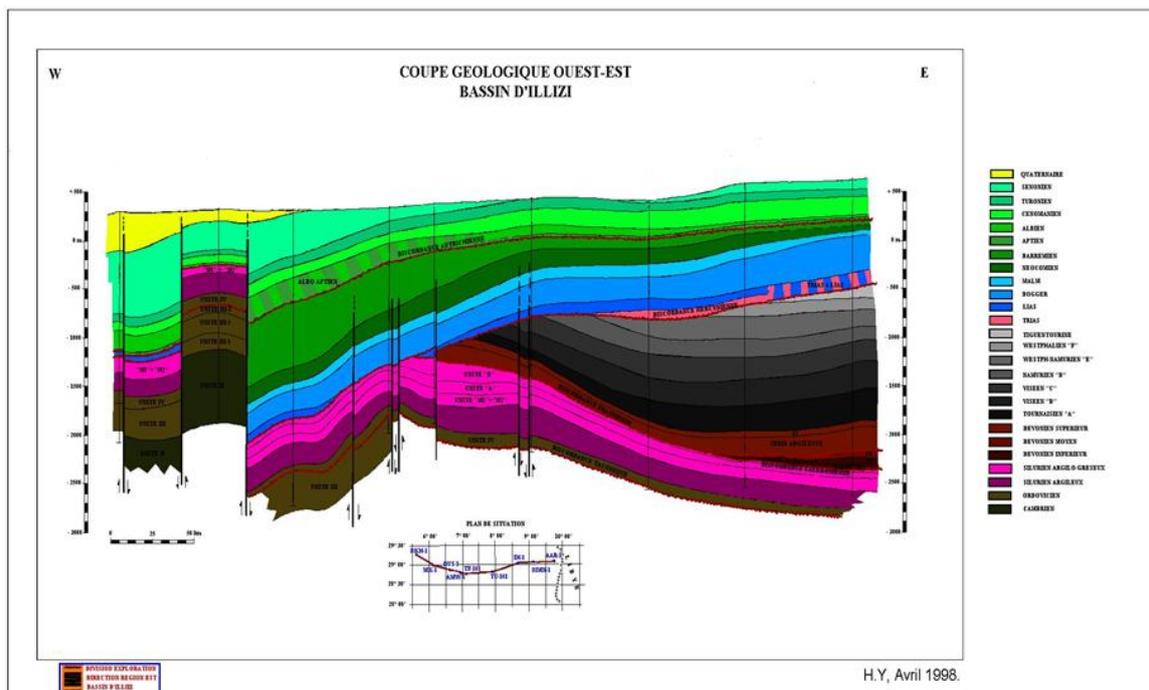


Figure VI-6 : Coupe géologique Ouest-Est Bassin d'Illizi (Sonatrach)

VI-6 Aspect Pétrolier

a-Roche mère

Correspond à une roche argileuse contenant de la matière organique qui est à l'origine de la formation des hydrocarbures.

Dans l'ensemble du bassin d'Illizi et d'après les études géochimiques, toutes les argiles paléozoïque ont généré des hydrocarbures, dont les plus importantes sont : les argiles du Silurien argileux, les argiles du silurien argileux gréseux, les argiles du Dévonien moyen à supérieur. Des études plus récentes ont également montrées que les argiles de l'Ordovicien (argiles d'Azzel et d'el Gassi) ont généré des hydrocarbures.

b- Roche réservoirs

Dans le bassin d'Illizi les réservoirs sont :

- Les grés du Cambrien
- Les grés quartzitiques de l'Ordovicien
- Les grés du réservoir F6 (Dévonien inférieur-Silurien supérieur), ce niveau couvre l'essentielle de la plateforme saharienne.
- Les grés argileux des réservoirs F5, F4
- Les grés argileux du réservoir F3 (Dévonien moyen)
- Les grés du réservoir F2

c- Roche couverture

Dans la plateforme saharienne les roches couvertures varient en âge et facies, les plus anciennes sont de l'Ordovicien. Celles du Trias et Lias à série argilo-évaporitiques présentent des qualités remarquables.

Les roches couvertures du bassin d'Illizi sont toutes représentées par des argiles, on a plusieurs niveaux : l'Ordovicien, le Silurien, Le Carbonifère et dans le dévonien (Le Praguien argileux constitue la couverture du Dévonien inférieur des bassins Sud-est saharien tel que le bassin d'Illizi).

d- Type de pièges

Ce sont des emplacements naturels favorisant l'accumulation des hydrocarbures, et empêchent leur migration à nouveau. Dans les pièges la température et la pression sont plus basse que celle de la roche mère.

On distingue six types de pièges : structural, stratigraphique, mixte, hydrodynamique, barrière de perméabilité et diapirisme.

Dans le bassin d'ILLIZI les pièges sont souvent structuraux, des anticlinaux associés aux failles d'orientation N-S, NW-SE et WNW-ESE, néanmoins des pièges de type stratigraphique pourraient être mis en évidence au niveau du bassin d'ILLIZI en relation avec différents paléo environnement présentés par les dépôts du Dévonien et de l'ordovicien.

VI-7 Présentation de la région d'étude

VI-7-1 La situation géographique

Le permis de recherche BOURARHET Sud (figure VI-9), couvre la partie centre orientale du bassin d'ILLIZI sur une surface de 10781.86 Km².

Ce permis est composé de blocs : 230, 231, 234, 242, il est délimité par :

- La latitude 28 °20' au nord
- La frontière ALGERO- LIBYENNE à l'est
- Les affleurements du TASSILI N'AJERS au sud et au sud – ouest

La limite orientale du périmètre est à 22 KM de la ville d'IN AMENAS et la limite méridionale à 55 KM au nord de la ville d'ILLIZI.

La route HASSI –MASSOUD IN-AMINAS passe à une quarantaine de kilomètres au nord du périmètre, alors que l'axe IN –AMINAS –ILLIZI, le traverse dans sa partie orientale reliant les gisements de la RECULEE, TIGUENTOURINR, EL ADEB LARECHE et ASSEKAIFAF.

Dans le permis de BOURARHET Sud, il y a 5 parcelles d'exploitation, les quatre déjà mentionnées, plus celle d'EDEYEN dans le coin nord –ouest.

BOURARHET SUD est constituée de deux blocs : 230 et 231 avec une surface totale de 5307.7066 Km²

Les coordonnées géographiques des sommets de BOURARHET SUD sont les suivants : (tableaux)

CORNERS BLOCK 230	ALTITUDES	LONGITUDES
1	8°15'E	27°50' N
2	8°44'E	27°50'N
3	8°44'E	27°40'N
4	9°05'E	27°40'N
5	9°05'E	27°30'N
6	8°15'E	27°30'N

Figure VI-7 : Tableau des sommets du block 230

CORNERS BLOCK 231	ALTITUDES	LONGITUDES
1	8°48'E	27°30' N
2	8°48'E	27°18'N
3	8°45'E	27°18'N
4	8°45'E	27°00'N
5	8°15'E	27°00'N
6	8°15'E	27°30'N

Figure VI-8 : Tableau des sommets du block 231

Pour accéder a la zone d'étude, il faut prendre la route HASSI –MESSOUD – DJANET , elle passe par le l'est des deux blocs et est reliée a une autre route principale qui traverse les blocs du nord au sud .

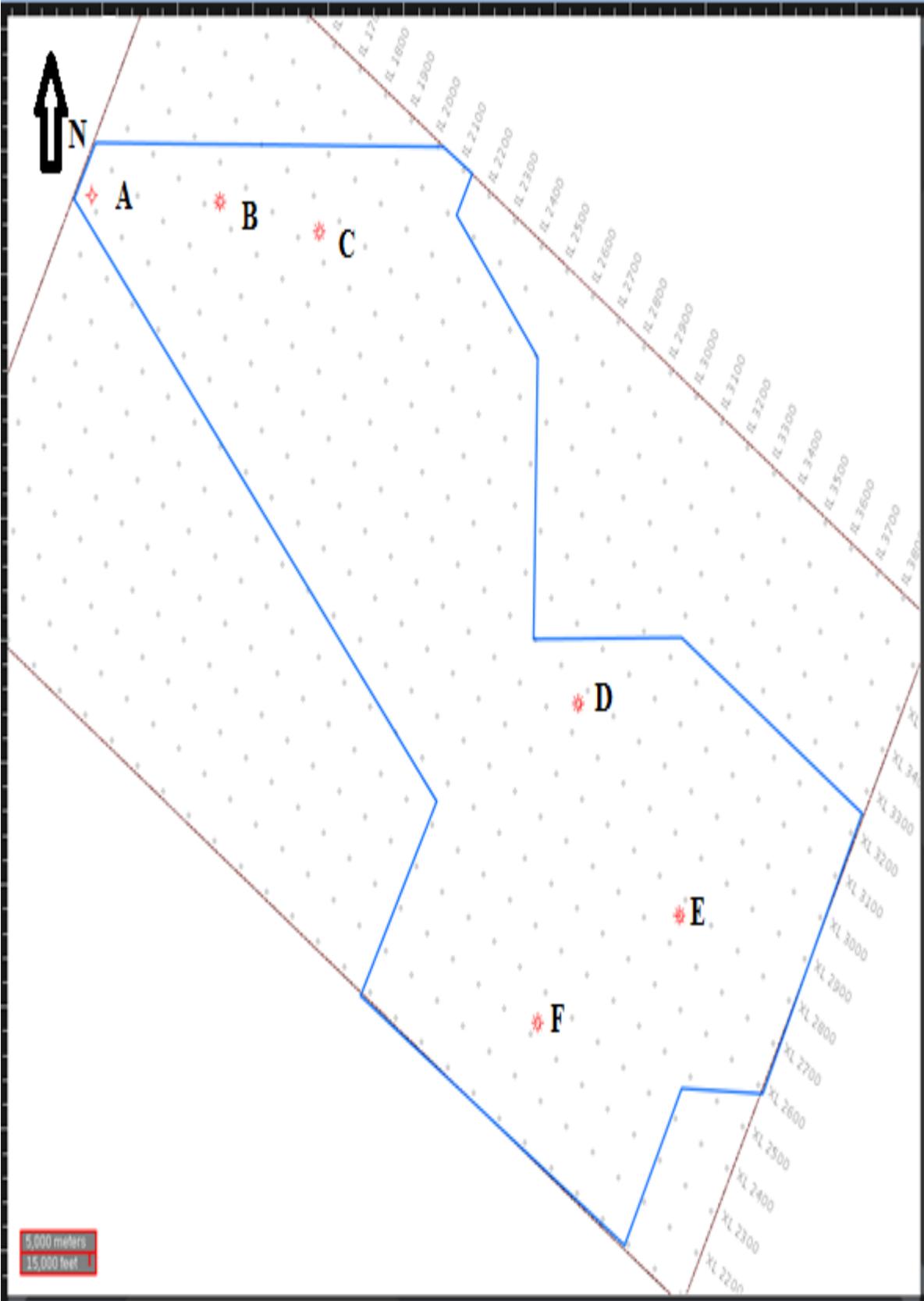


Figure VI-9 : Plan de position de la campagne sismique 3D, 2006,
champ de BOURARHET SUD

L'objectif d'une campagne d'acquisition des données sismiques est d'obtenir le maximum d'informations permettant de construire un modèle en 3 dimensions du sous-sol. Celui-ci va permettre notamment de positionner avec précision les forages.

Principe :

Une source sismique émet des ondes qui vont se propager dans le sous-sol se réfléchir aux limites des couches géologiques puis être enregistrées par des géophones en sismique terrestre et hydrophones en sismique marine.

Paramètres d'acquisition :

Fréquence de démarrage	4Hz
La fréquence d'arrêt	80Hz
Type de sweep	Wester Geco proprietary maximum displacement (MD) sweep
Longer de sweep	12s
Niveau d'entraînement	60%
Nombre de vibrateurs	2 per fleet
Escapements entre vibrateurs	Inline:12.5m Crossline:0m
Model de vibrateur	M30/625 Desert Explrer
Force(Ibs)	80.000
Nombre de sweep par VP	1
Taper length (start)	proprietary
Taper length (end)	proprietary
Source line spacing	400ms
Receiver line spacing	400ms
Fold	80
Orientation	NW- SW
VPs/day	-500

Paramètres d'enregistrement :

Simple intervalle	4ms
Record length	17s
stacking	none
correlation	none
Anti-alias filter	0.8N,454db/Octave,-130db Down @ 102% Nyquist
Gain	12db
Low cut filter	3Hz, -3db, 18 db/Octave
High cut filter	out

La campagne de sismique 3D sur le terrain s'est déroulée en quatre étapes : la localisation topographique des points d'enregistrement et des points de vibration, le déroulage des lignes de géophones, le test d'un profil sismique de référence pour analyser la réponse du milieu et choisir les fréquences les mieux adaptées, et finalement l'acquisition sismique proprement dite.

VII-1 génération des attributs sismiques sur logiciel 'Open Works'

L'interprétation sismique 3D du champ de Bourarhet Sud a été réalisée sur station par le biais de plusieurs modules du logiciel Openworks R2003 développé par Landmark. Ces modules et leurs utilités se résument comme suit:

- * **Seisworks:** module d'interprétation sismique (horizons et failles),
- * **Syntool:** module de génération du film synthétique,
- * **ZMAP:** module de cartographie,
- * **Depth Team Express:** module de génération du cube de vitesses,
- * **TDQ:** module de conversion Temps/Profondeur,
- * **PostStack/PAL:** module de génération des attributs sismiques.

L'application des attributs sismiques (amplitude RMS, fréquence instantanée, phase instantanée..., etc.), au toit d'ordovicien est effectuée en utilisant le module **PostStack/PAL** dans le but d'étudier l'amplitude, la fréquence et la distribution de phases dans les couches du réservoir.

Le module PAL calcule les valeurs des attributs sur un intervalle spécifique puis, fait sortir le résultat sur horizon data-file (hzd) .on peut afficher ce dernier dans Seisworks, en l'insérant sur une section sismique ou sur la carte.

Les différents types d'attributs PAL peuvent extraire jusqu'à quarante attributs à partir des données sismiques.

Ces attributs sont divisés en cinq grandes catégories comme suit :

- 1- Amplitude Statistics (RMS amplitude, amplitude moyenne absolueEtc.).
- 2- Complexe Trace Statistics (fréquence moyenne instantanée, phase moyenne instantanée, forte réflexion....etc.).
- 3-Spectral Statistics (la longueur d'arc...etc.).
- 4- Séquence Statistics (énergie Half time...etc.).
- 5- Corrélation Statistics (rapport moyenne signal / bruit).



Figure VII-1 Fenêtre de dialogue pour la génération des attributs.

Les différentes étapes suivies au cours de cette opération se résument comme suit:

- 1) Activer les modules PostStack/PAL.
- 2) Choisir la Survey 3D.

- 3) Lancer l'opération.
- 4) Activer le process (processes →attribute extraction →parameters)
- 5) Choisir les horizons sur lesquels on va appliquer ces attributs.
- 6) Choisir l'intervalle (fenêtre d'analyse) sur lequel sont générés ces attributs, on choisit soit:
 - une fenêtre de temps constant.
 - une fenêtre de temps centré sur un seul horizon.
 - une fenêtre de temps spécifiée en dessous et en dessus d'un seul l'horizon.
 - un intervalle borné par deux horizons.
- 7) Sélectionner les attributs à générer à partir de la liste (Attribut sélection)
- 8) Lancer le process.

VII-2 Définition des attributs sismiques

❖ Amplitude RMS

L'amplitude RMS est calculée comme la racine carrée de la moyenne des carrés des amplitudes prises dans la fenêtre d'analyse.

Le calcul de RMS (computation) est très sensible aux valeurs extrêmes de l'amplitude, car ces dernières sont prises au carré avant de les sommer (figure VII-2).

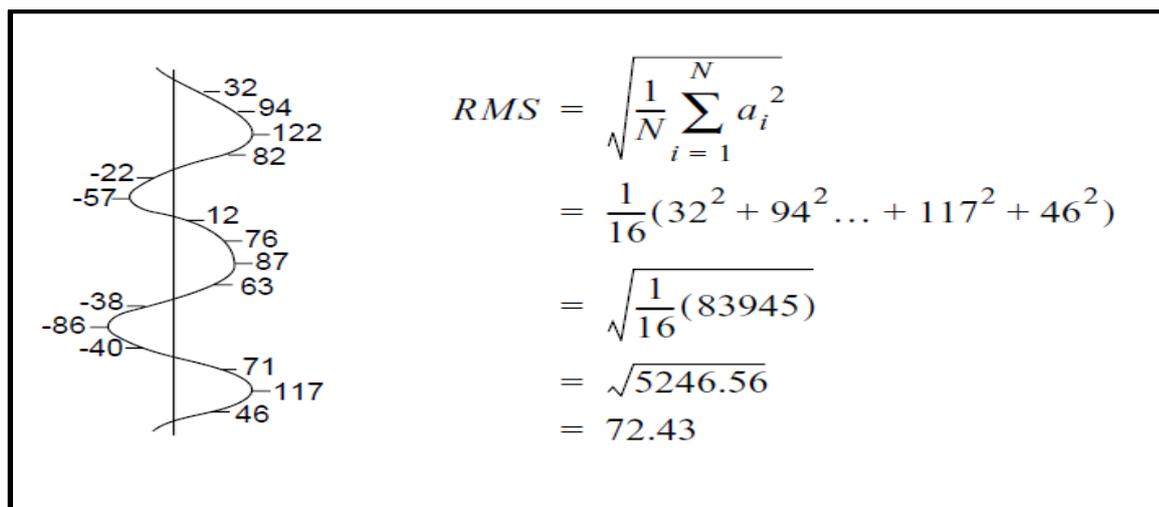


Figure VII-2 Exemple de calcul de l'amplitude RMS.

Remarque : la fenêtre d'analyse peut varier de 0 ms à toute la section, mais elle est généralement concentrée sur un horizon ou sur la zone d'intérêt.

Applications :

- identifier les anomalies d'amplitude.
- Détecter les anomalies sismiques stratigraphiques comme les chenaux.
- Différencier les couches concordante et chaotique.

❖ Energie de temps intermédiaire :

L'énergie de temps intermédiaire est une mesure relative du centre de gravité de l'énergie des données sur une fenêtre de temps, exprimée en pourcentage. Elle procure une mesure quantitative de la distribution d'énergie sur une fenêtre de temps .

Le centre de gravité se produit au temps t_h , donnée par :

$$t_h = \frac{\sum_{i=1}^N t_i a_i^2}{\sum_{i=1}^N a_i^2} \quad (7-1)$$

Avec :

a_i^2 : l'énergie au temps t_i

L'énergie de temps intermédiaire est alors donnée par :

$$E_{ht} = \frac{t_h - t_l}{t_N - t_l} \quad (7-2)$$

Avec :

t_l : Le temps au début de la fenêtre

t_N : Le temps a la fin de la fenêtre

L'énergie de temps intermédiaire s'étend de -100% à 100%. Elle est indépendante de tous les niveaux d'amplitude mais elle est fortement influencée par la largeur de la fenêtre qui doit être relativement petite pour inclure seulement une seule zone d'énergie dominante. Quelque soit le temps considéré, l'énergie de temps intermédiaire quantifie le degré auquel l'énergie dans la fenêtre d'analyse est inférieure à zéro, supérieure à zéro et presque nulle (environs zéro). En pratique, l'énergie de temps intermédiaire ressemble au changement instantané d'amplitude et accentue le changement de tous les niveaux d'amplitudes.

La fenêtre d'analyse pour cet attribut, peut s'étaler sur toute la section sismique mais, généralement, on choisit une fenêtre qui va de 50 à 200ms afin de bien se focaliser sur la zone d'intérêt.

Applications :

- caractérisation des séquences transgressive et régressive
- Détection des changements stratigraphiques ou des anomalies d'amplitudes associées au contenu du fluide, les discordances et la lithologie

❖ Longueur de l'arc:

La longueur de l'arc (Arc Length) est une mesure de l'excursion totale d'une trace sismique dans une fenêtre. La longueur de l'arc est donc définie comme la longueur totale d'une corde étendue à l'extérieur

Cette longueur n'est pas prise en compte pour n'importe quelle apparence des wiggles lissés, elle mesure seulement la distance entre un échantillon et un autre par la formule suivante:

$$s = \frac{1}{NT} \sum_{i=1}^n \sqrt{[a(i+1) - a(i)]^2 + T^2} \quad (7-3)$$

$a(i)$: amplitude de l'échantillon i

T : période d'échantillonnage

N : nombre d'échantillons dans la fenêtre.

La fenêtre d'analyse pour cet attribut peut varier de 20ms sur toute la section sismique mais, généralement, on choisit une fenêtre qui va de 40 à 100ms.

Applications:

- Différencier entre tous les événements à fortes amplitudes/ hautes fréquences et fortes amplitudes/basses fréquences, et entre faibles amplitudes/ hautes fréquences et faibles amplitudes/basses fréquences,
- Distinguer entre les séquences d'argiles et de grés existantes dans les interfaces argilo-gréseux ayant généralement un fort contraste d'impédance

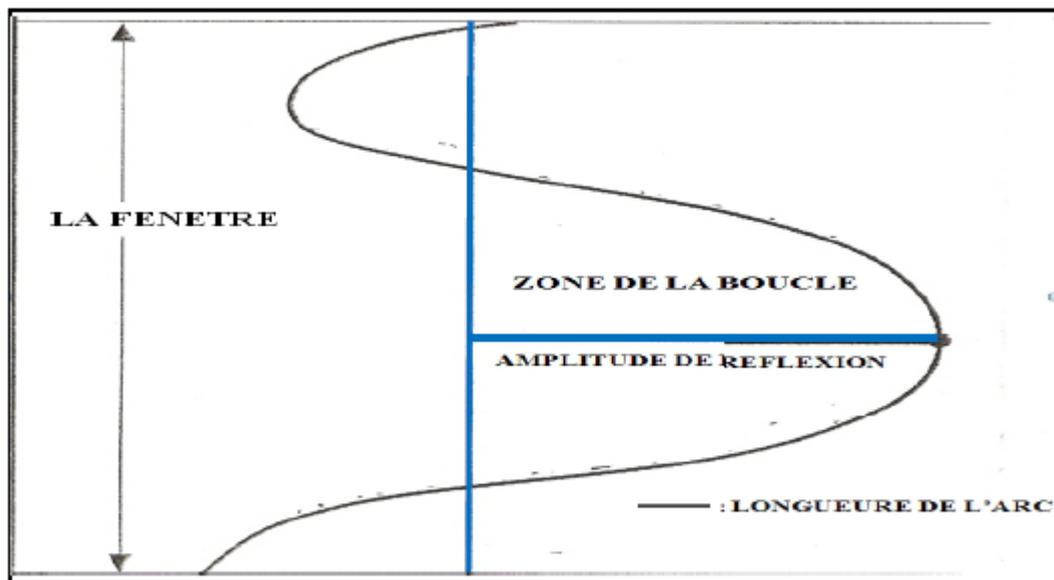


Figure VII-3 Explication de la longueur d'arc

❖ Amplitude moyenne absolue (ABS)

L'amplitude moyenne absolue remplace tous les échantillons par la valeur moyenne absolue de l'échantillon initial, la formule utilisée est :

$$ABS = \frac{\sum_{i=1}^N |a_i|}{N} \quad (7-4)$$

Applications :

- Identification des anomalies d'amplitude ou caractérisation des séquences sismiques,
- identification des changements lithologiques ou de grés à gaz,
- Mettre en évidence les zones de grande variation d'impédance acoustique,

La fenêtre d'analyse peut s'étaler sur toute la section sismique mais, dans le cas de l'attribut ABS, il est conseillé de choisir une fenêtre qui va de 50 à 100ms afin de se focaliser sur la zone d'intérêt.

La figure VII-4 est un exemple d'application de l'amplitude moyenne absolue .

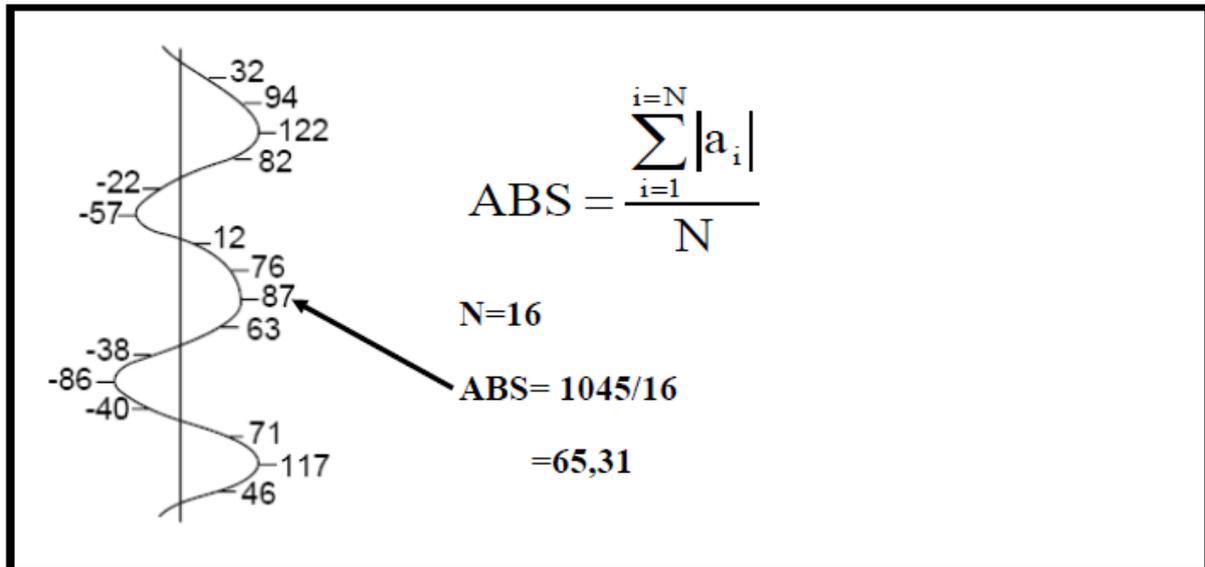


Figure VII- 4 Exemple d'application de l'amplitude moyenne absolue

❖ Fréquence moyenne instantanée :

Elle représente le taux de changements de la phase instantanée ou fil du temps (le dérivé de la phase Instantanée) .

$$f(t) = \frac{d(\phi(t))}{dt} \quad (7-5)$$

Les valeurs de la fréquence instantanée peuvent changer de $(-f_N \text{ à } +f_N)$, avec f_N : fréquence de Nyquist. Généralement la plupart de valeur de fréquence est positive.

$$F_N = \frac{F_e}{2} = \frac{1}{2T_e} \quad (7-6)$$

Avec :

F_N : La fréquence de Nyquist

F_e : La fréquence d'échantillonnage

T_e : La période d'échantillonnage

Applications :

- Dans certain cas, les sable saturées en gaz atténuent les hautes fréquences sismique et causent anormalement de très faibles valeurs de la fréquence moyenne instantanée coïncidant ainsi avec des anomalies de RMS amplitude (bright spot ou dim spot).
- La fréquence instantanée moyenne est un moyen de suivre les caractéristiques des fréquences dominantes qui peuvent être associées à des effets d'absorption ou de fracturation ou bien reliées à des changements lithologique ou stratigraphique.
- Indicateur des zones de réflexions chaotiques
- Indicateur du rapport sable sur argile

❖ **Phase moyenne instantanée :**

C'est l'angle d'orientation du vecteur d'amplitude à un temps précis. C'est toujours un nombre qui change -180° à 180° . La phase le long d'un horizon ne doit pas changer en principe, les changements peuvent survenir s'il ya un problème de picking, ou si la couche change latéralement.

$$\phi(t) = \arctan\left(\frac{H(t)}{T(t)}\right) \quad (7-7)$$

Avec :

T(t) : la trace sismique

H(t) : la transformée d'HILBERT de la trace sismique

Applications :

- Attribut utile pour indiquer la continuité latérale des couches et leur configuration
- Déterminer si les anomalies d'amplitude sont dues à l'effet Tuning.
- Utile pour le calcul de la fréquence instantanée et l'accélération

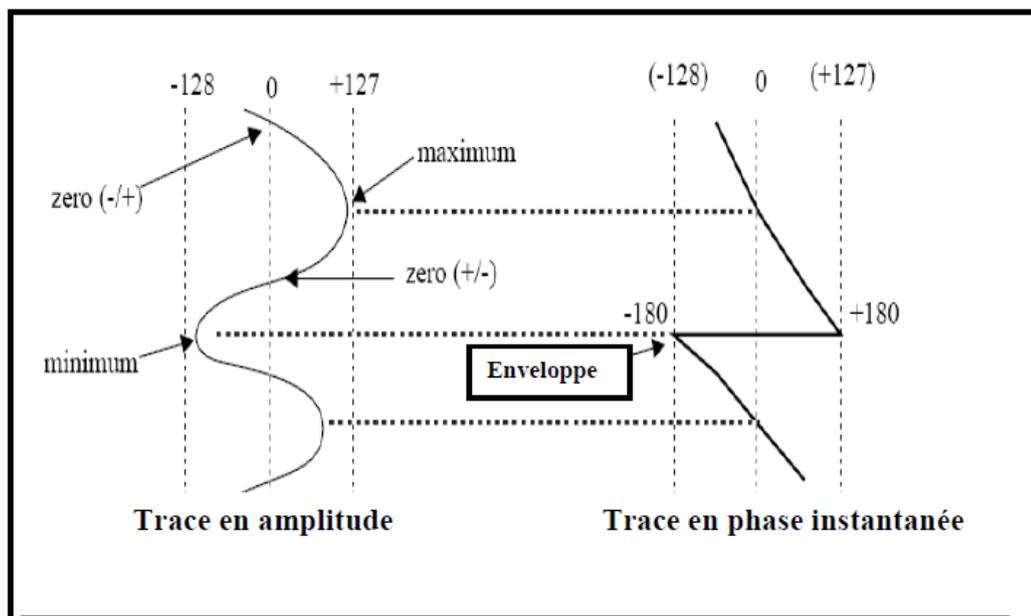


Figure VII-5 Illustration d'une trace en amplitude et en phase instantanée

❖ **Le facteur de qualité :**

Le facteur de qualité instantané $q(t)$ est définie comme étant la fréquence instantanée divisée par deux fois la bande passante instantanée $\delta(t)$.

$$q(t) = \frac{f(t)}{2\delta(t)} \quad (7-8)$$

Le facteur de qualité instantané est sans dimension. Les valeurs typiques sont comprises entre 1 et 5 ; les valeurs anormales sont soit largement supérieure ou inférieure à 0.5.

Applications :

- Le facteur de qualité instantané est utile pour identifier des formes d'ondes similaires et des anomalies causées par les interférences d'ondelettes.

❖ **L'inclinaison d'amplitude (Skew in amplitude) :**

L'inclinaison est le degré d'asymétrie d'un ensemble de valeurs autour de la valeur moyenne. C'est un attribut sans dimension. L'inclinaison positive signifie une distribution décalée d'avantage vers la fin de la fenêtre, tandis qu'une inclinaison négative signifie une distribution décalée vers le début de la fenêtre.

$$S = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{a_i - \mu}{\sigma} \right)^3 \quad (7-9)$$

Avec :

σ : L'écart type, définie comme la racine carrée de la variance V .

μ : La valeur moyenne

a_i : L'amplitude d'un échantillon

Pour chaque trace, le PAL calcule d'abord la valeur moyenne de tous les échantillons de la fenêtre, puis, il soustrait la moyenne de chaque échantillon, ensuite calcule la valeur de la différence cubée. Le résultat est la somme de toutes les valeurs divisée par le nombre des échantillons.

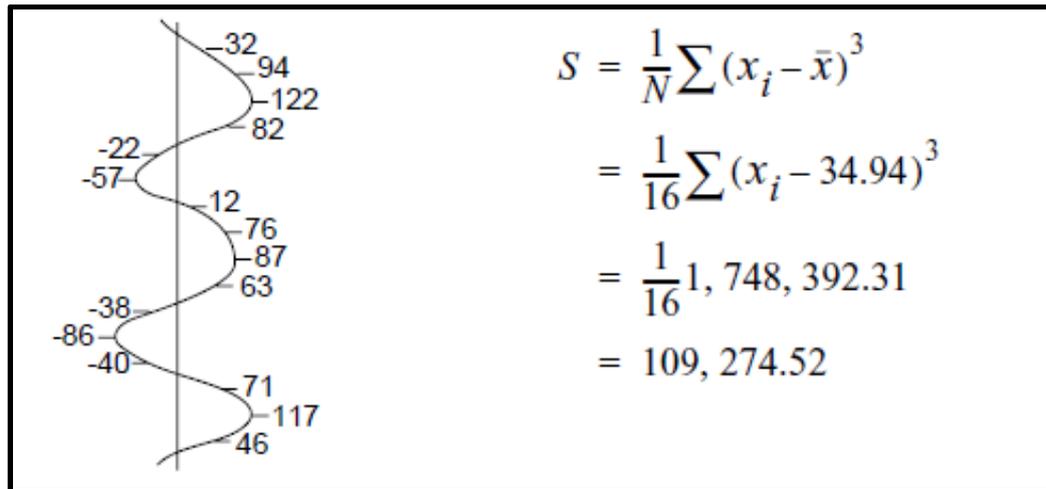


Figure VII-6 : Exemple d'application de l'inclinaison d'amplitude

❖ Décomposition spectrale :

Elle fournit un nouveau moyen d'utiliser les données sismiques et TFD pour l'imagerie et la cartographie des épaisseurs des couches et les discontinuités, en transformant les données sismiques en domaine de fréquence via TFD. Le spectre d'amplitude délimite la variabilité des épaisseurs des couches, tandis que le spectre de phase indique les discontinuités latérales.

La fenêtre temporelle utilisée pour le calcul doit cependant être suffisamment petite pour refléter les variations locales du spectre de la trace sismique entière. Extraction

VII-3 Application des attributs sismiques sur le prospect Bourarhet sud

❖ Attribut sismique RMS amplitude :

La carte résultante (planche 1) après l'application de l'attribut RMS sur notre objectif avec une fenêtre glissante de 20ms en dessus et aussi en 20ms en dessous du toit de l'ordovicien, montre une variation de couleur qui implique une variation d'amplitude.

Selon l'échelle de couleur graduée, les fortes amplitudes sont codées par des couleurs allant du bleu ciel jusqu'à jaune et les plus au moins faibles amplitudes par des couleurs variantes entre le bleu foncé et violet.

Les paramètres qui influent sur le changement d'amplitude se divisent en deux catégories qui sont :

- Soit des paramètres sismiques (où les retrouvent sur la section sismiques comme le tuning.)
- Soit paramètres géologiques (retrouvés à partir des corrélations des puits, comme l'existence des HC, le type d'HC présent, le contenu en argile, le contenu en carbonate, la saturation en eau, la porosité...etc.)

Tout ces facteurs pétrophysiques et géologiques font que le coefficient de réflexion est différent d'un endroit à un autre.

Pour plus de précision, un tableau qui minimise la marge d'hypothèses pour essayer de trouver des raisons assez significatives des changements de l'amplitude du fait d'un manque de données pétrophysiques a été réalisé (tableau VII-7)

	A	B	C	D	E	F
Productivité du réservoir	Mauvaise	Mauvaise	Mauvaise	Bonne	Bonne	Mauvaise
Epaisseur de hot shale	Moyenne	Très faible	Grande	Très grande	Très grande	Moyenne
Facies de la zone d'extraction	Sable	Très bon sable	Très bon sable	Très bon sable	Argile	Argile
Toit d'ordovicienne	IV-3	IV-3	VI-4	IV-3	IV-2	IV-2
Amplitude	Faible	Grande	Faible	Grande	Grande	Faible

Figure VII-7 Relation de l'amplitude avec différents facteurs

D'après l'analyse du tableau, et la corrélation géologique, il n'existe pas de relation claire ou peu crédible entre le changement d'amplitude et les facteurs cités, mis à part le facteur productivité du réservoir.

On remarque qu'aux alentours des puits forés une relation proportionnelle entre l'amplitude et la productivité du réservoir, mis à part le puits (B) qui peut être considérée à ce stade comme un puits d'anomalie.

On peut faire une extension du résultat trouvé en supposant qu'un puits foré dans une zone de forte amplitude peut avoir une bonne productivité et celui foré dans une zone de faible amplitude une mauvaise productivité.

Des composants géologiques d'ordre structural ou stratigraphique peuvent exister qui ne sont pas évidents dans les domaines sismiques qui ont affecté la présence des HC à cette location spécifique de puits (B).

❖ **Fréquence moyenne instantanée :**

Le résultat de l'application de l'attribut fréquence instantanée moyenne (planche2) au toit de l'ordovicien avec une fenêtre centrée de 40 ms ; est une carte montrant différentes fréquences ; certaines zones se manifestent avec une forte fréquence qui sont imagées par les couleurs vert, bleu, d'autres avec de faibles fréquences sont imagées avec des couleurs rouge et jaune.

Les basses fréquences ont été repérées dans les parties Nord de la carte, leur amplitude correspondantes peuvent être fortement dues à des caractéristiques géologiques qui ont causé l'absorption des fréquences (gaz ou huile si on a une grande porosité ou peut être des

fractures) .Les fortes fréquences ont été repérées dans les parties Sud de la carte, ces dernières peuvent être dues à des effets tuning, bruit ou multiples.

La correspondance entre les basses fréquences et les fortes amplitudes serait considérée comme un phénomène très intéressant mais vu l'absence d'information, ce phénomène a besoin de plus d'investigation.

❖ Phase moyenne instantanée :

La carte en phase moyenne instantanée obtenue après l'application de l'attribut phase moyenne instantanée (planche3) met en évidence les tuning ou les changements subits des caractéristiques géologiques (faille ou facies). Pour différencier entre ces facteurs on réalise une comparaison entre les cartes, RMS amplitude, fréquence, phase et la section sismique.

Le trend vert repéré dans le Sud de la carte en phase moyenne instantanée apparaît à première vue comme un chenal mais avoir fait la comparaison avec la section sismique (planche3) il s'est avéré que c'est un tuning car il y'a une interférence entre le top d'ordovicien et réflecteur en dessus.

Un deuxième effet tuning a été repéré dans le Nord de la carte (en couleur vert), en effet la combinaison avec la section sismique a montré une interférence entre le toit d'ordovicien et le réflecteur en dessus.

Une géométrie semblable est repérée sur les cartes RMS amplitude (planche 1) et phase moyenne instantanée (planche 5) du côté Nord, il y'a une grande probabilité d'un changement de facies car le changement apparaît dans l'amplitude et la phase. Ce changement de facies peut être de type éventail.

Mais la réponse d'un possible éventail n'est pas apparue comme il se doit sur la carte en fréquence moyenne instantanée on peut espérer son apparition sur d'autres cartes de fréquence dans la décomposition spectrale.

Remarque : les attributs sont justifiés par l'analyse des puits (évaluation pétrophysiques)

❖ Décomposition spectrale :

Amplitude-fréquence :

La section du spectre d'amplitude (planche4) représente la variation de l'amplitude dans le domaine fréquentiel obtenue après l'application de la TFD.

On remarque une grande variation de l'amplitude dans la marge de fréquence (30-38 Hz).

On a réalisé un balayage de fréquences. Des caractéristiques sismiques, stratigraphiques ou structurales sont révélées qu'on ne pouvait le constater dans la bande de fréquence de largeur pleine (domaine temporelle ou profondeur).

La carte de RMS amplitude au toit d'ordovicien avec une fenêtre centrée de 50ms, à 34 Hz (planche5) montre la meilleure géométrie d'un possible éventail, malgré ses aspects moins

clairs sur plusieurs fréquences. On peut donc considérer que la fréquence 34Hz est la fréquence dominante de ce possible éventail dans cette zone.

Phase-fréquence :

La section du spectre de phase (planche10) représente la variation de la phase dans le domaine fréquentiel.

Phase nulle (0°) apparaît à des fréquences allant (34-38) Hz.

La carte de la variation de phase à 38 Hz ne montre plus clairement les failles et la variation dans le caractère sismique. Les failles mineures sont identifiées à de hautes fréquences.

Le premier tuning située dans la partie sud de la surface apparaît plus clairement à 38Hz plutôt qu'à 55H (planche7).

Une certaine partie du deuxième tuning située dans la partie Nord de la surface disparaît vers la fréquence 55Hz, donc on peut dire que ce tuning apparaît à de basses fréquences.

A la fréquence 55 Hz l'éventail suspecté s'amincit. En effet on le remarque sur les deux bordures de gauche et de droite de l'éventail codées par la couleur rouge.

Ces bordures peuvent correspondre à des failles mineures ou à un dépôt de l'éventail. On peut donc les prendre en considération en question de risque. Ces surfaces doivent avoir une investigation plus avancée pour qu'elles soient plus fiables.

La liste des planches

N° de planche	Signification	Page
Planche1	Carte de l'attribut RMS sur le toit du réservoir (20ms en dessus et 20ms en dessous)	122
Planche2	Corrélation géologique des puits.	123
Planche3	Les productivités des puits	124
Planche4	Carte de l'attribut fréquence instantanée moyenne sur le toit du réservoir (avec une fenêtre centrée de 40 ms)	125
Planche5	Carte de l'attribut phase instantanée moyenne sur le toit réservoir. (avec une fenêtre centrée de 40ms)	126
Planche6	Section sismique finale (après le traitement)	127
Planche7	Section du spectre d'amplitude	128
Planche8	Carte de l'attribut décomposition spectrale (amplitude-fréquence) à 34HZ avec une fenêtre centrée de 50ms	129
Planche9	Carte de l'attribut décomposition spectrale (amplitude-fréquence) à 54HZ avec une fenêtre centrée de 50ms	130
Planche10	Section du spectre de phase	131
Planche11	Carte de l'attribut décomposition spectrale (phase-fréquence) à 38HZ avec une fenêtre centrée de 50ms	132
Planche12	Carte de l'attribut décomposition spectrale (phase-fréquence) à 55Hz avec une fenêtre centrée de 50ms	133
Planche13	Carte de l'attribut décomposition spectrale (amplitude-fréquence) à 10Hz avec une fenêtre centrée de 50ms	134
Planche14	Carte de l'attribut décomposition spectrale (phase-fréquence) à 20Hz avec une fenêtre centrée de 50ms	135
Planche15	Carte de l'attribut décomposition spectrale (phase-fréquence) à 10Hz avec une fenêtre centrée de 50ms	136
Planche 16	Carte de l'attribut décomposition spectrale (phase-fréquence) à 20Hz avec une fenêtre centrée de 50ms	137

Conclusion Générale

Conclusion Générale

L'interprétation de l'ensemble des attributs sismiques extraits représentant les réservoirs supérieurs de l'Ordovicien (Ordovicien unités IV-3 et IV-4) a révélé la possibilité d'existence d'une caractéristique géologique au Nord-Ouest de la zone, traversée par deux puits existants. Géométriquement semblable à un modèle d'un éventail delta. Cette hypothèse correspond avec les études sédimentologiques et géologiques sur les dépôts de l'Ordovicien réalisées auparavant en surface et en sub-surface.

L'éventail comme caractéristique, pourrait être reconnu clairement par tous les attributs extraits, comme grande amplitude avec l'attribut RMS amplitude, basse fréquence avec l'attribut fréquence moyenne instantanée et sur la phase moyenne instantanée comme caractéristique latéralement homogène entouré d'un bord de discontinuité.

L'attribut décomposition spectrale pourrait donner une meilleure image de la caractéristique mentionnée, en séparant la réponse de fréquence et l'amplitude, et en améliorant la résolution des différentes échelles des caractéristiques géologiques en utilisant le phénomène tuning tout en éliminant les effets tuning indésirables.

Le possible éventail a donné la plus grande amplitude à la fréquence 34Hz. La carte d'amplitude montre d'autres caractéristiques géologiques apparues pour différentes fréquences selon leurs épaisseurs.

Probablement, le possible éventail peut être une cible potentielle pour d'éventuels forages, avec la nécessité d'une investigation plus approfondie et l'intégration des données géologiques et pétrophysiques. Il est déjà traversé par deux puits afin de construire des relations entre les attributs sismiques et les propriétés du réservoir à ces locations spécifiques des puits, puis extrapoler ces relations pour obtenir l'idée la plus fiable sur la qualité du réservoir et la distribution des faciès, ainsi que la potentialité de la région.

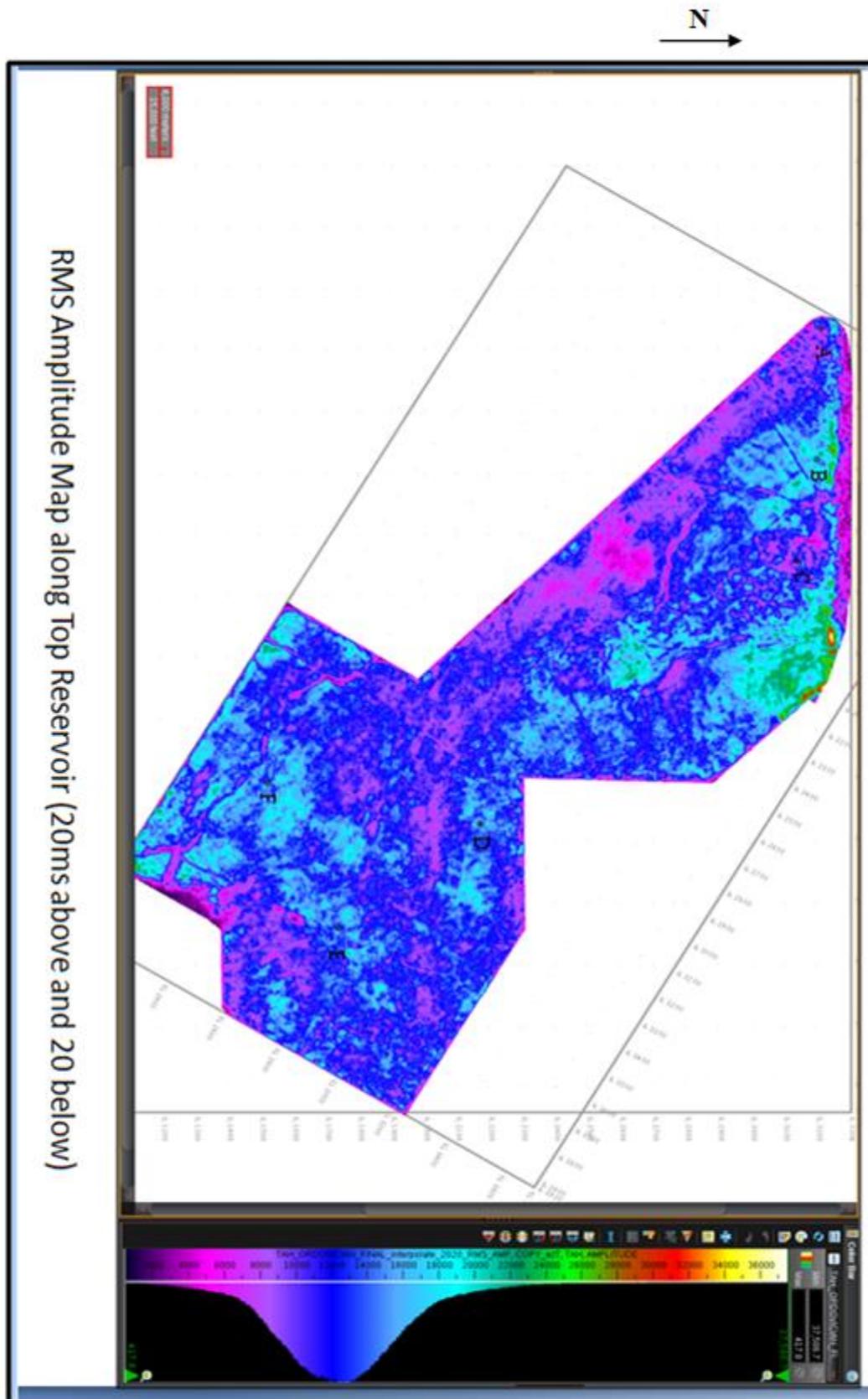


Planche1 : Carte de l'attribut RMS sur le toit du réservoir
(20ms en dessus et 20ms en dessous)

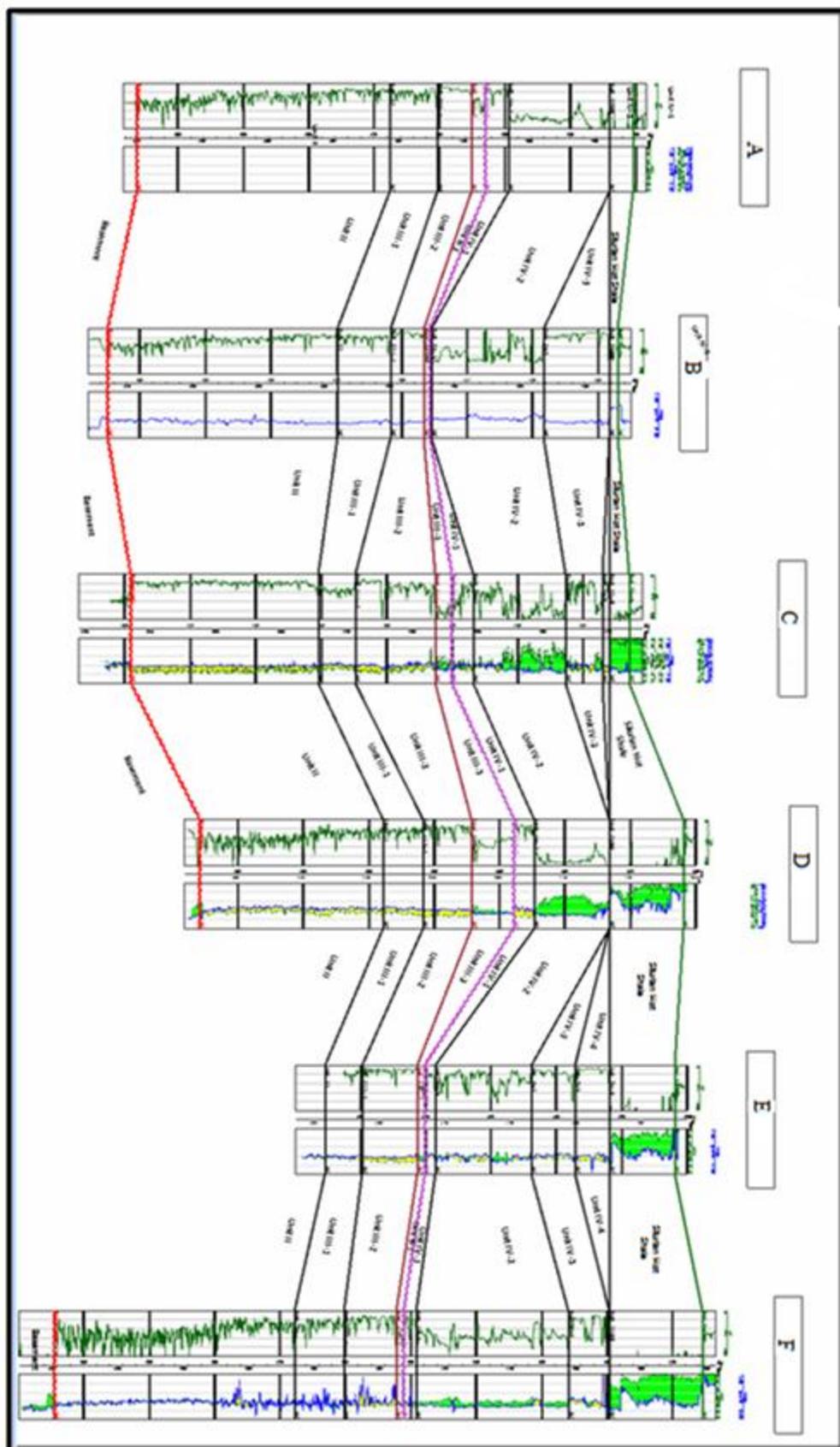


Planche2 : Corrélation géologique des puits.

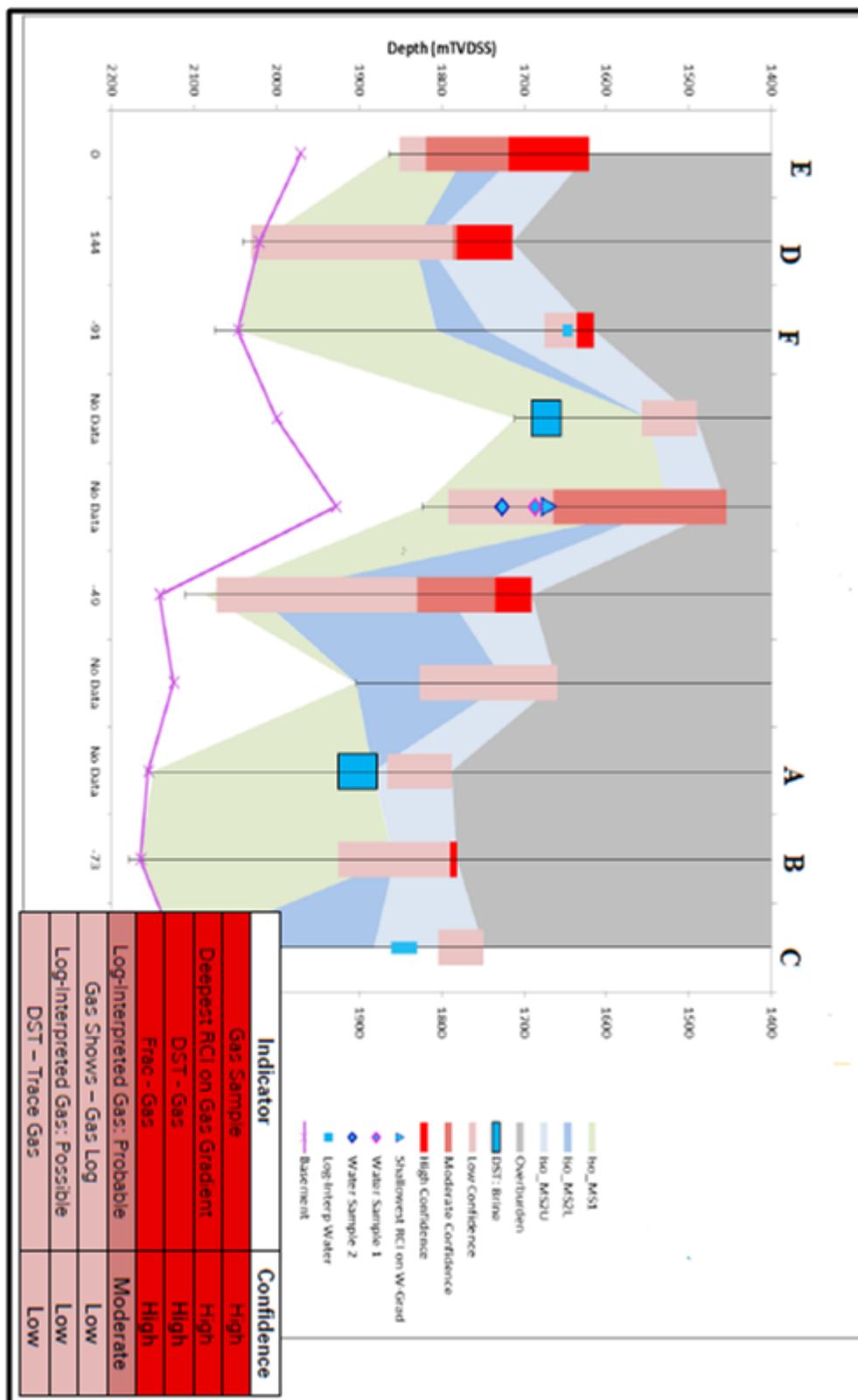


Planche3 : Les productivités des puits

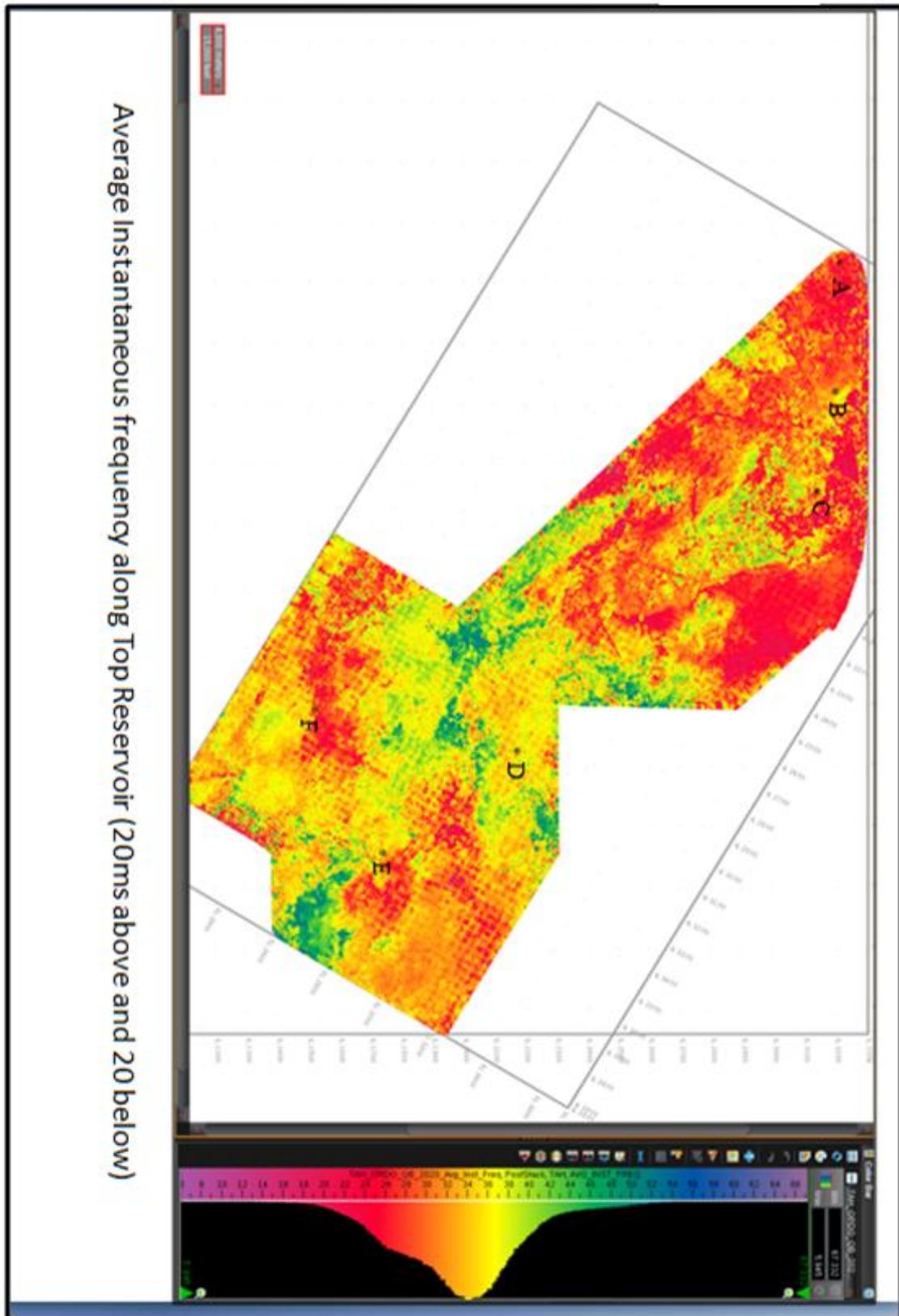


Planche4 : Carte de l'attribut fréquence instantanée moyenne sur le toit du réservoir (avec une fenêtre centrée de 40 ms)

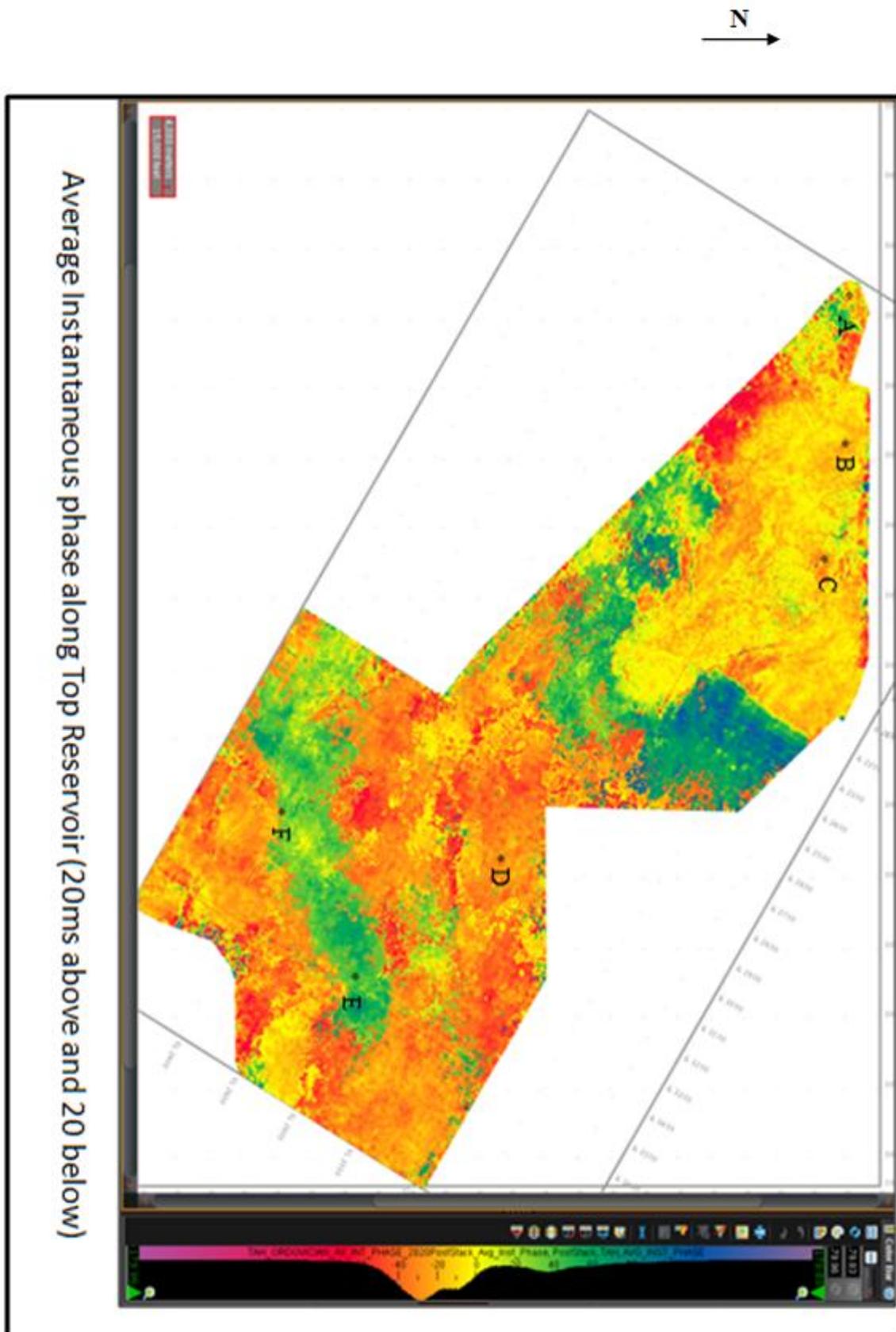


Planche5 : Carte de l'attribut phase instantanée moyenne sur le toit du réservoir.
(avec une fenêtre centrée de 40ms)

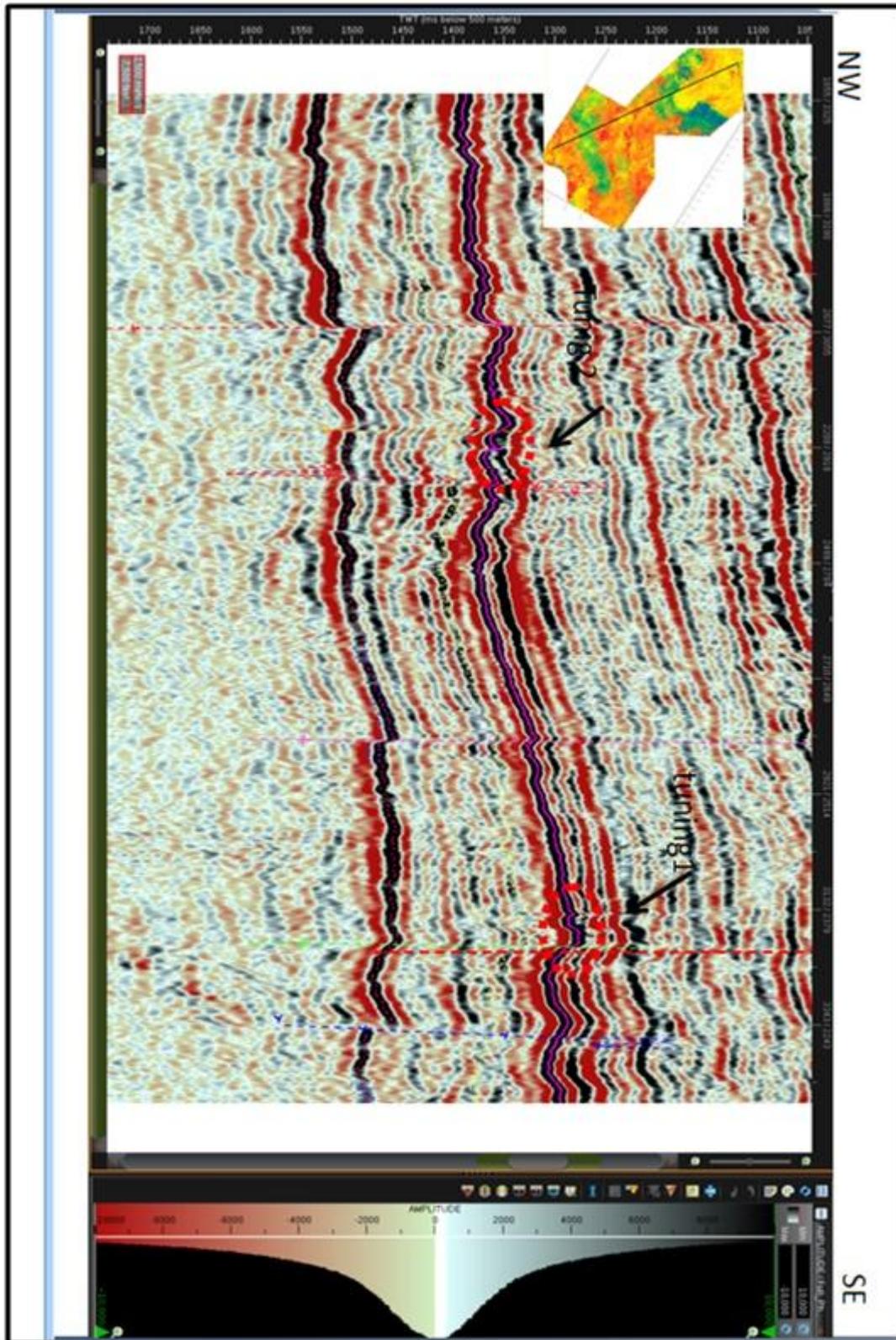


Planche6 : Section sismique finale (après le traitement)

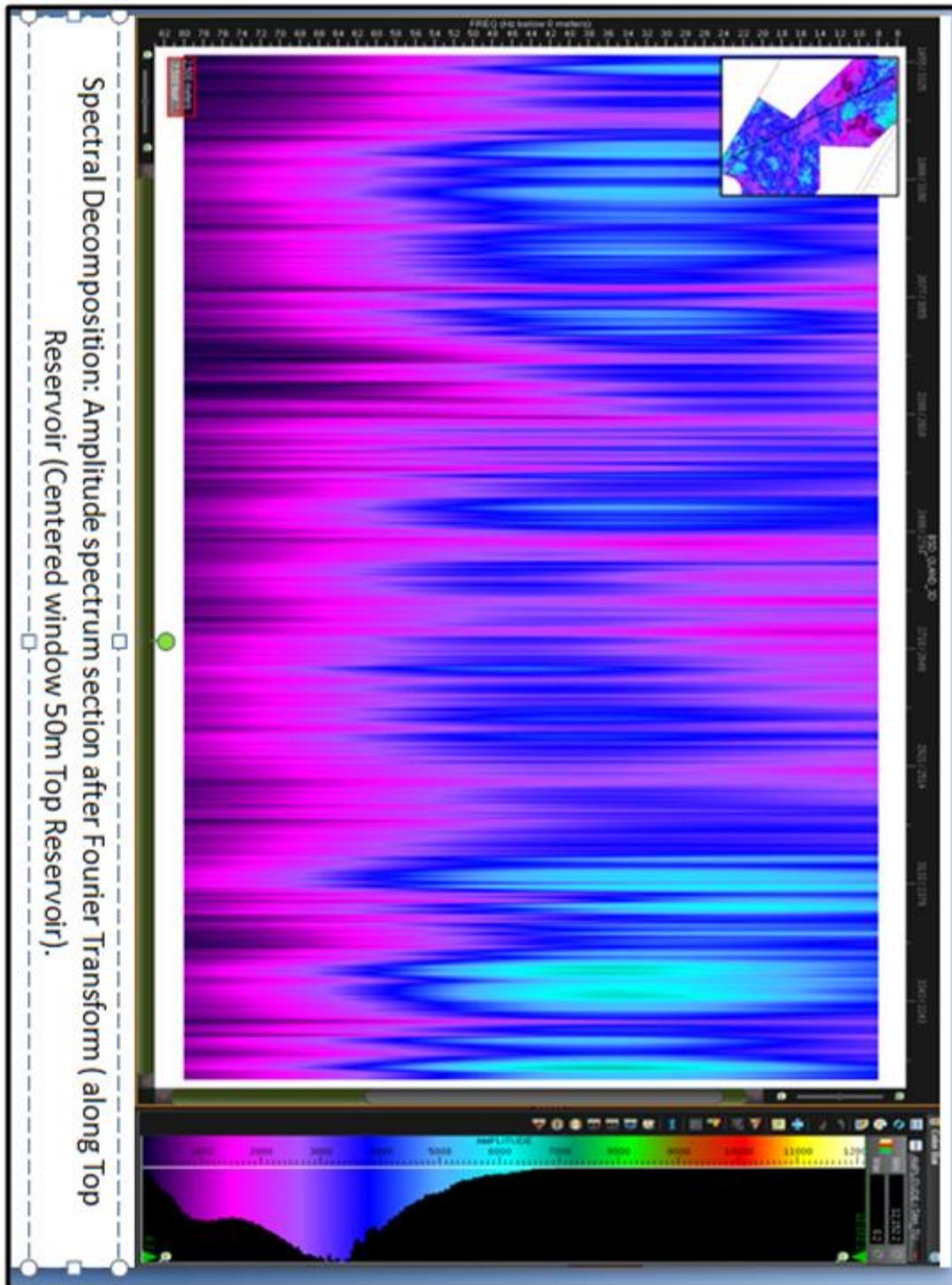


Planche 7 : Section du spectre d'amplitude

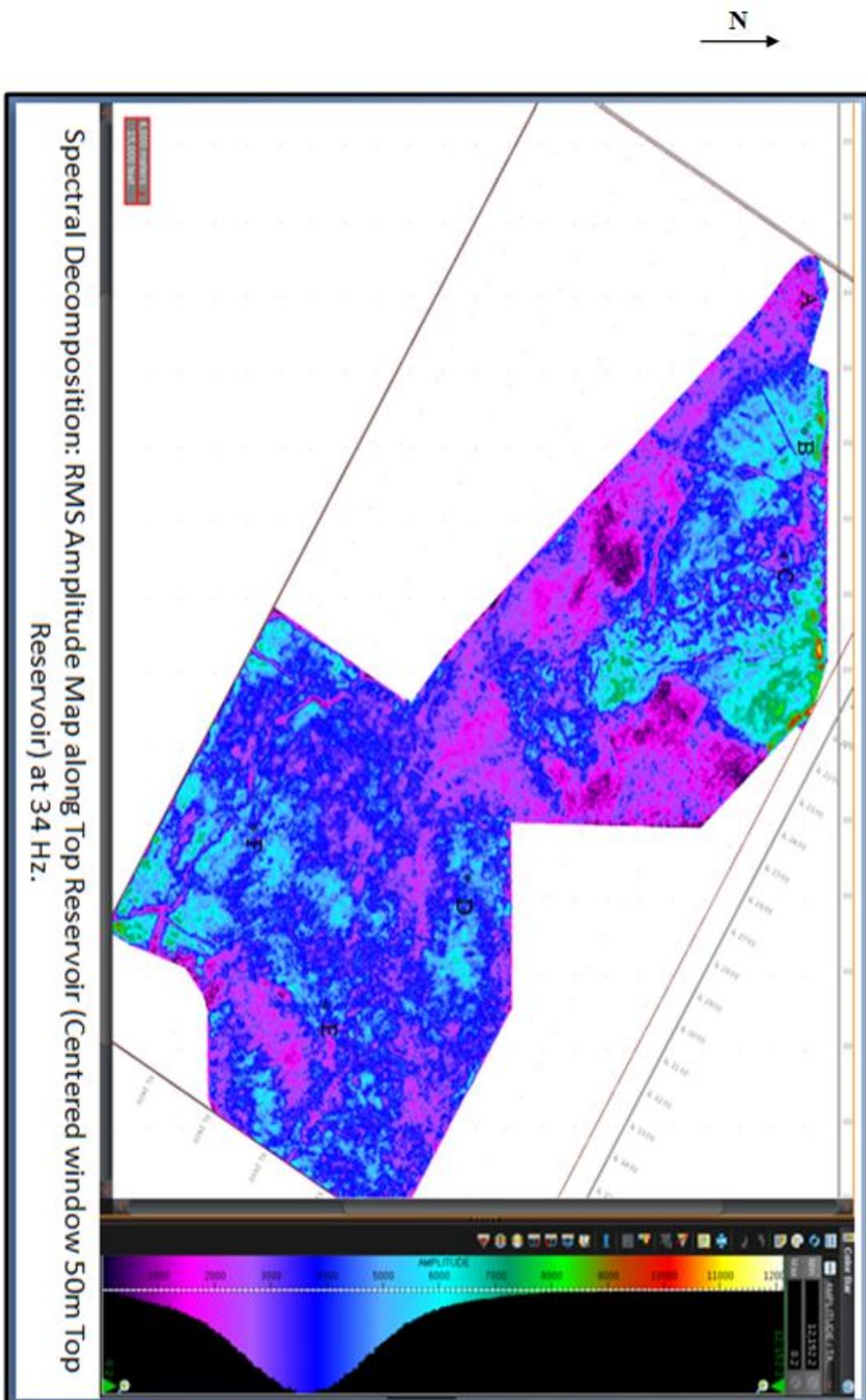


Planche 8 : Carte de l'attribut décomposition spectrale (amplitude-fréquence) à 34HZ avec une fenêtre centrée de 50ms

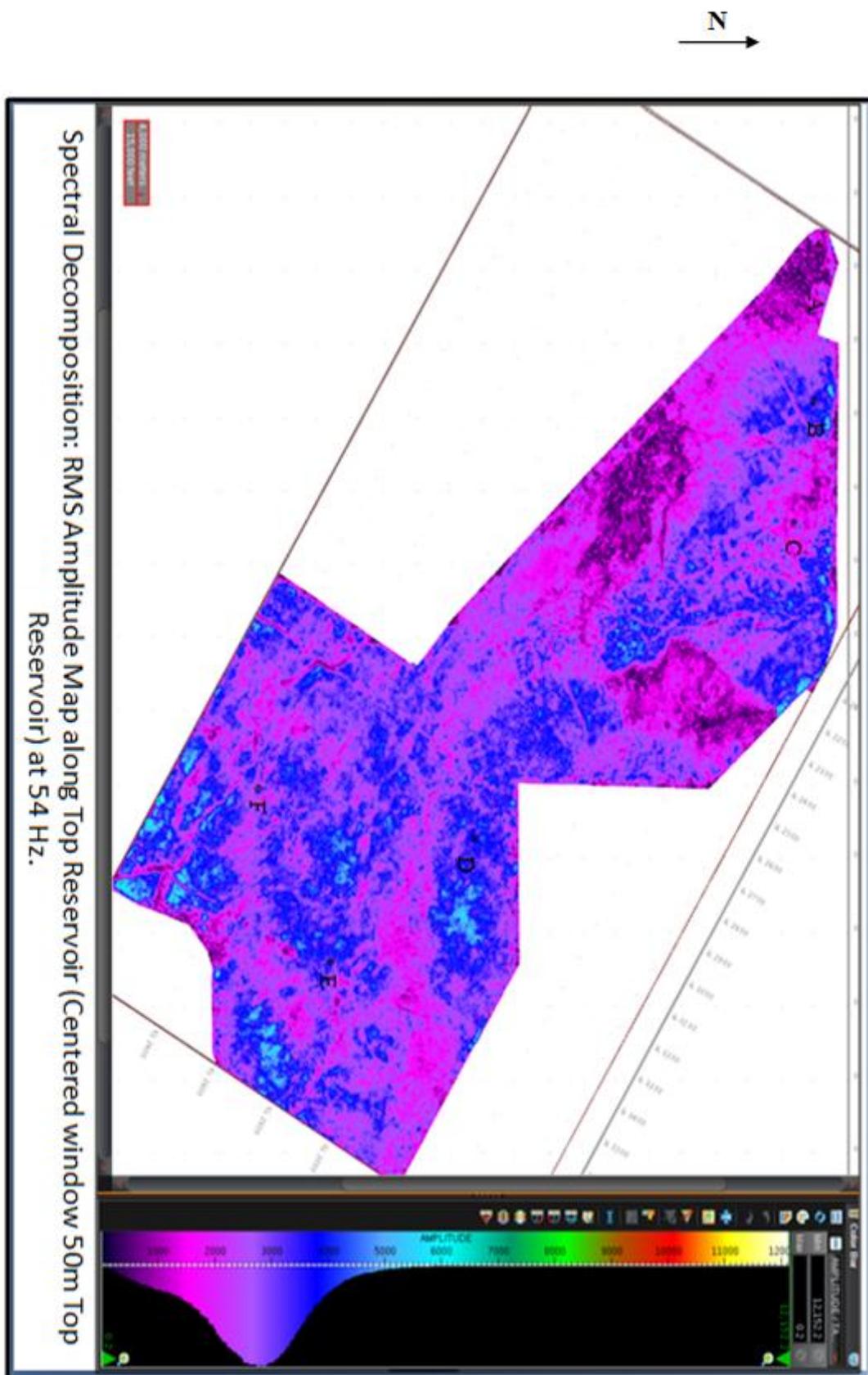


Planche 9 : Carte de l'attribut décomposition spectrale (amplitude-fréquence) à 54HZ avec une fenêtre centrée de 50ms

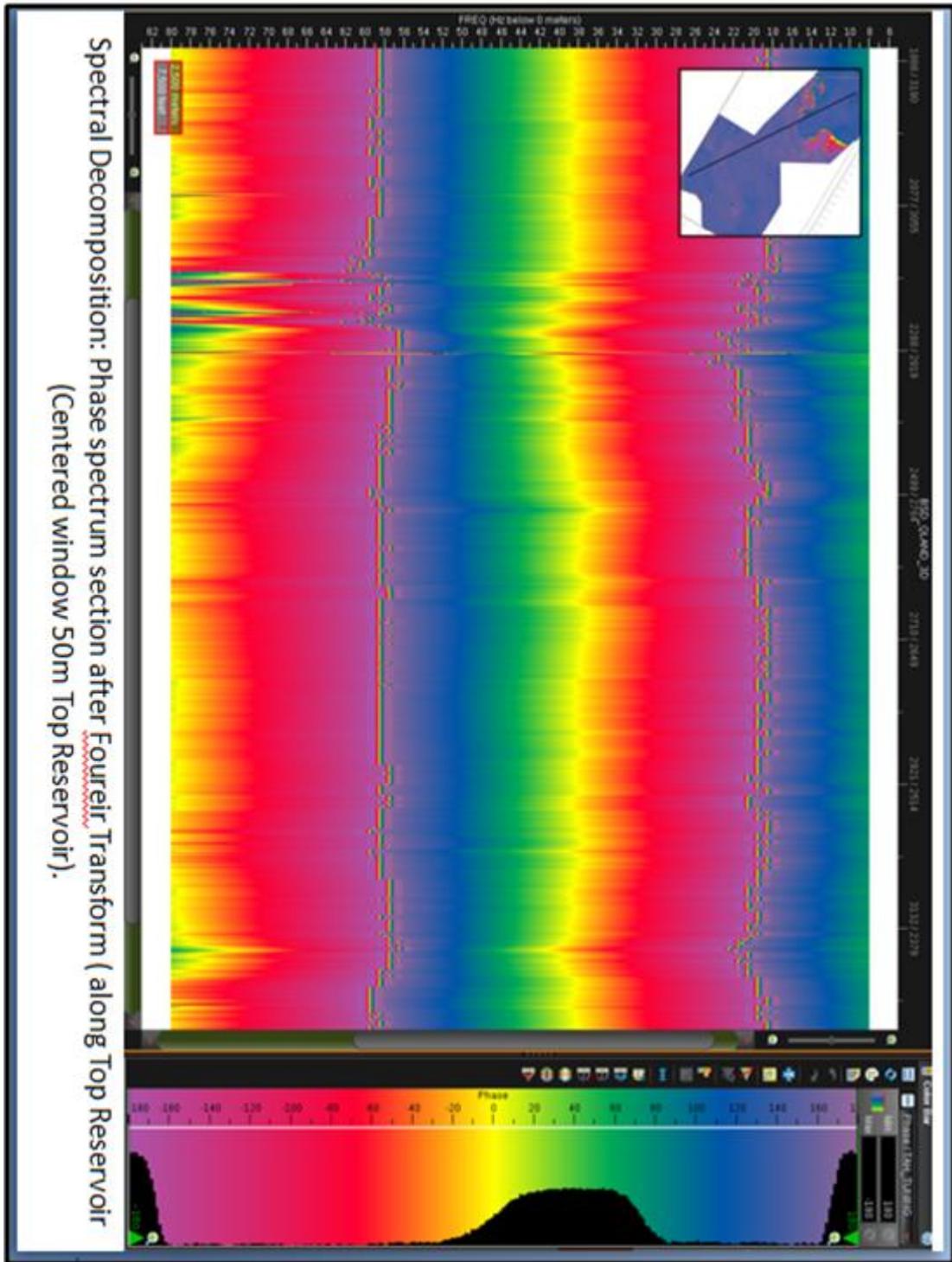


Planche10 : Section du spectre de phase.

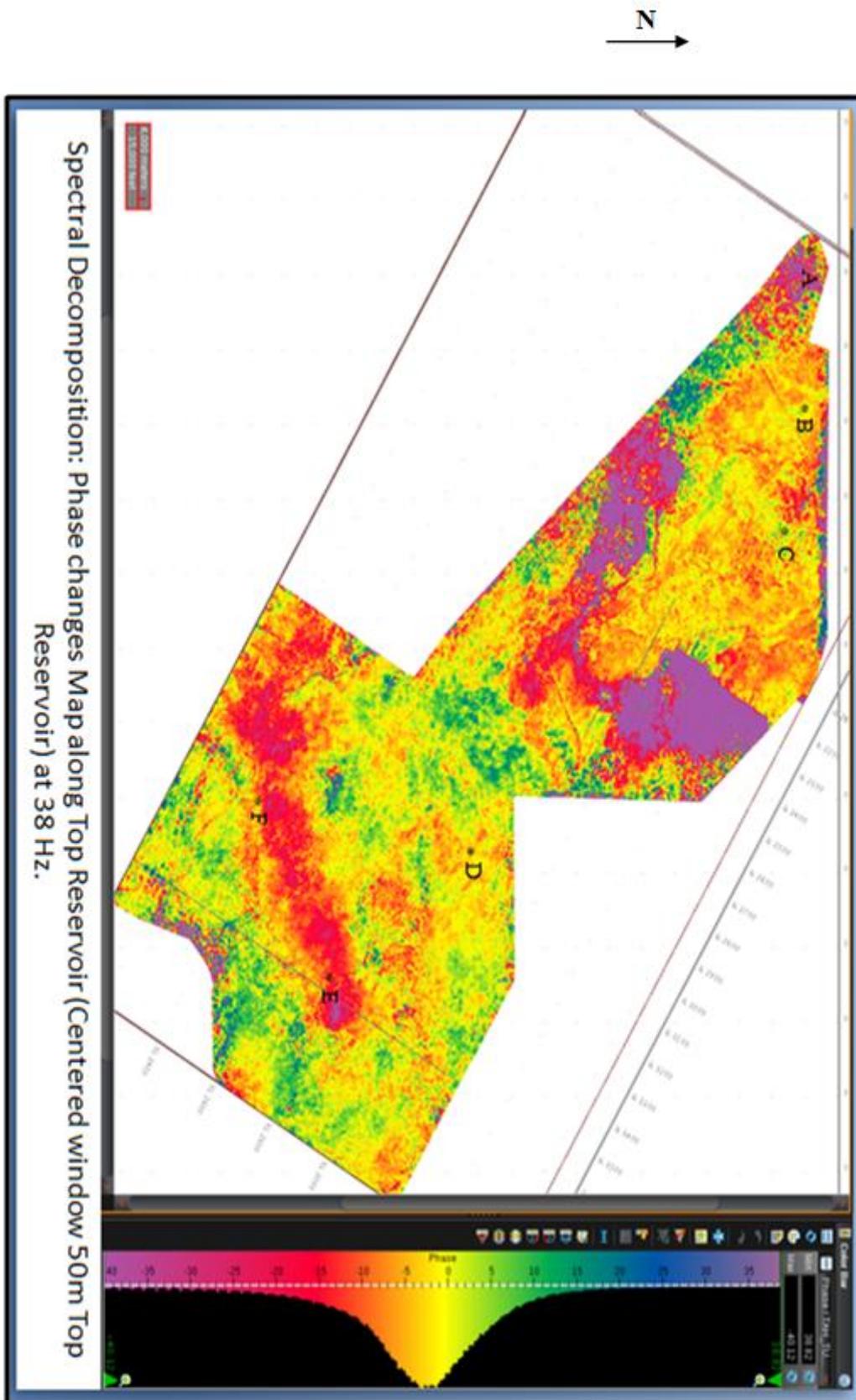


Planche11: Carte de l'attribut décomposition spectrale (phase-fréquence) à 38HZ avec une fenêtre centrée de 50ms

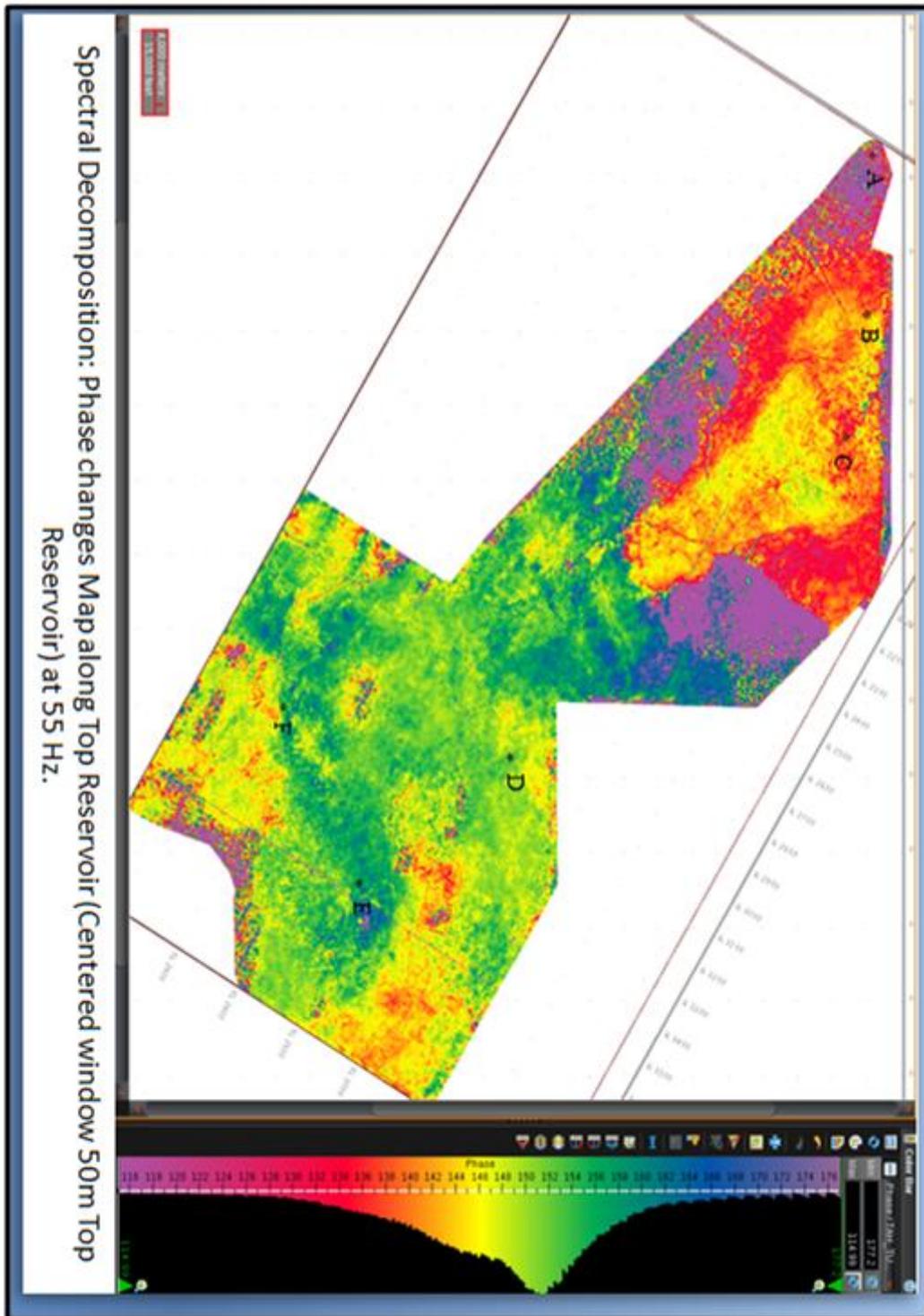


Planche12: Carte de l'attribut décomposition spectrale (phase-fréquence) à 55Hz avec une fenêtre centrée de 50ms

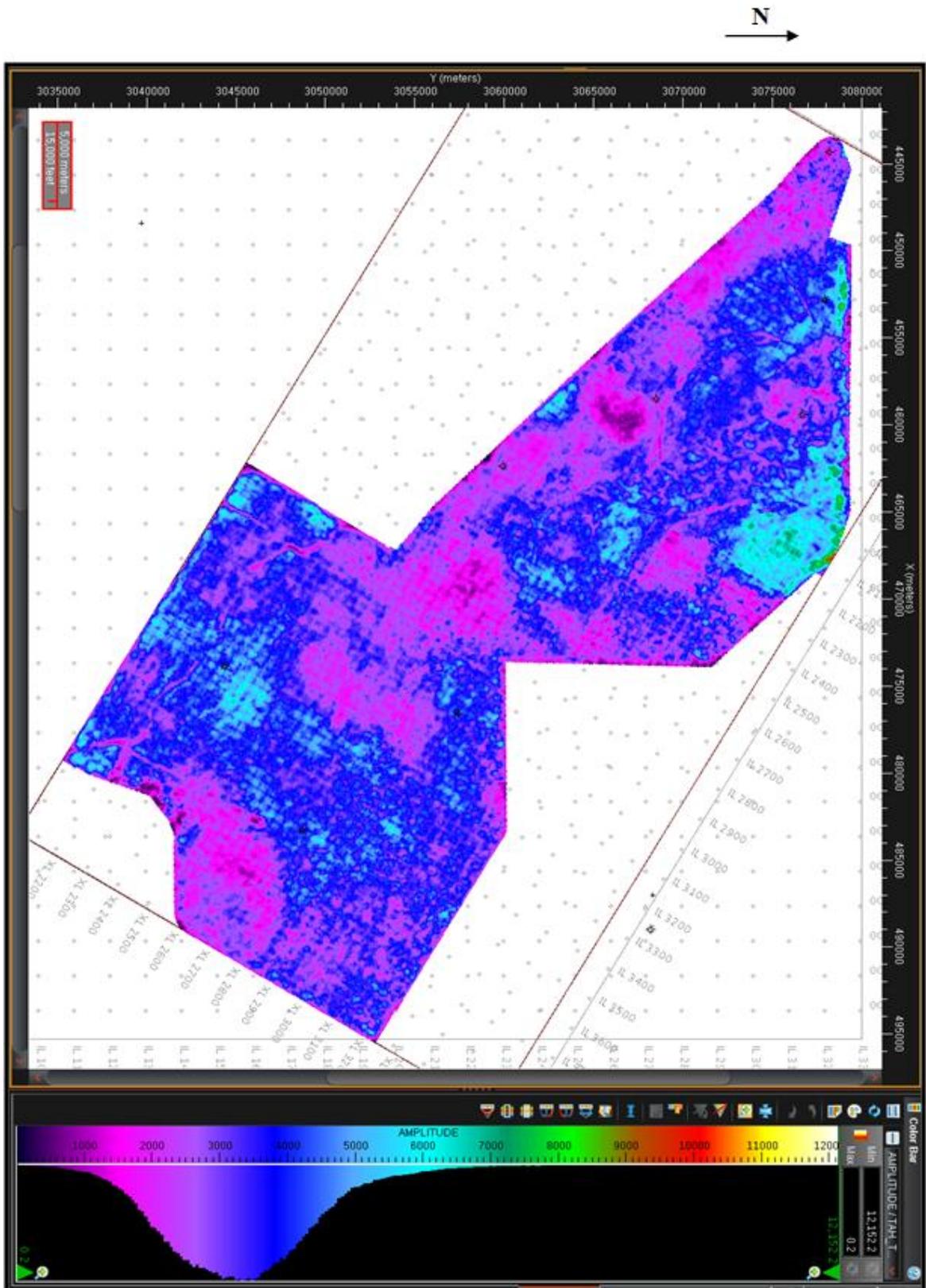


Planche13: Carte de l'attribut décomposition spectrale (amplitude-fréquence) à 10Hz avec une fenêtre centrée de 50ms

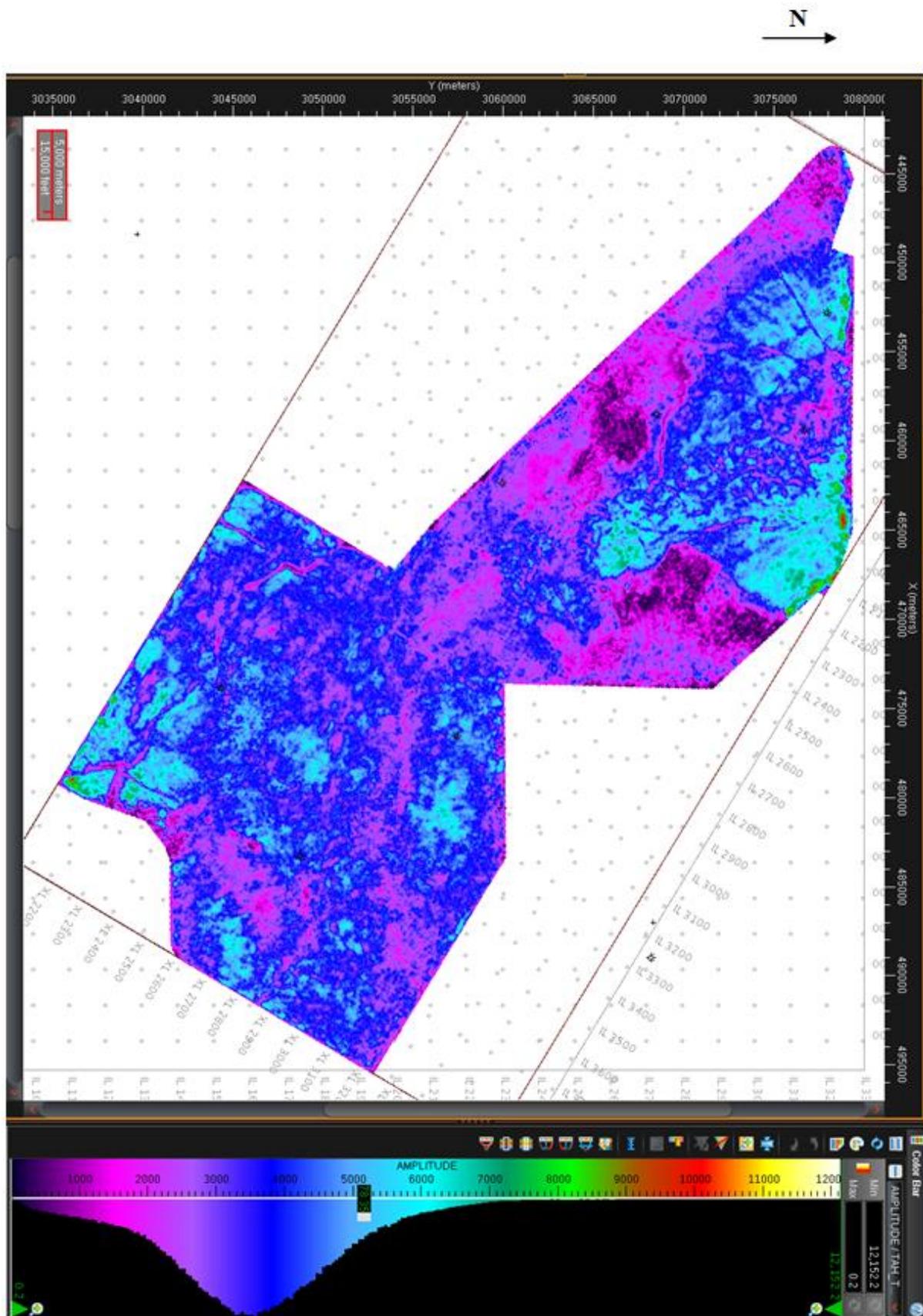


Planche14: Carte de l'attribut décomposition spectrale (phase-fréquence)
à 20Hz avec une fenêtre centrée de 50ms

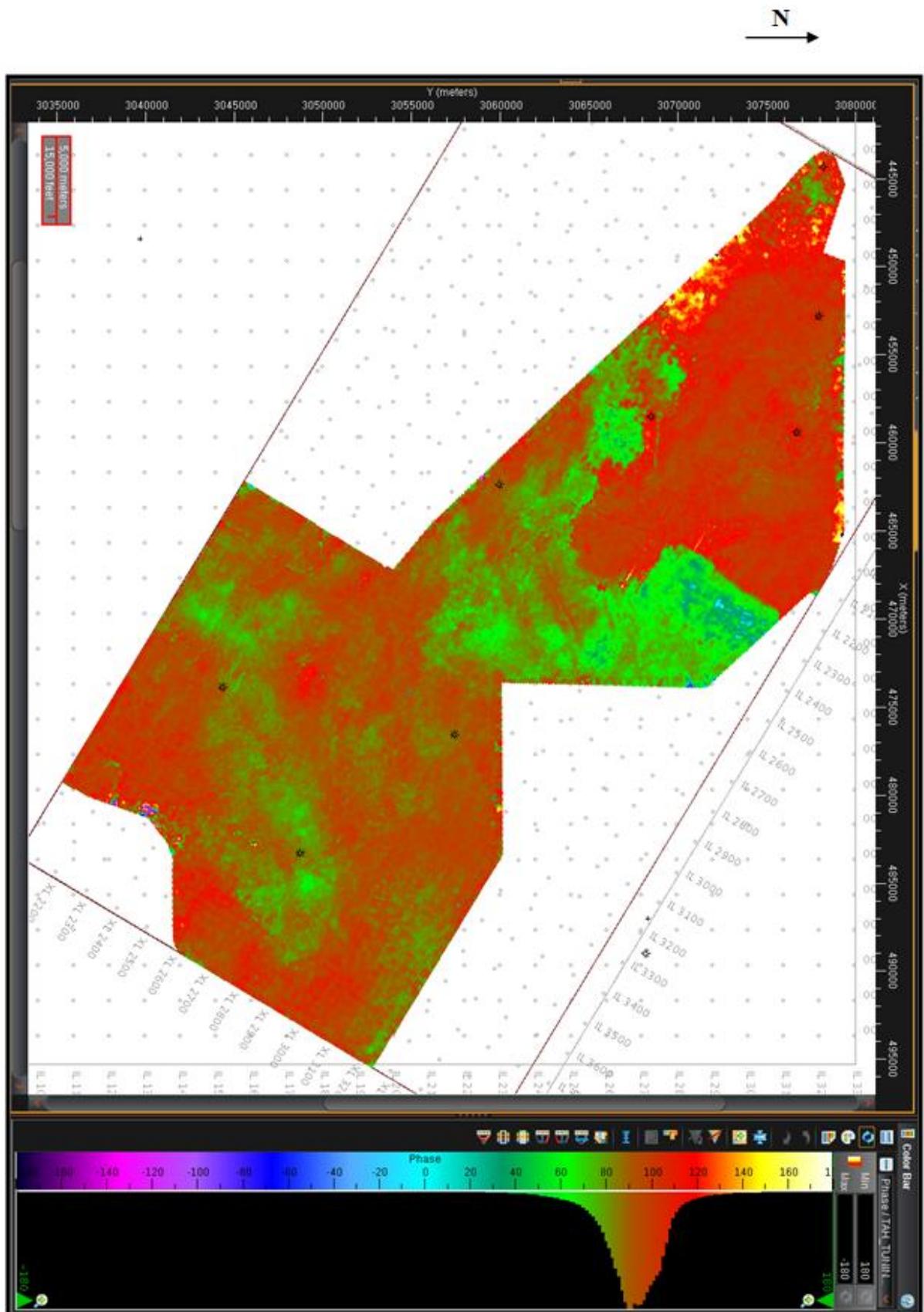


Planche15: Carte de l'attribut décomposition spectrale (phase-fréquence)
à 10Hz avec une fenêtre centrée de 50ms

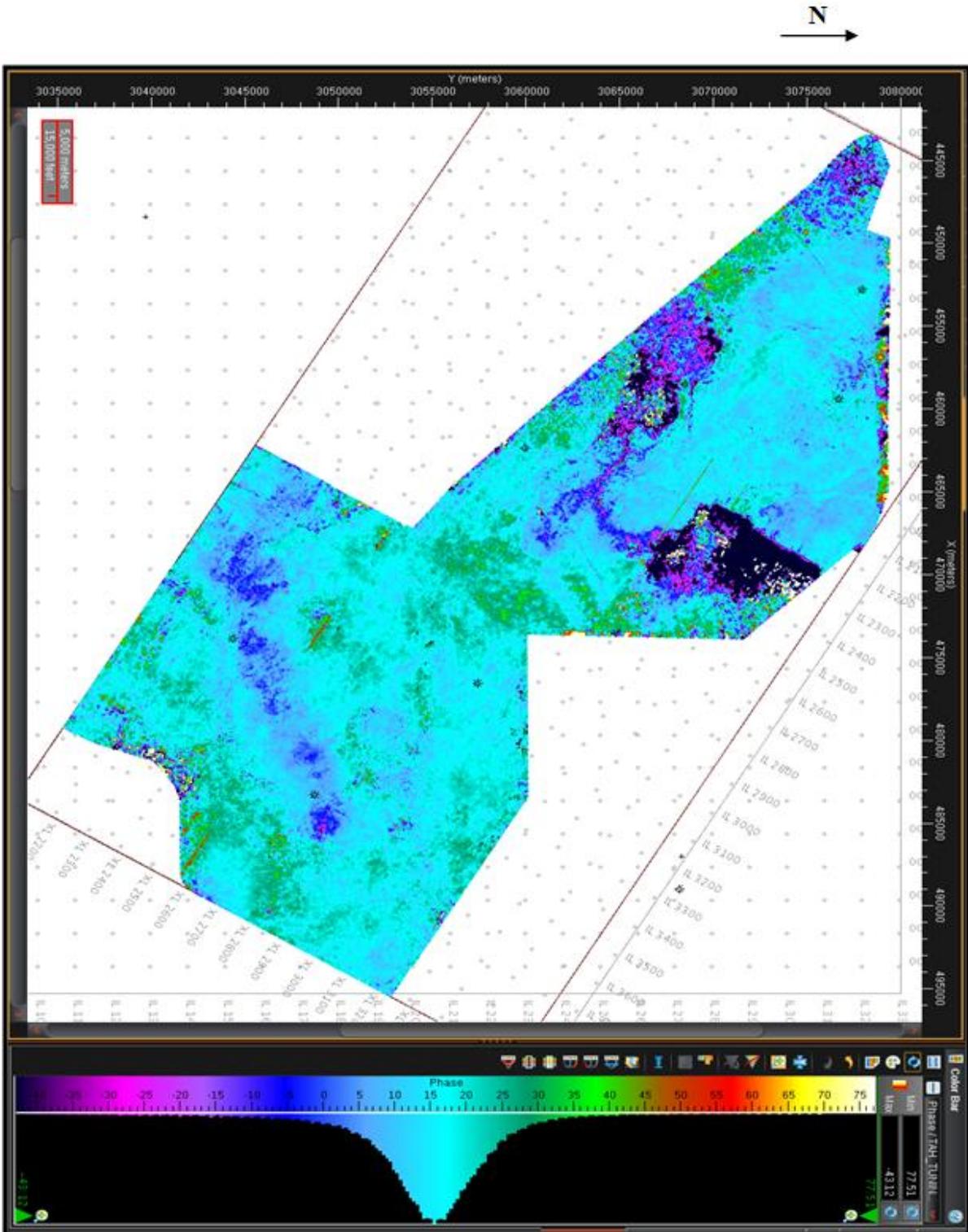


Planche16: Carte de l'attribut décomposition spectrale (phase-fréquence) à 20Hz avec une fenêtre centrée de 50ms

Bibliographie

Livres

- [1] AITOUICHE, M.A. , DJEDDI, M., OUAHABI, A., 1994 « Traitement du signal. Les représentation conjoints temps-fréquence », OPU
- [2] BAUDOIN, G. , BERCHER .J.F 1998 « éléments de traitement du signal » .
- [3] BOYER, S. , MARI, J.L., 1994 « Sismique et Diagraphie », Édition Technip.
- [4] DUBIEF, J « L'Ajjer, Sahara centrale », Édition, Karthala.
- [5] GRAU, G « Glossaire des principaux termes techniques de la prospection sismique », Institut français du Pétrole.
- [6] HENRY, G., 1994, « Géophysique des bassins sédimentaires », Édition Technip, Paris.
- [7] HENRY, G., 1997 « la sismique réflexion, Principe et Développements », édition Technip, Paris.
- [8] LAVERGNE, M., 1986, « Méthode sismiques », Édition Technip, Paris.
- [9] MARI, J.L., GLANGEAUD, F., COPPENS, F., 1997 « traitements du signal pour le géologues et géophysiciens », Édition Technip, Paris.
- [10] OKAN, K.E., 1997 « Fourier related transforms. Fast algorithms and application », Prentice Hall International, Inc.
- [11] SHERIFF, R, E., 1980 « Seismic Stratigraphique », IHRDC.
- [12] TANER, M.T., KOEHLER, F., SHERIFF, R.E 1979 « complex seismic trace analysis».
- [13] YILMAZ, ÖZ « Seismic DATA analysis », Processing, Inversion and interpretation of seismic Data (SEG).

Thèses

- [14] Alexandre Egreteau 2005 « étude des variations de l'amplitude de la réflectivité du sous sol après imagerie sismique en profondeur » thèse de doctorat de l'école national des mines de Paris.
- [15] Audrey Neau 2009 « caractérisation des réservoirs pétroliers par les données sismiques, avec l'aide de la géomodélisation », thèse pour obtenir le grade de docteur de l'université de Pau et des pays de l'Adour.
- [16] Emmanuel Labruney 2004 « extraction automatique d'information géologique à partir d'images sismiques 3D » thèse de doctorat de l'école nationale technique de Lorraine.
- [17] FRAHTIA, J 2001 « Demain des attributs sismiques appliqué à la détection directs des hydrocarbure », mémoire de magistère, UB.
- [18] Muhammed Topper 2012 « caractérisation de réservoir carbonaté par la sismique réflexion 3D haute résolution » thèse pour obtenir le grade de docteur de l'université de Pau et des pays de l'Adour.

- [20] Philippe Verney, 2009 « interprétation géologique des données sismiques par une méthode supervisée basée sur la vision cognitive » thèse pour obtenir le grade de docteur de l'école nationale supérieure des mines de Paris.
- [21] Professeurs Dominique Chapellier et Jean –Luc Mari « cours online de géophysique, université de Lausanne .Institut Français du pétrole ».