Discrimination des fluides à partir de la sismique en réservoir gréseux à huile lourde peu consolidé par des techniques statistiques : applications à la caractérisation de réservoir et au monitoring sismique

Jorge Luis Reveron Becerra

▶ **To cite this version:**

Jorge Luis Reveron Becerra. Discrimination des fluides à partir de la sismique en réservoir gréseux à huile lourde peu consolidé par des techniques statistiques : applications à la caractérisation de réservoir et au monitoring sismique. Planète et Univers [physics]. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2009. Français. NNT : . pastel-00005995

HAL Id: pastel-00005995
https://pastel.hal.science/pastel-00005995

Submitted on 13 Apr 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ED n°398 – Géosciences et Ressources Naturelles, Paris

N° attribué par la bibliothèque
|__|__|__|__|__|__|__|__|__|__|

T H E S E

pour obtenir le grade de
Docteur de l'Ecole des Mines de Paris
Spécialité "Géostatistique"

présentée et soutenue publiquement par
Jorge Luis REVERON BECERRA

DISCRIMINATION DES FLUIDES A PARTIR DE LA SISMIQUE EN RESERVOIR GRESEUX A HUILE LOURDE PEU CONSOLIDE PAR DES TECHNIQUES STATISTIQUES. APPLICATION A LA CARACTERISATION DE RESERVOIR ET AU MONITORING SISMIQUE

Soutenue publiquement le 23 novembre 2009 devant le jury :

M.	Richard Sinding-Larsen	Président et examinateur
M.	Jean-Paul Chilès	Directeur
M.	Jean-Jacques Royer	Rapporteur
M.	Jean-Michel Marthelot	Rapporteur
Mme	Brigitte Doligez	Examinateur
Mme	Caroline Joseph	Examinateur
Mme	Hélène Beucher	Invitée

Résumé

Cette thèse étudie la différentiation des lithologies et fluides dans le réservoir gréseux peu consolidé à huile lourde Morichal (ceinture de l'Orénoque, Venezuela), à partir de données sismique et de puits. Dans ces réservoirs, la discrimination des lithologies et fluides est complexe. Les lithologies sont difficiles à différencier parce que leurs propriétés élastiques sont similaires. De même les sables saturés en eau et ceux saturés en huile lourde ont des propriétés élastiques similaires (mêmes densités).

Dans une première partie, on étudie cette problématique de discrimination des lithologies et fluides au niveau des puits. On étudie ensuite la relation entre propriétés pétrophysiques et élastiques aux puits : de petites variations de la taille des grains de la roche ou du pourcentage de ciment entre grains génèrent des changements de vitesses qui pourraient être utilisés pour discriminer lithologies et fluides. Un calage puits-sismique est tenté, sans succès.

Afin de mieux comprendre l'échec du calage, une deuxième partie de la thèse est donc dédiée à la construction d'un modèle intégré 3D du réservoir Morichal, habillé en faciès, propriétés pétrophysiques et propriétés élastiques. Ce modèle 3D du réservoir est ensuite utilisé pour réaliser des tests de modélisations sismiques 1D et 2D, afin d'étudier les effets de l'anisotropie et de l'atténuation sur le signal sismique. En effet, on sait que l'anisotropie peut entraîner des changements de phase pour les grands angles d'incidence, qui affectent les corrections *de Normal Move Out*. Et l'atténuation due à la présence d'huile lourde peut causer un retard de phase et un affaiblissement de l'amplitude. Ces deux phénomènes peuvent donc engendrer des problèmes lors du calage puits-sismique.

Après analyse des tests de modélisation sismique, des pistes d'amélioration du calage puits-sismique dans ce contexte géologique sont proposées pour le futur.

Abstract

This thesis studies lithology and fluid discrimination from well and seismic data in unconsolidated heavy oil sand reservoir Morichal in Orinoco Belt in Venezuela. In this kind of reservoirs lithology and fluid discrimination is very complex. Lithologies are very hard to differentiate because their petrophysics and specially elastics properties are very similar. In the same way, wet sand and oil sand have very similar elastics properties.

In the first part, we study lithology and fluid discrimination using well data by pattern recognition techniques. We analyze petrophysical and elastics relationships in well data. Small variations in grain size or cement percentage between grains produce velocity changes that could use like lithology and fluid discrimination by well and seismic data. A well-seismic tie was trying, without success due to strong variation in seismic phase and amplitude.

To understand the raisons for well-seismic tie problems, a second part of thesis was dedicated to build an integrated 3D model of Morichal reservoir that was populating with facies, petrophysical and elastics properties. Then, this model was used to do 1D and 2D seismic modeling to study anisotropy and attenuation effects in seismic signal. The anisotropy can cause phase changes (polarity inversion) to large incidence angles that affect *Normal Move Out* corrections. The attenuation by heavy oil presence can produce phase delay and amplitude weakening. Therefore, anisotropy and attenuation can generate problems in angle stacks and well-seismic tie.

After seismic modeling tests analyze, some hints to improve angle stacks and well-seismic tie are in this kind of reservoir are shown.

Remerciements

Beaucoup de gens ont contribué à ce travail de thèse : à tous, mes remerciements pour toute la vie.

Je tiens à remercier tout d'abord ma compagnie PDVSA Intevep qui m'a donnée l'opportunité de faire une thèse doctorale.

Je remercie l'IFP de m'avoir accueilli. Merci à la Direction Géologie-Géochimie-Géophysique, en les personnes de M. Bernard Coletta et M. Rémi Eschard, et au Département de Géophysique, en la personne de M. Michel Dietrich, pour leur soutien à certains moments difficiles de la thèse.

Merci à mon directeur de thèse M. Jean-Paul Chilès d'avoir accepté de diriger cette recherche.

Merci à ma co-directrice de thèse Mme Hélène Beucher pour avoir dirigé cette thèse et m'avoir appris que la statistique est plus que la moyenne.

Je remercie Mme Brigitte Doligez pour avoir co-encadré la thèse à l'IFP, toujours disponible et de bonne humeur.

Mes sincères remerciements à Mme Caroline Joseph pour avoir co-encadré la thèse à l'IFP, avoir eu la patience de corriger mon français et faire ce manuscrit de qualité : Caroline toujours avec cet esprit pratique et une grande capacité pour analyser des résultats.

Merci au professeur Richard Sinding-Larsen d'avoir été le président (et l'un des examinateurs) du jury.

Merci aux professeurs Jean-Jacques Royer et Jean-Michel Marthelot pour avoir accepté d'être mes rapporteurs de thèse.

Je remercie tous mes collègues du Département de Géophysique : je n'ai jamais trouvé une porte fermée dans le bâtiment. Merci à M. Patrick Rasolofosaon pour nos discussions sur la physique des roches. Patrick est vraiment très pédagogue et m'a appris à aimer ce sujet. Merci à Mme Giselle Etienne pour son inestimable aide pendant la modélisation sismique et son engagement pour m'aider à sortir cette dernière partie de la thèse. Merci à Mme Martine Ancel et Mme Josette Bruneau pour avoir traité tous les résultats de la modélisation sismique : Martine et Josette toujours de bonne humeur, malgré tout le travail que je leur ai donné. Merci à Mme Judith Pirot pour avoir rendu les figures présentables et donné une touche artistique au travail. Merci à Jean-Philippe Cattin de m'avoir aidé à corriger le manuscrit.

Mes sincères remerciements à mes copains de déjeuner : Jean-Philippe Cattin (papi), Judith Pirot (mamie), Karine Labat, Karine Broto, Perrine Simphal, Frédéric Delbos, Nicolas Delépine et Vincent Clochard pour tous les bons moments partagés à table. Grâce à ces instants de relaxation le travail était plus facile.

Je remercie mes copains de bureau Yannick Pion et Ludovic Métivier pour les moments partagés. Nous avons souffert ensemble et nous avons réussi.

Merci à ma mère et à mon père de m'avoir inculqué le goût des études.

Tout mes remerciements et mon amour à la "*mujer*" la plus spectaculaire de ce monde, Joselyne. Merci de me soutenir, me supporter et avoir toujours le mot correct dans les moments les plus difficiles. Tout ce travail est à toi.

À Joselyne, la princesse éternelle

Si je dis pomme elle n'est pas la merveille innumérable qui rendre amoureux l'été.
Si je dis arbre à peine je me rapproche à cela que les oiseux savent

Facundo Cabral

Table des matières

Résumé 3
Abstract 3
Remerciements 5
Table des matières 11
Tables des figures 17
Liste des tables 29
Nomenclature 31
Introduction 33
Chapitre 1 : Établissement des électrofaciès aux puits à partir des diagraphies 41
1. Méthodes de reconnaissance et classification des formes 43
1.1. Réseaux de neurones artificiels 43
1.2. Machines à support vectoriel ("*Support Vector Machine*" SVM) 44
1.2.1. Cas de l'hyperplan linéaire 45
1.2.2. Cas de l'hyperplan non linéaire 47
1.2.3. Cas de plus de 2 classes 49
1.2.4. Conclusion 49
1.3. L'Analyse Discriminante 49
1.3.1. Méthode géométrique de l'analyse discriminante 50
1.3.1.1. Problème descriptif …… 50
1.3.1.2. Problème décisionnel : Règle géométrique d'affectation de Mahalanobis-Fisher …… 51
1.3.2. Méthode probabiliste 52
1.3.2.1. Règle de Bayes …… 52
1.3.2.2. Discrimination paramétrique et non paramétrique …… 53
1.3.2.2.1. Discrimination paramétrique …… 53
1.3.2.2.2. Discrimination non paramétrique …… 53
1.3.2.2.2.1. La fonction noyau …… 53
1.3.2.2.2.2. Méthode des k plus proches voisins …. 54

4. Discussion des résultats 87

Chapitre 2 : Modèles de physique des roches ou pétro-acoustiques 91

1. Théorie de Champ Moyen : Limites de Voigt, de Reuss et de Hashin - Shtrikman. …….. 93

2. Physique des roches consolidées.....97

3. Physique des roches non consolidées.....97

4. Modélisation de la physique des roches du champ Jobo 101

5. Discussion des résultats 106

Chapitre 3 : Amplitude vs Offset (AVO) 107

1. Théorie.....109

2. Modélisation Amplitude Versus Offset (*AVO*) sur le champ Jobo.....111

3. Discussion des résultats 117

Chapitre 4 : Calage multi-puits - sismique 119

1. Méthodologie de calage multi-puits – sismique (méthodologie IFP) 121

1.1. Préparation des données de puits.....122

1.1.1. Estimation de la loi de conversion profondeur-temps 122

1.1.2. Filtrage des diagraphies de puits dans la bande passante sismique....122

1.1.3. Calcul des impédances élastiques *EI* aux puits par classe d'angles 122

1.1.4. Estimation d'une ondelette zéro-phase à partir d'une analyse de cohérence multi-traces.....123

1.2. Estimation de l'ondelette multi-puits 124

1.1.1. Estimation du décalage de temps (*time-shift*) 124

1.1.2. Estimation de la phase optimale de l'ondelette.....124

1.1.3. Estimation du coefficient de normalisation de l'amplitude.....124

1.1.4. Estimation de la position optimale du puits 124

2. Calage multi-puits - sismique sur le champ Jobo 125

2.1. Base de données.....125

2.2. Préparation des données de puits.....127

2.3. Estimation de l'ondelette initiale par analyse de cohérence multi-traces 129

2.4. Estimation du décalage de temps (time-shift) 130

2.5. Estimation de la phase optimale....130
2.6. Estimation du coefficient de normalisation de l'amplitude....134
2.7. Estimation de la position optimale des puits....136
3. Discussion des résultats....137
4. Conclusions....146
Chapitre 5 : Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D....149
1. Interprétation des horizons et des failles....151
1.1. Interprétation des horizons et des failles dans le champ Jobo....151
1.2. Passage en profondeur des horizons et failles interprétés....155
2. Construction du modèle structural et du maillage de simulation....159
3. Assignation des données de puits au maillage structural....161
Chapitre 6 : Modélisation des faciès....163
1. Théorie sur la modélisation des faciès géologiques....165
1.1. Courbes de Proportion Verticale (CPV) et Matrice de Proportion Verticale (MPV)....165
1.2. Maillage stratigraphique....166
1.3. Simulation plurigaussienne....167
2. Simulation plurigaussienne dans le réservoir Morichal....169
2.1. Extension de la base de données des faciès aux puits....170
2.2. Calcul des CPV....171
2.3. Calcul des MPV....175
2.4. Règle de seuillage entre faciès....178
2.5. Modélisation des variogrammes....179
2.6. Simulation plurigaussienne....180
3. Discussion des résultats....189
Chapitre 7 : Modélisation pétrophysique....191
1. Analyse statistique des propriétés pétrophysiques au niveau des puits....193
2. Habillage ou simulation des propriétés pétrophysiques....196
3. Discussion des résultats....201
Chapitre 8 : Modélisation pétroélastique....203

1. Estimation de la densité 205

2. Estimation des vitesses P et S 207

3. Discussion des résultats 213

Chapitre 9 : Modélisation sismique anisotrope 1D 215

1 Théorie de l'élasticité 217

1.1. Tenseurs de déformation et contrainte. Équations de l'élasticité 217

2. Anisotropie sismique 220

2.1. Définitions 220

2.2. Types d'anisotropie 221

2.2.1. Milieu isotrope 222

2.2.2. Milieu transverse isotrope 222

2.3. Équation de mouvement pour milieu *VTI* 223

2.4. Coefficients de réflexion anisotrope d'une onde plane à l'interface de deux milieux, avec au moins l'un d'eux anisotrope *VTI* 224

3. Modélisation sismique anisotrope 1-D sur le champ Jobo 225

3.1. Modèles d'anisotropie (valeurs de δ et ε) 226

3.2. Résultats de la modélisation sismique anisotrope par convolution 1D 229

4. Discussion des résultats 239

Chapitre 10 : Modélisation sismique viscoélastique 243

1. Atténuation 245

1.1. Analogue mécanique 245

1.2. Signification physique des modules de déformation et du temps de relaxation 248

1.3. Atténuation et propagation des ondes dans un milieu viscoélastique 249

2. Modélisation dans un milieu viscoélastique 1D 251

2.1. Généralités sur la modélisation sismique 251

2.2. Propagation dans un milieu viscoélastique 1D 252

3. Modélisation dans un milieu élastique 2D 255

4. Propagation des ondes dans un réservoir de sable faiblement consolidé saturé en huile lourde 257

1.3.2.2.2.3. Discussion …… 54

2. Méthodologie IFP des électrofaciès : Approches supervisée et non supervisée.55

2.1. Approche supervisée.....56

2.1.1. Critères pour la sélection des variables discriminantes et estimation de la fonction de densité de probabilité *a priori* 56

2.1.2. Test de performance de l'approche supervisée 56

2.1.3. Taux d'erreur de l'approche supervisée.....57

2.1.4. Discrimination de nouveaux échantillons 58

2.2. Approche non supervisée.....58

2.2.1. Critères pour la sélection des variables discriminantes 58

2.2.2. Estimation de la fonction de densité de probabilité a priori et construction des classes d'apprentissage 58

2.3. Comparaison des deux approches.....59

3. Classification des électrofaciès du champ Jobo 61

3.1. Caractéristiques du champ Jobo 61

3.1.1. Stratigraphie.....61

3.1.2. Propriétés pétrophysiques et propriétés des fluides 64

3.2. Contrôle qualité des diagraphies des puits.....64

3.3. Choix des diagraphies et puits clés 66

3.4. Approche non supervisée des électrofaciès.....68

3.4.1. Estimation des échantillons d'apprentissage et choix des classes d'apprentissage.....68

3.4.2. Choix du type d'analyse discriminante, discrimination des échantillons d'apprentissage et mesure du taux d'erreur.....69

3.4.3. Résultats de l'approche non supervisée sur les données de puits 71

3.5. Approche supervisée des électrofaciès.....76

3.5.1. Sélection des attributs pour l'approche supervisée.....77

3.5.2. Choix du type d'analyse discriminante, discrimination des échantillons d'apprentissage et mesure du taux d'erreur 78

3.5.3. Résultats de l'approche supervisée en 5 classes sur l'ensemble des données des puits.....79

3.6. Prise en compte des fluides par approche non supervisée sur l'intervalle G 82

5. Estimation des vitesses viscoélastiques et de l'atténuation des ondes P et S dans le réservoir Morichal en fonction de la fréquence et de la température 258

5.1. Calcul des paramètres élastiques de la roche sèche sèche K_{dry} et μ_{dry} 259

5.2. Calcul des propriétés élastiques de l'huile lourde K_{huile} et μ_{huile} 259

5.3. Calcul des paramètres élastiques de la roche saturée K_{visco} et μ_{visco} 260

5.4. Estimation des vitesses viscoélastiques.....260

5.5. Estimation des valeurs d'atténuation Q_p^{-1} et Q_s^{-1} 260

5.6. Étude des variations des vitesses et atténuations en fonction de la température et de la fréquence sur Morichal.....261

6. Modélisation sismique viscoélastique 1D dans le champ Jobo 264

6.1. Modélisation sismique viscoélastique 1D 264

6.2. Comparaison de la sismique réelle et de la sismique modélisée. Implications sur le calage puits-sismique 267

7. Modélisation viscoélastique 2D sur le champ Jobo 274

7.1. Modèle viscoélastique 2D du champ Jobo et paramètres pour la modélisation 2D.....274

7.2. Résultats de la modélisation viscoélastique 2D du champ Jobo.....277

8. Discussions des résultats de modélisations 1D et 2D 287

Conclusions et Perspectives 289

Bibliographie 301

Annexes 313

Annexe A : Moyenne de Backus 315

Annexe B : Transformées de Fourier et de Hankel.....317

1. Transformée de Fourier 317

2. Transformée de Hankel 318

Tables des figures

Figure 1.1 : a) Réseau de neurone humain, b) réseau de neurone artificiel, c) modèle mathématique, d) exemples de fonction d'activation (Modifié de Van der Baan et Jutten, 2000). 45

Figure 1.2 : Séparation de deux classes par une droite H en dimension 2.....45

Figure 1.3 : Définitions de la marge maximale et des supports vectoriels. 46

Figure 1.4 : Transformation du (a) séparateur non linéaire dans l'espace de dimension 1 en (b) un hyperplan linéaire dans l'espace de dimension 2. 48

Figure 1.5 : Représentation des N observations séparées en *m* nuages dans l'espace de dimension *s* des variables prédictives. 50

Figure 1.6 : Axes discriminants liés à la plus grande valeur propre : a) $l = 1$ (hyperplans orthogonaux) b) $l = 0$ (axes concentriques) (Saporta, 1990). 51

Figure 1.7 : Règle géométrique d'affectation. 52

Figure 1.8: Types d'analyse discriminante : Approche supervisée (gauche) et non supervisée (droite). 55

Figure 1.9 : Définition de 9 classes (zones colorées) sur la fonction de distribution de probabilité déroulée. 60

Figure 1.10 : Localisation du champ Jobo. 61

Figure 1.11: Colonne stratigraphique du champ Jobo. 63

Figure 1.12 : Diagraphies clés du puits A. 65

Figure 1.13 : Diagramme croisé de la densité (RHOB) en fonction de la porosité neutron (NPHI) du puits A. 66

Figure 1.14 : Plan de position des 25 puits clés. 67

Figure 1.15 : Diagramme croisé de la résistivité (RD) –en échelle logarithmique- en fonction du Gamma-Ray (GR), montrant les quatre ordres de grandeur de la résistivité. 68

Figure 1.16 : Choix de 9 classes (gauche) et 6 classes (droite) sur la fonction de densité de probabilité déroulée, et échantillons d'apprentissage associés (en couleur). 69

Figure 1.17 : Échantillons d'apprentissage de l'approche non supervisée en 9 classes, représentés dans les espaces a) GR vs. RD et b) NPHI vs. RHOB. 69

Figure 1.18 : Échantillons d'apprentissage de l'approche non supervisée en 6 classes, représentés dans les espaces a) GR vs. RD et b) NPHI vs. RHOB. 69

Figure 1.19 : Performance de l'approche non supervisée en 6 classes par a) Lambda de Wilks et b) Corrélation canonique. 71

Figure 1.20 : Electrofaciès non supervisés en 6 classes (CnS 6) et probabilité d'affectation (PA 6 Classes) dans le puits A. 73

Figure 1.21 : Electrofaciès non supervisés en 9 classes (CnS 9) et probabilité d'affectation (PA 9 Classes) dans le puits A. 73

Figure 1.22 : Comparaison entre électrofaciès non supervisés en 6 classes (CnS 6) et en 9 classes (CnS 9) dans le puits A. Les logs PA 6 classes et PA 9 classes fournissent les probabilités d'affectation pour CnS 6 et CnS 9. 74

Figure 1.23 : Proportion des électrofaciès pour les résultats a) à 6 classes et b) et 9 classes. 74

Figure 1.24 : Histogramme des probabilités d'affectation aux faciès du résultat non supervisé en 6 classes. 75

Figure 1.25 : Histogramme des probabilités d'affectation aux faciès du résultat non supervisé en 9 classes. 75

Figure 1.26 : Diagramme de type boîtes de Tukey des propriétés pétrophysiques des 6 classes géologiques définies a priori au puits A au niveau du membre Morichal. ..77

Figure 1.27 : Échantillons d'apprentissage de l'approche supervisée en 5 classes dans les espaces a) RD vs. GR et b) RHOB vs. NPHI. 78

Figure 1.28 : Performance de l'approche supervisée en 5 classes par a) Lambda de Wilks et b) Corrélation canonique. 79

Figure 1.29 : Proportion de faciès de l'analyse supervisée en 5 classes sur les 25 puits clés. 80

Figure 1.30 : Approches supervisée (CS 5) vs. non supervisées (Cns 6 et Cns 9) des électrofaciès pour le puits A. 81

Figure 1.31 : Histogramme des probabilités d'affectation de chaque classe par l'approche supervisée en 5 classes. 81

Figure 1.32 : Changement de faciès au contact eau - huile à 4114 pieds dans le puits B. 82

Figure 1.33 : Choix de 5 classes sur la fonction de densité de probabilité déroulée, et échantillons d'apprentissage associés (en couleur). 83

Figure 1.34 : Performance de l'approche non supervisée en 5 classes sur l'intervalle G par a) Lambda de Wilks et b) Corrélation canonique. 84

Figure 1.35 : Diagramme croisé entre : a) la porosité et l'impédance et b) le Gamma-Ray et la saturation en eau (S_w), pour les échantillons des pics de la fonction de densité de probabilité déroulée. 85

Figure 1.36 : Comparaison des électrofaciès de l'intervalle G du puits D par les approches supervisée (Cs5), non supervisées (CnS 6 et CnS 9), et non supervisée avec prise en compte du fluide (CnS 5). 86

Figure 1.37 : Comparaison des électrofaciès de l'intervalle G du puits B par les approches supervisée (Cs5), non supervisées (CnS 6 et CnS 9), et non supervisée avec prise en compte du fluide (CnS 5). 87

Figure 1.38 : Section stratigraphique des électrofaciès supervisés à 5 classes, orientée SO-NE. 89

Figure 1.39 : Section stratigraphique des électrofaciès supervisés à 5 classes, orientée NO-SE. 89

Figure 2.1 : Relations de Voigt, Reuss et Wyllie (Modifiée de Yin, 1992). 95

Figure 2.2 : Interprétation physique de la relation de Hashin-Shtrikman (Mavko et al., 1998). 96

Figure 2.3 : Interprétation physique des modèles pour des roches peu consolidées (Modifié d'Avseth et al., 2005). 100

Figure 2.4 : Modèles de physique des roches pour l'intervalle G. Limite de Reuss et les modèles : non consolidés (ϕ_c=40%), d'augmentation de ciment et de ciment constant (ϕ_b=39%). 102

Figure 2.5 : Modèles de physique des roches pour l'intervalle C. Limite de Reuss et les modèles : non consolidés (ϕ_c=40%), d'augmentation de ciment et de ciment constant (ϕ_b=39%). 102

Figure 2.6 : Lames minces sur carottes, qui montrent la différence de consolidation et de taille de grains au niveau de l'intervalle C du puits A : a) 1108 m (C supérieur) et b) 1144 m (C inférieur). 103

Figure 2.7 : Lames minces en microscopie électronique de 7a), montrant le surcroît de quartz et la présence de kaolinite entre les grains de quartz. 103

Figure 2.8 : Rock Physics Templates (I_p vs V_p/V_s) du puits A. 104

Figure 2.9 : Modules d'incompressibilité K et de cisaillement μ de l'huile lourde en fonction de la température (Modifiée de Batzle *et al.*, 2006). On observe qu'à une température supérieure à 60 °C la valeur de μ est négligeable (<0,3 GPa) par rapport à μ du minéral. 106

Figure 3.1 : Trajet d'une onde de compression P se réfléchissant avec un angle d'incidence *q* à l'interface de deux espaces semi-infinis, isotropes, homogènes et de propriétés élastiques respectives (V_{P1}, V_{S1} et ρ_1) et (V_{P2}, V_{S2} et ρ_2). 110

Figure 3.2 : Coefficient de réflexion $R_p(\theta)$ versus angle d'incidence θ pour les différentes classes d'*AVO*. Les courbes représentent l'effet *AVO* pour le cas de sables à gaz (Modifiée de Castagna *et al.*, 1998). 112

Figure 3.3 : Modélisation *AVO* (sismogramme synthétique) des puits A (au-dessus), B (centre) et C (au dessous) avec les valeurs moyennes par intervalles de V_p, V_s et Densité. Les valeurs des amplitudes sont comprises entre -0,5 et 0,5. 115

Figure 3.4 : Diagramme du gradient *AVO* B en fonction de l'intercepte *AVO* A par intervalle du puits A, montrant la ligne des argiles et des sables à eau du réservoir

Morichal ou Background trend (ligne marron), et la classification *AVO* (Rutherford et Williams, 1989). Les classes *AVO* 1, 2, 3, 4 sont respectivement coloriées en bleu, vert, rose, jaune. 116

Figure 3.5 : Coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence des différents toits des intervalles du membre Morichal pour le puits A. 116

Figure 4.1 : Section sismique des différents cubes angles : a) 0º-12º, b) 12º-24º, c) 24º-36º et d) *Stack Total.* 126

Figure 4.2 : Plan de position des puits utilisés pour le calage multi-puits - sismique. 126

Figure 4.3 : Comparaison dans le puits A de la diagraphie V_s original (rouge) avec la diagraphie de V_s estimée (bleue) par l'équation 4.6. Les faciès sont représentés au côté des diagraphies. 127

Figure 4.4 : Spectres d'amplitude des a) cube angles 0º-12º, a) cube angles 12º-24º, c) cube angles 24º-36º et d) *Stack* total. 128

Figure 4.5 : Loi de conversion profondeur-temps pour les différents puits utilisés lors du calage. 128

Figure 4.6 : Impédances élastiques par classe d'angles d'incidence et impédance acoustique, pour le puits A. 129

Figure 4.7 : Estimation du décalage de temps pour le cube angles 12º-24º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « décalage de temps vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme du décalage de temps. 131

Figure 4.8 : Estimation de la phase de l'ondelette pour le cube angles 0º-12º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « phase vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de la phase optimale déterminée aux différentes traces. 132

Figure 4.9 : Estimation de la phase de l'ondelette pour le cube angles 12º-24º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « phase vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de la phase optimale déterminée aux différentes traces. 132

Figure 4.10 : Estimation de la phase de l'ondelette pour le cube angles 24º-36º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « phase vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de la phase optimale déterminée aux différentes traces. 133

Figure 4.11 : Estimation de la phase de l'ondelette pour le stack total : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « phase vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de la phase optimale déterminée aux différentes traces. 133

Figure 4.12 : Phase optimale pour le cube angles 12º-24º (au-dessus), le cube angles 24º-36º (au milieu) et le *stack total* (au-dessous), pour les puits A et Q : a) Histogramme des coefficients de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b)

Diagramme croisé « phase vs coefficient de corrélation », d) Puits utilisés et c) Histogramme de la phase optimale déterminée aux différentes traces. 135

Figure 4.13 : Coefficient de normalisation d'amplitude pour le cube angles 12º-24º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « coefficient de normalisation vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de coefficient de normalisation. 136

Figure 4.14 : Coefficient de normalisation d'amplitude pour le cube angles 24º-36º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « coefficient de normalisation vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de coefficient de normalisation. 136

Figure 4.15 : Coefficient de normalisation d'amplitude pour le *stack* total : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « coefficient de normalisation vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de coefficient de normalisation. 137

Figure 4.16 : Calage des puits A et Q pour chaque cube sismique, en comparant les traces réelles (rouge) et les traces synthétiques (vert) après repositionnement et time-shift optimaux. 139

Figure 4.17 : Diagraphies en temps du puits B avec en colonnes de gauche à droite : Marqueurs à la position originale, Traces sismiques synthétiques à offset nul, vitesses V_p, densités *RHOB*, pour différentes profondeurs du contact huile-eau. Courbe noire : données originelles ; courbes rouge, bleue, verte et orange : contact des fluides au toit de G, F, E et C, respectivement. 141

Figure 4.18 : Modélisation *AVO* du puit B pour différentes profondeurs du contact huile-eau : (a) originale, (b) au toit de G, (c) au toit de F, (d) au toit de E, (e) au toit de C respectivement. 144

Figure 5.1 : Schéma de travail pour la construction du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*. 152

Figure 5.2 : Comparaison entre données sismiques avant (gauche) et après (droite) filtrage passe-bas et *AGC*. 153

Figure 5.3 : Coupe en temps de l'attribut de semblance avec l'interprétation des failles (faille de principale du réservoir colorée en rouge foncé). 153

Figure 5.4 : Interprétation des horizons sur la sismique à l'aide des marqueurs aux puits. 154

Figure 5.5 : Séquences sélectionnées pour le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*. .154

Figure 5.6 : Domaine pour la construction du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*. ..155

Figure 5.7 : Carte variographique de l'horizon sismique du toit de Morichal. Les couleurs chaudes correspondent aux valeurs de variogrammes faibles, les couleurs froides aux valeurs de variogramme fortes. 156

Figure 5.8: Variogrammes expérimentaux des données de l'horizon sismique du toit de Morichal (variogramme sismique à gauche) et du marqueur aux 127 puits (variogramme puits à droite). 157

Figure 5.9 : Variogramme du résidu et son modèle théorique de la régression linéaire entre les valeurs de marqueurs de puits et l'horizon sismique du toit de Morichal. Le variogramme expérimental est en trait fin, le modèle en trait gras. 157

Figure 5.10 : Contrôle qualité en 6 puits de la conversion temps-profondeur du toit de Morichal : profondeur réelle du marqueur du toit versus profondeur estimée par krigeage avec dérive externe. 158

Figure 5.11 : Toit de Morichal et les 5 failles interprétées dans le domaine profondeur. 159

Figure 5.12 : Modes de dépôt : a) Proportionnel entre le toit et la base, b) Parallèle à la base, c) Parallèle au toit et d) Parallèle à une surface de référence. 160

Figure 5.13 : Maillage du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*. 161

Figure 5.14 : Puits discrétisés représentant la porosité totale dans le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*. 162

Figure 6.1 : Définition des courbes de proportion verticale (CPV) et de proportion horizontale (CPH) (Modifié de Doligez *et al.*, 1999). 166

Figure 6.2 : Exemple d'une matrice de proportion verticale (MPV) de sept faciès (F_1, F_2, F_3, F_4, F_5, F_6 et F_7) : chaque position d'index (i, j) représente une CPV. 167

Figure 6.3 : Exemple de réalisation plurigaussienne à trois faciès (représentés en violet, jaune et orange). 168

Figure 6.4 : Seuillage non-stationnaire à partir (a) de la CPV, (b) de la MPV (Modifié de Doligez *et al.*, 1999). 169

Figure 6.5 : Puits A : carotte interprétée (en haut), diagraphie électrofaciès générée à partir des diagraphies Gamma Ray (GR), Porosité-Neutron (NPHI), Résistivité (RD) et Densité (RHOB) (au milieu), nouvelle diagraphie électrofaciès générée à partir des diagraphies porosité ϕ, volume d'argile V_{sh} et saturation en eau S_w (en bas). ...171

Figure 6.6 : Répartition des puits en 11 groupes pour l'estimation des CPV et des MPV. 172

Figure 6.7 : CPV des puits du groupe 2 (Centre-Ouest) pour l'ensemble des séquences du Réservoir Morichal. 173

Figure 6.8 : CPV sur la séquence C pour les puits a) du groupe 2 (Centre-Ouest), b) du groupe 11 (Est). 174

Figure 6.98 : Zonation effectuée sur les séquences A-B et C pour le calcul de la MPV. La CPV des 11 groupes de puits est localisée (coordonnées stratigraphiques). 175

Figure 6.10 : MPV de la séquence A-B. 176

Figure 6.11 : MPV de la séquence C. 176

Figure 6.12 : MPV de la séquence D-E.....177

Figure 6.13: MPV de la séquence F-G.....177

Figure 6.14 : Modèle géologique conceptuel de faciès pour l'intervalle E. 178

Figure 6.15 : Règle de seuillages utilisée pour la simulation plurigaussienne pour toutes les séquences. 179

Figure 6.16 : Variogrammes horizontaux expérimentaux pour la simulation plurigaussienne des faciès de la séquence F-G, direction N55. 180

Figure 6.17 : Simulation plurigaussienne des faciès de la séquence A-B : a) Toit et b) Niveau à l'intérieur de B2. 183

Figure 6.18 : Simulation plurigaussienne des faciès de la séquence C : a) Niveau supérieur et b) Niveau médian. 184

Figure 6.19 : Simulation plurigaussienne des faciès de la séquence D-E : a) Niveau supérieur et b) Niveau inférieur. 185

Figure 6.20 : Simulation plurigaussienne des faciès de la séquence D-E : a) Niveau moyen et b) Niveau inférieur. 186

Figure 6.21 : Section nord-sud de la simulation plurigaussienne des faciès, montrant les surfaces d'inondation maximale et la limite érosive entre D-E et F-G (flèches bleues). 187

Figure 6.22 : Section ouest-est de la simulation plurigaussienne de faciès, montrant les surfaces d'inondation maximale et la limite érosive entre D-E et F-G (flèches bleues). 187

Figure 6.23 : Section sud-est - nord-ouest de la proportion moyenne du faciès sable argileux calculée sur 5 réalisations plurigaussiennes et la MPV du faciès, pour la séquence A-B.....188

Figure 6.24: Section nord-est - sud-ouest de la proportion moyenne du faciès sable calculée sur 5 réalisations et la MPV du faciès, pour la séquence D-E. 188

Figure 7.1 : Distribution des propriétés pétrophysiques pour tous les faciès aux puits dans la séquence A-B. 194

Figure 7.2 : Distribution des propriétés pétrophysiques aux puits pour le faciès sable dans la séquence A-B. 195

Figure 7.3 : Distribution de la porosité totale (fraction) par faciès dans la séquence A-B, aux puits. 196

Figure 7.4 : Simulation de la porosité totale (%) dans les séquences C (a) et F-G (b). 197

Figure 7.5 : Sections verticales selon les directions N-S (a) et O-E (b) de la porosité totale simulée (%). Les flèches (bleues et violette) indiquent les limites de séquence. 198

Figure 7.6 : Distribution du log(RD) (ohm-m) simulé par faciès dans la séquence A-B. 199

Figure 7.7 : Simulation de la saturation en eau pour les séquences C (a) et D-E (b). 200

Figure 7.8 : Histogramme de la saturation en eau (fraction) pour le faciès de sable dans la séquence D-E. (a) Distribution expérimentale aux puits, (b) Distribution simulée dans la zone à huile (sud) et (c) Distribution simulée sur toute la zone d'étude (zone à huile au sud plus zone à eau au nord). 201

Figure 8.1: Relation linéaire entre porosité totale et densité pour le faciès sable argileux dans la séquence A-B. 205

Figure 8.2 : Simulation de la densité pour les séquences A-B (a) et C (b). 206

Figure 8.3 : Simulation de la vitesse P sèche pour les séquences A-B (a) et C (b).208

Figure 8.4 : Schéma de variation de la vitesse P en fonction de la porosité (Modifié de Marion, 1992). 209

Figure 8.5 : Sections nord-sud (a) et ouest-est (b) de la simulation de vitesse P sèche. Les flèches bleues indiquent les limites de séquences. 211

Figure 8.6 : Vues 3D de la simulation de vitesse S sèche pour les séquences A-B (a) et C (b). 212

Figure 8.7 : Simulation de vitesse P saturée (a) et vitesse S saturée (b) pour la séquence C. 213

Figure 9.1 : Déformation d'un solide. 218

Figure 9.2 : Définition d'une contrainte appliquée aux côtés d'un cube élémentaire dx_1 dx_2 dx_3. 219

Figure 9.3 : Définition de l'angle polaire et de l'azimut. 220

Figure 9.4 : Schéma de propagation d'une onde plane avec les vitesses de groupe V_g et de phase V_{ph} avec leurs angles respectifs β_g et β_{ph}. 221

Figure 9.5 : Milieux transverses anisotropes : Transverse Isotrope Vertical (*VTI*) à gauche et Transverse Isotrope Horizontal (*HTI*) à droite (Modifiée de Rüger, 1997). 223

Figure 9.6 : Diagraphies de δ et ε pour chaque modèle Wang, Ryan-Grigor et Backus dans le puits A. 227

Figure 9.7 : Valeurs moyennes par intervalle dans le réservoir Morichal de V_p, V_s, Densité, δ et ε dans le puits A pour chaque modèle d'anisotropie, a) Wang, b) Ryan-Grigor et c) Backus. 229

Figure 9.8 : Comparaison des traces : sismique réelle *optimale* (verte), synthétique isotrope (pointillé cyan) et anisotropes Wang (marron), Ryan-Grigor (noire) et Backus (ocre) pour le cube angles 12˚-24˚ au puits A. 230

Figure 9.9 : Comparaison des traces : sismique réelle *optimale* (verte), synthétique isotrope (pointillé cyan) et anisotropes Wang (marron), Ryan-Grigor (noire) et Backus (ocre) pour le cube angles 24˚-36˚ au puits A. 231

Figure 9.10 : Comparaison des traces : sismique réelle *optimale* (verte), synthétique isotrope (pointillé cyan) et anisotropes par le modèles de Wang (marron), Ryan-Grigor (noire) et Backus (ocre) pour le *stack* Total au puits A. 231

Figure 9.11 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du cube angles 12°-24° et : a) la trace isotrope (Figure 4.15, du Chapitre 4), les traces anisotropes des modèles : b) Wang, c) Ryan-Grigor et d) Backus. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile. 234

Figure 9.12 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du cube angles 24°-36° et : a) la trace isotrope (Figure 4.15, du Chapitre 4), les traces anisotropes des modèles : b) Wang, c) Ryan-Grigor et d) Backus. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile. 235

Figure 9.13 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du *stack* Total et : a) la trace isotrope (Figure 4.15, du Chapitre 4), les traces anisotropes des modèles : b) Wang, c) Ryan-Grigor et d) Backus. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile. 236

Figure 9.14 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du cube angles 12°-24° et a) trace isotrope *zéro-phase* et b) trace anisotrope *zéro-phase* du modèle de Wang. 237

Figure 9.15 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du cube angles 24°-36° et a) trace isotrope *zéro-phase* et b) trace anisotrope *zéro-phase* du modèle de Wang. 237

Figure 9.16 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du *stack* Total et a) trace isotrope *zéro-phase* et b) trace anisotrope *zéro-phase* du modèle de Wang. 238

Figure 9.17 : Coefficient de réflexion R_p en fonction de l'angle d'incidence θ au toit de l'intervalle F pour les cas isotrope (vert) et anisotropes : Wang (marron), Ryan-Grigor (noir) et Backus (bleu) au puits A. 239

Figure 9.18 : Modélisation *AVO* au puits A dans les cas : a) isotrope et b) anisotrope. Les flèches indiquent les toits des intervalles E, F et Crétacé. 242

Figure 10.1 : a) Corps élastique pur (ressort), b) Corps visqueux pur (piston) et c) Corps de Maxwell. 246

Figure 10.2 : Corps viscoélastique linéaire standard. 248

Figure 10.3 : Tracé de rayon d'une onde dans un milieu 1D, entre une source ponctuelle S et un récepteur R. 253

Figure 10.4 : Vitesses P (a) et S (b) en fonction de la fréquence pour différentes températures. 262

Figure 10.5 : Atténuations P (a) et S (b) en fonction de la fréquence pour différentes températures. 263

Figure 10.6 : Valeurs moyennes par intervalle dans le réservoir Morichal de V_p, V_s, Densité, Q_p et Q_s dans le puits A. 265

Figure 10.7 : Modélisation sismique viscoélastique 1D : a) *sans atténuation*, b) avec *atténuation sur le réservoir* et c) avec *forte atténuation sur le réservoir*. L'offset est égal au numéro de trace multiplié par 40m. 267

Figure 10.8 : Comparaison de la trace sismique réelle optimale (verte), de la trace synthétique *optimale finale* (rouge), des traces *sans atténuation* (bleue), *avec atténuation sur le réservoir* (fuchsia) et *avec forte atténuation sur le réservoir* (ocre) issues de la modélisation 1D, pour la classe d'angles 12°-24°. 268

Figure 10.9 : Comparaison de la trace sismique réelle *optimale* (verte), de la trace synthétique *optimale finale* (rouge), des traces *sans atténuation* (bleue), *avec atténuation sur le réservoir* (fuchsia) et *avec forte atténuation sur le réservoir* (ocre) issues de la modélisation 1D, pour la classe d'angles 24°-36°. 269

Figure 10.10 : Comparaison de la trace sismique réelle *optimale* (verte), de la trace synthétique *optimale finale* (rouge), des traces *sans atténuation* (bleue), *avec atténuation sur le réservoir* (fuchsia) et *avec forte atténuation sur le réservoir* (ocre) issues de la modélisation 1D, pour le *stack* total. 270

Figure 10.11 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique de la classe d'angles 12°-24° et : a) la trace isotrope *optimale finale*, b) la trace isotrope *zéro–phase* et c) la trace viscoélastique 1D sans atténuation dans le réservoir Morichal. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile. 271

Figure 10.12 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique de la classe d'angles 24°-36° et les traces : a) la trace isotrope *optimale finale*, b) la trace isotrope *zéro–phase* et c) la trace viscoélastique 1D sans atténuation dans le réservoir Morichal. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile. 272

Figure 10.13 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du *stack* Total et les traces : a) la trace isotrope *optimale finale*, b) la trace isotrope *zéro–phase* et c) la trace viscoélastique 1D sans atténuation dans le réservoir Morichal. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile. 273

Figure 10.14 : Ligne sismique 2D de direction SO-NE (en blanc) choisie dans le modèle *Pétro-Intégré Morichal 3D* pour la modélisation viscoélastique. Le puits A est représenté par un rond rouge. 275

Figure 10.15 : Modèle de vitesse P pour la modélisation viscoélastique 2D. Le puits A, le toit et la base du réservoir sont indiqués sur la figure.....276

Figure 10.16 : Modèle de vitesse S pour la modélisation viscoélastique 2D. Le puits A, le toit et la base du réservoir sont indiqués sur la figure.....276

Figure 10.17 : Modèle de densité ρ pour la modélisation viscoélastique 2D. Le puits A, le toit et la base du réservoir sont indiqués sur la figure.....277

Figure 10.18 : Modélisation sismique viscoélastique 2D du champ Jobo *sans atténuation*, collection point de tir numéro 22 (la localisation du puits A est indiquée sur la figure). 278

Figure 10.19 : Comparaison des modélisations sismiques viscoélastiques 2D du champ Jobo, collection *CDP*s après correction NMO : a) *sans atténuation* (pic noir) vs *avec atténuation sur le réservoir* (pic rouge) et b) *sans atténuation* (pic noir) et avec *forte atténuation sur le réservoir* (pic rouge). La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m. 279

Figure 10.20 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *sans atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits, pour le cube angles 12°-24°. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m. 281

Figure 10.21 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *sans atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits pour le cube angles 24°-36°. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m.....282

Figure 10.22 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *sans atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits pour le *stack* Total. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m. 283

Figure 10.23 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *avec forte atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits pour le cube angle 12°-24°. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m. 284

Figure 10.24 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *avec forte atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits pour le cube angles 24°-36°. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m. 285

Figure 10.25 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *avec forte atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits pour le *stack* Total.

La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m. 286

Liste des tables

Table 1.1 : Propriétés pétrophysiques du membre Morichal du champ Jobo. 64

Table 1.2: Propriétés de l'huile du champ Jobo. 64

Table 1.3: Valeurs des diagraphies aux 25 puits clés. 67

Table 1.4 : Pourcentage de bon classement (en gris) par validation croisée des échantillons d'apprentissage en 6 classes dans le cas quadratique. 70

Table 1.5 : Pourcentage de bon classement (en gris) par validation croisée des échantillons d'apprentissage en 9 classes dans le cas quadratique. 71

Table 1.6 : Interprétation *a posteriori* des électrofaciès non supervisés en 6 classes. 72

Table 1.7 : Interprétation *a posteriori* des électrofaciès non supervisés en 9 classes. 72

Table 1.8 : Propriétés pétrophysiques moyennes des 6 classes géologiques définies *a priori* au puits A au niveau du membre Morichal. 76

Table 1.9 : Probabilité de bon classement (en gris) par validation croisée des échantillons d'apprentissage dans le cas a) linéaire et b) quadratique de l'approche supervisée. 79

Table 1.10 : Interprétation *a posteriori* des électrofaciès non supervisés en 5 classes sur l'intervalle G. 83

Table 1.11 : Probabilité de bon classement (en gris) par validation croisée des échantillons d'apprentissage en 5 classes dans le cas linéaire pour l'analyse non supervisée sur l'intervalle G. 84

Table 1.12 : Équivalence de classes entre les électrofaciès supervisés à 5 classes et non supervisés en 6 et 9 classes sur tout le réservoir. 88

Table 3.13 : Intercepte *A*, Gradient *B* et Classe *AVO* des toits de chaque intervalle du membre Morichal pour le puits A. *: Le toit Crétacé est placé dans la classe 1 à cause de sa réponse dans les puits B et C (voir texte). 117

Table 4.14 : Fréquence centrale et résolution verticale des cubes sismiques. 127

Table 4.16 : Zone d'analyse de cohérence multi-traces dans la fenêtre du réservoir. 129

Table 4.18 : Résultats de l'analyse de cohérence des traces par cube sismique. 130

Table 4.20 : Coefficient optimal de normalisation de l'amplitude pour tous les cubes sismiques. 134

Table 4.22 : Valeurs optimales des paramètres du calage puits-sismique. Les coefficients de normalisation et de corrélation sont la moyenne des valeurs des trois cubes sismiques.....137

Table 4.24 : Valeurs des propriétés utilisées pour la substitution de fluides.....139

Table 6.26: Portées (m) des variogrammes des faciès pour les quatre séquences du réservoir. 180

Table 8.27 : Relation linéaire et coefficient de corrélation entre Porosité ϕ et Densité ρ par faciès pour la séquence A-B du réservoir Morichal. 206

Table 9.29 : Valeurs moyennes de ε et δ par intervalle pour chaque modèle : Wang, Ryan-Grigor et Backus. 227

Table 9.31: Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 4 cartes de la Figure 9.135 pour le cube angles 12°-24°. 232

Table 9.32 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 4 cartes de la Figure 9.137 pour le cube angles 24°-36°. 233

Table 9.33 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 4 cartes de la Figure 9.138 pour le *stack* Total. 233

Table 9.34 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 2 cartes de la Figure 9.149 pour le cube angles 12°-24°. 238

Table 9.35 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 2 cartes de la Figure 9.141 pour le cube angles 24°-36°. 238

Table 9.36 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 2 cartes de la Figure 9.142 pour le *stack* Total. 238

Table 10.37 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 3 cartes de la Figure 10.156 pour la classe d'angles 12°-24°. 271

Table 10.38 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 3 cartes comparées dans la Figure 10.157 pour la classe d'angles 24°-36°. 272

Table 10.39 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 3 cartes comparées dans la Figure 10.158 pour le *stack* Total. 273

Nomenclature

x : variable

V_p : propriété de la roche mesurée aux puits

i : index

$\mathbf{r}$: vecteur

$\mathbf{W}$: matrice

Introduction

Les réservoirs de sable faiblement consolidé saturés en huile lourde représentent les plus grandes réserves d'hydrocarbures du monde, notamment au Canada et au Venezuela. Cependant, ils ont été peu explorés principalement pour des raisons économiques et technologiques, la production d'hydrocarbure se concentrant sur les huiles légères et le gaz. Actuellement, du fait de la croissance de la demande en énergie, du déclin des réserves en huiles légères et des avancées technologiques, on commence à se focaliser sur des ressources non conventionnelles, comme l'huile lourde.

Le nouvel intérêt pour les réservoirs de sable faiblement consolidé saturés en huile lourde a contribué au développement de nouveaux thèmes de recherche dans la caractérisation géophysique de ce type de réservoir pour avoir une meilleure image du sous-sol et une estimation des propriétés du réservoir à partir de la sismique.

Un premier point de recherche concerne la discrimination entre lithologies (sable et argile) à partir de la sismique, pour détecter les meilleures zones du réservoir pour une exploitation ultérieure optimale. La discrimination de lithologies est compliquée dans ce contexte puisque les valeurs de densité et de vitesse du sable et de l'argile sont similaires. Par conséquent, le contraste d'impédances et la réflexion sismique sont faibles à l'interface argile-sable et la distinction entre les deux lithologies à partir de la sismique peut être ambiguë.

Pour avoir une meilleure discrimination du sable et de l'argile dans les réservoirs de sable faiblement consolidé (comme dans tous types de réservoir) il est nécessaire de connaître en détail les propriétés élastiques (vitesse, densité, etc.), pétrophysiques (porosité, saturation en eau, pourcentage d'argile) et leurs liens. Les modèles de physique des roches ont permis de décrire ces propriétés en fonction de paramètres comme la pression effective sur la roche, la distribution et taille des grains et des pores, à partir des théories de Hertz-Mindlin (Mindlin, 1949), Dvorkin et Nur (1996) et Avseth *et al*. (2005) parmi d'autres. Cependant il existe peu d'exemples réels sur lesquels ces modèles de physique des roches ont été testés et validés (Borges de Salles Abreu, 2008).

Un deuxième axe de recherche dans la caractérisation géophysique des réservoirs de sable faiblement consolidé saturé en huile lourde est la différenciation entre les zones du réservoir saturées en eau et celles saturées en huile lourde. Cette différenciation peut se révéler difficile parce que les propriétés élastiques de l'eau et de l'huile lourde sont similaires et la sismique ne peut détecter clairement la différence. De plus il existe peu d'exemples sur la différentiation ou discrimination des fluides. Quelques rares exemples traitent du monitoring sismique pendant le processus d'injection de vapeur (Eastwood *et al.*, 1994 ; Jenkins *et al.*, 1997), où la phase gazeuse est plus facilement détectable sur la sismique grâce à sa faible densité et sa faible vitesse.

Un autre point de recherche concerne l'impact de l'huile lourde sur le signal sismique. Des récentes expériences de laboratoire montrent que l'huile lourde a des caractéristiques spéciales (Batzle *et al.*, 2006, Behura *et al.*, 2007). Par exemple, la possible propagation des ondes S dans l'huile lourde à basse température rend inadaptée l'utilisation de relations classiques de substitution de fluides du type Gassmann (1951) ou Biot (1956a, 1956b). De manière similaire aux deux points de recherche précédents (discrimination des lithologies et des fluides), l'impact de la

présence d'huile lourde sur la sismique a été très peu étudié. Il existe des exemples d'expériences en laboratoire (Batzle *et al.*, 2006, Behura *et al.*, 2007, Han *et al.*, 2007a et 2007b), quelques modèles théoriques (Gurevich *et al.*, 2008) et quelques études de l'atténuation sismique au niveau des données de PSV (Profil Sismique Vertical) (Haase et Stewart, 2006 ; Zhang et Stewart, 2008).

Une façon d'aborder le problème de la discrimination des lithologies et des fluides dans les réservoirs de sable faiblement consolidé saturés en huile lourde est d'utiliser les mêmes schémas de travail que dans le cas de réservoirs conventionnels. Une de ces méthodologies consiste à discriminer les lithologies et fluides à partir de la sismique au moyen de techniques statistiques de reconnaissance et de classification des formes. Dans un premier temps, on discrimine les lithotypes ou électrofaciès (groupes de lithologie et propriétés pétrophysiques similaires) en prenant les diagraphies de puits comme variables discriminantes (Avseth *et al.*, 2005) ; pendant cette étape on établit également les relations entre les propriétés pétrophysiques et les propriétés élastiques à partir des modèles de physique des roches. Dans un deuxième temps, on étend la discrimination des électrofaciès aux zones réservoir en dehors des puits au moyen de la sismique. Dans ce cadre, les variables ou attributs sismiques les plus couramment utilisés sont les impédances des ondes P (ondes compressives) et S (ondes de cisaillement), issues d'une inversion sismique jointe (Johann *et al.*, 1996 ; Fournier, 2004), parce qu'elles donnent des informations sur les propriétés élastiques de la roche qui sont liées aux propriétés pétrophysiques par les modèles de physique des roches. Les attributs retenus (ou combinaison d'attributs) sont utilisés comme variables discriminantes dans un nouveau processus de reconnaissance et classification des formes, similaire à celui utilisé sur les informations de puits (Fournier, 1989 et 2004 ; Johann *et al.*, 1996). Ce nouveau processus, appelé interprétation en faciès sismiques[1], permet d'obtenir des faciès ou zones homogènes sismiquement (et géologiquement selon l'approche). Il est possible de prendre en compte des incertitudes sur les données de départ dans les faciès sismiques, par exemple au moyen des statistiques par intervalles (Nivlet, 2001).

Dans le schéma de travail décrit, on utilise donc des techniques de reconnaissance et de classification des formes après inversion sismique.

Il est clair que la reconnaissance et la classification des formes dépendent d'une manière critique des électrofaciès établis aux puits. Plus ils sont représentatifs, plus fiable sera l'interprétation en faciès sismiques ultérieure. Un autre paramètre clé dans la reconnaissance et la classification des formes est la sélection des attributs (ou variables) utilisés. Pour ce qui concerne les puits on utilise les mesures de diagraphies classiques (gamma-ray, résistivité, densité, etc.) combinées aux descriptions de carottes. En effet, ces diagraphies mesurent les propriétés intrinsèques des roches (porosité, contenu en argile, saturation en eau, etc.) à une échelle très fine donc sont indiquées pour établir les électrofaciès aux puits. La situation se complique quand on utilise la sismique pour reconnaître et classer les

[1] Les faciès sismiques sont l'équivalent sismique des électrofaciès.

« faciès sismiques », étant donné que la sismique est une mesure indirecte des propriétés du sous-sol avec une échelle de résolution très grande par rapport aux hétérogénéités du sous-sol. Ainsi, il n'y a pas de relation directe entre sismique et lithologies : il faut donc avoir un bon calage puits-sismique pour établir un lien fiable entre les électrofaciès et les faciès sismiques afin de récupérer des classes similaires dans la sismique à celles définies au niveau des puits.

L'inversion sismique est un processus qui permet de séparer, par la résolution d'un problème inverse, la réflectivité de la terre du signal de la source (ondelette de la source) dans une trace sismique, et ainsi à partir de la réflectivité d'obtenir les impédances. Les avantages de l'inversion sismique sont la réduction du rapport signal/bruit, l'amélioration de la résolution sismique verticale et l'obtention de l'impédance qui est liée aux propriétés pétrophysiques du sous-sol.

Dans les années 1980 et 1990 les techniques d'inversion sismique ne permettaient d'obtenir que l'impédance des ondes P à partir de la sismique (inversion après sommation). Mais l'impédance P seule ne donne pas d'information sur la variation du signal sismique avec l'angle d'incidence (approches *AVA* -Amplitude vs Angle- ou plus couramment *AVO* -Amplitude vs Offset[2]-), qui s'est avérée être un attribut important pour la discrimination des fluides, notamment le gaz (Avseth *et al.*, 2005). Ces inconvénients ont motivé le développement de nouvelles techniques d'inversion sismique qui utilisent les impédances P et S simultanément. Afin d'observer les effets *AVO*, les données sismiques sont divisées en classes d'angles (*angle stacks*)[3] : on parle de données sismiques pré-stack. L'introduction de l'impédance S dans l'inversion permet de mieux contraindre l'espace des solutions possibles du problème inverse, de ce fait réduit l'incertitude et donne de meilleures estimations des impédances. De plus, la méthodologie d'inversion jointe des ondes P et S de l'IFP utilise un modèle initial d'impédances (modèle *a priori*) pour mieux contraindre l'inversion et réduire encore plus l'incertitude (Tonellot *et al.*, 2002). Ce modèle *a priori* est construit à partir des informations de puits.

L'inversion sismique dépend aussi du bon calage puits-sismique pour l'extraction de l'ondelette de la source. Une bonne approximation de l'ondelette permet de mieux récupérer les coefficients de réflexion du sous-sol et donc d'obtenir des impédances plus fiables. Mais ce calage peut être perturbé par le bruit de la sismique, les problèmes de traitement sismique liés aux corrections de *NMO* et de statiques (Ramos, 1988; Cambois, 1998 ; Cambois, 2001) et à des phénomènes comme l'anisotropie et l'atténuation.

L'anisotropie est la variation de la vitesse avec la direction de la propagation des ondes dans le sous-sol (Thomsen, 2002). Les causes de l'anisotropie peuvent être la présence d'un encaissant argileux anisotrope, l'alternance de couches fines d'argile et de sable, entre autres (Thomsen, 2002 ; Banik, 1987; Kim *et al.*, 1993; Blangy, 1994).

---

[2] L'offset est la distance source-récepteur dans une acquisition sismique.

[3] Une classe d'angles est une sismique obtenue de la sommation des traces (CDP) pour une gamme d'angles déterminée.

L'atténuation est un phénomène lié au mouvement relatif du fluide dans les pores de la roche par rapport à celle-ci. L'atténuation dépend de la distribution des grains et des fissures, et de la viscosité du fluide (Blangy, 1994, Batzle *et al.*, 2006).

Ces deux phénomènes provoquent des variations dans la position des pics d'amplitude (décalage de temps) et dans la forme (phase) de la trace sismique, principalement pour les grands angles d'incidence, ce qui peut empêcher le bon calage puits-sismique. Par conséquent, le traitement sismique doit prendre en compte ces phénomènes et les corriger pour avoir un signal sismique plus clair.

L'étude de l'atténuation liée à la présence d'huile lourde amène au troisième point de recherche mentionné auparavant, qui est resté jusqu'à maintenant cantonné aux expériences de laboratoire, aux modèles théoriques et PSV, à cause de la difficulté d'avoir des mesures fiables de l'atténuation aux fréquences des données sismiques (dizaines d'Hertz). En conséquence il existe peu d'exemples d'obtention de l'atténuation à partir de données sismiques, et les travaux sont restés concentrés sur les réservoirs conventionnels d'huile légère et de gaz.

Cette thèse étudie la discrimination des lithologies et des fluides dans le réservoir d'huile lourde Morichal du champ Jobo (ceinture de l'Orénoque à l'est du Venezuela) et les effets sur la sismique de la présence d'huile lourde dans le réservoir. La première partie du travail permet d'établir aux puits les relations entre les propriétés pétrophysiques (porosité, contenu d'argile, saturation en eau, etc.) et les propriétés élastiques (densité, vitesse) afin d'utiliser la sismique pour prédire les propriétés pétrophysiques loin des localisations de puits et améliorer la caractérisation des réservoirs.

La deuxième partie du travail montre la construction d'un modèle du réservoir Morichal qui intègre les informations des faciès, des propriétés pétrophysiques (porosité, saturation en eau, etc.) et pétroélastiques (densité, vitesses) dans un seule cadre, que l'on appellera *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*. Généralement les modèles tridimensionnels de réservoir sont habillés en propriétés pétrophysiques et ensuite utilisés dans une simulation d'écoulement des fluides. Ils ne contiennent pas toujours d'information sur les propriétés élastiques ni sur la sismique. Le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* aura l'avantage de pouvoir être utilisé indifféremment pour une simulation d'écoulement, une étude géologique, pétrophysique ou une modélisation sismique. Il existe peu d'exemples dans la littérature de la construction de modèles pétroélastiques (Hu, 2008), d'où l'importance de la thèse pour établir une méthodologie du travail dans ce domaine.

Pour la thèse, le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* sera utilisé pour faire de la modélisation sismique (troisième partie du travail) afin d'étudier certains phénomènes de propagation des ondes, comme l'anisotropie et l'atténuation, qui pourraient empêcher un bon calage puits-sismique et rendre difficile la discrimination de lithologies et de fluides à partir de la sismique. Le but de cette troisième partie est donc d'étudier et de comprendre si l'anisotropie et/ou l'atténuation sont des phénomènes qui affectent considérablement le signal sismique dans les réservoirs de sable faiblement consolidé saturés en huile lourde du type Morichal. Si c'était le cas, on pourrait les prendre mieux en compte au niveau de l'acquisition, du traitement et de l'interprétation, afin d'avoir une meilleure image du sous-sol

(Thomsen, 2002 ; Avseth *et al.*, 2005). Ainsi, pour certain réservoirs, ces effets sont utilisés comme discriminateurs des lithologies et fluides (Pride *et al.*, 2003).

Cette recherche vise à améliorer au final la caractérisation des réservoirs de sable faiblement consolidé saturé en huile lourde, pour optimiser leur exploitation dans la ceinture de l'Orénoque.

Le manuscrit est donc divisé en dix chapitres. Le premier chapitre est consacré à l'établissement d'une base de données en électrofaciès aux puits à partir des diagraphies : les roches du réservoir Morichal sont classées selon leurs propriétés pétrophysiques et élastiques et à partir de donnés de carottes. Pour construire la base en électrofaciès, la méthodologie IFP de reconnaissance et classification des formes a été utilisée (Bertrand, 2001).

Le deuxième chapitre présente les modèles de physique de roches pour les sédiments faiblement consolidés du réservoir Morichal. Le lien établi entre propriétés pétrophysiques et élastiques sera utilisé par la suite pour construire le modèle pétroélastique du réservoir.

L'analyse *AVO* sera le sujet du troisième chapitre. On établira la forme de la réponse sismique en fonction de l'angle d'incidence, étape essentielle pour le bon calage puits-sismique qui sera traitée dans le chapitre quatre. Le calage est fait au moyen de la technique de calage multi-puits développée à l'IFP (Richard et Brac, 1988 ; Lucet *et al.*, 2000) cherchant à obtenir une ondelette unique pour toutes les classes d'angles analysées, utilisable ensuite pour faire une inversion jointe des impédances P et S. Malheureusement des problèmes liés à l'instabilité de la phase et de l'amplitude ont rendu impossible la réalisation d'un bon calage et donc une inversion sismique fiable. Différentes causes sont envisagées à la fin du chapitre 4 pour expliquer l'échec du calage puits-sismique.

Pour pouvoir étudier certaines de ces causes (atténuation, anisotropie), il est décidé de construire un modèle intégré 3D du réservoir (appelé *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*) rempli en lithologies, propriétés pétrophysiques et propriétés pétroélastiques (densité, vitesses P et S). Le chapitre cinq détaille ainsi la construction du maillage 3D du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*, tandis que les chapitres 6, 7 et 8 montrent respectivement l'habillage de cette grille en faciès par la méthodologie de simulation plurigaussienne (Galli *et al.*, 1994 ; Le Loc'h et Galli, 1997, Armstrong *et al.*, 2003), en propriétés pétrophysiques puis en propriétés pétroélastiques par des techniques statistiques.

Le chapitre 9 présente des tests de modélisation anisotrope par convolution 1D des coefficients de réflexion anisotropes avec une ondelette source.

Le chapitre 10 présente des tests de modélisations sismiques viscoélastiques 1D et 2D. La modélisation 1D est une simulation en différences finies de la déformation causée par le passage d'une onde sismique dans le sous-sol, dans le domaine de Fourier-Hankel (Quiblier, 1997a). La modélisation 2D est également en différences finies mais utilise des temps de relaxation d'un système viscoélastique qui sont liés à la contrainte et à la déformation causée par le passage d'une onde sismique (Emmerich et Korn, 1987; Carcione *et al.*, 1988; Quiblier, 1997b).

Finalement, les conclusions et perspectives de ce travail seront présentées.

Chapitre 1 :

Établissement des électrofaciès aux puits à partir des diagraphies

Une des premières étapes dans une étude de caractérisation de réservoir est l'établissement du cadre géologique et des environnements de dépôt. Ensuite, sur les champs avec peu de carottes disponibles, on peut chercher à reconnaître les faciès sédimentaires aux puits (et leur contenu en fluide si besoin) à partir des diagraphies de puits. Un électrofaciès est ainsi un ensemble de caractéristiques diagraphiques similaires, si possible interprétables en terme de lithologie et/ou de fluide ; rechercher une base en électrofaciès consiste donc à rechercher des groupes de caractéristiques (ou classes) qui soient les plus homogènes, et les plus séparés les uns de autres dans l'espace des diagraphies. Plusieurs méthodes de reconnaissance de formes peuvent être employées parmi lesquelles : les techniques de réseaux de neurones (Van der Baan et Jutten, 2000, Calderon-Macias *et al.*, 2000), les machines à support vectoriel (Vapnik, 1995) et la méthodologie IFP des électrofaciès basée sur l'analyse discriminante (Fournier, 2004).

Ce premier chapitre est consacré à la description de la méthodologie IFP des électrofaciès. Cette méthodologie sera ensuite appliquée pour établir la(les) base(s) en électrofaciès du réservoir Morichal du champ Jobo, qui est un réservoir à huile lourde en sables peu consolidés de la ceinture pétrolifère de l'Orénoque au Venezuela.

1. Méthodes de reconnaissance et classification des formes

Le but des méthodes de reconnaissance et classification des formes consiste à prédire une variable qualitative à m catégories ou classes à l'aide de s variables prédictives, généralement numériques. Les variables prédictives décrivent N observations dans l'espace de dimension s.

On distingue classiquement deux aspects dans les méthodes de reconnaissance et classification des formes :

a. Descriptif : chercher quelles sont les variables et leur combinaison qui permettent de séparer au mieux les m classes.
b. Décisionnel : affecter un nouvel individu à une classe connaissant les valeurs des variables prédictives.

Dans la suite on présente trois méthodes (les deux premières brièvement) qui permettent de répondre à ces deux objectifs descriptif et décisionnel : réseaux de neurones, SVM et analyse discriminante.

1.1. Réseaux de neurones artificiels

Les réseaux de neurones artificiels, ou plus simplement réseaux de neurones, sont une méthode très efficace de discrimination, amplement utilisée en géologie et géophysique (McCormack, 1991; Calderon-Macias *et al.*, 2000 ; Van der Baan et Jutten, 2000). Ils permettent de traiter l'information de façon complexe, non linéaire et parallèle, comme le fait le cerveau humain. Ils sont capables d'acquérir dynamiquement de la connaissance par expérience, qui est stockée dans le poids de connexions inter-neuronales. Ils ont aussi un haut niveau de tolérance à l'erreur.

La Figure 1.1 montre la comparaison entre un réseau de neurone biologique (Figure 1.1a) et le type le plus classique de réseau de neurone artificiel (Figure 1.1b), appelé perceptron (McCulloch et Pitts, 1943). Les coefficients d'entrée ou impulsions nerveuses (les N observations disponibles), qui proviennent d'autres neurones ou d'une impulsion extérieure, sont représentés comme x_i ($i=1,..., N$) (Figure 1.1c). Ils sont pondérés par les fonctions w_i ($i=1,..., N$), appelées synapses, dont l'importance est fonction de la distance entre le synapse et le centre du neurone (ou noyau). Le neurone est activé à l'aide d'une fonction d'activation (Figure 1.1d), par exemple de type marche ou sigmoïde, appliquée à la valeur y_i, variable prédictive i ($i=1,..., N$), fonction du produit x_i*w_i. La constante θ aide à améliorer la convergence du réseau. Cette activation est similaire à une impulsion nerveuse transmise à un neurone voisin ou à une cellule musculaire.

Finalement, pour que le réseau puisse répondre adéquatement aux stimuli du milieu, i.e. reconnaître une catégorie, il est entraîné, ce qui permet d'ajuster les poids synaptiques w_i. Ainsi, à partir d'échantillons de contrôle pour lesquels on connaît à la fois les valeurs de x_i et y_i, les poids sont ajustés pour minimiser l'erreur entre la réponse correcte et le résultat du réseau. C'est un problème d'optimisation qui peut être résolu au moyen de plusieurs méthodes connues : erreur minimum quadratique, rétropropagation de l'erreur (*back propagation error*), méthodes de Gauss-Newton, recuit simulé (simulated annealing), Monte-Carlo, etc. (Van der Baan et Jutten, 2000).

Une fois que le neurone est entraîné, le réseau peut servir à discriminer de nouveaux individus.

Les réseaux de neurones peuvent donc traiter des systèmes très complexes sans faire d'hypothèses *a priori* sur les données d'entrée et leurs relations avec la réponse. Mais il y a plusieurs inconvénients dans la mise en œuvre d'un réseau de neurones. Il faut d'abord fournir l'aspect du réseau de neurone (nombre de couches de neurones etc.). Et puis le problème d'optimisation (minimisation de la différence entre l'entrée et la sortie) peut converger vers un minimum local.

1.2. Machines à support vectoriel ("*Support Vector Machine*" SVM)

La méthode SVM est une méthode de discrimination binaire par apprentissage, introduite par Vapnik en 1995. Le but de la SVM est de trouver l'hyperplan qui sépare au mieux deux classes (d'où l'appellation binaire) connaissant N échantillons d'apprentissage $\mathbf{x}$ (ou observations) décrits dans un espace de dimension s et pour lesquels la classe est connue.

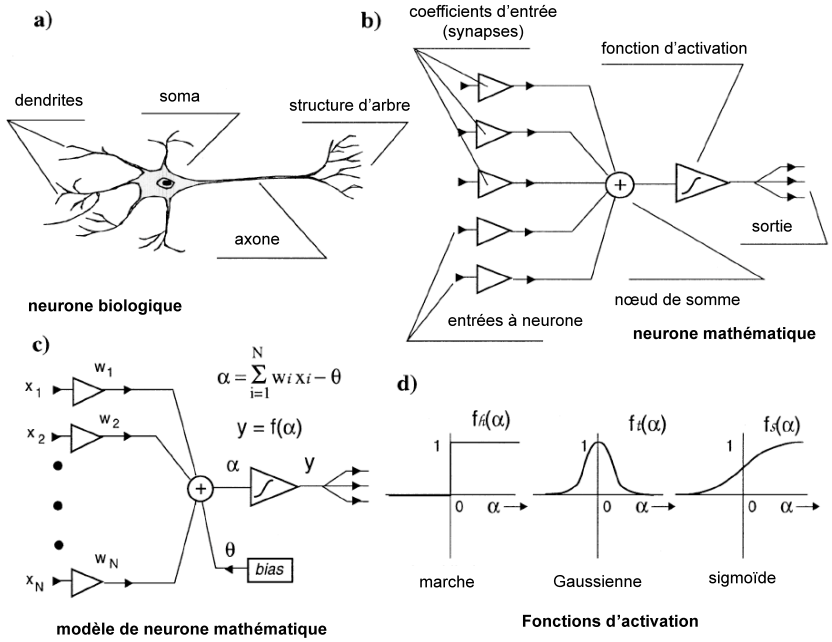


Figure 1.1 : a) Réseau de neurone humain, b) réseau de neurone artificiel, c) modèle mathématique, d) exemples de fonction d'activation (Modifié de Van der Baan et Jutten, 2000).

1.2.1. Cas de l'hyperplan linéaire

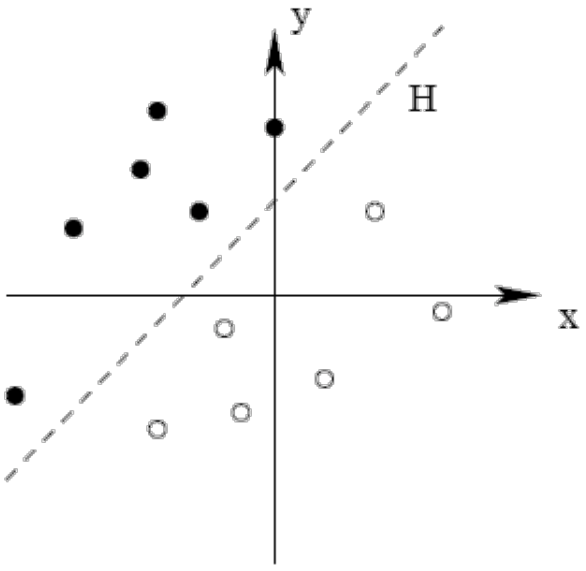


Figure 1.2 : Séparation de deux classes par une droite H en dimension 2.

La Figure 1.2 présente le problème dans un espace 2D, la classe 1 correspondant aux ronds noirs, la classe 2 aux ronds blancs. L'hyperplan séparateur H (en 2D une droite) a pour équation $h(\mathbf{x})=\mathbf{w}^T\mathbf{x}+\mathbf{w}_0$, telle que les points de la classe 1 (de label $l_1 = 1$) satisfont $h(\mathbf{x})\geq 1$ et que les points de la classe 2 (de label $l_2 = -1$) satisfont $h(\mathbf{x})\leq -1$.

Dans l'approche SVM, cet hyperplan optimal H est unique et maximise la distance entre les échantillons d'apprentissage et l'hyperplan séparateur. Cette distance, appelée « marge », est la distance entre l'hyperplan et les échantillons les plus proches, échantillons appelés supports vectoriels (Figure 1.3). La « marge » est donc la plus petite distance entre les échantillons d'apprentissage et l'hyperplan séparateur qui satisfasse la condition de séparabilité $l_i(\mathbf{w}^T\mathbf{x}_i + \mathbf{w}_0) \geq 1, \quad \forall i, ..., N$. Alors, pour que la marge soit maximale, H doit satisfaire :

$$\arg\max_{w,w_0} \min_i \left\{ \| \mathbf{x} - \mathbf{x}_i \| : \mathbf{x} \in \Re^s, (\mathbf{w}^T\mathbf{x}_i + \mathbf{w}_0) = 0, \quad \forall i, ..., N \right\} \tag{1.1}$$

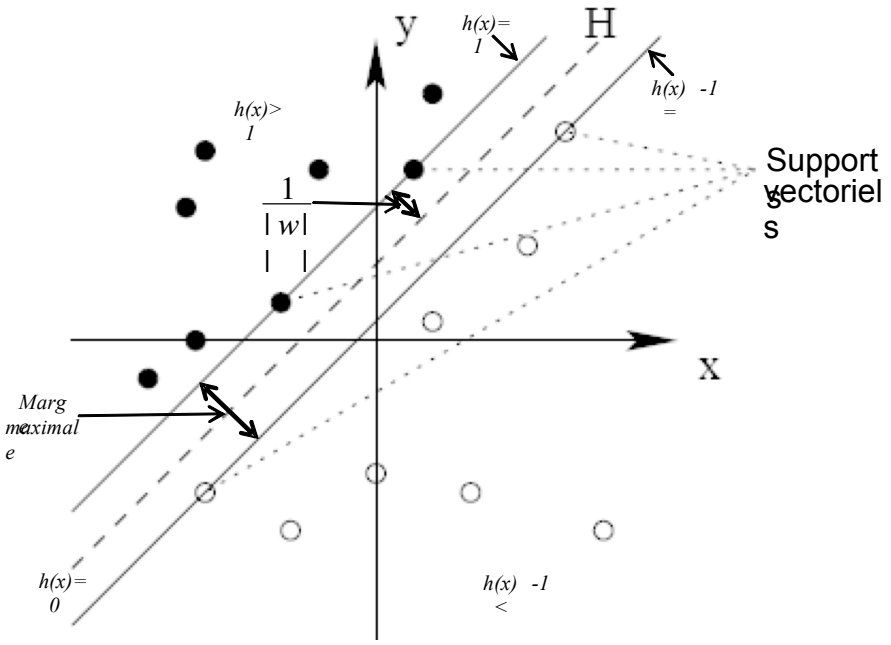


Figure 1.3 : Définitions de la marge maximale et des supports vectoriels.

Pour cet hyperplan, la marge vaut $1/||\mathbf{w}||$, et donc la recherche de l'hyperplan optimal revient à minimiser $||\mathbf{w}||$, soit à rechercher les paramètres $\mathbf{w}$ et $\mathbf{w}_0$ qui résolvent le problème suivant :

$$\begin{cases} \text{Min } \frac{1}{2} \| \mathbf{w} \|^2 \\ l_i(\mathbf{w}^T\mathbf{x}_i + \mathbf{w}_0) \geq 1, \quad \forall i, ..., N \end{cases} \tag{1.2}$$

En utilisant la méthode du Lagrangien, ce problème revient à minimiser L avec :

$$L(\mathbf{w}, \mathbf{w}_0, \alpha) = \frac{1}{2} \| \mathbf{w} \|^2 - \sum_{i=1}^{N} \alpha_i \left[l_i(\mathbf{w}^T\mathbf{x}_i + \mathbf{w}_0) - 1 \right] \tag{1.3}$$

On obtient les équations normales :

$$\begin{cases} \dfrac{\partial L}{\partial \mathbf{w}} = 0 = \mathbf{w} - \sum_{i=1}^{p} \alpha_i l_i \mathbf{x}_i \\ \dfrac{\partial L}{\partial \mathbf{w}_0} = 0 = \sum_{i=1}^{p} \alpha_i l_i = 0 \end{cases} \tag{1.4}$$

En substituant ces valeurs dans l'équation (1.3), on obtient la formulation :

$$\begin{cases} \text{Max } \widetilde{L}(\alpha) = \sum_{i=1}^{N} \alpha_i - \dfrac{1}{2} \sum_{i,j} \alpha_i \alpha_j l_i l_j \mathbf{x}_i^T \mathbf{x}_j \\ \alpha_i \geq 0 \quad \forall i = 1 \ldots N \\ \sum_{i=1}^{N} \alpha_i l_i = 0 \end{cases} \tag{1.5}$$

ce qui donne les multiplicateurs de Lagrange optimaux α_i^* ($i=1, \ldots, N$). On en déduit ensuite les valeurs de $\mathbf{w}$ et $\mathbf{w}_0$, d'où l'équation de l'hyperplan $h(\mathbf{x})$ suivante :

$$h(\mathbf{x}) = \sum_{i=1}^{N} \alpha_i^* l_i (\mathbf{x} \cdot \mathbf{x}_i) + \mathbf{w}_0 \tag{1.6}$$

1.2.2. Cas de l'hyperplan non linéaire

Le cas d'un hyperplan non linéaire (Figure 1.4a) est résolu en appliquant une transformation non linéaire $\phi(\mathbf{x})$ à l'espace de dimension s, d'où un nouvel espace de dimension supérieure éventuellement infinie t ($t>s$), dans lequel il existe probablement un hyperplan séparateur linéaire entre les deux classes (Figure 1.4b). Ce nouvel espace est appelé espace de redescription dans lequel l'hyperplan optimal a pour équation $h(\mathbf{x})=\mathbf{w}^T\phi(\mathbf{x})+\mathbf{w}_0$. En utilisant le Lagrangien, on aboutit au problème d'optimisation suivant :

$$\begin{cases} \text{Max } \widetilde{L}(\alpha) = \sum_{i=1}^{N} \alpha_i - \dfrac{1}{2} \sum_{i,j} \alpha_i \alpha_j l_i l_j \left\langle \phi(\mathbf{x}_i), \phi(\mathbf{x}_j) \right\rangle \\ \alpha_i \geq 0 \quad \forall i = 1 \ldots N \\ \sum_{i=1}^{N} \alpha_i l_i = 0 \end{cases} \tag{1.7}$$

où $<.,.>$ dénote le produit scalaire.

Sa résolution fournit l'équation de l'hyperplan séparateur dans l'espace de redescription :

$$h(\mathbf{x}) = \sum_{i=1}^{N} \alpha_i^* l_i \left\langle \phi(\mathbf{x}_i), \phi(\mathbf{x}) \right\rangle + \mathbf{w}_0 \tag{1.8}$$

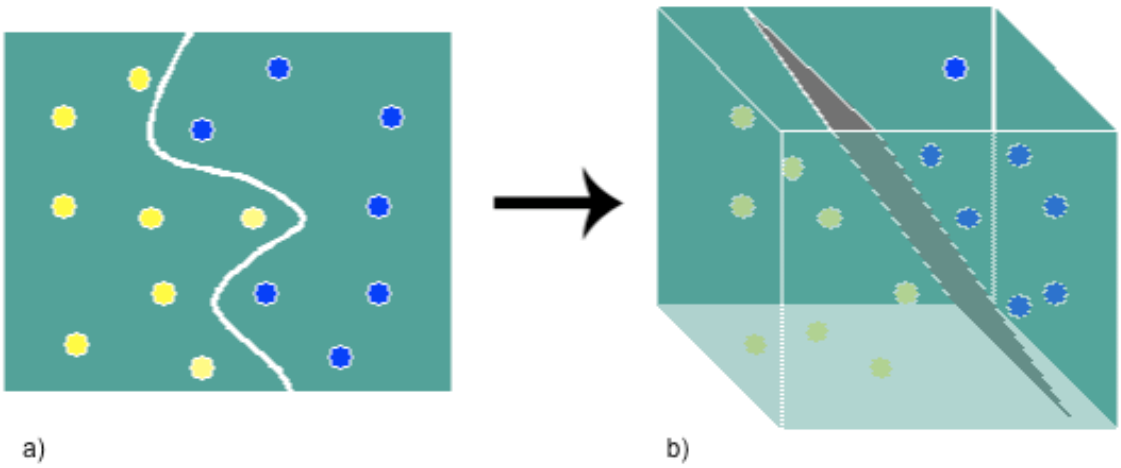


Figure 1.4 : Transformation du (a) séparateur non linéaire dans l'espace de dimension 1 en (b) un hyperplan linéaire dans l'espace de dimension 2.

L'évaluation du produit scalaire $\langle \phi(\mathbf{x}_i), \phi(\mathbf{x}_j) \rangle$ est très coûteuse quand la dimension de l'espace de redescription est grande. De plus on ne connaît pas la transformation non linéaire $\phi(\mathbf{x})$. Ces inconvénients sont contournés grâce à l'utilisation de fonctions noyau $K(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j)$ qui vérifient $K(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) = \langle \phi(\mathbf{x}_i), \phi(\mathbf{x}_j) \rangle$. Ces fonctions noyau doivent être bilinéaires symétriques semi-définies positives.

Il existe plusieurs fonctions de noyau, les plus utilisées étant :

- Fonction de noyau polynomiale : $K(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) = (\mathbf{x}_i^T \cdot \mathbf{x}_j + 1)^q$
- Fonction de noyau gaussien : $K(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) = \exp\left(- \frac{\| \mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j \|^2}{2\sigma^2} \right)$

En général, il n'est pas non plus possible de trouver un séparateur linéaire dans l'espace de redescription. Il se peut aussi que des échantillons soient mal labellisés (mauvaise classe d'appartenance). Cortes et Vapnik (1995) proposent donc une technique dite de *marge souple*, qui tolère les mauvaises labellisations. La technique cherche un hyperplan séparateur qui minimise le nombre d'erreurs grâce à l'introduction de *variables ressort* ξ_i qui permettent de relâcher les contraintes sur les supports vectoriels :

$$l_i(\mathbf{w}^T \mathbf{x}_i + \mathbf{w}_0) \geq 1 - \xi_i, \quad \xi_i \geq 0, \quad \forall i = 1, ..., N \tag{1.9}$$

Du coup, le problème d'optimisation comporte un terme de pénalité qui pénalise les variables ressort élevées, et devient :

$$\text{Min} \frac{1}{2} \| \mathbf{w} \|^2 + C \sum_{i=1}^{N} \xi_i, \quad C > 0 \tag{1.10}$$

où C est une constante qui permet de contrôler le compromis à faire entre le nombre d'erreurs de classement et la largeur de la marge. Elle est choisie par l'utilisateur, par exemple par validation croisée sur l'ensemble d'apprentissage.

1.2.3. Cas de plus de 2 classes

Plusieurs méthodes ont été proposées pour étendre les SVM au cas à plus de deux classes, valides pour toute discrimination binaire (Bishop, 2006). Les deux plus connues sont appelées *one versus all* et *one versus one*. Considérons maintenant m classes $\{C_1, C_2, ..., C_m\}$.

La méthode *one-versus-all* (ou *one-versus-the-rest*) consiste à construire m séparateurs binaires en attribuant successivement le label 1 aux échantillons de l'une des classes et le label -1 à toutes les autres. En phase décisionnelle (attribution d'un échantillon pour lequel on ne connaît pas la classe), le séparateur binaire avec la plus grande marge fournit la classe de l'échantillon.

La méthode *one-versus-one* consiste à construire $m(m-1)/2$ séparateurs binaires confrontant chacune des m classes. En phase décisionnelle, l'échantillon à classer est analysé par chaque séparateur binaire et un vote majoritaire permet de déterminer sa classe.

1.2.4. Conclusion

L'intérêt des SVM est qu'ils permettent de travailler dans des espaces de grande dimension et que le nombre de paramètres à déterminer est assez faible. En termes de performance, ils équivalent les réseaux neuronaux. Par contre, un des inconvénients des SVM est que le temps de calcul dépend du nombre d'échantillons N et de supports vectoriels p, de telle sorte que la complexité du problème est bornée par : $pN^2 \leq \text{complexité} \leq pN^3$. En conséquence le temps de calcul explose si les valeurs de N et p sont élevées.

1.3. L'Analyse Discriminante

L'analyse discriminante est divisée en deux types de méthodes : a) géométrique et b) probabiliste.

La première (géométrique) utilise la notion de distance euclidienne pour mesurer les distances entre les n observations, et trouver les facteurs dits discriminants (combinaisons linéaires des variables initiales) séparant au mieux les m catégories par projection.

La seconde (probabiliste) est basée sur la règle de Bayes qui estime la probabilité *a posteriori* maximale pour affecter l'observation $\mathbf{x}$ à une des m catégories. La probabilité *a posteriori* est fonction de la probabilité *a priori* et de la fonction de densité de probabilité estimée de la distribution de données pour une méthode quelconque (qu'on détaillera dans la section 1.3.2.2).

1.3.1. Méthode géométrique de l'analyse discriminante

1.3.1.1. Problème descriptif

Imaginons que les N observations $\mathbf{x}_i$ ($i=1,...,N$) constituent un nuage C de $\Re^s$ partagé en m sous-nuages (ou classes) C_1, C_2,..., C_m de centres de gravité $\mathbf{g}_1$, $\mathbf{g}_2$,..., $\mathbf{g}_m$, et de matrices de variance $\mathbf{V}_1$, $\mathbf{V}_2$,..., $\mathbf{V}_m$.

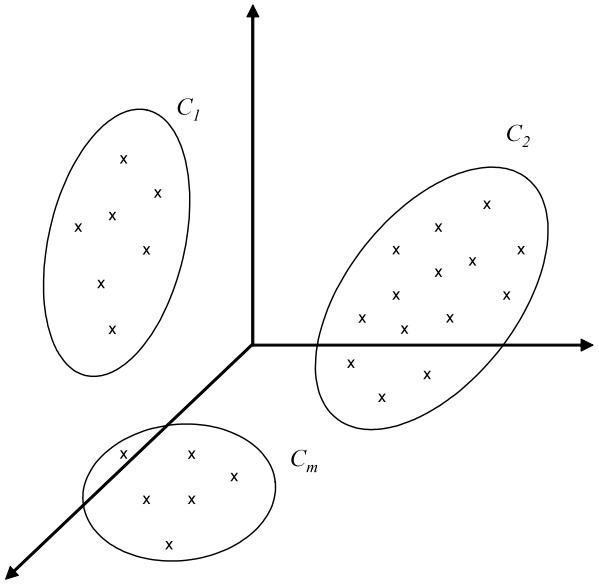


Figure 1.5 : **Représentation des N observations séparées en m nuages dans l'espace de dimension s des variables prédictives.**

Soit $\mathbf{g}$ le centre de gravité et $\mathbf{V}$ la matrice de variance de C tout entier. Si les N observations $\mathbf{x}_i$ sont affectées des poids w_i ($i=1,...,N$), les poids q_j ($j=1,...,m$) de chaque sous-nuage s'écrivent :

$$q_j = \sum_{\mathbf{x}_i \in C_j} w_i \tag{1.11}$$

On a :

$$\mathbf{g}_j = \frac{1}{q_j} \sum_i w_i \mathbf{x}_i \qquad \text{pour } \mathbf{x}_i \in \boldsymbol{C_j} \tag{1.12}$$

$$\mathbf{g} = \sum_{\mathbf{j=1}}^{\mathbf{m}} q_j \mathbf{g}_j \qquad \text{et} \qquad \mathbf{V}_\mathrm{j} = \frac{1}{q_j} \sum_{\mathbf{x}_i \in C_j} w_i (\mathbf{x}_i - \mathbf{g}_j)(\mathbf{x}_i - \mathbf{g}_j)^T \tag{1.13}$$

La matrice de variance interclasse $\boldsymbol{B}$ des m centres de gravité affectés des poids q_j est égale à :

$$\mathbf{B} = \sum_{\mathbf{j=1}}^{\mathbf{m}} q_j (\mathbf{g}_j - \mathbf{g})(\mathbf{g}_j - \mathbf{g})^T \tag{1.14}$$

Et la matrice de variance intraclasse $\boldsymbol{W}$ est la moyenne des matrices $\mathbf{V}_j$:

$$\mathbf{W} = \sum_{\mathbf{j=1}}^{\mathbf{m}} q_j \mathbf{V}_j \tag{1.15}$$

Supposons $\Re^s$ muni d'une métrique $\mathbf{M}$. Notons $\boldsymbol{u}$ un facteur discriminant et $\boldsymbol{a}$ l'axe discriminant associé, tels que $\boldsymbol{u}=\mathbf{M}\boldsymbol{a}$. Pour affecter les N individus $\mathbf{x}_i$ aux m classes, on cherche $\boldsymbol{u}$ une combinaison linéaire des s variables prédictives telle que la variance intraclasse $\mathbf{W}$ soit minimale et la variance interclasse $\mathbf{B}$ soit maximale (Saporta, 1990). Ceci revient à maximiser le rapport :

$$\mathrm{Max}\ \frac{a^T\mathbf{MBM}a}{a^T\mathbf{MVM}a}$$

où $\mathbf{V}=\mathbf{W}+\mathbf{B}$ est la variance totale des N observations.

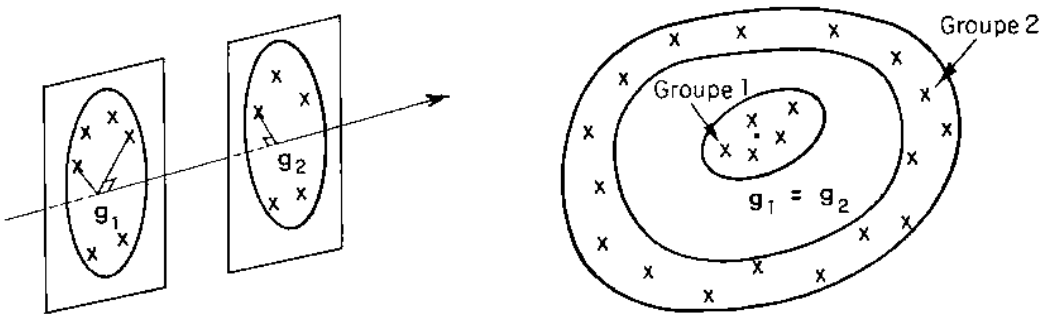
Si on prend comme métrique $\mathbf{M}=\mathbf{V}^{-1}$, ce maximum est atteint si $\boldsymbol{a}$ est vecteur propre de $\mathbf{BV}^{-1}$ associé à la plus grande valeur propre $\lambda\ (0 \le \lambda \le 1)$, soit :

$$\mathbf{BV}^{-1}\boldsymbol{a}=\lambda\boldsymbol{a}$$

et le facteur discriminant $\boldsymbol{u}$ tel que $\boldsymbol{u}=\mathbf{V}^{-1}\boldsymbol{a}$ s'écrit alors :

$$\mathbf{V}^{-1}\mathbf{B}\boldsymbol{u}=\lambda\boldsymbol{u}$$

Si $\lambda=0$, le meilleur axe discriminant ne permet pas de séparer les centres de gravité $\mathbf{g}_j$: les nuages de données sont concentriques et aucune séparation linéaire n'est possible. Par contre, si $\lambda=1$, les dispersions intraclasses en projection sur $\boldsymbol{a}$ sont nulles. Les m nuages sont donc chacun dans un hyperplan orthogonal à $\boldsymbol{a}$, donc la séparation est maximale si les centres de gravité $\mathbf{g}_j$ se projettent en des points différents sur $\boldsymbol{a}$ (Figure 1.6) (Saporta, 1990).



a) b)

Figure 1.6 : Axes discriminants liés à la plus grande valeur propre : a) $\lambda=1$ (hyperplans orthogonaux) b) $\lambda = 0$ (axes concentriques) (Saporta, 1990).

1.3.1.2. Problème décisionnel : Règle géométrique d'affectation de Mahalanobis-Fisher

Une fois la discrimination des m classes établie, on veut affecter une nouvelle observation $\mathbf{x}$ à ces m classes. Pour cela on peut utiliser la règle géométrique de Mahalanobis-Fisher. Elle consiste à affecter $\mathbf{x}$ à la classe C_j de centre de gravité $\mathbf{g}_j$ la plus proche selon le critère de distance d (Saporta, 1990) :

$$d^2(\mathbf{x}, \mathbf{g}_j)=(\mathbf{x}-\mathbf{g}_j)^T\mathbf{V}^{-1}(\mathbf{x}-\mathbf{g}_j) \qquad (1.16)$$

d'où, en développant cette quantité :

$$d^2(\mathbf{x}, \mathbf{g}_j)=\mathbf{x}^T\mathbf{V}^{-1}\mathbf{x}+\mathbf{g}_j{}^T\mathbf{V}^{-1}\mathbf{g}_j-2\mathbf{x}^T\mathbf{V}^{-1}\mathbf{g}_j \qquad (1.17)$$

Comme $\mathbf{x}^T\mathbf{V}^{-1}\mathbf{x}$ ne dépend pas de j, la règle consiste donc à chercher le minimum de $\mathbf{g}_j{}^T\mathbf{V}^{-1}\mathbf{g}_j-2\mathbf{x}^T\mathbf{V}^{-1}\mathbf{g}_j$ ou bien le maximum de $\mathbf{x}^T\mathbf{V}^{-1}\mathbf{g}_j-(\mathbf{g}_j{}^T\mathbf{V}^{-1}\mathbf{g}_j)/2$. Par exemple, dans le cas de deux classes, on affectera la nouvelle observation $\mathbf{x}$ à la classe 1 si :

$$\mathbf{x}^T \boldsymbol{V}^{-1}(\mathbf{g}_1 - \mathbf{g}_2) > 1/2(\mathbf{g}_1 + \mathbf{g}_2)^T \boldsymbol{V}^{-1}(\mathbf{g}_1 - \mathbf{g}_2) \quad (1.18)$$

Le problème de cette règle (et de toutes les règles géométriques d'affectation) est que si les variances des groupes sont très différentes (classes de tailles très différentes) cela peut conduire à des affectations incorrectes. Par exemple dans la Figure 1.7, l'observation $\mathbf{x}$, plus proche en distance du centre de gravité $\mathbf{g}_2$ que du centre de gravité $\mathbf{g}_1$, sera affecté à la classe 2 par la règle géométrique d'affectation alors qu'il serait plus naturel de l'affecter à la classe 1.

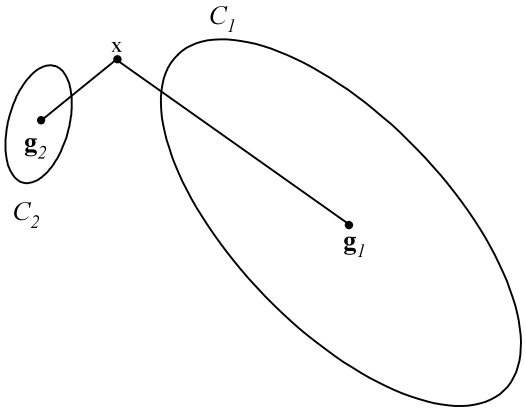


Figure 1.7 : Règle géométrique d'affectation.

1.3.2. Méthode probabiliste

1.3.2.1. Règle de Bayes

La règle de Bayes s'appuie sur le calcul de la probabilité *a posteriori* d'appartenance d'une observation $\mathbf{x}$ (décrite par s variables prédictives) à une classe C_j, quel que soit $j=1,...,m$. Cette probabilité $P(C_j|\mathbf{x})$ peut être calculée par la formule de Bayes :

$$P(C_j \mid \mathrm{x}) = \frac{P(\mathrm{x} \mid Cj)P(Cj)}{\sum_{j'=1}^{m} P(\mathrm{x} \mid C_{j'})P(C_{j'})} \quad (1.19)$$

où $P(\mathbf{x}|C_j)$ est la probabilité conditionnelle *a priori* d'avoir l'observation $\mathbf{x}$ sachant qu'elle est dans la classe C_j, et où $P(C_j)$ est la probabilité de la classe C_j (Saporta, 1990).

Le dénominateur joue le rôle de coefficient de normalisation assurant que la somme de toutes les probabilités *a posteriori* est égale à 1.

L'attribution d'une observation à une classe se fait selon la règle du maximum de vraisemblance qui consiste à l'affecter à la classe ayant la probabilité *a posteriori* maximale (Fukunaga, 1990 ; Saporta, 1990).

La phase descriptive de l'analyse discriminante permet d'évaluer la performance de la discrimination en regardant le pourcentage d'individus d'apprentissage bien classés par exemple (Romeder, 1973 ; Fournier, 2004).

1.3.2.2. Discrimination paramétrique et non paramétrique

Pour pouvoir utiliser la méthode probabiliste, il faut donc pouvoir calculer la probabilité conditionnelle *a priori* $P(\mathbf{x}|C_j)$. On peut le faire de deux façons différentes : paramétrique ou non paramétrique.

1.3.2.2.1. Discrimination paramétrique

Dans ce premier cas, on se donne une loi paramétrée pour la distribution de probabilité des observations. Le cas le plus classique consiste à prendre une loi gaussienne multivariable de dimension s. Si chaque classe C_j a la même matrice de variance-covariance mais une espérance mathématique différente, on parle de discrimination paramétrique linéaire : les limites entre classes sont des hyperplans. Par contre, si les espérances mathématiques et les matrices de variance-covariance des classes sont différentes, on parle de discrimination paramétrique quadratique : les limites entre classes sont des surfaces quadratiques.

Le désavantage de la discrimination paramétrique est qu'elle fait une hypothèse forte sur la forme de la distribution, pas toujours vraie.

1.3.2.2.2. Discrimination non paramétrique

La discrimination non paramétrique ne fait pas d'hypothèse spécifique sur la loi de probabilité que suit $P(\mathbf{x}|C_j)$, mais estime cette probabilité directement à partir des données (Fukunaga, 1990 ; Saporta, 1990). Cette estimation peut se faire par approche de type noyaux (Parzen, 1962 ; Silverman, 1986) ou par méthode des k plus proches voisins (Silverman, 1986).

1.3.2.2.2.1. La fonction noyau

L'approche de type noyaux est une généralisation du calcul d'un histogramme à un espace multidimensionnel. La densité de probabilité $\hat{f}$ est estimée à partir d'une fonction noyau K :

$$\hat{f}(\mathbf{x}) = \frac{1}{Nh}\sum_{i=1}^{N} K\left(\frac{\mathbf{x}-\mathbf{x}_i}{h}\right) \tag{1.20}$$

avec la contrainte :

$$\int_{-\infty}^{\infty} K(\mathbf{x})d\mathbf{x} = 1 \tag{1.21}$$

où N est le nombre d'observations, $\mathbf{x}_i$ ($i=1,...,N$) une observation et h la longueur de la fenêtre de calcul (similaire à la longueur d'une barre dans un histogramme unidimensionnel).

Les deux fonctions noyau utilisées dans l'approche de discrimination probabiliste développée à IFP sont :
a) une fonction gaussienne

$$K(h) \exp \frac{1}{\sqrt{2\nu}} \quad \Uparrow \neq h^2 \leftrightarrow \div \rightarrow \gg 2 \tag{1.22}$$

b) une fonction d'Epanechnikov

$$K(h) = \begin{cases} \frac{3}{4\sqrt{5}}\left(1 - \frac{h^2}{5}\right) \text{ si } |h| < \sqrt{5} \\ 0 \text{ sinon} \end{cases} \tag{1.23}$$

Le paramètre clé dans ce calcul est h, qui correspond au degré de lissage de la fonction de probabilité, comme dans un histogramme courant. Si h est trop grand, la fonction de densité de probabilité estimée sera trop lissée. Par contre, si h est trop petit, l'estimation sera trop rugueuse avec beaucoup d'irrégularités (bruit).

On peut trouver la valeur optimale de h par minimisation de l'erreur MISE (*Mean Integrated Square Error*), par exemple :

- Développement en séries de Taylor de f (Parzen, 1962)
- $h_{opt}=0,9An^{-1/5}$, où $A=min(écart\text{-}type, écart\ interquartile/1,34)$ (Silverman, 1986)
- Noyau auto-adaptatif (Silverman, 1986)

1.3.2.2.2.2. Méthode des k plus proches voisins

Cette méthode repose sur une sommation par "boîtes", dont les tailles dépendent de la densité locale à travers le paramètre k, qui contrôle le lissage (équivalent à h dans la fonction de noyau). k peut être choisi par essais successifs, par exemple en commençant par la valeur de la racine carrée du nombre d'échantillons $\sqrt{N}$ (Silverman, 1986). Plus il sera grand, plus grand sera le nombre de points tombant dans chaque boîte, et donc plus la densité estimée sera lisse.

La fonction de densité de probabilité peut être écrite comme :

$$\hat{f} = \frac{k/N}{V_k(t)} = \frac{k/N}{C_s d_k^s(t)} \tag{1.24}$$

où $d_k(t)$ est la distance du point t au $k^{ième}$ point le plus proche, $V_k(t)$ est le volume de la sphère de rayon $d_k(t)$ (en dimension s), et C_s est le volume de la sphère unité en dimension s (Silverman, 1986).

1.3.2.2.2.3. Discussion

La principale difficulté des méthodes de discrimination non paramétriques est de trouver un paramètre de lissage optimal (soit h pour l'approche par noyau, soit k pour la méthode des k plus proches voisins). Il y a eu beaucoup de travaux dans la littérature mais pas de méthode idéale. Par ailleurs, les méthodes non paramétriques

ont besoin d'un grand nombre de données pour fournir une discrimination robuste (Fournier, 2004) à l'inverse des méthodes paramétriques.

2. Méthodologie IFP des électrofaciès : Approches supervisée et non supervisée

Un électrofaciès se définit comme une classe lithologique décrite par s diagraphies (variables prédictives) dans un espace de dimension s. La méthodologie IFP des électrofaciès comprend deux approches : approches supervisée et non supervisée (Figure 1.8) (Cailly, 1999; Fournier, 2004). Dans le cas supervisé, les électrofaciès et leur description lithologique sont fournis *a priori* (par exemple à partir d'une description de carotte) : des échantillons d'apprentissage (cotes profondeurs et valeurs de diagraphies associées) sont fournis pour chaque électrofaciès. Dans l'approche non supervisée, on travaille seulement à partir des diagraphies pour en extraire les classes naturelles (modes de la fonction de densité multivariable dans l'espace des diagraphies) : l'interprétation de ces classes en terme lithologique se fait *a posteriori*, soit à partir de carottes, soit en comparant avec les résultats de l'analyse supervisée. Les deux méthodologies sont décrites dans la suite. Les deux se fondent sur la méthode de discrimination probabiliste avec affectation d'échantillons par la règle de Bayes

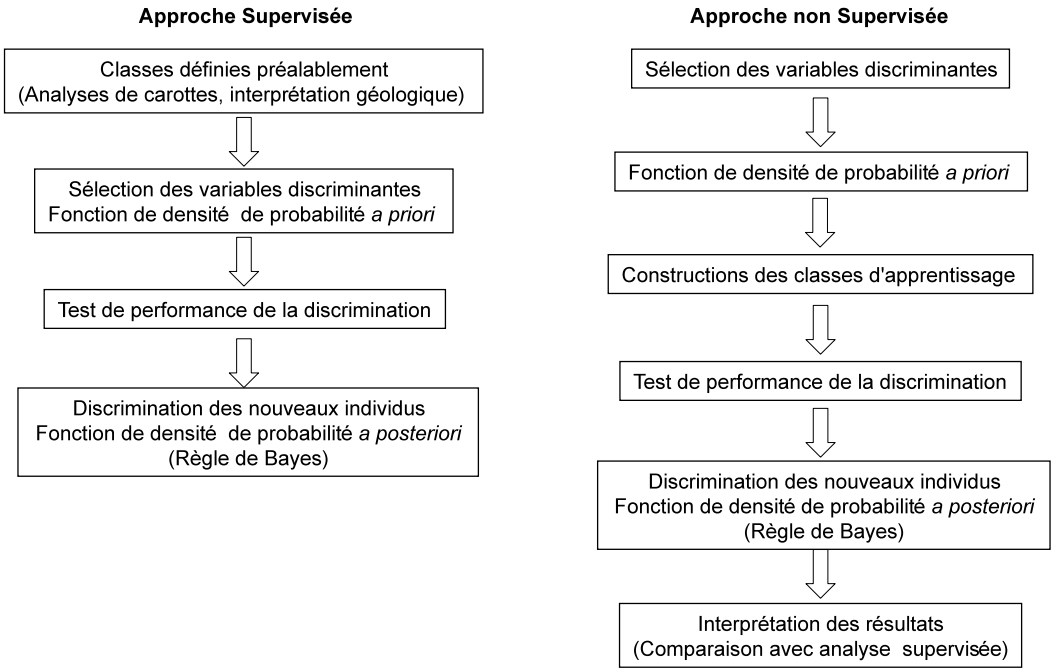


Figure 1.8: Types d'analyse discriminante : Approche supervisée (gauche) et non supervisée (droite).

La section 2.1 expliquera en détail l'analyse supervisée, ses avantages et désavantages; et la section 2.2 expliquera l'analyse non supervisée. Les points communs des deux méthodologies (affectation de nouveaux individus par la règle de Bayes, les tests de performance et mesure du taux d'erreur de classement) ne seront expliqués que dans le cas supervisé.

2.1. Approche supervisée

L'approche supervisée utilise des échantillons d'apprentissage fournis pour chaque électrofaciès, à partir d'une interprétation géologique préalable (par exemple des carottes). Ensuite, les variables discriminantes sont sélectionnées sur la base de critères géologiques et une fonction de densité de probabilité *a priori* est estimée au moyen de l'analyse discriminante paramétrique ou non paramétrique. Postérieurement, l'affectation de nouveaux échantillons est faite selon la règle de Bayes (on utilisera cette dernière à cause des avantages montrés dans la section 1.3.2 par rapport à la règle de Mahalanobis-Fisher) et une fonction de densité de probabilité *a posteriori* est estimée. Enfin la performance et le taux d'erreur de la discrimination sont mesurés à partir d'outils statistiques.

2.1.1. Critères pour la sélection des variables discriminantes et estimation de la fonction de densité de probabilité *a priori*

La sélection des variables ou paramètres les plus discriminants est un point clé dans l'analyse discriminante (supervisée ou non supervisée). Il y a deux critères possibles pour faire la sélection.

Le premier critère est intuitif, dépendant du problème à résoudre et de l'expérience de l'interprétateur. Par exemple, pour une discrimination selon la lithologie (électrofaciès), le plus classique est de choisir les paramètres liés à celle-ci (par exemple Gamma Ray (GR), Neutron (NPHI) et Densité). Par contre si on veut discriminer aussi le fluide (sable à huile / sable à eau), il faut ajouter une diagraphie comme la résistivité. L'expérience de l'interprétateur est importante parce qu'il connaît les caractéristiques particulières du réservoir étudié, les variables clés et leurs possibles valeurs.

Le deuxième critère de sélection des variables est de regarder, pour des variables de modèles physiques choisis (e.g. Impédance acoustique I_p vs rapport des vitesses d'onde P et d'onde S V_p/V_s du "*Rock Physics Template*"), les diagrammes croisés associés et si les classes sont bien différenciées dans ces diagrammes.

Une fois que les variables discriminantes sont sélectionnées, le type d'analyse discriminante probabiliste à utiliser est choisi : estimation de la fonction de densité de probabilité *a priori* au moyen d'une méthode paramétrique ou non paramétrique (section 1.3.2.2). Le critère pour choisir l'une ou l'autre méthode dépend du nombre d'échantillons d'apprentissage, du nombre de variables, et de la complexité du problème. Par exemple dans un cadre exploratoire avec peu de données, il est toujours préférable d'utiliser l'analyse paramétrique, car l'analyse non paramétrique requiert un nombre élevé d'échantillons pour avoir une affectation robuste. Une fois ces choix faits, on peut calculer la fonction de distribution de probabilité *a posteriori* sur les N échantillons de la population d'apprentissage.

2.1.2. Test de performance de l'approche supervisée

Pour mesurer la performance de l'analyse discriminante, on peut utiliser des tests statistiques basés sur le *lambda de Wilks* (noté Λ). Le *lambda de Wilks* correspond au déterminant de la matrice $\mathbf{V}^{-1}\mathbf{W}$, c'est-à-dire au rapport entre la variance intraclasse et la variance totale, et exprime la dispersion des individus au sein d'une

classe en moyenne comparativement à la dispersion générale (Saporta, 1990). Si Λ est petit, la discrimination est meilleure parce que la variance intraclasse est petite par rapport à la variance totale. Par contre un Λ grand indique que la variance intraclasse est grande, donc que la discrimination n'est pas très bonne.

Un autre critère très semblable au *lambda de Wilks* est la trace de la matrice $\mathbf{V}^{-1}\mathbf{B}$, qu'il s'agit (à la différence de Λ) de maximiser lors de la procédure de sélection des variables les plus discriminantes.

La corrélation canonique moyenne est aussi utilisée pour mesurer la performance discriminante des paramètres. Elle consiste à trouver une base vectorielle de n couples qui sont la combinaison linéaire des observations et des variables prédictives (Saporta, 1990). Chaque couple (ξ_i, η_i) de vecteurs normés, où ξ_i et η_i appartiennent aux espaces des observations et variables prédictives respectivement, est orthogonal à un autre couple (ξ_j, η_j) avec $i \neq j$. Les variables les plus discriminantes sont trouvées au travers des valeurs propres de $A_1A_2\xi_i=\lambda_i\xi_i$ et $A_2A_1\eta_i=\lambda_i\eta_i$, où A_1 et A_2 sont les opérateurs de projection orthogonale sur les espaces des observations et des variables, respectivement. Les plus grandes valeurs propres indiquent donc les variables les plus discriminantes. Par contre les valeurs propres les plus faibles indiquent les variables redondantes ou celles qui n'apportent pas plus d'information à l'analyse.

2.1.3. Taux d'erreur de l'approche supervisée

Le taux d'erreur exprime la probabilité moyenne d'erreur de classement. Il est possible de l'évaluer analytiquement ou expérimentalement (Devijver et Kittler, 1982). L'évaluation analytique est lourde ; par ailleurs, les paramètres nécessaires au calcul sont déduits des échantillons d'apprentissage, ce qui induit un biais de nature optimiste dans le taux d'erreur ainsi estimé.

Le taux d'erreur expérimental est la fraction moyenne de la population d'apprentissage qui n'est pas classée conformément à l'appartenance aux différentes classes telle qu'elle est reconnue initialement. Son évaluation s'appuie sur différentes méthodes : resubstitution, validation croisée et *leave-one-out*. Dans la méthode par resubstitution, on reclasse les échantillons d'apprentissage par la discrimination établie sur ces mêmes échantillons et on mesure le taux d'erreur de classement. Cette approche est donc biaisée.

Dans la méthode par validation croisée, les échantillons d'apprentissage sont partagés en deux groupes, un qui servira pour l'apprentissage, l'autre pour valider la discrimination et calculer le taux d'erreur de classement. C'est une méthode très rapide, mais le problème du choix non biaisé des deux groupes se pose.

La méthode de *leave-one-out* (Devijver et Kittler, 1982) est une extension de la validation croisée : on extrait un échantillon de l'ensemble d'apprentissage qu'on classe par la discrimination établie sur tous les autres échantillons. La procédure est répétée en prenant un autre échantillon jusqu'à couvrir toutes les données. On calcule ensuite le taux d'erreur de classement sur l'ensemble des échantillons. L'avantage de cette méthode est qu'elle évite le problème possible de biais de la méthode par resubstitution. En revanche, elle est très lourde numériquement.

2.1.4. Discrimination de nouveaux échantillons

De nouveaux individus sont ensuite affectés dans les classes connues au moyen de la règle de Bayes. Pour cela, leur fonction de distribution de probabilité *a posteriori* est estimée, et ils sont attribués à la classe (électrofaciès) qui maximise la probabilité *a posteriori*.

L'avantage de l'analyse supervisée est que la base en électrofaciès obtenue est déjà interprétée en termes de lithologie. Par contre, son désavantage est que l'interprétation est limitée à la réponse déjà connue des échantillons d'apprentissage. Si par exemple, dans un puits ou un sondage sismique un nouveau faciès est trouvé (non identifié dans les classes d'apprentissage), il sera classé dans une des classes déjà définies et non comme une nouvelle classe. Cet inconvénient peut être partiellement levé par des modélisations d'électrofaciès non reconnus aux puits qui serviront d'échantillons d'apprentissage. Mais l'incertitude associée à ces nouveaux électrofaciès peut être grande.

2.2. Approche non supervisée

Dans l'approche non supervisée, on ne connaît pas *a priori* la classe (ou électrofaciès) d'appartenance des échantillons. Ces classes vont être construites directement sur une estimation de la fonction de densité dans l'espace de dimension s des diagraphies (nos variables) : ainsi une classe (ou électrofaciès) correspondra à un regroupement de points dans cette espace, donc à des pics (ou modes) de la densité (Cailly, 1999). Les données de ces modes fourniront les échantillons d'apprentissage pour la discrimination.

La partie droite de la Figure 1.8 montre la méthodologie à suivre dans l'approche non supervisée, où la sélection des variables, le choix du type d'analyse discriminante à utiliser (fonction de densité de probabilité *a priori*), l'affectation des nouveaux individus par la règle de Bayes, le test de performance et la mesure du taux d'erreur se font de la même manière que dans le cas supervisé.

2.2.1. Critères pour la sélection des variables discriminantes

La sélection de variables discriminantes est faite de la même manière que pour le cas supervisé.

2.2.2. Estimation de la fonction de densité de probabilité *a priori* et construction des classes d'apprentissage

La clé de l'approche non supervisée est la construction des classes d'apprentissage, faite à partir de l'estimation de la fonction de distribution de probabilité à travers les méthodes non paramétriques de la section 1.3.2.2.2 (*fonction noyau* ou k *plus proches voisins*).

Cette fonction de densité multidimensionnelle (dimension s) est ensuite "déroulée" afin d'en obtenir une représentation 1D, comme dans la Figure 1.9. Ce déroulement se fait par l'algorithme de Kittler (Kittler, 1975; 1976).

Le fonctionnement de l'algorithme est le suivant :

a. Un point $\mathbf{x}$ est tiré au hasard dans la population.
b. Un voisinage v de dimension s est défini.
c. Un nouveau point est choisi dans le voisinage tel que sa densité $\hat{f}$ est la plus grande de tout le voisinage.
d. La procédure est répétée jusqu'à passer en revue tous les points.

De cette façon, à partir du premier point, on suit la pente de plus fort gradient jusqu'à arriver au sommet d'un mode, puis on descend progressivement du sommet à la vallée entre 2 modes en suivant le chemin de plus faible gradient, avant de passer au mode suivant, etc.

Le paramètre clé est la taille du voisinage v. On peut le choisir égal au paramètre h de la fonction de noyau : de même que h, s'il est trop grand, on lisse trop la fonction de densité déroulée, alors que s'il est trop petit, on préserve toutes les aspérités de la fonction de densité. Une autre approche suivant l'algorithme de Sheater est proposée pour estimer la taille optimale du voisinage. Un deuxième paramètre de lissage est à choisir en parallèle : on le choisit généralement égal à h.

Sur la fonction de densité déroulée 1D ainsi obtenue, on identifie les pics comme les classes d'apprentissage pour la discrimination (zones coloriées dans la Figure 1.9). Le nombre de classes retenues dépend bien sûr du niveau de détail souhaité : en général ce nombre est égal ou légèrement plus grand que le nombre de classes de l'approche supervisée pour avoir une correspondance plus ou moins directe entre les classes des deux méthodologies.

Une fois les classes d'apprentissage construites, la règle de Bayes est appliquée pour tester le taux d'erreur de classement sur les échantillons d'apprentissage. Si la discrimination est jugée bonne, on peux ensuite l'utiliser pour valider de nouveaux échantillons (Andrieux *et al.*, 2002 ; Fournier, 2004).

2.3. Comparaison des deux approches

L'approche supervisée a l'avantage d'avoir les électrofaciès définis *a priori*, avec un sens géologique. Mais l'approche peut seulement classer les individus dans ces classes connues.

L'avantage de l'analyse non supervisée est que le nombre de classes n'est pas fixé *a priori* : elle peut donc trouver des classes déjà identifiées sur les carottes, des classes inconnues ou subdiviser les classes du cas supervisé. Le désavantage de l'analyse non supervisée est qu'il faut faire une interprétation *a posteriori* des résultats : des électrofaciès sans sens géologique peuvent avoir été trouvés en retenant certains pics de la fonction de densité de probabilité déroulée (liés par exemple à des valeurs erronées de diagraphies).

C'est pourquoi la meilleure méthodologie à employer est de combiner les deux approches : faire une approche supervisée pour trouver la distribution des électrofaciès fournis *a priori*, et en parallèle faire une approche non supervisée pour trouver des classes sans *a priori*. L'idée est de retrouver une correspondance entre les électrofaciès obtenus par les deux méthodes, et de regarder les classes restantes avec attention pour ne pas interpréter de faux événements comme des caractéristiques géologiques réelles.

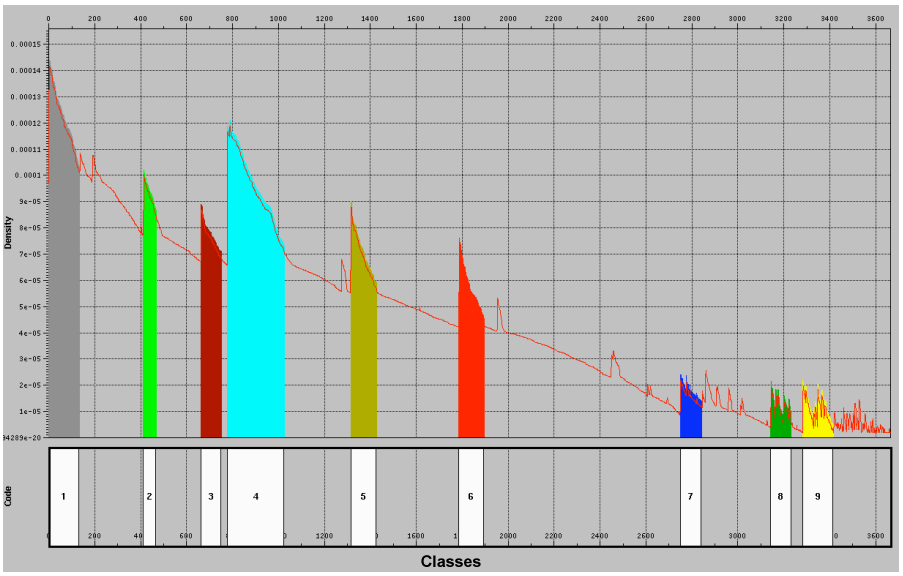


Figure 1.9 : Définition de 9 classes (zones colorées) sur la fonction de distribution de probabilité déroulée.

3. Classification des électrofaciès du champ Jobo

3.1. Caractéristiques du champ Jobo

3.1.1. Stratigraphie

Le champ Jobo se trouve dans le nord de la ceinture pétrolière de l'Orénoque dans le bassin oriental du Venezuela (Figure 1.10). Il a une étendue de 240 km². Sa colonne stratigraphique verticale (Figure 1.11) décrit de bas en haut : le socle igné-métamorphique d'âge Cambrien, qui représente la limite nord du bouclier de Guayana. Sur le socle se trouve le groupe Temblador (Formation Canoa), d'âge Crétacé. Sur celui-ci repose la Formation Oficina d'âge Miocène Inférieur à Moyen, qui est le réservoir principal de la région. Ensuite, concordante avec Oficina se trouve la formation Freites (Miocène Moyen à Supérieur) surmontée de la formation Pliocène de Las Piedras puis de la formation Mesa d'âge Pléistocène.

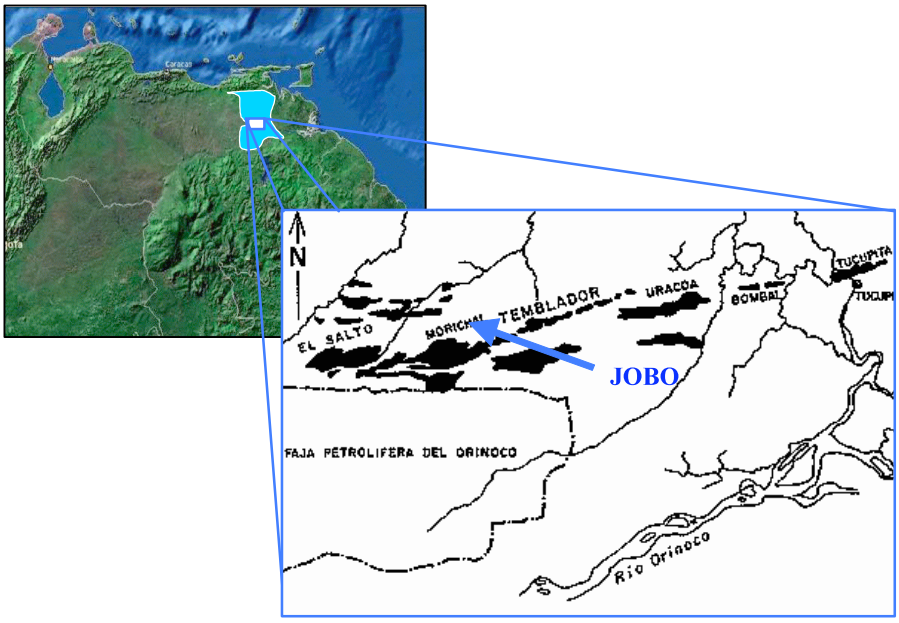


Figure 1.10 : Localisation du champ Jobo.

La formation productrice d'Oficina est divisée en quatre membres de la base au toit : Morichal, Yabo, Jobo et Pilon (Figure 1.11). Elle est parfaitement différenciée en deux cycles sédimentaires sableux peu consolidés, le membre Morichal, inférieur, et le membre Jobo, supérieur. Ceux-ci sont séparés par le membre Yabo, qui est une argile marine d'épaisseur quasiment constante de plus de 13 m. Le membre Pilon correspond à une couche argileuse qui sépare le membre Jobo de la formation Freites.

Le membre Morichal, objet de notre étude, est le plus épais, approximativement de 220 m, et est divisé en sept intervalles ou unités du toit à la base : A, B, C, D, E, F et G, qui sont séparés par des corps peu épais et peu continus d'argile ou de charbon (épaisseur maximum d'environ 7 m).

- **Unité A** : Cette unité, d'épaisseur moyenne de 6 m, est identifiée comme un environnement de pro-delta à plate-forme sommaire, c'est-à-dire de dépôts de barre d'embouchure.
- **Unité B** : Elle est subdivisée en deux niveaux, B1, supérieur, et B2, inférieur. B1 est un réservoir de mauvaise qualité, car il est constitué par du sable dans une matrice argileuse. Le niveau B2 présente deux corps sableux d'épaisseur moyenne de 6 m chacun, séparés quelquefois par des couches d'argile ou de charbon. Généralement le corps inférieur a des meilleures caractéristiques que le supérieur. Des études sédimentologiques ont révélé que B1 correspond à un environnement de pro-delta à plate-forme peu profonde, tandis que B2 a été interprété comme un ensemble de chenaux distributaires distaux, érodant les barres d'embouchure du front deltaïque.
- **Unité C** : C'est l'une des deux unités les plus prospectives du membre Morichal (avec G), qui est constituée par des chenaux érosifs d'épaisseur moyenne de 30 m. Elle correspond à un environnement deltaïque avec des dépôts de barres d'embouchure à la base surmontés d'argiles gris foncé et laminées, avec un peu de charbon, qui appartiennent au pro-delta. Au toit de l'unité C, on trouve des chenaux de base érosive formés de sables grossiers à la base et de sables plus fins au toit.
- **Unité D** : Celle-ci est composée d'un corps argileux et charbonneux très continu d'épaisseur moyenne de 5 m, qui joue le rôle de couverture entre les unités C et E. L'interprétation des carottes (et des électrofaciès ultérieurement) montre que l'unité D correspond à un dépôt de plaine d'inondation et de baie interdistributaire.
- **Unité E** : Cette unité est un système de chenaux amalgamés distaux avec des faciès hétérolitiques-argileux d'un environnement de plaine deltaïque semi-proximale.
- **Unité F** : Celle-ci correspond à des dépôts de plaine deltaïque (marais) coupés par des chenaux distributaires et des épandages de crevasse (éventail de rupture) d'épaisseur moyenne de 10 m.
- **Unité G** : Celle-ci est l'unité la plus épaisse et massive du membre Morichal (>60 m). Elle correspond à des dépôts de chenaux fluviatiles d'excellente qualité en tant que roche réservoir. Le problème dans cette unité est la présence d'un aquifère très actif à la base qui génère une forte production d'eau dans les puits.

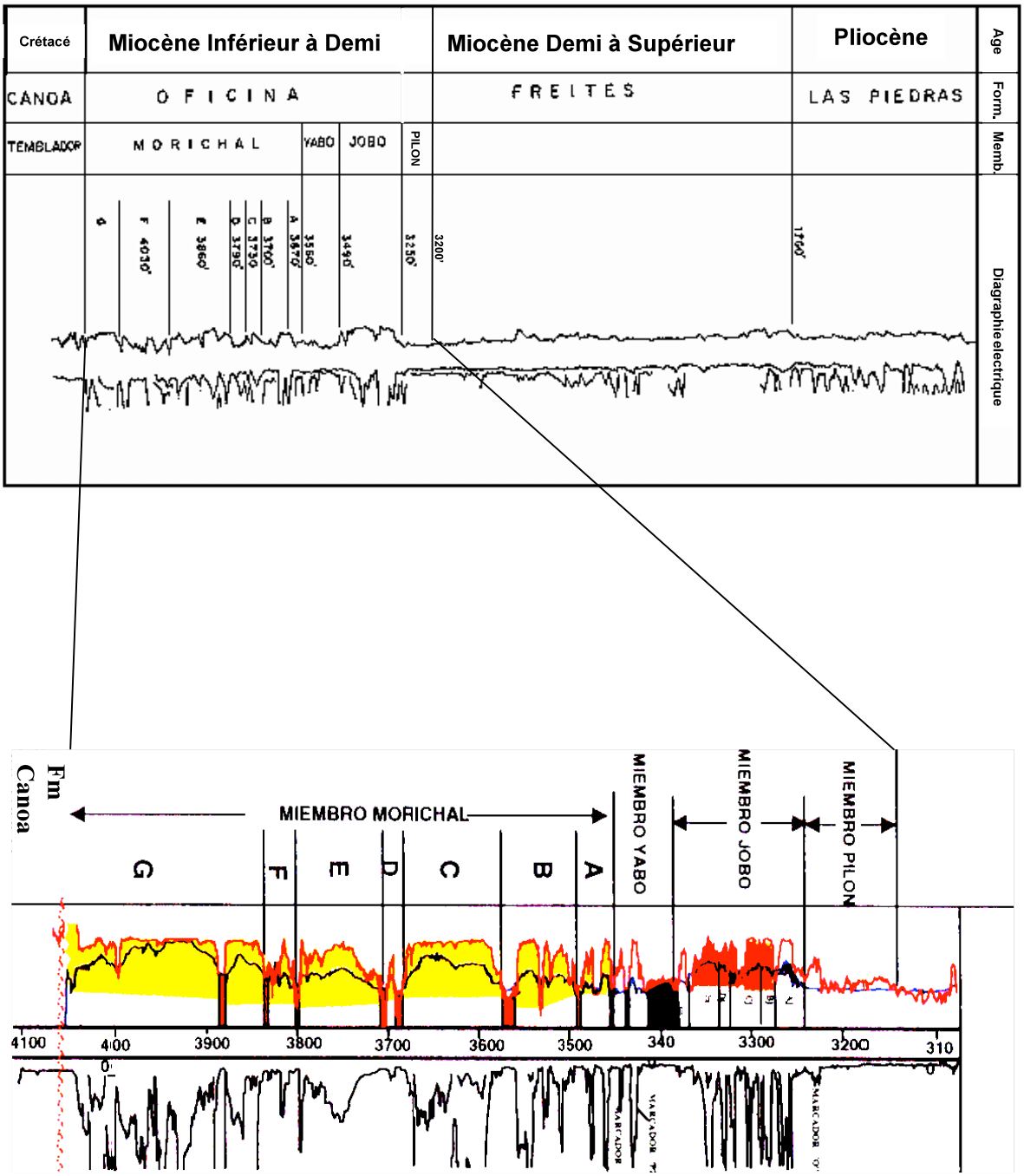


Figure 1.11: Colonne stratigraphique du champ Jobo.

3.1.2. Propriétés pétrophysiques et propriétés des fluides

La Table 1.1 présente les valeurs minimale et maximale, la moyenne et l'écart-type de quelques propriétés pétrophysiques du membre Morichal du champ Jobo.

Propriétés	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
V_{sh} (%)	0	100	29	30
ϕ (%)	0	39	28	6
S_w (%)	0	100	34	30
k (md)	0	5274	974	1011

Table 1.1 : Propriétés pétrophysiques du membre Morichal du champ Jobo.

On peut observer des valeurs très fortes de porosité ϕet de perméabilité k, et des très faibles valeurs de pourcentage d'argile V_{sh} et de saturation en eau S_w. Ces valeurs indiquent la présence d'une roche réservoir de très bonne qualité, très imprégnée d'huile, comme le démontrent également les analyses de carottes.

Les propriétés de l'huile (densité, viscosité, facteur volumétrique de formation du pétrole[1] B_o et pression de bulle) du champ Jobo sont montrées dans la Table 1.2. Il s'agit d'une huile très visqueuse avec une densité presque identique à celle de l'eau ($\rho_{eau}=1,05\ g/cm^3$), ce qui cause un rapport de mobilité huile/eau très faible. Ces caractéristiques obligent à contrôler le débit de production pour arrêter l'arrivée et la production d'eau rapides dans les puits.

°API	Densité (g/cm^3)	Viscosité (cp)	B_o (BN/BR)	Pression de bulle (psi)
10	1	1850	1,07	1486

Table 1.2 : Propriétés de l'huile du champ Jobo.

3.2. Contrôle qualité des diagraphies des puits

La première étape avant toute approche en « électrofaciès », et aussi dans toute étude géologique (et géophysique), est le contrôle qualité des diagraphies disponibles dans les puits. Par exemple, pour la diagraphie du caliper, on contrôle que celui-ci ne présente pas des valeurs très fortes, car cela indique une altération du trou de forage (écroulement), avec une invasion possible de la boue de forage dans la zone altérée et par conséquent de mauvaises mesures des diagraphies. Un autre point à vérifier est la normalisation des diagraphies similaires, qui doivent avoir les mêmes échelles de valeurs (valeurs maximum et minimum).

La Figure 1.12 montre les diagraphies du caliper (CAL), Gamma-Ray (GR), résistivité (RD), porosité neutron (NPHI) et densité (RHOB) du puits A du champ Jobo. On peut observer que la diagraphie du caliper a une réponse régulière qui indique la stabilité dans le trou et en conséquence une bonne qualité des mesures des autres diagraphies. Ce contrôle qualité a été fait pour les puits qui atteignent le Crétacé et ont au moins les diagraphies GR et RD.

[1] Le facteur volumétrique de formation du pétrole est le rapport entre le volume B_N d'un baril de pétrole aux conditions de pression et température en surface (conditions normales) et le volume $\mathbf{B_R}$ de ce même baril aux conditions de pression et température du réservoir. Ce facteur se mesure en unités de BN/BR.

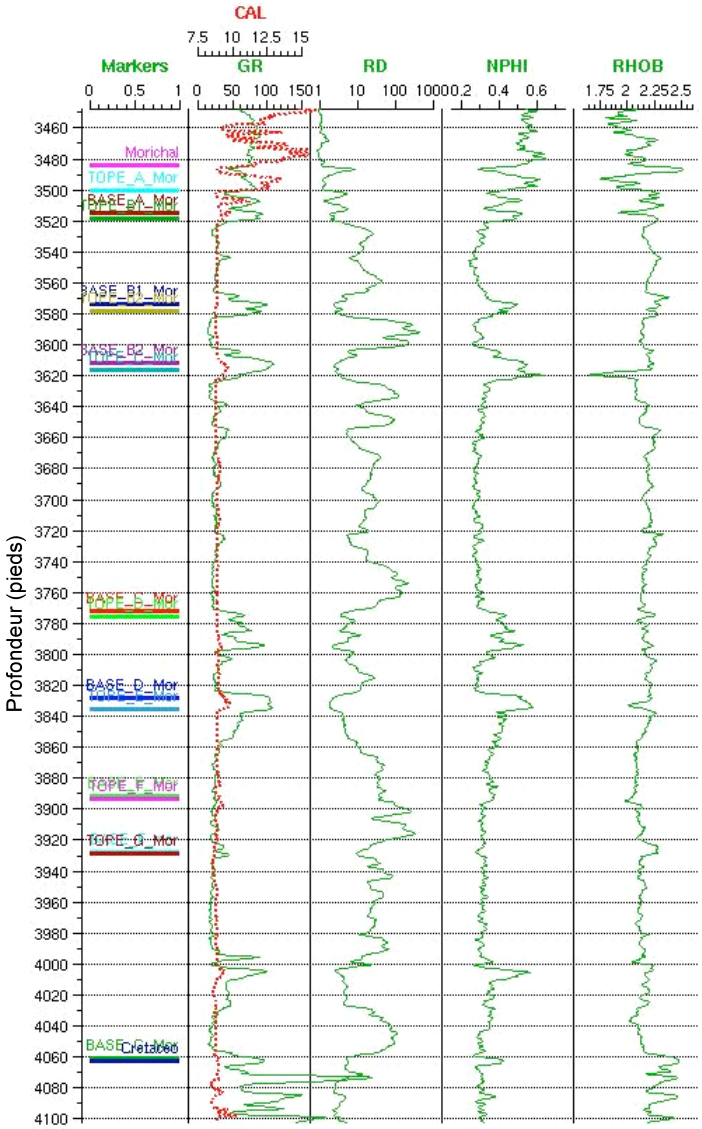


Figure 1.12 : Diagraphies clés du puits A.

Pour vérifier d'une autre façon la présence de valeurs anormales (liées à des problèmes de mesure ou autres), on peut regarder les diagrammes croisés (*crossplots*) entre différentes diagraphies. La Figure 1.13 montre un diagramme croisé de la densité (RHOB) en fonction de la porosité neutron (NPHI) pour le puits A. Après ce contrôle qualité, l'étape suivante est le choix des puits et des diagraphies clés pour l'approche en électrofaciès.

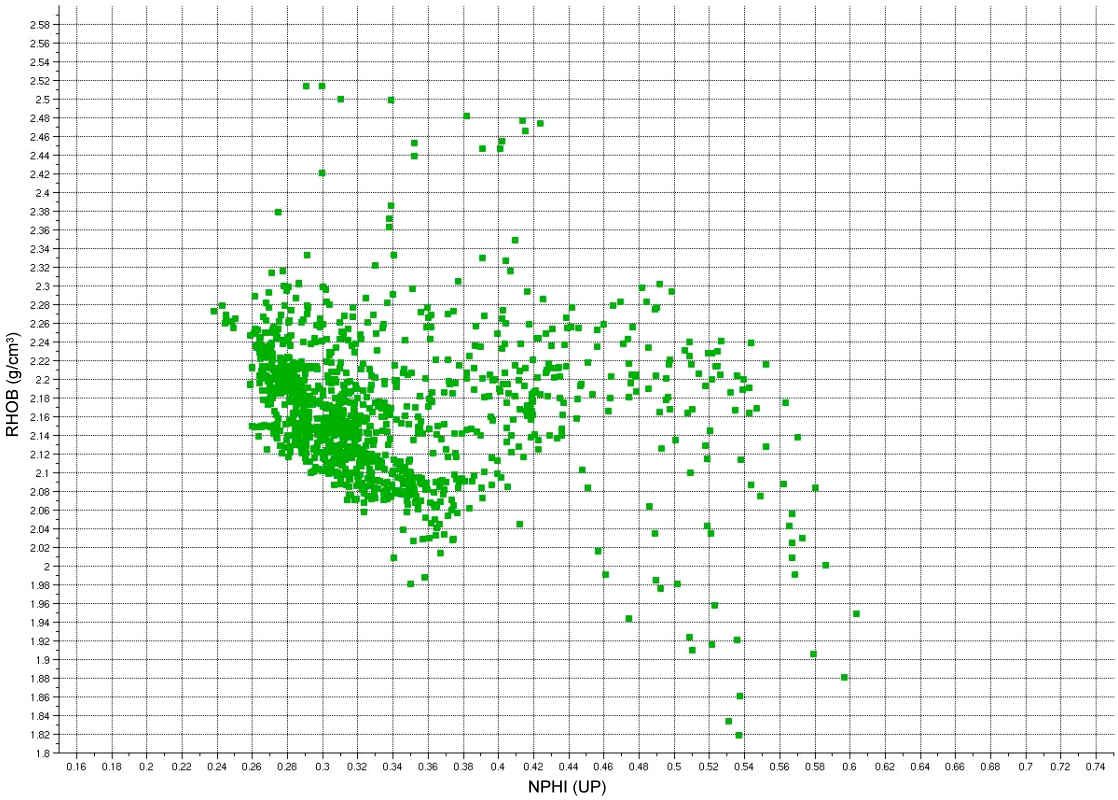


Figure 1.13 : Diagramme croisé de la densité (RHOB) en fonction de la porosité neutron (NPHI) du puits A.

3.3. Choix des diagraphies et puits clés

L'objectif de la thèse est la discrimination des lithologies et des fluides (c'est-à-dire la différenciation à partir de la réponse des diagraphies et ensuite des données sismiques, entre l'eau et l'huile). En conséquence, il faudra choisir des diagraphies qui peuvent marquer cette différence. La première caractéristique à différencier est la lithologie, par exemple la discrimination entre sable et argile ou autres lithologies non prospectives. Puis la discrimination se fera entre "sable à huile" (sable propre) et "sable à eau". La littérature donne beaucoup d'exemples de discrimination de lithologies et des diagraphies utilisées (Fournier, 2004 ; Avseth *et al.*, 2005). D'après ces exemples les diagraphies de Gamma-Ray (GR), porosité neutron (NPHI) et densité (RHOB) sont d'excellents indicateurs ou discriminateurs des lithologies. GR différencie très bien entre sable et argile. Pour identifier les charbons ou les lithologies calcaires, la combinaison de NPHI et RHOB est idéale. Ainsi, ces trois diagraphies ont été choisies pour l'étude. On a besoin également d'une variable qui peut indiquer le type et la saturation en fluides ; la résistivité (RD) a donc été choisie comme dernière diagraphie parce qu'elle représente une mesure "indirecte" de la saturation en eau (Archie, 1942).

Suite à cette sélection des diagraphies (et à un contrôle préalable de la qualité des diagraphies), les 25 puits retenus pour établir la base en électrofaciès sont ceux qui possèdent les quatre diagraphies mentionnées et dont la profondeur atteint le Crétacé (i.e. les puits qui contiennent tout le membre Morichal). La Figure 1.14 montre une carte de la zone d'étude (100 km²) avec la localisation des 25 puits clés, et la Table 1.3 montre les valeurs minimale, maximale, moyenne et l'écart-type de chaque diagraphie pour l'ensemble de ces puits dans le membre Morichal. Sur la

figure, on constate la concentration des puits vers l'ouest de la zone ce à quoi il faudra faire attention pour éviter de biaiser les estimations à l'est et au sud de la faille. Les puits A, B et C sont mis en évidence (en rouge) parce qu'ils seront utilisés pour l'analyse non supervisée en électrofaciès : ils possèdent également une diagraphie sonique (DT) qui permettra de faire la liaison entre les puits et les données sismiques au travers de la vitesse ou de l'impédance acoustique. De plus, il existe une description de carottes pour le puits A, ce qui fournira les échantillons d'apprentissage (valeurs des diagraphies et électrofaciès associé) pour l'approche supervisée. Le puits D (également mis en évidence en rouge) sera utilisé dans l'analyse non supervisée de G parce qu'il a un contact fluide dans cet intervalle.

Diagraphie	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type
GR	10,68	179,09	38,96	23,03
NPHI	0,19	0,80	0,39	0,09
RHOB	1,40	2,55	2,16	0,01
RD	0,44	856,40	81,77	118,87

Table 1.3 : Valeurs des diagraphies aux 25 puits clés.

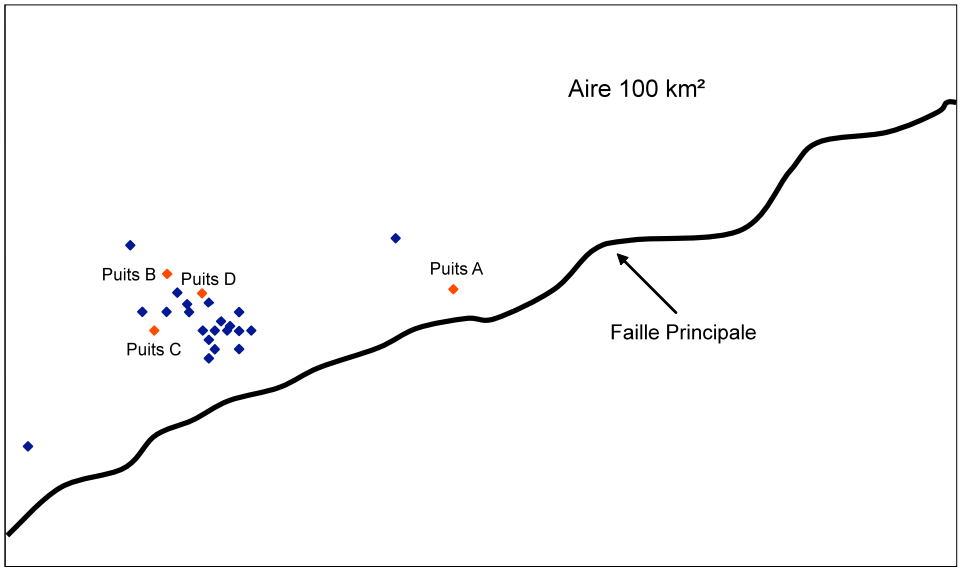


Figure 1.14 : Plan de position des 25 puits clés.

Pour l'approche non supervisée, les diagraphies sélectionnées sont donc : GR, NPHI, RHOB et log(RD). Le choix de la fonction logarithme pour la résistivité est fait pour éviter un problème de discrimination car elle présente quatre ordres de grandeur différents (Table 1.3) qui font des classes très allongées (Figure 1.15) : quelques échantillons peuvent être loin du centre de leur classe respective et donner une probabilité de classement très faible.

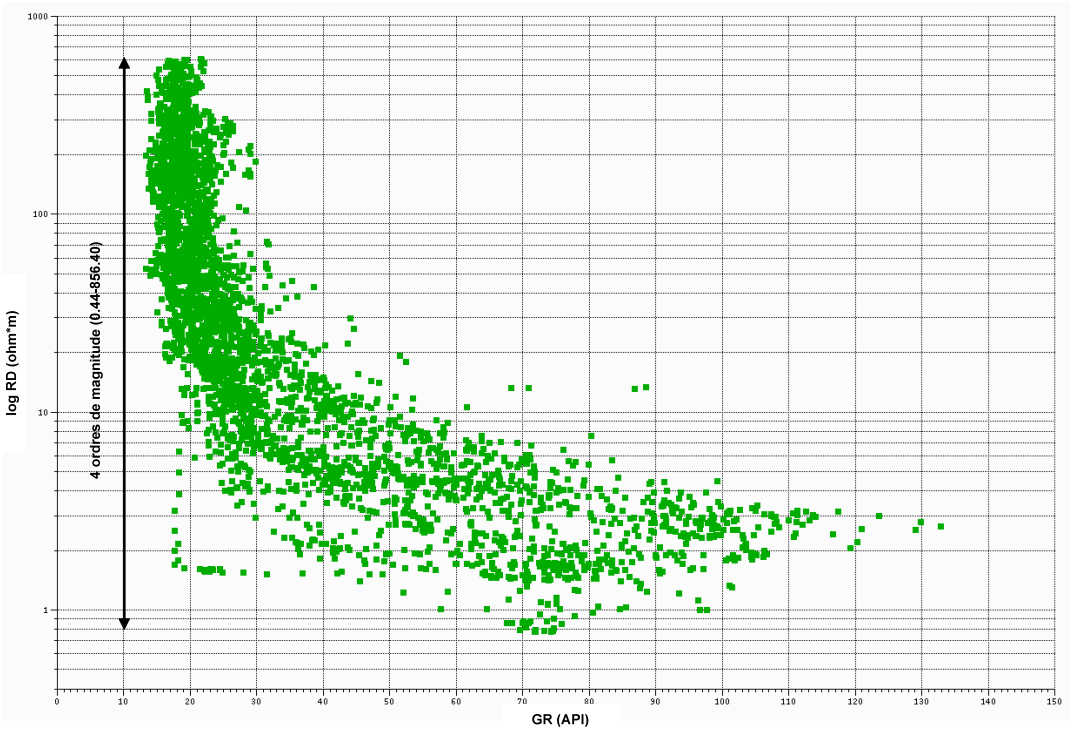


Figure 1.15 : Diagramme croisé de la résistivité (RD) –en échelle logarithmique- en fonction du Gamma-Ray (GR), montrant les quatre ordres de grandeur de la résistivité.

3.4. Approche non supervisée des électrofaciès

Cette analyse sera menée sur les puits A, B et C qui ont le jeu de diagraphies le plus complet, incluant la vitesse et une analyse de carotte sur le puits A.

3.4.1. Estimation des échantillons d'apprentissage et choix des classes d'apprentissage

La première étape dans l'analyse non supervisée est l'estimation de la fonction de densité multivariable pour l'ensemble des données des 3 puits sur le réservoir Morichal, au moyen des méthodes non paramétriques des noyaux ou des k plus proches voisins. Après plusieurs essais la méthode des noyaux d'Epanechnikov a été choisie (avec les paramètres de la fenêtre d'analyse $h=0,3$ et de lissage $k=0,3$).

Deux ensembles d'échantillons d'apprentissage ont été retenus à partir des pics de la fonction de densité de probabilité déroulée, le premier formé de 9 classes (Figure 1.16 et Figure 1.17) et le deuxième de 6 classes (Figure 1.16 et Figure 1.18). Il est plus facile et recommandé de travailler avec un petit nombre de classes qui peut être traité numériquement plus aisément (Fournier, 2004).

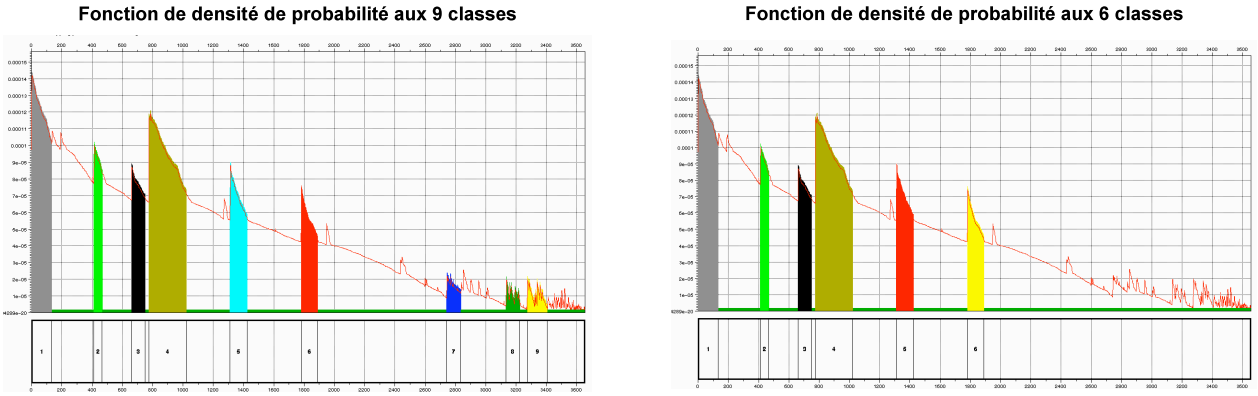


Figure 1.16 : Choix de 9 classes (gauche) et 6 classes (droite) sur la fonction de densité de probabilité déroulée, et échantillons d'apprentissage associés (en couleur).

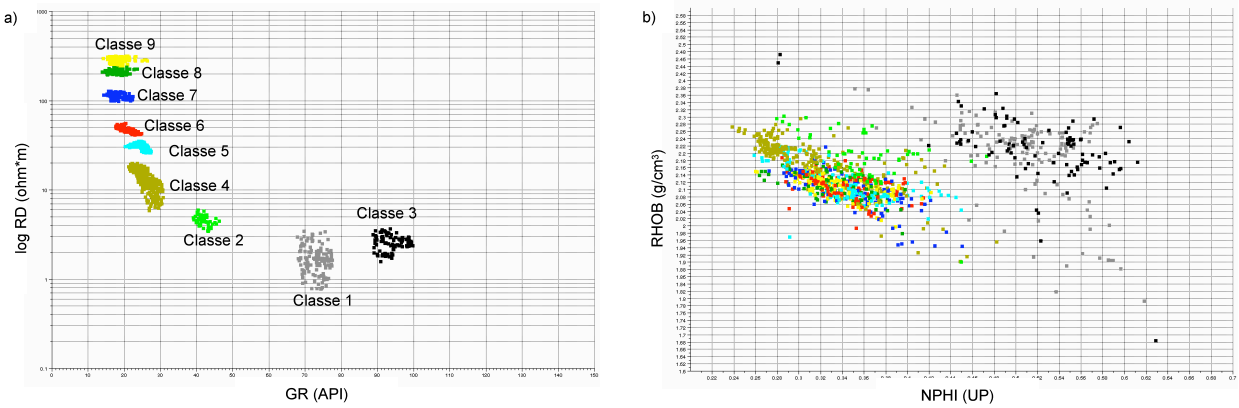


Figure 1.17 : Échantillons d'apprentissage de l'approche non supervisée en 9 classes, représentés dans les espaces a) GR vs. RD et b) NPHI vs. RHOB.

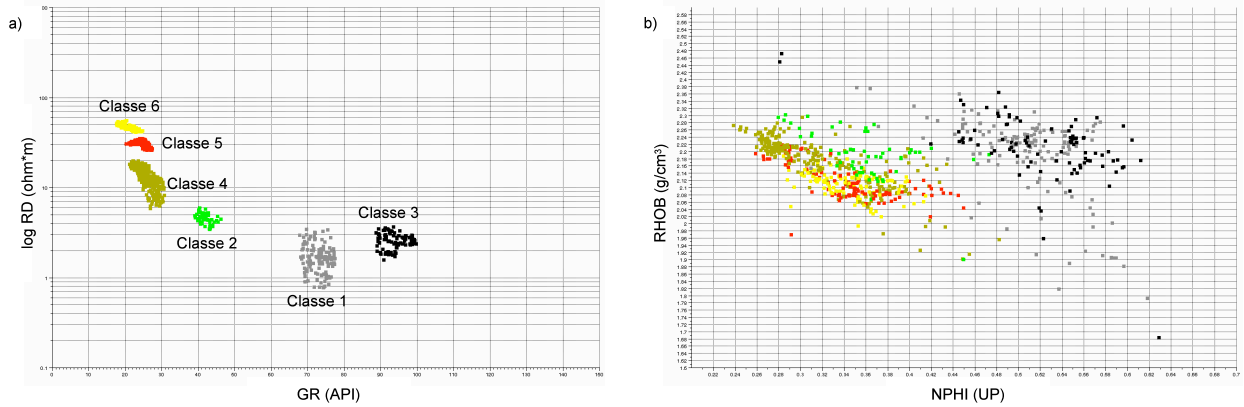


Figure 1.18 : Échantillons d'apprentissage de l'approche non supervisée en 6 classes, représentés dans les espaces a) GR vs. RD et b) NPHI vs. RHOB.

3.4.2. Choix du type d'analyse discriminante, discrimination des échantillons d'apprentissage et mesure du taux d'erreur

Il faut ensuite choisir le type d'analyse discriminante à utiliser et faire le classement selon la règle de Bayes. Après plusieurs tests, on a choisi une hypothèse quadratique, qui donne les meilleurs pourcentages de bon classement, proches de

100%. Les Table 1.4 et Table 1.5 présentent les pourcentages de classement par validation croisée des échantillons d'apprentissage dans le cas quadratique pour 6 et 9 classes respectivement. Il y a deux valeurs dans chaque élément de ces tables : le pourcentage (en haut) et le nombre (en bas) d'échantillons d'une classe *a priori* (en lignes) affectés dans une classe *a posteriori* (en colonnes). Les valeurs de bon classement (sur la diagonale) sont surlignées en bleu. Choisissons les classes 7 et 8 de la Table 1.5 pour l'expliquer. Les 95 échantillons de la classe 7 *a priori* sont tous bien affectés dans la classe 7 *a posteriori*, soit 100% de réussite. Par contre, pour la classe 8, des 92 échantillons définis *a priori*, 90 sont bien affectés à la classe 8 *a posteriori* (97,8% de bon classement) et 2 sont affectés à la classe 9 *a posteriori* (soit 2,2% d'erreur de classement).

		Classes a posteriori						
		1	2	3	4	5	6	Total
Classes a priori	1	100%	0	0	0	0	0	
		135	0	0	0	0	0	135
	2	0	100%	0	0	0	0	
		0	56	0	0	0	0	56
	3	0	0	100%	0	0	0	
		0	0	91	0	0	0	91
	4	0	0	0	100%	0	0	
		0	0	0	249	0	0	249
	5	0	0	0	0	100%	0	
		0	0	0	0	114	0	114
	6	0	0	0	0	0	100%	
		0	0	0	0	0	111	111
	Total	135	56	91	249	114	111	756

Table 1.4 : Pourcentage de bon classement (en gris) par validation croisée des échantillons d'apprentissage en 6 classes dans le cas quadratique.

La Figure 1.19 montre la performance de l'approche non supervisée en 6 classes (le résultat pour l'approche en 9 classes est similaire) par les critères du Lambda de Wilks (Figure 1.19a) et corrélation canonique (Figure 1.19b). Ces 2 critères mesurent la qualité globale de la discrimination et évoluent de façon inverse l'un de l'autre : la discrimination est d'autant meilleure que la corrélation canonique est grande ou le Lambda de Wilks petit. De plus, ces 2 critères montrent l'apport de chaque variable dans la discrimination, en les introduisant pas à pas. Prenons par exemple la corrélation canonique pour expliquer la figure : la variable la plus discriminante individuellement est la variable GR avec une corrélation canonique moyenne de 0,198. Le couple de variables le plus discriminant est GR et log(RD), avec une corrélation canonique moyenne de 0,39. Si on rajoute successivement NPHI et RHOB, la corrélation canonique augmente jusqu'à 0,41 et 0,42. Ces critères permettent de sélectionner les variables les plus discriminantes, tout en en prenant le moins possible : on conserve les variables qui augmentent significativement par exemple la corrélation canonique. Ici on pourrait ne conserver que les deux premières variables GR et log(RD) pour la discrimination car même si l'ajout de NPHI augmente la corrélation canonique, un plateau est atteint.

Classes a priori \ Classes a posteriori	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Total
1	100	0	0	0	0	0	0	0	0	
	135	0	0	0	0	0	0	0	0	135
2	0	100	0	0	0	0	0	0	0	
	0	57	0	0	0	0	0	0	0	57
3	0	0	100	0	0	0	0	0	0	
	0	0	91	0	0	0	0	0	0	91
4	0	0	0	100	0	0	0	0	0	
	0	0	0	249	0	0	0	0	0	249
5	0	0	0	0	100	0	0	0	0	
	0	0	0	0	114	0	0	0	0	114
6	0	0	0	0	0	100	0	0	0	
	0	0	0	0	0	111	0	0	0	111
7	0	0	0	0	0	0	100	0	0	
	0	0	0	0	0	0	95	0	0	95
8	0	0	0	0	0	0	0	97,8	2,2	
	0	0	0	0	0	0	0	90	2	92
9	0	0	0	0	0	0	0,7	0	99,3	
	0	0	0	0	0	0	1	0	134	135
Total	135	57	91	249	114	111	96	90	136	1079

Table 1.5 : Pourcentage de bon classement (en gris) par validation croisée des échantillons d'apprentissage en 9 classes dans le cas quadratique.

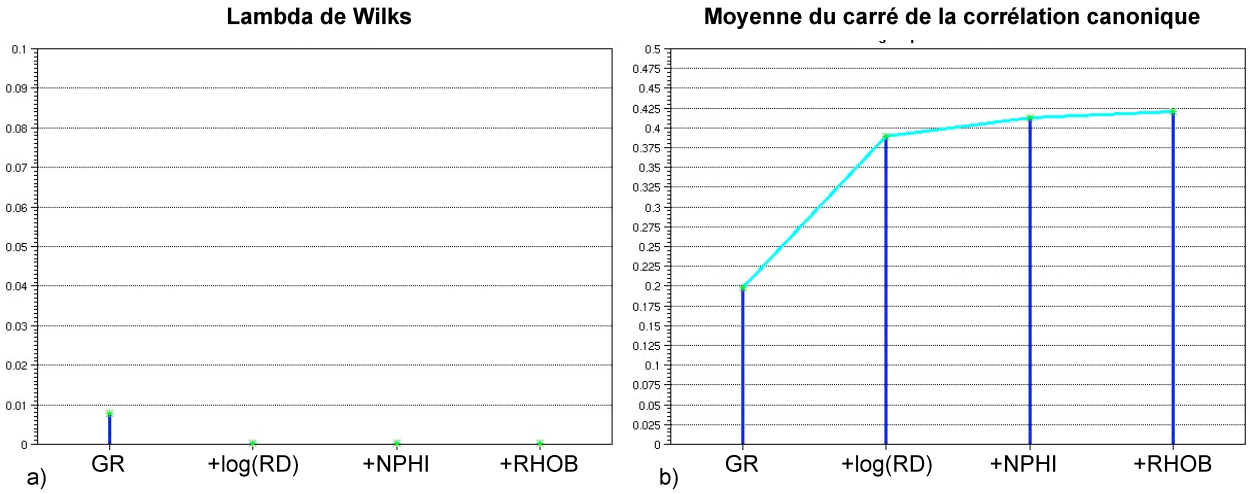


Figure 1.19 : Performance de l'approche non supervisée en 6 classes par a) Lambda de Wilks et b) Corrélation canonique.

3.4.3. Résultats de l'approche non supervisée sur les données de puits

Le choix de la discrimination quadratique étant fait, la discrimination est étendue aux autres échantillons des puits de contrôle (A, B et C) ainsi qu'aux 22 autres puits clés montrés sur la carte de la Figure 1.14. Une interprétation *a posteriori* des faciès a été faite à partir de données de carottes et des observations des géologues (voir Table 1.6 et Table 1.7). Les

Figure 1.20 et Figure 1.21 montrent les résultats des tests à 6 classes (CnS 6) et 9 classes (CnS 9) au puits A (*CnS* = *Classification non Supervisée*), et leurs

probabilités d'affectation associées (PA 6 Classes et PA 9 Classes, respectivement). La Figure 1.22 montre la comparaison entre les deux résultats, et la Figure 1.23 les proportions de faciès obtenus pour chaque résultat.

Classes	Electrofaciès
1	Argile
2	Sable très argileux
3	Argile charbonneuse ou Charbon
4	Sable peu argileux
5	Sable propre
6	Sable très propre

Table 1.6 : Interprétation *a posteriori* des électrofaciès non supervisés en 6 classes.

Classes	Electrofaciès
1	Argile
2	Sable très argileux
3	Argile charbonneuse ou Charbon
4	Sable peu argileux
5	Sable propre 1
6	Sable propre 2
7	Sable propre 3
8	Sable très propre 1
9	Sable très propre 2

Table 1.7 : Interprétation *a posteriori* des électrofaciès non supervisés en 9 classes.

Les Figure 1.24 et Figure 1.25 montrent les histogrammes des probabilités d'affectation à chaque faciès pour CnS 6 et CnS 9, respectivement. Celles-ci sont très fortes, en moyenne 0,98 pour CnS 6 et 0,97 pour CnS 9, autrement dit la certitude sur le résultat est très élevée. La probabilité d'affectation la plus faible dans CnS9 est pour la classe 8 (0,89), classe qui a aussi le plus faible pourcentage de bon classement en validation croisée sur les échantillons d'apprentissage (Table 1.5) : c'est normal car il s'agit d'un électrofaciès sableux très similaire, géologiquement et pétrophysiquement parlant, aux classes 7 et 9.

Par contre, la classe 1 est très bien différenciée dans les deux discriminations avec une forte probabilité d'affectation. Il y a donc une différence très marquée entre les argiles et les sables et aussi une différence (plus petite) entre les sables argileux et les sables propres. Ceci est très important car les sables sont séparés en un ensemble de classes (4, 5, 6, 7, 8 et 9 pour CnS 9 ou 3, 4, 5 et 6 pour CnS 6), qui représentent les différents niveaux de qualité de roche réservoir. Les caractéristiques de chaque classe seront discutées en détail dans la section 3.5 par comparaison avec l'approche supervisée.

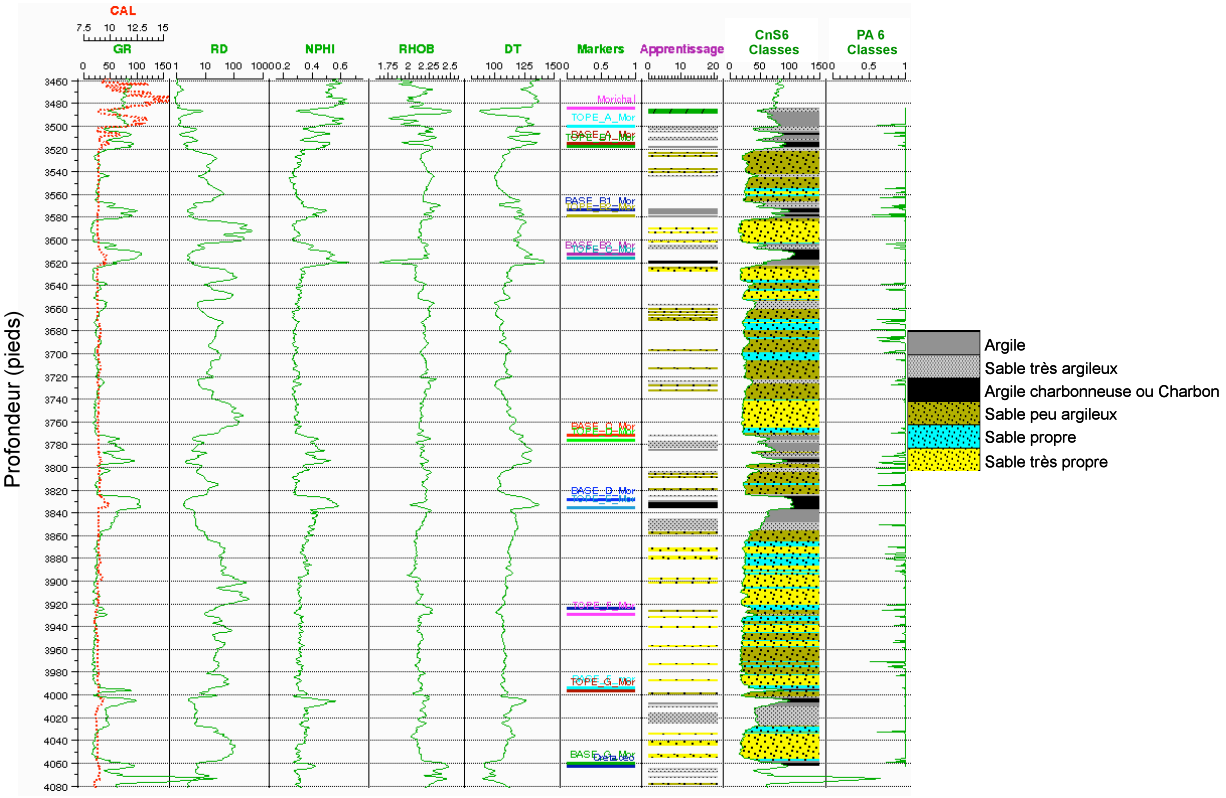


Figure 1.20 : Electrofaciès non supervisés en 6 classes (CnS 6) et probabilité d'affectation (PA 6 Classes) dans le puits A.

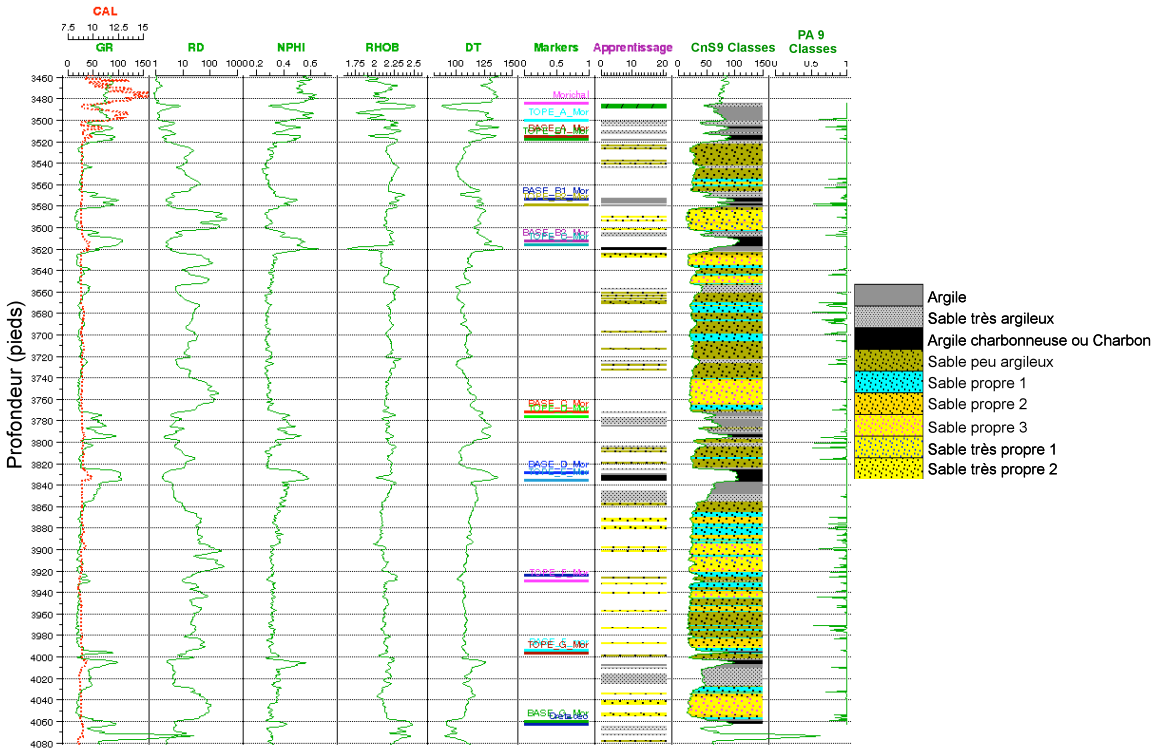


Figure 1.21 : Electrofaciès non supervisés en 9 classes (CnS 9) et probabilité d'affectation (PA 9 Classes) dans le puits A.

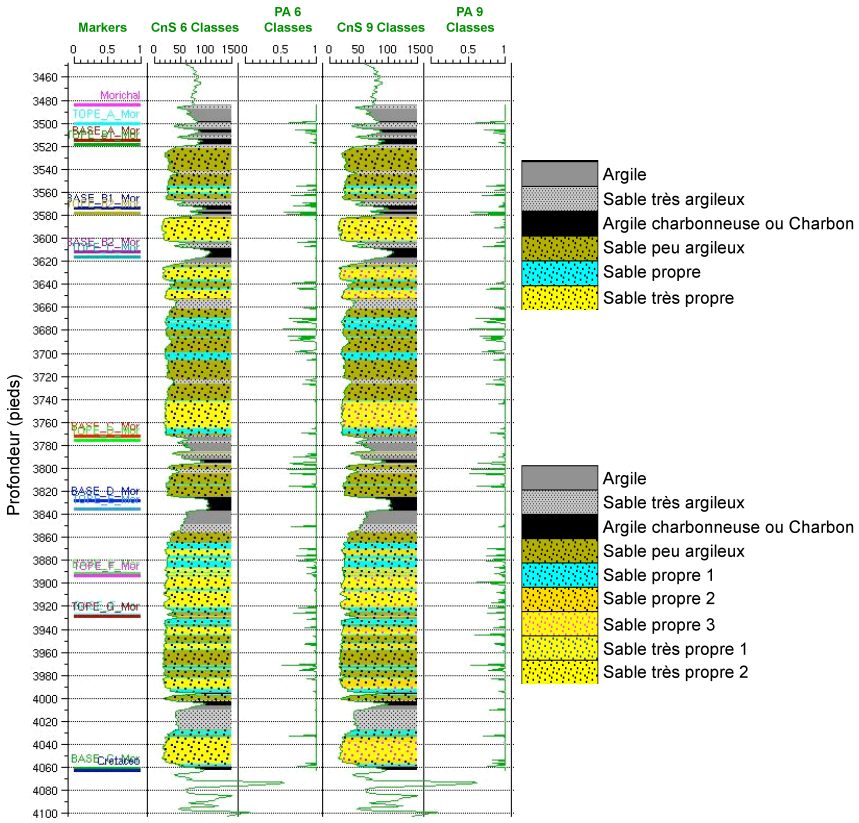


Figure 1.22 : Comparaison entre électrofaciès non supervisés en 6 classes (CnS 6) et en 9 classes (CnS 9) dans le puits A. Les logs PA 6 classes et PA 9 classes fournissent les probabilités d'affectation pour CnS 6 et CnS 9.

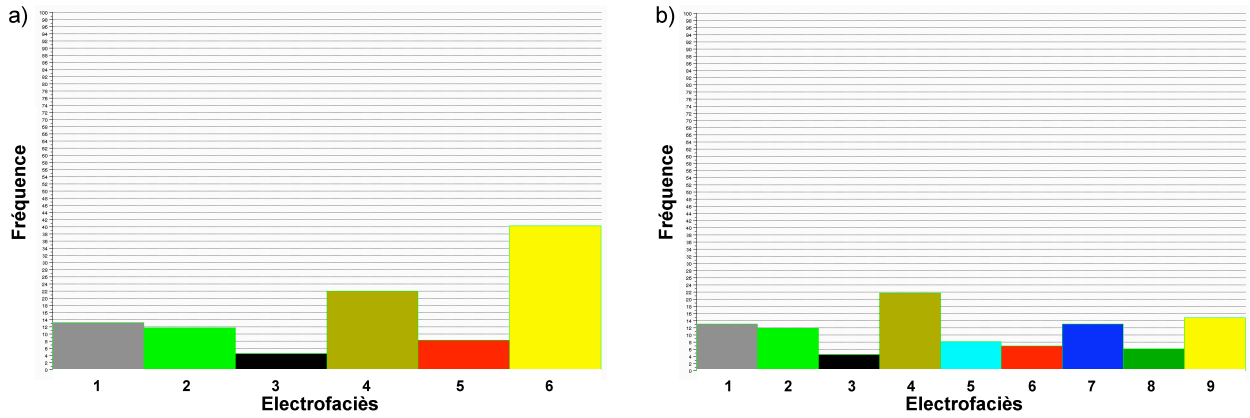


Figure 1.23 : Proportion des électrofaciès pour les résultats a) à 6 classes et b) et 9 classes.

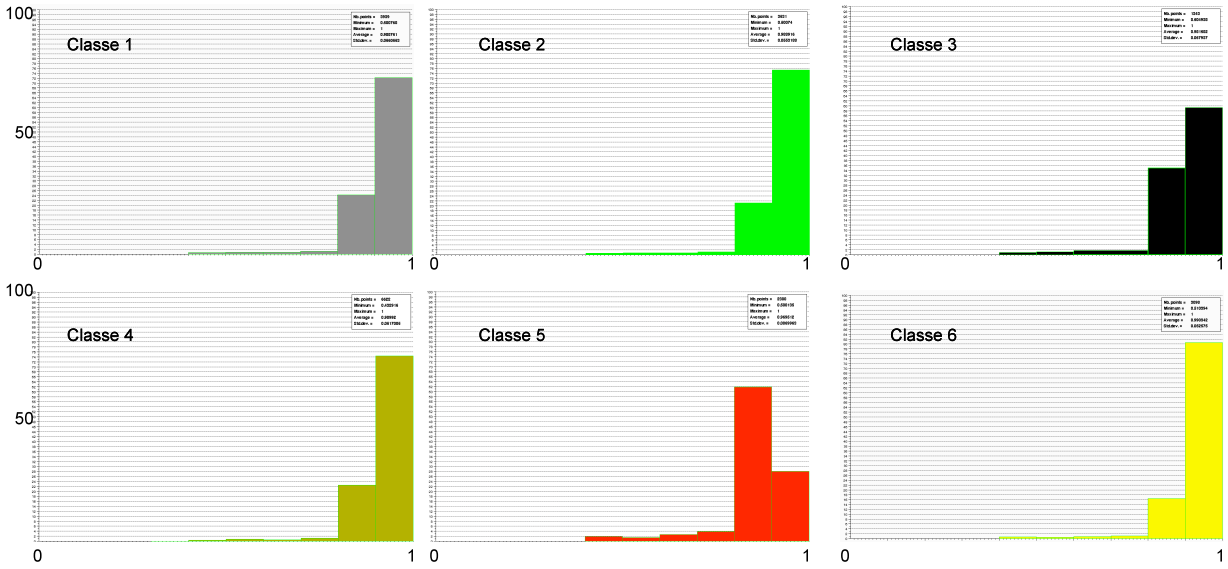


Figure 1.24 : Histogramme des probabilités d'affectation aux faciès du résultat non supervisé en 6 classes.

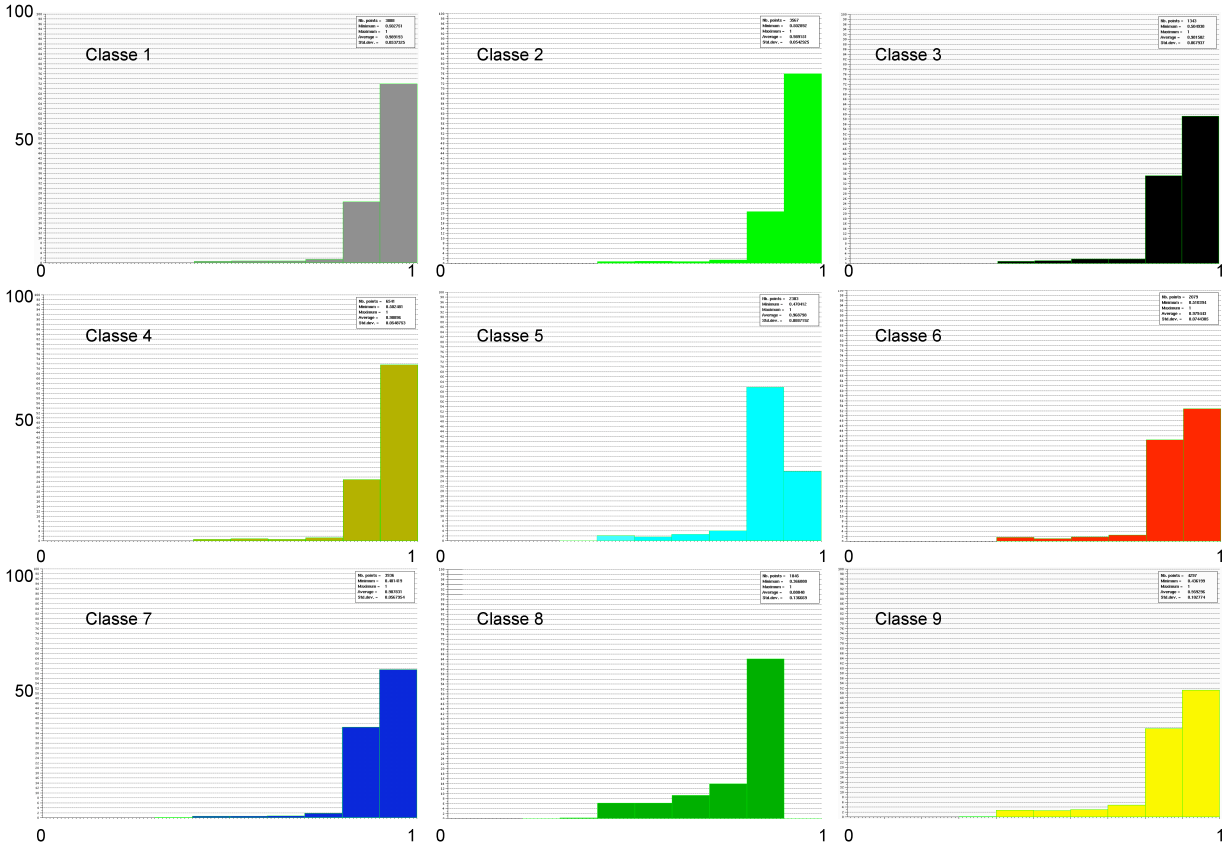


Figure 1.25 : Histogramme des probabilités d'affectation aux faciès du résultat non supervisé en 9 classes.

3.5. Approche supervisée des électrofaciès

Dans cette partie, l'analyse supervisée est faite par la méthodologie décrite dans la section 2.1, basée sur la description de carotte du puits A. Dans cette description, 6 classes géologiques ont été définies *a priori* dont les propriétés pétrophysiques moyennes sont détaillées dans la Table 1.8, et la comparaison de la distribution des propriétés est illustrée dans la Figure 1.26 au moyen d'un diagramme en boîtes (boîtes de Tukey).

Lithologie	GR (API)	NPHI (UP)	RD (ohm.m)	RHOB (g/cm3)	ϕ (%)	S_W (%)	k (md)	V_P (m/s)	V_S (m/s)	V_P/V_S	n° de classe
Charbon	88	0,56	2,4	1,99	33	62	15	2266	977	2,33	1
Calcaire	51	0,33	6,0	2,49	5	100	0,004	3430	1652	2,08	6
Argile	88	0,48	2,7	2,24	23	81	0,21	2486	1211	2,14	2
Sable argileux	49	0,37	5,1	2,20	26	53	77	2660	1281	2,08	3
Sable	28	0,30	13,4	2,19	26	34	697	2845	1418	2,01	4
Sable propre	20	0,33	68,9	2,10	32	12	2645	2726	1393	1,96	5

Table 1.8 : Propriétés pétrophysiques moyennes des 6 classes géologiques définies *a priori* au puits A au niveau du membre Morichal.

On voit clairement les différences entre classes d'après la Table 1.8 et la Figure 1.26. Les sables ont des valeurs plus faibles de Gamma Ray GR, de Porosité Neutron NPHI, de saturation en eau S_w et du rapport V_p/V_s, mais des valeurs plus fortes de résistivité RD, porosité ϕ, perméabilité k et vitesses V_p et V_s que les argiles et le charbon. Par ailleurs, les types de sable sont également différenciés par ces paramètres ; par exemple les sables et les sables argileux ont des porosités et densités très similaires mais leurs autres propriétés sont différentes, par exemple résistivité, saturation en eau, perméabilité et vitesse S. En effet, la différence entre ces types de sables n'est pas seulement le volume poreux ou le type de grains mais leur distribution interne, caractérisée par des paramètres comme la taille des grains, la distribution de l'argile entre grains, le niveau de consolidation de la roche, etc. Le plus important pour notre étude est que les variables acoustiques, faiblement pour la vitesse P mais plus clairement pour la vitesse S, permettent de différencier les électrofaciès non réservoir (charbon, argile, sable argileux et calcaire) des sables prospectifs (sable et sable propre). Cela pourrait permettre une discrimination des types de roches et de fluides à partir des données sismiques.

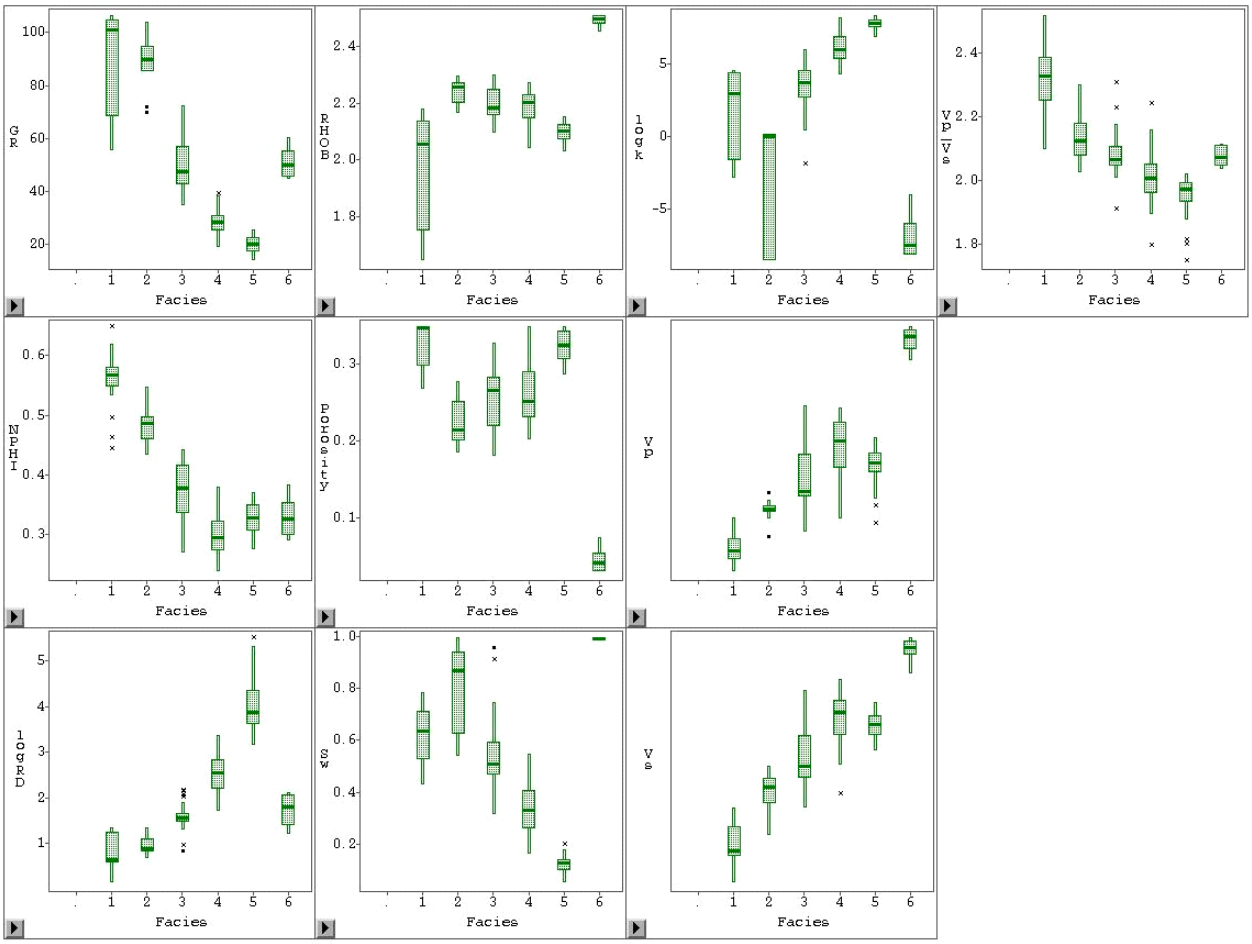


Figure 1.26 : Diagramme de type boîtes de Tukey des propriétés pétrophysiques des 6 classes géologiques définies *a priori* au puits A au niveau du membre Morichal.

3.5.1. Sélection des attributs pour l'approche supervisée

Dans le but de comparer l'analyse supervisée avec l'analyse non supervisée les mêmes variables ou diagraphies ont été sélectionnées : GR, NPHI, RHOB et log(RD). En se basant sur la Table 1.8, ces quatre variables discriminent bien les faciès des échantillons d'apprentissage.

La Figure 1.27 présente les diagrammes croisés entre (a) GR et RD (en échelle logarithmique), et (b) NPHI et RHOB, où on voit clairement les valeurs extrêmes de RHOB qui représentent les faciès de calcaires (valeurs fortes) et charbon (valeurs faibles), alors que les argiles et sables sont localisés dans le centre du diagramme. Dans le diagramme de GR vs. log(RD), les sables sont d'un côté (GR faible et RD fort) et les argiles de l'autre côté (GR fort et RD faible). Les sables propres et les sables ne sont pas bien différenciés dans le diagramme de NPHI vs. RHOB, mais sont très bien séparés dans le diagramme GR vs. log(RD). C'est l'inverse pour les sables argileux et les calcaires : ils sont séparés dans le diagramme de NPHI vs. RHOB. La combinaison des 4 variables (espace multidimensionnel) réussira certainement à améliorer la discrimination des classes.

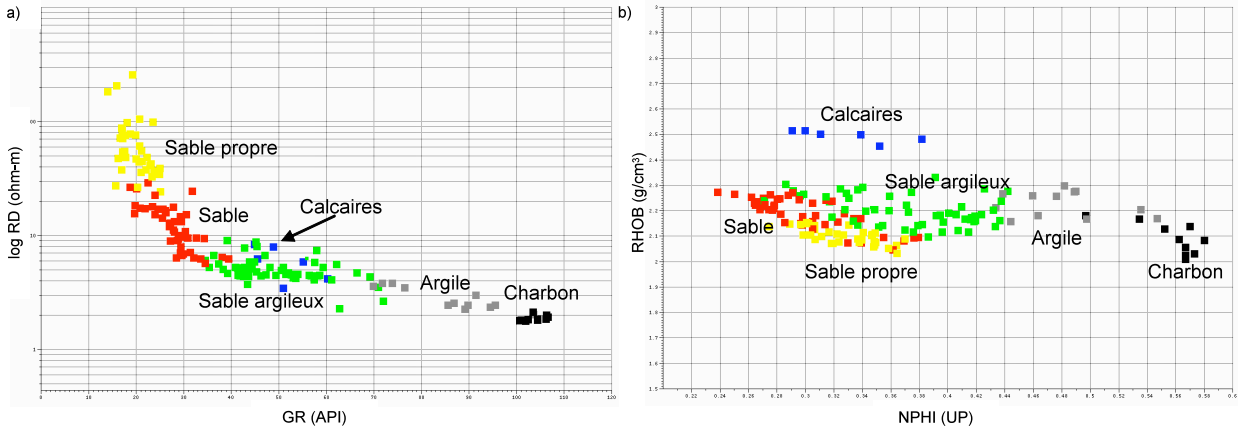


Figure 1.27 : Échantillons d'apprentissage de l'approche supervisée en 5 classes dans les espaces a) RD vs. GR et b) RHOB vs. NPHI.

Pour simplifier le problème et éviter un mauvais classement et des probabilités très faibles, la classe calcaire (classe 6) n'est pas considérée dans l'analyse supervisée parce qu'elle représente moins de 3% d'échantillons au total ; il n'y a donc pas suffisamment de points pour définir de façon robuste cette classe. Par ailleurs, ils sont localisés au toit du Morichal, qui n'est pas un prospect. C'est pourquoi, l'analyse supervisée est faite avec les 5 premières classes seulement.

3.5.2. Choix du type d'analyse discriminante, discrimination des échantillons d'apprentissage et mesure du taux d'erreur

L'analyse non paramétrique a été mise de côté car le nombre d'échantillons d'apprentissage est trop faible. La Table 1.9 montre les pourcentages de bon classement par validation croisée pour l'approche linéaire (gauche) et quadratique (droite) : ils sont tous supérieurs à 83%. Quelques échantillons sont affectés dans une classe différente de la classe *a priori*, par exemple de classe 1 en classe 2, de classe 2 en classe 3, ou de classe 4 en classe 3, mais avec un maximum de 10,9% de points attribués de façon erronée à une même classe. Ces points sont localisés à la frontière entre des classes proches (argile et sable argileux, sable argileux et sable, sable et sable propre). D'un point de vue géologique, il est toujours très difficile de séparer complètement les classes d'argile et de sable argileux car la frontière entre les deux classes dépend des pourcentages d'argile et de saturation en eau dans la roche, qui sont différents dans chaque bassin sédimentaire. Il en va de même pour la frontière entre sable argileux et sable, ou sable et sable propre.

Vu le faible nombre d'échantillons d'apprentissage pour certaines classes et la similitude entre les résultats des cas linéaire et quadratique, on a choisi la discrimination linéaire qui est plus robuste.

La Figure 1.28 montre la performance de l'approche supervisée en 5 classes par les critères du Lambda de Wilks (Figure 1.28a) et corrélation canonique (Figure 1.28b). La variable log(RD) est la plus discriminante individuellement (corrélation canonique de 0,22). Puis se rajoutent successivement les variables NPHI, GR et RHOB (valeurs de corrélation canonique moyenne respectivement de 0,39, 0,43 et 0,47). Considérant que log(RD) est la variable la plus discriminante il est possible

d'avoir une discrimination prenant en compte les fluides, car la résistivité donne des informations sur la saturation en hydrocarbures de la roche.

a)

Classes a priori	Pourcentage / Nb d'échantillons	Classes a posteriori 1	2	3	4	5	Total
1	Pourcentage	93,4	8,3	0	0	0	
	Nb d'échantillons	14	1	0	0	0	15
2		8,3	83,3	8,3	0	0	
		1	10	1	0	0	12
3		0	1,6	92,1	6,3	0	
		0	1	58	4	0	63
4		0	0	10,9	84,8	4,3	
		0	0	5	39	2	46
5		0	0	0	8,6	91,4	
		0	0	0	3	32	35
Total		15	12	64	46	34	171

b)

Classes a priori	Classes a posteriori 1	2	3	4	5	Total
1	86,7	6,7	6,7	0	0	
	13	1	1	0	0	15
2	8,3	83,3	8,3	0	0	
	1	10	1	0	0	12
3	0	1,6	96,8	1,6	0	
	0	1	61	1	0	63
4	0	0	6,5	89,1	4,3	
	0	0	3	41	2	46
5	0	0	0	5,7	94,3	
	0	0	0	2	33	35
Total	14	12	66	44	35	171

Table 1.9 : Probabilité de bon classement (en gris) par validation croisée des échantillons d'apprentissage dans le cas a) linéaire et b) quadratique de l'approche supervisée.

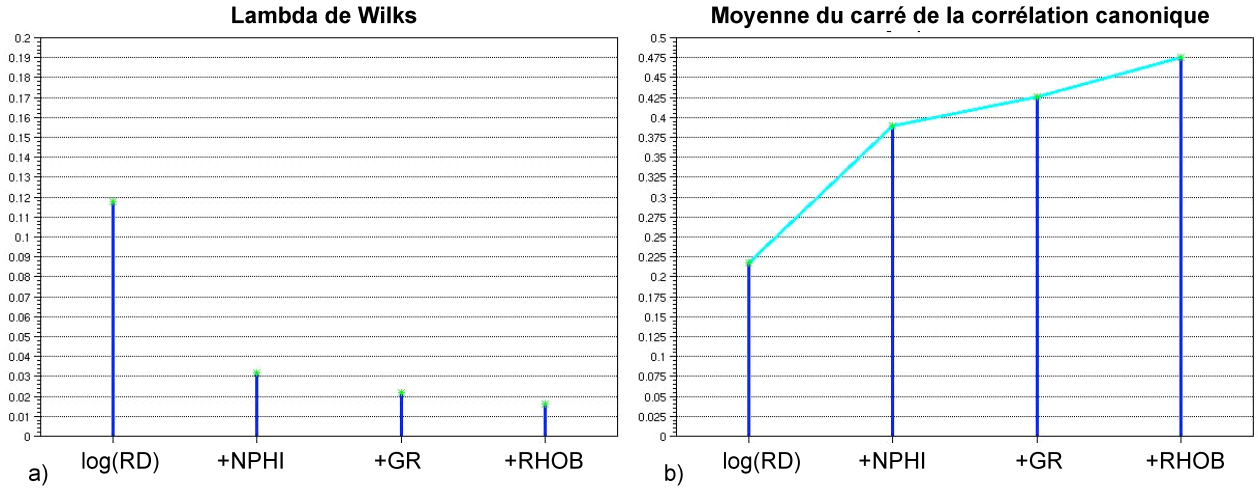


Figure 1.28 : Performance de l'approche supervisée en 5 classes par a) Lambda de Wilks et b) Corrélation canonique.

3.5.3. Résultats de l'approche supervisée en 5 classes sur l'ensemble des données des puits

La Figure 1.29 présente la proportion des électrofaciès obtenus par approche supervisée dans les 25 puits clés : la classe 5 (sable propre) a la plus forte proportion (49%), suivie par la classe 3 (sable argileux) avec 27%. Ce résultat est cohérent avec la description stratigraphique et sédimentologique de la section 3.1.1, d'après laquelle le membre Morichal est formé principalement de sables massifs. Ensuite, on trouve des sables de qualité médiocre à intermédiaire d'environnement marginal de deltas et de chenaux fluviatiles (éventail de rupture ou épandage de crevasse) qui correspondent à la classe 3 (13%). Les argiles et charbon représentent autour de 11%.

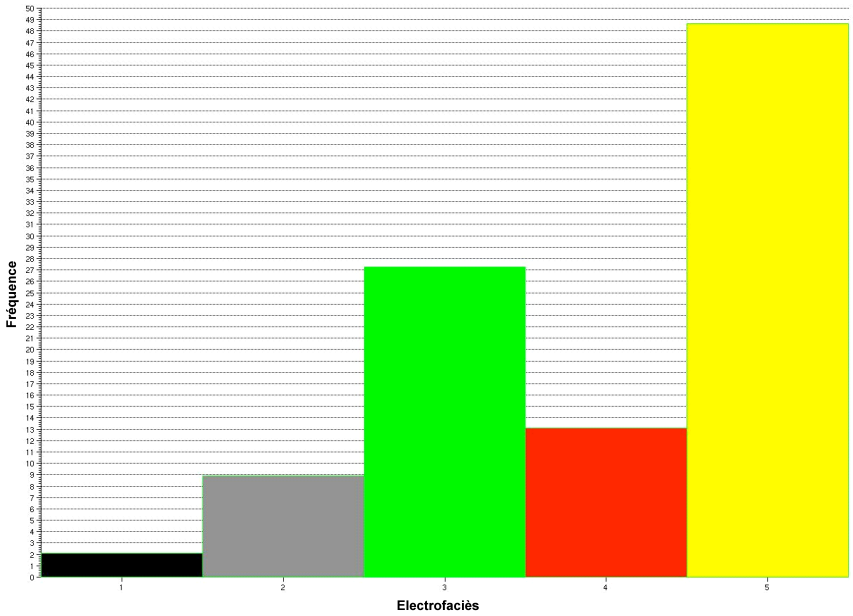


Figure 1.29 : Proportion de faciès de l'analyse supervisée en 5 classes sur les 25 puits clés.

La Figure 1.30 montre les résultats des approches supervisée et non supervisée des électrofaciès et leurs probabilités d'affectation associées, pour le puits A. On peut observer une bonne correspondance entre les analyses supervisée (5 classes, Cs 5) et non supervisée (Cns 6 et Cns 9 classes). Les intervalles argileux et sableux sont aux mêmes profondeurs dans les trois résultats, avec une subdivision des sables plus détaillée dans l'analyse non supervisée en 9 classes. Cette hétérogénéité est liée à la variation des paramètres de la roche, comme la taille et la forme des grains, la quantité d'argile, la classification (*sorting*), la saturation en fluides, etc.

La Figure 1.31 présente les histogrammes des probabilités d'affectation de chacune des cinq classes de l'analyse supervisée étendue aux 25 puits clés. On voit que la classe 4 a en moyenne (et en absolu) les probabilités les plus faibles. C'est une classe intermédiaire entre le sable argileux et le sable propre avec une frontière très difficile à déterminer, comme déjà discuté dans la section précédente. Par exemple, la Figure 1.26 montre que les classes 3, 4 et 5 se chevauchent partiellement dans l'espace des variables (NPHI, RHOB). Ainsi, comme le montre la Table 1.9, quelques échantillons de la classe 4 sont classés dans les classes 3 et 5 ; et de même des points des classes 3 et 5 sont attribués à la classe 4.

La deuxième probabilité d'affectation la plus faible (en absolu et en moyenne) est celle de la classe 1 (charbon). Ses échantillons peuvent être affectés dans la classe 2 (argile) avec une probabilité de 6,7%, et dans le cas contraire (2 classé en 1) avec une probabilité de 8,3% (voir Table 1.9). En fait, la description de carottes mentionne des argiles charbonneuses, c'est-à-dire des argiles avec une forte quantité de charbon typiques d'environnement de marais et de plaine d'inondation. En conséquence la frontière entre ces classes 1 et 2 peut aussi être difficile à déterminer.

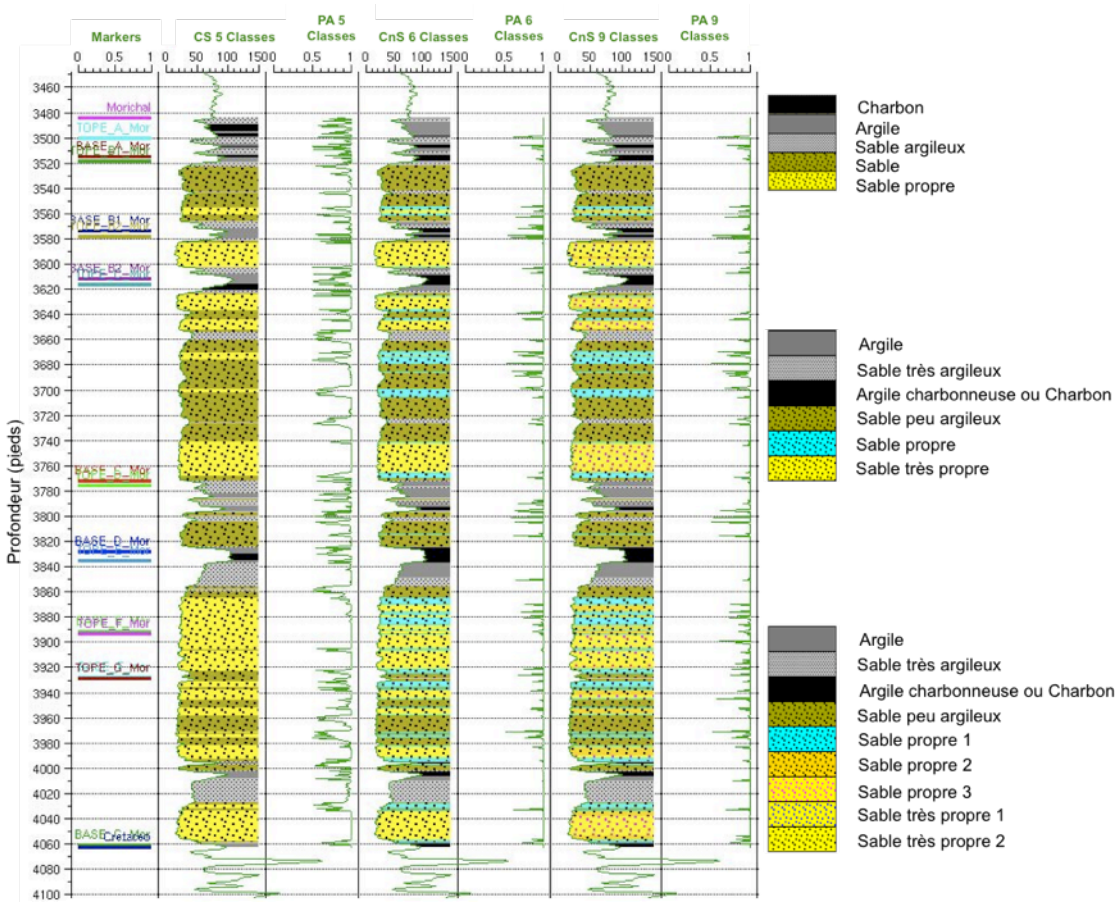


Figure 1.30 : Approches supervisée (CS 5) vs. non supervisées (Cns 6 et Cns 9) des électrofaciès pour le puits A.

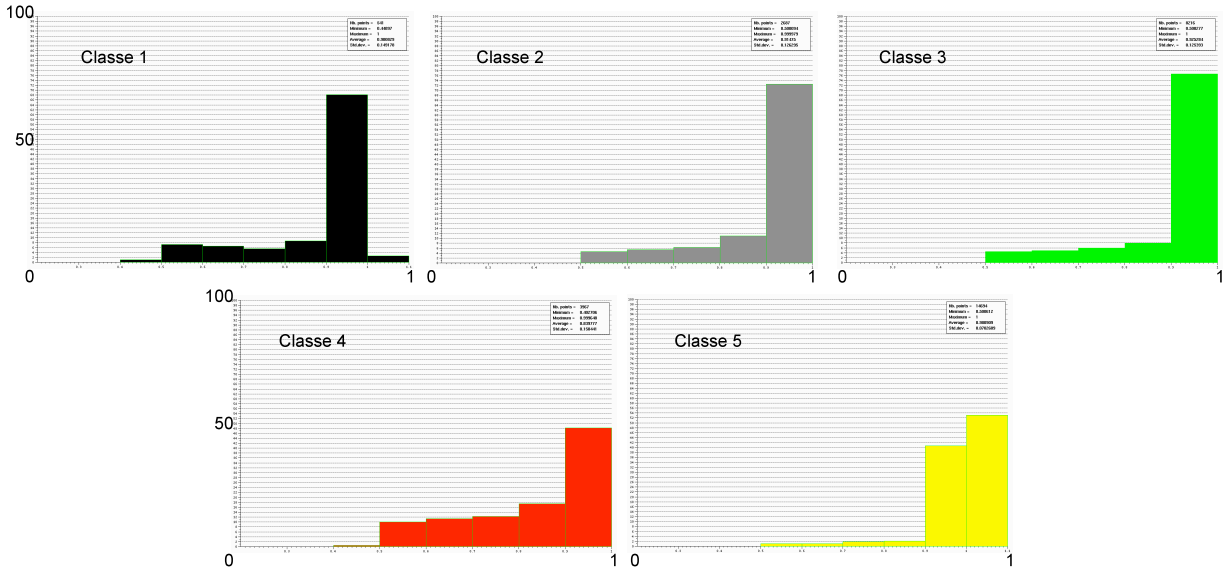


Figure 1.31 : Histogramme des probabilités d'affectation de chaque classe par l'approche supervisée en 5 classes.

3.6. Prise en compte des fluides par approche non supervisée sur l'intervalle G

La Figure 1.32 montre les résultats supervisé et non supervisés du puits B. On observe une différence forte entre les résultats à partir de la profondeur de 4114 pieds, qui est la localisation du contact original eau – huile (WOC). On constate que les sables à eau (dont on est sûr de la présence en dessous de 4114 pieds) sont interprétés en termes d'électrofaciès comme des sables argileux. Ceci est normal du fait de la forte saturation en eau, donc des fortes valeurs de résistivité RD associées. Mais ce n'est pas satisfaisant du point de vue du contenu en fluides. Il faut donc faire une nouvelle base en électrofaciès propre à l'intervalle G qui considérera le sable à eau comme une classe indépendante.

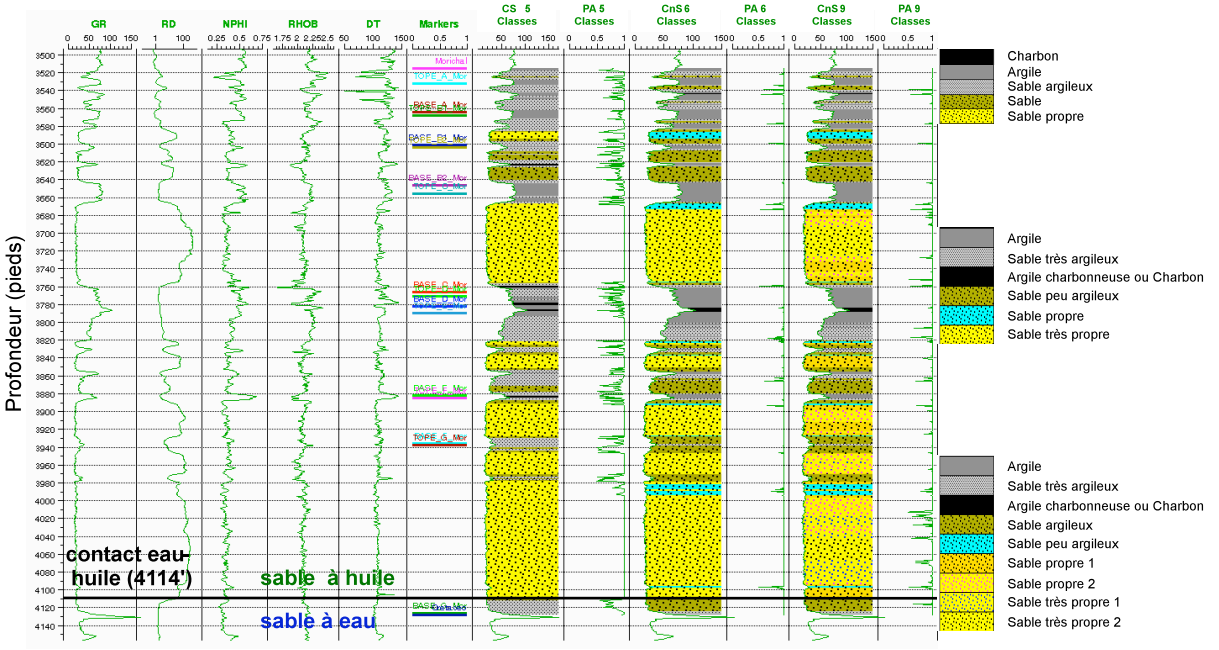


Figure 1.32 : Changement de faciès au contact eau - huile à 4114 pieds dans le puits B.

Pour cette nouvelle approche non supervisée, les trois mêmes puits de contrôle (A, B et C) ont été utilisés, plus le puits D qui présente un contact fluide à 4110 pieds. Après plusieurs essais on a choisi comme variables discriminantes le gamma ray GR, la porosité ϕ, la saturation en eau S_w et l'impédance acoustique I_p. Les deux premières variables différencient les lithologies ; S_w et I_p apportent l'information en fluides, et cette dernière aide également à la discrimination lithologique (argile, sable argileux et sable propre). Par ailleurs, l'impédance permet le lien avec les données sismiques.

La Figure 1.33 montre la déroulée de la fonction de densité de probabilité calculée par la méthode des noyaux d'Epanechnikov ($h = 0{,}2$), avec la définition de 5 classes. Elles sont interprétées *a posteriori* dans la Table 1.10 à partir des bases en électrofaciès antérieures et des considérations de fluides. Du point de vue sédimentologique, sans considérer les fluides dans la roche, les trois premières classes sont trois types de sables différents, les deux premiers plus propres que le troisième. La différence entre les deux premiers peut être la taille des grains ou la compaction (chapitre 2). Sur la Figure 1.33, le gros pic à côté de la classe 1 correspond à un type de sable très similaire ; il a donc été décidé de ne pas prendre en compte ce pic pour réduire la complexité de la discrimination.

Par contre, la différence entre les classes 1, 2 et 4 est le type de fluides. Il est probable que les trois sables ont des grains de taille similaire, mais le sable à eau est peut-être plus compacté que les deux autres à cause de son enfouissement plus profond. Malheureusement, il n'y pas de carottes qui pourraient confirmer ceci.

Classes	Electrofaciès
1	Sable à huile 1
2	Sable à huile 2
3	Sable argileux
4	Sable à eau
5	Argile

Table 1.10 : Interprétation *a posteriori* des électrofaciès non supervisés en 5 classes sur l'intervalle G.

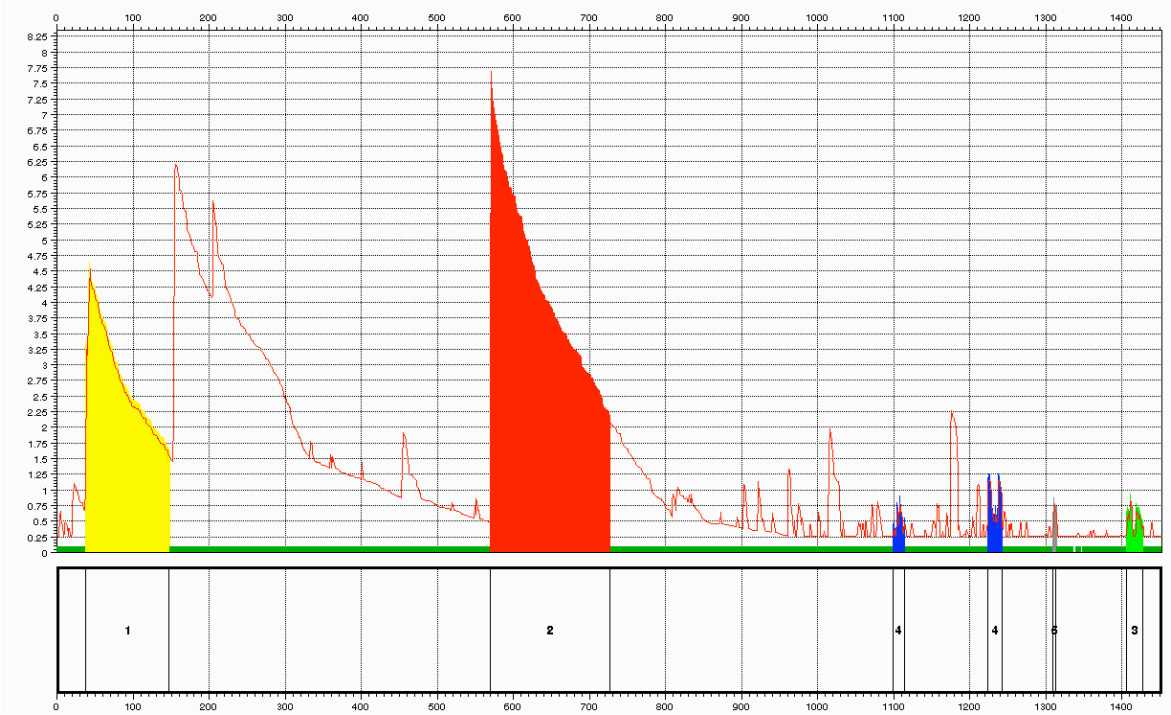


Figure 1.33 : Choix de 5 classes sur la fonction de densité de probabilité déroulée, et échantillons d'apprentissage associés (en couleur).

La Figure 1.34 permet d'évaluer les performances des variables discriminantes, par le Lambda de Wilks et la corrélation canonique. Le couple de variables le plus discriminant est (GR, S_w) ce qui devrait permettre la discrimination des lithologies et des fluides. Mais I_p et ϕ sont importants pour la qualité de la discrimination.

La Table 1.11 présente les probabilités de bon classement des échantillons d'apprentissage par validation croisée de l'approche non supervisée sur l'intervalle G pour l'hypothèse linéaire. L'approche linéaire est retenue à cause du faible nombre de points dans les classes d'apprentissage et de la bonne discrimination obtenue avec les variables choisies. En particulier, on notera le faible de nombre de points d'apprentissage pour les sables argileux et les argiles (classes 3 et 5), G étant un intervalle très propre.

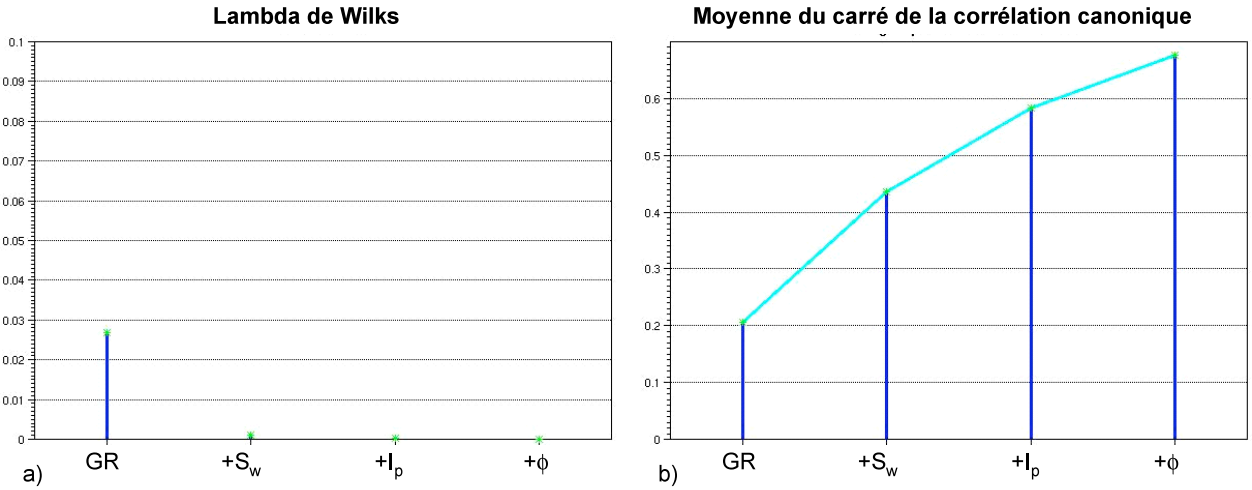


Figure 1.34 : Performance de l'approche non supervisée en 5 classes sur l'intervalle G par a) Lambda de Wilks et b) Corrélation canonique.

		Classes a posteriori					
		1	2	3	4	5	Total
Classes a priori	1 Pourcentage	100	0	0	0	0	
	Nb d'échantillons	111	0	0	0	0	111
	2	0	100	0	0	0	
		0	158	0	0	0	158
	3	0	0	100	0	0	
		0	0	22	0	0	22
	4	0	0	0	100	0	
		0	0	0	36	0	36
	5	0	0	0	0	100	
		0	0	0	0	5	5
	Total	111	158	22	36	5	332

Table 1.11 : Probabilité de bon classement (en gris) par validation croisée des échantillons d'apprentissage en 5 classes dans le cas linéaire pour l'analyse non supervisée sur l'intervalle G.

La Figure 1.35 illustre la séparation des classes dans l'espace des variables au moyen de diagrammes croisés de l'impédance en fonction de la porosité (Figure 1.35a) et de la saturation en eau en fonction du Gamma-Ray (Figure 1.35b). L'argile est clairement séparée des autres classes dans les deux diagrammes croisés. Les sables argileux sont bien séparés par GR et S_w, et les deux types de sable à huile par l'impédance, la porosité et la saturation en eau. La séparation en deux groupes du sable à eau dans la Figure 1.35b est peut-être la conséquence d'un niveau de consolidation plus faible donc d'un d'espace poreux plus important, d'où une saturation en huile plus forte et une saturation en eau plus faible.

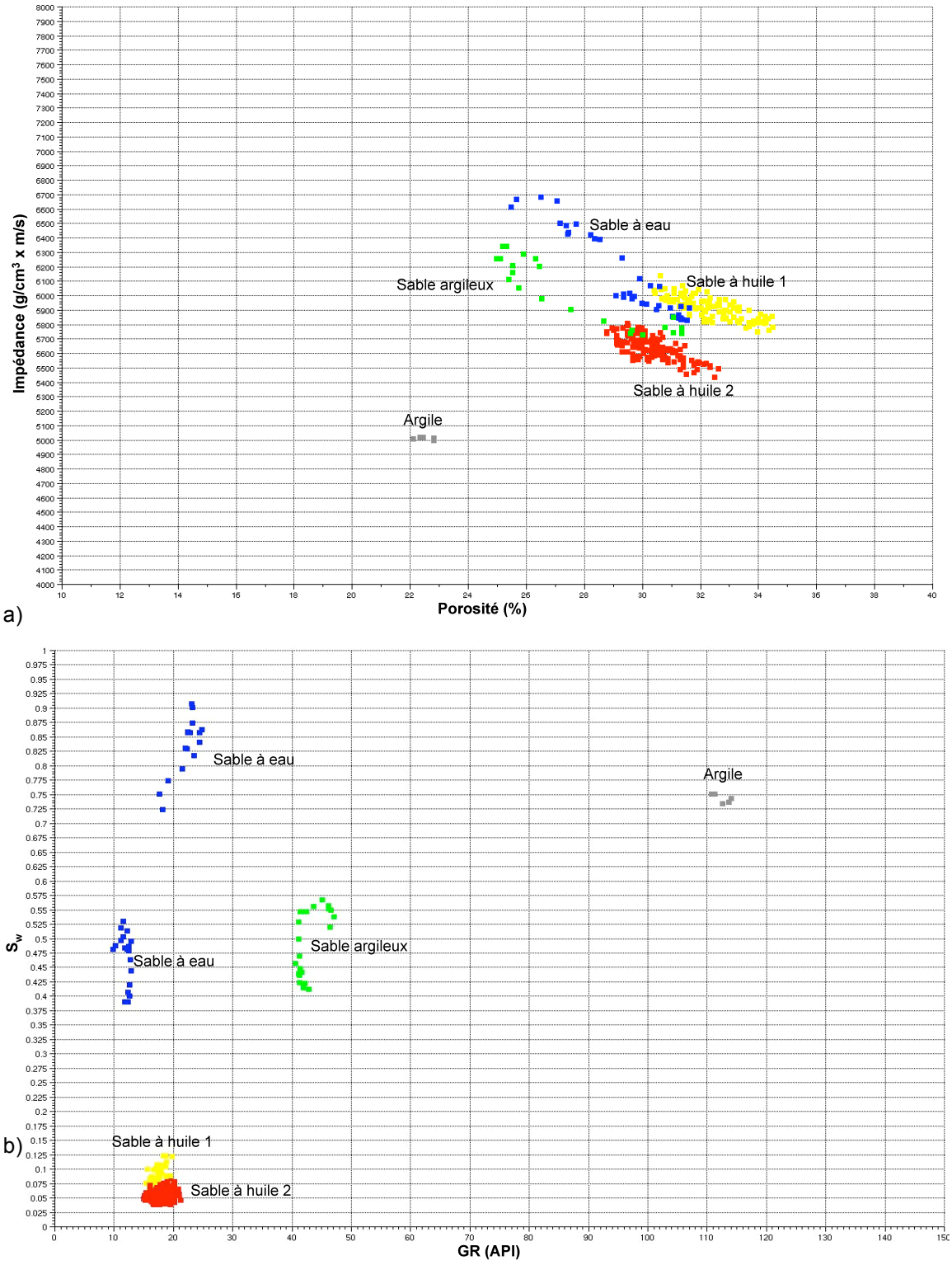


Figure 1.35 : Diagramme croisé entre : a) la porosité et l'impédance et b) le Gamma-Ray et la saturation en eau (S_w), pour les échantillons des pics de la fonction de densité de probabilité déroulée.

La Figure 1.36 présente le résultat de l'analyse non supervisée à 5 classes sur G (CnS 5, colonnes à droites) pour puits D, comparé aux résultats antérieurs obtenus sur tout le réservoir pour ce puits (Cs5, Cns 6 et Cns 9). Cela montre clairement qu'on arrive à discriminer le sable à huile du sable à eau, car les électrofaciès

obtenus (Cns 5) sont cohérents avec le niveau du contact de fluides (profondeur de 4110 pieds). Au dessus du contact de fluides, les résultats sont similaires à ceux des précédentes analyses sur tout le réservoir, hormis pour quelques petits intervalles de transition entre sable argileux et sable propre classés comme des sables à eau (changement graduel de la saturation en eau entre ces deux classes, qui fait que les variables ont des valeurs similaires).

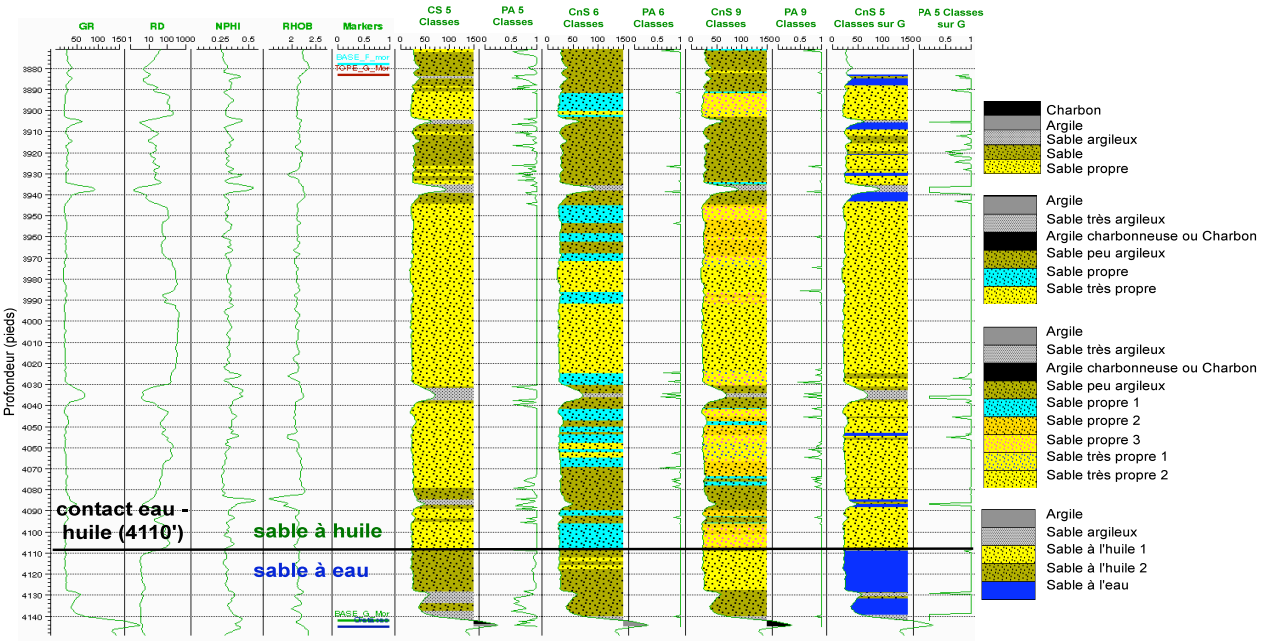


Figure 1.36 : Comparaison des électrofaciès de l'intervalle G du puits D par les approches supervisée (Cs5), non supervisées (CnS 6 et CnS 9), et non supervisée avec prise en compte du fluide (CnS 5).

La Figure 1.37 montre les résultats de l'approche non supervisée sur l'intervalle G au puits B. Ce résultat et celui de la Figure 1.36 sont satisfaisants parce que cette nouvelle base en électrofaciès reproduit les classes obtenues précédemment et fait la différence entre sable à huile et sable à eau au niveau du contact de fluides.

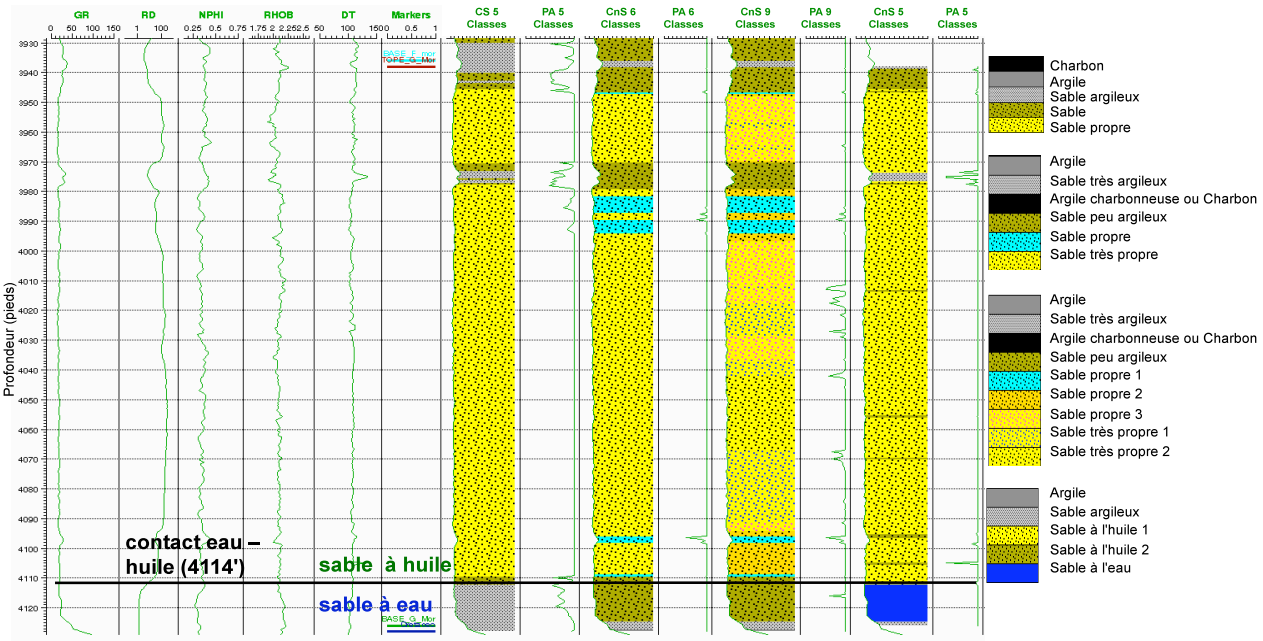


Figure 1.37 : Comparaison des électrofaciès de l'intervalle G du puits B par les approches supervisée (Cs5), non supervisées (CnS 6 et CnS 9), et non supervisée avec prise en compte du fluide (CnS 5).

4. Discussion des résultats

Il faut d'abord établir clairement la correspondance entre les résultats supervisés en 5 classes et les résultats non supervisés en 6 et 9 classes (Table 1.12) obtenus sur tout le réservoir. Les lithologies non réservoirs (argile, charbon et sable très argileux) ont une équivalence directe parmi les trois approches. Par contre, la classe 3 de l'approche supervisée est divisée en deux dans les approches non supervisées : classes 4 (principalement) et 5. La classe 5 (sable propre) de l'approche supervisée correspond aux classes 5 et 6 (principalement) de CnS 6 classes et aux classes 5, 6, 7, 8 et 9 de CnS 9 classes (Figure 1.30).

Géologiquement, la classe 5 des approches non supervisées est une lithologie de transition entre les classes 4 et 6. Il s'agit d'un sable très peu argileux de qualité presque similaire à la classe 6, mais avec une perméabilité plus faible. Par ailleurs, la division du sable propre en deux classes (5 et 6) dans CnS 6 et en cinq classes (5, 6, 7, 8 et 9) dans CnS 9 correspond aux différences dans la distribution interne des pores et des grains de la roche qui réduisent ou augmentent la connectivité entre pores et la capacité d'écoulement des fluides. Cette distribution interne des pores et des grains est quantifiée principalement par la saturation en eau et la perméabilité, indicatrices de la capacité d'écoulement.

Les mêmes raisons peuvent être invoquées pour la subdivision de la classe 4 de l'approche supervisée en 2 classes dans CnS 6 et CnS 9.

Pour observer de façon plus précise la discrimination des fluides, une approche non supervisée a été réalisée sur l'intervalle G, là où se trouve le contact eau-huile dans sa partie inférieure (Figure 1.36 et Figure 1.37). La performance du résultat est

très élevée : les 4 variables considérées sont capables de discriminer les faciès de type sable réservoir en fonction du contenu en fluide (classes 1, 2 et 4) au dessus et au dessous du contact eau-huile. L'introduction de l'impédance acoustique comme variable a pour but de permettre l'utilisation ultérieure de cette base en électrofaciès pour interpréter les données sismiques.

Approche supervisée en 5 classes	Approche non supervisée en 6 classes	Approche non supervisée en 9 classes
2	1	1
3	2	2
4	4 5	4 5
5	5 6	5 6 7 8 9
1	3	3

Table 1.12 : Équivalence de classes entre les électrofaciès supervisés à 5 classes et non supervisés en 6 et 9 classes sur tout le réservoir.

La Figure 1.38 montre une section stratigraphique habillée en électrofaciès obtenus par approche supervisée en 5 classes (sur tout le réservoir) dans le sens SO-NE (presque perpendiculaire à la direction générale de sédimentation), où on observe la variabilité latérale des différentes unités du membre Morichal. Les unités A, B1, B2 et E ont une grande variabilité latérale parce qu'elles correspondent à des environnements deltaïques et sont constituées de corps sableux très argileux et de peu de continuité verticale et horizontale, spécialement pour A et B1. Par contre les intervalles prospectifs C, F et G sont des corps sableux très continus, mais avec quelques intervalles argileux qui font barrière à l'écoulement. On peut voir aussi qu'au niveau de l'unité C le plus grand développement des chenaux est dans le centre de la section (puits L, M, N, et O).

La Figure 1.39 montre une section stratigraphique NO-SE, presque parallèle à la direction générale de sédimentation. À la différence de la Figure 1.38, les corps sableux sont ici très continus, comme on peut s'y attendre du fait que la direction de dépôt est N-S, spécialement dans les intervalles de sables massifs C et G.

L'analyse des résultats montre que les intervalles A, B1 et D sont de mauvaise qualité, que B2 (sauf pour puits A) et E sont de qualité intermédiaire, et que C, F et G sont composés d'excellentes roches réservoir. Cette interprétation coïncide avec la description donnée ultérieurement dans la section 3.1.1. En analysant aussi les résultats du point de vue pétrophysique, l'intervalle G, qui est le plus fluvial, est très propre avec des fortes valeurs de perméabilité. C est le deuxième en qualité de roche car représentatif d'un environnement de chenaux distributaires. Par contre B2, E, et F ont des environnements plus argileux (marais, plaine deltaïque, etc.). On s'attendra donc à discriminer mieux les fluides dans les intervalles C et G où les sables sont plus homogènes. Les subdivisions internes dans les intervalles C et G, ainsi que B2, E et F, jouent un rôle très important dans l'écoulement des fluides car

les intervalles de mauvaise qualité de roche sont des barrières à l'écoulement, spécialement à cause du caractère lourd de l'huile de Jobo, qui requiert de fortes perméabilités pour couler.

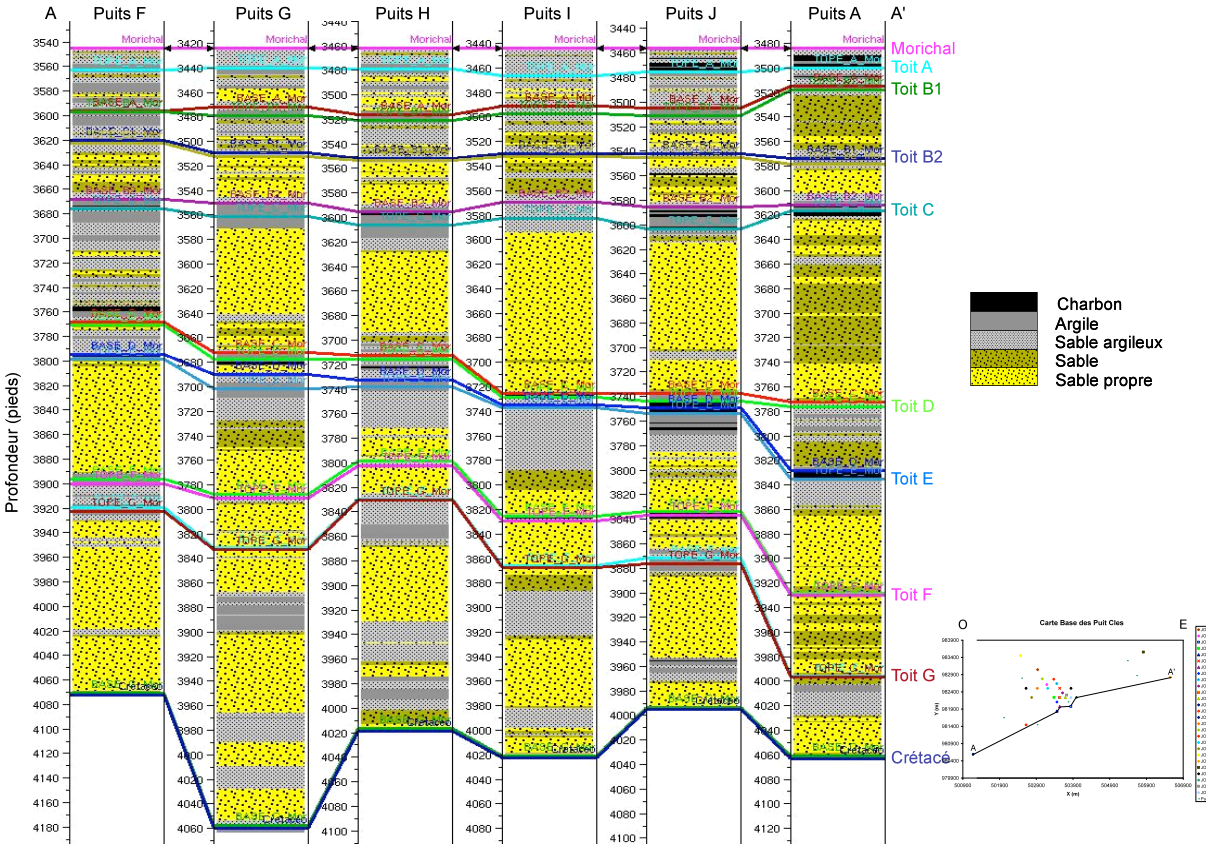


Figure 1.38 : Section stratigraphique des électrofaciès supervisés à 5 classes, orientée SO-NE.

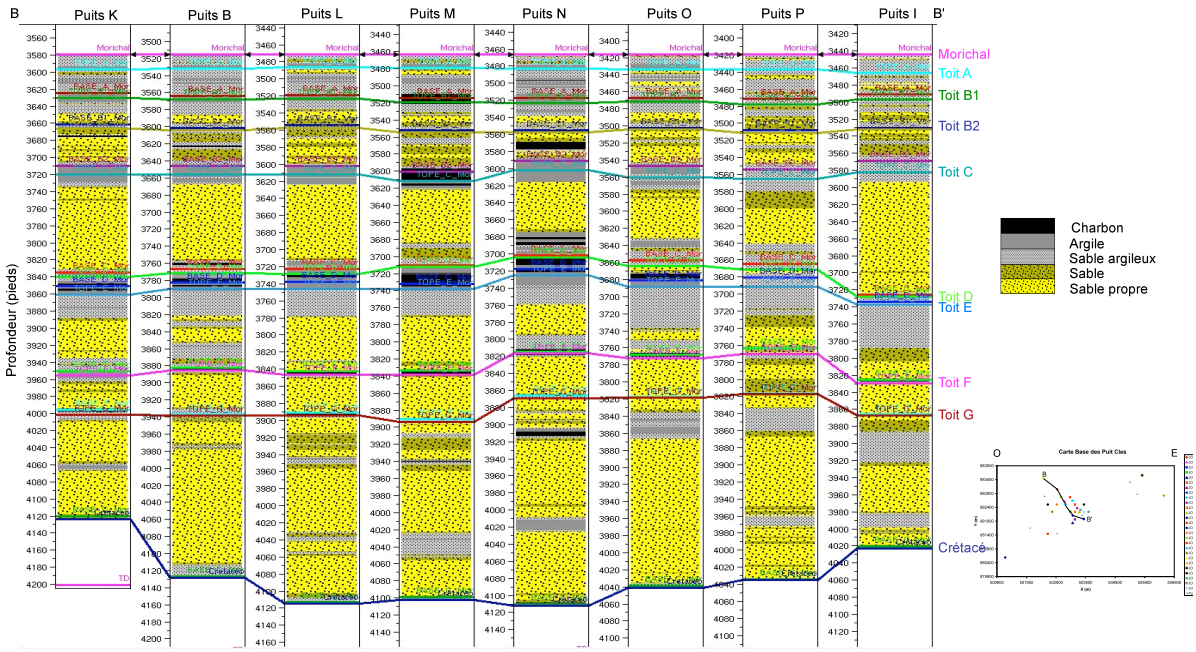


Figure 1.39 : Section stratigraphique des électrofaciès supervisés à 5 classes, orientée NO-SE.

En ce qui concerne la méthodologie IFP des électrofaciès, la sélection des variables est un aspect clé pour trouver une meilleure séparation entre classes. On doit donc éviter d'utiliser des variables avec plusieurs ordres de magnitude (comme la résistivité et la perméabilité). Sinon, il est nécessaire de faire une transformation des variables au travers d'une fonction comme par exemple le logarithme.

Le nombre de classes (ou électrofaciès) est un autre point important. Celui-ci dépend des données, de l'information disponible, et du niveau de détail voulu dans le modèle. Dans notre cas, l'approche non supervisée en 9 classes donne des détails très précis sur les faciès réservoir, car il existe une description de carotte avec seulement six faciès (cinq utiles). On a donc trouvé quatre classes de plus qui améliorent la résolution de la description de carotte avec la subdivision des sables propres et très propres en sous-catégories plus précises. Ce résultat montre le grand avantage de la combinaison des approches supervisée et non supervisée. La première définit la distribution des faciès connus et la deuxième donne les catégories inconnues (faciès non carottés) et/ou divise les catégories connues pour améliorer la description des hétérogénéités du réservoir. Cette capacité de description rend la méthodologie utilisée très puissante et capable d'être appliquée quelque soit le contexte : exploration ou caractérisation de réservoir.

Chapitre 2 :

Modèles de physique des roches ou pétro-acoustiques

Dans le premier chapitre on a établi les électrofaciès aux puits, leurs caractéristiques principales et leur distribution autant verticale qu'horizontale. Dans ce deuxième chapitre on fera le lien entre les propriétés pétrophysiques de ces faciès (porosité, contenu en argile, saturation de fluides, etc.) et les propriétés élastiques (incompressibilité, rigidité du cisaillement, vitesse de propagation des ondes, etc.). Ce lien permettra d'associer les mesures des diagraphies de puits aux mesures des amplitudes sismiques, ou plus précisément aux propriétés élastiques estimées à partir des données sismiques au moyen d'une inversion sismique.

La façon la plus juste d'établir le lien entre les puits et la sismique est d'utiliser l'acoustique des roches, appelée aussi pétro-acoustique ou physique des roches. Dans le cas des réservoirs gréseux peu consolidés on utilise la théorie d'amas de sphères développée par Mindlin (Mindlin, 1949) à partir des travaux d'Hertz, à la place de la théorie classique de Wyllie *et al.* (1956 ; 1958). La première calcule les propriétés élastiques en tenant compte de leur variation en fonction de la pression et de la distribution interne des grains dans la roche ; quant à la deuxième, elle considère la roche comme un système rigide à haute pression de confinement et qui surestime les propriétés élastiques des roches non consolidées à forte porosité (>30%).

La première partie de ce chapitre décrira les fondements de la physique des roches et les théories de champ moyen, qui sont utilisées pour décrire le système roche-fluides. La deuxième partie est dédiée à la théorie classique de la physique des roches pour des roches consolidées et explique pourquoi cette théorie ne fonctionne pas pour les roches non consolidées. La troisième partie présente la théorie pour les roches non consolidées. L'application de cette dernière théorie sur le champ Jobo, ses implications dans la réponse sismique et son usage pour la discrimination de lithologies et fluides sont présentées dans la quatrième partie.

1. Théorie de Champ Moyen : Limites de Voigt, de Reuss et de Hashin - Shtrikman.

Comment peut-on observer, décrire et calculer les propriétés microscopiques des roches à partir d'observations macroscopiques qui viennent des diagraphies et de la sismique ? De plus, comment peut-on vérifier la véracité de ces observations à partir d'analyses de carottes ? La réponse est de supposer que la roche se conduit comme un système composé d'un ou de plusieurs types de grains et de pores saturés de fluides, où les effets physiques affectent également la partie solide et la partie liquide de la roche. De cette façon les propriétés de la roche sont estimées en faisant la moyenne des propriétés composant le système. Ce type d'approximation est connu en physique sur le nom de théorie de *champ moyen* ou *champ effectif* (Mavko *et al.*, 1998).

À partir de là, pour calculer la moyenne effective des propriétés élastiques d'un mélange de grains et de pores saturés en fluides, il faut connaître : (1) la fraction volumique des phases (ou constituants) qui composent la roche (grains et pores), (2) la propriété élastique de chaque phase (dans le cas des pores c'est la propriété du fluide saturant) et (3) la géométrie de la distribution des phases les unes par rapport aux autres. Mais généralement, on ne connaît pas la distribution interne des grains et des pores de la roche. Les estimations sont donc faites seulement en fonction de la

fraction volumique des phases et des propriétés élastiques de chacune d'elles. Ainsi, il y a deux valeurs extrêmes des modules élastiques, qui indiquent les limites supérieure pour une roche solide (faible porosité, haute incompressibilité) et inférieure pour la suspension des grains (grains répartis dans un liquide), en supposant que chaque constituant est isotrope, linéaire et élastique (Mavko *et al.*, 1998).

La limite supérieure du module élastique M_V ou limite de Voigt (*Voigt Upper Bound*) (Voigt, 1928) est la moyenne arithmétique pondérée des N constituants des roches (différents types de grains et fluides) :

$$M_V = \sum_{i=1}^{N} f_i M_i \tag{2.1}$$

où f_i est la fraction volumique de la $i^{ème}$ phase et M_i le module élastique de la $i^{ème}$ phase. La limite de Voigt est appelée aussi moyenne d'iso-déformation parce qu'elle donne le rapport entre la contrainte moyenne et la déformation moyenne quand tous les constituants ont la même déformation. Cela correspond au modèle simple de ressorts en parallèle. Elle est utilisée pour des roches ou matériaux très rigides.

La limite inférieure du module élastique M_R ou limite de Reuss (*Reuss Lower Bound*) (Reuss, 1929) est la moyenne harmonique pondérée des N constituants des roches :

$$\frac{1}{M_R} = \sum_{i=1}^{N} \frac{f_i}{M_i} \tag{2.2}$$

où f_i et M_i ont la même signification que dans la limite de Voigt. Elle est appelée aussi moyenne d'iso-contrainte parce qu'elle donne le rapport entre la contrainte moyenne et la déformation moyenne quand tous les constituants sont soumis à la même contrainte. Cela correspond au modèle de ressorts en série. Cette configuration est typique de roches ou matériaux de faible consolidation ou en suspension.

Mathématiquement, le module élastique M_R peut représenter le module d'incompressibilité K, le module de rigidité de cisaillement μ ou le module de Young E de la roche. Et donc, les vitesses de compression V_p et de cisaillement V_s sont calculées à partir des modules d'incompressibilité et de cisaillement et de la densité ρ de la roche,

$$V_p = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}}, \qquad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{2.3}$$

Le problème avec les limites de Voigt et de Reuss est qu'elles représentent la situation extrême de la roche, trop consolidée ou en suspension, mais la plupart des roches réservoir ont des propriétés élastiques entre les deux limites (Figure 2.1). Hashin et Shtrikman (1963) ont estimé deux limites intermédiaires entre les limites de Voigt et de Reuss pour les roches dures et les roches tendres ou friables, limites plus réalistes et applicables, en considérant une roche composée de deux constituants (Figure 2.2). Les modules d'incompressibilité et de cisaillement du système à deux composants sont :

$$K^{HS\pm} = K_1 + \frac{f_2}{(K_2 - K_1)^{-1} + f_1(K_2 + 4/3\mu_1)^{-1}}$$

$$\mu^{HS\pm} = \mu_1 + \frac{f_2}{(\mu_2 - \mu_1)^{-1} + \frac{2f_1(K_2 + 2\mu_1)}{5\mu_1(K_1 + 4/3\mu_1)}} \qquad (2.4)$$

où K^{HS+} et μ^{HS+} sont les limites supérieures de Hashin-Shtrikman, K^{HS-} et μ^{HS-} les limites inférieures. K_1 et K_2 sont les modules d'incompressibilité, μ_1 et μ_2 les modules de cisaillement, et f_1 et f_2 les fractions volumiques de chaque constituant.

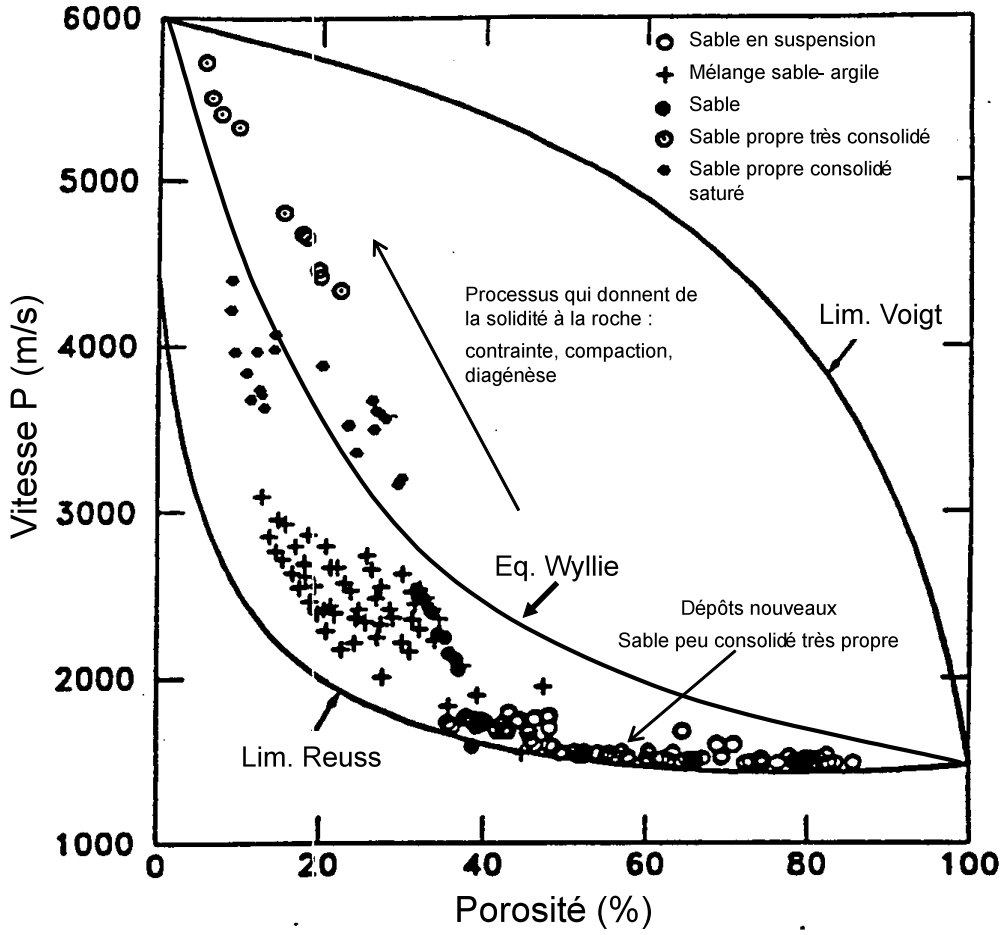


Figure 2.1 : Relations de Voigt, Reuss et Wyllie (Modifiée de Yin, 1992).

L'interprétation physique des limites du module d'incompressibilité est présentée schématiquement dans la Figure 2.2. L'espace est rempli d'un amas de sphères du constituant 2, entouré en périphérie par le constituant 1. Chaque sphère et sa périphérie ont des fractions volumiques f_1 et f_2. La limite supérieure est réalisée quand le constituant le plus dur forme la périphérie, tandis que la limite inférieure est réalisée quand le constituant le plus dur est dans le noyau (Mavko *et al.*, 1998).

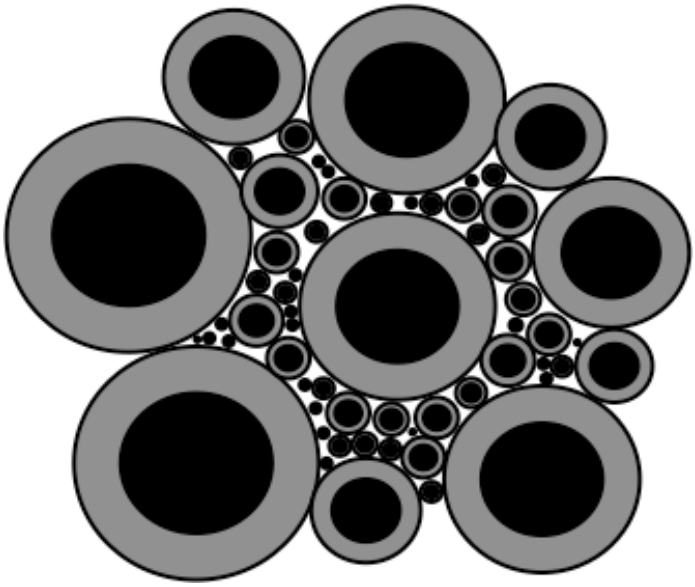


Figure 2.2 : Interprétation physique de la relation de Hashin-Shtrikman (Mavko *et al.*, 1998).

Berryman (1995) a adapté les équations de Hashin-Shtrikman à plus de 2 constituants :

$$\begin{aligned} K^{HS+} &= \Lambda(\mu_{\max}), K^{HS-} = \Lambda(\mu_{\min}) \\ \mu^{HS+} &= \Gamma(\zeta(K_{\max}, \mu_{\max}), \mu^{HS-} = \Gamma(\zeta(K_{\min}, \mu_{\min}) \end{aligned} \tag{2.5}$$

où

$$\begin{aligned} \Lambda(z) &= \left\langle \frac{1}{K(r)+4/3z} \right\rangle^{-1} - \frac{4}{3}z \\ \Gamma(z) &= \left\langle \frac{1}{\mu(r)+z} \right\rangle^{-1} - z \\ \zeta(K,\mu) &= \frac{\mu}{6}\left(\frac{9K+8\mu}{K+2\mu} \right) \end{aligned} \tag{2.6}$$

où $<x>$ est la moyenne de la quantité x pondérée par sa fraction volumique. On observe que quand μ_{min}=0, la limite inférieure de Hashin-Shtrikman est égale à la limite de Reuss, autrement dit la limite inférieure de Hashin-Shtrikman représente dans ce cas le module de grains en suspension.

Il existe d'autres moyennes ou modèles (Hill, Kuster-Toksöz, etc.) qui d'une façon ou d'une autre essaient de limiter les valeurs de K et μ, en faisant des suppositions sur la distribution interne de grains et pores, mais tous sont basés sur les limites de Voigt et Reuss (Mavko *et al.*, 1998).

2. Physique des roches consolidées

Les premiers travaux sur la physique des roches sédimentaires considéraient la roche poreuse comme un solide avec des espaces vides (poreux), similaire à un fromage de gruyère. Wyllie *et al.* (1956 ; 1958) ont établi à partir de mesures de laboratoire que l'inverse de la vitesse de compression de la roche est une fonction linéaire de la porosité :

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi}{V_{pf}} + \frac{1-\phi}{V_{ps}} \tag{2.7}$$

où V_p est la vitesse de compression de la roche, V_{pf} la vitesse de compression du fluide, V_{ps} la vitesse de compression de la partie solide (ou minérale) et ϕ la porosité. Cette équation exprime le temps total de transit à travers la roche comme la somme des temps de transit dans la partie solide et dans le fluide. Donc, elle est normalement appelée *équation de temps moyen*. Cette formule est applicable sur des roches isotropes soumises à de fortes pressions effectives, saturées à 100% de fluides.

La Figure 2.1 compare les prédictions des équations de Reuss, de Voigt et de Wyllie sur des données rassemblées par Yin (1992), Han (1986) et Hamilton (1956), qui vont depuis les grains en suspension jusqu'aux sables compacts très propres (sans argile). L'interprétation avancée est la suivante : l'augmentation de la vitesse depuis des grains en suspension jusqu'à la roche fortement consolidée est liée à des effets de contrainte, de compaction et de diagénèse. D'un autre côté, il est évident que l'équation de Wyllie surestime la vitesse pour des sédiments peu consolidés.

Dans un autre ordre d'idées, Tosaya (1982), Castagna *et al.* (1985) et Han (1986), entre autres, ont estimé des relations empiriques de vitesse en fonction de la porosité, en considérant le contenu d'argile dans la roche. Les relations ont la forme

$$V_p = C_1 - C_2\phi - C_3 V_{sh} \tag{2.8}$$

où ϕ est la porosité, V_{sh} la fraction volumique d'argile dans la roche, et C_1, C_2 et C_3 des constantes qui dépendent, entre autres variables, de la pression effective sur la roche. Le problème avec ces modèles est qu'ils sont prévus pour des types spécifiques de roches (principalement des roches du golfe du Mexique) et qu'il faut les valider ou les recaler pour d'autres roches réservoir dans le monde. De plus, les équations ont été estimées pour des roches entièrement saturées en eau ou complètement sèches.

3. Physique des roches non consolidées

D'après la Figure 2.1, il est clair que la relation de Wyllie (ainsi que les autres modèles) n'est pas applicable à des roches de forte porosité (>30%), ce qui est le cas des roches non consolidées. En effet, ces modèles ne prennent pas en considération la composition interne de la roche : la taille des grains, la distribution des pores et la présence de ciment entre les grains. Par exemple, Nur et Simmons (1969), Sayers (1988), Mavko *et al.* (1995) montrent que la vitesse augmente avec la

pression parce que les micropores de la roche qui sont perpendiculaires à la direction de déformation se ferment et réduisent l'espace poreux.

De même, les travaux de Tosaya (1982), Castagna *et al.* (1985) et Han (1986) démontrent que la présence d'argile dans la roche change fortement les propriétés élastiques. Cette variation du contenu d'argile est liée, entre autres facteurs, à l'environnement de sédimentation parce qu'un environnement de basse énergie donne des grains plus homogènes qui ont une meilleure distribution et de ce fait une porosité plus forte (vitesse plus faible), tandis que la sédimentation de haute énergie donne une distribution hétérogène des grains (différentes tailles généralement) qui diminue la porosité parce que cela réduit l'espace poreux (Avseth *et al.*, 2005). De plus, la taille des grains est proportionnelle à la surface de contact entre eux, c'est-à-dire qu'elle est inversement proportionnelle à la taille des micropores et des gorges de pores ; et comme on l'a mentionné, la réduction de ceux-ci produit une augmentation de la vitesse (Avseth *et al.*, 2005).

Donc, si l'on considère des sables non consolidés à forte porosité (>30%) avec de faibles contacts entre les grains, les valeurs de vitesse seront faibles. Par ailleurs, la configuration de la roche sera très sensible aux changements de pression et au contenu d'argile, qui modifiera les contacts entre les grains et la porosité de façon considérable.

Mindlin (1949), en se basant sur les travaux d'Hertz, a étudié les propriétés élastiques d'un amas de sphères homogènes de porosité ϕ, en fonction de l'action d'une pression hydrostatique de confinement P. Il a obtenu les expressions suivantes pour les modules d'incompressibilité K_{eff} et de cisaillement μ_{eff} effectifs des amas,

$$K_{eff} = \sqrt[3]{\frac{C^2(1-\phi)^2\mu^2}{18\pi^2(1-\nu)^2}P}$$

$$\mu_{eff} = \frac{5-4\nu}{5(2-\nu)}\sqrt[3]{\frac{3C^2(1-\phi)^2\mu^2}{2\pi^2(1-\nu)^2}P} \qquad (2.9)$$

où ϕ est la porosité de la roche, C le nombre de coordination ou nombre moyen de contacts entre grains, μ et ν le module de cisaillement et le coefficient de Poisson du minéral constitutif des grains, et *P* la pression de confinement.

A partir de cette relation, Dvorkin et Nur (1996) ont estimé la variation de la vitesse (modules d'incompressibilité et de cisaillement) par rapport à la porosité pour une roche sèche. Ils considèrent la configuration initiale à porosité critique, ϕ_c, (autour de 40% pour le sable), comme celle d'un système roche-fluide qui se comporte comme une suspension (limite de Reuss). A partir de là, la diminution de porosité (augmentation de la vitesse) peut se traduire de différentes façons :

1. Modèle de roche totalement non consolidé (*Friable Sand Model*) (Dvorkin et Nur 1996 ; Mavko *et al.*, 1998) : le comportement correspond à la limite inférieure du modèle de Hashin-Shtrikman (en utilisant l'équation 2.6), où la diminution de la porosité est due à la présence d'autres composants dans les pores (ex : grains d'argile).

$$K_{eff} = \left[\frac{\phi / \phi_c}{K_{HM} + 4/3\,\mu_{HM}} + \frac{1 - \phi / \phi_c}{K + 4/3\,\mu_{HM}} \right]^{-1} - 4/3\,\mu_{HM}$$

$$\mu_{eff} = \left[\frac{\phi / \phi_c}{\mu_{HM} + \beta} + \frac{1 - \phi / \phi_c}{\mu + \beta} \right]^{-1} - \beta \qquad (2.10)$$

$$\beta = \frac{\mu_{HM}}{6} \left(\frac{9K_{HM} + 8\mu_{HM}}{K_{HM} + 2\mu_{HM}} \right)$$

où K_{eff} et μ_{eff} sont respectivement les modules d'incompressibilité et de cisaillement effectifs de la roche, K_{HM} et μ_{HM} les modules d'incompressibilité et de cisaillement obtenus par le modèle d'Hertz-Mindlin, K et μ les modules d'incompressibilité et de cisaillement du constituant solide de la roche, ϕ_c la porosité critique et ϕ la porosité de la roche.

2. Modèle d'augmentation de la cimentation entre grains (*Contact Cement Model*) (Dvorkin et Nur, 1996 ; Mavko *et al.*, 1998) : la vitesse augmente (et la porosité diminue) suite à l'augmentation de ciment entre les grains,

$$K_{eff} = \frac{1}{6} C(1 - \phi_c) M_c S_n$$

$$\mu_{eff} = \frac{3}{5} K_{eff} + \frac{3}{20} C(1 - \phi_c) \mu_c S_\tau \qquad (2.11)$$

$$M_c = \rho_c V_{pc}^2 \text{ et } \mu_c = \rho_c V_{sc}^2$$

où K_{eff} et μ_{eff} sont respectivement les modules d'incompressibilité et de cisaillement effectifs de la roche, ϕ_c la porosité critique et C le nombre de coordination. M_c, ρ_c, V_{pc} et V_{sc} sont respectivement les modules de compression (module P), la densité, la vitesse de compression et la vitesse de cisaillement du ciment. S_n et S_τ sont des paramètres respectivement proportionnels à la rigidité en compression et en cisaillement de la combinaison de deux grains cimentés (Yin, 1992 ; Yin et Dvorkin, 1994 ; Dvorkin *et al.*, 1994).

3. Modèle à ciment constant entre grains (*Constant Cement Model*) (Avseth *et al.*, 2000 ; 2005) : ce modèle est une combinaison des deux derniers modèles parce que les grains à forte porosité sont en contact à travers une faible couche de ciment constant, et la diminution de la qualité de la roche est due à la présence de petits grains dans les pores (détérioration du classement des grains). Donc, à partir de la porosité critique on calcule la limite supérieure de porosité des grains cimentés, ϕ_b, en suivant le modèle d'augmentation de ciment. Puis la porosité diminue comme dans le modèle totalement non consolidé, au moyen de la limite inférieure de Hashin-Shtrikman, à partir de la porosité ϕ_b.

$$K_{eff} = \left[\frac{\phi / \phi_b}{K_b + \frac{4}{3}\mu_b} + \frac{1 - \phi / \phi_b}{K + \frac{4}{3}\mu_b} \right]^{-1} - \frac{4}{3}\mu_b$$

$$\mu_{eff} = \left[\frac{\phi / \phi_b}{\mu_b + \beta} + \frac{1 - \phi / \phi_b}{\mu + \beta} \right]^{-1} - \beta \qquad (2.12)$$

$$\beta = \frac{\mu_b}{6}\left(\frac{9K_b + 8\mu_b}{K_b + 2\mu_b} \right)$$

où K_{eff} et μ_{eff} sont respectivement les modules d'incompressibilité et de cisaillement effectifs de la roche, K et μ les modules d'incompressibilité et de cisaillement du constituant solide de la roche, et ϕ la porosité de la roche. K_b et μ_b sont respectivement les modules d'incompressibilité et de cisaillement effectifs de la roche à la porosité critique des grains légèrement cimentés ϕ_b. Ils sont estimés à partir du modèle d'augmentation de la cimentation entre grains.

La Figure 2.3 montre une explication schématique des trois modèles, avec les configurations initiales des modèles aux porosités critiques ϕ_c et ϕ_b à droite, et à gauche les schémas des modèles avec une porosité réduite par la présence de petits grains (généralement d'argile) dans les pores.

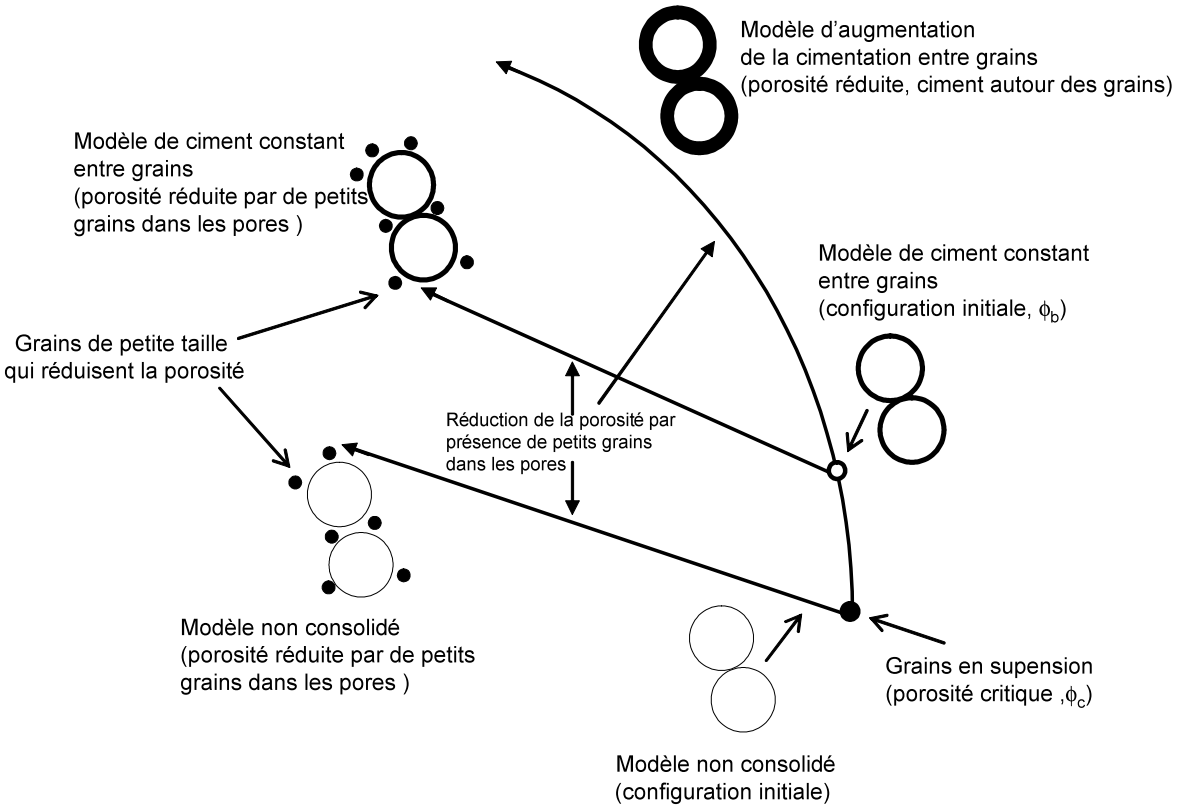


Figure 2.3 : Interprétation physique des modèles pour des roches peu consolidées (Modifié d'Avseth *et al.*, 2005).

4. Modélisation de la physique des roches du champ Jobo

La Figure 2.4 représente la vitesse de compression (V_p) en fonction de la porosité pour les sables propres de l'intervalle G du champ Jobo. On peut voir clairement deux tendances parallèles : une avec des vitesses plus fortes (environ 2850 m/s) pour les puits A et B, et une autre avec des vitesses plus faibles (environ 2630 m/s) pour le puits C, c'est-à-dire une différence de vitesse entre les deux tendances d'environ 220 m/s. Les courbes superposées montrent la limite de Reuss (ligne noire) et les modèles 1) non consolidés (ligne marron), 2) d'augmentation de la cimentation entre grains (ligne cyan) et 3) de ciment constant entre grains (ligne bleue). Les trois derniers modèles sont calculés pour une porosité critique ϕ_c de 40% et une porosité critique de grains cimentés ϕ_b de 39%. La Figure 2.5 montre le même graphique pour l'intervalle C, où les points sont mieux ajustés aux modèles précédents. Dans ce cas, la partie inférieure de l'intervalle C du puits A tombe sur le domaine non consolidé, comme le puits C. Le moins bon calage des données aux modèles pour l'intervalle G peut être dû à une légère augmentation du gradient de la pression de surcharge qui augmente le contact entre grains, ce qui entraîne l'augmentation de la vitesse. Une autre cause possible peut être la présence d'une quantité minime (presque négligeable) de ciment de quartz sur les grains. Malheureusement aucune de ces hypothèses ne peut être vérifiée parce qu'il n'y a pas de données de carottes disponibles pour les puits B et C.

En ce qui concerne l'intervalle C, il existe deux niveaux d'arrangement des grains dans le champ Jobo, l'un de grains non consolidés, représenté par les puits A et C dans les intervalles B2 (non montré) et C inférieur, et l'autre de grains très légèrement consolidés par la présence de ciment de quartz sur leur pourtour aux puits B et A (hors B2 et C inférieur). Les deux types d'arrangement diminuent la porosité de la roche à cause de la présence de petits grains d'argile, principalement kaolinite, entre les pores.

Ces observations ont été vérifiées par les analyses de carottes, comme les présente la Figure 2.6, où les lames minces montrent la différence de consolidation entre les intervalles, supérieur et inférieur, de C pour le puits A. Le premier correspond à un sable peu consolidé avec un certain contact entre les grains de petite taille à cause de la présence de ciment de quartz autour des grains, tandis que le deuxième correspond à un sable à gros grains de quartz avec un très faible (presque nul) contact entre eux. La Figure 2.7 montre la même section que la Figure 2.6 vue à la microscopique électronique, qui fait ressortir la surface de surcroît du quartz et la présence de kaolinite qui connecte les grains. D'après le modèle d'Hertz-Mindlin, les modules d'incompressibilité et de cisaillement (respectivement V_p et V_s) sont proportionnels au nombre de coordination ou de contact entre grains, C. Une augmentation du contact entre grains, même très faible, résulte donc en une augmentation de vitesse (Dvorkin et Nur, 1996 ; Avseth *et al.*, 2000). Sur le champ Jobo, la réduction de porosité d'environ 1% (ϕ_c-ϕ_b) à cause de la présence de ciment produit une augmentation de la vitesse d'environ 220 m/s. Des résultats similaires ont été publiés par Avseth *et al.* (2000) pour un réservoir de la Mer du Nord, où 2% de réduction de la porosité à cause du ciment entre les grains entraîne une augmentation de la vitesse de 500 m/s. Notre résultat est très important parce qu'un écart de 220 m/s (environ 8%) de vitesse peut causer une réponse sismique très différente, comme on le montrera dans la section sur la modélisation *AVO* (chapitre 3).

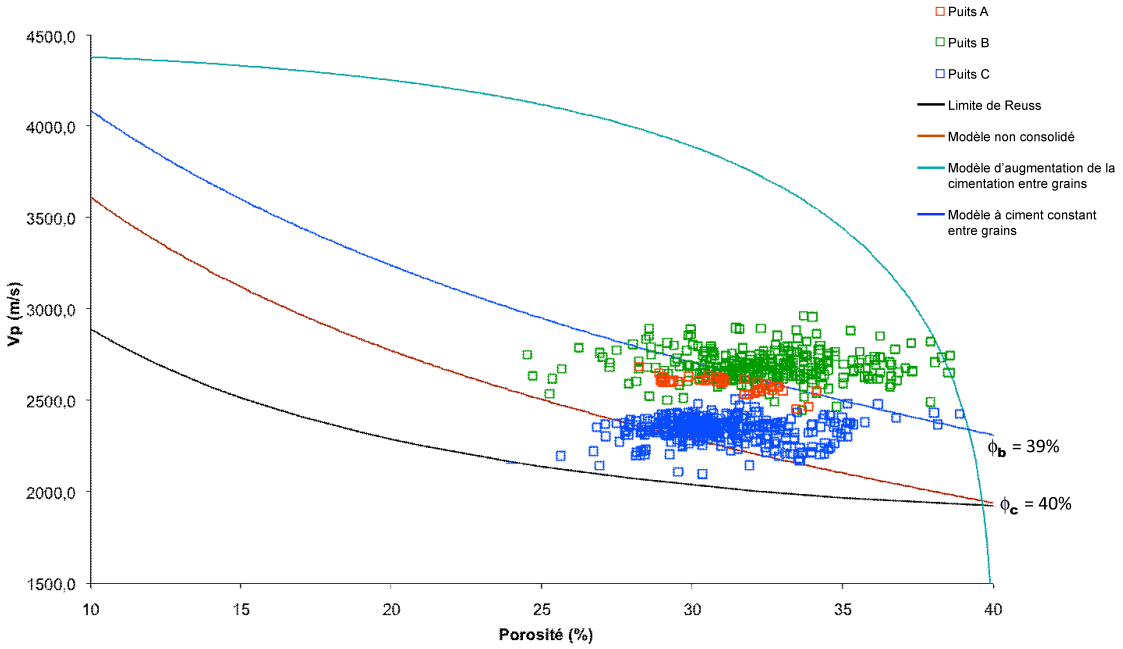


Figure 2.4 : Modèles de physique des roches pour l'intervalle G. Limite de Reuss et les modèles : non consolidés (ϕ_c=40%), d'augmentation de ciment et de ciment constant (ϕ_b=39%).

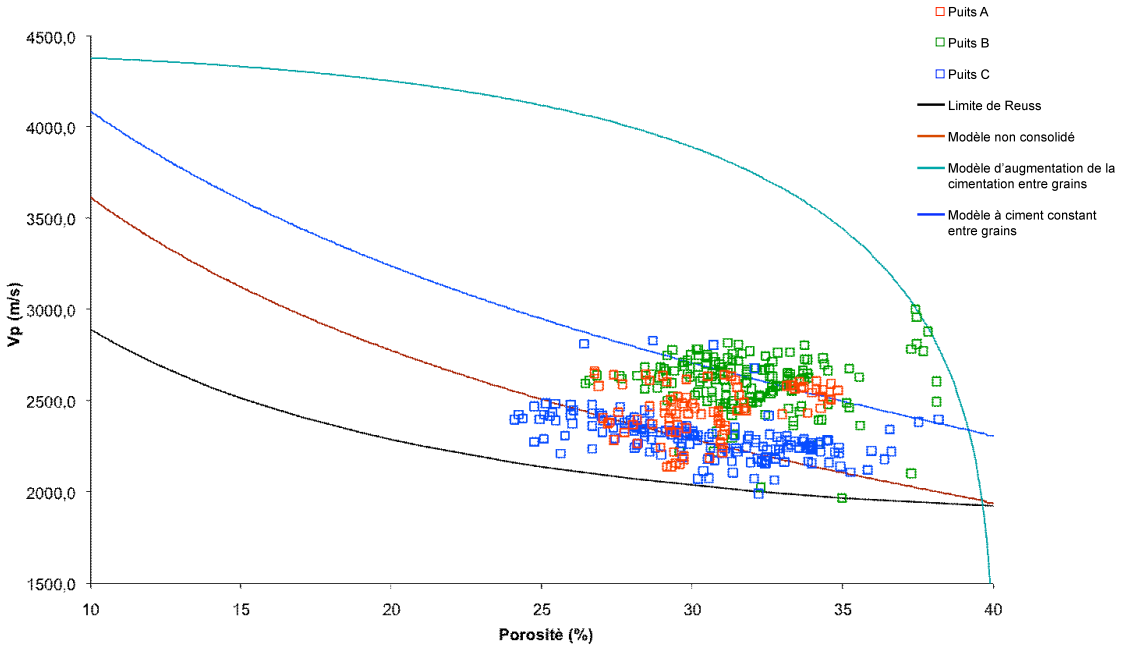


Figure 2.5 : Modèles de physique des roches pour l'intervalle C. Limite de Reuss et les modèles : non consolidés (ϕ_c=40%), d'augmentation de ciment et de ciment constant (ϕ_b=39%).

a) b)

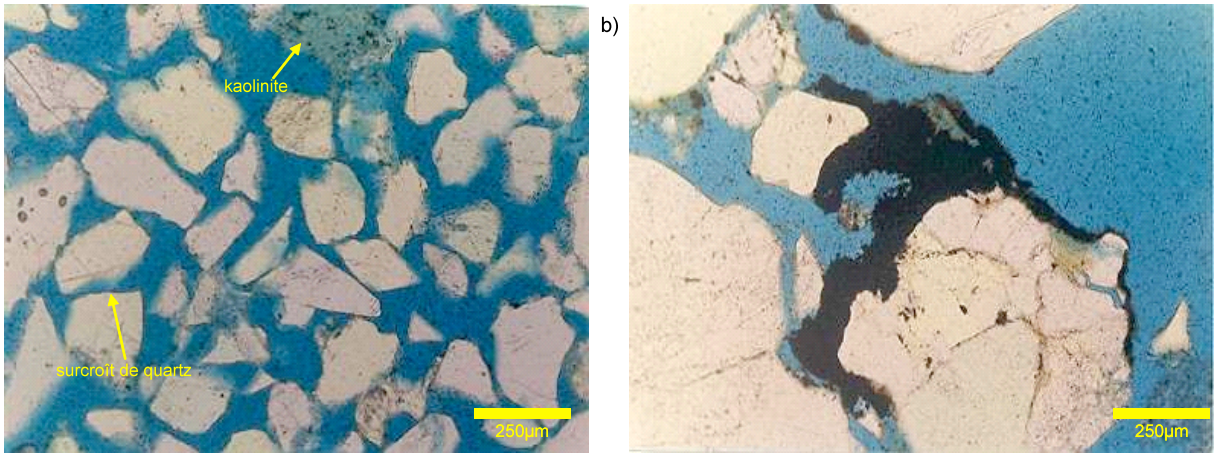


Figure 2.6 : Lames minces sur carottes, qui montrent la différence de consolidation et de taille de grains au niveau de l'intervalle C du puits A : a) 1108 m (C supérieur) et b) 1144 m (C inférieur).

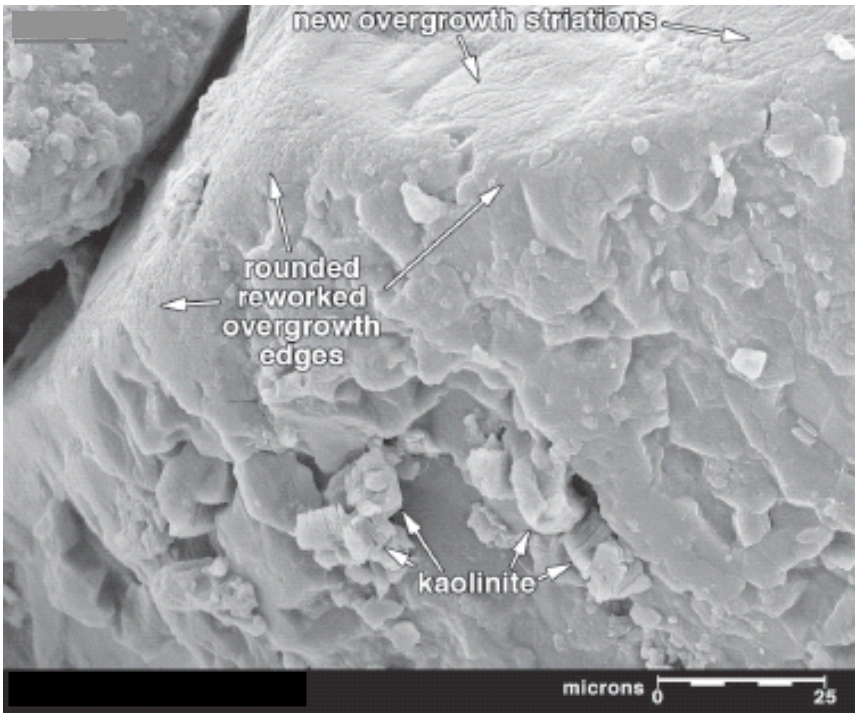


Figure 2.7 : Lames minces en microscopie électronique de 7a), montrant le surcroît de quartz et la présence de kaolinite entre les grains de quartz.

Dans le cadre de la discrimination des lithologies et des fluides, un graphique appelé *Rock Physics Templates* (Avseth *et al*., 2005) représente le rapport V_p/V_s en fonction de l'impédance acoustique I_p, superposé aux modèles non consolidés des constituants de la roche. La Figure 2.8 présente ce graphique pour le puits A. La ligne grise représente le modèle non consolidé de l'argile (roche constituée par 100% d'argile) et la ligne bleue celui du sable avec une saturation d'eau S_w de 100%. Les lignes de couleur qui partent du modèle non consolidé du sable représentent le même modèle, chacune pour une porosité totale fixée, la saturation d'eau variant de 0% à 100%. Ces lignes sont estimées à partir des équations des modules d'incompressibilité et de cisaillement du modèle non consolidé (2.10, section 3), puis

en leur appliquant les équations de substitution de fluides de Gassmann (Gassmann, 1951 ; Avseth *et al.*, 2005) afin d'estimer I_p et V_p/V_s pour les différentes saturations d'eau.

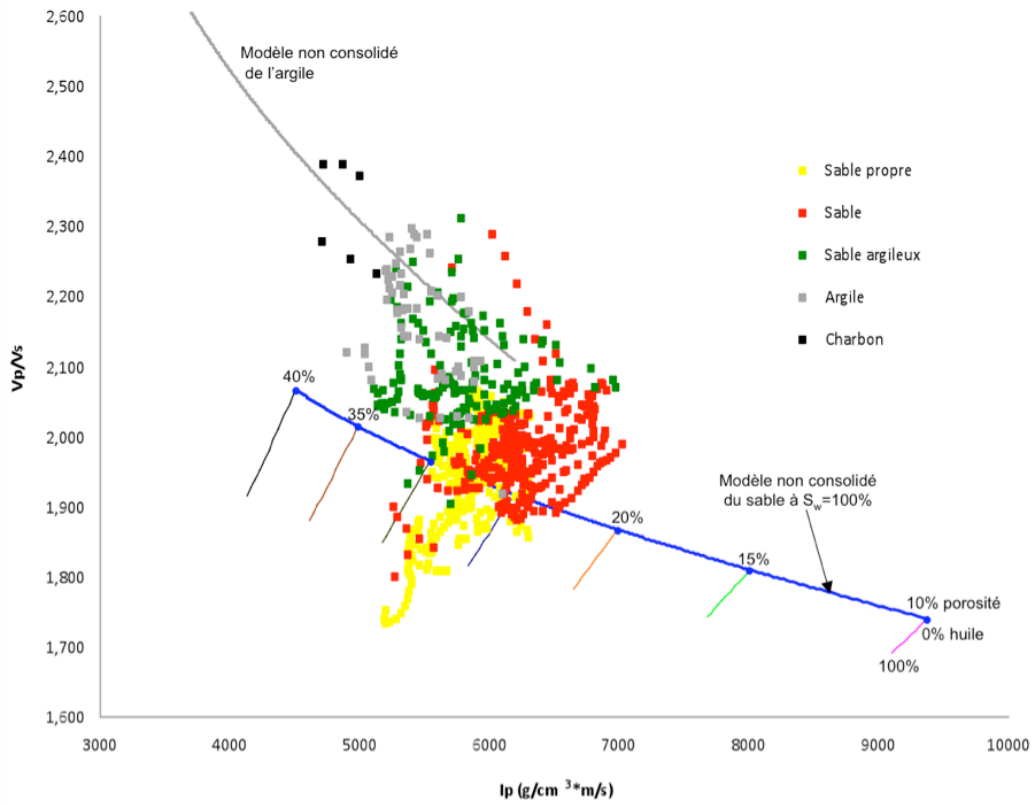


Figure 2.8 : Rock Physics Templates (I_p vs V_p/V_s) du puits A.

Les équations de Gassmann permettent d'estimer le module d'incompressibilité de la roche saturée en fluide K_{sat} à partir des modules d'incompressibilité du minéral constituant de la roche K_m, du fluide saturant de la roche K_f, du module d'incompressibilité de la roche sèche K_{dry} et de la porosité ϕ :

$$\frac{K_{sat}}{K_m - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_m - K_{dry}} + \frac{K_f}{\phi(K_m - K_f)} \tag{2.13}$$

Le module de cisaillement de la roche saturée μ_{sat} est égal au module de cisaillement de la roche sèche μ_{dry}, car les ondes S ne se propagent pas dans le fluide. La densité de la roche saturée ρ_{sat} devient :

$$\rho_{sat} = \phi\rho_f + (1-\phi)\rho_m \tag{2.14}$$

où ρ_f est la densité du fluide et ρ_m est la densité du minéral constituant.

Dans le cas de deux ou plus minéraux constituant la roche, on estime un K_m effectif en utilisant la moyenne de Hill, la moyenne arithmétique des moyennes de

Voigt et de Reuss (Mavko et al.,1998); et s'il y a au moins deux fluides saturants, K_f effectif est obtenu à partir de la moyenne de Reuss.

Le modèle de l'argile suppose une roche composée à 100% de kaolinite (K=*17 GPa* et μ=*7,5 GPa*), saturée à 100% d'eau et d'une porosité critique ϕ_c de *70%*. Dans le cas du modèle du sable, la roche est composée à 100% de quartz (K=*39 GPa* et μ=*44 GPa*), saturée à 100% d'eau et avec une porosité critique ϕ_c de *40%*. Le choix de la kaolinite et du quartz comme uniques minéraux constituant respectivement l'argile et le sable, est le résultat de l'analyse de la carotte du puits A qui montre que ces minéraux représentent plus de 90% des argiles et des sables du réservoir.

Il faut noter que l'huile lourde au dessous d'une certaine température (d'environ 60ºC) peut se conduire comme un quasi-solide (Batzle *et al.*, 2006). Dans ce cas le module de cisaillement de l'huile n'est pas négligeable par rapport à celui de la roche. En conséquence, $\mu_{dry} \neq \mu_{sat}$, ce qui est en contradiction avec un des résultats des équations de Gassmann.

Dans le cas du réservoir Morichal, l'huile lourde de degré API égal à 10° est à une température de 64°C, ce qui entraîne une valeur pour le module de cisaillement du fluide μ_f d'environ *0,3* GPa, selon les mesures de laboratoires de Batzle *et al.* (2006) (Figure 2.9). Cette valeur est négligeable en comparaison avec les modules de cisaillement des principaux composants de la roche du réservoir (sable et kaolinite). Han et al. (2007b) montrent aussi que, pour une température supérieure à 60°C, V_s est proche de zéro. Par conséquent, $\mu_{dry} = \mu_{sat}$ et les équations de Gassmann sont valides pour le réservoir Morichal. Dans le cas où l'huile lourde serait quasi-solide (Température < 60 °C), il faudrait la traiter comme un deuxième squelette (différent de la partie minéral) qui remplit les pores et contribue au terme de K_{dry} de la roche totale (Ciz et Shapiro, 2007).

L'impédance acoustique I_p est réputée être un bon discriminant des lithologies et plus ou moins des fluides, car elle augmente quand la roche devient plus dure ou moins poreuse et elle diminue quand la roche devient moins consolidée, plus poreuse ou si le fluide dans la roche est moins dense (Domenico, 1976 ; Castagna *et al.*, 1985 ; Mavko *et al.*, 1998). Par ailleurs, le rapport V_p/V_s est connu comme un excellent discriminateur de fluides puisque lorsque l'huile remplace l'eau dans le réservoir, V_p diminue mais V_s est insensible au changement de fluides (sauf dans le cas de huile lourde très visqueuse) (Gassmann, 1951 ; Domenico, 1976 ; Mavko *et al.*, 1998) ; donc une roche saturée en huile a un rapport V_p/V_s plus faible que la même roche saturée en eau. De cette façon, la Figure 2.1 montre clairement que les sables poreux (points jaunes) ont un rapport V_p/V_s plus faible que les autres lithologies. Les points qui tombent au dessous de la ligne du modèle non consolidé (ligne bleue) représentent les sables très poreux et fortement saturés en huile de B2 et C inférieur, tandis que les autres points jaunes, rouges et verts au dessus de la ligne représentent les sables moins poreux et moins saturés en huile des autres intervalles. L'argile et le charbon sont principalement groupés autour de la ligne du modèle d'argile. Les sables argileux (points verts) qui tombent autour de la ligne du modèle d'argile et les argiles qui tombent près du modèle du sable sont des points à la limite entre les classes de faciès des sables argileux et des argiles sableuses (chapitre 1, section 3). Cette limite est toujours très difficile à déterminer à cause de la similarité entre les propriétés élastiques et pétrophysiques des deux faciès. Un argument similaire explique les points rouges des sables qui tombent au dessus de

la ligne du modèle d'argile : il s'agit de sable à la limite entre cette classe et la classe de sable argileux.

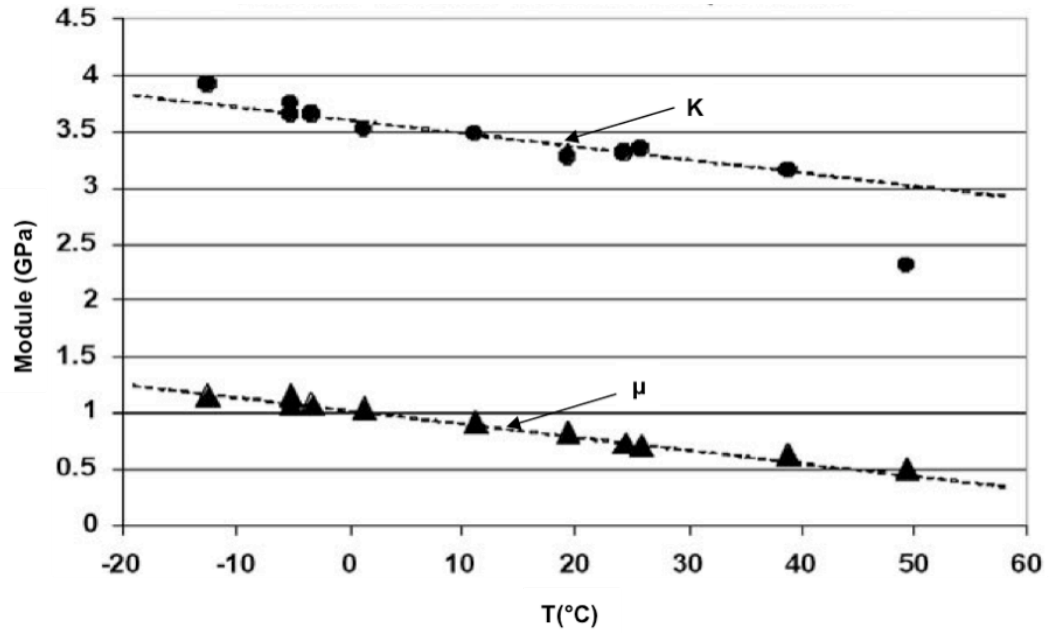


Figure 2.9 : Modules d'incompressibilité K et de cisaillement μ de l'huile lourde en fonction de la température (Modifiée de Batzle *et al.*, 2006). On observe qu'à une température supérieure à 60 °C la valeur de μ est négligeable (<0,3 GPa) par rapport à μ du minéral.

5. Discussion des résultats

Les résultats précédents montrent les caractéristiques particulières des sables non consolidés du réservoir Morichal. En premier lieu, ce type de lithologies doit être traité à l'aide du modèle de la théorie d'amas de sphères comme celui d'Hertz-Mindlin et de ses modèles dérivés : non consolidé, augmentation de la cimentation entre grains et ciment constant entre grains. Ces ensembles de modèles permettent d'expliquer le comportement mécanique du réservoir et la variation des propriétés élastiques par rapport aux lithologies, propriétés pétrophysiques et types de fluides.

Les deux niveaux de consolidation observés sur les V_p aux puits indiquent aussi deux types de roches réservoir avec une porosité similaire, mais une saturation d'huile plus forte pour la roche moins consolidée, ce qui entraîne une meilleure qualité comme réservoir. Donc, cette différence de vitesse est due à un processus de sédimentation. Cela ne doit pas être confondu avec une variation de vitesse due à un mouvement de fluides, conséquence de la production d'hydrocarbure, qui peut être du même ordre de grandeur.

Finalement, on a observé que I_p et le rapport V_p / V_s sont de bonnes variables discriminantes des lithologies et des fluides et pourraient être exploitées dans un cadre d'inversion sismique (Connolly, 1999). De plus, grâce aux modèles de physique des roches, on peut lier V_p (ou I_p) à la porosité et ainsi utiliser les données sismiques comme variable secondaire pour l'habillage en porosité du réservoir au moyen d'un cokrigeage géostatistique par exemple.

Chapitre 3 :
Amplitude vs Offset (AVO)

Dans le précédent chapitre on a parlé de la physique des roches comme outil pour lier les propriétés pétrophysiques et élastiques des roches. Il est montré aussi comment les variables élastiques permettent de discriminer lithologies et fluides dans un réservoir pétrolier. Dans ce chapitre, on étudiera les variations des propriétés élastiques aux interfaces de contact entre deux lithologies à l'aide de la théorie *AVO* (*Amplitude vs Offse*t), qui regarde la variation de l'amplitude avec la distance source-récepteur (*Offset*). Il faut noter qu'on parlera indistinctement d'*AVO* ou d'*AVA* (*Amplitude vs Angle*, qui regarde la variation de l'amplitude avec l'angle d'incidence) car les deux représentent le même phénomène dans 2 domaines distincts : on peut passer d'un domaine à l'autre au moyen de l'équation de *NMO* (Yilmaz, 1988) en considérant la vitesse du milieu connu homogène.

La première partie du chapitre présente la théorie *AVO* pour estimer le coefficient de réflexion R_p d'une onde P (compression) incidente à l'interface de deux milieux avec des propriétés élastiques différentes, en fonction de l'offset ou de l'angle d'incidence et la classification de types de réservoirs selon le comportement de R_p. La deuxième partie du chapitre montre la modélisation *AVO* sur le champ Jobo pour avoir le comportement de la réponse sismique par rapport à l'angle d'incidence dans du sable non consolidé à huile lourde, et comment ce comportement peut être exploité pour la discrimination de lithologies et fluides.

1. Théorie

Il est bien connu en géophysique depuis les travaux de Zoeppritz (1919), que le coefficient de réflexion sismique sur une interface entre deux milieux semi-infinis, isotropes, homogènes et de propriétés élastiques légèrement différentes (respectivement V_{P1}, V_{S1}, ρ_1 et V_{P2}, V_{S2}, ρ_2), varie avec l'angle d'incidence, connu dans la littérature comme effet *AVO* (Amplitude Versus Offset ou distance source-récepteur) (Figure 3.1) (Koefoed, 1955 ; Ostrander, 1984 ; Castagna et Backus, 1993 ; Hilterman, 2001). Cette variation est un excellent indicateur de la présence d'hydrocarbure, surtout de gaz, parce que généralement le coefficient de réflexion au toit d'un réservoir de gaz augmente (en valeur absolue) avec l'angle d'incidence, alors que le coefficient de réflexion au toit d'un réservoir rempli d'eau diminue (en valeur absolue) avec l'angle d'incidence.

Aki et Richards (1980) et Shuey (1985), entre autres, ont simplifié les équations de Zoeppritz pour étudier le phénomène d'*AVO* et en faciliter l'analyse à partir des données sismiques. Ainsi, l'expression du coefficient de réflexion d'une onde de compression sur une interface à un angle d'incidence θ par Aki-Richards est :

$$R_P(\theta) \approx A + B\sin^2\theta + C(\tan^2\theta - \sin^2\theta) \qquad (3.1)$$

où

$$A = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho}\right), \qquad \mathrm{B} = \frac{1}{2}\frac{\Delta V_p}{V_p} - 2\frac{V_s^2}{V_p^2}\left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + 2\frac{\Delta V_s}{V_s}\right), \qquad \mathrm{C} = \frac{1}{2}\frac{\Delta V_p}{V_p}$$

$$\Delta V_p = V_{p2} - V_{p1}, \qquad \Delta V_s = V_{s2} - V_{s1}, \qquad \Delta\rho = \rho_2 - \rho_1 \qquad (3.2)$$

$$V_p = \frac{V_{p2} + V_{p1}}{2}, \qquad V_s = \frac{V_{s2} + V_{s1}}{2}, \qquad \rho = \frac{\rho_2 + \rho_1}{2}$$

L'interprétation physique des paramètres A, B et C est la suivante : A représente le coefficient de réflexion d'une onde P à un angle d'incidence de 0°, B est la contribution aux angles moyens ($\theta < 30°$) et C la contribution aux grands angles ($\theta > 30°$). D'un autre côté, pour $\theta < 30°$, le troisième terme de l'approximation d'Aki-Richards est négligeable. L'équation 3.1 devient $R_P(\theta) \approx A + B\sin^2\theta$, une équation linéaire en $sin^2\theta$ ou en θ, car $sin^2\theta \approx \theta$ quand $\theta < 30°$. A et B sont respectivement égaux à l'ordonnée à l'origine (ou intercepte) et au gradient (ou pendage) de cette approximation linéaire de R_p.

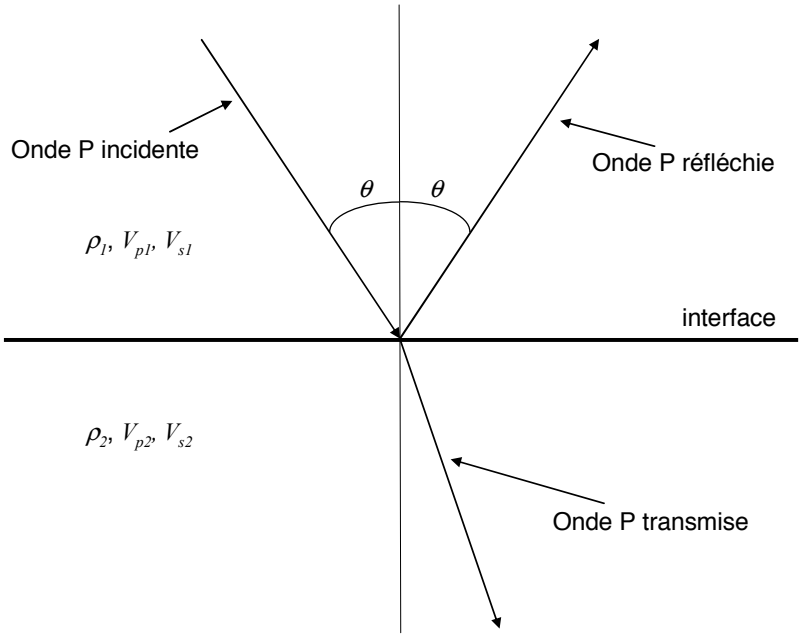


Figure 3.1 : Trajet d'une onde de compression P se réfléchissant avec un angle d'incidence θ à l'interface de deux espaces semi-infinis, isotropes, homogènes et de propriétés élastiques respectives (V_{P1}, V_{S1} et ρ_1) et (V_{P2}, V_{S2} et ρ_2).

Rutherford et Williams (1989) puis Castagna *et al.* (1998) ont défini les classes d'*AVO* pour différentes configurations de lithologies sable/argile et de fluides, à partir des approximations d'Aki-Richards et de Shuey (Figure 3.2) :

Classe I : Le coefficient de réflexion R_p, qui est positif à $\theta = 0°$, diminue (en valeur absolue) avec l'angle d'incidence, donc A est positif et B est négatif. C'est un cas typique de sables profonds (>3000 m) de forte impédance acoustique par rapport à celle des argiles qui les entourent.

Classe II : R_p diminue (en valeur absolue) avec l'angle d'incidence, mais il est très faible et il peut être positif ou négatif à $\theta = 0°$: A peut être positif ou négatif et B est toujours négatif. C'est le cas de sables avec un faible contraste d'impédance par rapport aux argiles qui les entourent, comme dans le cas du champ Jobo. La particularité de la classe II est que la phase du signal sismique peut changer si R_p change de signe, rendant difficile la possibilité de suivre la réflexion sismique. Par ailleurs, les sables de classe II sont détectables seulement à de grands angles d'incidence, rendant nécessaire la mise à disposition d'un cube sismique pour les grands angles ou grands offsets (*far stack*) (Hilterman, 2001).
Classe III : R_p, négatif à $\theta = 0°$, diminue (devient plus négatif) avec l'angle d'incidence ; ainsi A et B sont tous les deux négatifs. C'est le classique point brillant (*brigth spot*) en sismique qui est typique des sables saturés en hydrocarbures (généralement de gaz) avec une impédance plus faible que les argiles qui les entourent.
Classe IV : R_p, négatif à $\theta = 0°$, augmente avec l'angle d'incidence : A est négatif et B est positif. C'est le cas typique d'un sable saturé d'hydrocarbure qui a une impédance plus forte que les argiles qui l'entourent.

Notons que les classes *AVO* ont été définies pour des réservoirs de sables saturés de gaz, mais tous les sables saturés d'hydrocarbures (incluant l'huile lourde) ont un gradient *AVO* plus faible que celui des sables à eau (Avseth *et al.*, 2005). La différence entre le sable à gaz et le sable à huile est que la valeur de l'intercepte *AVO* du premier est toujours plus faible (généralement négative) que celui du deuxième, alors que le gradient *AVO* est plus fort pour un sable à gaz que pour un sable à huile, autrement dit le sable à gaz sera plus loin de la ligne de *Background trend* (valeur de A et B pour les argiles et les sables à eau) que le sable à huile car le contraste d'impédance du premier avec le sable à eau ou les argiles est plus fort que celui du deuxième. Ainsi, dans le cas d'huile lourde les points dans un graphique de B en fonction de *A* tomberaient à côté du *Background trend*, c'est-à-dire que les sables à huile lourde seraient plutôt des sables de classes I ou II, dépendant des contrastes d'impédance avec les roches non réservoir (sables à eau et argiles).

2. Modélisation Amplitude Versus Offset (*AVO*) sur le champ Jobo

Une modélisation *AVO* (à l'aide du logiciel EasyTrace™) a été faite sur le champ Jobo afin d'étudier aux puits les coefficients de réflexion aux toits des différents intervalles du réservoir et d'observer leur variation avec l'angle d'incidence. Ceci permet de mieux comprendre la réponse sismique et d'aider au calage sismique-puits (chapitre 4). De plus, on veut étudier la capacité discriminante des attributs *AVO* en termes de lithologies et de fluides.

Cette modélisation *AVO* a été appliquée aux puits A, B et C. Elle comprend trois étapes. D'abord, pour un puits donné, les valeurs des diagraphies de vitesses V_p, V_s et de densité ρ sont moyennées pour chaque intervalle du réservoir et au dessus (membres Yabo, Jobo, Pilon et formation Freites). Ensuite, les coefficients de réflexion au niveau de la formation Oficina sont estimés grâce à l'approximation d'Aki-Richards pour des angles d'incidence entre $\theta = 0°$ et $40°$ (représentation *AVA* et non *AVO*), puis passés en temps. Finalement, les coefficients de réflexion en temps sont convolués par une ondelette de type Ricker de fréquence centrale de $50\ Hz$,

similaire à celle de la sismique (Chapitre 4), ce qui fournit le sismogramme synthétique du puits (i.e. l'ensemble des traces sismiques synthétiques du puits pour les angles d'incidence demandés).

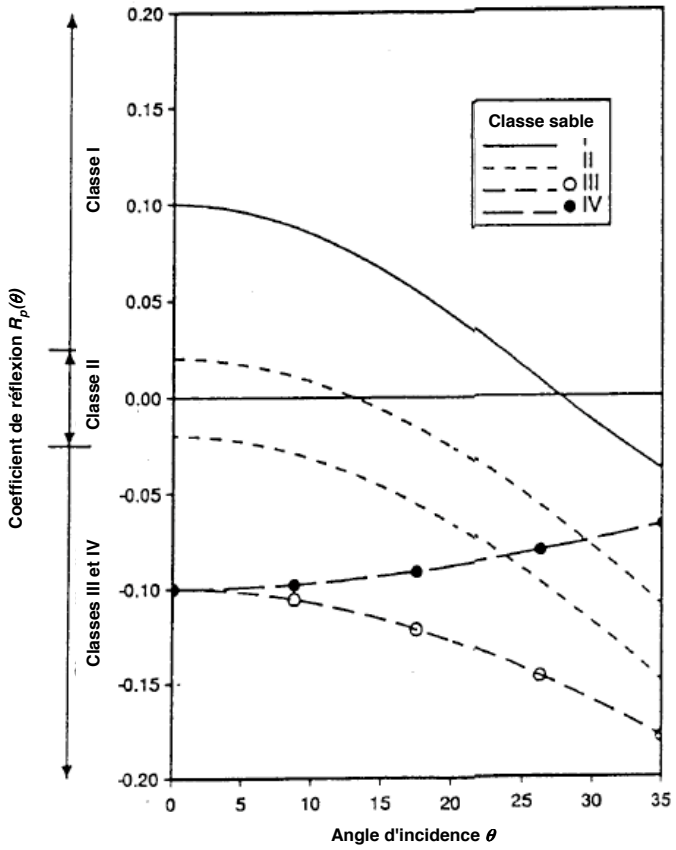


Figure 3.2 : Coefficient de réflexion $R_p(\theta)$ versus angle d'incidence θ pour les différentes classes d'*AVO*. Les courbes représentent l'effet *AVO* pour le cas de sables à gaz (Modifiée de Castagna *et al.*, 1998).

La Figure 3.3 présente les résultats obtenus pour les 3 puits avec les valeurs moyennes par intervalles de V_p, V_s et Densité. Le toit D n'est pas représenté pour donner plus de clarté à la figure car ce toit est proche du toit E et leurs réponses sismiques sont confondues. Le contact eau-huile (WOC) dans le sismogramme du puit B est aussi indiqué à $1126\ ms$.

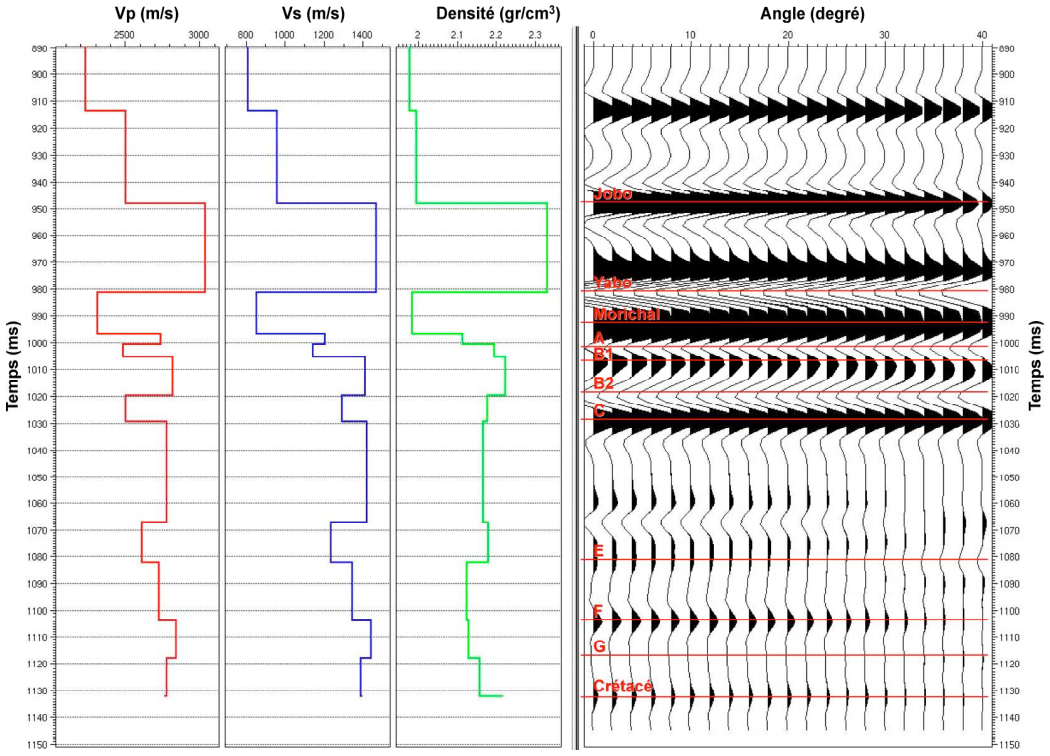
D'une manière générale, les amplitudes sismiques (ou similairement les coefficients de réflexion R_p) sont fortes et homogènes aux interfaces des formations au dessus du réservoir Morichal. Par contre, dans le réservoir le comportement est complètement différent. En premier lieu, l'amplitude est moins forte à cause des faibles contrastes d'impédances entre les différents intervalles du réservoir (les argiles et les sables non consolidés ont des propriétés élastiques similaires). En deuxième lieu, les valeurs d'amplitude sont différentes entre les puits, ce qui est dû à la variation latérale de faciès (chapitre 1, Figure 1.36). Ainsi, R_p au toit de C dans le puits A est plus élevé que pour les autres puits parce que les sables de B2 sont beaucoup moins consolidés que ceux de C (chapitre 2, section 4) : le contraste

d'impédance est donc plus fort entre les deux intervalles. De même, l'amplitude est plus forte au toit du Crétacé au niveau des puits B et C parce qu'il y a une forte augmentation de l'impédance entre le Crétacé plus consolidé et les sables peu consolidés du Morichal. Par contre, dans le cas du puits A la partie supérieure du Crétacé est une argile avec une vitesse similaire à celle du sable de Morichal : par conséquent le contraste d'impédance, donc le coefficient de réflexion, sont faibles.

La réponse sismique du puits C est différente de celle des autres puits à partir du toit de C, comme déjà pressenti par le modèle de physique des roches du chapitre 2, section 4. R_p, à ce niveau là, est le plus faible des trois puits car il y a moins de contraste d'impédance entre B2 et C dû à la faible consolidation des sables à partir de B2. Le coefficient de réflexion très fort au niveau de F et G est lié à la constitution argileuse de F et à une probable couche de charbon de 3 m au toit de cet intervalle dans ce puits. Il y a un fort contraste de densité (et donc d'impédance) entre les sables de E et G et l'argile et surtout le charbon de F. Cette situation n'est pas présente dans les deux autres puits parce que les couches d'argile et de charbon entre E, F et G sont très fines ou n'existent pas (A entre F et G, Figure 1.28, chapitre 1) ; ainsi le contraste d'impédance est faible comme déjà mentionné. En conclusion, les variations de lithologie et de consolidation du puits C par rapport aux autres puits, qui indiquent une roche réservoir de meilleure qualité (plus forte saturation en huile), entraînent une réponse sismique différente qui pourrait être vue et cartographiée grâce spécialement à la sismique de surface.

Pour le puits A, l'intercepte A et le gradient B ont été estimés et placés dans un diagramme croisé (Figure 3.4) pour classifier les intervalles du réservoir selon les classes *AVO* de Rutherford et Williams (1989). La ligne de *background trend* est estimée à partir des valeurs de A et B pour les argiles et les sables à eau (roches non réservoir) du réservoir et les autres membres de la formation Oficina au dessus du Morichal : Yabo, Jobo, et Pilon. On peut observer sur la figure que l'intervalle E est dans la classe 2, tandis que ceux de F, G et Crétacé sont à la limite des classe 1 et classe 2, un résultat attendu lié au faible contraste d'impédance entre les sables des intervalles inférieurs du réservoir, comme déjà mentionné. Le toit de l'intervalle B2, avec une saturation d'huile plus forte et un rapport V_p/V_s plus faible que les autres parties du réservoir est classé comme un sable de classe 4. Le toit de A est en classe 3, c'est-à-dire comme un sable a gaz : ceci est dû au fort contraste d'impédances entre les argiles calcaires du toit du Morichal (voir chapitre 1, Table 1.4) et les argiles charbonneuses de l'intervalle A. C'est pourquoi la réponse dans le sismogramme synthétique est un fort pic négatif dans les trois puits. De plus, les faibles épaisseurs du Morichal et de A, environ 6 m chacun (chapitre 1, Figure 1.30), entraînent des effets de bancs minces (*tunning effect*) qui causent des interférences additives des amplitudes (Widess, 1973). Les toits du Morichal, B1 et C sont des sables de classe 1, de valeur d'intercepte supérieure à 0.02, parce qu'ils présentent une augmentation d'impédance du milieu inférieur par rapport au milieu supérieur. Dans le cas du toit du Morichal, il s'agit du passage des argiles de Yabo de faibles impédances aux argiles calcaires du Morichal avec l'impédance la plus forte de toute la formation Oficina. Le toit de B1 correspond à l'augmentation d'impédance du niveau argileux A au niveau plus sableux B1 (la vitesse du sable est plus forte que celle de l'argile dans le réservoir). La réflexion fortement positive au toit de C est due au passage des sables moins consolidés et de faible impédance de B2 aux sables plus consolidés et de plus forte impédance de C.

La Figure 3.5 est un graphique des coefficients de réflexion des toits des intervalles en fonction de l'angle d'incidence pour le puits A. Les valeurs d'intercepte (ou R_p à $\theta = 0°$) permettent d'établir la polarité que doit avoir le signal sismique aux toits des intervalles à incidence normale et ainsi d'avoir une première vision du calage sismique-puits en post-stack. On observe que R_p aux toits de E et G change de polarité autour de 27°, passant pour le premier de polarité positive à négative et pour le deuxième de négative à positive. Ces résultats font que les horizons sismiques associés aux toits de E et G seront difficiles à pointer sur chaque cube angles ; néanmoins ils peuvent être exploités comme indicateurs d'hydrocarbures si on combine un cube angle proche ($\theta < 10°$) et un cube angle éloigné ($\theta > 30°$), car les réflexions sismiques des toits de E et G dans ces deux cubes angles auront des polarités différentes.



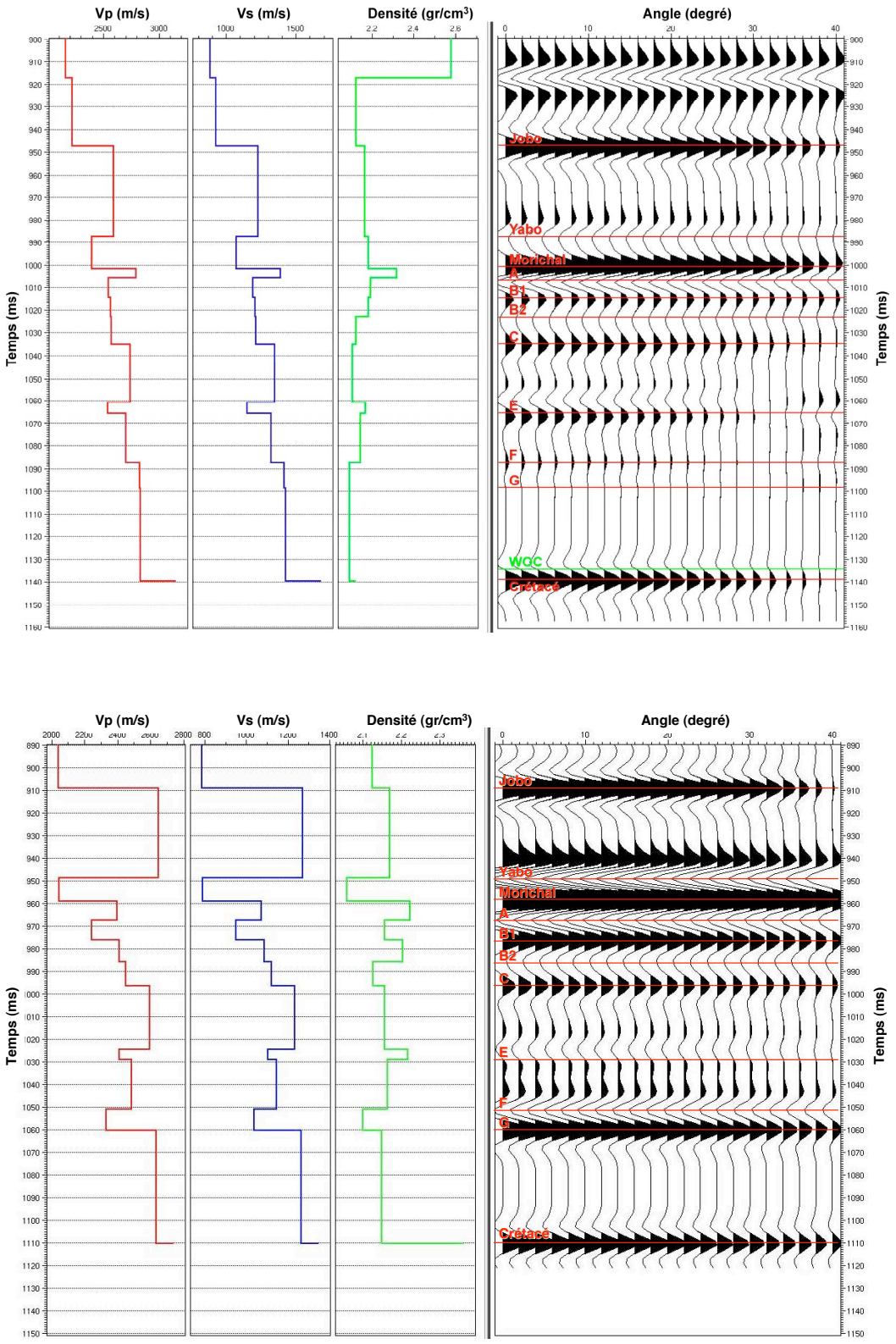


Figure 3.3 : Modélisation *AVO* (sismogramme synthétique) des puits A (au-dessus), B (centre) et C (au dessous) avec les valeurs moyennes par intervalles de V_p, V_s et Densité. Les valeurs des amplitudes sont comprises entre -0,5 et 0,5.

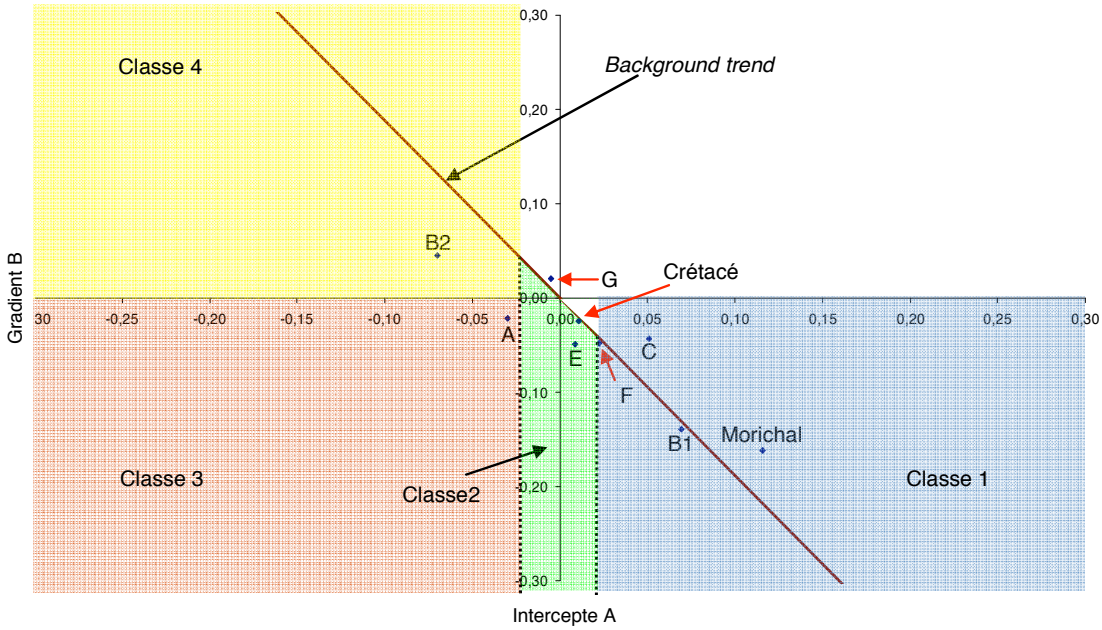


Figure 3.4 : Diagramme du gradient *AVO* B en fonction de l'intercepte *AVO* A par intervalle du puits A, montrant la ligne des argiles et des sables à eau du réservoir Morichal ou Background trend (ligne marron), et la classification *AVO* (Rutherford et Williams, 1989). Les classes *AVO* 1, 2, 3, 4 sont respectivement coloriées en bleu, vert, rose, jaune.

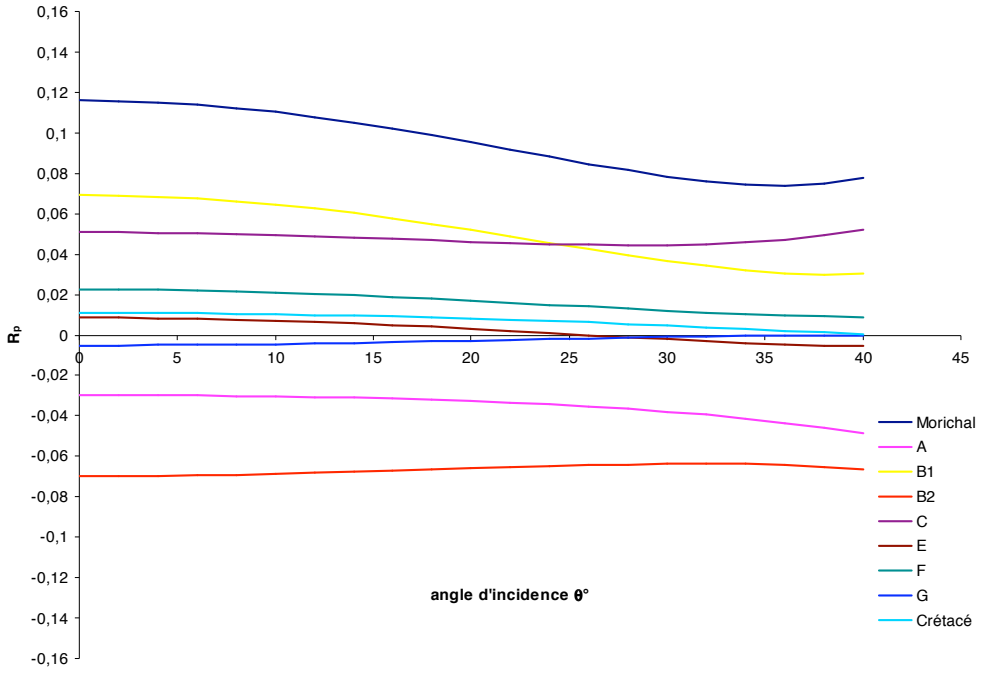


Figure 3.5 : Coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence des différents toits des intervalles du membre Morichal pour le puits A.

3. Discussion des résultats

Les résultats précédents montrent les caractéristiques particulières des sables non consolidés du réservoir Morichal. La Table 3.1 résume l'analyse *AVO* du membre Morichal, incluant les valeurs de l'intercepte A (qui est équivalent à $R_p(\theta=0°)$), du gradient B et la classe *AVO* de chaque interface (toit) pour le puits A. Les classes 1 sont localisées dans la partie supérieure du réservoir car il y a plus d'alternance d'argile et de sables, à l'exception de B2 avec sa faible consolidation et sa forte saturation d'huile. Le toit de l'intervalle A est un "faux" sable de classe 3 produit du fort contraste d'impédance entre les argiles calcaires du Morichal (forte impédance) et les argiles charbonneuses (faible impédance). Ce résultat illustre l'importance de combiner les approches électrofaciès (en l'absence de carottes aux puits), modélisations de physique des roches et modélisations *AVO* dans une étude de caractérisation de réservoir, afin d'interpréter fiablement la réponse des données sismiques.

Le toit du Crétacé serait plutôt de classe 1 que de classe 2 à cause de la réponse sismique dans les puits B et C (Figure 3.3), qui est un résultat avec du sens géologique. La réponse de type classe 2 du puits A est due à la présence d'argile au toit du Crétacé, qui a une impédance similaire à celle de Morichal : en conséquence le contraste d'impédance est quasiment nul.

Intervalle	Intercepte A	Gradient B	Classe *AVO*
Morichal	0,12	-0,16	1
A	-0,03	-0,02	3
B1	0,07	-0,14	1
B2	-0,07	0,04	4
C	0,05	-0,04	1
E	-0,03	0,10	2
F	0,01	-0,05	2
G	0,02	-0,05	2
Crétacé	-0,01	0,02	1*

Table 3.1 : Intercepte A, Gradient B et Classe *AVO* des toits de chaque intervalle du membre Morichal pour le puits A. *: Le toit Crétacé est placé dans la classe 1 à cause de sa réponse dans les puits B et C (voir texte).

La partie inférieure du réservoir (intervalles F et G) est de classe 2 parce qu'il s'agit de sables moins consolidés et plus continus qui ont une réponse sismique similaire à celle d'un seul corps sableux avec un faible pourcentage d'argile. En conséquence, la variation d'impédance est quasiment nulle. Cette condition rend le pointé des horizons sismiques difficile dans cette partie du réservoir. C'est pourquoi il est recommandé que l'interprétation des intervalles inférieurs soit contrôlée par les toits du Morichal, B2 et C.

Néanmoins, le changement de phase au niveau des intervalles E, F et G peut être exploité dans une inversion sismique jointe en comparant les offsets proches et les

offsets lointains (Verm et Hilterman, 1995; Cambois, 2000). On espère qu'une saturation en hydrocarbures plus forte entraînera un changement de phase à un angle plus petit et un intercepte plus faible (le sable passera d'une classe *AVO* 2 à une classe *AVO* 3), tandis qu'une augmentation de la saturation en eau entraînera un changement de phase (s'il y en a un) à un angle plus grand (le sable passera d'une classe *AVO* 2 à une classe *AVO* 1). Du coup, la discrimination des fluides pourrait se faire en fonction de l'angle montrant le changement de phase.

Enfin, il apparaît nécessaire de faire une modélisation *AVO* avant de construire les cubes angles, de façon à choisir les classes d'angles les plus adaptées au champs/réservoir étudié. Cela éviterait de sommer pour une classe d'angles des traces présentant un changement de phase (d'où un affaiblissement de l'amplitude sismique sommée), ce qui pourrait empêcher par la suite un bon calage puits-sismique (cf. chapitre suivant).

Dans le cas de Jobo, le traitement sismique a retenu les classes d'angles 0°-12°, 12°-24°, 24°-36°, 36°-48° et 48°-60°. Il est clair d'après la Figure 3.5 que la classe d'angles 24°-36° posera des problèmes de calage pou r tous les intervalles sous le toit de E ; en effet, cette classe d'angles somme des amplitudes positives et négatives : en conséquence l'amplitude sommée sur la classe d'angles est plus faible et la phase est très variable, ce qui est visible sur les données sismiques.

Chapitre 4 :
Calage multi-puits - sismique

Le chapitre 2 a montré que l'impédance et le rapport V_p/V_s peuvent être de bons discriminateurs des lithologies et des fluides sur Jobo ; et ces deux paramètres peuvent être extraits des données de puits et des données sismiques. Concernant les puits, il suffit de disposer des diagraphies de densité et des soniques P et S pour estimer les vitesses et impédances. Concernant la sismique, la tâche est plus complexe puisqu'on ne dispose que d'amplitudes sismiques. Afin d'obtenir à partir des amplitudes sismiques un modèle du sous-sol en impédances, il faut résoudre un problème inverse. La méthodologie d'inversion IFP utilise un modèle direct convolutif pour l'inversion, et l'opérateur qui permet de passer du modèle en impédances aux amplitudes sismiques est appelé "ondelette".

Ce quatrième chapitre explique la méthodologie développée à l'IFP (Richard et Brac, 1988 ; Lucet *et al.*, 2000) pour l'estimation de l'ondelette à utiliser dans une inversion jointe avant sommation simultanée (Tonellot *et al.*, 2002). Ce processus d'estimation d'ondelette est appelé "calage puits-sismique", parce que cette étape permet d'assurer la cohérence entre les données de puits et les données sismiques. Après la description de la méthodologie de calage puits-sismique, on présentera son application aux données du champ Jobo.

1. Méthodologie de calage multi-puits – sismique (méthodologie IFP)

La méthodologie de calage multi-puits - sismique développée à l'IFP recherche lors du calage les ondelettes qui fournissent la meilleure corrélation entre la trace sismique synthétique générée en utilisant les diagraphies de puits et les données sismiques réelles à une même position spatiale (Richard et Brac, 1988; Lucet *et al.*, 2000). Un calage puits-sismique fiable est indispensable pour assurer une estimation robuste des paramètres élastiques dans le processus d'inversion.

La méthodologie IFP recherche une ondelette optimisée pour tous les puits pour chaque cube angles. Cette hypothèse est forte mais si le champ de vitesse et le traitement des données sont homogènes sur tout le champ, l'ondelette estimée pour l'ensemble des puits montre une bonne adéquation avec les ondelettes estimées localement à chaque puits. L'ondelette estimée ne varie pas non plus verticalement, ce qui en général est acceptable. La méthodologie est composée de trois étapes :

- Préparation des données de puits :
  - Estimation de la loi de conversion profondeur-temps à partir des diagraphies soniques (si possible recalées par un *check-shot* du puits).
  - Filtrage des diagraphies de puits dans la bande passante sismique.
  - Calcul des impédances élastiques EI aux puits par classe d'angles.
- Estimation des spectres d'amplitude du signal sismique et de son rapport signal sur bruit, puis estimation d'une ondelette zéro-phase à partir d'une analyse de cohérence multi-traces des données sismiques uniquement.
- Estimation de l'ondelette multi-puits au moyen de la corrélation entre les traces synthétiques aux puits et les traces sismiques réelles dans le voisinage des puits. La trace synthétique associée à un puits donné est calculée par convolution des coefficients de réflexion avec l'ondelette zéro-phase obtenue à l'étape précédente. Les coefficients de réflexion sont estimés à partir de l'équation d'Aki-Richards (voir chapitre 3), pour un angle

ou une classe d'angles d'incidence fixés. Cette étape permet d'estimer pour chaque cube angles :

- le décalage de temps (*time-shift*) entre les traces sismiques synthétiques et observées,
- la phase optimale de l'ondelette,
- le coefficient de normalisation de l'amplitude,
- la position optimale du puits.

1.1. Préparation des données de puits

Les diagraphies de puits et les données sismiques fournissent des mesures de propriétés à des résolutions différentes et dans des domaines différents. En effet, les mesures de diagraphies sont faites en profondeur, avec une résolution verticale qui peut aller jusqu'à 15 cm, alors que les données sismiques sont dans le domaine temps avec une résolution verticale qui peut aller de la dizaine à la centaine de mètres (en fonction de la source sismique, de la profondeur de la zone d'intérêt, de la lithologie et des fluides rencontrés, etc.).

1.1.1. Estimation de la loi de conversion profondeur-temps

La première difficulté à résoudre afin d'utiliser conjointement données de puits et données sismiques est donc de travailler dans le même domaine, ici le domaine temps. Il faut donc estimer pour chaque puits la loi de conversion profondeur-temps fiable. Cette loi est estimée à partir de la diagraphie sonique P. Elle peut être améliorée par l'utilisation d'un *check-sho*t, qui est une mesure du temps de trajet sismique faite pour quelques profondeurs dans le puits, et qui permet donc de bien caler le log sonique. Malheureusement, on dispose rarement de *check-shots* pour tous les puits.

1.1.2. Filtrage des diagraphies de puits dans la bande passante sismique

La deuxième difficulté à résoudre est la différence de résolution entre les données de puits et les données sismiques. On est donc obligé de filtrer les diagraphies de puits dans la bande passante sismique en utilisant un filtre en fréquence passe-bas, c'est-à-dire un filtre qui enlève les fréquences supérieures à un certain seuil.

1.1.3. Calcul des impédances élastiques *EI* aux puits par classe d'angles

Les impédances élastiques EI aux puits sont calculées pour chaque classe d'angles définissant un cube angles sismique. Pour cela, on intègre les coefficients de réflexion R_{pp} de l'équation d'Aki-Richards (équation 3.1, chapitre 3) entre les deux angles d'incidence θ_1 et θ_2 correspondant aux limites d'un cube angles (Avseth *et al.*, 2005) :

$$EI(\theta_1,\theta_2) = V_p^{1+T_\theta} \rho^{1-4(V_s/V_p)^2 S_\theta} V_s^{-8(V_s/V_p)^2 S_\theta} \tag{4.1}$$

où

$$T_\theta = \frac{\tan\theta_2 - \tan\theta_1}{\Delta\theta} - 1 \qquad S_\theta = \frac{1}{2} - \frac{1}{4}\frac{(\sin 2\theta_2 - \sin 2\theta_1)}{\Delta\theta} \tag{4.2}$$

avec $\Delta\theta = \theta_1 - \theta_2$.

1.1.4. Estimation d'une ondelette zéro-phase à partir d'une analyse de cohérence multi-traces

L'estimation de l'ondelette initiale dans le calage est faite à partir d'une analyse de cohérence multi-traces sur les données sismiques, basée sur la théorie de corrélation (Dash et Obaidullah, 1970 ; Richard et Brac, 1988). Dans cette analyse de cohérence, la trace sismique est modélisée comme la somme de deux séries-temps, le signal et le bruit, qui sont non corrélées entre elles. Ainsi, deux traces voisines $x(t)$ et $y(t)$, appartenant au même cube angle, sont représentées comme :

$$\begin{aligned} x(t) &= s(t) + n(t) \\ y(t) &= s(t) + m(t) \end{aligned} \tag{4.3}$$

où $s(t)$ est la partie commune qui représente le signal, et $n(t)$ et $m(t)$ sont les composantes de bruit de chaque trace qui ne sont ni corrélées entre elles ni avec $s(t)$, ce qui se traduit par des intercorrélations avec le bruit nulles :

$$\mathrm{C_{sn}}(\tau) = \mathrm{C_{ns}}(\tau) = \mathrm{C_{sm}}(\tau) = \mathrm{C_{ms}}(\tau) = \mathrm{C_{nm}}(\tau) = \mathrm{C_{mn}}(\tau) = 0 \tag{4.4}$$

où τ est appelé retard (ou décalage relatif entre les 2 fonctions impliquées dans la corrélation).

A partir de l'autocorrélation et de l'intercorrélation de $x(t)$ et $y(t)$ sont calculées les autocorrélations de $s(t)$, $n(t)$ et $m(t)$:

$$\begin{cases} C_{ss}(\tau) = \frac{1}{2}\left[C_{xy}(\tau) + C_{yx}(\tau)\right] \\ C_{nn}(\tau) = C_{xx}(\tau) - \frac{1}{2}\left[C_{xy}(\tau) + C_{yx}(\tau)\right] \\ C_{mm}(\tau) = C_{yy}(\tau) - \frac{1}{2}\left[C_{xy}(\tau) + C_{yx}(\tau)\right] \end{cases} \tag{4.5}$$

$C_{xx}(\tau)$, $C_{yy}(\tau)$, $C_{ss}(\tau)$, $C_{nn}(\tau)$ et $C_{mm}(\tau)$ étant respectivement les autocorrélations de $x(t)$, $y(t)$, $s(t)$, $n(t)$ et $m(t)$, et $C_{xy}(\tau)$ et $C_{yx}(\tau)$ les intercorrélations de $x(t)$ et $y(t)$.

Cette estimation est faite sur chaque paire de traces voisines dans tout le cube sismique dans une fenêtre de temps centrée sur la zone d'intérêt afin de déduire :

- le contenu fréquentiel du signal zéro-phase (assimilé à la bande passante sismique), qui est estimé à partir de la fonction moyenne d'autocorrélation,
- le rapport bruit sur signal qui est estimé par la différence entre l'autocorrélation moyenne et l'intercorrélation moyenne.

Le résultat de l'analyse de cohérence multi-traces est donc une ondelette zéro-phase dans la bande passante de la sismique. De plus, cette étape permet d'avoir un premier aperçu de la qualité des données, leur contenu fréquentiel et leur niveau du bruit.

1.2. Estimation de l’ondelette multi-puits

1.2.1. Estimation du décalage de temps (*time-shift*)

L’estimation du décalage de temps est faite en chaque trace d’un mini-cube autour des puits à partir des maxima de l’enveloppe de l'intercorrélation entre la trace réelle et la trace synthétique et de l'enveloppe de l'autocorrélation de la trace synthétique. Le résultat est donc un décalage de temps global pour toute la fenêtre de calage considérée.

Si un décalage en temps systématique est détecté pour tous les puits, il peut être assimilé à un décalage de l'origine de la convolution de l'ondelette. Dans ce cas, seule une partie des décalages de temps détectés sera appliquée aux diagraphies.

1.2.2. Estimation de la phase optimale de l’ondelette

La phase de l’ondelette estimée dans l’analyse de cohérence multi-traces est zéro, ce qui devrait être la phase optimale de la sismique si le pré-traitement des données était parfait. Cependant, ce n'est généralement pas le cas. Il est possible que le traitement ne fournisse pas une ondelette zéro-phase après déconvolution ou que les corrections de *NMO* (*Normal Move Out*) ne soient pas suffisantes pour horizontaliser les événements (Sheriff et Geldart, 1995 ; Cambois, 1998, 2000 et 2001; Ramos, 1998). Dans ce cas, il faut estimer la phase la plus représentative ou optimale de la sismique, en considérant qu’elle est invariante latéralement et identique pour tous les cubes angles.

En pratique, pour chaque trace autour du puits, le sismogramme synthétique est calculé avec une phase variant entre 0º et 360º, et est comparé à la trace réelle. La meilleure phase est celle qui donne le coefficient de corrélation le plus élevé entre la trace synthétique et la trace sismique.

1.2.3. Estimation du coefficient de normalisation de l’amplitude

Une fois que la phase est fixée, il reste à déterminer le rapport d’amplitude entre la trace synthétique et la trace réelle, qui est lié à l’énergie des traces sismiques. Pour cela, le rapport entre l'énergie de la trace réelle et l'énergie de la trace synthétique, ainsi que le coefficient de corrélation associé, sont calculés pour chaque trace autour du puits. Le coefficient de normalisation est la valeur la plus représentative (pic) des histogrammes des coefficients de corrélation et des coefficients de normalisation. Ce pic devrait être unique pour tous les puits si les variations latérales de vitesse ne sont pas fortes.

1.2.4. Estimation de la position optimale du puits

La position optimale du puits pour l'inversion peut être légèrement différente de sa position réelle pour plusieurs raisons, par exemple : 1) la position réelle du puits est assignée à la trace sismique la plus proche, qui ne correspond généralement pas aux vraies coordonnées du puits, 2) la sismique a une résolution horizontale définie par la zone de Fresnel (Sheriff et Geldart, 1995) qui limite le positionnement horizontal exact du puits.

Dans le cas du calage joint des cubes angles, la position optimale de chaque puits doit être unique sur l'ensemble des cubes angles. Cette position optimale est celle qui donne le coefficient de corrélation maximal entre la trace synthétique et la trace réelle pour chaque cube angle.

Il faut noter que des résultats de calage de médiocre qualité peuvent conduire à des erreurs dans les études réservoir. A l'inverse, des résultats de calage de bonne qualité assurent une inversion fiable et donc de bonnes prédictions des propriétés réservoir et une aide précieuse pour la construction des modèles géologiques.

2. Calage multi-puits - sismique sur le champ Jobo

2.1. Base de données

Les données disponibles sur le champ Jobo pour le calage puits-sismique sont :

- Cinq cubes sismiques migrés avant sommation sommés partiellement par angles d'incidence (cubes angles) : 0º-12º, 12º-24º, 24º-36º, 36-48º et 48º-60º. On n'utilisera que les trois premiers cubes angles (Figure 4.1) parce que l'*offset* maximum à la profondeur du réservoir est autour de 1800 m, ou en angle d'incidence à environ 40º.
- Un cube sismique migré avant sommation sommé sur tous les angles (*stack* total) (Figure 4.1).
- Sept puits qui disposent de diagraphies *check-shot*, soniques et de densité, distribués de la façon suivante (Figure 4.2) :
  - Les sept puits disposent de diagraphies soniques P et de densité.
  - Trois puits disposent de diagraphies soniques S, parmi eux le puits A.
  - Trois puits disposent de *check-shots* parmi eux le puits A.
- Marqueurs géologiques aux puits des toits des intervalles à étudier (chapitre 1, section 2.1.1).

Il faut noter que seuls les puits A, B, et C couvrent toute l'épaisseur du réservoir, du toit à la base.

Pour les quatre puits qui ne disposent pas de diagraphie sonique d'ondes S, la vitesse S V_s est obtenue à partir de la vitesse P V_p en utilisant les relations de Greenberg-Castagna (Greenberg et Castagna, 1992) pour chaque lithologie du réservoir :

$$\begin{aligned} V_s &= 0{,}8042 * V_p - 855{,}9 && \text{sable et sable propre} && R^2 = 0{,}78 \\ V_s &= 0{,}245 * V_p - 772.93 && \text{argile et sable argileux} && R^2 = 0{,}93 \\ V_s &= -2{,}32 * 10^{-5} + 1.5 * V_p - 1214 && \text{charbon} && R^2 = 0{,}83 \end{aligned} \quad (4.6)$$

Le coefficient de corrélation par facies est assez bonne (>0,75), ce qui indique une estimation robuste de V_s à partir de V_s. La Figure 4.3 montre la comparaison de la diagraphie de V_s original du puits A avec la diagraphie de V_s estimée par l'équation 4.6. Le deux diagraphies sont presque identique, ce qui indique une bonne estimation de V_s.

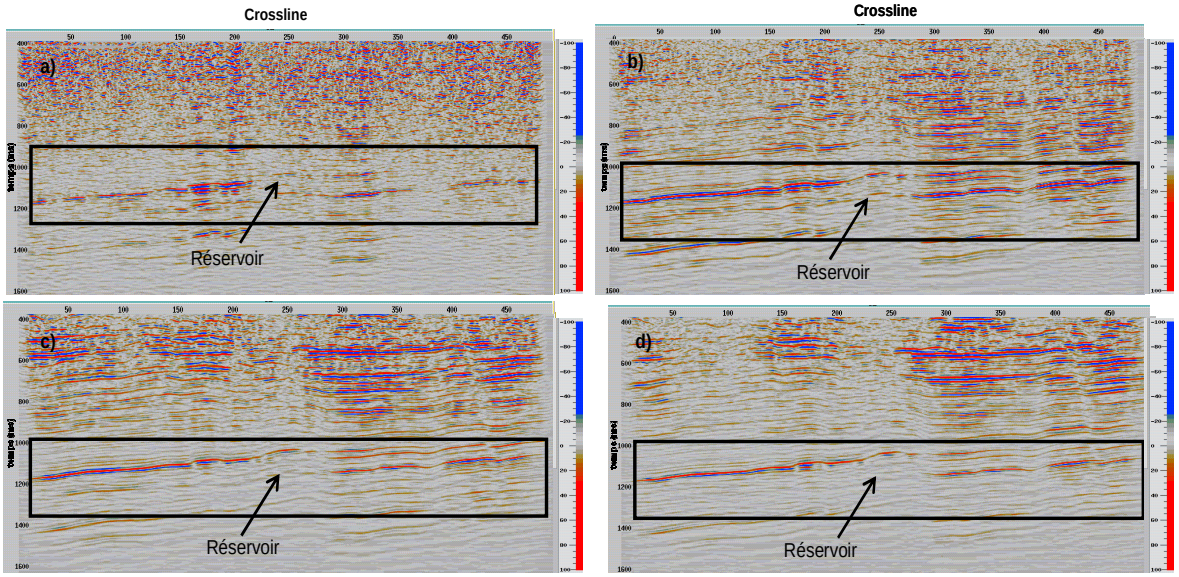


Figure 4.1 : Section sismique des différents cubes angles : a) 0º-12º, b) 12º-24º, c) 24º-36º et d) *Stack Total.*

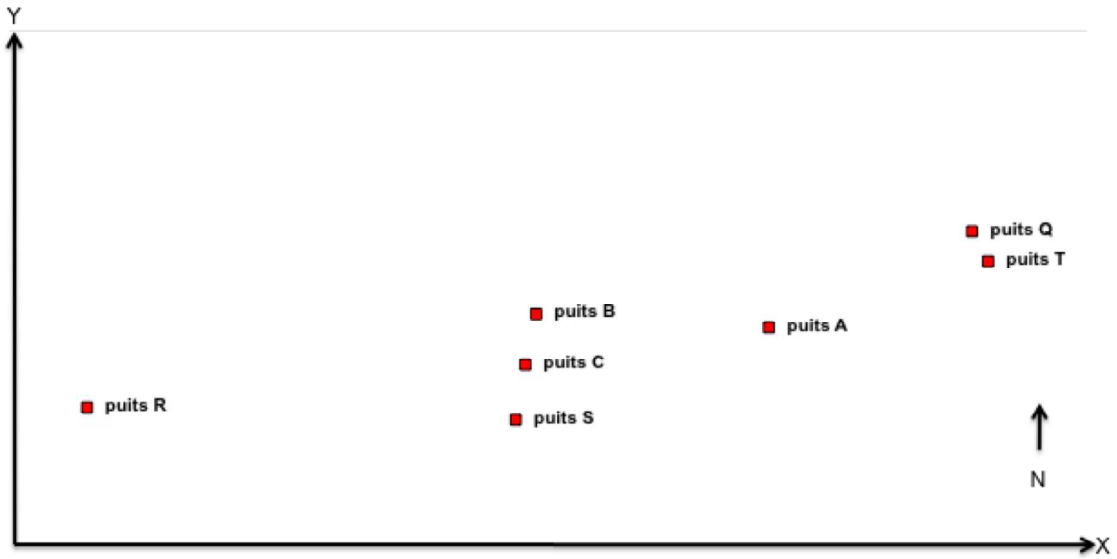


Figure 4.2 : Plan de position des puits utilisés pour le calage multi-puits - sismique.

La Figure 4.4 montre les spectres d'amplitude des cubes angles 0º-12º, 12º-24º, 24º-36º et du *stack* total, ainsi que leurs fréquences centrales. La résolution verticale de chaque cube est calculée au moyen de la formule :

$$\text{résolution verticale} = \frac{\lambda}{4} = \frac{V}{4 f_c} \tag{4.7}$$

où λ est la longueur d'onde sismique, V la vitesse moyenne de l'intervalle (égale à 2664 m/s dans le cas du réservoir Morichal du champ Jobo), f_c la fréquence centrale du cube sismique. On observe (Table 4.1) que la fréquence centrale diminue avec l'angle d'incidence et par conséquent que la résolution verticale augmente.

Cube sismique	f_c (Hz)	$\lambda/4$ (m)
Cube angles 0º-12º	63	10,6
Cube angles 12º-24º	53	12,6
Cube angles 24º-36º	51	13,1
Stack total	50	13,3

Table 4.1 : Fréquence centrale et résolution verticale des cubes sismiques.

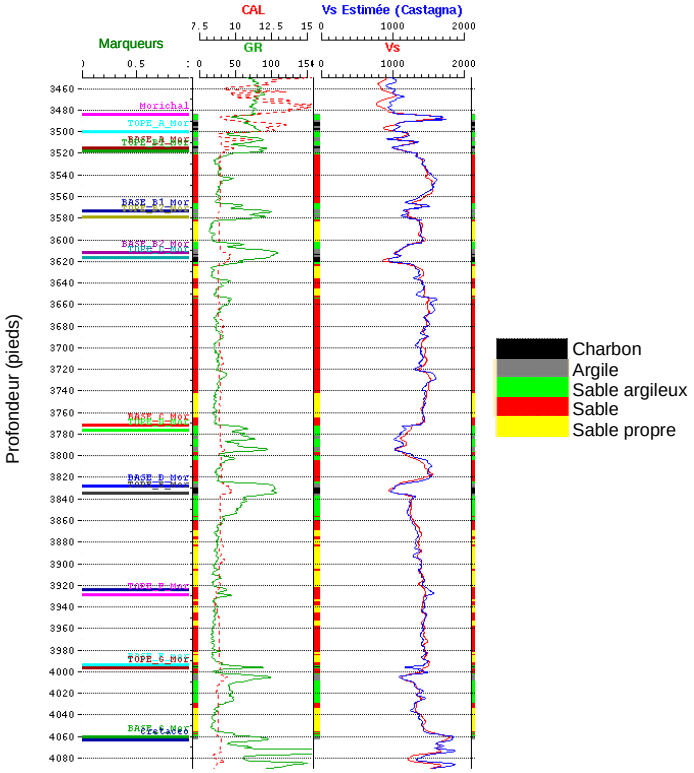


Figure 4.3 : Comparaison dans le puits A de la diagraphie V_s original (rouge) avec la diagraphie de V_s estimée (bleue) par l'équation 4.6. Les faciès sont représentés au côté des diagraphies.

À la vue de ces résolutions verticales et des épaisseurs moyennes des intervalles Morichal, A, B, C, D, E, F et G (respectivement 6m, 6m, 18m, 30m, 5m, 30m, 20m et 70m), on espère voir en moyenne une réflexion sismique pour chaque intervalle sauf pour les deux premiers (Morichal et A) et l'intervalle D pour lesquels on devrait observer un effet de *tunning* (chapitre 3 section 2).

2.2. Préparation des données de puits

La première étape est de calculer, pour chaque puits utilisé dans la phase de calage, la loi de conversion profondeur-temps à partir des diagraphies soniques et des *check-shots* disponibles. La Figure 4.5 montre les lois de conversion profondeur-temps obtenues.

Avec ces lois de conversion profondeur-temps, les diagraphies de vitesse P et S et de densité sont converties en temps, puis filtrées dans la bande passante sismique (Table 4.1) et reéchantillonnées au pas de la sismique de 2 ms.

Ensuite, l'impédance élastique EI est calculée pour chaque puits pour chaque classe d'angles d'incidence disponible sur la sismique (0º-12º, 12º-24º, 24º-36º).

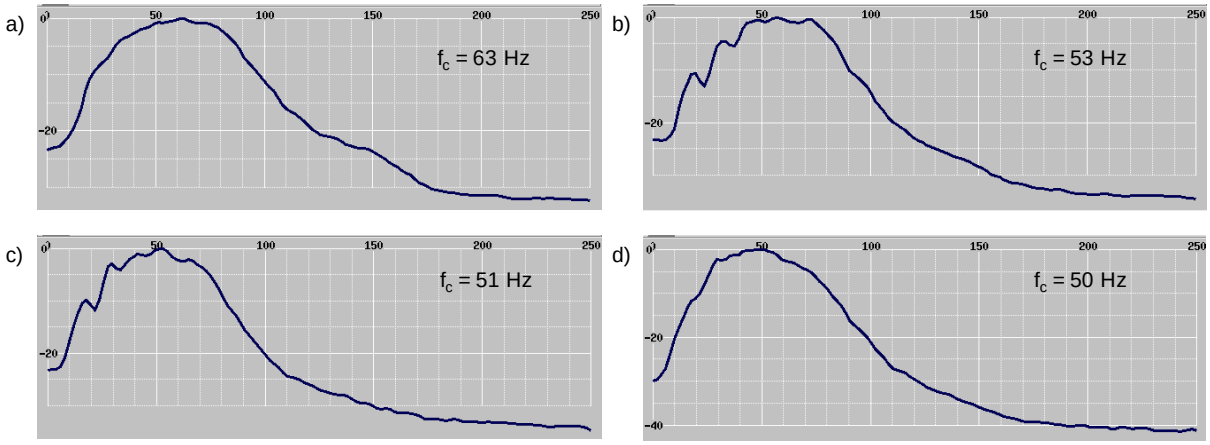


Figure 4.4 : Spectres d'amplitude des a) cube angles 0º-12º, a) cube angles 12º-24º, c) cube angles 24º-36º et d) *Stack* total.

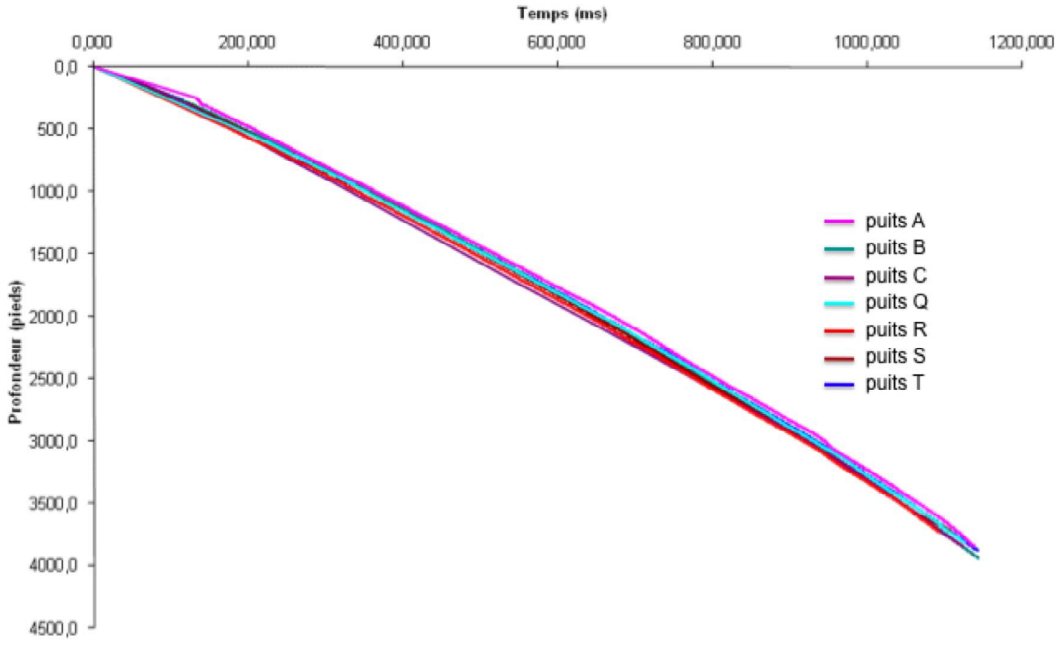


Figure 4.5 : Loi de conversion profondeur-temps pour les différents puits utilisés lors du calage.

La Figure 4.6 présente, pour le puits A et en temps, les principaux horizons (log *Markers*), les diagraphies –filtrées et reéchantillonnées- de vitesses (logs V_p et V_s), de densité (log $RHOB$), d'impédances élastiques pour les 3 classes d'angles d'incidence (logs $EI\ AR\ 0\text{-}12$, $EI\ AR\ 12\text{-}24$, $EI\ AR\ 24\text{-}36$), ainsi que d'impédance acoustique (log

AI_p). On constate qu'il y a peu de contrastes d'impédances dans le réservoir, surtout au niveau des intervalles inférieurs F et G.

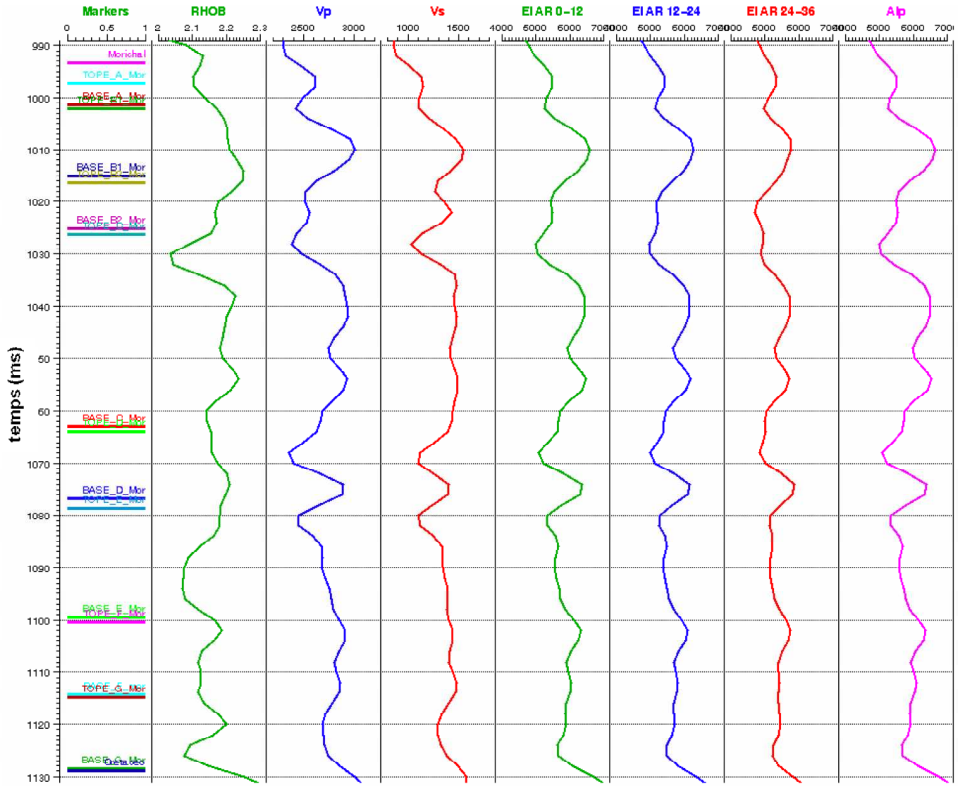


Figure 4.6 : Impédances élastiques par classe d'angles d'incidence et impédance acoustique, pour le puits A.

2.3. Estimation de l'ondelette initiale par analyse de cohérence multi-traces

L'analyse de cohérence multi-traces est réalisée sur la zone indiquée dans la Table 4.2, qui englobe les sept puits utilisés. La Table 4.3 présente les résultats de l'analyse de cohérence pour les trois cubes angles 0°-12°, 12°-24° et 24°-36° et le *stack* total. Les résultats montrent que les données sismiques ont une bande passante à -10dB comprise entre 25 Hz et 75 Hz, ce qui donne une bonne résolution verticale. En revanche, on observe ici qu'il manque les basses fréquences au dessous de 25 Hz dans les données. Le manque de cette information peut être dû à l'application du filtre f-k (espace de Fourier) pour la suppression du bruit basse fréquence (*ground roll* par exemple) dans le traitement sismique.

Fenêtre en Inline	30 – 760
Fenêtre en Cdp	140 – 340
Fenêtre d'analyse en temps (ms)	900 – 1200 ms

Table 4.2 : Zone d'analyse de cohérence multi-traces dans la fenêtre du réservoir.

Cube angles	[0°-12°]	[12°-24°]	[24°-36°]	*Stack* total
Bande passante @ -10dB (Hz)	27-92	27-82	23-70	23-70
Rapport Bruit/Signal @ –10 dB	28	20	13	12
Longueur de l'ondelette zéro-phase (ms)	66	98	122	122
Filtrage passe bande (Hz)	21/32/88/100	20/31/78/90	19/28/69/82	18/28/67/87

Table 4.3 : Résultats de l'analyse de cohérence des traces par cube sismique.

On peut également noter que le premier cube angles 0º-12º présente un rapport bruit/signal fort par rapport aux autres cubes. Ce cube est donc très bruité par rapport aux autres cubes sismiques. Ce bruit peut être dû aux caractéristiques d'acquisition des données sismiques en terrestre :

- Couverture faible pour les offset proches,
- Topographie très variable, qui affecte la correction des statiques pendant le traitement,
- Présence de bruit de *ground roll* très fort, donc difficile à enlever pendant le traitement sans affecter le signal.

2.4. Estimation du décalage de temps (time-shift)

La Figure 4.7 montre l'estimation du décalage de temps pour les 7 puits à caler pour le cube angle 12°-24°. Il est plutôt autour de zéro, ce qui indique une bonne qualité de la conversion profondeur-temps. Les valeurs élevées de décalage de temps peuvent être produites par le bruit sismique, la présence de failles, les variations latérales de vitesse qui changent le temps de trajet des ondes ou les effets d'*AVO* liés à l'anisotropie de la roche (qui n'est pas prise en compte lors du traitement). Les résultats sont similaires pour les autres cubes sismiques.

2.5. Estimation de la phase optimale

Les Figure 4.8, Figure 4.9, Figure 4.10 et Figure 4.11 présentent l'estimation de phase pour les différents cubes angles et le stack total. Les résultats montrent une forte variabilité de la phase qui ne permet pas de choisir une valeur optimale.

Les causes de ces mauvais résultats peuvent être :

- Présence de bruit.
- Effet du mouvement de fluides. Le champ est en production depuis plus de 30 ans. Certaines données de puits ont été obtenues bien avant l'acquisition sismique faite en 1998. Les propriétés pétrophysiques et pétroacoustiques des puits ne sont donc pas forcément cohérentes avec la sismique.

- Atténuation du signal sismique qui cause un retard de la phase (Sheriff et Geldart, 1995).
- Mauvais alignement des événements par correction de *NMO* à cause d'anisotropies de vitesse ou autres, qui n'ont pas été prises en compte pendant le traitement des données sismiques (Banik, 1987 ; Kim *et al.,* 1993 ; Blangy, 1994 ; Cambois, 1998).
- Problème de couverture dans l'acquisition sismique : il y a des zones de plus faible couverture que d'autres, dû à la présence d'installations de surfaces, routes, etc.
- Problèmes liés au traitement sismique : suppression du bruit, correction des statiques, RMO…

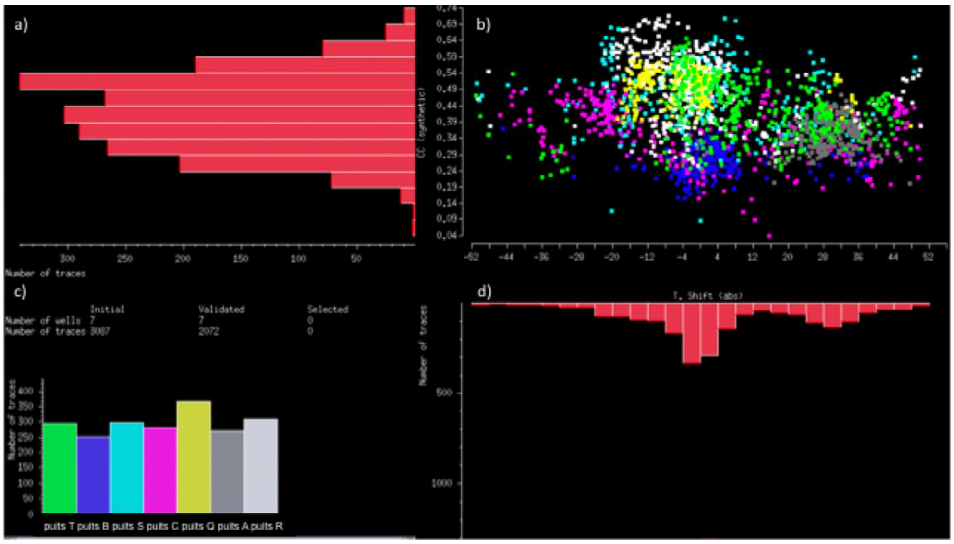


Figure 4.7 : **Estimation du décalage de temps pour le cube angles 12°-24° : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « décalage de temps vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme du décalage de temps.**

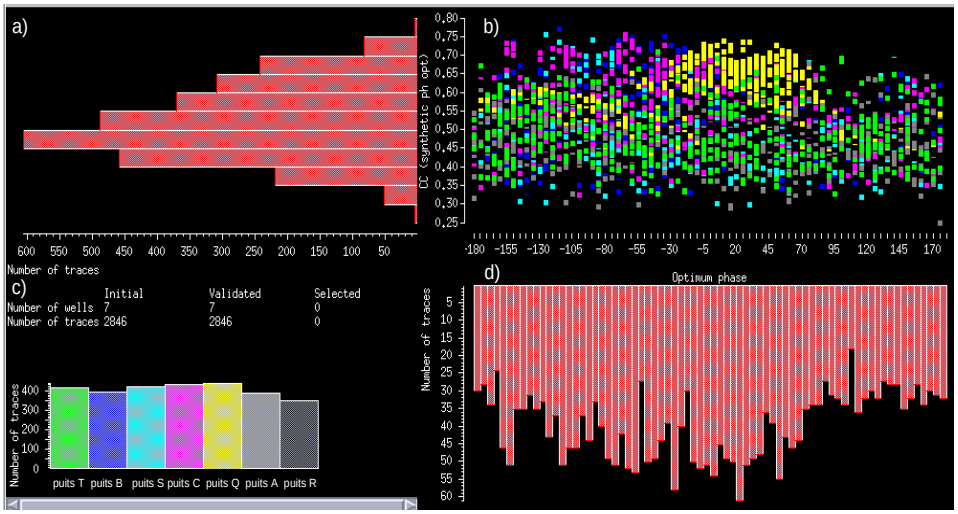


Figure 4.8 : Estimation de la phase de l'ondelette pour le cube angles 0º-12º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « phase vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de la phase optimale déterminée aux différentes traces.

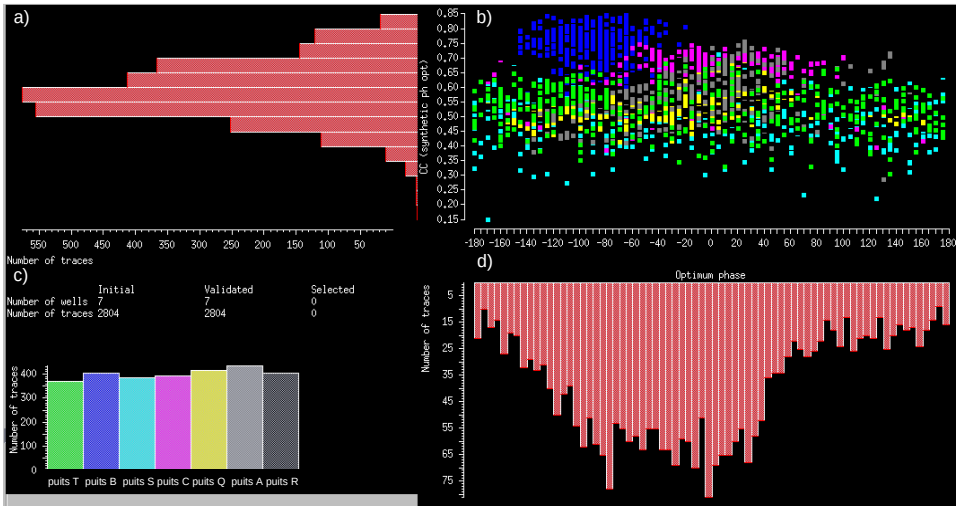


Figure 4.9 : Estimation de la phase de l'ondelette pour le cube angles 12º-24º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « phase vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de la phase optimale déterminée aux différentes traces.

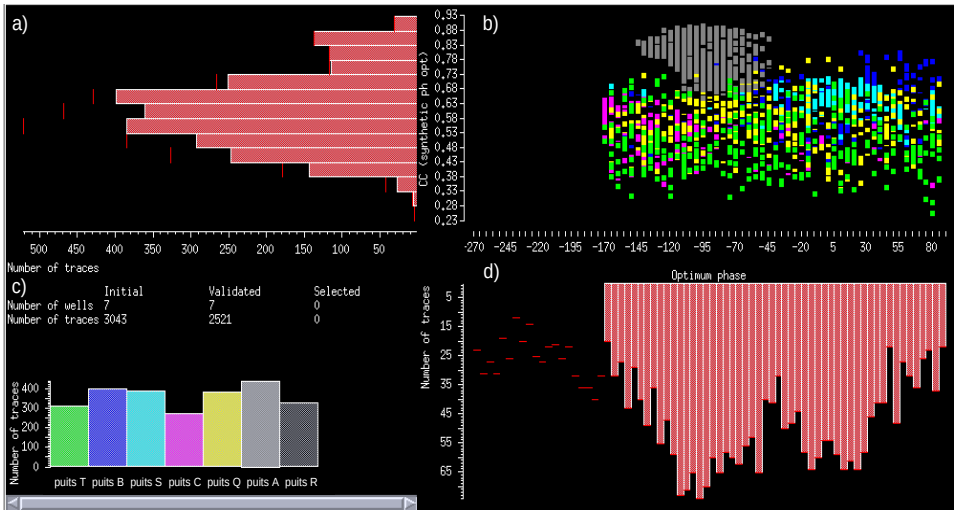


Figure 4.10 : Estimation de la phase de l'ondelette pour le cube angles 24º-36º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « phase vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de la phase optimale déterminée aux différentes traces.

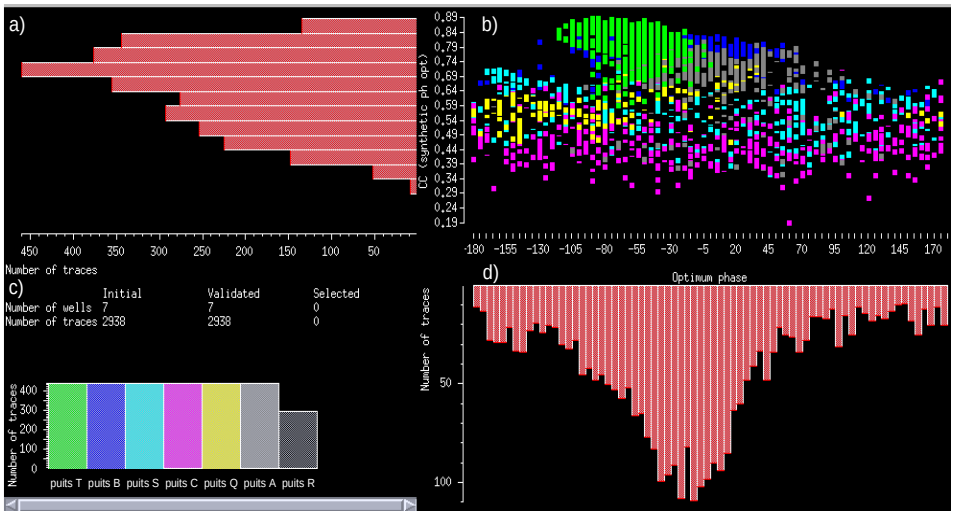


Figure 4.11 : Estimation de la phase de l'ondelette pour le stack total : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « phase vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de la phase optimale déterminée aux différentes traces.

Suite à ces résultats, il a été décidé de réduire la base de puits en utilisant seulement les deux meilleurs (A et Q) sur les sept initiaux, et d'utiliser le *stack* total à la place du premier cube angles (0º-12º) car le *stack total* est moins bruité que le cube 0°-12° et donne les mêmes informations. La Fig ure 4.12 montre les résultats de l'estimation de phase ainsi effectuée pour le cube angles 12°-24°. L'histogramme de la phase optimale présente désormais un pic autour de 25°, ce qui est la valeur

retenue pour la phase optimale car cohérente avec les résultats obtenus sur les autres cubes sismiques (cube angles 24°-36° et *stack total*). Toutefois la phase estimée reste très variable. En conséquence les résultats de l'inversion sismique jointe ne seront pas fiables.

2.6. Estimation du coefficient de normalisation de l'amplitude

Les Figure 4.13, Figure 4.14 et Figure 4.15 présentent l'estimation du coefficient de normalisation de l'amplitude pour les différents cubes sismiques. On observe dans ces résultats une variabilité assez forte indiquant l'hétérogénéité de l'amplitude. Les raisons peuvent en être : 1) le nombre variable de traces par offset en fonction des cubes et de la localisation géographique, 2) une variabilité latérale de la vitesse, 3) l'atténuation latérale de l'amplitude sous l'effet de surcharge des couches de l'encaissant supérieur. La valeur optimale du coefficient de normalisation finalement retenue pour tous les cubes est présentée dans la Table 4.4.

Cube angles	Coeff. de normalisation optimal
12º-24º	0,52
24º-36º	0,68
Stack total	0,54

Table 4.4 : Coefficient optimal de normalisation de l'amplitude pour tous les cubes sismiques.

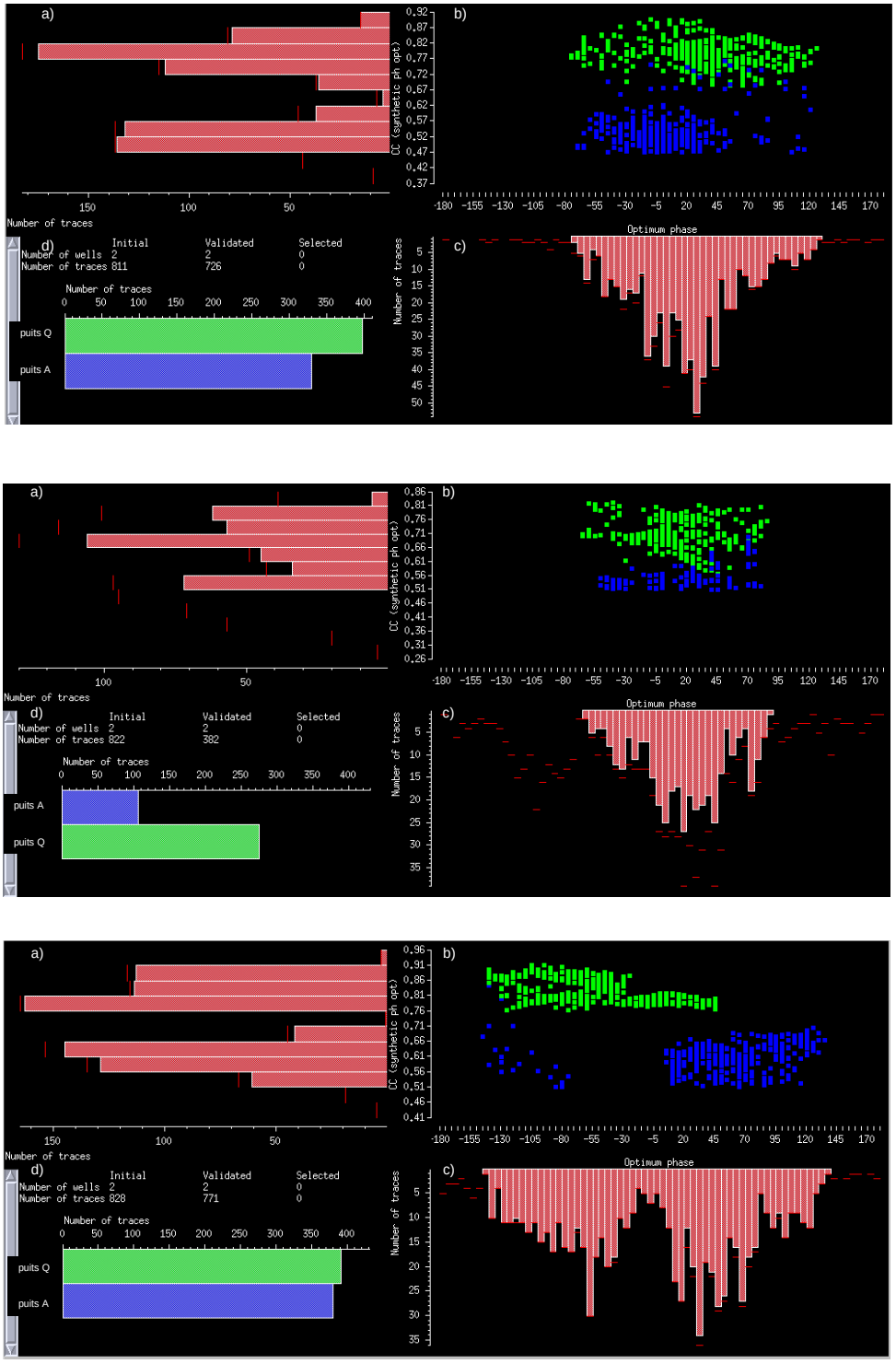


Figure 4.12 : Phase optimale pour le cube angles 12º-24º (au-dessus), le cube angles 24º-36º (au milieu) et le *stack total* (au-dessous), pour les puits A et Q : a) Histogramme des coefficients de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « phase vs coefficient de corrélation », d) Puits utilisés et c) Histogramme de la phase optimale déterminée aux différentes traces.

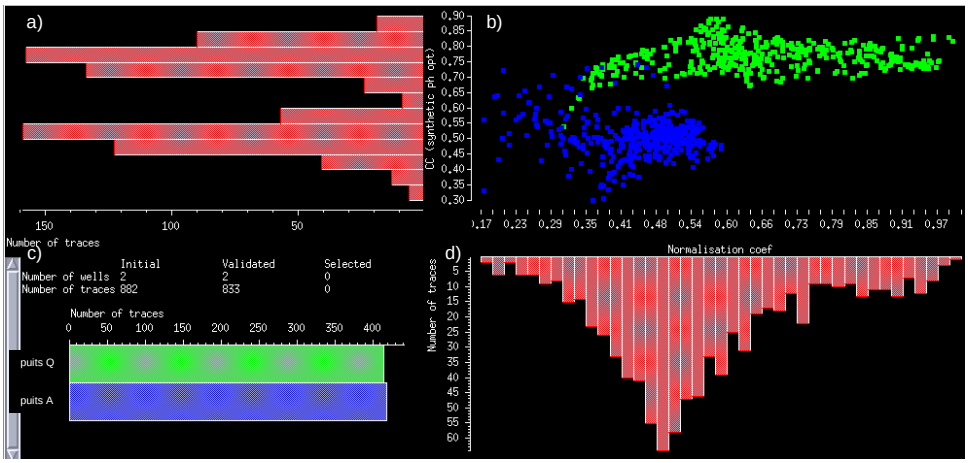


Figure 4.13 : Coefficient de normalisation d'amplitude pour le cube angles 12º-24º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « coefficient de normalisation vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de coefficient de normalisation.

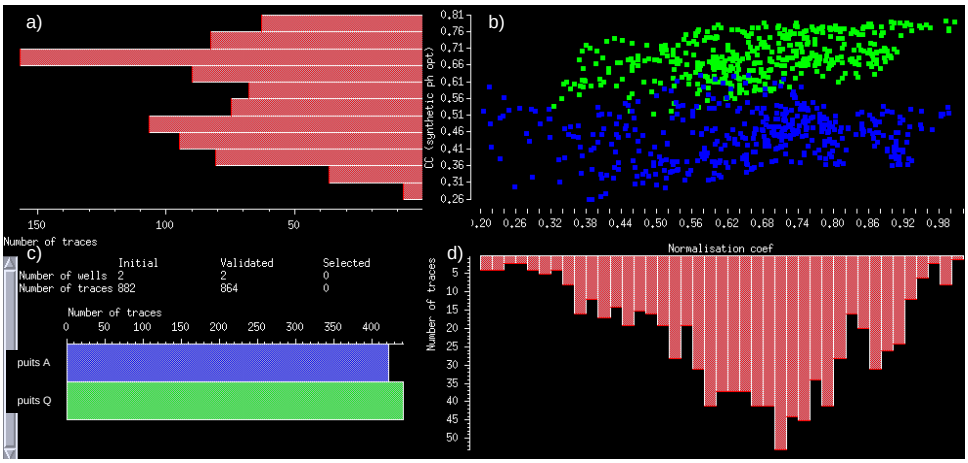


Figure 4.14 : Coefficient de normalisation d'amplitude pour le cube angles 24º-36º : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « coefficient de normalisation vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de coefficient de normalisation.

2.7. Estimation de la position optimale des puits

La position optimale d'un puits est déterminée en choisissant une même valeur de décalage de temps et une même valeur de coefficient de normalisation de l'amplitude pour les trois cubes (Table 4.5). La phase est égale à 25° pour tous les cubes angles et les puits. La position optimale du puits Q est ainsi *inline* (IL) 744 et *crossline* (XL) 189, et celle de A est IL 588 et XL 270, ce qui correspond à un décalage de 8 IL et 5 XL pour Q et de 9 IL et 10 XL pour A par rapport aux positions originales.

La Figure 4.16 montre la comparaison entre traces réelles (rouge) et synthétiques (vert) pour chaque cube sismique, à la position optimale des deux puits. Le puits Q cale correctement, mais il n'atteint que le toit de l'intervalle E. En revanche, le puits A cale moins bien au sommet de l'intervalle réservoir analysé (intervalles Morichal, A et B1) et mal sous le toit de E : le calage est acceptable seulement au niveau des intervalles B2 à D.

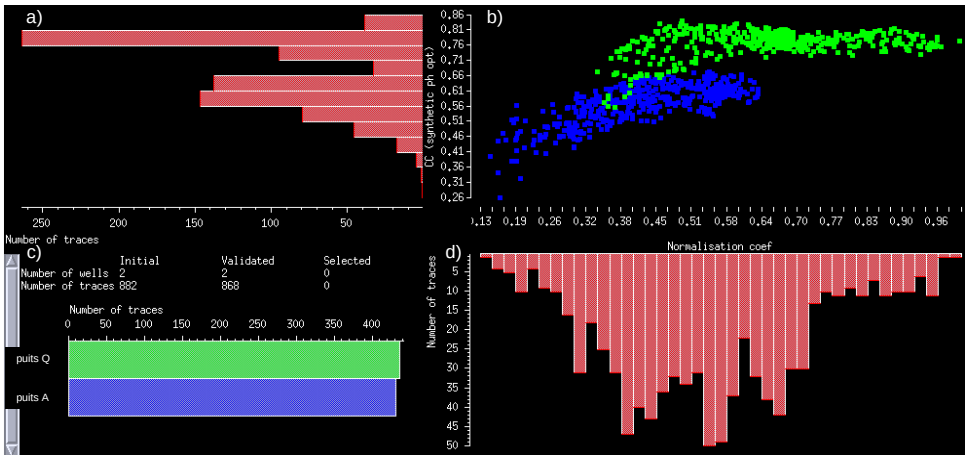


Figure 4.15 : Coefficient de normalisation d'amplitude pour le *stack* total : a) Histogramme du coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace réelle, b) Diagramme croisé « coefficient de normalisation vs coefficient de corrélation », c) Puits utilisés et d) Histogramme de coefficient de normalisation.

Paramètres	A	Q
Décalage de temps (ms)	4,0	-6,0
Phase (°)	25	25
Coefficient de normalisation	0,52	0,57
Coefficient de corrélation	0,62	0,82

Table 4.5 : Valeurs optimales des paramètres du calage puits-sismique. Les coefficients de normalisation et de corrélation sont la moyenne des valeurs des trois cubes sismiques.

3. Discussion des résultats

L'analyse des résultats sera centrée sur les possibles causes du médiocre calage puits-sismique obtenu (surtout aux niveaux inférieurs du réservoir).

a. Le premier point envisagé est un possible problème de la loi de conversion profondeur-temps. Mais les trois *check-shots* disponibles permettent de bien caler les diagraphies soniques et donc d'estimer des lois de conversion profondeur-temps fiables. Le décalage de temps est faible (Section 2.4).

b. Le deuxième point analysé est le possible effet du mouvement de fluides dans le réservoir qui pourrait créer une réponse différente entre la sismique acquise en 1998 et les puits forés entre 1976 et 2002 (A). Pour cela, on a utilisé les équations de substitution de fluides de Gassmann (Gassmann, 1951) pour estimer les vitesses P et S et la densité des puits A, B, et C, soit en changeant la profondeur du contact huile-eau pour le puits B (contact observé à 4114 pieds de profondeur ou *1126 ms*), soit en créant un contact fictif pour les deux autres puits. Les profondeurs du contact huile-eau testées sont les toits des intervalles G, F, E et C. Bien que les données de production du champ montrent que l'eau n'est pas arrivée jusqu'à ce dernier niveau, l'exercice permet d'observer la variabilité de la réponse sismique liée au changement de fluides. Les valeurs de densité de l'huile et de l'eau sont issues de la Table 1.2 du chapitre 1 et de l'évaluation pétrophysique du réservoir (Vallejo *et al.*, 2002). Les valeurs de vitesses de l'huile et de l'eau ont été estimées à partir des équations de Batzle et Wang (1992), qui permettent de calculer les propriétés élastiques d'un fluide, densité ρ, vitesse P V_p et module d'incompressibilité K aux conditions de réservoir de pression P et température T (Table 4.6). Les équations sont :

$$\rho = \rho_p / \left[0{,}972 + 3{,}81 * 10^{-4}\left(T + 17{,}78\right)^{1{,}175}\right] \tag{4.8}$$

où

$$\rho_P = \rho_0 + \left(0{,}00277P - 1{,}71 * 10^{-7} P^3\right)\left(\rho_0 - 1{,}15\right)^2 + 3{,}49 * 10^{-4} P \tag{4.9}$$

$$V_P = 2{,}096\left(\frac{\rho_0}{2{,}6 - \rho_0}\right)^{1/2} - 3{,}7T + 4{,}64P + 0{,}0115\left[4{,}12\left(1{,}08\rho_0^{-1} - 1\right)^{1/2} - 1\right]TP \tag{4.10}$$

$$K = \rho V_P^2 \tag{4.11}$$

La Figure 4.17 montre, pour le puits B foré en 1976, les traces sismiques synthétiques à offset nul (2ème colonne de la figure), les vitesses P (3ème colonne) et les densités (dernière colonne), calculées pour les différentes profondeurs du contact huile-eau testées (toits de G, F, E, et C). On peut observer que les amplitudes augmentent légèrement lorsque le contact huile-eau remonte, surtout au niveau du toit du Crétacé, de l'intervalle C et du toit de B2. Ce résultat est tout à fait logique puisque l'eau a une vitesse et une densité légèrement supérieures à celles de l'huile. Dans l'intervalle G, on observe une légère diminution de l'amplitude parce que l'intervalle est complètement rempli d'eau et qu'il n'y a plus de contraste d'impédances.

Les variations du signal sismique produites par le possible mouvement de fluides sont donc très locales en profondeur, et pas assez fortes pour être responsables du problème de calage puits-sismique, d'autant que le plan d'eau n'avait pas dépassé le toit de G dans ce puits au moment de l'acquisition sismique (Vallejo *et al.*, 2002). Le contact est dans l'intervalle E dans le nord du réservoir, loin de la zone d'analyse.

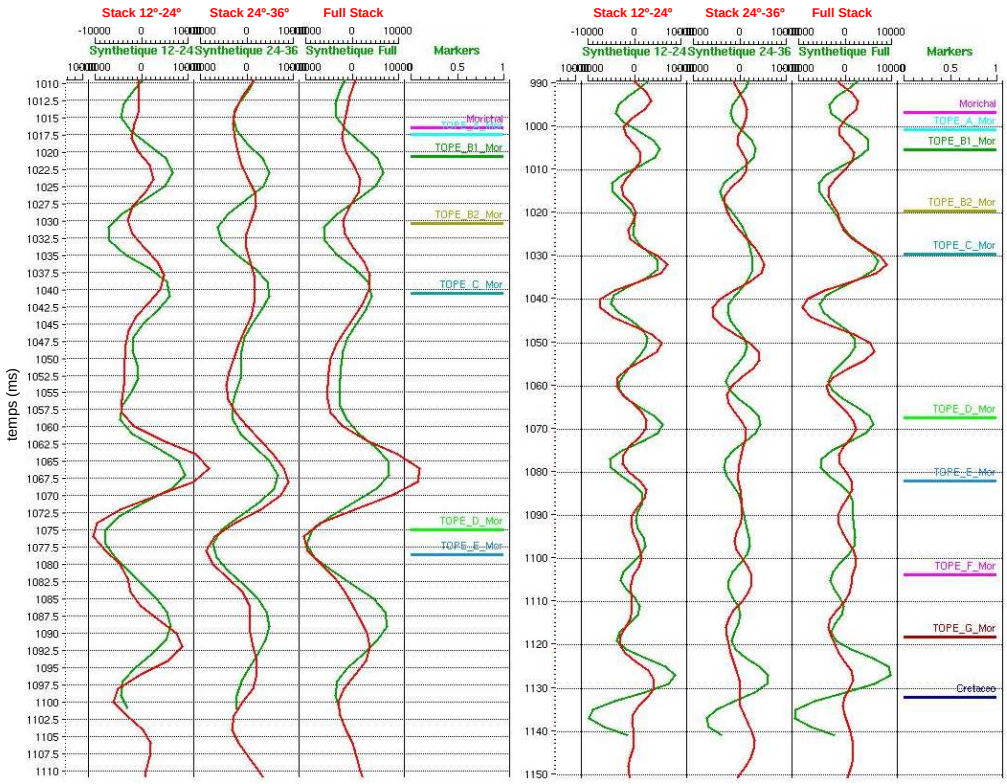


Figure 4.16 : Calage des puits A et Q pour chaque cube sismique, en comparant les traces réelles (rouge) et les traces synthétiques (vert) après repositionnement et time-shift optimaux.

Propriété	Huile	Eau
Température (°C)	64	64
Pression (MPa)	10,34	10,34
Densité (gr/cm^3)	1,00	1,05
K (GPa)	2,08	2,58

Table 4.6 : Valeurs des propriétés utilisées pour la substitution de fluides.

On a estimé, pour le puits B, les sismogrammes synthétiques issus d'une modélisation *AVO* en prenant en compte les 5 différentes positions du contact huile-eau (Figure 4.18) : originale ou toit de G à toit de C. Cette analyse permet d'observer la variation de l'amplitude sismique avec l'angle d'incidence (Chapitre 3) et comment elle pourrait être affectée par le possible mouvement du contact des fluides à cause de la production d'hydrocarbures dans le champ.

On observe que la présence d'eau au niveau de ces possibles contacts augmente localement le contraste d'impédances (cf. zones cerclées sur la figure). Si on regarde la classification *AVO* de Rutherford et Williams (1989), on constate que l'intervalle F passe de classe 2 lorsque le contact huile-eau est en position originale à classe 1 lorsque le contact est au toit de F. Il en va de même pour l'intervalle G. Dans le cas de l'intervalle E, le changement de classe AVO n'est pas évident à cause de l'argilite présente dans l'intervalle (Figure 1.37, chapitre 1), qui réduit le contraste d'impédances à l'interface. Enfin, en ce qui concerne l'intervalle C, en modifiant la position du contact huile-eau d'originale à toit de C,

on constate un renforcement des amplitudes sismiques au toit de C, visible surtout pour les angles proche de 40°.

Les derniers résultats montrent que le mouvement du contact du fluide, (avec substitution d'huile par de l'eau), a un impact mineur sur le *stack total* (Figure 4.17), car il génère un léger time-shift et une légère augmentation d'amplitude de la trace sismique à cause d'une augmentation de vitesse ($K_{eau}>K_{huile}$). Dans le cas des différentes classes d'angles (Figure 4.18) l'effet du contact des fluides est visible surtout pour les grands angles (> 25°), en augmentant l'amplitude ($K_{eau}>K_{huile}$). Cette augmentation d'amplitude peut induire un changement de la polarité de la trace sismique (passage de classe *AVO* 2 à 1) qui peut entraîner, lors de la sommation par classe d'angles (*angles stack*), un affaiblissement de l'amplitude et de la phase résultante. Étant donné que l'écoulement des fluides est hétérogène, le contact huile/eau remonte plus vite dans les zones de forte perméabilité.

c. Le troisième point considéré est l'atténuation des ondes propagées dans le sous-sol qui peut modifier l'image sismique et empêcher un bon calage puits-sismique. Ainsi, l'atténuation et l'absorption des hautes fréquences du signal sismique, liées à un filtrage naturel de la Terre avec la profondeur, peuvent entraîner un affaiblissement des amplitudes sismiques avec la profondeur et un retard dans la phase (Sheriff et Geldart, 1995).

Les mécanismes possibles d'atténuation des ondes, dûs à la présence de fluides dans la roche, sont de trois types : a) Le mouvement couplé entre les fluides et la partie solide de la roche qui produit une perte d'énergie par friction visqueuse, appelé visco-innertiel (Biot, 1956a, 1956b; Geertsma et Smit, 1961), b) Le *squirt flow* ou expulsion du fluide du pore par le passage d'une onde dans la roche (O'Connell et Budiansky, 1977; Mavko et Nur, 1979; Mavko et Jizba, 1991; Dvorkin et Nur, 1993), c) La relaxation viscoélastique (Christensen, 1982; Batzle *et al.*, 2006; Behura *et al.*, 2007), qui est la réponse non instantanée ou retardée du milieu au passage d'une onde, causée par la forte viscosité de l'huile, qui est un phénomène similaire à un piston devant un ressort.

Une des principales différences entre le premier mécanisme et les deux derniers est la façon dont la viscosité du fluide η est prise en compte dans le calcul de la fréquence critique w_c, fréquence à partir de laquelle les effets d'atténuation et de dispersion sont observés. Selon la théorie de Biot, $w_c = \eta\phi / k\rho$, où ϕ est la porosité, k la perméabilité et ρ la densité. Dans la théorie du *squirt flow*, $w_c = K\alpha^3 / \eta$, où K est le module d'incompressibilité et α le rapport de formes de fissure (*crack aspect ratio*, rapport entre l'épaisseur et l'extension de la fissure). Dans la relaxation viscoélastique aussi, la fréquence critique w_c varie en η^{-1}. Du coup, une huile lourde peut entraîner de l'atténuation à partir de la fréquence sonique (KHz) selon la théorie de Biot, ou à la fréquence sismique (dizaine de Hz) selon les théories du *squirt flow* et de relaxation viscoélastique. D'ailleurs, la relaxation viscoélastique paraît être le mécanisme dominant pour des fluides fortement visqueux et la possible cause de jusqu'à 20% de différence de temps entre mesures du profil sismique vertical et diagraphie sonique (Schmitt, 1999). Malheureusement, l'atténuation est très difficile à étudier au laboratoire, et est souvent biaisée (De *et al.*, 1994).

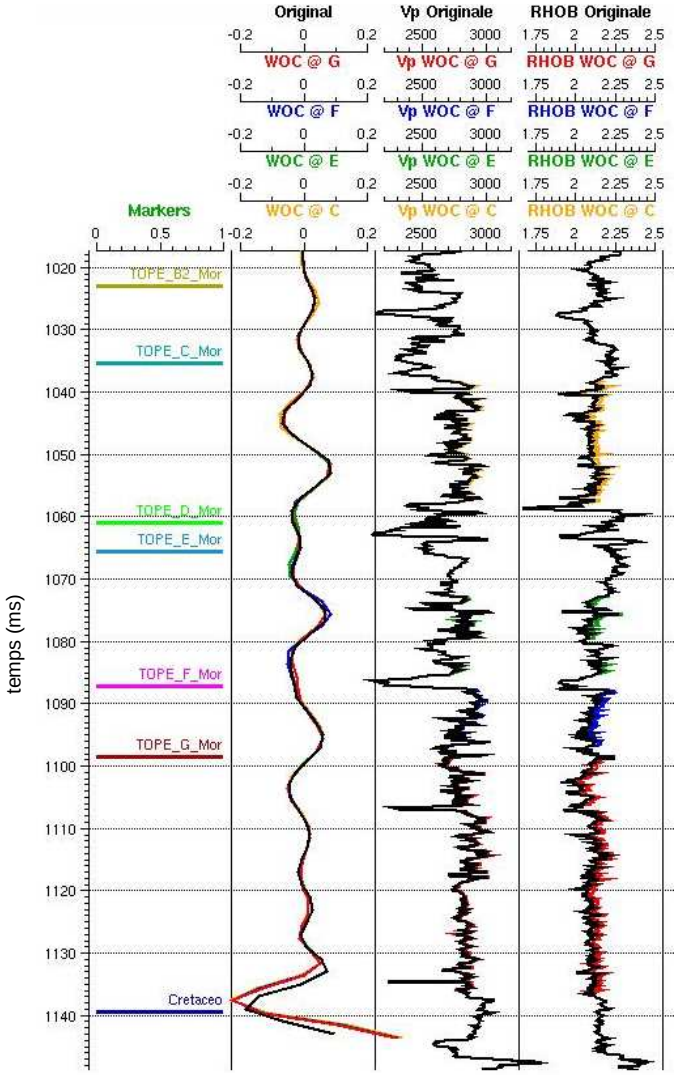
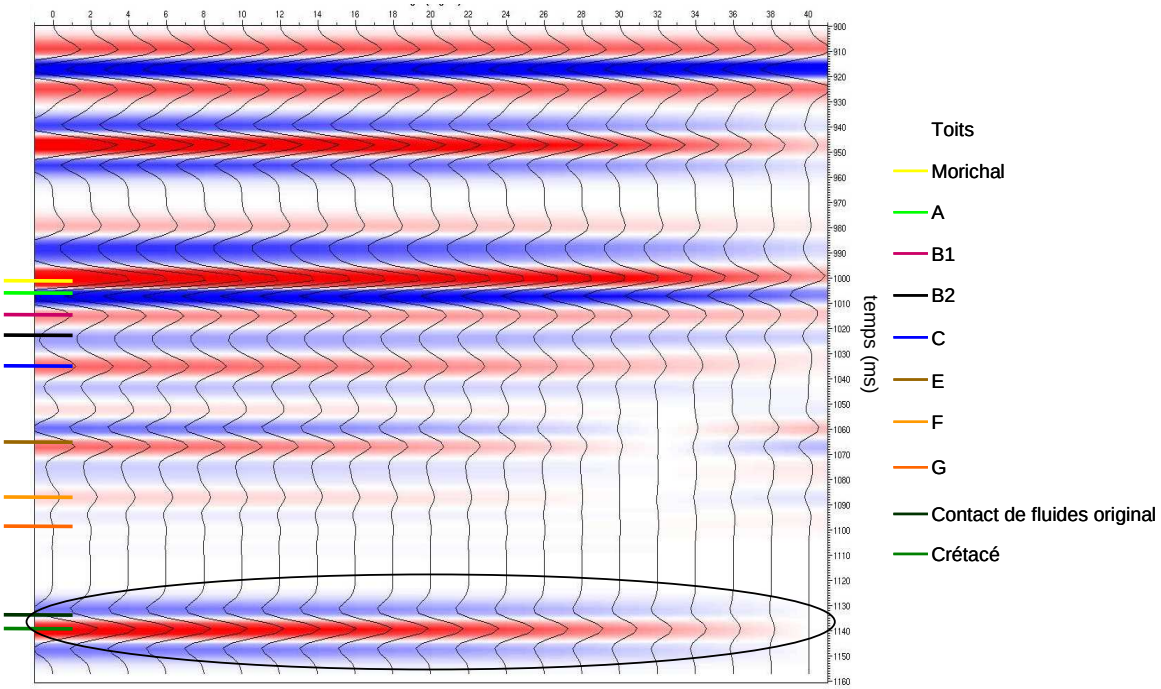
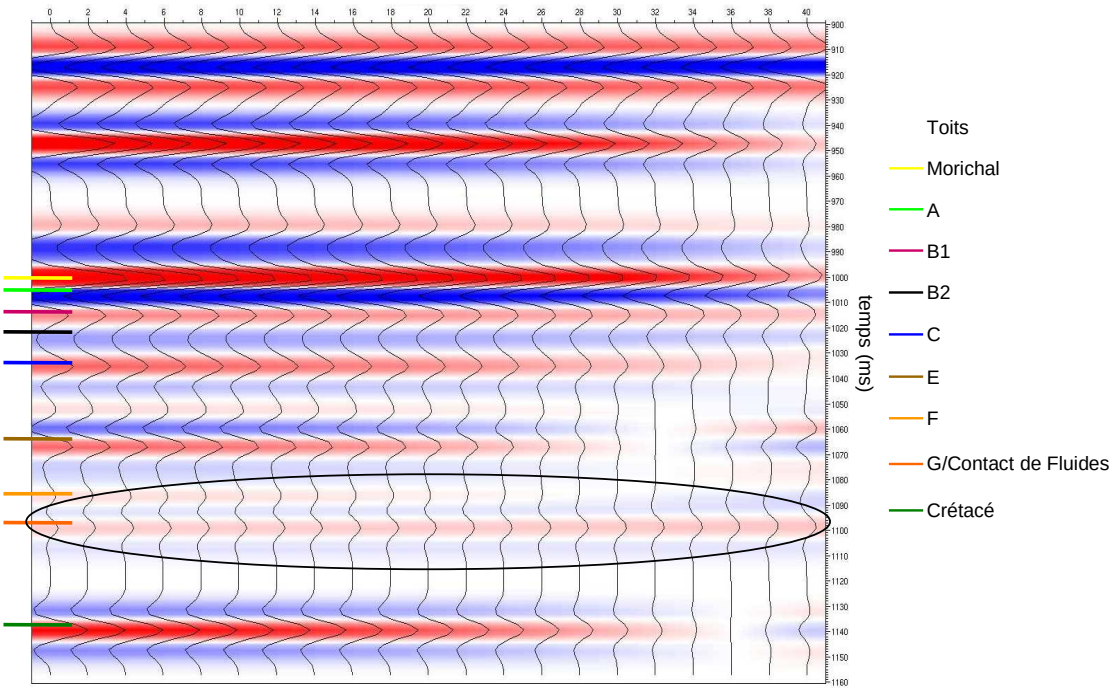


Figure 4.17 : Diagraphies en temps du puits B avec en colonnes de gauche à droite : Marqueurs à la position originale, Traces sismiques synthétiques à offset nul, vitesses V_p, densités *RHOB*, pour différentes profondeurs du contact huile-eau. Courbe noire : données originelles ; courbes rouge, bleue, verte et orange : contact des fluides au toit de G, F, E et C, respectivement.

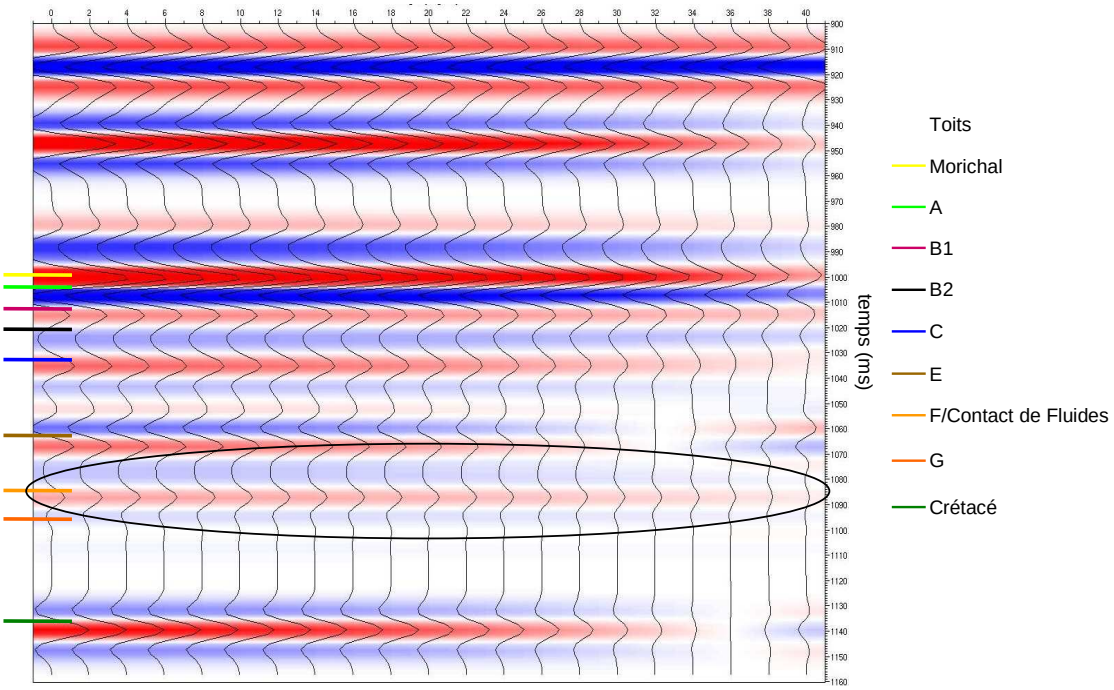
a)


Angle (degré)
temps (ms)
Toits
Morichal
A
B1
B2
C
E
F
G
Contact de fluides original
Crétacé

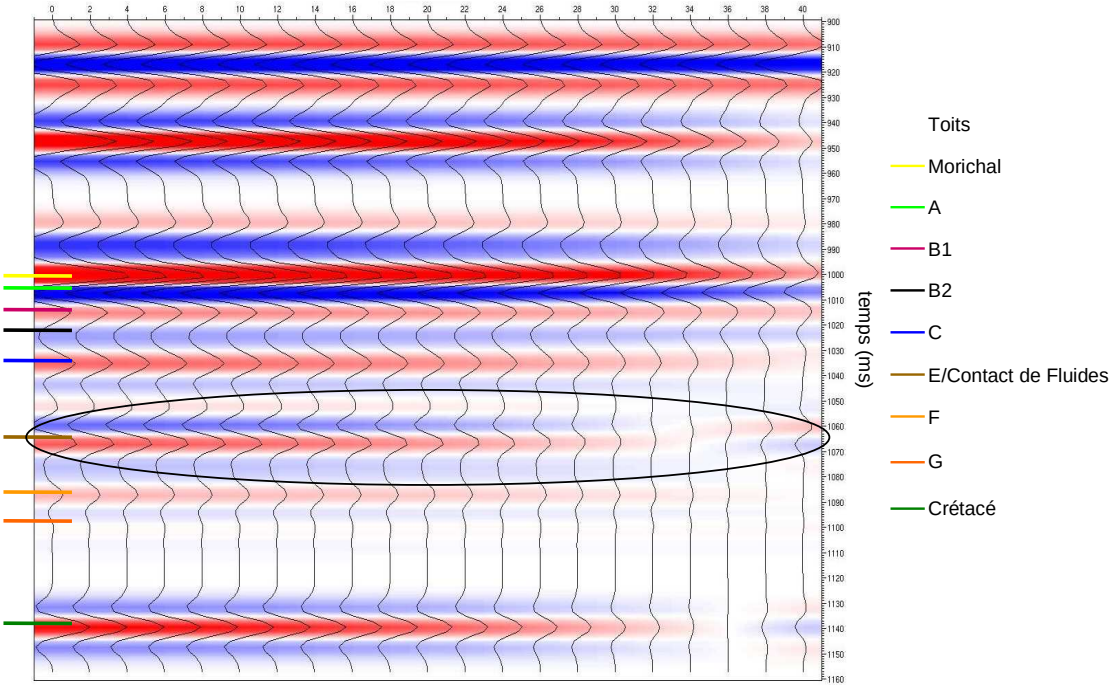
b)


Angle (degré)
temps (ms)
Toits
Morichal
A
B1
B2
C
E
F
G/Contact de Fluides
Crétacé

c)


Angle (degré)
temps (ms)
Toits
Morichal
A
B1
B2
C
E
F/Contact de Fluides
G
Crétacé

d)


Angle (degré)
temps (ms)
Toits
Morichal
A
B1
B2
C
E/Contact de Fluides
F
G
Crétacé

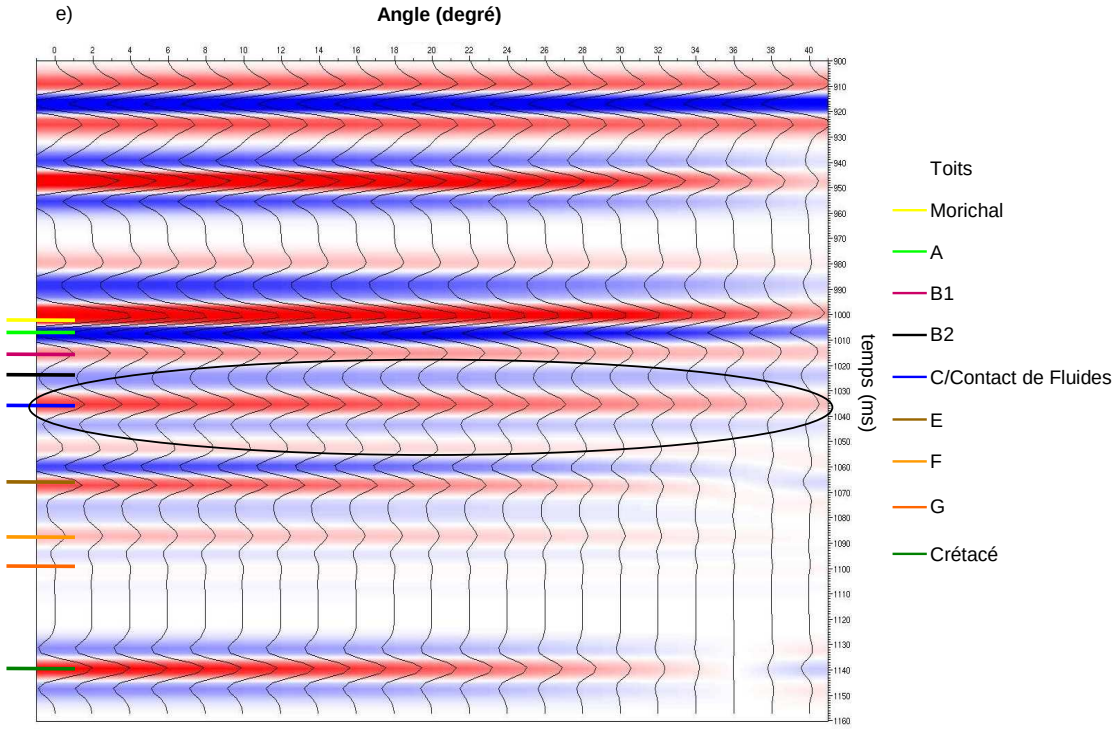


Figure 4.18 : Modélisation *AVO* du puit B pour différentes profondeurs du contact huile-eau : (a) originale, (b) au toit de G, (c) au toit de F, (d) au toit de E, (e) au toit de C respectivement.

d. Une autre cause possible des mauvais résultats de calage est la présence d'anisotropie sismique qui se traduit par une variation de la vitesse de propagation des ondes sismiques avec l'angle d'incidence (Thomsen, 2002). L'anisotropie sismique dépend de la profondeur, de la lithologie, de la porosité (autant intergranulaire qu'intragranulaire) et du rapport entre la longueur d'onde et l'épaisseur des couches. Elle peut être principalement de trois types :

- *Intrinsèque,* à cause de la déposition naturelle préférentielle des grains de la roche. C'est le cas typique des argiles, où la vitesse horizontale est plus forte que la vitesse verticale à cause de l'orientation horizontale des grains d'argile (Banik, 1984; Thomsen, 2002).
- *Induites par des couches fines*. Quand la longueur de l'onde sismique est plus grande qu'un ensemble de couches, la vitesse verticale moyenne de l'ensemble est alors plus faible que la vitesse horizontale parallèle aux couches (Backus, 1962; Thomsen, 2002).
- *Induite par des contraintes*. La vitesse parallèle à la direction principale de contrainte est plus forte puisque les fissures perpendiculaires à la contrainte sont fermées et par contre les fissures parallèles à la contrainte restent ouvertes (Nur et Simmons, 1969; Sayers, 1988).

Le premier type d'anisotropie est très courant dans les bassins présentant de grosses couches d'argile au dessus du réservoir. Les événements dans la sismique sont donc vus à un temps de trajet plus grand que dans les puits. Banik (1984) suggère ainsi des corrections de profondeur jusqu'à 20% pour une anisotropie d'environ 30% dans les argiles de la Mer du Nord. Le deuxième type

d'anisotropie est commun aux environnements sédimentaires turbiditiques et côtiers, où il y a une grande alternance de couches fines d'argile et de sable.

Les effets *AVO* de ces deux types d'anisotropie, à savoir intrinsèque et liée aux couches fines, peuvent être considérables. Par exemple, si l'on considère un milieu avec axe de symétrie transverse verticale (*VTI*) (i.e. alternance d'argiles et sables) (Thomsen, 2002), la contribution de l'anisotropie au calcul du coefficient de réflexion P-P est non négligeable pour les angles d'incidence supérieurs à 10° (Banik, 1987; Kim *et al.*, 1993; Blangy, 1994; Rüger, 1997). L'expression pour le coefficient de réflexion P-P anisotrope déduite par Rüger est :

$$R_{pp_aniso} \approx R_{pp_iso} + (\Delta\delta/2)\sin^2\theta + \Delta\varepsilon/2\sin^2\theta\tan^2\theta \qquad (4.12)$$

R_{pp_aniso} est le coefficient P-P anisotrope, R_{pp_iso} le coefficient de réflexion P-P isotrope par l'approximation d'Aki-Richards (équation 3.1, Chapitre 3) ; $\Delta\delta$ et $\Delta\varepsilon$ sont les contrastes entre les interfaces des paramètres de faible anisotropie de Thomsen (Thomsen, 1986) : $\Delta\delta$ contribue principalement pour les petits angles d'incidence (θ < 30°), tandis que $\Delta\varepsilon$ contribue plutôt pour les grands angles d'incidence (θ > 30°), les deux paramètres contribuant plus si le contraste d'impédance est faible (sables de classe *AVO* 2). Banik (1987), Kim *et al.* (1993), Blangy (1994) démontrent sur des modèles synthétiques qu'un sable de type *AVO* 2 peut changer en un type *AVO* 3 à cause de l'anisotropie.

Le troisième type d'anisotropie est plus courant quand la roche est poreuse ou peu consolidée, parce qu'il y a plus de fissures et de pores ouverts, et que la compressibilité de la roche est plus forte. En conséquence, la variation de vitesse entre la direction perpendiculaire et parallèle à la contrainte est plus forte (Zimmer, 2003; Vega, 2003; Vega *et al.*, 2006).

Sur le champ Jobo, les trois types d'anisotropie sont possibles. Les argiles des formations Freites et Yabo peuvent être intrinsèquement anisotropes. Les couches fines des formations Freites, Jobo et Morichal peuvent générer une anisotropie induite par des couches fines. Et finalement, les sables peu consolidés des formations Jobo et Morichal peuvent produire une anisotropie par contrainte verticale. Mais le problème avec les effets d'anisotropie est qu'ils peuvent se compenser, rendant difficile leur détection. Par exemple, l'anisotropie intrinsèque des argiles réduit la vitesse verticale ; mais par contre la contrainte verticale ferme les pores et les fissures, et augmente cette même vitesse verticale.

Les effets *AVO* induits par l'anisotropie changent le coefficient de réflexion et donc l'amplitude et la phase sismique. L'anisotropie entraîne une fausse vitesse *NMO*, soit inférieure, soit supérieure ; et donc les événements sismiques corrigés avec une vitesse NMO isotrope ne sont pas horizontalisés, causant des distorsions d'amplitude et de phase dans les données sismiques qui se répercutent directement lors du calage puits-sismique. En conclusion, il est indispensable d'étudier l'atténuation et l'anisotropie dans le champ Jobo, et leur impact sur la sismique et sur le calage puits-sismique.

4. Conclusions

On a observé que le calage puits-sismique a échoué. Les raisons peuvent être diverses :

a. Acquisition sismique non adaptée pour une étude d'inversion sismique par manque d'offsets très courts et lointains. Néanmoins, il faut indiquer que comme l'acquisition était terrestre il y avait des difficultés de logistique impossibles à contourner : obstacles naturels (rivières, marécages, forêts, etc.) et constructions (villages, sites de stockage des hydrocarbures, etc.). Ces difficultés ont entraîné des modifications du plan de position de l'acquisition (sources et récepteurs) et donc des offsets et de la couverture obtenus.
b. Possible effet des couches superficielles, fortement absorbantes d'énergie, d'où une forte atténuation du signal sismique. Pour l'acquisition sismique, différentes profondeurs de la source ont été testées en plusieurs endroits du champ Jobo : on a retenu celle qui donne la plus faible perte d'énergie. Le problème est que les couches superficielles sont hétérogènes latéralement tant en épaisseur qu'en lithologies ce qui pourrait induire des changements locaux d'énergie.
c. L'effet de la production d'huile sur la sismique n'est pas connu. La substitution de l'huile par de l'eau due à la production peut causer des augmentations locales de la vitesse, puisque l'incompressibilité de l'eau est plus forte que celle d'huile. Ce phénomène serait plus fort dans les zones de plus forte perméabilité, où la mobilité de l'huile est plus forte. Dans le réservoir Morichal ces zones de forte mobilité des fluides sont les chenaux de sable localisés principalement dans les intervalles à partir du toit de C.
d. L'encaissant supérieur du réservoir pourrait causer une forte atténuation au moyen de mécanismes visco-inertiels ou de "*squirt flow*" dans certains intervalles sableux saturés d'eau de la formation Freites et Pilon (d'où changement de phase et affaiblissement de l'amplitude) due à la faible consolidation de la roche.
e. Il faut considérer la possibilité de la présence de l'atténuation sur le membre Jobo, au dessus de Morichal, qui est un réservoir d'huile lourde aussi. Ainsi, l'atténuation peut avoir le même effet que sur Morichal. En conséquence, le signal sismique serait plus faible et déphasé au moment d'arriver sur le toit de Morichal par l'effet atténuant des couches supérieures.
f. De plus, on ne connaît pas clairement les effets de l'atténuation dans le réservoir liée à la présence d'huile lourde. La littérature montre quelques exemples où on observe que l'huile lourde est atténuante au moyen de mécanismes de viscoélasticité (Batzle *et al.*, 2006; Behura *et al.*, 2007).
g. Les corrections de *NMO*, même si celles utilisées dans le traitement sont de quatrième ordre (suffisant dans la plupart des cas), peuvent être insuffisantes pour éliminer les effets de l'anisotropie (variation anisotrope du champ de vitesse). On ne connaît pas avec certitude si les argiles de l'encaissant du réservoir, et même les sables des formations Jobo et Morichal, sont anisotropes et quel effet ces anisotropies ont sur le signal sismique.

Étant donnée l'importance d'avoir une sismique de bonne qualité pour réaliser un bon calage puits-sismique, et ensuite pour les interprétations structurales et surtout pour la caractérisation sismique des propriétés du réservoir par inversion ou analyse

AVO, il est nécessaire d'étudier les points énumérés précédemment. Les trois premiers points, bien qu'ils doivent être traités avec beaucoup d'attention, dépassent les objectifs de ma thèse sur la caractérisation géophysique du réservoir. On se concentrera dans le reste de la thèse sur l'étude de l'atténuation et de l'anisotropie sur le signal sismique.

Pour cela, on fera un modèle géologique 3D du réservoir le plus réaliste possible. Ce modèle sera habillé en électrofaciès décrits dans le Chapitre 1, en propriétés pétrophysiques et pétroélastiques, ces dernières étant estimées à partir des propriétés pétrophysiques (porosité, contenu en argile et saturation en eau) au moyen des modèles de physique des roches décrits au Chapitre 2. Alors, en utilisant le modèle pétroélastique 3D (densité et vitesses P et S), on réalisera différents tests de modélisation sismique 1D et 2D :

- Anisotrope : prise en compte des paramètres d'anisotropie faible de Thomsen dans le modèle pétroélastique.
- Viscoélastique : prise en compte de valeurs d'atténuation des ondes P Q_p et S Q_s dans le modèle pétroélastique.

Les modélisations 1D serviront à établir les valeurs d'anisotropie et d'atténuation les plus adaptées au réservoir, et à avoir une meilleure compréhension du phénomène étudié.

Les résultats de ces modélisations sismiques permettront peut-être d'avoir une explication aux problèmes de calage puits-sismique.

Chapitre 5 :

Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D

Dans la dernière partie du chapitre 4 nous avons discuté de la nécessité de faire une modélisation sismique pour étudier les causes du mauvais calage puits-sismique et mieux comprendre les facteurs qui affectent la propagation des ondes dans le champ Jobo. La sismique synthétique doit répondre aux caractéristiques géologiques du sous-sol et les représenter le plus fidèlement possible. Il faut donc construire un modèle tridimensionnel qui représente fidèlement les hétérogénéités du réservoir en termes de géométrie, de distribution de faciès, des propriétés pétrophysiques et pétroélastiques, etc. Dans la suite on appellera ce modèle : *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*, étant donné que le modèle est construit à partir du réservoir Morichal. La Figure 5.1 présente la chaîne de travail pour la génération du modèle, en finissant par la modélisation sismique (le but final).

Dans la section 1, on décrira la première étape qui est l'interprétation sismique en temps des horizons et des failles. Ces horizons et failles, une fois passés dans le domaine profondeur donneront la forme ou géométrie du réservoir.

Dans la section 2, on procèdera à la construction du modèle structural qui contiendra les faciès et propriétés pétrophysiques. Dans ce modèle structural on définira les intervalles ou unités sédimentaires constituant le réservoir. Ces unités seront divisées ensuite en couches plus fines qui suivent la forme des dépôts des strates géologiques à l'échelle de quelques mètres de façon à simuler les hétérogénéités à petite échelle du sous-sol.

Les valeurs des diagraphies aux puits seront enfin assignées aux mailles du modèle structural (section 3).

Une fois le modèle structural établi, maillé, et complété des valeurs aux puits, il pourra être entièrement rempli en faciès (chapitre 6), puis en propriétés pétrophysiques (chapitre 7) et pétroélastiques (chapitre 8).

1. Interprétation des horizons et des failles

L'interprétation des horizons et des failles consiste à pointer sur la sismique les réflexions "quasi-horizontales" (horizons) et les discontinuités "quasi-verticales" (failles) principales qui ont un sens géologique. Dans le cas des horizons, ce sont généralement des événements stratigraphiques d'importance, comme une discordance, une limite de séquence ou une surface d'inondation maximale. Ces événements sont des interfaces, dans la plupart des cas, à fort contraste d'impédances acoustiques qui donnent une réflexion sismique claire et facile à suivre. En revanche, les failles sont des discontinuités causées par la déformation tectonique qui coupe les strates, donnant une rupture de la réflexion sismique.

1.1. Interprétation des horizons et des failles dans le champ Jobo

L'interprétation des horizons et des failles dans le champ Jobo a été faite sur le cube sismique *stack* total (Chapitre 4, Section 2.1), filtré passe-bas à 80 Hz de fréquence maximum et en appliquant un facteur AGC (*Automatic Gain Control*) (Yilmaz, 1988) dans une fenêtre glissante de 200 ms. Ces techniques ont été appliquées pour améliorer la continuité des réflexions sismiques et la définition des failles (Figure 5.2).

Figure 5.1 : Schéma de travail pour la construction du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*.

Pour l'interprétation des failles on a aussi utilisé un cube d'attribut de semblance (Chopra et Marfurt, 2007), qui réalise la corrélation croisée entre traces sismiques voisines. Le résultat donne une valeur proche de 1 pour des traces similaires et proche de 0 pour des traces très différentes. De cette façon, les discontinuités du signal sismique, liées par exemple aux failles, forment des zones ou lignes de valeurs de semblance proches de 0 : elles peuvent donc être observées plus clairement sur les sections sismiques, spécialement dans la direction horizontale (Figure 5.3).

Les failles interprétées sont classées en une principale et plusieurs secondaires (Figure 5.3). La faille principale divise la zone de travail en deux parties : le réservoir au nord et l'aquifère au sud, tandis que les autres failles compartimentent le réservoir et l'aquifère en petits blocs qui jouent un rôle primordial dans l'écoulement des fluides.

D'après l'interprétation on peut dire que la structure est un monoclinal avec un pendage de 4° à 5° vers le nord, coupé par une séri e de failles "quasi-verticales" (plus de 70° d'inclinaison) de pendage vers le sud et quelques failles antithétiques vers le nord. Cela correspond à une ambiance tectonique extensive typique du sud du bassin oriental du Venezuela, ceinture de l'Orénoque (González de Juana *et al.*, 1980).

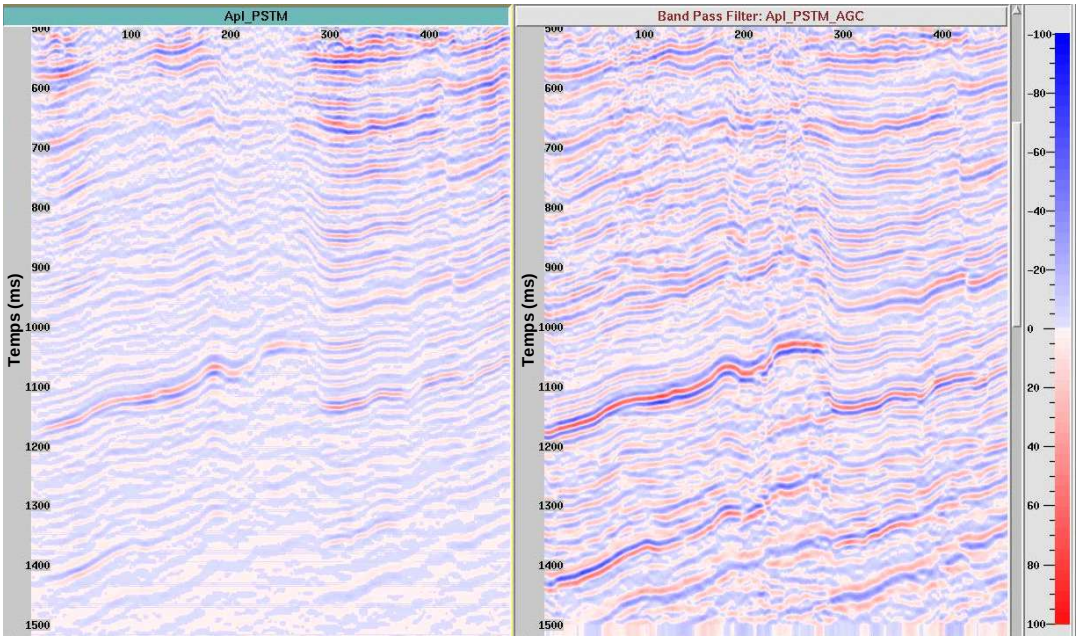


Figure 5.2 : Comparaison entre données sismiques avant (gauche) et après (droite) filtrage passe-bas et *AGC*.

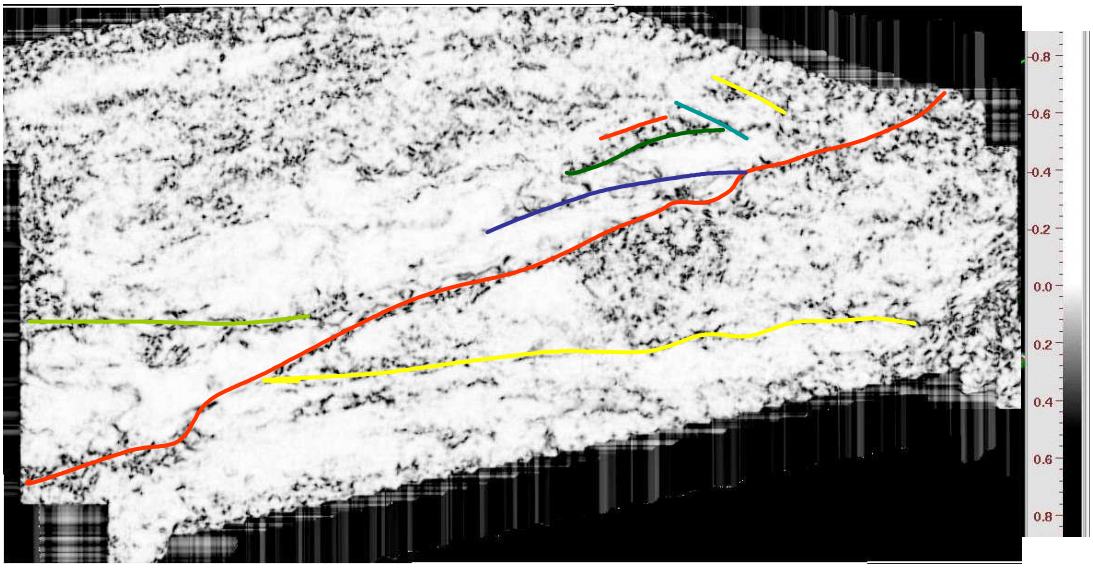


Figure 5.3 : Coupe en temps de l'attribut de semblance avec l'interprétation des failles (faille de principale du réservoir colorée en rouge foncé).

En ce qui concerne l'interprétation des horizons, les toits de Morichal, de l'intervalle C et du Crétacé ont été identifiés sur la sismique (Figure 5.4) grâce à l'analyse *AVO* du chapitre 3, qui donne la forme (signe et valeur de l'amplitude) que doit avoir le signal sismique pour ces toits.

Les résultats de l'interprétation sont donc ces trois horizons (toits du Morichal, de l'intervalle C et du Crétacé) et plusieurs failles. La Figure 5.5 montre la relation génétique entre les surfaces par rapport à la stratigraphie séquentielle, où les toits de

Morichal et C sont des surfaces d'inondation maximale, tandis que le toit du Crétacé est une limite de séquence.

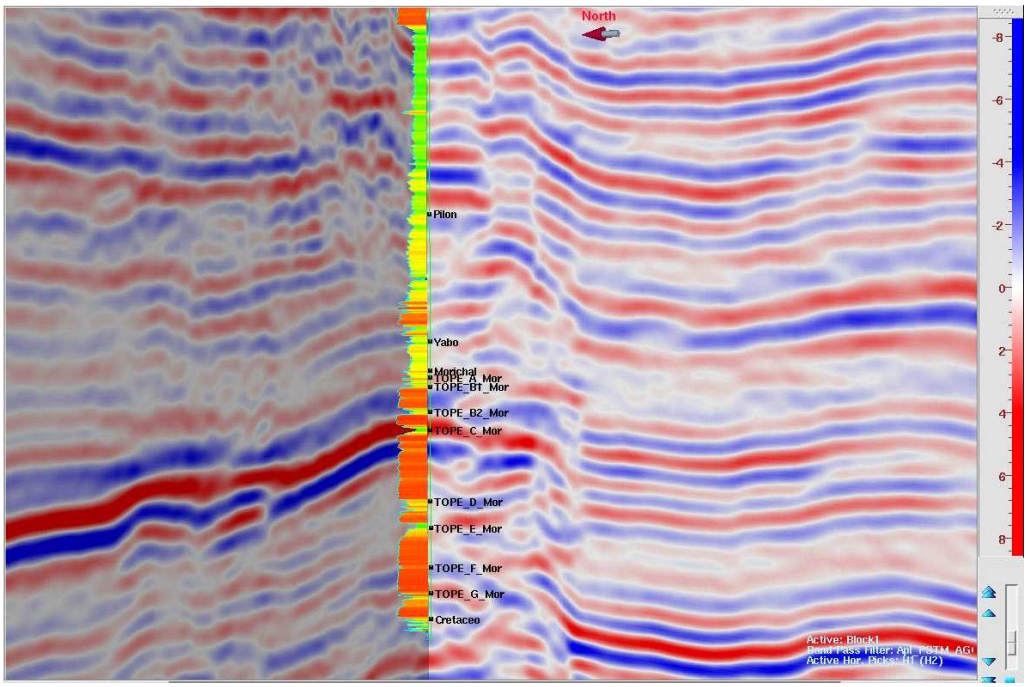


Figure 5.4 : Interprétation des horizons sur la sismique à l'aide des marqueurs aux puits.

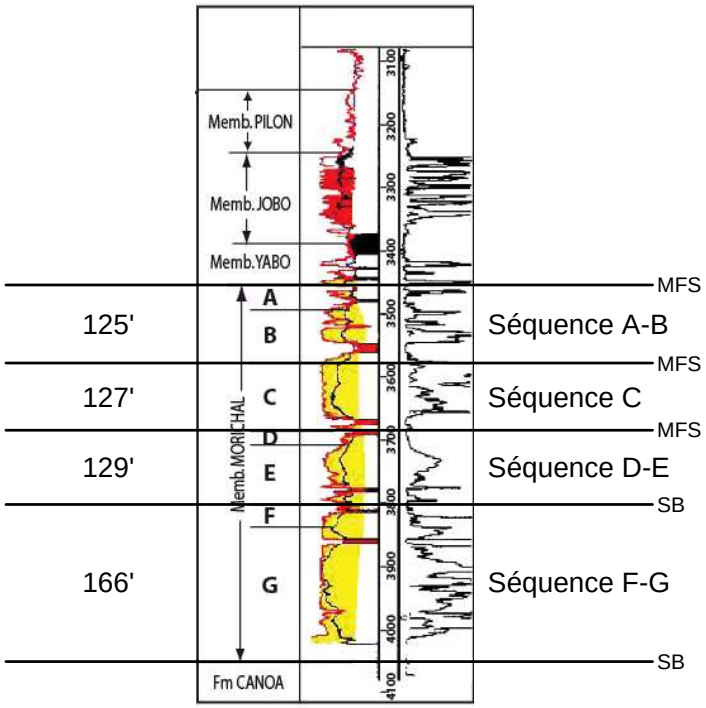


Figure 5.5 : Séquences sélectionnées pour le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*.

Pour des raisons de grande incertitude vers l'aquifère, au nord et à l'est du réservoir dû au manque de puits, on a décidé de réduire la zone d'étude de 100 km² (trait vert) à 40 km² (trait noir) (Figure 5.6). En effet le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* doit être le plus proche de la réalité possible afin de permettre de tester les raisons du mauvais calage puits-sismique sur les données réelles. Pour cela (et donc pour réduire au maximum l'incertitude), on a décidé de se concentrer sur une zone comportant 133 puits qui l'échantillonnent correctement. L'interprétation sur la zone de 40 km² est donc réduite à cinq failles (dont la faille principale), et toujours les 3 horizons.

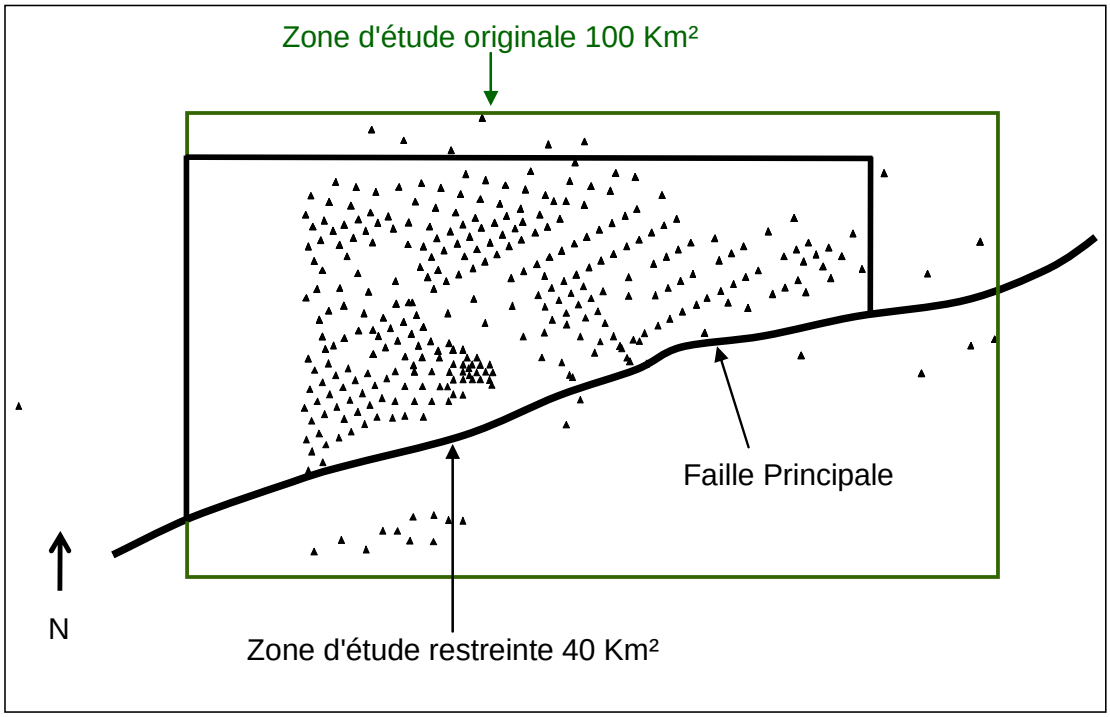


Figure 5.6 : Domaine pour la construction du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*.

1.2. Passage en profondeur des horizons et failles interprétés

Les horizons et failles interprétés doivent être passés du domaine temps au domaine profondeur (conversion temps-profondeur) pour pouvoir contraindre ensuite la construction du modèle structural en profondeur.

Pour le passage en profondeur des failles, on utilise les lois de conversion temps-profondeur aux puits montrées dans le chapitre 4, section 2.2. On les extrapole vers les failles. Ensuite on cale les failles avec les horizons en profondeur, de façon à respecter les sauts et les terminaisons des failles sur les horizons.

Pour le passage en profondeur des 3 horizons (toits de Morichal, de l'intervalle C et du Crétacé), on utilise la technique du krigeage avec dérive externe (Wackernagel, 1993), où les marqueurs aux puits (fournissant la profondeur d'un horizon) sont les données conditionnantes et où l'horizon sismique en temps est la dérive ou tendance de la surface. La méthodologie pour un horizon donné est la suivante :

- Estimation de la dérive par régression linéaire, aux puits, entre marqueur en profondeur et horizon sismique en temps
- Modélisation du variogramme du résidu de la régression linéaire aux puits
- Estimation non stationnaire (krigeage) de l'horizon à partir des marqueurs aux puits, du pointé sismique comme dérive et du modèle du résidu précédemment ajusté.

Pour chaque horizon, on utilise la position en profondeur du marqueur connue en 127 puits. Il est important de noter que 6 autres puits sont mis de côté pour contrôler *a posteriori* la qualité de la conversion temps-profondeur.

La Figure 5.7 correspond à la carte variographique[1] du pointé sismique en temps du toit de Morichal. D'après cette figure, les directions d'anisotropie maximale (i corrélation sur de grandes distances) et minimale sont respectivement 160° par rapport au nord et 70° par rapport au nord. Ces deux directions coïncident avec l'orientation des failles (70°N) (Figure 5.3) et sa direction perpendiculaire (160°N), la pente de la structure.

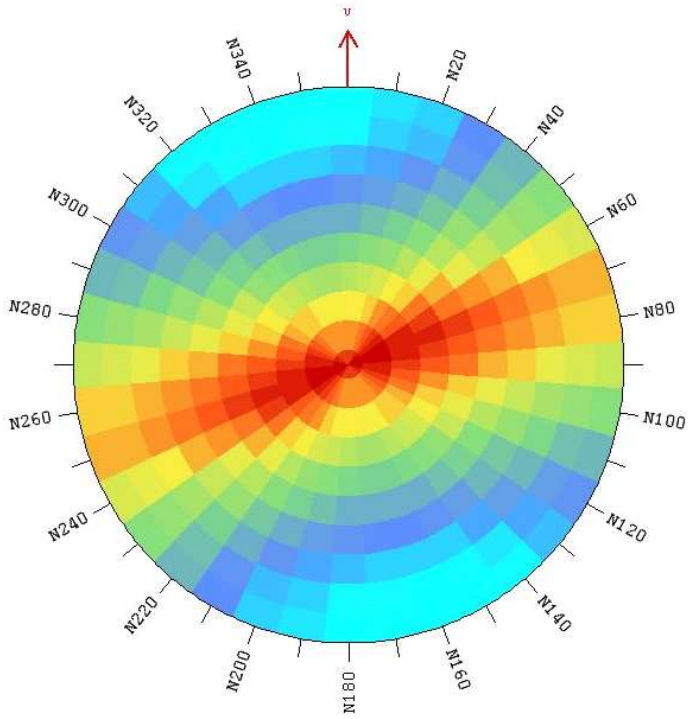


Figure 5.7 : Carte variographique de l'horizon sismique du toit de Morichal. Les couleurs chaudes correspondent aux valeurs de variogrammes faibles, les couleurs froides aux valeurs de variogramme fortes.

La Figure 5.8 montre, pour ces directions maximale et minimale d'anisotropie (respectivement en rouge et en vert), l'analyse variographique du toit de Morichal à partir des positions du marqueur aux 127 puits et du pointé sismique de l'horizon : la dérive est bien visible (pas de palier dans la direction maximale d'anisotropie) ce qui

[1] Représentation 2D de la valeur du variogramme calculé dans toutes les directions par rapport au nord

justifie l'approche de krigeage avec dérive externe pour le passage temps-profondeur des surfaces.

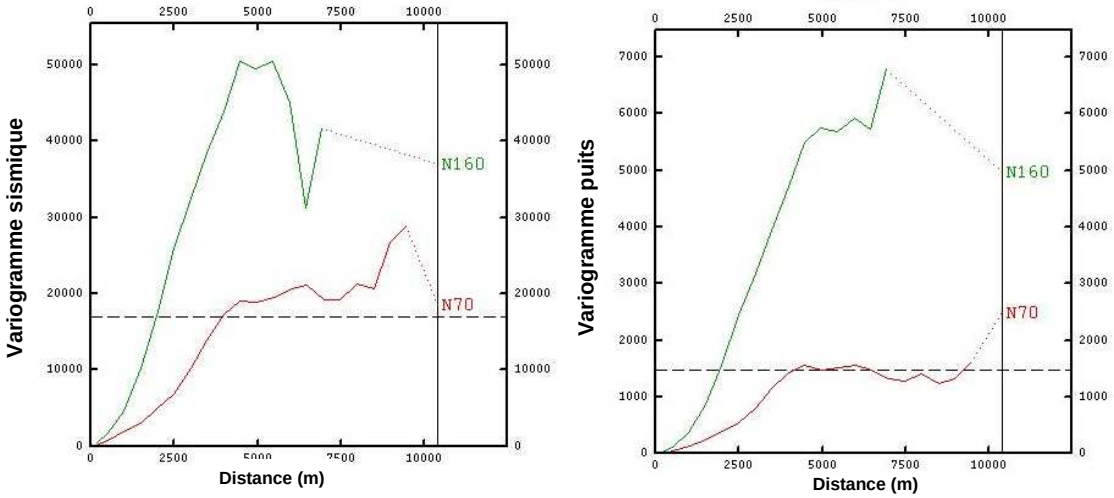


Figure 5.8: **Variogramme expérimentaux des données de l'horizon sismique du toit de Morichal (variogramme sismique à gauche) et du marqueur aux 127 puits (variogramme puits à droite).**

La Figure 5.9 illustre le variogramme du résidu et son modèle théorique de la régression linéaire entre les valeurs de marqueurs de puits et l'horizon sismique du toit de Morichal.

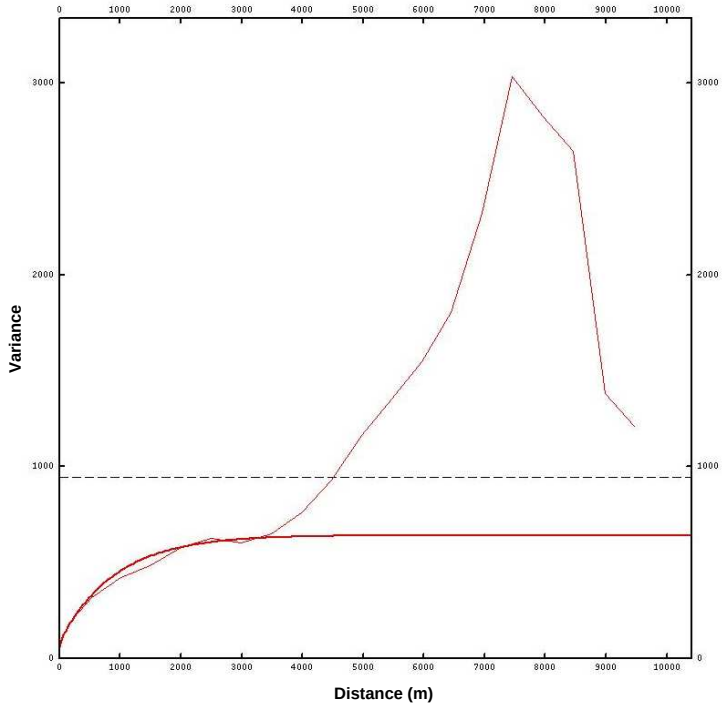


Figure 5.9 : Variogramme du résidu et son modèle théorique de la régression linéaire entre les valeurs de marqueurs de puits et l'horizon sismique du toit de Morichal. Le variogramme expérimental est en trait fin, le modèle en trait gras.

Le toit du Morichal a été passé en profondeur à l'aide de la procédure ci-dessus. Figure 5.10 présente, pour les 6 puits laissés de côté pour le contrôle qualité, la comparaison entre la profondeur réelle du marqueur du toit de Morichal et la profondeur estimée par la conversion temps-profondeur ci-dessus. Le coefficient de corrélation R^2 est égal à 0.993, ce qui indique une très forte corrélation linéaire entre profondeur réelle et profondeur estimée. Et la régression linéaire obtenue, d'équation $y=1.003*x-9,14$ où x est la position estimée et y la position réelle du marqueur, est très proche de l'identité $y=x$: cela confirme la très bonne qualité de la conversion temps-profondeur effectuée pour cet horizon.

La Figure 5.11 montre le toit du Morichal et les failles passés en profondeur, dont la faille principale (couleur marron), à l'aide de la procédure ci-dessus.

Cette procédure a ensuite été appliquée aux 2 autres horizons (toits de C et du Crétacé).

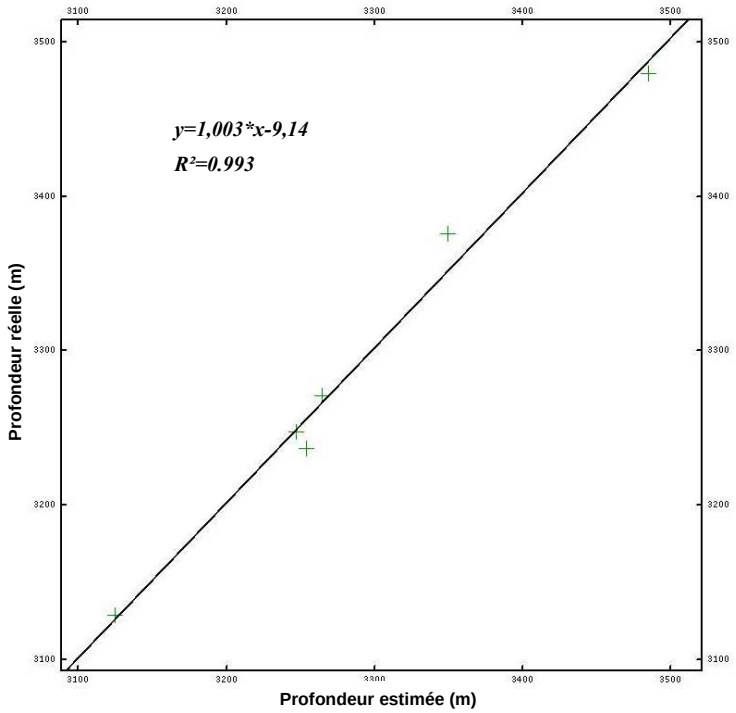


Figure 5.10 : Contrôle qualité en 6 puits de la conversion temps-profondeur du toit de Morichal : profondeur réelle du marqueur du toit versus profondeur estimée par krigeage avec dérive externe.

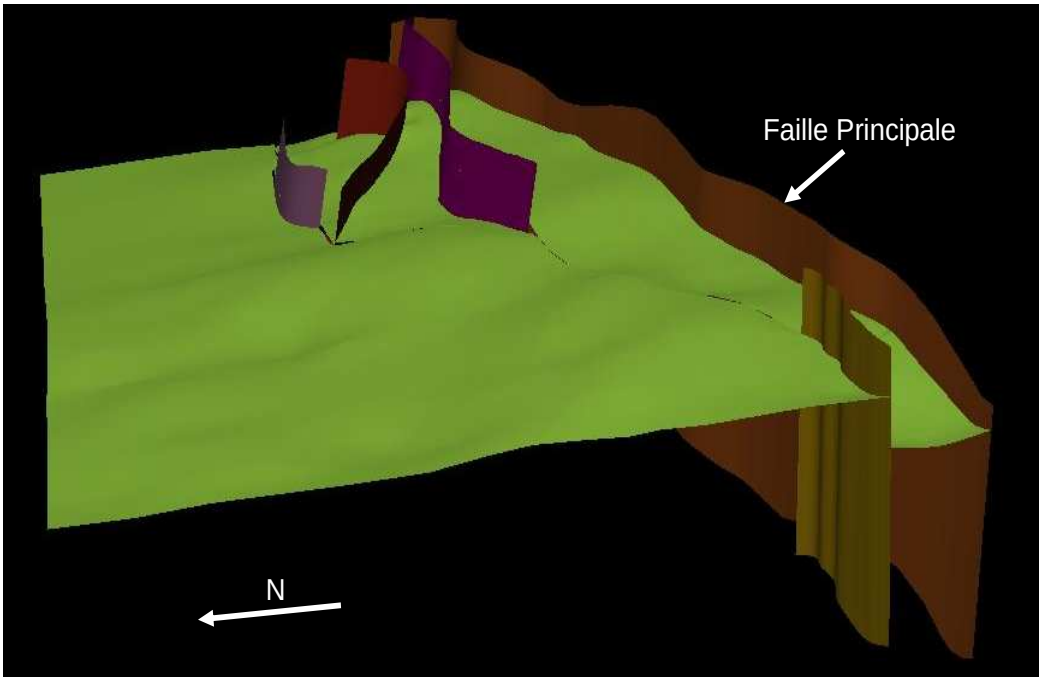


Figure 5.11 : Toit de Morichal et les 5 failles interprétées dans le domaine profondeur.

2. Construction du modèle structural et du maillage de simulation

La prochaine étape de la construction du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* est la définition du cadre structural tridimensionnel à partir des horizons et des failles en profondeur. En premier lieu, on a défini quatre séquences ou unités stratigraphiques : A-B, C, D-E et F-G, qui représentent les principaux événements sédimentaires du réservoir (Figure 5.5 et Chapitre 1, Section 2.1.1). A-B est une séquence fluvio-deltaïque, dont la partie supérieure est composée principalement d'argiles et de sables argileux (intervalles A-B1), tandis que la partie inférieure (B2) contient plus de sable et de sable propre. La séquence C est formée de chenaux fluvio-deltaïques bien développés. L'unité D-E est composée d'une couche d'argile de plaine d'inondation dans la partie supérieure et de barres et de chenaux distributaires dans la partie inférieure. Enfin, F-G est constituée de chenaux fluviatiles très bien développés. Cette définition de séquences oblige la création de deux surfaces additionnelles, les toits des intervalles D et F. Ces toits sont générés par interpolation des marqueurs de ces toits aux 133 puits en veillant à ce qu'ils ne se coupent pas entre eux et qu'ils ne coupent pas les toits de C et du Crétacé.

De cette façon le modèle structural final est constitué de 5 horizons et 5 failles calés aux puits.

Ensuite, on construit la grille structurale (ou maillage) qui contiendra les faciès, les propriétés pétrophysiques et pétroélastiques. La taille d'une maille de la grille est choisie en fonction de la taille du *bin* sismique (25m x 25m), du degré d'hétérogénéité des faciès et des limitations informatiques.

La maille horizontale de type *Corner Point Grid* (CPG) est définie avec une taille moyenne de 50 m x 50 m. Ce type de maille est plus approprié qu'une maille

cartésienne pour suivre la géométrie irrégulière des failles, en particulier la faille principale.

Une fois le maillage latéral de la grille structurale établi, il faut définir le maillage vertical (ou division verticale des séquences définies). Chaque séquence est divisée en couches fines suivant un mode de dépôt qui doit permettre de reproduire au mieux les corrélations "simplifiées" des dépôts, ou relations génétiques (stratigraphie séquentielle). Plusieurs options de mode de dépôt sont envisagées (Figure 5.12) :

- Proportionnel entre le toit et la base de la séquence
- Parallèle à la base
- Parallèle au toit
- Parallèle à une surface de référence

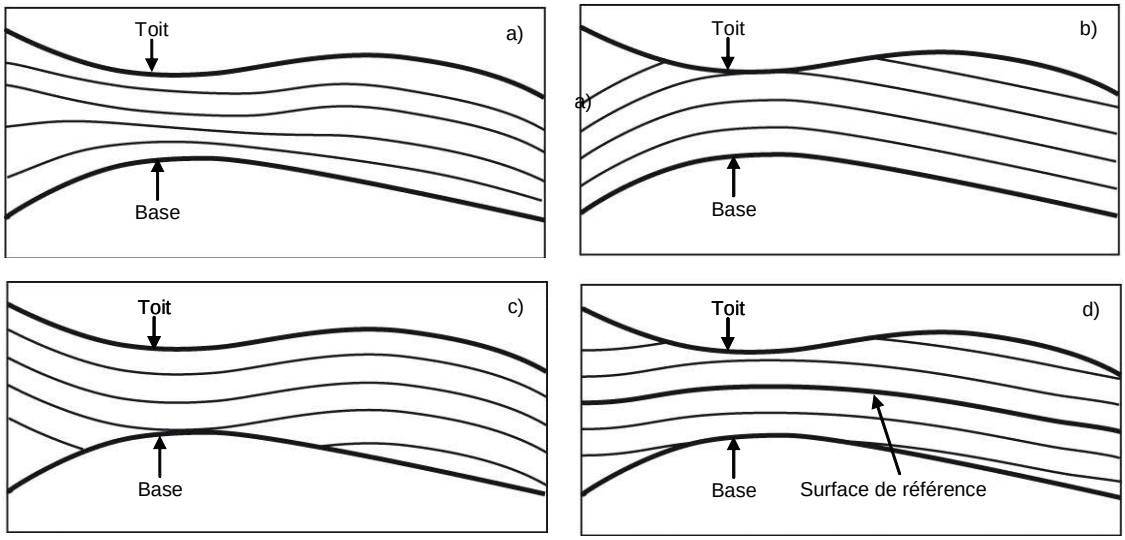


Figure 5.12 : Modes de dépôt : a) Proportionnel entre le toit et la base, b) Parallèle à la base, c) Parallèle au toit et d) Parallèle à une surface de référence.

Dans notre cas on a choisi un mode de dépôt proportionnel entre le toit et la base pour les trois premières séquences (A-B, C et D-E) car leurs limites sont des surfaces d'inondation maximale (*MFS* en anglais) qui sont concordantes entre les strates supérieures et inférieures. La résolution verticale dans ces séquences est en moyenne de 1 m (3 pieds), car dans le mode de dépôt proportionnel l'épaisseur de couches est ajustée en fonction de l'épaisseur de la séquence. La dernière unité F-G est définie parallèle à la base parce que sa limite supérieure, le toit de F, est une limite de séquence érosive : l'épaisseur des couches est fixée à 1m.

Le résultat final est une grille structurale 3D comprenant 3.611.520 mailles (Figure 5.13).

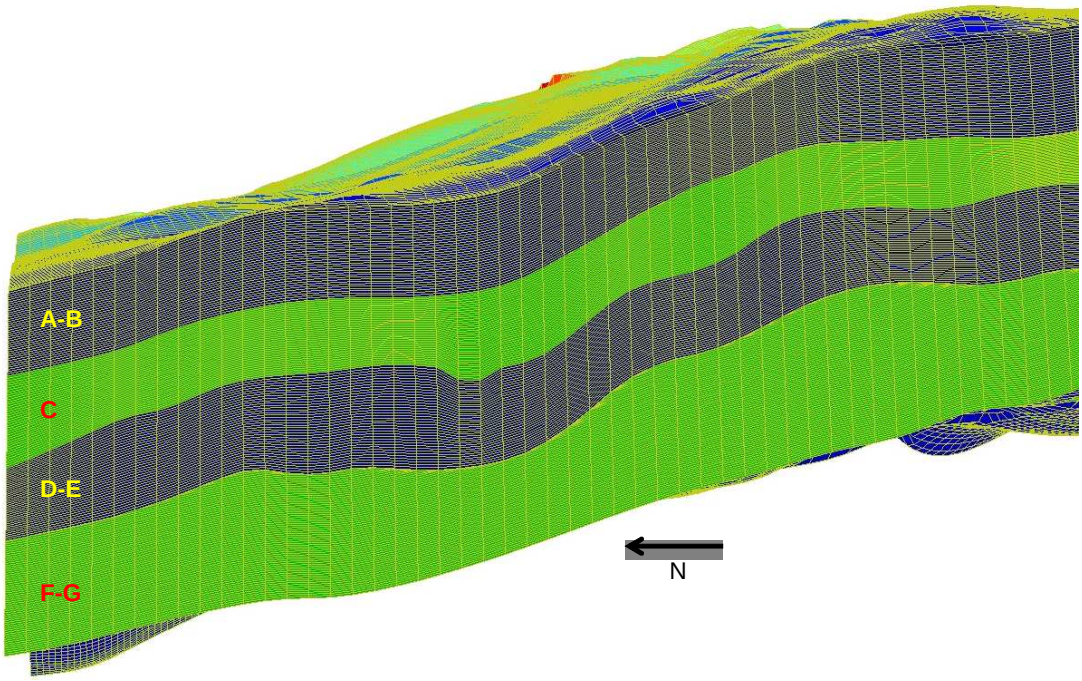


Figure 5.13 : Maillage du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*.

3. Assignation des données de puits au maillage structural

Dans un premier temps, les valeurs des diagraphies des 133 puits utilisés dans la construction du modèle structural doivent être assignées dans la grille structurale. Pour chaque maille où un puits passe, on doit avoir une seule valeur de chaque diagraphie (faciès, porosité, saturation en eau). Il faut donc reéchantillonner les diagraphies de puits, en les passant d'une résolution de 0,5 pieds à la résolution de la maille structurale, soit environ 3 pieds.

Les variables pétrophysiques et pétroélastiques sont juste moyennées arithmétiquement (Figure 5.14), car elles présentent une faible variabilité dans un intervalle de 3 pieds, qui comprend 6 échantillons au maximum.

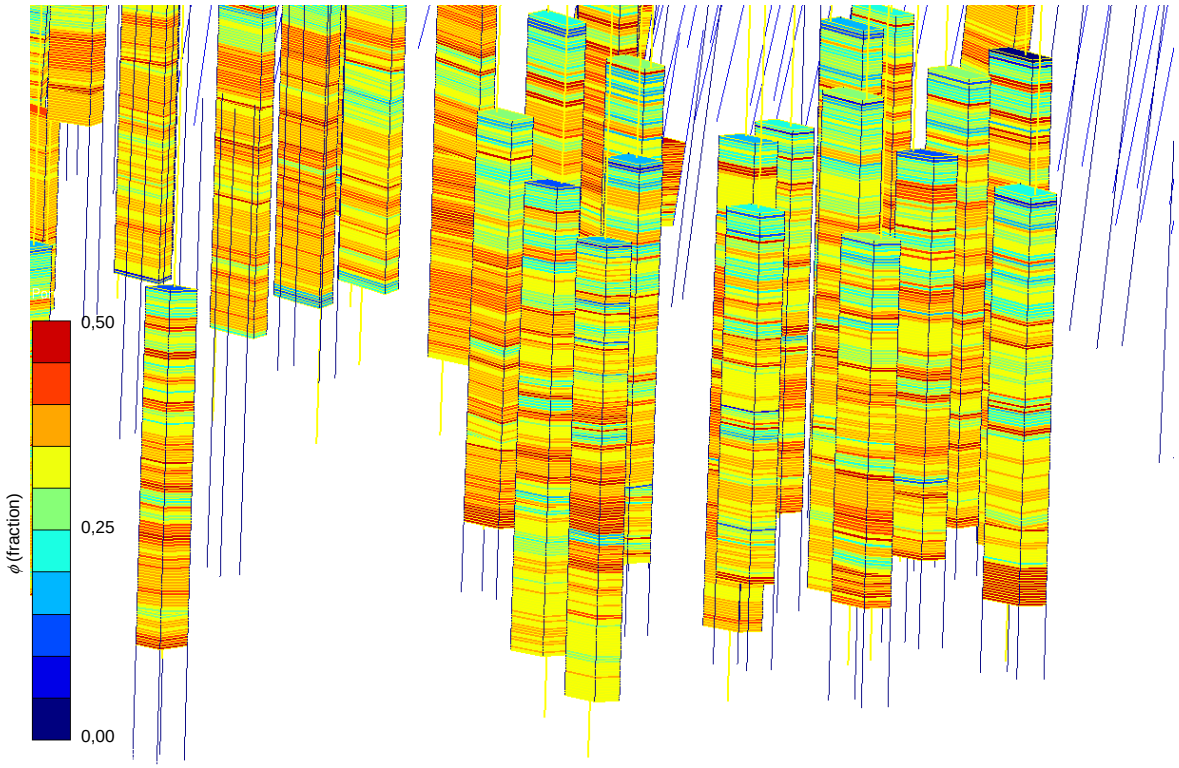


Figure 5.14 : Puits discrétisés représentant la porosité totale dans le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*.

L'assignation d'un faciès à la maille peut être effectuée en choisissant soit le mode (la valeur la plus fréquente dans une maille), soit le faciès le plus proche du centre de la maille.

Chaque option d'échantillonnage (mode / centre) a des avantages et des désavantages. Le mode est affecté par une distribution des données très asymétrique. Il peut aussi être affecté par des problèmes d'unicité si deux valeurs (ou plus) sont de même fréquence sur une maille. Mais l'avantage du mode est qu'il donne la valeur la plus représentative de la maille. En ce qui concerne l'option de prendre le faciès le plus proche du centre de la maille, cela pourrait conduire à assigner à cette maille une valeur non représentative. Par contre, ce type d'échantillonnage est très simple à mettre en œuvre (échantillonnage régulier des diagraphies de puits s'ils sont verticaux) et ne pose pas de problème lié à la forme de la distribution des données comme le mode.

Dans le cas du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*, on a choisi le mode pour affecter une valeur de faciès parce que la plupart des intervalles sont des bancs épais de sables propres avec parfois de fines intercalations d'argile ; et on veut donc éviter d'assigner au centre de la maille un faciès d'argile ou de sable argileux non représentatif de cette maille.

Enfin, on a vérifié que les valeurs de diagraphies avant et après le reéchantillonnage présentent une distribution similaire ; donc le reéchantillonnage n'introduit pas de biais dans les distributions expérimentales des diagraphies. On peut maintenant commencer la simulation des faciès, des propriétés pétrophysiques et pétroélastiques des roches pour remplir complètement la grille structurale.

Chapitre 6 :
Modélisation des faciès

En suivant le schéma de travail pour la construction du *Modèle Pétro-Integré Morichal 3D*, nous présenterons dans ce chapitre la modélisation des faciès géologiques.

Le chapitre est divisé en 2 parties : la première partie est dédiée à la méthodologie du travail suivie. En premier lieu on rappellera comment est faite l'estimation des courbes de proportion verticale (CPV) qui donnent la variation verticale des faciès dans le réservoir, et de la matrice de proportion verticale (MPV) pour avoir la variation latérale des CPV. En second lieu, la description de la méthodologie des simulations plurigaussiennes (Galli *et al.*, 1994 ; Le Loc'h et Galli, 1997 ; Armstrong *et al.*, 2003) qui est une variante de la simulation des gaussiennes seuillées (Matheron *et al.*, 1987) sera présentée.

La deuxième partie du chapitre montre la simulation des faciès dans le réservoir Morichal, selon la méthodologie expliquée. En premier lieu, les diagraphies des faciès (électrofaciès) sont estimées au niveau des puits en utilisant l'analyse discriminante présentée dans le chapitre 1. Ensuite, les CPV et la MPV sur le réservoir sont calculées et la simulation plurigaussienne effectuée.

1. Théorie sur la modélisation des faciès géologiques

1.1. Courbes de Proportion Verticale (CPV) et Matrice de Proportion Verticale (MPV)

A partir de la loi de superposition des strates et de la stratigraphie séquentielle (Boggs, 2001), on sait que les faciès géologiques peuvent varier aussi bien verticalement que latéralement à l'échelle du réservoir. Cette variation doit être prise en compte dans le modèle géologique si on veut faire une représentation réaliste du sous-sol. Cette variation peut être représentée à travers les Courbes (et les Matrices) de Proportion Verticale (CPV et MPV). Les CPV donnent le pourcentage de chaque faciès à une profondeur déterminée en fonction du mode de dépôt retenu (Figure 6.1) et permettent donc de prendre en compte la non-stationnarité verticale dans la modélisation des faciès. Les CPV peuvent être estimées à partir des données d'un puits ou d'un groupe de puits selon les caractéristiques géologiques du réservoir et la stationnarité latérale.

La MPV est la distribution 3D des proportions de faciès dans le réservoir (Figure 6.2) construite par interpolation, généralement par krigeage, des CPV connues à différents endroits du réservoir. Elle détermine les variations de faciès verticalement et horizontalement. Dans la figure chaque position d'index (i, j) représente une CPV. Les index i et j indiquent le nombre de mailles comptées depuis l'origine (dans la Figure 6.2 l'origine est localisée en bas à gauche).

Les CPV et les MPV sont calculées dans ce nouveau maillage qui va être précisé ci-dessous.

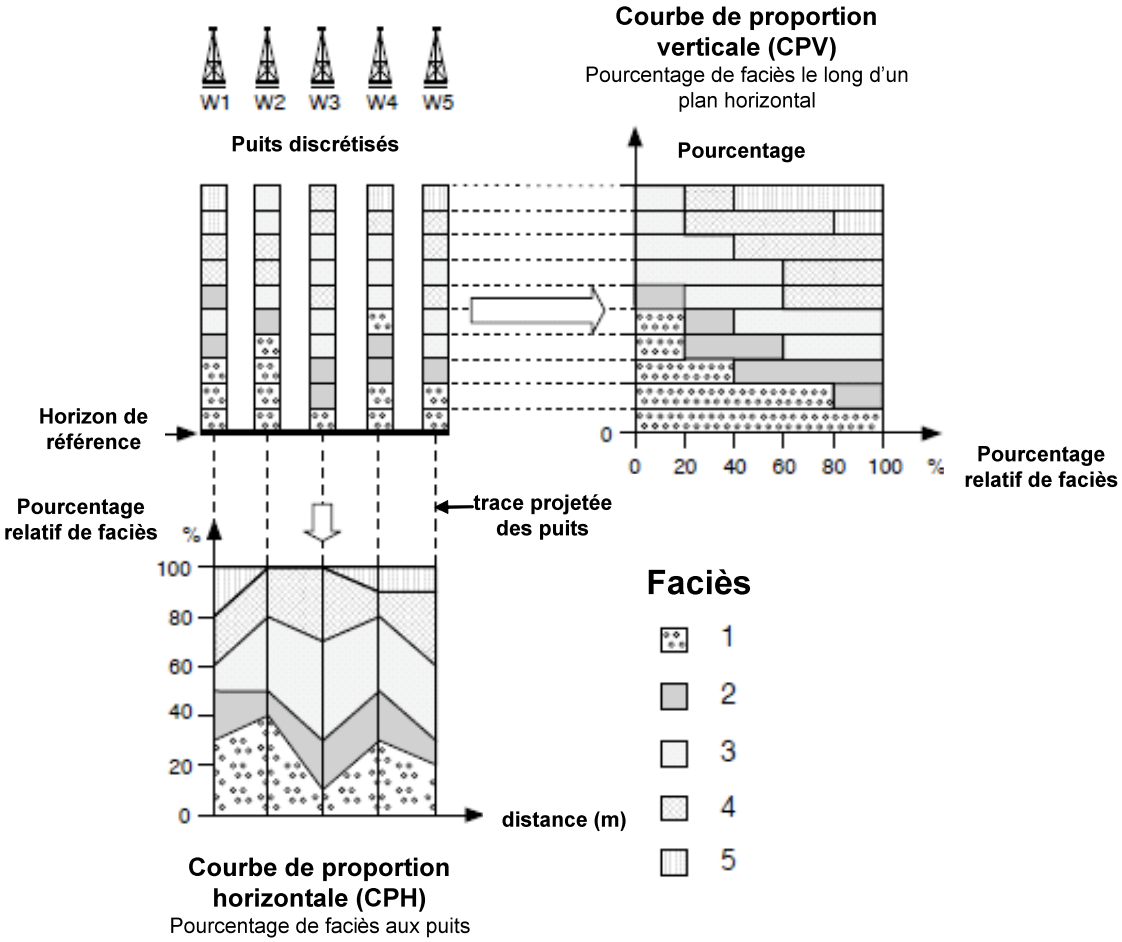


Figure 6.1 : Définition des courbes de proportion verticale (CPV) et de proportion horizontale (CPH) (Modifié de Doligez *et al.*, 1999).

1.2. Maillage stratigraphique

Dans beaucoup de cas le maillage structural n'est pas cartésien parce qu'il doit respecter l'orientation des failles, qui ne sont pas forcément des lignes droites, et les terminaisons de surfaces (érosion, troncation, etc.). Dans le cas du *Modèle Pétro-Integré Morichal 3D* le maillage structural est de type *corner point*, avec le toit de F érosif : les couches dans la séquence F-G sont tronquées au toit de F. Cependant, les simulations des faciès, des propriétés pétrophysiques et pétroélastiques sont faites sur un maillage cartésien régulier où la distance entre les centres des mailles est la même et les techniques (géo)statistiques sont valides. En conséquence le maillage structural original est transformé en un nouveau maillage appelé « stratigraphique ».

Le maillage stratigraphique se calcule à partir du maillage structural par transformation des coordonnées (x,y,z). Par exemple dans le cas d'un maillage structural non cartésien (i. e. *corner point*) ses coordonnées horizontales x et y sont transformées en coordonnées cartésiennes ; sinon ses coordonnées restent inchangées.

Par contre, la coordonnée verticale z est toujours transformée pour mettre les surfaces de dépôt à plat (Figure 5.11). Ainsi, la coordonnée verticale z est transformée en coordonnée stratigraphique z_{str}, en fonction du mode de dépôt (Chapitre 5, Section 2) :

- Proportionnel entre le toit et la base de la séquence :

$$z_{str} = \frac{z - z_b}{z_t - z_b} E_{moy} \tag{6.1}$$

- Parallèle à la base :

$$z_{str} = z - z_b \tag{6.2}$$

- Parallèle au toit :

$$z_{str} = z_t - z \tag{6.3}$$

où z_t, z_b et E_{moy} sont respectivement les coordonnés du toit, de la base et l'épaisseur moyenne de la séquence considérée.

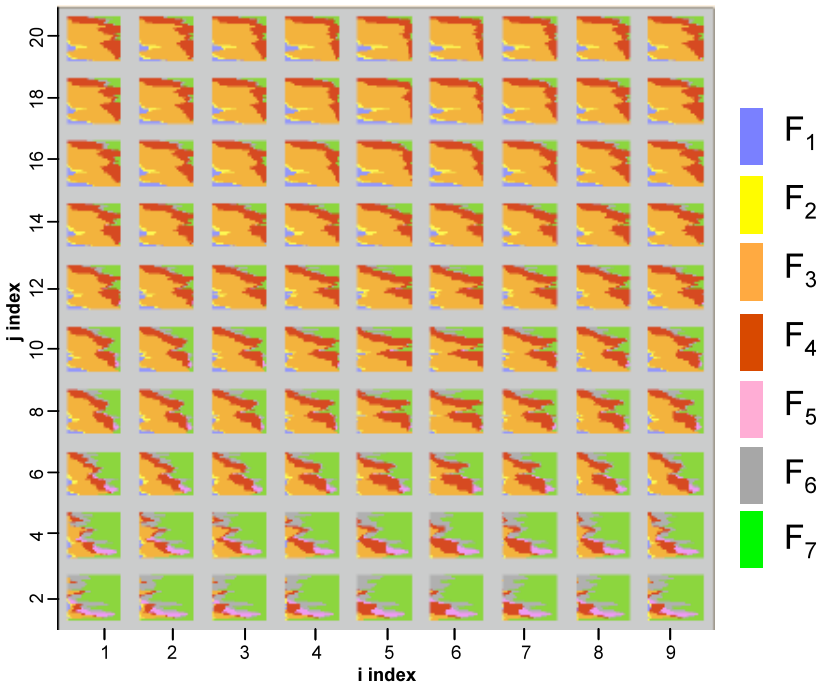


Figure 6.2 : Exemple d'une matrice de proportion verticale (MPV) de sept faciès (F_1, F_2, F_3, F_4, F_5, F_6 et F_7) : chaque position d'index (i, j) représente une CPV.

1.3. Simulation plurigaussienne

La simulation plurigaussienne des faciès est une variante de la méthodologie des gaussiennes seuillées (Matheron *et al.*, 1987), qui consiste à tronquer une fonction gaussienne stationnaire $Y(x)$, de moyenne zéro et de variance unitaire, par différents seuils déterminés à partir des proportions de faciès données dans les CPV (ou MPV).

Dans le cas d'une seule fonction gaussienne et en considérant un nombre N_F de faciès, on doit définir N_F-1 seuils t_i (i = 1, 2, ..., N_F-1) pour obtenir la partition nécessaire des valeurs gaussiennes. Le faciès F_i est défini tel que la fonction gaussienne $Y(x)$ se situe entre deux seuils consécutifs :

$$F_i = \left\{ \mathbf{x} \in \Re^3 ; t_{i-1} < Y(\mathbf{x}) \le t_i \right\} \tag{6.4}$$

avec les valeurs limites t_0 =-∞ et t_{NF} =+∞.

La probabilité P_i qu'un point x appartienne à un faciès F_i est égale à la probabilité que $Y(x)$ appartienne à l'intervalle déterminant F_i. Soit G la fonction de densité de probabilité cumulée standard. Alors,

$$P_i = P\left(t_{i-1} < Y(\mathbf{x}) \le t_i\right) = G(t_i) - G(t_{i-1}) \tag{6.5}$$

où

$$G(t_i) = \sum_{j=1}^{i} P_j \tag{6.6}$$

Comme t_0 =-∞ et $\lim_{\mathbf{x}\to\infty} G(t) = 0$, les valeurs des seuils sont données par :

$$t_i = G^{-1}\left(\sum_{j=1}^{i} P_j \right) \tag{6.7}$$

En d'autres termes, les seuils sont les valeurs rangées, selon un critère défini, des proportions cumulées de chaque faciès dans l'histogramme des proportions de faciès.

L'utilisation d'une seule gaussienne correspond au cas où les faciès présentent un ordre, comme dans la plupart des cas d'environnements sédimentaires (spécialement clastiques). Cependant, s'il s'agit de simuler des faciès soumis aux processus diagénétiques ou à de la fracturation, présentant ainsi des dépôts moins ordonnés avec éventuellement différentes anisotropies, il est nécessaire d'utiliser 2 gaussiennes sous-jacentes (Galli *et al.*, 1994 ; Le Loc'h et Galli, 1997; Armstrong *et al.*, 2003) (Figure 6.3).

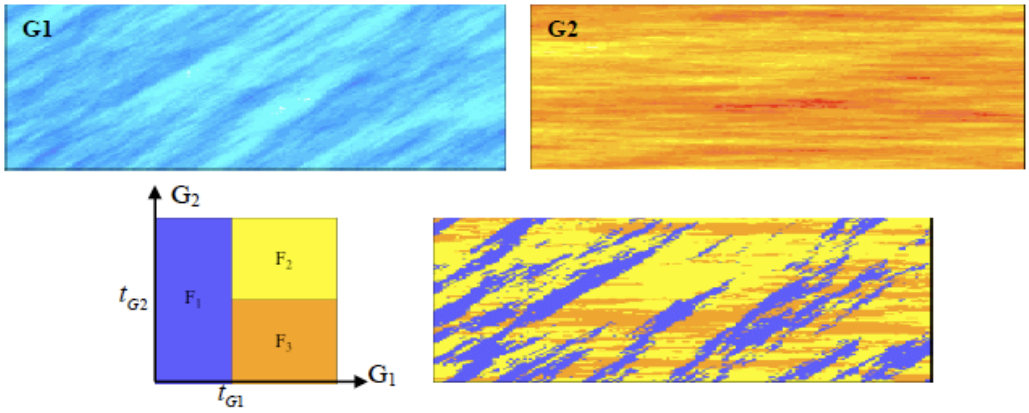


Figure 6.3 : Exemple de réalisation plurigaussienne à trois faciès (représentés en violet, jaune et orange).

Le modèle plurigaussien est défini par :

- les k fonctions gaussiennes $Y_k(x)$,
- les covariances simples et covariances croisées, lesquelles définissent la variabilité spatiale des fonctions $Y_k(x)$,
- les règles de seuillage entre les faciès.

Quand la variation latérale des faciès est faible (pas de tendance ou dérive) on utilise une hypothèse stationnaire pour la distribution des faciès dans le réservoir, c'est-à-dire une seule CPV qui définit un seuillage constant par niveau du réservoir (Figure 6.4a). Mais dans la plupart des cas la géologie varie latéralement : il est alors nécessaire d'utiliser une hypothèse non-stationnaire. Au lieu d'utiliser une seule CPV on utilise la Matrice de Proportion Verticale (MPV), donnant des seuillages qui varient latéralement pour chaque niveau du réservoir (Figure 6.4b).

Les valeurs des seuils sont obtenues directement à partir des CPV ou des MPV et la simulation est obtenue comme indiqué dans la Figure 6.4.

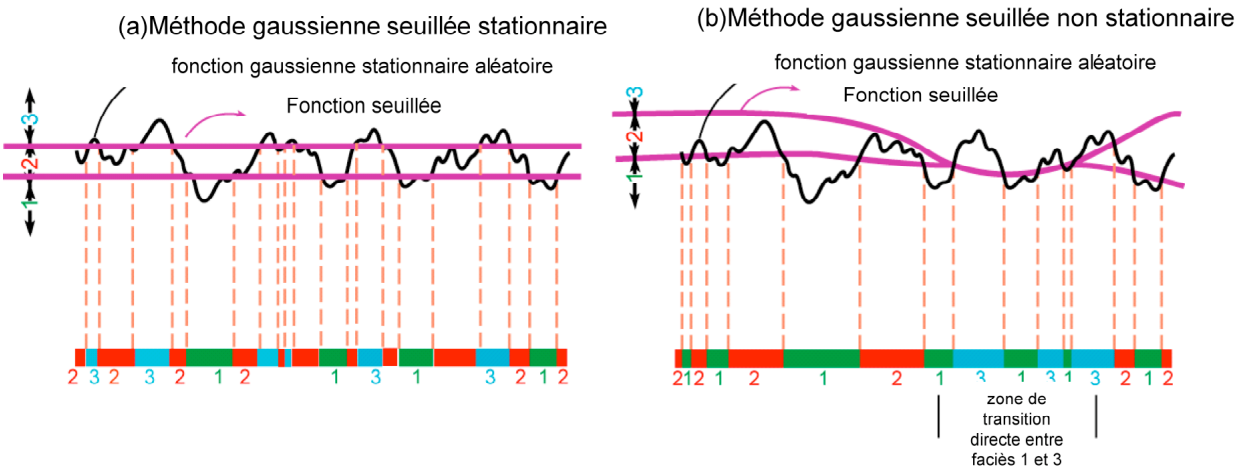


Figure 6.4 : Seuillage non-stationnaire à partir (a) de la CPV, (b) de la MPV (Modifié de Doligez *et al.*, 1999).

2. Simulation plurigaussienne dans le réservoir Morichal

À partir des faciès aux puits, issus de l'analyse supervisée définie dans le Chapitre 1 (faciès : charbon, argile, sable argileux, sable et sable propre), on veut réaliser la simulation plurigaussienne des faciès du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* pour chaque séquence définie dans le chapitre précédent. Les simulations ont été faites avec le logiciel RML (Reservoir Modeling Line).

2.1. Extension de la base de données des faciès aux puits

La première étape est l'extension de la base de données des faciès calculée en 25 puits (cf. Chapitre 1) aux 133 puits du *Modèle Pétro-Integrée Morichal 3D* en utilisant la même méthodologie d'analyse discriminante supervisée.

L'idée est d'utiliser au maximum l'information disponible aux puits. En effet, seulement 21 puits des 25 ayant servi à établir la base en électrofaciès (à partir des diagraphies Gamma Ray GR, Porosité-Neutron NPHI, Résistivité RD et Densité RHOB) font partie de la zone d'étude. Or, il existe 112 autres puits sur cette zone ; mais ils ne comportent pas le jeu complet de diagraphies (GR, NPHI, RD RHOB), et beaucoup d'entre eux s'arrêtent à l'intervalle E.

Donc soit on contraignait la création du *Modèle Pétro-Integrée Morichal 3D* avec 21 puits, soit on étendait la base en électrofaciès aux 112 autres puits en utilisant de nouvelles diagraphies. C'est cette deuxième option qui a été retenue, pour limiter l'incertitude (tant latéralement que verticalement) dans la création du modèle.

Comme on l'a dit, les diagraphies retenues pour générer la nouvelle base en éléctrofaciès doivent être disponibles aux 133 puits, ce qui n'est pas le cas des diagraphies (GR, NPHI, RD et RHOB) utilisées dans le Chapitre 1. Il est donc nécessaire de prendre un nouveau jeu de diagraphies, à savoir la porosité ϕ, le volume d'argile V_{sh} et la saturation en eau S_w. La Figure 6.5 montre la carotte interprétée du puits A et les deux diagraphies en électrofaciès obtenues, soit en utilisant les diagraphies de Gamma Ray GR, Porosité-Neutron NPHI, Résistivité RD et Densité RHOB comme dans le Chapitre 1 (en haut), soit en utilisant les diagraphies porosité ϕ, volume d'argile V_{sh} et saturation en eau S_w (en bas). On voit clairement le degré de similarité entre les deux, et le bon accord avec l'interprétation de la carotte, ce qui indique que la nouvelle base en électrofaciès établie à partir de (ϕ, V_{sh}, S_w) est adaptée pour remplacer l'ancienne et peut être étendue aux 112 puits restants du *Modèle Pétro-Integrée Morichal 3D*.

Les nouvelles diagraphies en électrofaciès, calculées aux 133 puits, sont ensuite discrétisées en prenant le faciès correspondant au mode de la distribution dans la maille (méthode déjà expliquée dans le Chapitre 5).

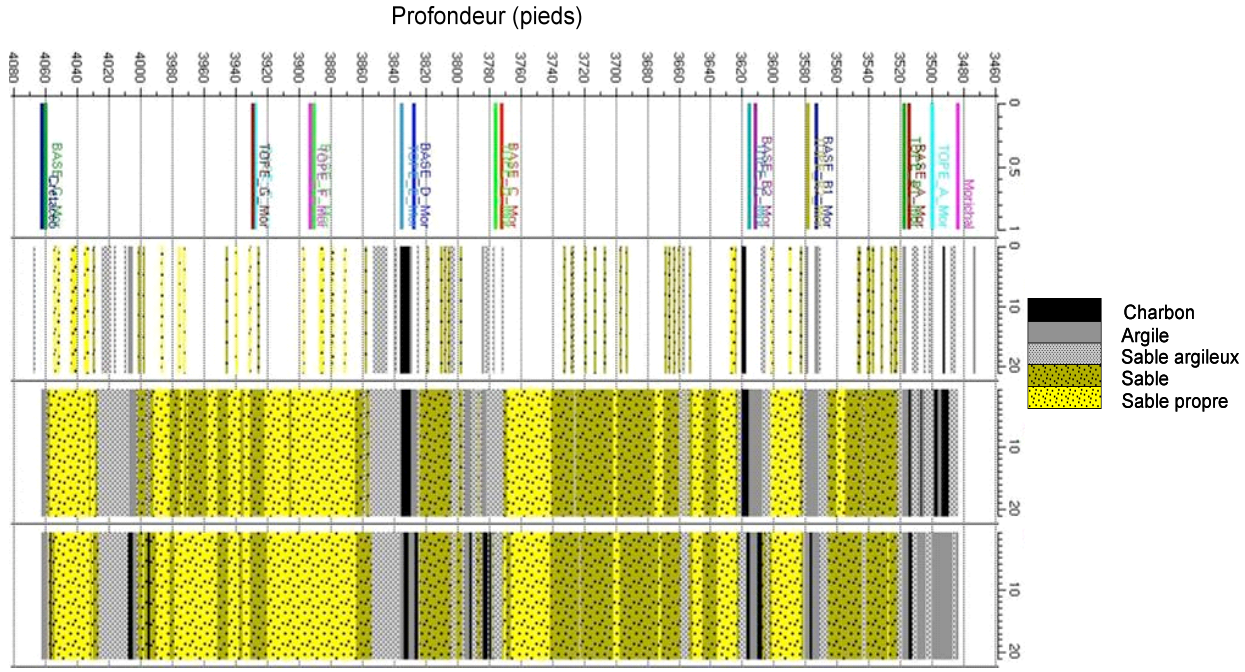


Figure 6.5 : Puits A : carotte interprétée (en haut), diagraphie électrofaciès générée à partir des diagraphies Gamma Ray (GR), Porosité-Neutron (NPHI), Résistivité (RD) et Densité (RHOB) (au milieu), nouvelle diagraphie électrofaciès générée à partir des diagraphies porosité ϕ, volume d'argile V_{sh} et saturation en eau S_w (en bas).

2.2. Calcul des CPV

Après cette étape, on regarde si les puits peuvent être répartis en groupes selon leur localisation géographique, leur similarité en propriétés pétrophysiques et en CPV, la position du contact huile-eau, etc. Cette démarche permet d'avoir une meilleure représentativité statistique pour le calcul des CPV (et postérieurement pour le calcul des MPV) en prenant en compte l'homogénéité locale des faciès et des propriétés pétrophysiques (stationnarité) dans chaque groupe de puits.

On a donc d'abord calculé la CPV pour chaque puits. Puis on a comparé qualitativement certaines diagraphies de puits (Gamma Ray, résistivité, faciès), les CPV des puits, et enfin les données de production des puits qui permettent de prendre en compte la position du contact des fluides (eau-huile). Finalement, onze groupes de puits ont pu être définis (Figure 6.6). Dans chaque groupe, la réponse en terme de diagraphies est donc similaire ; de même la profondeur du contact eau-huile est homogène d'où l'homogénéité locale de la saturation en eau. Ce dernier point est très important pour simuler les propriétés élastiques (vitesses et densité) qui dépendent de la distribution des pores et des fluides (Chapitres 2 et 3).

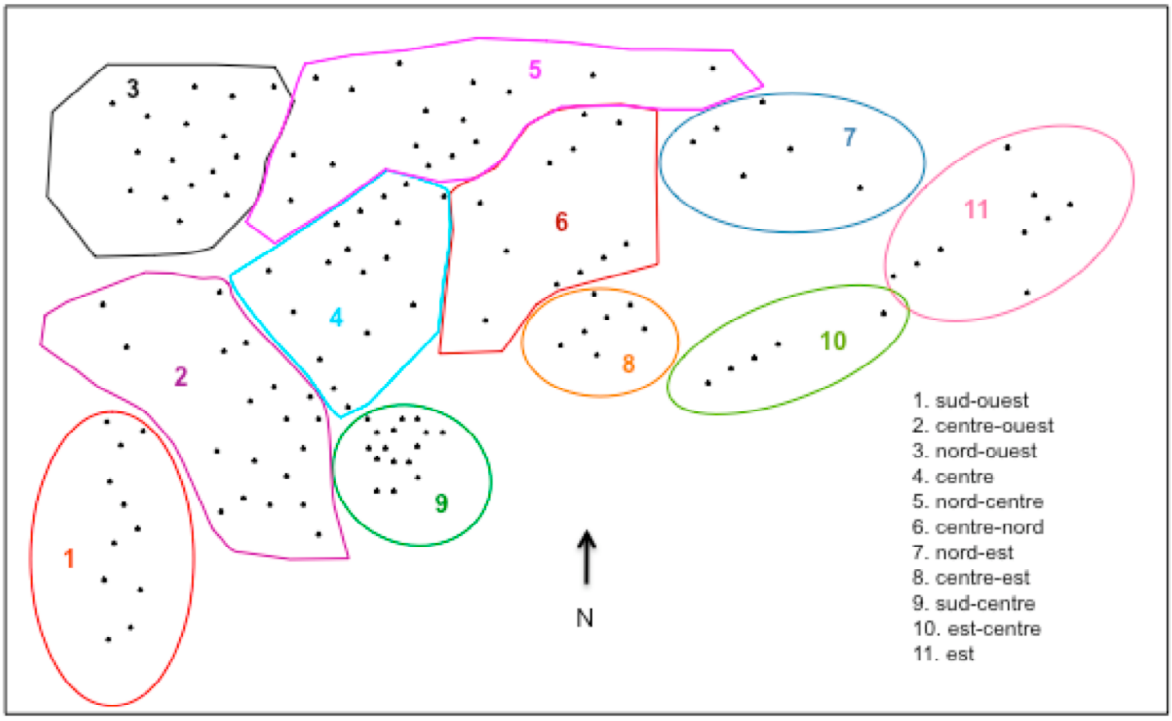


Figure 6.6 : Répartition des puits en 11 groupes pour l'estimation des CPV et des MPV.

Les CPV de chacun des 11 groupes ont été estimées pour chaque séquence (Figure 6.7 et Figure 6.8). Elles ont été lissées verticalement avec une fenêtre glissante de trois échantillons. Rappelons qu'à partir des calculs des CPV, tout se fait dans le maillage stratigraphique (cartésien) : calcul des MPV, simulations.

La Figure 6.7 montre les CPV du groupe 2 au Centre-Ouest pour les séquences qui composent le réservoir Morichal, concaténées verticalement depuis la séquence F-G en bas jusqu'à la séquence A-B en haut (les toits des séquences sont indiqués dans la Figure). On observe clairement les différents épisodes de dépôt : des chenaux (sable et sable propre) et des plaines d'inondation (charbon, argile et sable argileux). Au total il existe six épisodes de dépôt de chenaux, séparés par six épisodes de dépôt de plaine d'inondation.

Pour la séquence A-B (jusqu'au toit de C) la CPV montre une grande proportion d'argile et de sable argileux, surtout à la limite inférieure (surface d'inondation maximale) et au milieu de la séquence vers le toit de B2, ce qui est typique d'un environnement de dépôt de front deltaïque. Les plus fortes proportions d'argile correspondent aux séparations entre B2 et B1 et entre A et B1. La plus grande proportion de sable propre est sur l'intervalle B2, vers la base de la séquence.

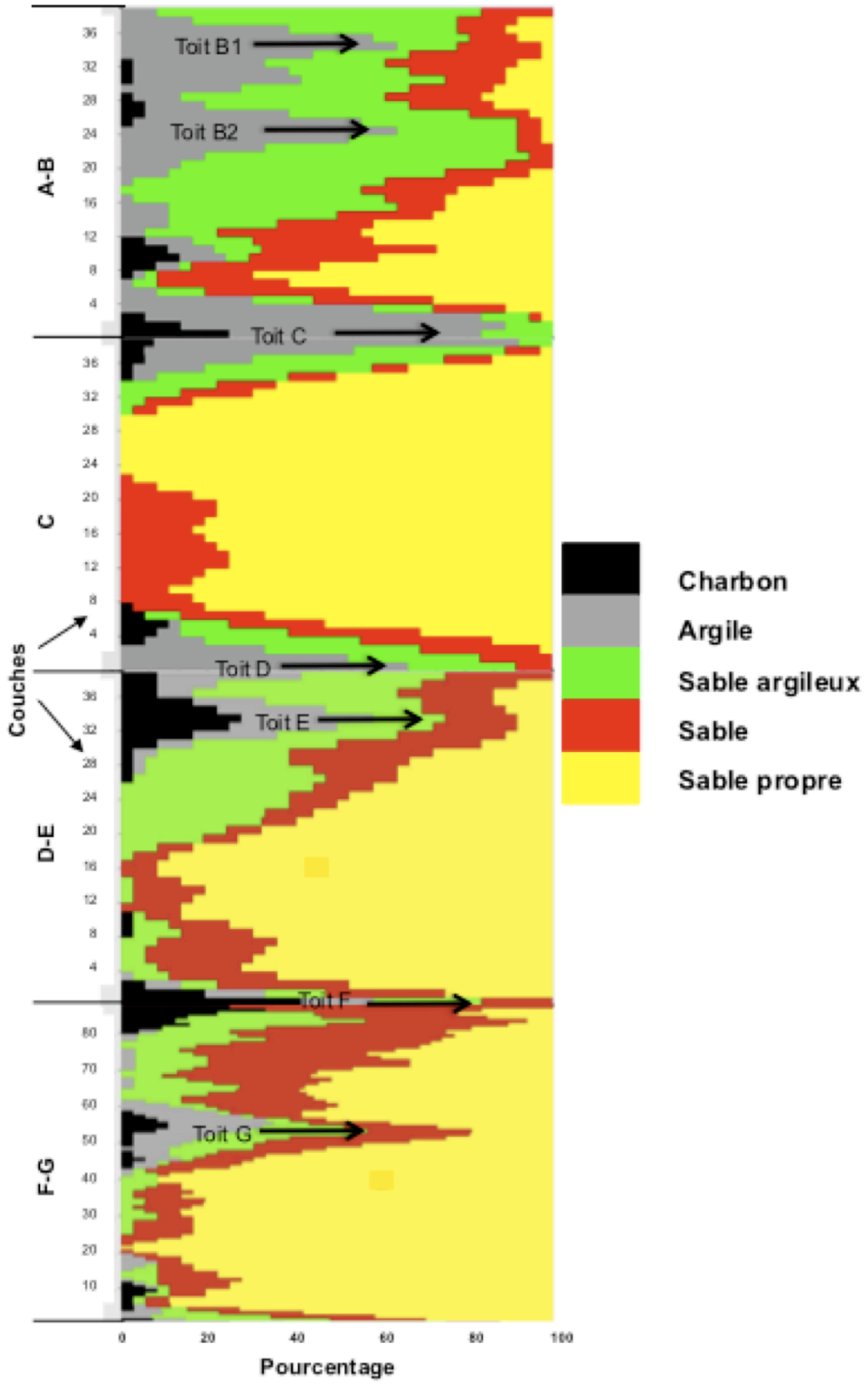


Figure 6.7 : CPV des puits du groupe 2 (Centre-Ouest) pour l'ensemble des séquences du Réservoir Morichal.

Dans la séquence C s'observe presque exclusivement du sable propre et un peu de sable, entourés au toit et à la base par de l'argile et des sables argileux. Cette configuration indique clairement l'axe d'un système de chenaux.

La séquence D-E (jusqu'au toit de F) a une forte variabilité verticale. Vers la base et le toit, les proportions de dépôts à grains fins (faciès argileux) et charbon augmentent, ce qui est typique d'environnements de type marais et d'épandages de crevasse. Au milieu, il y a une forte présence de sables représentant des chenaux fluviatiles et d'embouchure.

La CPV de la séquence F-G montre les caractéristiques fluviatiles de cette séquence : forte présence de sable propre tout le long de celle-ci (plus sur G que sur F), avec plus d'argile et de charbon vers le toit. La légère augmentation de la proportion d'argile vers la couche 50 représente la séparation entre les intervalles F et G (Toit G).

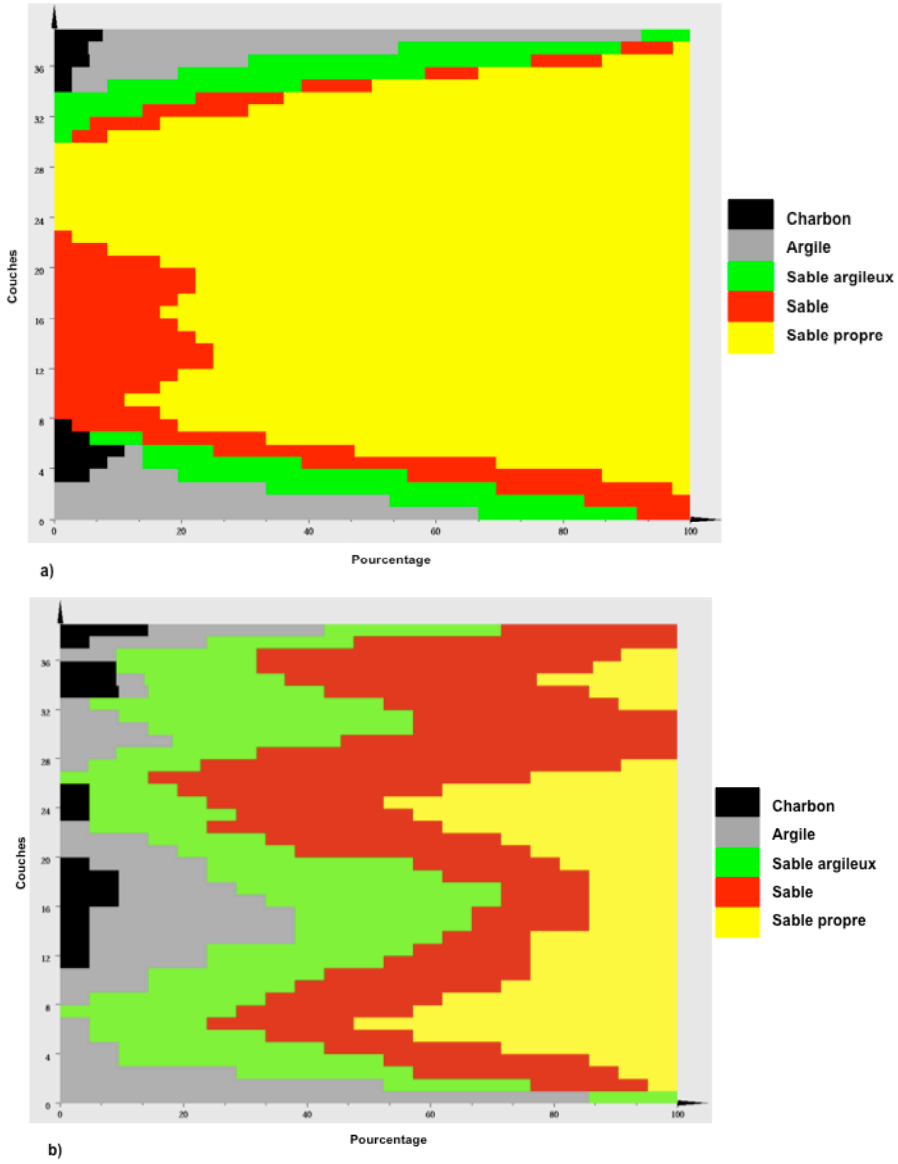


Figure 6.8 : CPV sur la séquence C pour les puits a) du groupe 2 (Centre-Ouest), b) du groupe 11 (Est).

La Figure 6.8 montre la CPV sur la séquence C pour les puits du groupe 2 (zone centre-ouest) et 11 (zone est) : on voit clairement la variation aussi bien horizontale que verticale des faciès dans cette séquence. On observe que les argiles sont plus

abondantes à la base et au toit de la séquence car les limites en sont des surfaces d'inondation maximale. La concentration en sables propres se situe dans le milieu de l'intervalle, surtout dans la zone centrale du réservoir (Figure 6.8a), tandis que vers l'est (Figure 6.8b) il existe des épisodes régressifs où la proportion de sables propres diminue et les proportions d'argiles et sables argileux augmentent. L'axe, ou chemin principal, des chenaux est vers le centre du réservoir (groupes de puits 2, 3, 4, 5, 6, 8 et 9 principalement) ; et les zones sud-ouest et est (groupes de puits 1, 7,10 et 11) sont interprétées comme bordures de chenaux.

2.3. Calcul des MPV

Les proportions sur l'ensemble du réservoir sont ensuites estimées à partir des CPV des groupes précédents de façon à construire une MPV par séquence. La MPV est ainsi calculée pour chaque séquence par krigeage des CPV des 11 groupes, les axes d'anisotropie étant orientés en fonction de la direction des dépôts, N125 et N55. Dans le cas des deux premières séquences A-B et C, le réservoir a été divisé en deux régions latéralement (Figure 6.9) pour mieux prendre en compte la non-stationnarité : la partie verte au centre représente la zone principale de chenaux (avec une orientation N125), tandis que les zones oranges sont interprétées comme plaines d'inondation, d'épandages de crevasses et de chenaux marginaux.

Dans le cas des séquences D-E et F-G les MPV ont été calculées sans prendre en compte de non-stationnarité latérale parce qu'il n'y a pas de zone préférentielle de chenaux dans ces séquences : ils sont répartis partout le long de la direction ouest-est.

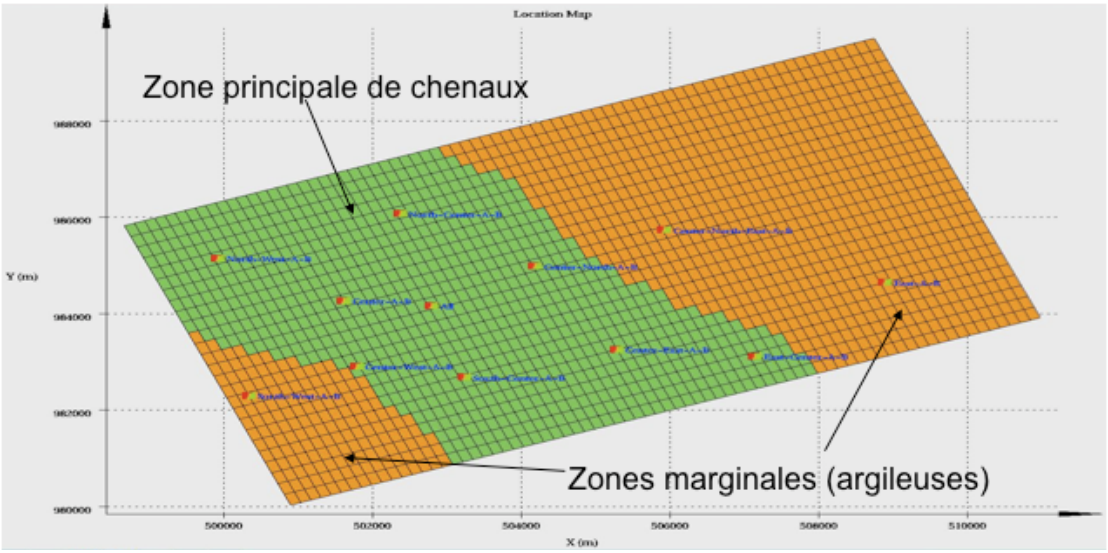


Figure 6.9 : Zonation effectuée sur les séquences A-B et C pour le calcul de la MPV. La CPV des 11 groupes de puits est localisée (coordonnées stratigraphiques).

Les Figure 6.10, Figure 6.11, Figure 6.12 et Figure 6.13 montrent les MPV des séquences A-B, C, D-E et F-G respectivement. Les MPV dans les figures sont

montrées tous les huit index en i et tous les quatre index en j pour faciliter la visualisation.

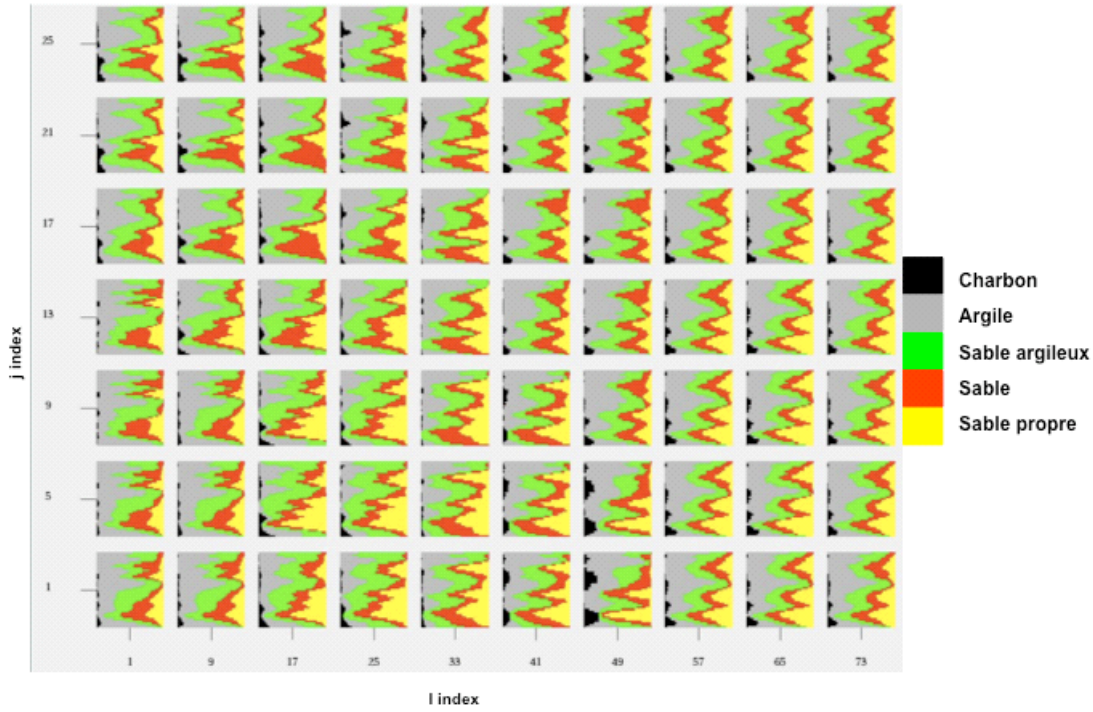


Figure 6.10 : MPV de la séquence A-B.

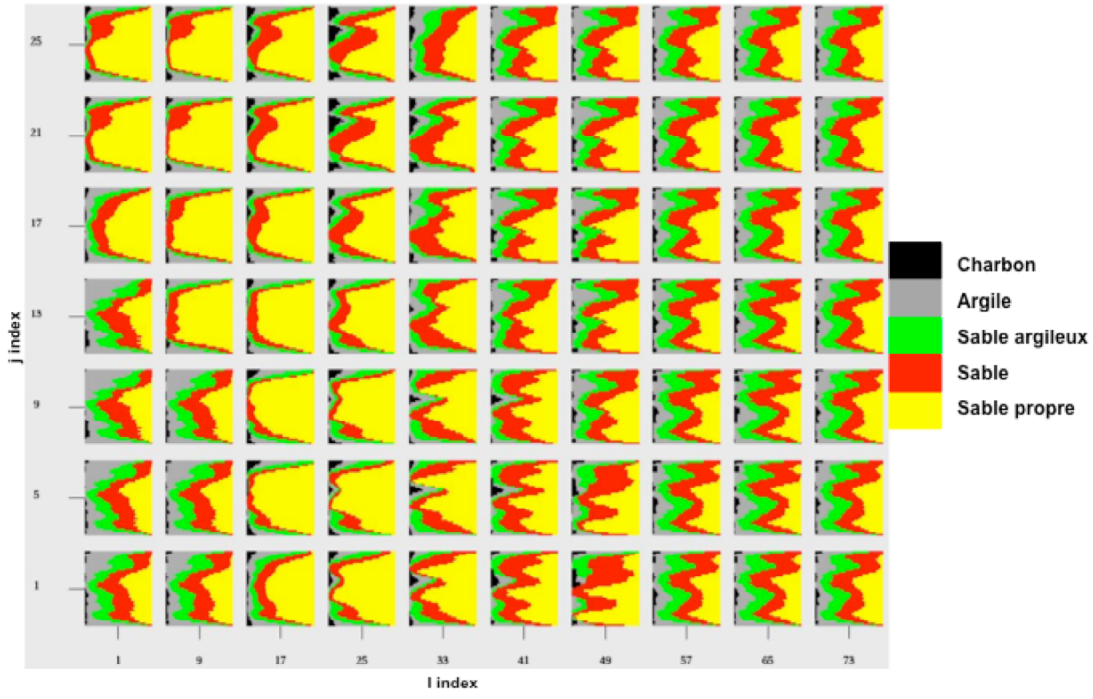


Figure 6.11 : MPV de la séquence C.

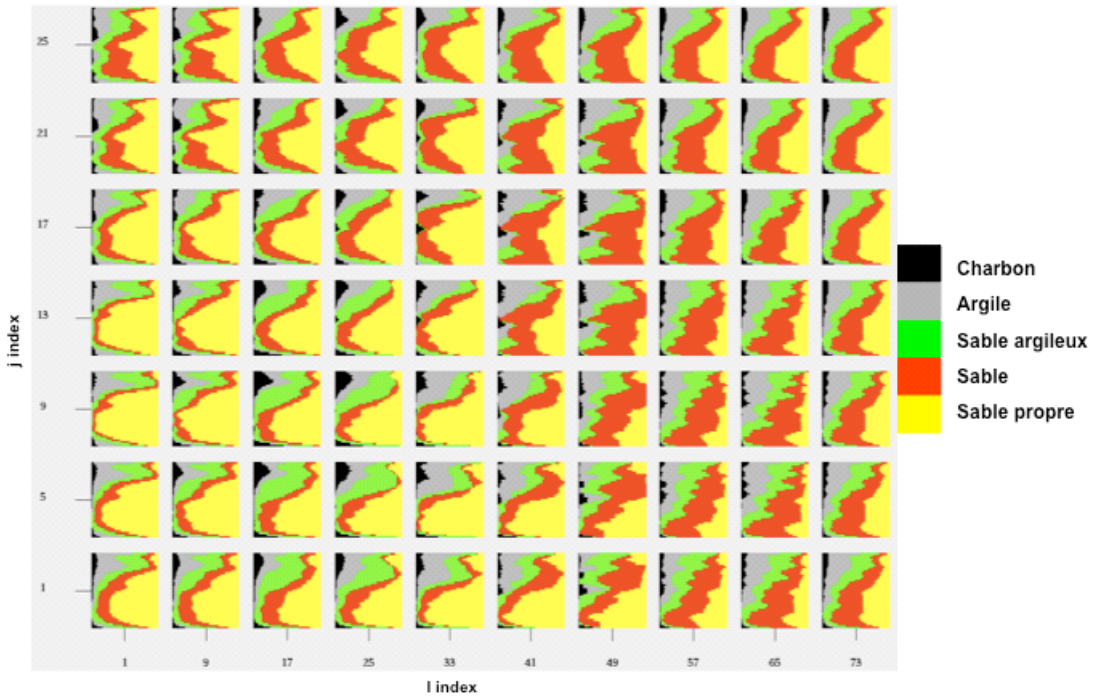


Figure 6.12 : MPV de la séquence D-E.

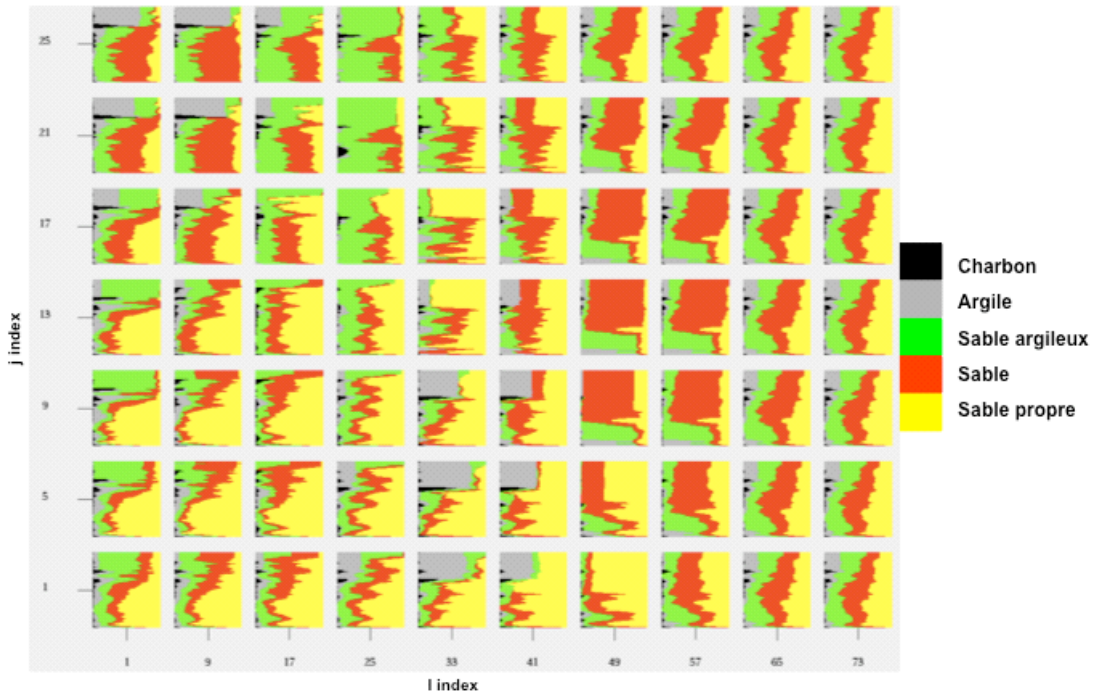


Figure 6.13: MPV de la séquence F-G.

On peut vérifier que les MPV sont consistantes avec les données originelles. On observe bien dans la séquence A-B (Figure 6.10) que la plus grande proportion de sables se trouve dans la zone centrale du réservoir (groupe de puits 2, 4 et 9) et que cette proportion diminue vers le nord, l'ouest et l'est. Ce comportement est plus visible dans la séquence C (Figure 6.12) où les sables sont bien développés (axe de chenaux) dans la zone centrale et vers le nord. Pour ces 2 séquences, les zones

d'argiles et de sables argileux sont plutôt dans les zones sud-ouest (groupe 1) et est (groupe de puits 7, 10 et 11) ce qui est consistent avec la zonation latérale imposée (Figure 6.9). Les séquences D-E et F-G (Figure 6.12 et Figure 6.13) sont similaires : les sables sont développés presque partout, sauf sur la frange est du réservoir, même si aucune zonation n'a été imposée.

Pour vérifier la consistance des MPV avec le modèle sédimentologique de la région, elles ont été comparées aux cartes 2D du modèle géologique conceptuel du réservoir disponibles pour l'ensemble des intervalles (Figure 6.14 pour l'intervalle E). Ce modèle conceptuel est issu de l'analyse des faciès des puits de 3 champs voisins, dont Jobo. Il montre une orientation des dépôts chenalisants du sud-est vers le nord-ouest (N125) pour tous les intervalles du réservoir, ce que transcrivent bien les MPV[1].

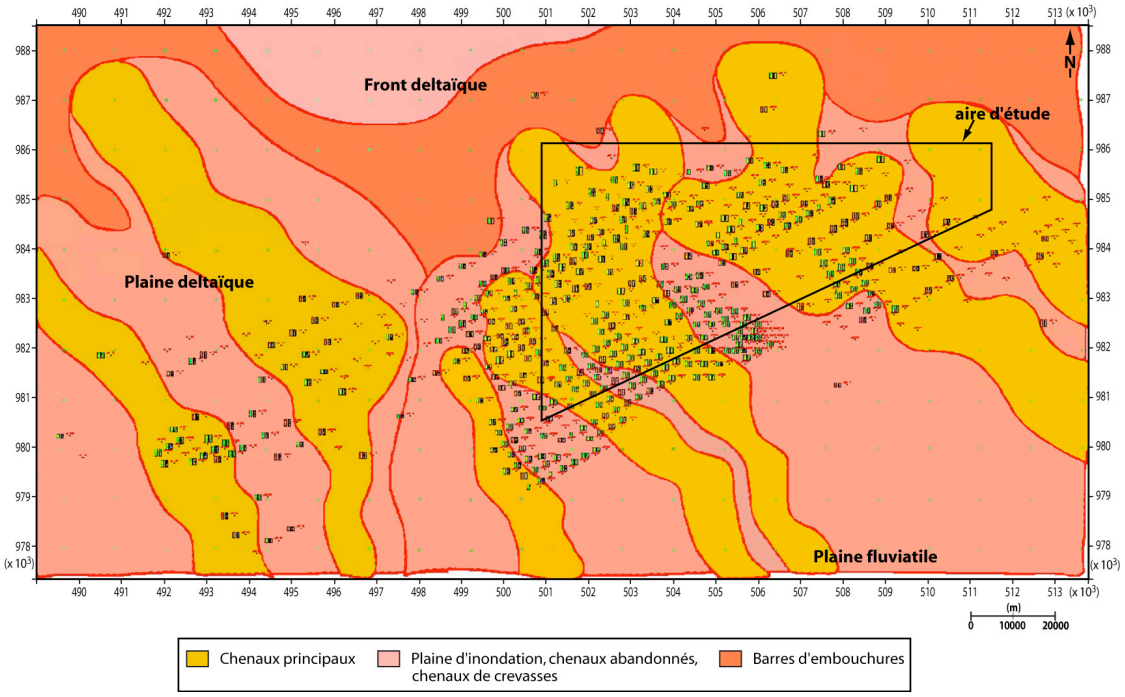


Figure 6.14 : Modèle géologique conceptuel de faciès pour l'intervalle E.

2.4. Règle de seuillage entre faciès

Pour la simulation plurigaussienne, la règle de seuillage est établie en fonction du modèle de dépôt (Figure 6.15), qui suit une granulométrie décroissante des chenaux de sable propre à la plaine d'inondation formée par des argiles ou du charbon (surface d'inondation maximale), en passant par des sables de chenaux marginaux et barres d'embouchure (faciès sable), des épandages de crevasse et d'autres sables argileux. Sur les surfaces d'inondation maximale se trouve soit l'argile, soit le charbon; c'est pourquoi ils sont mis ensemble pour la première gaussienne et seront séparés en fonction de la deuxième gaussienne. Par ailleurs, ils peuvent avoir une anisotropie différente de celles des sables.

[1] Attention : les MPV sont montrées en coordonnées stratigraphiques alors que le modèle géologique est en coordonnées terrestres.

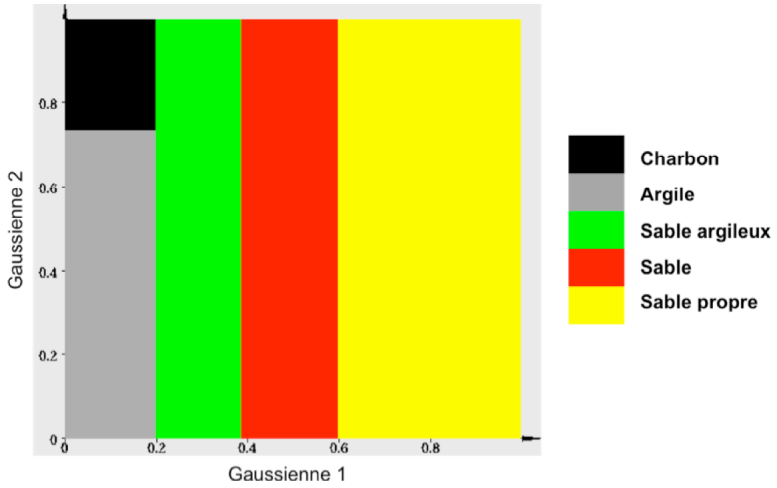


Figure 6.15 : Règle de seuillages utilisée pour la simulation plurigaussienne pour toutes les séquences.

2.5. Modélisation des variogrammes

Les variogrammes de chaque faciès ont été calculés horizontalement selon une direction similaire aux MPV (N55 et N125 pour les directions minimale et maximale d'anisotropie respectivement) (Figure 6.16), et pour la direction verticale. Pour faciliter la visualisation de la figure, les variogrammes horizontaux de seulement quatre faciès sont montrés (argile, sable argileux, sable et sable propre). Le variogramme du faciès du charbon est similaire à celui de l'argile.

Le modèle de covariogramme choisi est exponentiel de la forme :

$$C(\vec{h}) = C_x(h_x) * C_y(h_y) * C_z(h_z) \tag{6.8}$$

où $\vec{h}$ est le vecteur entre échantillons, et h_x, h_y et h_z sont les composantes de ce vecteur suivant les directions x, y et z respectivement. C_x, C_y et C_z sont les composantes de la fonction de covariogramme C suivant les directions x, y et z respectivement.

La Table 6.1 montre les valeurs des portées des variogrammes des faciès pour les deux gaussiennes pour chaque séquence. La courte portée de la gaussienne 1 par rapport à la gaussienne 2 dans la séquence A-B est due à l'argilosité de celle-ci qui donne des chenaux sableux de faible continuité. Dans les autres séquences les gaussiennes sont similaires horizontalement car les zones de plaine d'inondation entre les chenaux ont la même extension que ceux-ci, mais la proportion des sables y est supérieure à celle de la séquence A-B.

Séquence	Gaussienne 1			Gaussienne 2		
	N125	N55	Vert.	N125	N55	Vert.
A-B	350	250	9	2000	1000	6
C	1400	700	30	1400	700	15
D-E	1000	500	30	1000	600	15
F-G	1500	700	30	1000	700	20

Table 6.1 : Portées (m) des variogrammes des faciès pour les quatre séquences du réservoir.

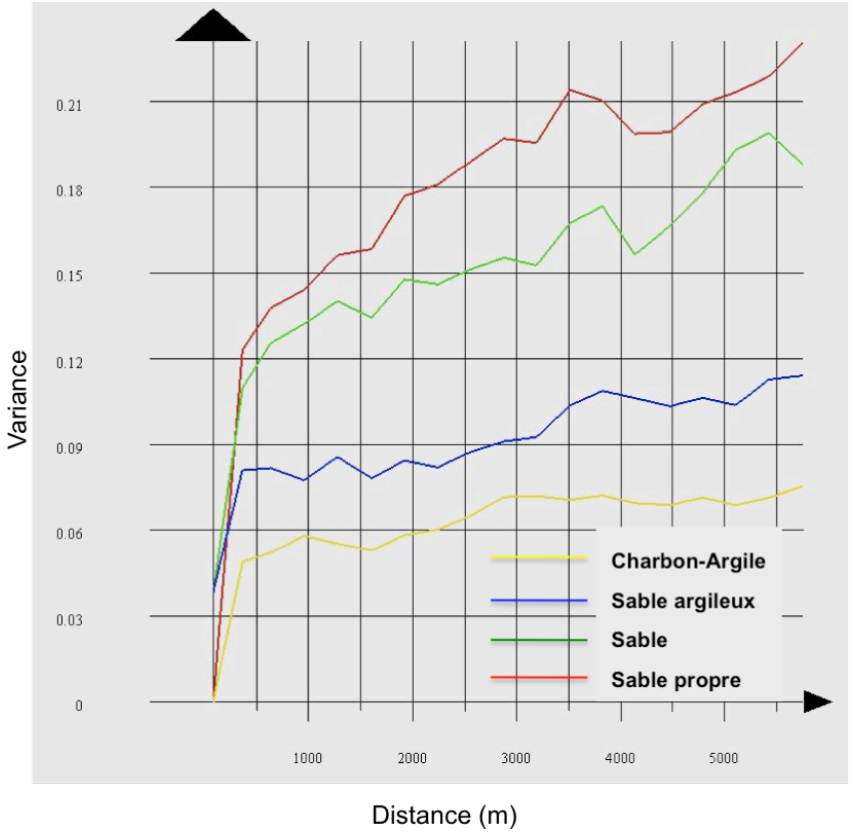


Figure 6.16 : Variogrammes horizontaux expérimentaux pour la simulation plurigaussienne des faciès de la séquence F-G, direction N55.

2.6. Simulation plurigaussienne

A partir de l'ensemble des paramètres ajustés précédemment, une simulation du réservoir a été réalisée dans le domaine stratigraphique, puis a été replacée dans le maillage structural. Les figures à venir sont toutes représentées dans ce repère structural. La Figure 6.17 montre deux niveaux ou couches, au toit de la séquence (Figure 6.17a) et à l'intérieur de B2 (Figure 6.17b). Le premier niveau est constitué principalement d'argile et de sable argileux car il s'agit de la surface d'inondation maximale du toit du réservoir Morichal. Le niveau dans B2 présente une grande hétérogénéité de faciès, avec les chenaux (faciès sableux) localisés au centre selon

une orientation SE-NO. Les faciès argileux et le charbon sont développés dans le sud-ouest et l'est du champ, comme attendu.

La Figure 6.18 montre la simulation des faciès pour la séquence C, où on observe plus clairement la séparation entre zone de chenaux au centre du champ et zone de plaine d'inondation au sud-ouest et à l'est dans le niveau supérieur de C (Figure 6.18a). Dans les niveaux médians (Figure 6.18b) et inférieurs les chenaux couvrent la zone sud-ouest et de façon intermittente l'est du champ puisque l'environnement devient plus fluviatile qu'au niveau supérieur.

Un comportement similaire à la séquence C est retrouvé dans la séquence D-E. Le niveau supérieur (Figure 6.19a) est plus argileux que le niveau inférieur (Figure 6.19b) avec la présence de plus de charbon étant donné que l'environnement de dépôt dans D et dans la partie supérieure de E est de type marais, épandage de crevasse et chenaux marginaux. En revanche, dans les niveaux médian et inférieur de E, l'environnement est de type chenaux d'embouchure et fluviaux (Chapitre 1). Comme toujours, les sables (chenaux) sont plus présents au centre et à l'ouest du réservoir.

Dans la séquence F-G les chenaux sont partout (Figure 6.20), excepté à la frange est du champ, ce qui est conforme à la MPV de F-G (Figure 6.13). Au nord il y a un changement de sable propre à sable ou sable argileux pour deux raisons. Premièrement, l'environnement de dépôt passe de fluviatile au sud à deltaïque au nord. Deuxièmement, la présence du contact huile-eau au nord fait que les sables propres ont pu être classés comme sables ou sables argileux (Chapitre 1, Section 2.7) car les diagraphies utilisées dans l'établissement de la base en faciès ne peuvent pas faire clairement la différence entre sable à eau et sable à huile. Cet inconvénient sera corrigé dans l'habillage pétrophysique en traitant ces sables comme des sables propres avec une forte saturation en eau.

Les Figure 6.21 et Figure 6.22 montrent une section nord-sud et ouest-est respectivement. Les niveaux argileux de séparation (surfaces d'inondation maximale) entre les intervalles B et C, les intervalles C et D, et la limite érosive (limite de séquence) entre E et F (flèches bleues) sont clairement visibles sur les figures. Les surfaces d'inondation maximale jouent le rôle de barrières d'écoulement. En revanche la limite érosive met en contact les séquences D-E et F-G de façon que les fluides puissent passer d'un niveau à l'autre.

On observe aussi sur la Figure 6.21 et la Figure 6.22 une grande continuité latérale des sables dans toutes les séquences sauf A-B, et vers l'est. Le passage dans la direction nord-sud des sables propres aux sable et sables argileux dans D-E et F-G est très clair sur la Figure 6.21.

Finalement, pour observer les fluctuations des simulations de faciès, 5 réalisations pour chaque séquence ont été faites. Sur chaque séquence, les proportions de chaque faciès le long de la verticale ont été calculées pour chaque réalisation, puis comparées aux proportions de la MPV. La différence moyenne entre réalisations et MPV est d'environ 7% dans toutes les séquences.

La Figure 6.23 montre, sur la séquence A-B, une section sud-est – nord-ouest (parallèle à la direction de dépôt) de la valeur moyenne des proportions du faciès de sable argileux calculée sur les 5 simulations et la MPV. La Figure 6.24 montre la

même représentation pour une section nord-est - sud-ouest (perpendiculaire à la direction de dépôt) pour le faciès de sable de la séquence D-E.

La section parallèle à la direction de dépôt (Figure 6.23) montre une variation latérale faible de la proportion (autour de 30%) à cause de la continuité des faciès dans cette orientation. En revanche, la direction perpendiculaire montre une variabilité plus forte parce que la section croise transversalement les chenaux et la plaine d'inondation, comme vue sur le modèle géologique conceptuel et sur la Figure 6.24. Les chenaux ont une proportion de faciès de sable entre 30% et 50%, tandis que la proportion se réduit à moins de 30% dans la plaine d'inondation argileuse. Ces résultats montrent clairement le changement latéral de faciès dans le réservoir entre l'ouest sableux et l'est argileux.

Il est clair que pour quantifier l'incertitude du modèle, il faudra faire plus de réalisations pour avoir une statistique plus complète. Cependant, la simulation plurigaussienne retenue est satisfaisante parce qu'elle respecte le modèle conceptuel du réservoir.

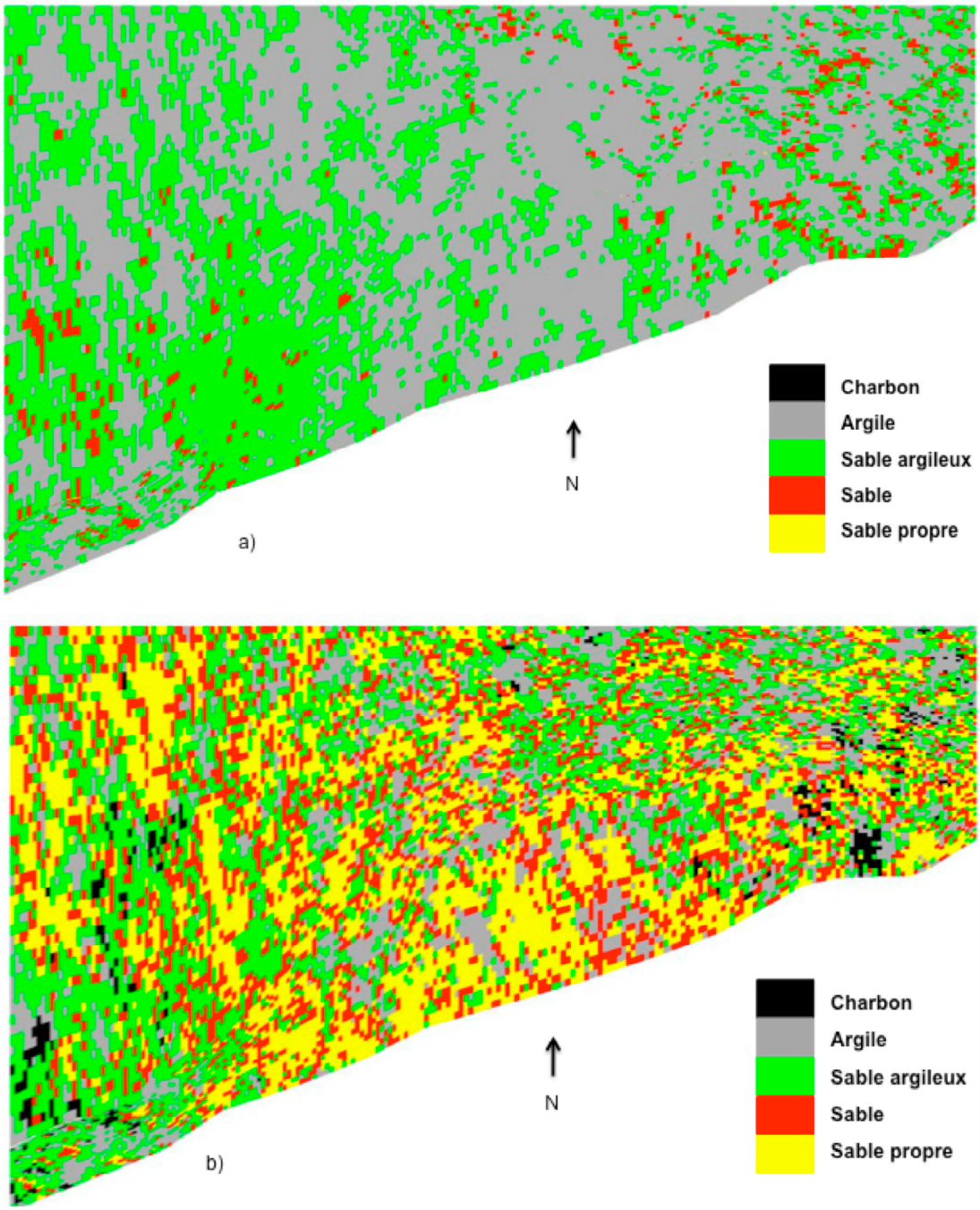


Figure 6.17 : Simulation plurigaussienne des faciès de la séquence A-B : a) Toit et b) Niveau à l'intérieur de B2.

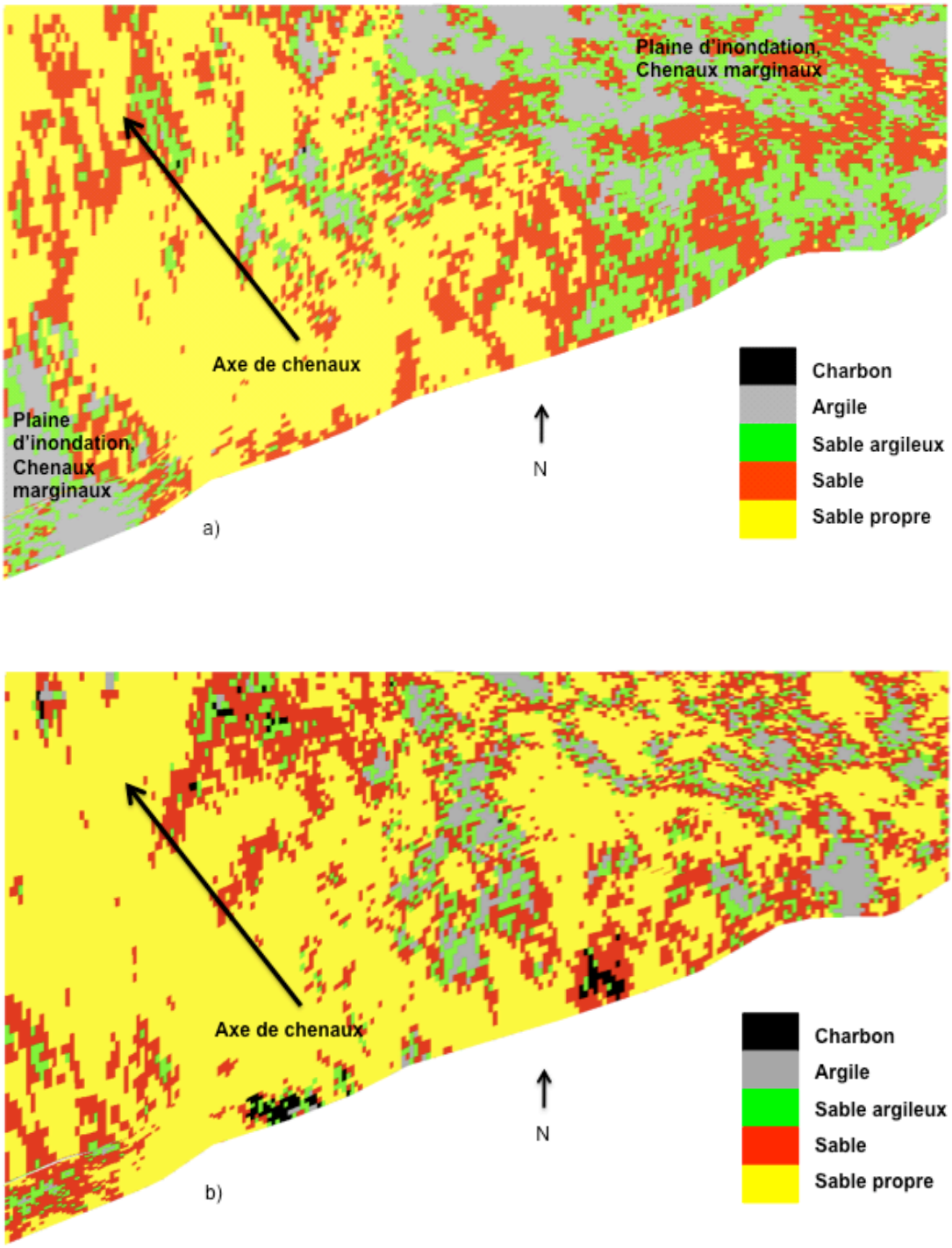


Figure 6.18 : Simulation plurigaussienne des faciès de la séquence C : a) Niveau supérieur et b) Niveau médian.

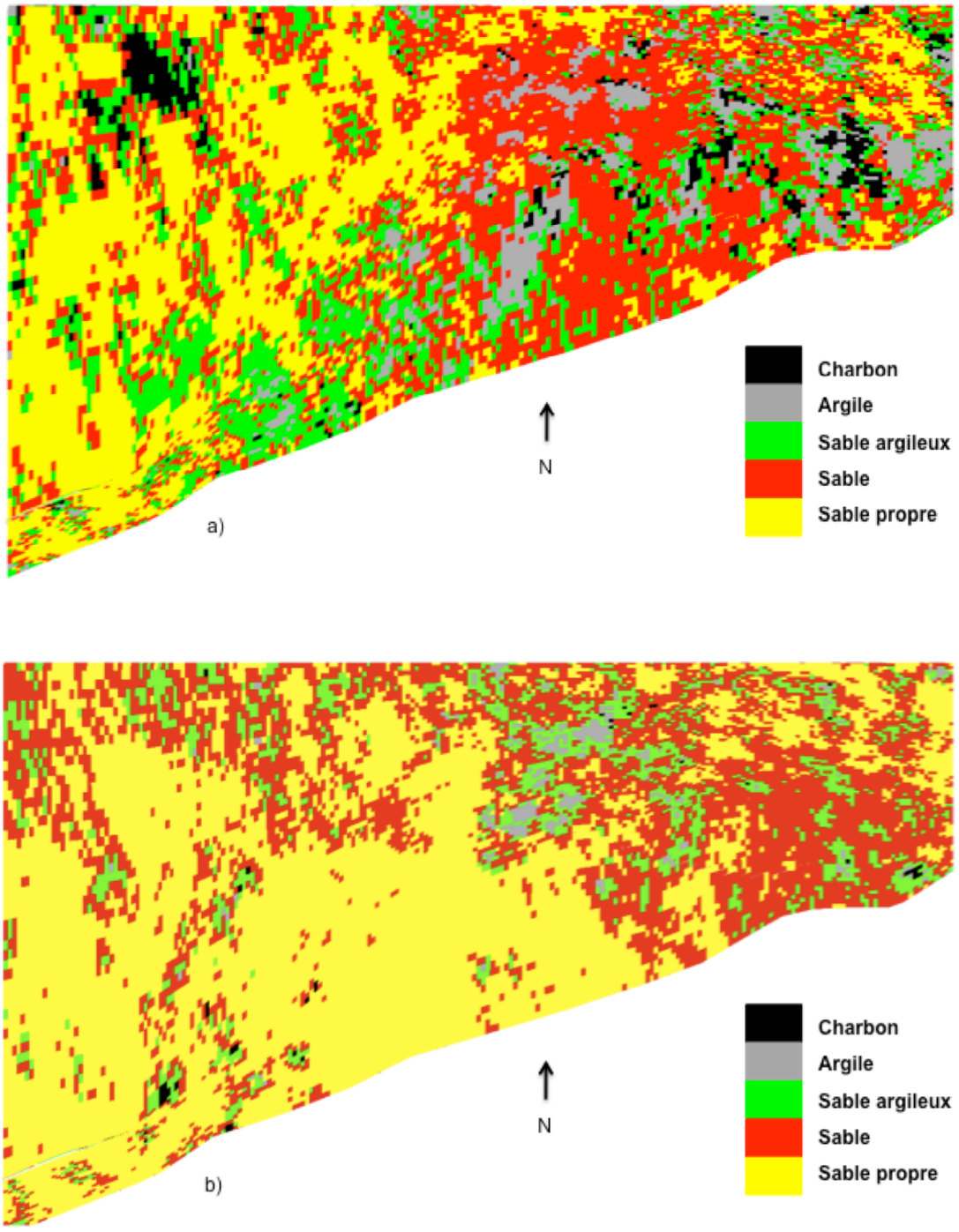


Figure 6.19 : Simulation plurigaussienne des faciès de la séquence D-E : a) Niveau supérieur et b) Niveau inférieur.

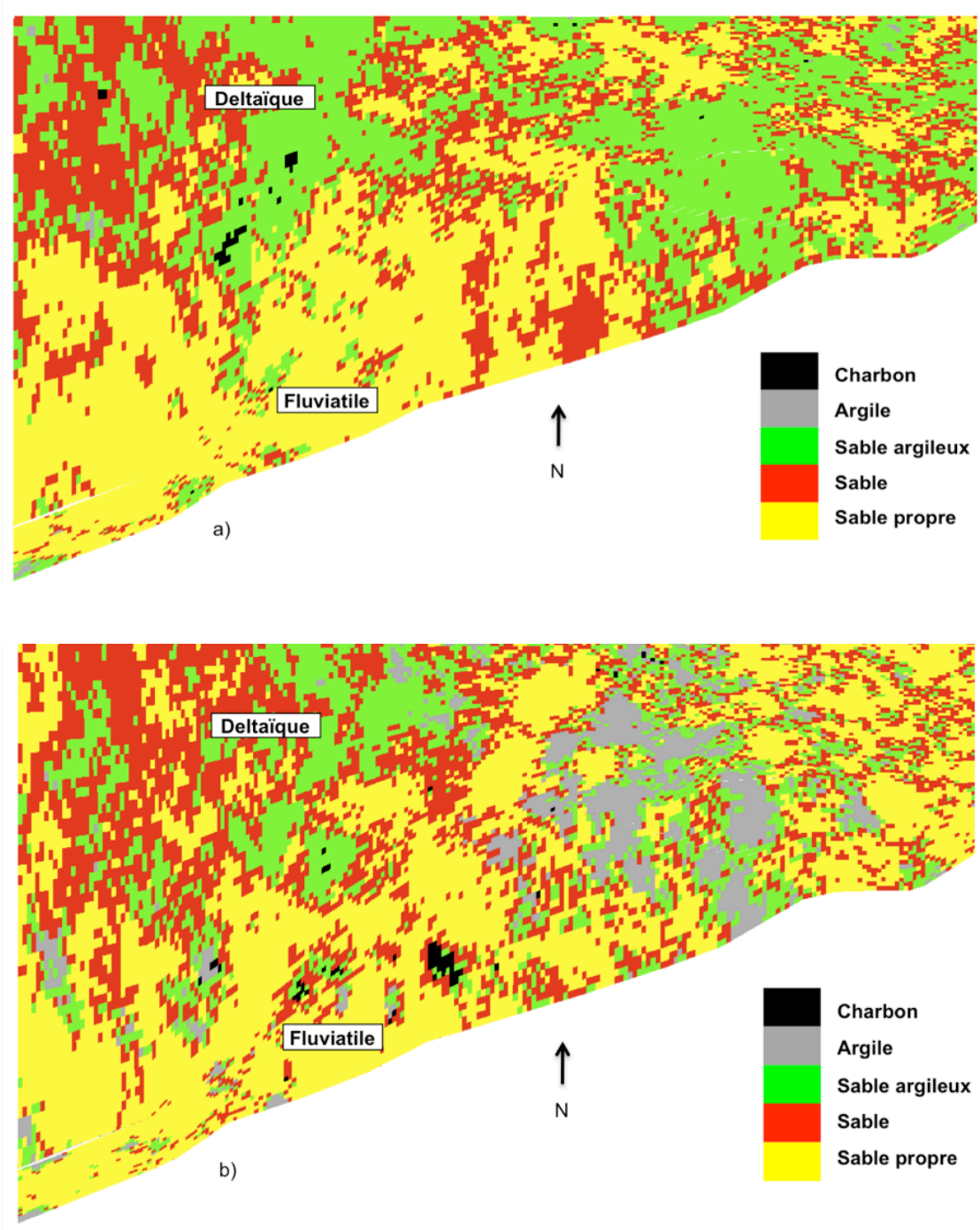


Figure 6.20 : Simulation plurigaussienne des faciès de la séquence D-E : a) Niveau moyen et b) Niveau inférieur.

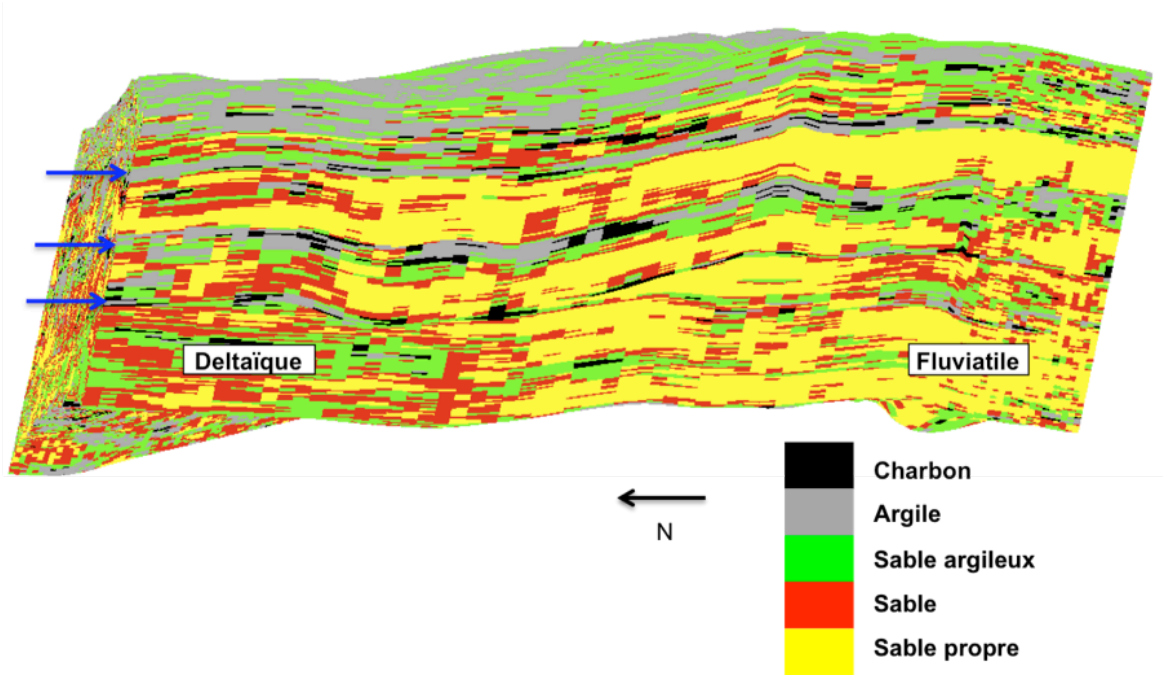


Figure 6.21 : Section nord-sud de la simulation plurigaussienne des faciès, montrant les surfaces d'inondation maximale et la limite érosive entre D-E et F-G (flèches bleues).

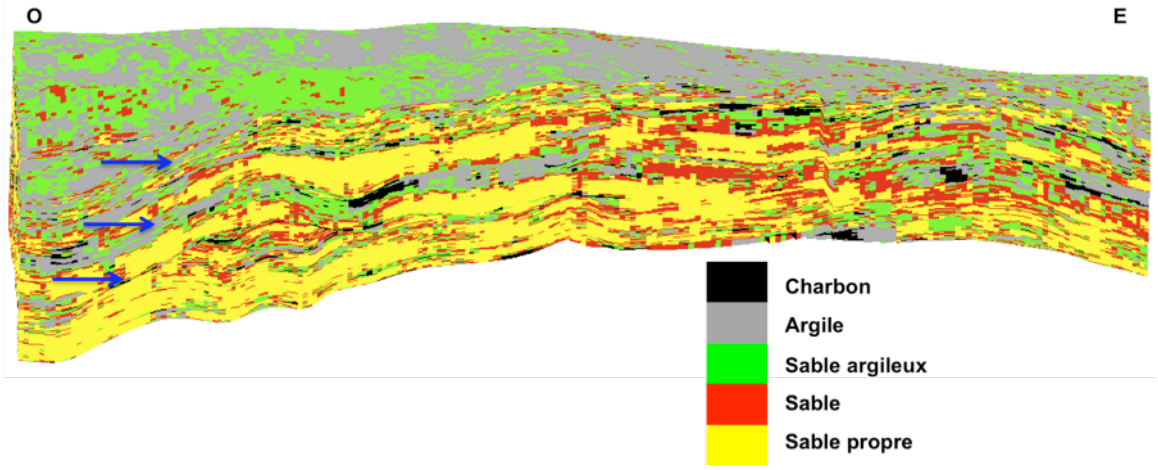


Figure 6.22 : Section ouest-est de la simulation plurigaussienne de faciès, montrant les surfaces d'inondation maximale et la limite érosive entre D-E et F-G (flèches bleues).

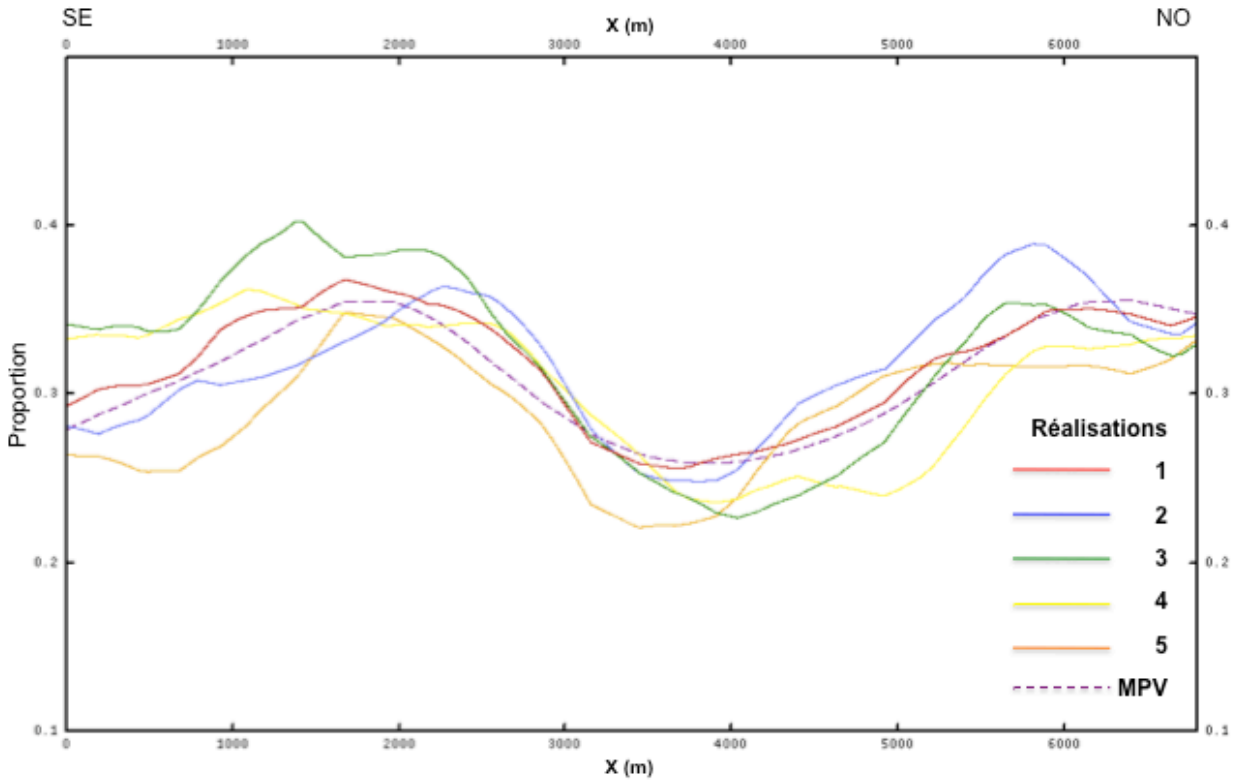


Figure 6.23 : Section sud-est - nord-ouest de la proportion moyenne du faciès sable argileux calculée sur 5 réalisations plurigaussiennes et la MPV du faciès, pour la séquence A-B.

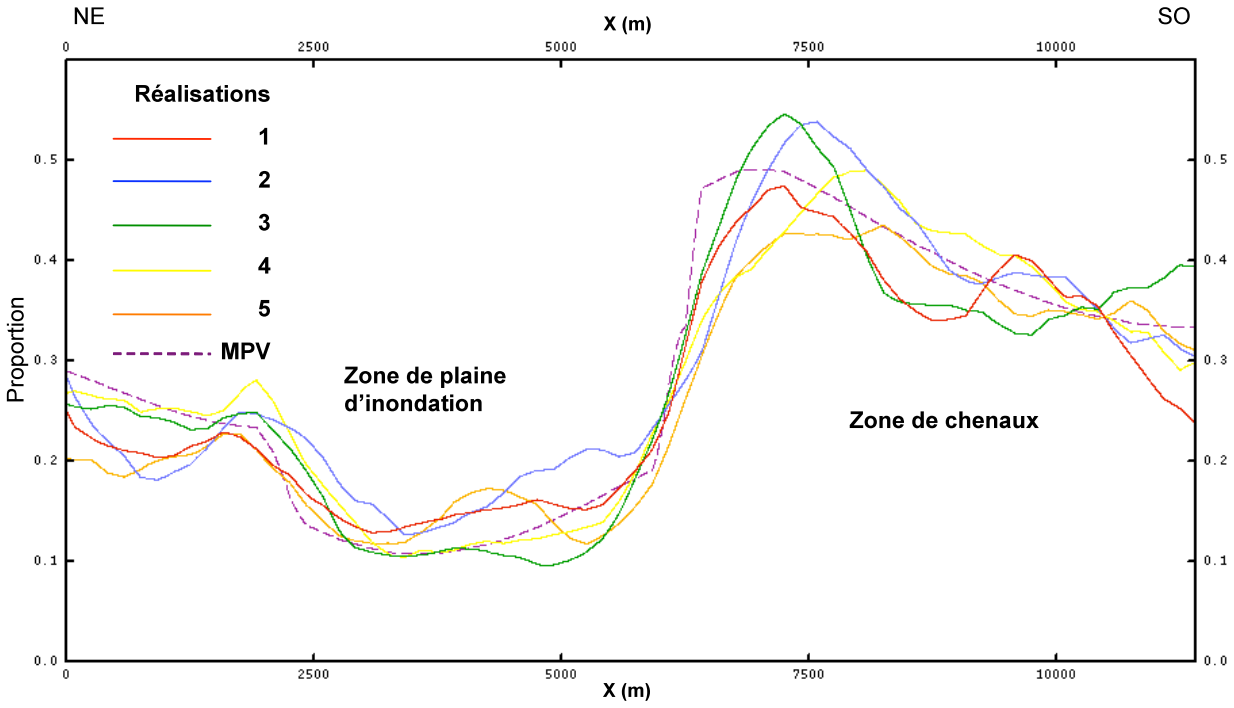


Figure 6.24: Section nord-est - sud-ouest de la proportion moyenne du faciès sable calculée sur 5 réalisations et la MPV du faciès, pour la séquence D-E.

3. Discussion des résultats

Le choix de générer les diagraphies de faciès en deux phases, tout d'abord sur 25 puits à partir du Gamma Ray (GR), de la Porosité-Neutron (NPHI), de la Résistivité (RD) et de la Densité (RHOB), puis ensuite en l'élargissant à 133 puits en utilisant les logs porosité ϕ, volume d'argile V_{sh} et saturation en eau S_w, a pour but d'utiliser beaucoup plus d'information de puits afin de réduire l'incertitude sur le modèle du réservoir. Dans le prochain chapitre ce point sera discuté plus en profondeur.

Pour le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*, la modélisation des faciès au moyen de la simulation plurigaussienne respecte et intègre les contraintes issues du modèle conceptuel du réservoir. La séquence A-B simulée est plus argileuse au toit et devient plus sableuse vers l'intervalle B à la base. Cette configuration indique que les intervalles A et B1 ainsi que la formation Yabo sont une barrière à l'écoulement du réservoir Morichal, et qu'elles séparent ce dernier du réservoir Jobo.

L'intervalle B2 simulé, qui est producteur dans le champ, est séparé de la séquence C par un niveau d'argile de plus de 5 pieds d'épaisseur. Cette dernière séquence (bonne productrice dans le réservoir) est très sableuse, en accord avec les chenaux distributaires qui la composent.

Les sables des séquences C et D-E simulées sont séparés par l'intervalle argileux D et la partie supérieure de E constituée de faciès de marécage et de plaine d'inondation. Par contre, les sables de D-E et F-G simulés sont en contact car les premiers érodent les deuxièmes ainsi que les argiles de plaine d'inondation entre les deux (Figure 6.21 et Figure 6.22).

Cette distribution des faciès simulés aura un impact fondamental dans la distribution des propriétés pétrophysiques et pétroélastiques puisqu'il donnera leurs orientations et limitera leurs distributions.

Dans notre méthodologie de travail pour la simulation des faciès nous avons considéré les cartes 2D de faciès conceptuelles faites par les géologues comme un contrôle de qualité *a posteriori* (Figure 6.14). Mais on pourrait également les utiliser pour contraindre la simulation de faciès. En effet ces cartes donnent la tendance ou orientation générale des corps sédimentaires. Cette information peut être incluse dans la MPV comme une contrainte additionnelle. Dans un contexte exploratoire, où parfois on a seulement un modèle régional (dans la plupart des cas, conceptuel) du bassin, ces cartes de faciès conceptuelles peuvent être utiles pour aider à simuler les faciès.

Enfin, un des points forts de la géostatistique pour la modélisation des réservoirs pétroliers est sa capacité à intégrer des jeux de données de différentes origines et différentes échelles.

Dans les deux prochains chapitres, les propriétés pétrophysiques et pétroacoustiques seront estimées pour chaque séquence et pour chaque faciès de façon à respecter la géométrie de dépôt établie et la simulation de faciès faite. Étant donné que chaque faciès a des propriétés pétrophysiques et pétroacoustiques propres, l'estimation de ces propriétés par faciès permettra d'avoir une meilleure distribution des donnés et éviter des erreurs ou biais dans la simulation.

Chapitre 7 :
Modélisation pétrophysique

Dans le chapitre précédent on a présenté l'habillage de la grille stratigraphique du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* avec 5 types de faciès différents (charbon, argile, sable argileux, sable et sable propre) en utilisant les caractéristiques spatiales des faciès et leurs caractéristiques sédimentologiques. Dans ce chapitre 7, on présente l'habillage de la grille de faciès en propriétés pétrophysiques : la porosité totale et la saturation en eau, parce que ces deux propriétés seront utilisées ensuite pour générer les propriétés pétroélastiques dans le chapitre suivant. L'habillage en propriétés de toute la grille à partir des données de puits est fait par tirage aléatoire suivant une loi gaussienne, car les propriétés présentent une distribution quasiment normale. Cette méthodologie est choisie pour sa simplicité et la rapidité de sa mise en oeuvre. Bien sûr il est possible d'utiliser d'autres méthodes plus sophistiquées comme le krigeage ou la simulation séquentielle gaussienne. Mais la démarche est plus compliquée et oblige à faire plus d'hypothèses sur les continuités et anisotropies des paramètres. Éventuellement dans une étude du réservoir plus sophistiquée on pourrait utiliser ces méthodes et comparer leurs résultats à ceux obtenus dans cette thèse, afin de quantifier l'impact du choix de la méthode.

La première partie du chapitre présente l'analyse statistique des propriétés pétrophysiques au niveau des puits pour déterminer la moyenne et l'écart-type de la loi gaussienne. La deuxième partie du chapitre montre l'habillage ou simulation de la porosité totale, du logarithme de la résistivité et de la saturation en eau pour chaque séquence et pour chaque faciès. La problématique du contact eau-huile dans les séquences D-E et F-G nécessitera un traitement spécifique pour les faciès de sable et sable propre.

1. Analyse statistique des propriétés pétrophysiques au niveau des puits

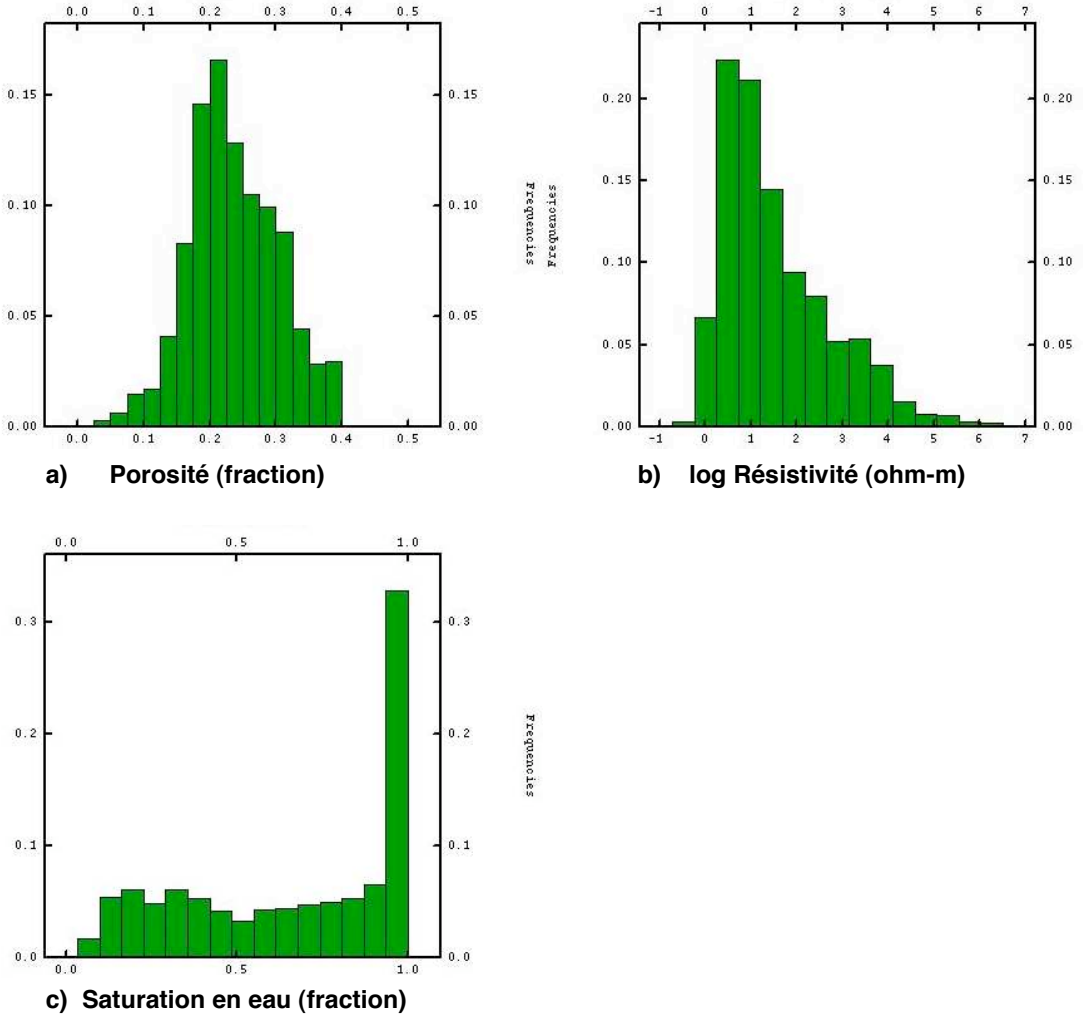
La Figure 7.1 montre les distributions des valeurs de porosité totale, résistivité, saturation en eau et densité pour tous les faciès des 133 puits du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*. On observe que la porosité totale ϕ (centrée autour de 0,2) le log de la résistivité log(RD) et la densité se rapprochent d'une loi gaussienne, mais pas la saturation en eau dont les valeurs sont concentrées vers 100% à cause de la forte saturation en eau des faciès d'argile et de sable argileux. Cette observation justifie le choix de travailler avec la résistivité plutôt qu'avec la saturation en eau, et postérieurement à transformer la première en la deuxième en utilisant la loi d'Archie (1942) :

$$S_{\mathrm{w}} = \left(\frac{aR_w}{\phi^m R_t} \right)^{1/n} \tag{7.1}$$

où S_w est la saturation en eau, ϕ la porosité totale et R_t la résistivité de la formation, que l'on considère égale à la valeur de la diagraphie de RD. R_w est la résistivité de l'eau, qui par analyse de test de salinité de l'eau est fixée à 0,11 ohm-m. Les coefficients a, n et m sont respectivement le coefficient de tortuosité, l'exposant de cimentation et l'exposant de saturation. A partir des analyses de carottes les valeurs de ces trois coefficients sont fixées à 0,81, 1,91 et 2 respectivement.

Pour être cohérent avec la distribution des faciès et respecter les valeurs des propriétés pétrophysiques vues dans le chapitre 1, les propriétés pétrophysiques

(ainsi que pétroélastiques) seront simulées par faciès. Ainsi, par exemple les valeurs plus fortes de porosité et plus faibles de saturation en eau seront donc dans les sables et sables propres. Tandis que dans les argiles et sables argileux ce sera plutôt le contraire : porosité faible et forte saturation en eau.

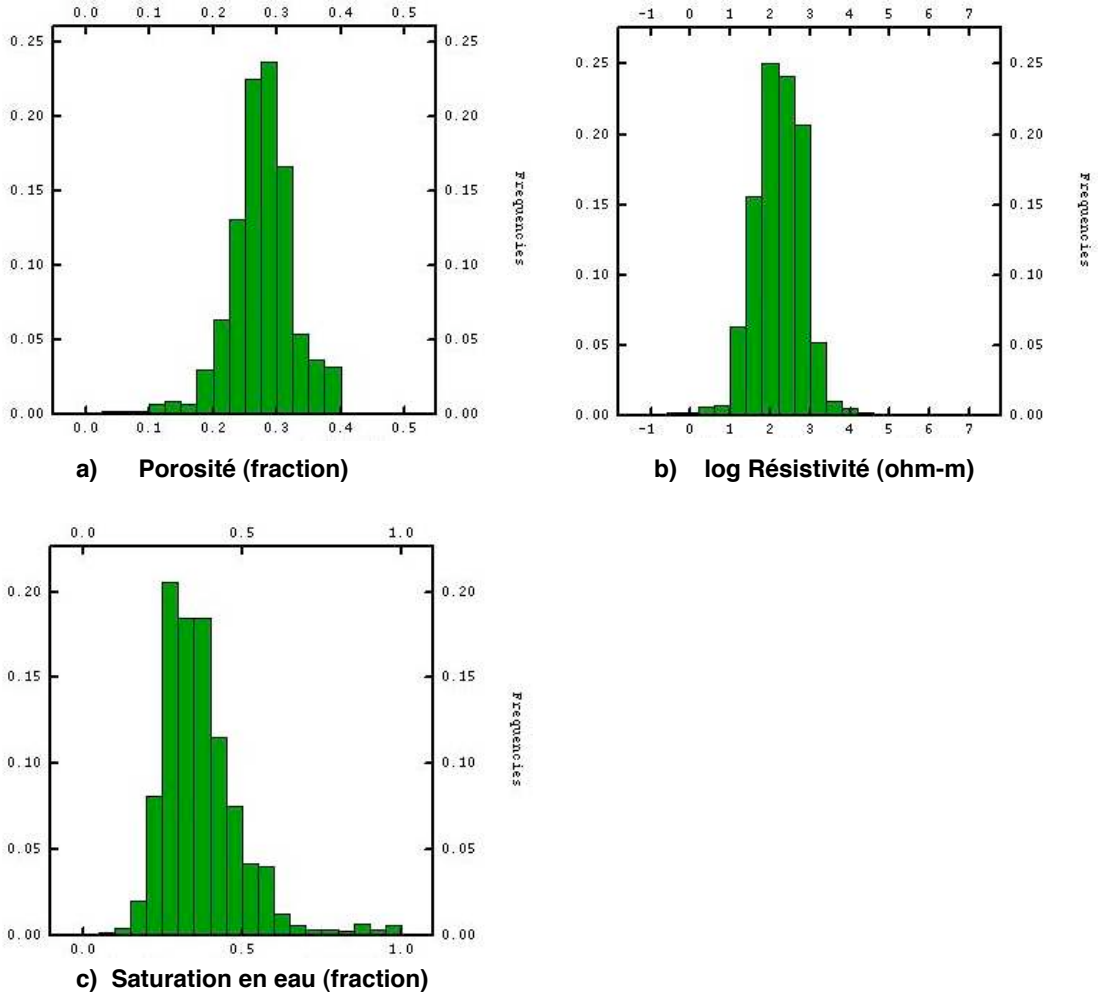


a) Porosité (fraction) **b) log Résistivité (ohm-m)**

c) Saturation en eau (fraction)

Figure 7.1 : Distribution des propriétés pétrophysiques pour tous les faciès aux puits dans la séquence A-B.

Un avantage à simuler les propriétés pétrophysiques par faciès est que les distributions de données correspondantes se rapprochent plus d'une distribution normale (ou lognormale dans le cas de la résistivité et de la saturation en eau), les données par faciès étant plus homogènes. Et il est préférable de travailler dans des zones à comportements similaires. La Figure 7.2 illustre cette observation pour le faciès sable.



a) Porosité (fraction) **b) log Résistivité (ohm-m)**

c) Saturation en eau (fraction)

Figure 7.2 : Distribution des propriétés pétrophysiques aux puits pour le faciès sable dans la séquence A-B.

Le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* sera habillé en porosité totale par tirage dans une loi gaussienne par séquence et par faciès. La Figure 7.3 montre la distribution de porosité par faciès dans la séquence A-B. On observe que le charbon a une forte porosité (moyenne égale a 0,32). Le sable argileux a une distribution plus étalée, ce qui est lié au fait que ce faciès est intermédiaire entre l'argile et le sable (Chapitre 1) et qu'il dépend fortement du pourcentage d'argile présente. Les distributions de la porosité pour les faciès argile, sable et sable propre sont plus serrées et indiquent une bonne séparation entre ces faciès. Ces résultats coïncident avec la discrimination en faciès du chapitre 1 et l'analyse de physique des roches du chapitre 2.

Il faut noter que la statistique sur les propriétés pétrophysiques du charbon (idem pour ses propriétés pétroélastiques) n'est pas très représentative si l'on considère la faible proportion de charbon dans le réservoir, et qu'elle ne respecte pas exactement une loi gaussienne. Cependant on distribuera quand même les propriétés du charbon suivant une loi gaussienne, en faisant l'hypothèse que l'erreur ne sera pas trop grande.

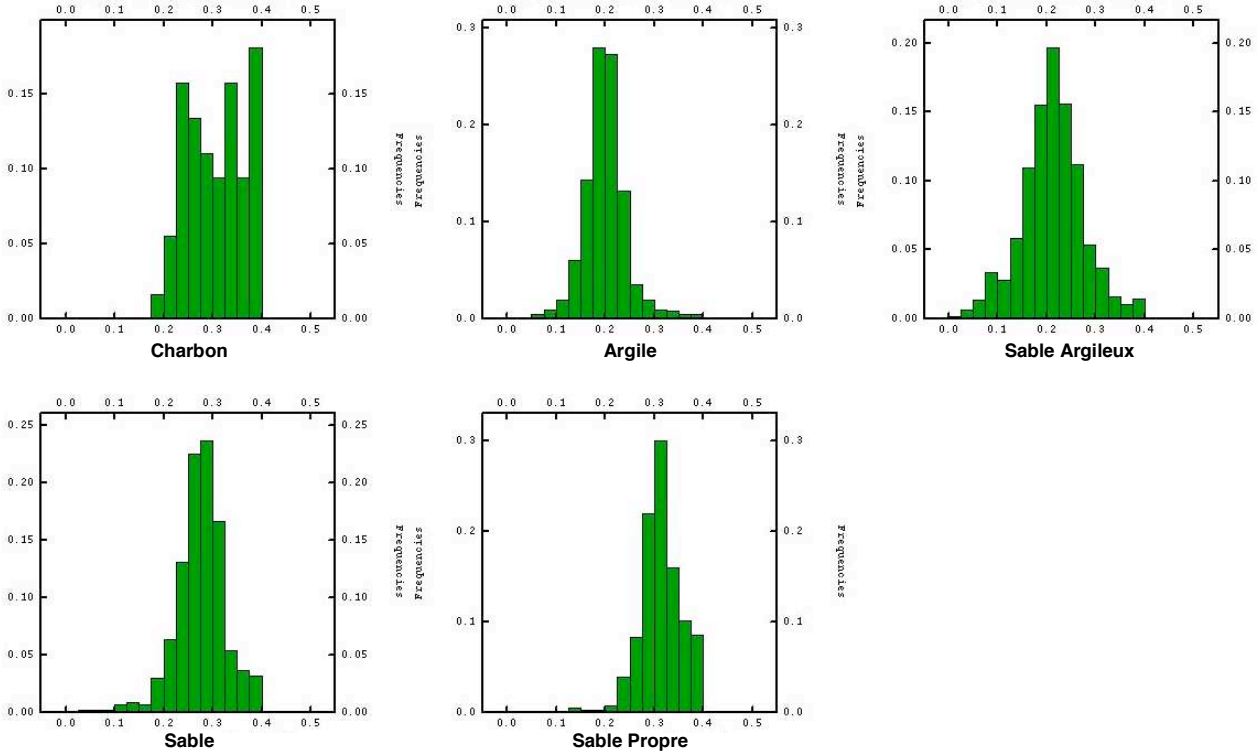


Figure 7.3 : Distribution de la porosité totale (fraction) par faciès dans la séquence A-B, aux puits.

2. Habillage ou simulation des propriétés pétrophysiques

La porosité totale est un paramètre clé dans un réservoir puisqu'elle conditionne la perméabilité, la saturation en eau et la vitesse.

La porosité totale est le pourcentage du volume total du réservoir occupé par les fluides, $\phi = V_\phi / V_t$, où ϕ est la porosité, V_ϕ le volume poreux ou volume occupé par le fluide, et V_t le volume total du réservoir. On a vu dans le chapitre 2 l'impact de la porosité sur la vitesse et donc sur la réponse sismique : la réduction de porosité entraîne une augmentation de la vitesse, et vice versa. Le point le plus important est donc que, une fois la porosité totale simulée, on pourra obtenir la vitesse à partir des modèles de physiques des roches.

La Figure 7.4 montre une vue 3D de la porosité totale simulée dans les séquences C et F-G. L'axe des chenaux dans la séquence C (Figure 7.4a) montre une porosité simulée plus forte que dans les zones argileuses. Dans la séquence F-G (Figure 7.4b) la zone sud-ouest fluviatile du réservoir a des porosités simulées plus fortes que la zone deltaïque au nord et la zone de plaine d'inondation à l'est.

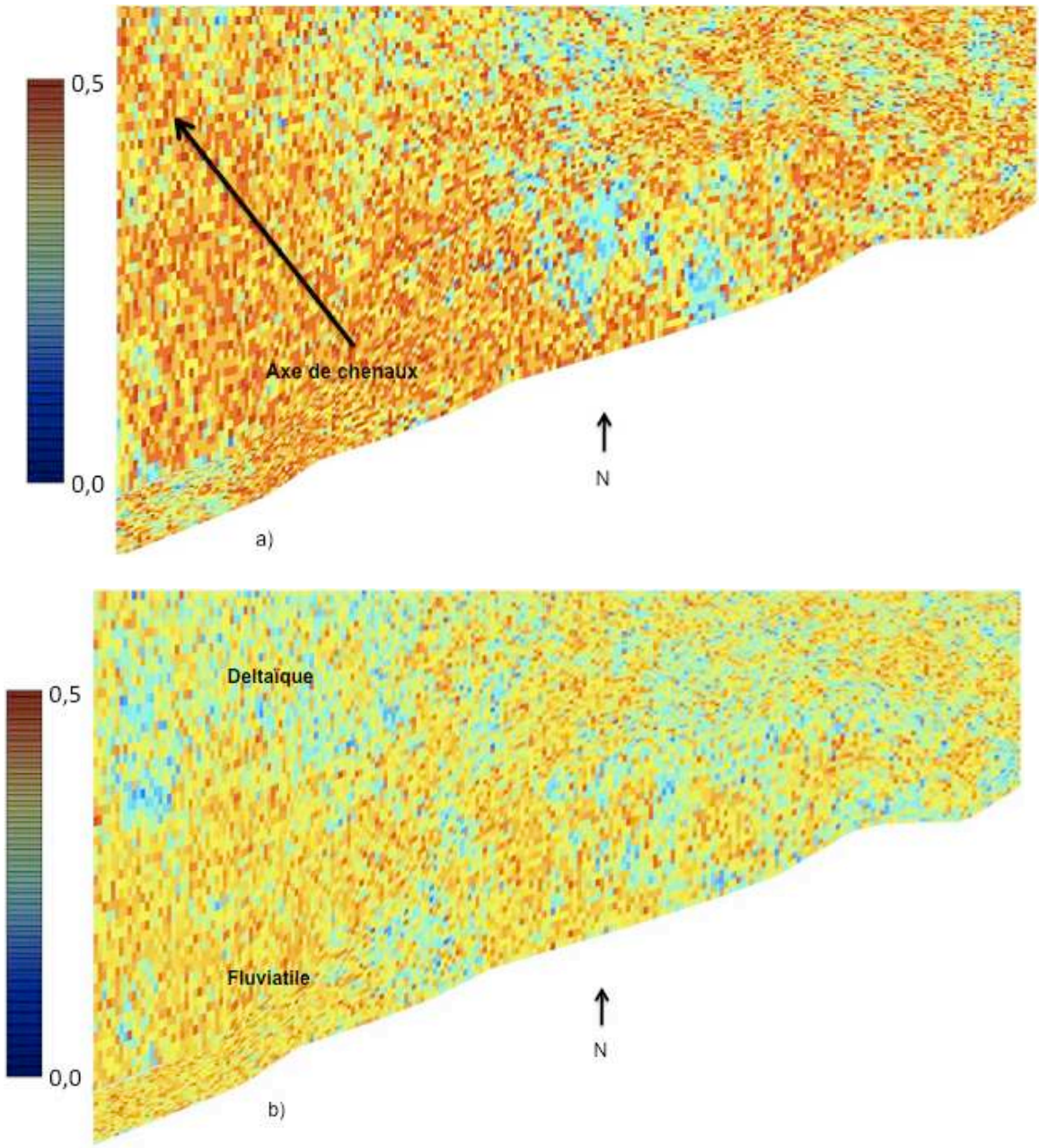


Figure 7.4 : Simulation de la porosité totale (%) dans les séquences C (a) et F-G (b).

La Figure 7.5 montre deux vues 3D suivant les directions nord-sud et ouest-est où on observe les divisions des séquences, représentées par des argiles de porosité faible (flèches bleues) ; la flèche violette indique la limite entre les séquences D-E et F-G, représentée par une érosion (Chapitre 6), où on observe des contacts entre zones de forte porosité des deux séquences (les chenaux de D-E érodent les chenaux de F-G). Le changement d'environnement passant de fluviatile à deltaïque dans la séquence F-G est observé aussi sur la Figure 7.5a, comme la Figure 7.4b.

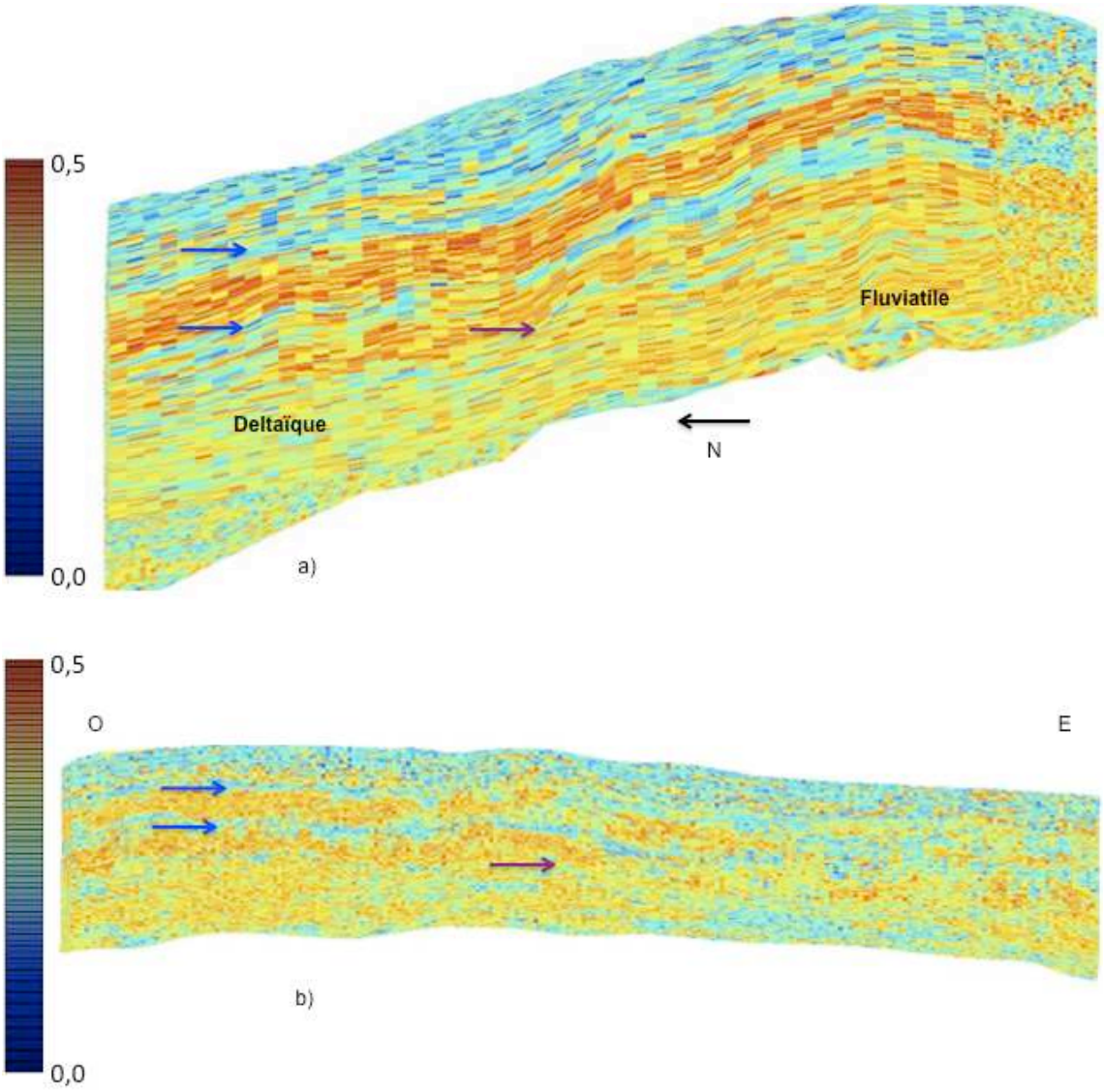


Figure 7.5 : Sections verticales selon les directions N-S (a) et O-E (b) de la porosité totale simulée (%). Les flèches (bleues et violette) indiquent les limites de séquence.

Une fois simulée la porosité, on simule le logarithme de la résistivité log(RD) par tirage dans une loi gaussienne dans chaque séquence pour chaque faciès. La Figure 7.6 montre la distribution de log(RD) simulé par faciès dans la séquence A-B.

L'estimation de la saturation en eau se fera différemment suivant les séquences. Pour les séquences A-B et C, on utilise la loi d'Archie pour calculer la saturation en eau à partir de la porosité et de la résistivité simulées. Les Figure 7.7a et Figure 7.7b présentent deux vues 3D de la saturation en eau simulée dans les séquences C (Figure 7.7a) et D-E (Figure 7.7b). On observe de nouveau dans la séquence C la zone préférentielle des chenaux en direction sud-est – nord-ouest représentée par des valeurs faibles de S_w.

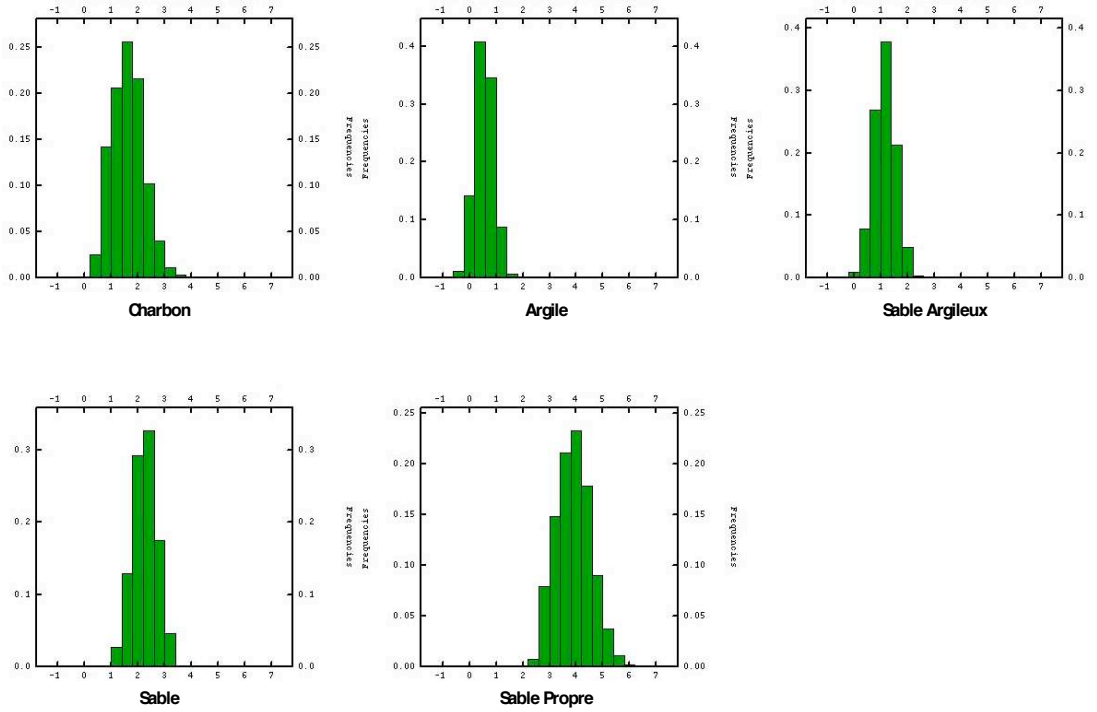


Figure 7.6 : Distribution du log(RD) (ohm-m) simulé par faciès dans la séquence A-B.

Pour les séquences D-E et F-G, l'estimation de la saturation en eau est plus compliquée. Pour les faciès autres que le sable, on a procédé pour ces 2 séquences comme pour les séquences A-B et C, avec un tirage dans une loi gaussienne par faciès, parce que les distributions de saturation en eau par faciès ont un seul pic.

Le faciès sable, par contre, correspond à des sables saturés en huile au dessus du contact eau-huile (qui est entre 4030' et 4120' selon la zone du réservoir), et à des sables saturés en eau au dessous du contact. La Figure 7.8a montre la distribution de la saturation en eau du faciès sable aux puits dans la séquence D-E, où on observe deux pics. Le premier pic, autour de S_w = 0,3, correspond aux sables saturés en huile et le deuxième pic, autour de S_w = 0,75, est lié aux sables saturés en eau au dessous du contact eau-huile. La distribution de la saturation en eau du faciès sable dans la séquence F-G a aussi deux pics, de façon similaire à la Figure 7.8a.

Pour solutionner ce problème, on a refait la simulation de log(RD) dans les séquences D-E et F-G en prenant en compte la position du contact eau-huile (carte 2D générée par interpolation des valeurs du contact au niveau de puits). Pour la séquence D-E, log(RD) au dessus du contact eau-huile est simulé par un tirage dans la loi gaussienne centrée en log(RD)=2 ohm-m (ce qui correspond à S_w = 0,3) ; au dessous du contact, log(RD) est simulé par un tirage dans la loi gaussienne centrée en log(RD)=5 ohm-m (S_w = 0,75). On a répété la même procédure pour la séquence F-G : simulation dans une loi gaussienne centrée en log(RD)=1 ohm-m au dessus du contact, et dans une autre loi gaussienne centrée en log(RD)=5 ohm-m au dessous du contact. Ensuite, on combine les simulations obtenues au dessus et en dessous du contact eau-huile. Et finalement on simule la saturation en eau en appliquant la loi d'Archie sur chacune des séquences (Figure 7.8b et Figure 7.8c).

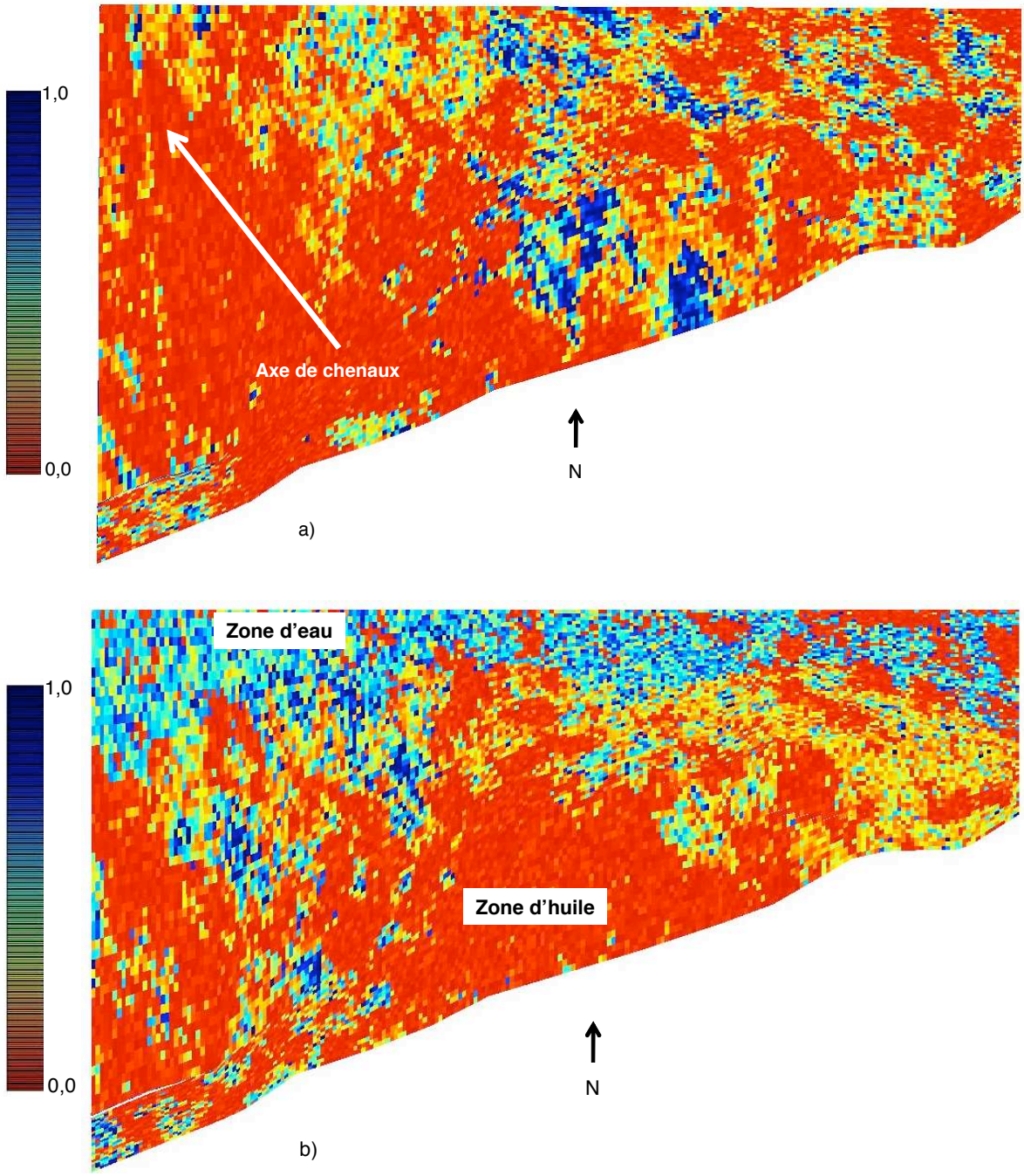


Figure 7.7 : Simulation de la saturation en eau pour les séquences C (a) et D-E (b).

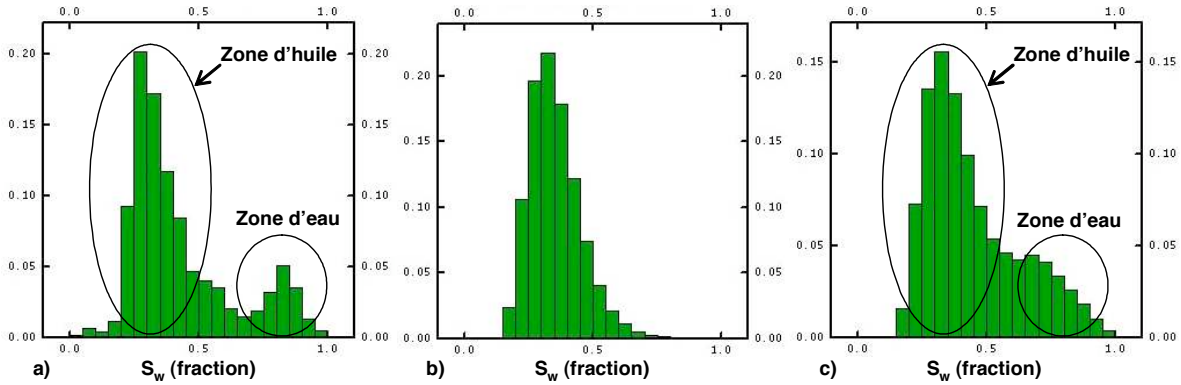


Figure 7.8 : Histogramme de la saturation en eau (fraction) pour le faciès de sable dans la séquence D-E. (a) Distribution expérimentale aux puits, (b) Distribution simulée dans la zone à huile (sud) et (c) Distribution simulée sur toute la zone d'étude (zone à huile au sud plus zone à eau au nord).

3. Discussion des résultats

Grâce à la distribution normale (ou lognormale pour la résistivité) des propriétés pétrophysiques il a été possible de les distribuer dans le réservoir au moyen d'un tirage suivant une loi gaussienne par faciès, sauf pour la saturation en eau qui a été calculée à partir des simulations de porosité et de résistivité en utilisant la loi d'Archie. Ce résultat mène à la question suivante : obtiendrait-on les mêmes résultats si on simulait les diagraphies de puits originelles (propriétés de la roche GR, RHOB, RD par exemple) pour les transformer en propriétés pétrophysiques (V_{sh}, ϕ, S_w) ou si on transformait ces diagraphies en propriétés pétrophysiques avant de simuler ces dernières (pratique habituelle et appliquée ici) ? Les incertitudes seraient-elles égales ou plus fortes, et dans quel cas ?

La réponse à cette question n'est pas simple. Généralement on choisit la deuxième voie parce que les propriétés pétrophysiques peuvent dépendre de plusieurs diagraphies. Par exemple, la porosité peut être calculée à partir de la densité RHOB seulement, ou d'une combinaison (généralement la moyenne arithmétique) de RHOB et NPHI (Porosité neutron). En conséquence, dans ce cas il faudrait simuler plus de propriétés pour avoir le résultat, ce qui implique plus de temps de calcul, le besoin de caler avec plus de données et potentiellement plus d'incertitudes.

Une deuxième raison est le calage sur des carottes des propriétés pétrophysiques, ce qui dans beaucoup de cas aide à définir les valeurs maximales et minimales des propriétés. Les analyses des carottes mesurent les porosité, perméabilité, saturation en eau, etc., donc il est plus logique et facile de simuler ces propriétés pétrophysiques pour pouvoir les caler avec les données des carottes.

A l'inverse, l'avantage de choisir de simuler au moyen d'un tirage dans une loi gaussienne[1] les diagraphies de puits originelles à la place des propriétés pétrophysiques dérivées est la possibilité de trouver des distributions plus

[1] Dans ce travail, on considère seulement le tirage dans une loi gaussienne grâce à la simplicité de sa mise en œuvre. Mais d'autres méthodes permettent de s'affranchir de distributions gaussiennes.

gaussiennes dans le premier cas que dans le deuxième cas, qui a une proportion anormale de valeurs fortes.

Ce problème est dû au fait que les propriétés pétrophysiques, comme la saturation en eau ou le pourcentage d'argile, sont estimées à partir d'équations empiriques comme celle d'Archie, qui peuvent donner des valeurs irréalistes de propriétés (supérieures à 100 %) parce que les paramètres comme a, m, et n sont calés uniquement avec les données des carottes et non avec tous les échantillons du réservoir. En pratique quand les valeurs dépassent 100% elles sont donc mises égales à 100%. C'est la raison pour laquelle on trouve beaucoup de valeurs égales à 1 pour la saturation en eau (Figure 7.1).

On a vu que simuler le logarithme de la résistivité par tirage dans une loi gaussienne, puis la transformer en saturation en eau donne de bons résultats dans le réservoir Morichal. Cependant, le point clé dans la simulation, que ce soit directement à partir des diagraphies de puits ou à partir des propriétés pétrophysiques, est le contrôle par le faciès : ce contrôle permet de travailler sur des sous-ensembles de données plus homogènes (distributions plus serrées) (Figure 7.2 et Figure 7.3) et il préserve les hétérogénéités obtenues lors de la simulation des faciès.

Par rapport aux incertitudes, nous n'avons pas de réponse à cette question. Il faudrait faire une étude en détail pour estimer l'incertitude associée à chaque méthode. Cela reste à explorer.

Un point intéressant à tester dans le futur est de refaire les estimations des propriétés pétrophysiques en utilisant des techniques comme le krigeage ou la simulation séquentielle gaussienne, afin de comparer les différentes approches et de voir la robustesse de la méthodologie appliquée ici.

Chapitre 8 :
Modélisation pétroélastique

Ce chapitre est dédié à l'estimation des propriétés pétroélastiques dans le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* à partir des propriétés pétrophysiques modélisées précédemment, et en fonction de la distribution des faciès. La densité ρ, la vitesse P V_p seront estimées grâce aux relations avec la porosité et la saturation en eau. La vitesse S V_s sera estimée à partir d'une relation linéaire avec V_p.

Les relations utilisées pour estimer les vitesses étant celles données par l'étude de la physique des roches du chapitre 2, on estimera d'abord les vitesses V_p et V_s pour une roche sèche, puis celles pour une roche saturée au moyen de l'équation de substitution des fluides de Gassmann (1951) (Chapitre 2, équations 2.13 et 2.14).

La première partie du chapitre présente l'estimation de la densité et la deuxième partie l'estimation des vitesses. La dernière partie du chapitre sera une discussion sur les résultats pour préparer la modélisation sismique présentée dans le chapitre suivant.

1. Estimation de la densité

La densité est simulée à partir de la porosité totale au moyen d'une régression linéaire (Figure 8.1) par faciès pour chaque séquence. La Table 8.1 montre les relations linéaires et le coefficient de corrélation R^2 par faciès pour la séquence A-B. On voit clairement la bonne corrélation linéaire entre les deux variables. La Figure 8.2 montre deux vues 3D de la densité estimée dans les séquences A-B (Figure 8.2a) et C (Figure 8.2b).

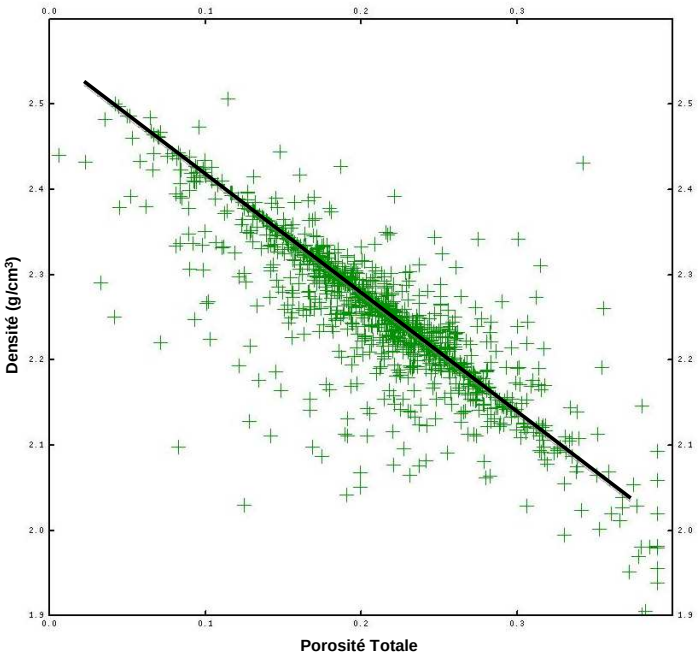


Figure 8.1: Relation linéaire entre porosité totale et densité pour le faciès sable argileux dans la séquence A-B.

Faciès	Relation linéaire	R^2
Charbon	$\rho = -1{,}27\phi + 2{,}51$	0,77
Argile	$\rho = -1{,}25\phi + 2{,}52$	0,78
Sable Argileux	$\rho = -1{,}19\phi + 2{,}50$	0,82
Sable	$\rho = -0{,}95\phi + 2{,}44$	0,63
Sable Propre	$\rho = -1{,}29\phi + 2{,}53$	0,71

Table 8.1 : Relation linéaire et coefficient de corrélation entre Porosité ϕ et Densité ρ par faciès pour la séquence A-B du réservoir Morichal.

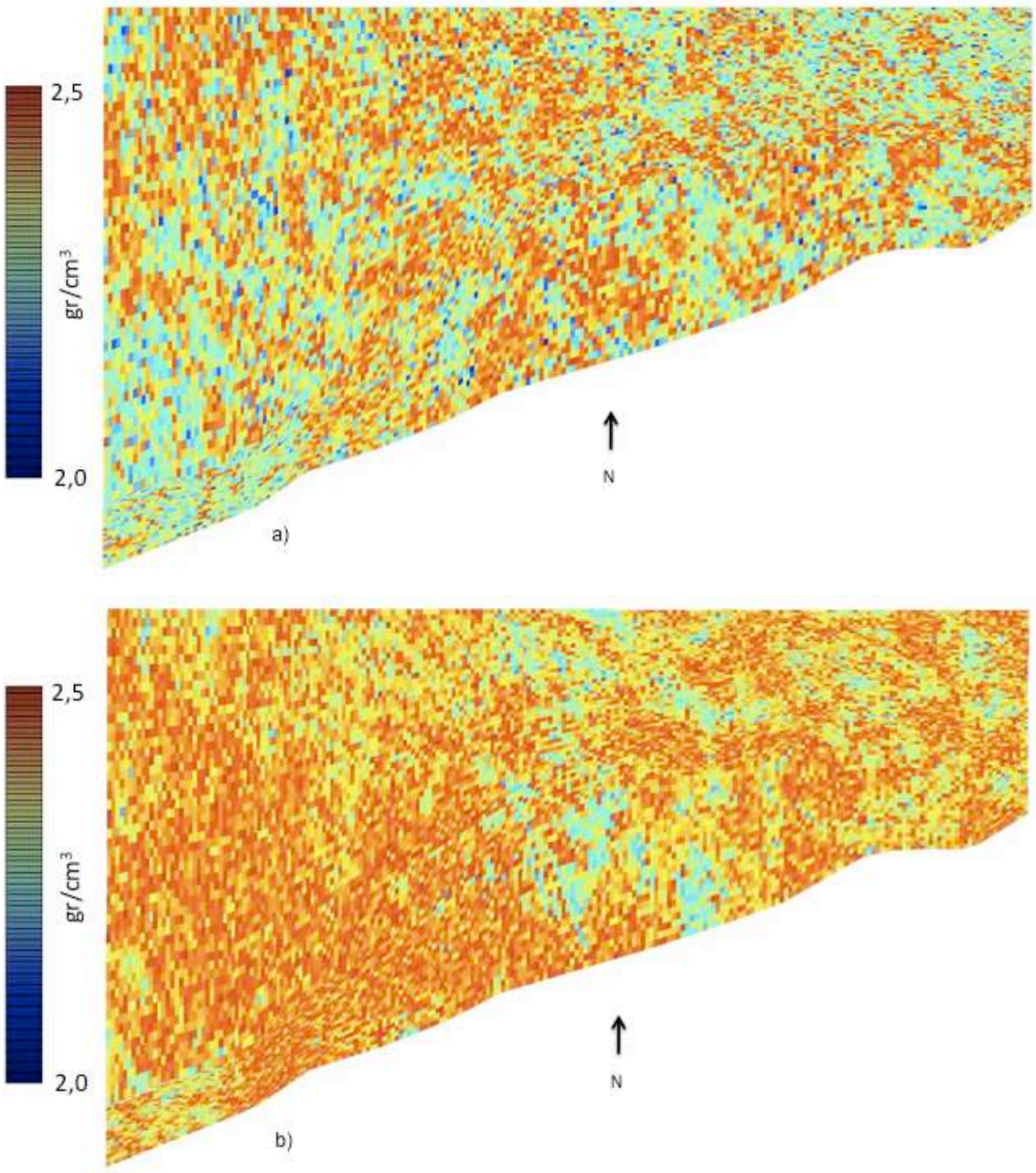


Figure 8.2 : Simulation de la densité pour les séquences A-B (a) et C (b).

Évidemment la densité simulée est inversement proportionnelle à la porosité, dont elle est dérivée. Une faible densité implique une forte porosité (sables) et une forte densité implique une faible porosité (argiles). La simulation de la densité reproduit la distribution et l'orientation des corps sédimentaires déjà vues pour la porosité (Chapitre 7).

Il serait possible aussi de simuler la densité par un tirage dans une loi gaussienne calibrée sur les données des diagraphies de densité. La différence entre les deux méthodes est le temps de calcul, plus rapide pour l'approche retenue ici.

2. Estimation des vitesses P et S

La vitesse P de la roche sèche V_{pdry}, que dorénavant on appellera vitesse P sèche, est estimée à partir de la porosité totale au moyen des modèles de physiques des roches non consolidées (Chapitre 2). Dans chaque séquence, pour chaque faciès, la vitesse V_{pdry} a été estimée en fonction du modèle non consolidé correspondant et calée aux valeurs des diagraphies de puits.

Le modèle de roche totalement non consolidé a été utilisé pour calculer la vitesse de l'argile et du charbon, tandis que le modèle de ciment constant a été utilisé pour les faciès sableux (sable argileux, sable et sable propre) avec les réglages des paramètres pour chaque faciès (ex : pourcentages de sable et argile).

La Figure 8.3 montre deux vues 3D de la vitesse P sèche dans les séquences A-B et C. On observe que les vitesses les plus fortes correspondent au sable parce qu'il est composé principalement de quartz qui est plus rigide que la kaolinite qui compose l'argile, avec un module d'incompressibilité plus fort (K_{quartz}=39 GPa et $K_{kaolinite}$=17 GPa). Mais entre les différents types de sables (sable, sable argileux, sable propre), le sable a une vitesse P plus forte car son espace poreux est occupé par les grains d'argile, tandis que les sables propres ont moins d'argile dans les pores (donc une rigidité plus faible) (Figure 2.3, Chapitre 2). Le cas du sable argileux est particulier car il est intermédiaire entre le sable et l'argile (Figure 8.4). Pour un pourcentage d'argile déterminé, le sable argileux (point C sur la Figure 8.4) peut avoir une vitesse plus forte que le sable (point B) ; mais quand le pourcentage d'argile augmente et dépasse un certain seuil (point D), la matrice de la roche passe de sable à argile et la vitesse diminue, bien que la porosité totale soit similaire, cela étant dû au fait que $K_{kaolinite} < K_{quartz}$. Si le pourcentage d'argile continue à augmenter la roche devient de l'argile pure, avec une vitesse plus faible (point E). Dans le cas de Morichal, la plupart des sables argileux tombent entre le point D et E, donc la vitesse de ce faciès est légèrement plus faible que celle du sable.

La Figure 8.5 montre une section nord-sud (Figure 8.5a) et une section ouest-est (Figure 8.5b), où l'on observe la séparation entre les séquences A-B, C et D-E, données par les zones argileuses de faible vitesse (flèches bleues). La vitesse P sèche est légèrement plus forte au sud et à l'ouest parce que la proportion de sable est plus forte dans ces régions par rapport au nord et à l'est (Chapitre 6).

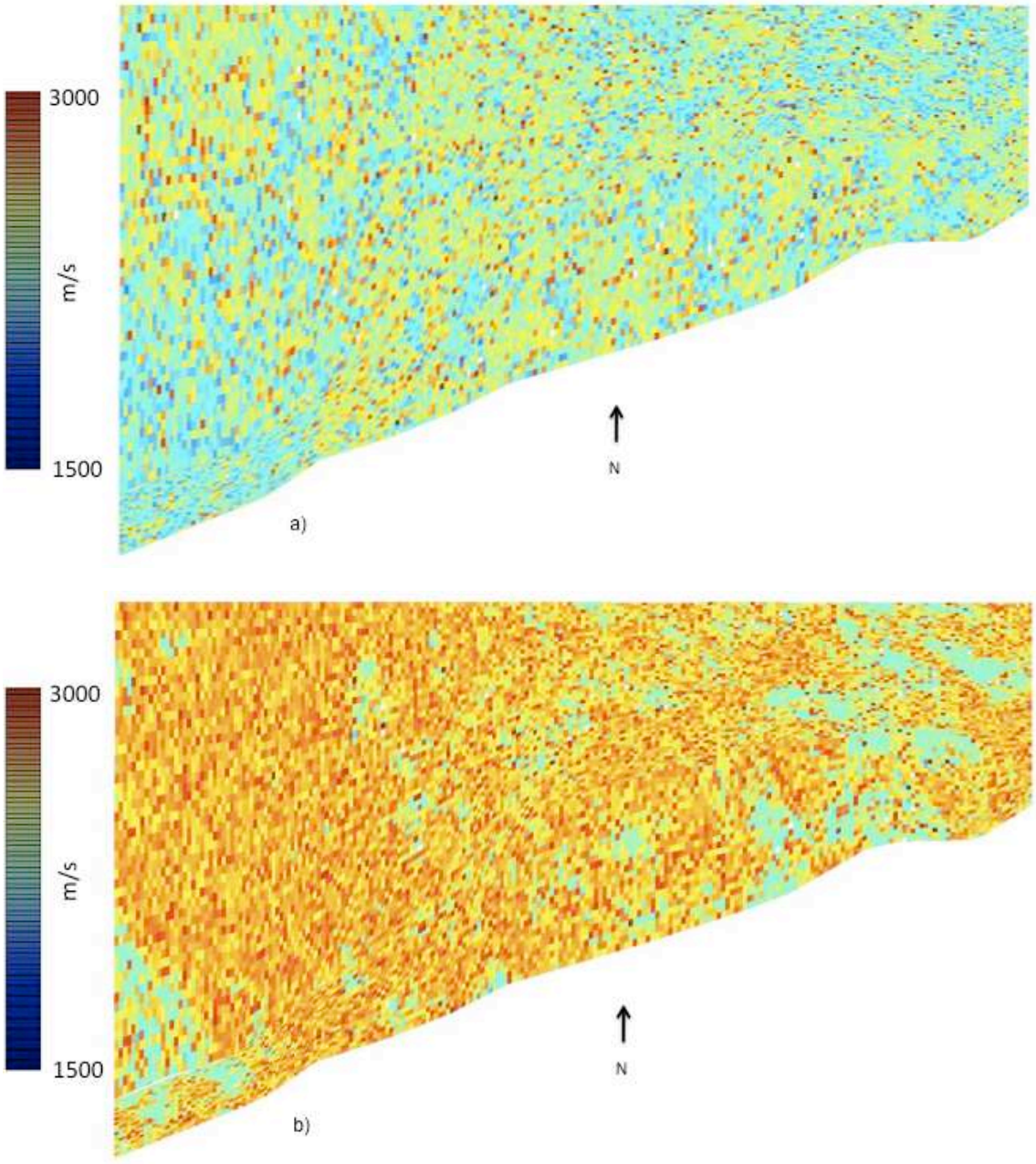


Figure 8.3 : Simulation de la vitesse P sèche pour les séquences A-B (a) et C (b).

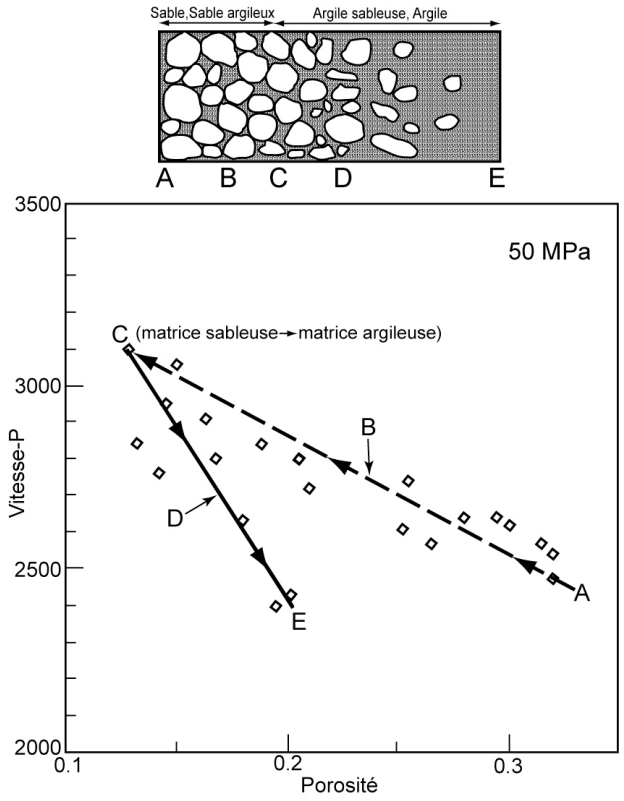


Figure 8.4 : Schéma de variation de la vitesse P en fonction de la porosité (Modifié de Marion, 1992).

La vitesse S sèche V_{sdry} est obtenue à partir d'une relation linéaire avec V_{pdry}, de façon similaire à ce qui a été fait pour le calage puits-sismique (équation 4.6, chapitre 4) (Figure 8.6).

Une fois estimées les vitesses sèches V_{pdry} et V_{sdry} on utilise l'équation de Gassmann (équations 2.13 et 2.14, chapitre 2) pour estimer les vitesses de la roche saturée V_p et V_s. Tout d'abord on estime K_m et K_f.

K_m est la moyenne de Hill (Mavko *et al.,* 1998) en fonction des proportions des composantes de la matrice de la roche, quartz et argile, f_{quartz} et $f_{kaolinite}$.

$$K_m = \frac{(K_V + K_R)}{2}$$
$$K_V = f_{quartz}K_{quartz} + f_{kaolinite}K_{kaolinite} \qquad (8.1)$$
$$K_R = \left(\frac{f_{quartz}}{K_{quartz}} + \frac{f_{kaolinite}}{K_{kaolinite}} \right)^{-1}$$

où K_{quartz}=39 GPa et $K_{kaolinite}$=17 GPa sont respectivement les modules d'incompressibilité du quartz et de la kaolinite.

K_f est estimée comme la moyenne de Reuss des deux fluides présents dans le réservoir, eau et huile :

$$K_f = \left(\frac{1 - S_w}{K_{huile}} + \frac{S_w}{K_{eau}} \right)^{-1} \tag{8.2}$$

où S_w est la saturation en eau estimée dans le chapitre précédent, K_{huile} (=2,15 GPa) et K_{eau} (=2,60 GPa) sont respectivement les modules d'incompressibilité de l'huile et de l'eau.

On peut ensuite estimer K_{sat} et μ_{sat} :

$$\frac{K_{sat}}{K_m - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_m - K_{dry}} + \frac{K_f}{\phi(K_m - K_f)} \qquad \mu_{sat} = \mu_{dry} \tag{8.3}$$

où K_{sat}, K_{dry}, K_m et K_f sont les modules d'incompressibilité de la roche saturée, de la roche sèche, de la matrice (ou squelette de la roche) et du fluide, respectivement. μ_{sat} et μ_{dry} sont respectivement les modules de cisaillement de la roche saturée et de la roche sèche.

Enfin, à partir des valeurs de K_{sat} et μ_{sat} on obtient :

$$V_p = \sqrt{\frac{K_{sat} + 4/3\mu_{sat}}{\rho}}, \qquad V_s = \sqrt{\frac{\mu_{sat}}{\rho}} \tag{8.4}$$

où ρ est remplacée par la densité estimée dans la section précédente.

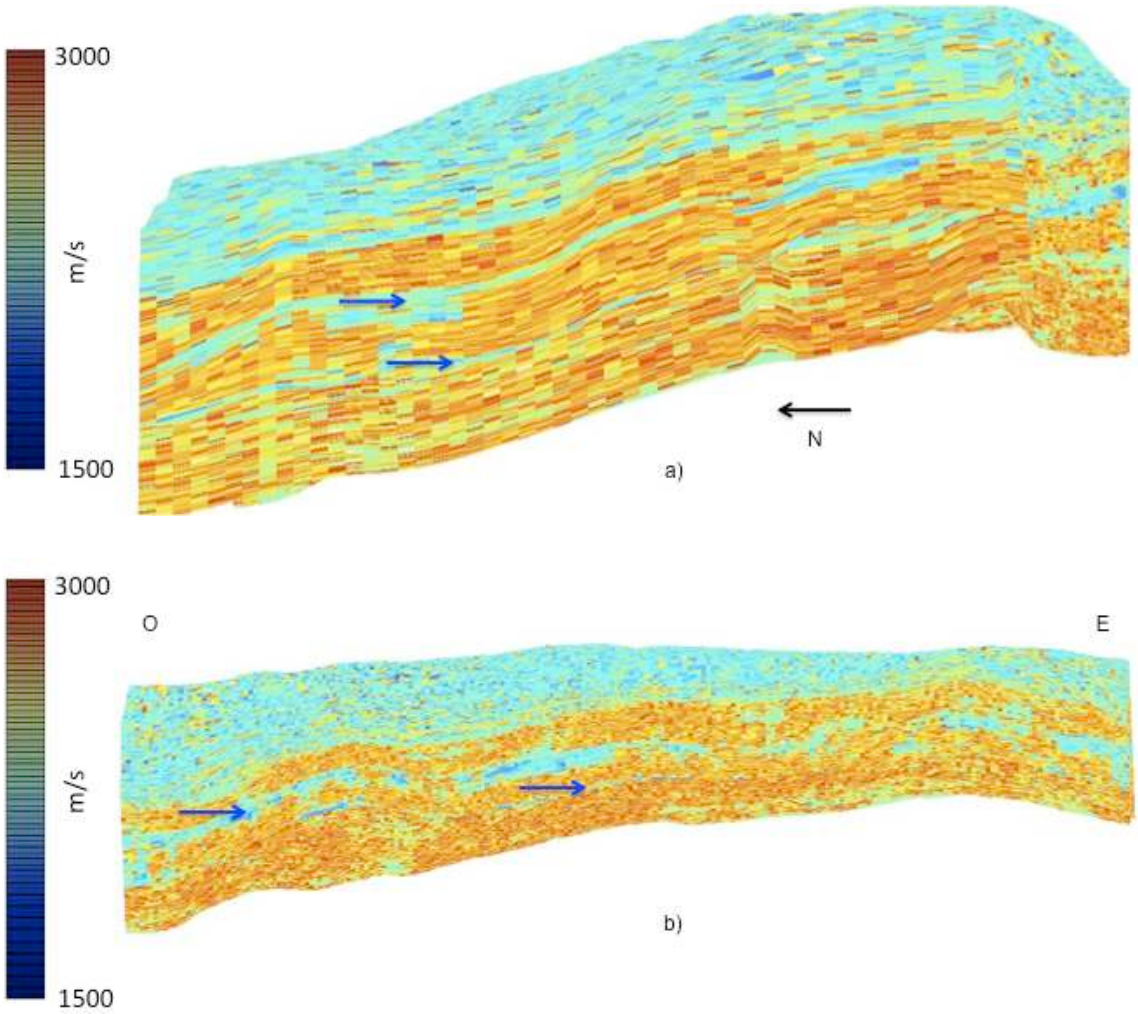


Figure 8.5 : Sections nord-sud (a) et ouest-est (b) de la simulation de vitesse P sèche. Les flèches bleues indiquent les limites de séquences.

La Figure 8.7 montre des vues 3D de la simulation de V_p saturée (Figure 8.7a) et V_s saturée (Figure 8.7b) pour la séquence C. On observe que les vitesses sont plus fortes dans la zone des chenaux sableux au centre du réservoir que dans les zones de plaine d'inondation au sud-ouest et à l'est du réservoir.

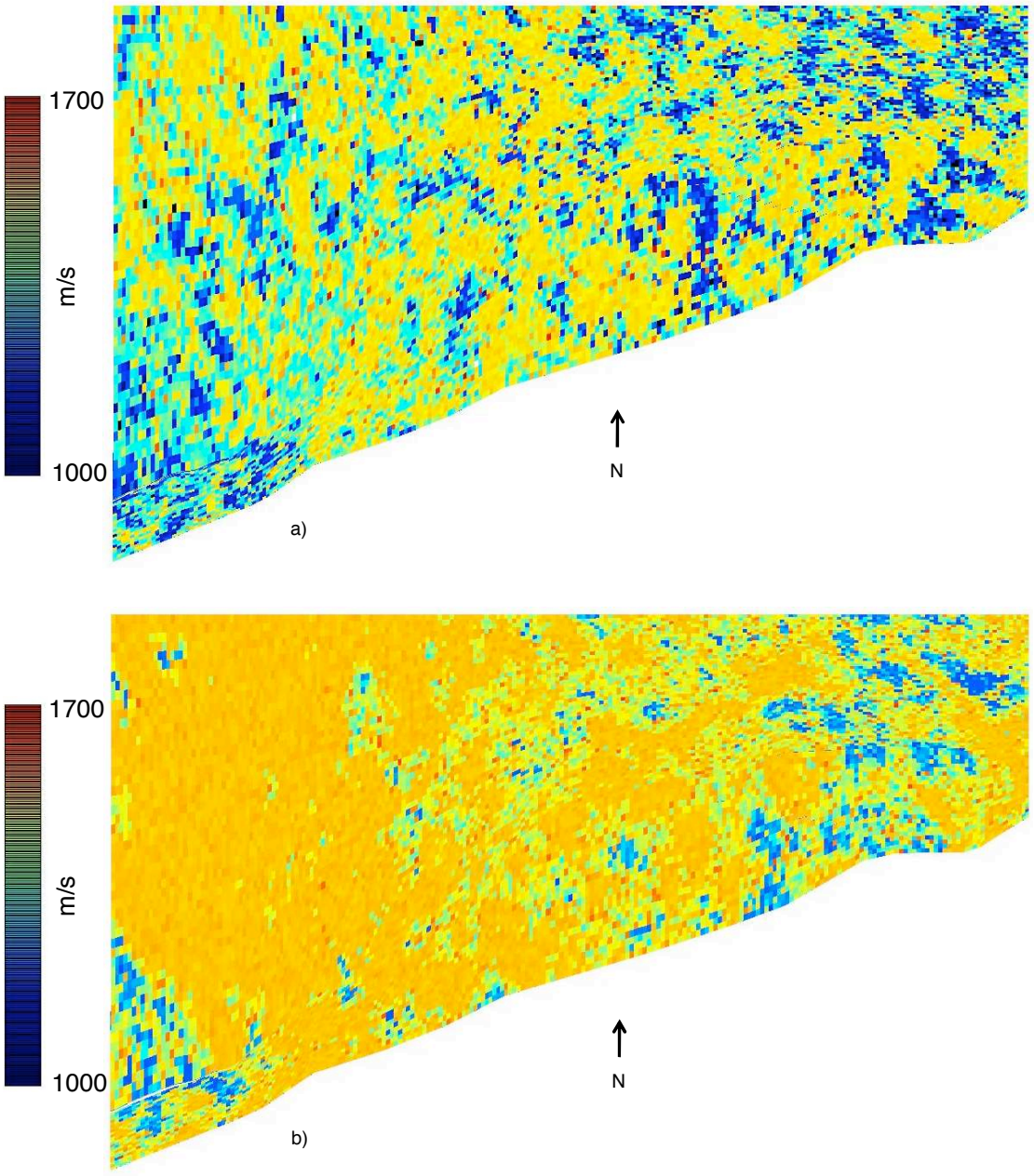


Figure 8.6 : Vues 3D de la simulation de vitesse S sèche pour les séquences A-B (a) et C (b).

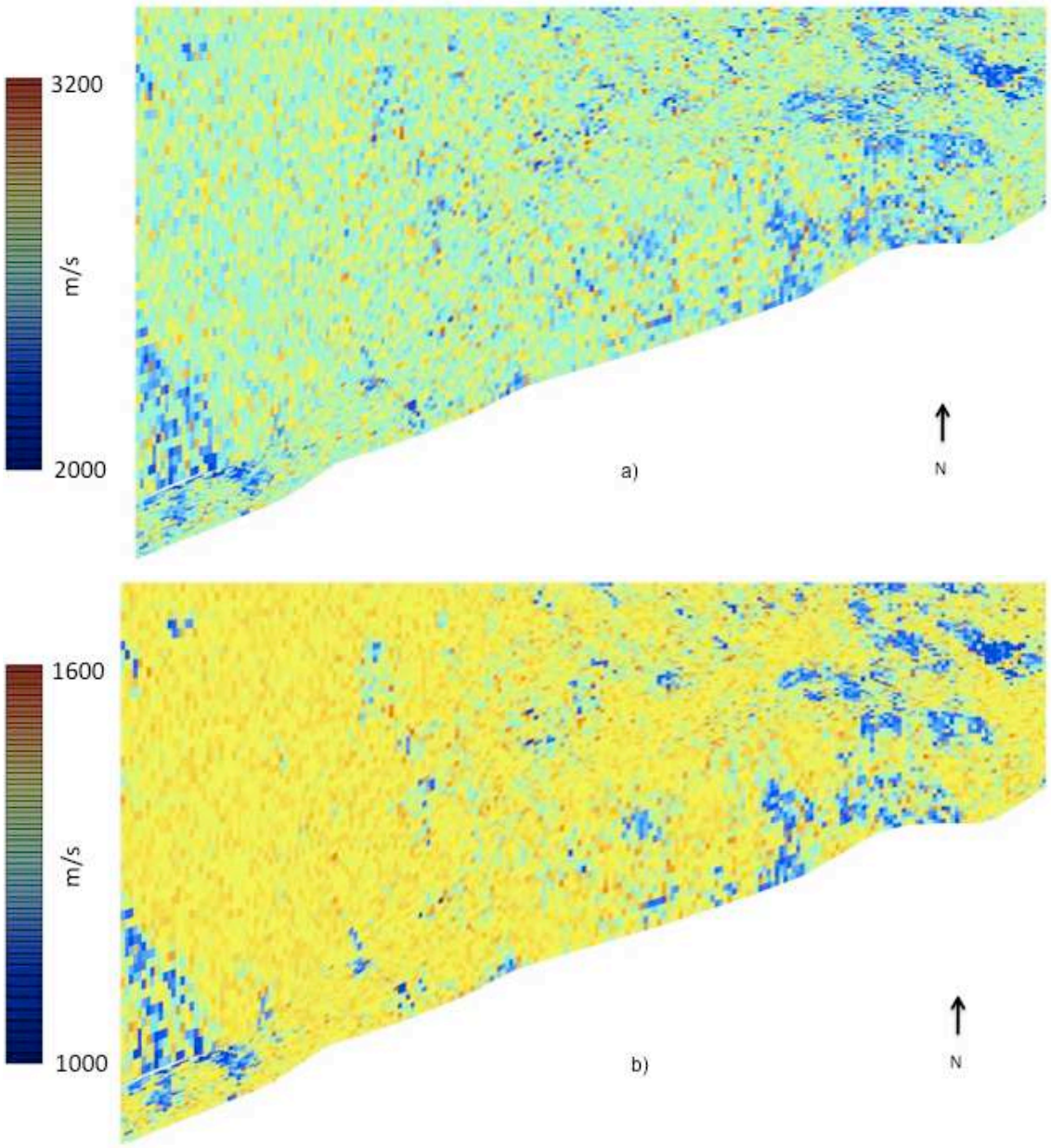


Figure 8.7 : Simulation de vitesse P saturée (a) et vitesse S saturée (b) pour la séquence C.

3. Discussion des résultats

Grâce aux relations de physique des roches, il a été possible d'estimer la densité et les vitesses P et S à partir de la porosité et de la saturation en eau, qui sont elles-mêmes contraintes par la simulation de faciès. Cette méthodologie de travail permet de faire d'une façon relativement simple un modèle de réservoir cohérent, qui respecte une grande partie des données et pallie le manque de données de vitesse aux puits.

Si l'on avait plus de données de vitesses aux puits, il serait possible d'utiliser une technique plus sophistiquée comme le cokrigeage avec la porosité pour

donner plus de précision à l'estimation car les corrélations spatiales seraient prises en compte.

Il est clair d'après le Chapitre 2, que cette estimation des vitesses à partir des modèles de physique des roches est basée sur des hypothèses très fortes (comportement moyen similaire pour tous les grains des roches, roche composée seulement de deux minéraux, etc.), mais elle permet de voir les différences des propriétés élastiques entre les différents faciès, ce qui correspond à l'objet de cette étude étant donné que ces différences semblent affecter la réponse sismique.

Maintenant on a un *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* qui cale le plus possible aux informations (structurales, puits,...) du champ Jobo, et qui sera utilisé dans les modélisations sismiques anisotrope et viscoélastique présentées dans les deux prochains chapitres. Mais ce modèle peut servir dans le futur pour tester d'autres méthodologies de modélisation sismique ou valider d'autres hypothèses sur le champ Jobo (ou sur un champ en environnement similaire).

Chapitre 9 :

Modélisation sismique anisotrope 1D

Dans le dernier chapitre, on estimait les propriétés pétroélastiques V_p, V_s et ρ, qui vont être utilisées dans ce chapitre et le suivant pour la modélisation sismique : on va générer une sismique synthétique sur le champ Jobo afin d'étudier les phénomènes qui peuvent empêcher le calage puits-sismique.

Le but de la modélisation est de reproduire numériquement, le plus fidèlement possible, la sismique de surface, connaissant les différents paramètres qui interviennent dans la génération d'une trace sismique : le dispositif d'acquisition (position des sources et des récepteurs), la source, le modèle du sous-sol (encaissant et réservoir), etc. Dans le modèle du sous-sol peuvent être inclus différents phénomènes : atténuation, anisotropie, etc. Si l'inclusion d'un ou de plusieurs de ces phénomènes permet d'avoir la sismique synthétique modélisée plus proche de la sismique réelle, on peut dire que ce(s) phénomène(s) est (sont) prépondérant(s) dans la sismique et on doit le(s) prendre en compte dans l'acquisition, le traitement et l'interprétation des données sismiques. Par exemple, si l'atténuation est très forte dans la sismique, il faudra inclure un filtre anti-atténuation pendant le traitement pour mieux récupérer le signal.

Dans le chapitre 4, on a discuté des effets de l'anisotropie sur le signal sismique et la possibilité de son existence sur le champ Jobo à cause de la stratigraphie.

Dans ce chapitre 9, on présentera les bases théoriques de l'anisotropie dans la propagation des ondes sismiques dans le sous-sol (section 2).

Avant, dans la section 1, on introduira brièvement la théorie de l'élasticité pour mieux comprendre les concepts présentés dans ce chapitre et le suivant.

Dans la section 3, on appliquera la modélisation sismique anisotrope 1D au puits A[1] du champ Jobo. En premier lieu on présentera l'estimation des paramètres d'anisotropie faible de Thomsen ; ensuite on présentera les résultats de la modélisation anisotrope par convolution 1D et on les comparera aux résultats sans anisotropie.

Finalement, dans la dernière section on discutera des résultats et leurs implications sur le signal sismique.

1. Théorie de l'élasticité

Dans cette section on fera une brève revue des concepts de l'élasticité utilisés dans la suite. Pour plus de détails on pourra se référer à Bourbié *et al*. (1987).

1.1. Tenseurs de déformation et contrainte. Équations de l'élasticité

Supposons qu'un corps solide 3D soit soumis à un champ de force $\mathbf{F}$, qui cause une faible déformation de ce corps et une variation des distances entre points du corps. Considérons un point quelconque M dans le corps, représenté par son vecteur de position $\mathbf{x}=(x_1, x_2, x_3)$ par rapport à l'origine O. Après déformation le point M devient M', représenté par un nouveau vecteur position $\mathbf{x'}=(x'_1, x'_2, x'_3)$ (Figure 9.1). Le vecteur de déplacement entre $\mathbf{x}$ et $\mathbf{x'}$ est défini comme :

$$\mathbf{u} = \mathbf{x} - \mathbf{x'} \tag{9.1}$$

[1] On se concentrera sur ce puits parce qu'il a la suite de diagraphies la plus complète et parce qu'il ne calait pas bien avec les données sismiques, surtout dans les intervalles inférieurs (cf. chapitre 4).

Si le point M est très proche de l'origine O, la distance entre ces deux points avant déformation est :

$$dl = \left(dx_1^2 + dx_2^2 + dx_3^2\right)^{\frac{1}{2}} \tag{9.2}$$

Après déformation la distance est égale à :

$$dl' = \left(dx'^2_1 + dx'^2_2 + dx'^2_3\right)^{\frac{1}{2}} \tag{9.3}$$

Utilisant l'équation 9.1 :

$$dl' = \left[\left(dx_1 + du_1\right)^2 + \left(dx_2 + du_2\right)^2 + \left(dx_3 + du_3\right)^2\right]^{\frac{1}{2}} \tag{9.4}$$

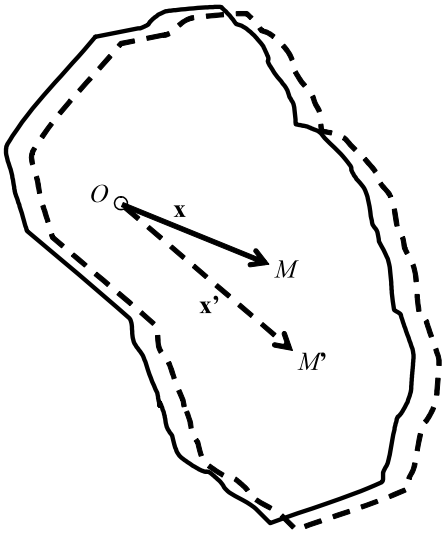


Figure 9.1 : Déformation d'un solide.

Substituant $du_i = u_{ik} dx_k$ ($i, k = 1, 2, 3$), on utilise la convention d'Einstein de sommation implicite des indices (dorénavant cela sera le cas chaque fois qu'on aura des index répétés sauf indication contraire), on a :

$$dl'^2 = dl^2 + 2\varepsilon_{ik} dx_i dx_k \tag{9.5}$$

où le tenseur de déformation ε_{ik} ($i, k = 1, 2, 3$) est défini comme :

$$\varepsilon_{ik} = \frac{1}{2}\left(u_{ik} + u_{ki} + u_{li} u_{lk}\right) \tag{9.6}$$

Maintenant, si un corps est déformé sous l'action de forces extérieures, des forces élémentaires appelées contraintes sont générées pour s'opposer à cette déformation. Si on regarde le point M dans un solide déformé, et qu'on considère le cube élémentaire associé, les parties du corps contiguës au cube élémentaire exercent des forces sur les faces du cube élémentaire, comme l'indiquent les flèches dans la Figure 9.2. La $j^{ème}$ composante de la force appliquée sur la face du cube perpendiculaire à la direction i est notée σ_{ij} ($i, j = 1, 2, 3$). Le tenseur composé par les différentes composantes σ_{ij} est appelé tenseur des contraintes :

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{21} & \sigma_{31} \\ \sigma_{12} & \sigma_{22} & \sigma_{32} \\ \sigma_{13} & \sigma_{23} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \tag{9.7}$$

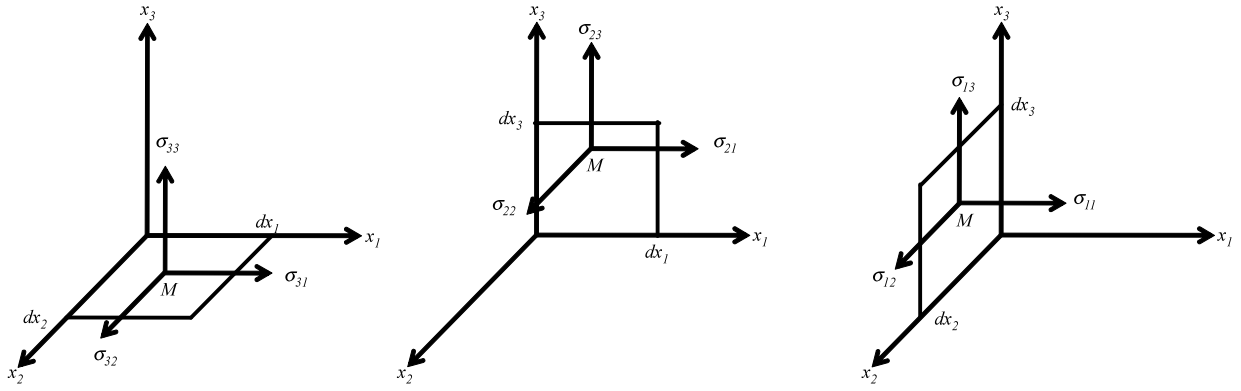


Figure 9.2 : Définition d'une contrainte appliquée aux côtés d'un cube élémentaire $dx_1\, dx_2\, dx_3$.

La composante dans la direction i de la force appliquée perpendiculairement à une face du cube normale à la direction j peut donc se noter :

$$F_i = \sigma_{ij} n_j \tag{9.8}$$

où **n** est le vecteur unitaire perpendiculaire à la face considérée.

De la deuxième loi de Newton on a :

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \sigma_{ij,j} \tag{9.9}$$

où ρ est la masse volumique du corps. À partir de l'équation 9.9 on définit la loi de Hooke qui lie la contrainte et la déformation dans un milieu élastique :

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{ij} \tag{9.10}$$

où C_{ijkl} ($i, j, k, l = 1, 2, 3$) est le tenseur d'élasticité d'ordre quatre.

Les tenseurs C_{ijkl} sont symétriques par rapport à des permutations dans le 1er couple d'indices et dans le 2nd couple d'indices, et par rapport à une permutation du 1er couple d'indices avec le 2nd couple d'indices, c'est-à-dire que $C_{ijkl}=C_{jikl}=C_{ijlk}=C_{klij}$. Cela est dû au fait que les tenseurs de contraintes et de déformations sont symétriques et que l'énergie élastique de déformation dérive d'un potentiel. En utilisant le schéma de Voigt, on convertit le tenseur C_{ijkl} de dimension 3x3x3x3 en une matrice $C_{\alpha\beta}$ de dimension 6x6 de la façon suivante :

Le 1er couple d'indices $ij = 11 \;\; 22 \;\; 33 \;\; 23 \;\; 13 \;\; 12$

$\downarrow \;\; \downarrow \;\; \downarrow \;\; \downarrow \;\; \downarrow \;\; \downarrow$

est transformé en un indice unique $\alpha = 1 \;\; 2 \;\; 3 \;\; 4 \;\; 5 \;\; 6$

On fait de même pour le 2nd couple d'indices kl transformé en un indice unique β.

Ainsi, $C_{jikl}=C_{\alpha\beta}$, avec $\alpha, \beta = 1,...,6,$ et la matrice $C_{\alpha\beta}$ s'écrit :

$$(C_{\alpha\beta})=\begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ \bullet & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ \bullet & \bullet & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ \bullet & \bullet & \bullet & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & C_{55} & C_{56} \\ \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & \bullet & C_{66} \end{pmatrix} \quad (9.11)$$

Comme la matrice $C_{\alpha\beta}$ est symétrique, nous n'avons reporté dans l'équation (9.11) que les composantes situées au dessus de la première diagonale.

2. Anisotropie sismique

2.1. Définitions

On peut définir, en termes simples, l'anisotropie d'un milieu vis-à-vis d'une propriété physique comme la dépendance de cette propriété physique avec la direction selon laquelle celle-ci est mesurée. Ainsi, l'anisotropie sismique est la dépendance avec la direction de l'espace de la vitesse de propagation de l'onde sismique (Thomsen, 2002).

La direction de propagation de l'onde peut être repérée dans l'espace tridimensionnel par deux angles (Figure 9.3) :

- Angle polaire θ : angle mesuré depuis l'axe vertical.
- Azimut ϕ: angle mesuré dans l'axe horizontal.

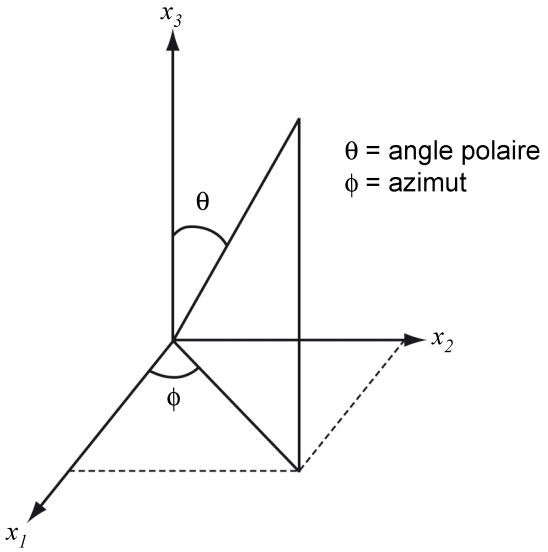


Figure 9.3 : Définition de l'angle polaire et de l'azimut.

Dans la propagation des ondes dans le sous-sol on parle généralement de deux types de vitesses (Figure 9.4) :

• Vitesse d'énergie ou de groupe qui est la vitesse de propagation de l'énergie d'une onde, donnée par l'expression :

$$\mathbf{V}_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} \tag{9.12}$$

où $\mathbf{V}_g$ désigne le vecteur vitesse d'énergie (ou de groupe), ω la fréquence angulaire de propagation et $\mathbf{k}$ le vecteur d'onde, dont la norme est le nombre d'onde ou fréquence spatiale (inversement proportionnel à la longueur d'onde).

• Vitesse de phase qui est la vitesse de propagation du front d'onde. C'est la vitesse à laquelle une phase particulière de l'onde se propage. Son expression est :

$$\mathbf{V}_{ph} = \frac{\omega}{k}\mathbf{n} \tag{9.13}$$

où $\mathbf{V}_{ph}$ désigne le vecteur vitesse de phase, k le nombre d'onde et $\mathbf{n}$ la normale unitaire au front d'onde. Nous avons l'égalité classique $\omega/k=\lambda/T$, où λ désigne la longueur d'onde et T la période de l'onde.

Dans un milieu isotrope élastique les deux vecteurs $\mathbf{V}_g$ et $\mathbf{V}_{ph}$ sont égaux, tout comme les angles correspondants β_g et β_{ph} entre ces vecteurs et la verticale. Mais dans un milieu anisotrope et/ou viscoélastique (avec atténuation), ces deux vecteurs ne sont ni égaux ni colinéaires, et les deux angles précédents sont généralement différents, comme l'illustre la Figure 9.4.

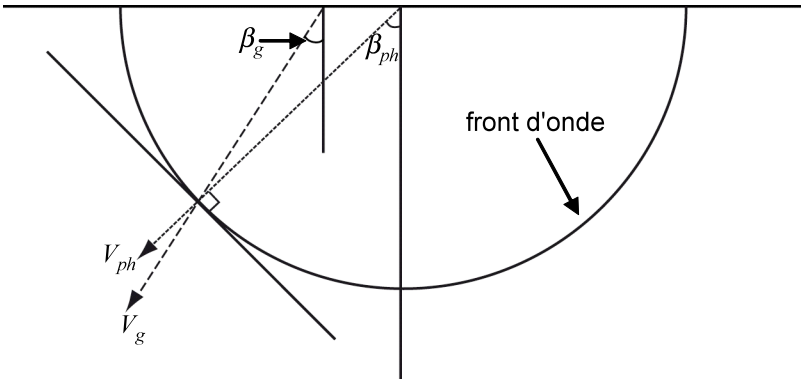


Figure 9.4 : Schéma de propagation d'une onde plane avec les vitesses de groupe V_g et de phase V_{ph} avec leurs angles respectifs β_g et β_{ph}.

2.2. Types d'anisotropie

À partir de la définition du tenseur d'élasticité $C_{\alpha\beta}$ et en considérant les plans de symétrie (invariance des équations quand on applique une rotation autour de l'axe de symétrie), on peut expliquer les différents types d'anisotropies présents dans la nature. On va se concentrer seulement sur deux cas, à savoir l'isotropie (absence d'anisotropie) qui sera utile dans le prochain chapitre, et l'isotropie transverse (Tranverse Isotropy, TI), le type probable d'anisotropie dans le champ Jobo. Pour plus de détails on pourra se référer à Thomsen (2002).

2.2.1. Milieu isotrope

Ce cas, le plus simple, correspond au cas où le milieu est invariant par rapport à toute symétrie plane et toute rotation. La matrice d'élasticité du milieu est alors caractérisée par trois constantes non nulles, dont deux sont indépendantes :

$$C = \begin{pmatrix} p & \lambda & \lambda & & & \\ \lambda & p & \lambda & & & \\ \lambda & \lambda & p & & & \\ & & & \mu & & \\ & & & & \mu & \\ & & & & & \mu \end{pmatrix} \tag{9.14}$$

où $p=\lambda+2\mu=K+4/3\mu$, et où λ et μ sont les constantes d'élasticité de Lamé et K est le module d'incompressibilité.

2.2.2. Milieu transverse isotrope

Les milieux transverses isotropes sont caractérisés par un axe d'invariance par rotation, une infinité de plans de symétrie contenant cet axe de symétrie, et un plan de symétrie orthogonal à cet axe. La matrice d'élasticité du milieu est alors caractérisée par six constantes non nulles, dont cinq sont indépendantes :

$$C = \begin{pmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & & & \\ C_{12} & C_{11} & C_{13} & & & \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & & & \\ & & & C_{44} & & \\ & & & & C_{44} & \\ & & & & & C_{66} \end{pmatrix} \tag{9.15}$$

avec $C_{12}=C_{11}-2C_{66}$.

On considère habituellement deux types d'anisotropie transverse isotrope (Figure 9.5) :

a. Anisotropie Transverse Isotrope Verticale (*VTI*) ; l'axe d'invariance par rotation est vertical (direction x_3) et le plan x_1-x_2 est un plan d'isotropie : la vitesse sismique est indépendante de l'azimut dans ce plan. Ce type d'anisotropie est typique de couches d'argile très épaisses ou d'alternances très fines de sable et d'argile de stratification horizontale.
b. Anisotropie Transverse Isotrope Horizontale (*HTI*) ; l'axe de symétrie de révolution est horizontal (par exemple de direction x_1 ou x_2) et le plan x_1-x_3 ou x_2-x_3 est un plan d'isotropie. Ce type d'anisotropie est typique des milieux isotropes "initialement" et possédant une famille dominante de fractures verticales.

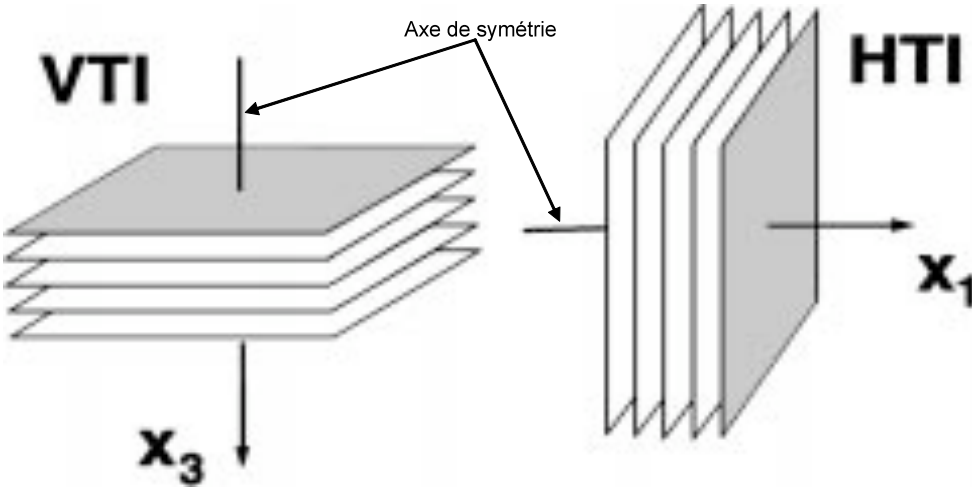


Figure 9.5 : Milieux transverses anisotropes : Transverse Isotrope Vertical (*VTI*) à gauche et Transverse Isotrope Horizontal (*HTI*) à droite (Modifiée de Rüger, 1997).

2.3. Équation de mouvement pour milieu *VTI*

Dorénavant on se concentrera sur les milieux *VTI* parce que ce sont ceux que l'on trouve le plus probablement dans le champ Jobo (Chapitre 4). La loi de mouvement de Newton en fonction de la contrainte (équation fondamentale de l'élastodynamique) est :

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}(\mathbf{x},t)}{\partial^2 t} = \frac{\partial \sigma(\mathbf{x},t)}{\partial t} \tag{9.16}$$

où $\mathbf{u}$ est le vecteur déplacement d'une particule (équation 9.1) dans un temps t, et où ρ est la densité de la roche. Combinant l'équation 9.16 et la loi de Hooke, et considérant que le milieu est localement homogène, on a l'équation d'onde :

$$\rho \frac{\partial^2 u_i(x,t)}{\partial^2 t} = C_{ijkl} \frac{\partial u_l(x,t)}{\partial x_k \partial x_j} \tag{9.17}$$

Écrivant l'équation 9.17 pour une onde plane dans un milieu *VTI*, $\mathbf{u}(\mathbf{x},t) = \mathbf{u}_0 \exp i(\mathbf{k}\cdot\mathbf{x} - \omega t)$, où $\mathbf{u}_0$ est le vecteur déplacement initial associé à l'onde, on a :

$$\Gamma_{il}\,(u_O)_l = \rho (V_{ph})^2 \delta_{ik}\,(u_O)_k \tag{9.18}$$

où $\Gamma_{il} = C_{ijkl}\, n_j\, n_k$ est le tenseur de Christoffel et δ_{ij} le tenseur unitaire de Kronecker, défini par δ_{ij}=1 si i=j et δ_{ij}=0 si i≠j. Le tenseur de Christoffel est un tenseur symétrique de rang 2 défini par les constantes du milieu et pour une direction de propagation donnée par les composantes n_i de la normale au front d'onde. Pour une direction de propagation donnée, l'équation 9.18 est une équation aux valeurs propres les modules d'ondes ρV_{ph}^2, et aux vecteurs propres u_0. Autrement dit le problème de la propagation d'onde plane dans une direction donnée dans un milieu anisotrope revient au calcul des valeurs propres et des vecteurs propres de la matrice 2x2 de Christoffel Γ_{il}.

Les 3 valeurs propres de l'équation 9.18, exprimées en vitesses, sont : la vitesse P ou vitesse longitudinale, la vitesse S perpendiculaire au plan de symétrie, la vitesse S parallèle au plan de symétrie. Si on considère une anisotropie faible, les expressions pour les vitesses des ondes P et S sont (Thomsen, 2002) :

$$\begin{aligned} V_p(\theta) &\approx V_{p0}\left[1+\delta\sin^2\theta\cos^2\theta+\varepsilon\sin^4\theta\right] \\ V_{s\perp}(\theta) &\approx V_{s0}\left[1+\left(\frac{V_{p0}}{V_{s0}}\right)^2(\varepsilon-\delta)\sin^2\theta\cos^2\theta\right] \\ V_{s||}(\theta) &\approx V_{s0}\left[1+\gamma\sin^2\theta\right] \end{aligned} \tag{9.19}$$

où $V_p(\theta)$ est la vitesse P, $V_{s\perp}(\theta)$ la vitesse S perpendiculaire au plan de symétrie et $V_{s||}(\theta)$ la vitesse S parallèle au plan de symétrie. Les constantes V_{p0} et V_{s0} sont respectivement la vitesse P et S dans la direction verticale ($\theta = 0°$). ε, δ et γ sont les paramètres d'anisotropie faible de Thomsen. Donc

$$V_{p0} \equiv \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}} \qquad V_{s0} \equiv \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}$$

$$\varepsilon \equiv \frac{C_{11}-C_{33}}{2C_{33}} \quad \delta \equiv \frac{C_{13}-C_{33}+2C_{44}}{C_{33}} \quad \gamma \equiv \frac{C_{66}-C_{44}}{2C_{44}} \tag{9.20}$$

Les paramètres de Thomsen ε et γ indiquent respectivement le degré d'anisotropie pour les ondes P et S, tandis que δ est identifié comme l'anisotropie à un angle d'incidence de 45°.

2.4. Coefficients de réflexion anisotrope d'une onde plane à l'interface de deux milieux, avec au moins l'un d'eux anisotrope *VTI*

La déduction des coefficients de réflexion entre deux milieux semi infinis (que l'on dénotera dans la suite 1 et 2), avec au moins l'un d'eux anisotrope *VTI*, suit la démarche de Thomsen (1993) et Rüger (1997), à partir des expressions des coefficients de réflexion de Daley et Hron (1977).

Après le calcul des vitesses verticales, vitesses de phase et de la polarisation pour tous les types d'ondes, les conditions de bords produisent un système de six équations pour les coefficients de réflexion et transmission. Le système d'équations peut être représenté comme :

$$\mathbf{AR} = \mathbf{b} \tag{9.21}$$

où $\mathbf{A}$ est la matrice formée par les types d'ondes, $\mathbf{R}$ est le vecteur des coefficients de réflexion/transmission et $\mathbf{b}$ est la contribution de l'onde incidente aux conditions de bords. Les expressions complètes de $\mathbf{A}$, $\mathbf{R}$ et $\mathbf{b}$ peuvent être trouvées dans Daley et Hron (1977) et Thomsen (1993).

Écrivons maintenant

$$\mathbf{A} = \mathbf{A_0} + \Delta\mathbf{A}, \quad \mathbf{R} = \mathbf{R_0} + \Delta\mathbf{R}, \quad \mathbf{b} = \mathbf{b_0} + \Delta\mathbf{b} \tag{9.22}$$

où $\mathbf{A}_0$, $\mathbf{R}_0$ et $\mathbf{b}_0$ représentent les valeurs de $\mathbf{A}$, $\mathbf{R}$ et $\mathbf{b}$ pour le cas isotrope, et $\Delta\mathbf{A}$, $\Delta\mathbf{R}$ et $\Delta\mathbf{b}$ la déviation due à l'anisotropie. Alors

$$(\mathbf{A_0} + \Delta\mathbf{A})(\mathbf{R_0} + \Delta\mathbf{R}) = \mathbf{b_0} + \Delta\mathbf{b} \tag{9.23}$$

La quantité $\Delta\mathbf{R}$ peut être écrite en première approximation comme :

$$\Delta\mathbf{R} = \mathbf{A}_0^{-1}(\Delta\mathbf{b} - \Delta\mathbf{A}\mathbf{R_0}) \tag{9.24}$$

Résolvant (9.24) pour le coefficient de réflexion des ondes P anisotrope R_{pp_aniso} à un angle d'incidence θ, on retrouve l'équation 4.9 :

$$R_{pp_aniso} \approx R_{pp_iso} + (\Delta\delta/2)\sin^2\theta + \Delta\varepsilon/2\sin^2\theta\tan^2\theta \tag{9.25}$$

où R_{pp_iso} est le coefficient de réflexion isotrope de l'approximation d'Aki-Richards, donné par l'équation 3.1 :

$$R_P(\theta) \approx A + B\sin^2\theta + C(\tan^2\theta - \sin^2\theta) \tag{9.26}$$

avec

$$A = \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta\rho}{\rho}\right), \qquad \mathrm{B} = \frac{1}{2}\frac{\Delta V_p}{V_p} - 2\frac{V_s^2}{V_p^2}\left(\frac{\Delta\rho}{\rho} + 2\frac{\Delta V_s}{V_s}\right), \qquad \mathrm{C} = \frac{1}{2}\frac{\Delta V_p}{V_p}$$

$$\Delta V_p = V_{p2} - V_{p1}, \qquad \Delta V_s = V_{s2} - V_{s1}, \qquad \Delta\rho = \rho_2 - \rho_1 \tag{9.27}$$

$$V_p = \frac{V_{p2} + V_{p1}}{2}, \qquad V_s = \frac{V_{s2} + V_{s1}}{2}, \qquad \rho = \frac{\rho_2 + \rho_1}{2}$$

où V_{p1} et V_{p2} sont respectivement les valeurs moyennes de la vitesse P V_p dans les couches 1 et 2. V_{s1} et V_{s2} sont respectivement les valeurs moyennes de la vitesse S V_s dans les couches 1 et 2. ρ_1 et ρ_2 sont respectivement les valeurs moyennes de la densité ρ dans les couches 1 et 2.

Et où

$$\Delta\delta = \delta_2 - \delta_1, \quad \Delta\varepsilon = \varepsilon_2 - \varepsilon_1 \tag{9.28}$$

sont les contrastes des paramètres d'anisotropie faible.

Les équations de la 9.25 à 9.28 indiquent que les coefficients de réflexion anisotrope sont calculés par contraste des paramètres élastiques et d'anisotropie faible de Thomsen entre les couches 1 et 2, comme on a déjà vu dans le chapitre 3 à propos de l'analyse AVO.

3. Modélisation sismique anisotrope 1-D sur le champ Jobo

Dans cette section on montrera les résultats de la modélisation sismique anisotrope par convolution 1-D sur le puits A, avec l'approximation de Rüger pour calculer les coefficients de réflexion anisotropes R_{pp_aniso}. En premier lieu on présentera les modèles d'anisotropie choisis (valeurs de δ et ε). Ensuite on montrera les résultats de la convolution 1D, leur comparaison avec la sismique réelle et avec la trace synthétique optimale issue du calage puits-sismique du Chapitre 4.

Les coefficients de réflexion anisotrope sont calculés par couches à partir de l'équation 9.27, de façon identique que pour l'analyse *AVO* du chapitre 3. Donc, les valeurs de diagraphies des paramètres élastiques V_p, V_s et ρ et des paramètres d'anisotropie faible de Thomsen δ et ε sont moyennées par intervalle (ou couche), les

intervalles étant Freites, Pilon, Jobo, Yabo, A, B1, B2, C, D-E, F et G. L'intervalle D est moyenné avec l'intervalle E, parce qu'il a une épaisseur moyenne de 5 m (chapitre 1), ce qui est très peu épais par rapport à la longueur d'onde d'approximativement 50 m.

3.1. Modèles d'anisotropie (valeurs de δ et ε)

Pour déterminer les valeurs de δ et ε, on a utilisé trois modèles disponibles dans la littérature. Le premier jeu de valeurs est donné par une relation linéaire entre la porosité ϕ, δ et ε établie à partir de mesures de carottes (Wang, 2002) :

$$\begin{aligned} \varepsilon &= 0{,}35486 \exp(-7{,}417*\phi) \\ \delta &= 0{,}43461 \exp(-10{,}304*\phi) \end{aligned} \tag{9.29}$$

Le deuxième jeu de valeurs de δ et ε vient de la relation linéaire entre ces paramètres et le rapport V_p/V_s, établie par Ryan-Grigor (1997) à partir de mesures de carottes :

$$\begin{aligned} \varepsilon &= 0{,}364 - 0{,}0865*V_p/V_s \\ \delta &= -0{,}0237 + 1{,}399*V_p/V_s \end{aligned} \tag{9.30}$$

Pour l'application sur Jobo, les valeurs de ϕ, V_p et V_s sont obtenues à partir des diagraphies respectives du puits A.

Le dernier jeu de valeurs de δ et ε est déduit de la moyenne de Backus (1962) pour une anisotropie due à l'alternance de couches très fines dans un milieu *VTI*, dans une fenêtre de 5 m, soit un dixième de la longueur d'onde comme le recommande la littérature (Mavko *et al.*, 1998). Le calcul de δ et ε est présenté dans l'annexe A.

Les relations linéaires de Wang et de Ryan-Grigor sont établies expérimentalement à partir de mesures de carottes pour différentes lithologies et pour différents champs pétroliers dans le monde : de cette façon, elles couvrent un spectre très étendu de possibles valeurs de δ et ε. La moyenne de Backus est un calcul mathématique couramment utilisé dans le cas de couches fines. Bien sûr, il vaudrait mieux utiliser des paramètres mesurés sur le champ Jobo, s'ils étaient disponibles. Cependant on pense que les trois jeux de valeurs proposées de δ et ε sont représentatifs de la possible anisotropie dans le champ Jobo.

La Figure 9.6 montre les diagraphies de δ et ε pour chaque modèle dans le réservoir Morichal. La Table 9.1 montre les valeurs moyennes par intervalle du sous-sol du champ Jobo. La Figure 9.7 montre les valeurs moyennes par intervalle des vitesses P et S (V_p, V_s), de la densité ρ, des paramètres d'anisotropie δ et ε pour chaque modèle dans le puits A, utilisées pour la modélisation anisotrope.

On observe que les trois modèles présentent des différences de valeurs de δ et ε. Le modèle de Wang a des valeurs de δ et ε faibles. Les modèles de Ryan-Grigor et Backus ont des valeurs plus fortes de δ et ε. Dans le modèle de Ryan-Grigor, δ est supérieur à ε, tandis que dans le modèle de Backus c'est le contraire ($\varepsilon < \delta$).

Mais les trois modèles ont en commun le fait que les valeurs sont relativement constantes sur le réservoir Morichal (sous le toit de Morichal-A). Ce résultat est logique parce le réservoir est composé majoritairement de sable.

La variabilité de δ et ε est légèrement plus forte dans les intervalles supérieurs, probablement à cause d'une plus forte présence d'argile.

	Wang		Ryan-Grigor		Backus	
Intervalle	**ε**	**δ**	**ε**	**δ**	**ε**	**δ**
Freites B	0,03	0,01	0,12	0,14	0,28	0,20
Freites A	0,03	0,01	0,12	0,14	0,28	0,20
Pilon	0,04	0,03	0,13	0,16	0,28	0,19
Jobo	0,03	0,02	0,18	0,23	0,28	0,15
Yabo	0,08	0,06	0,13	0,16	0,28	0,14
Morichal-A	0,07	0,05	0,17	0,21	0,29	0,16
B1	0,06	0,04	0,19	0,24	0,28	0,13
B2	0,05	0,03	0,19	0,25	0,28	0,13
C	0,05	0,03	0,19	0,25	0,28	0,13
D-E	0,04	0,02	0,19	0,24	0,28	0,14
F	0,04	0,02	0,19	0,25	0,28	0,13
G	0,05	0,03	0,19	0,24	0,28	0,14
Crétacé	0,14	0,12	0,19	0,25	0,28	0,13

Table 9.1 : Valeurs moyennes de ε et δ par intervalle pour chaque modèle : Wang, Ryan-Grigor et Backus.

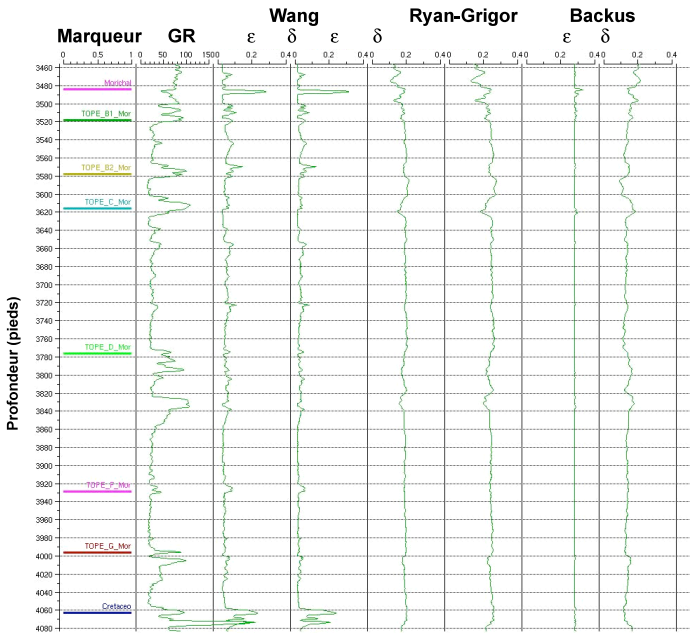
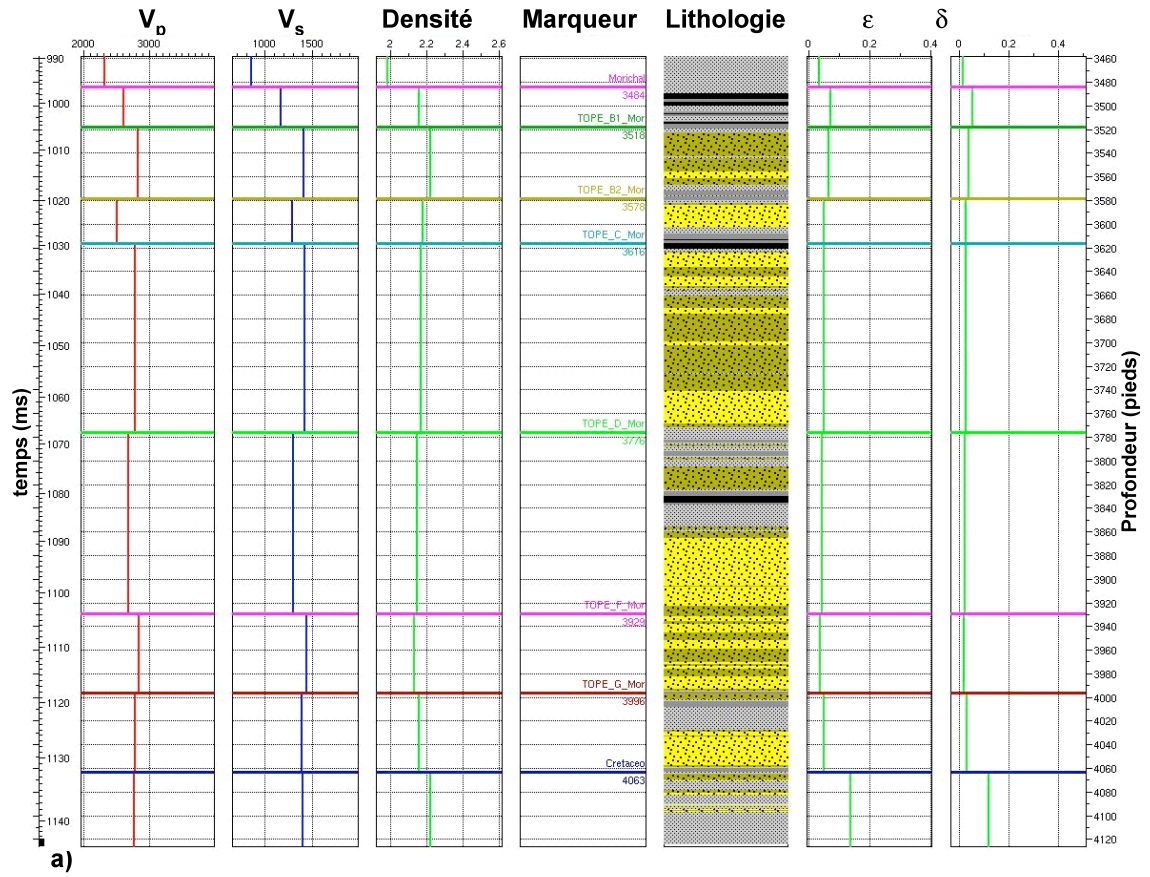
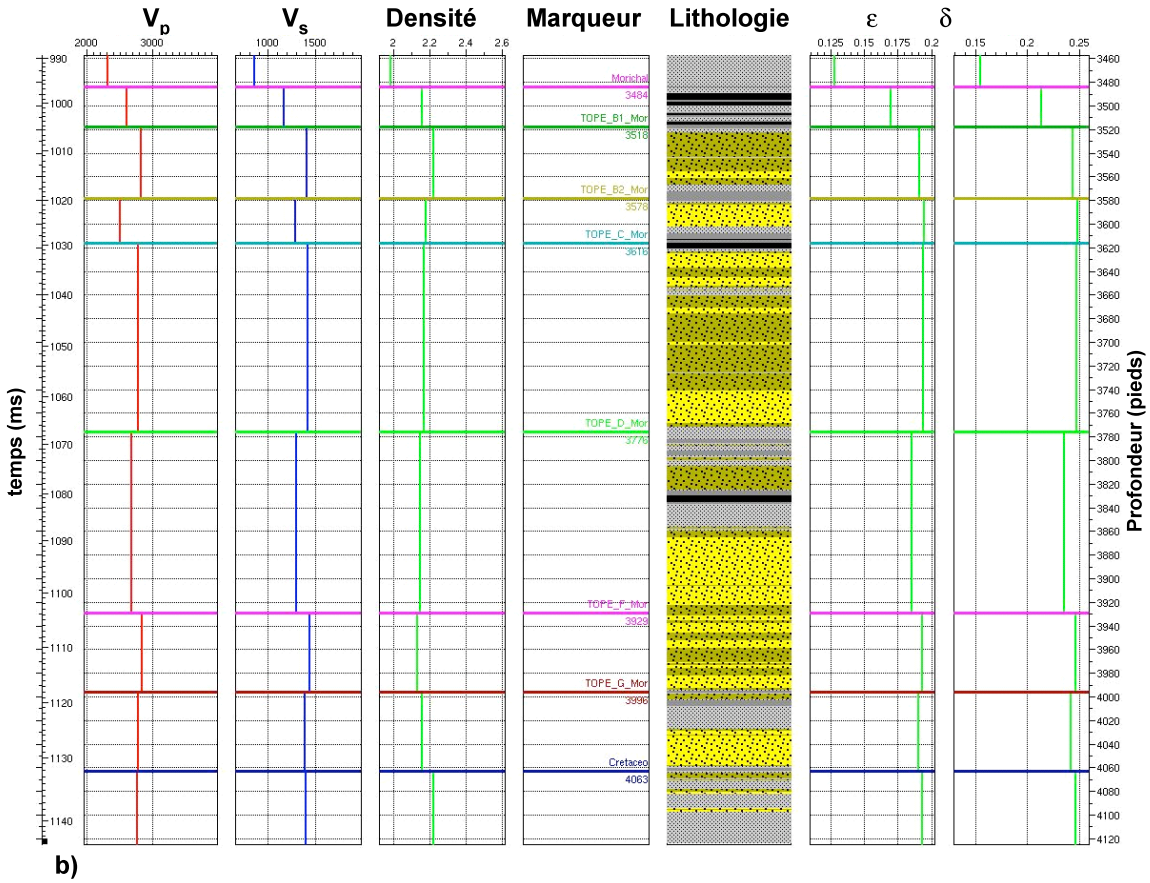


Figure 9.6 : Diagraphies de δ et ε pour chaque modèle Wang, Ryan-Grigor et Backus dans le puits A.


V_p
V_s
Densité
Marqueur
Lithologie
ε
δ
temps (ms)
Profondeur (pieds)
Morichal
3484
TOPE_B1_Mor
3518
TOPE_B2_Mor
3578
TOPE_C_Mor
3618
TOPE_D_Mor
3776
TOPE_F_Mor
3929
TOPE_G_Mor
3996
Cretaceo
4063
a)


V_p
V_s
Densité
Marqueur
Lithologie
ε
δ
temps (ms)
Profondeur (pieds)
Morichal
3484
TOPE_B1_Mor
3518
TOPE_B2_Mor
3578
TOPE_C_Mor
3618
TOPE_D_Mor
3776
TOPE_F_Mor
3929
TOPE_G_Mor
3996
Cretaceo
4063
b)

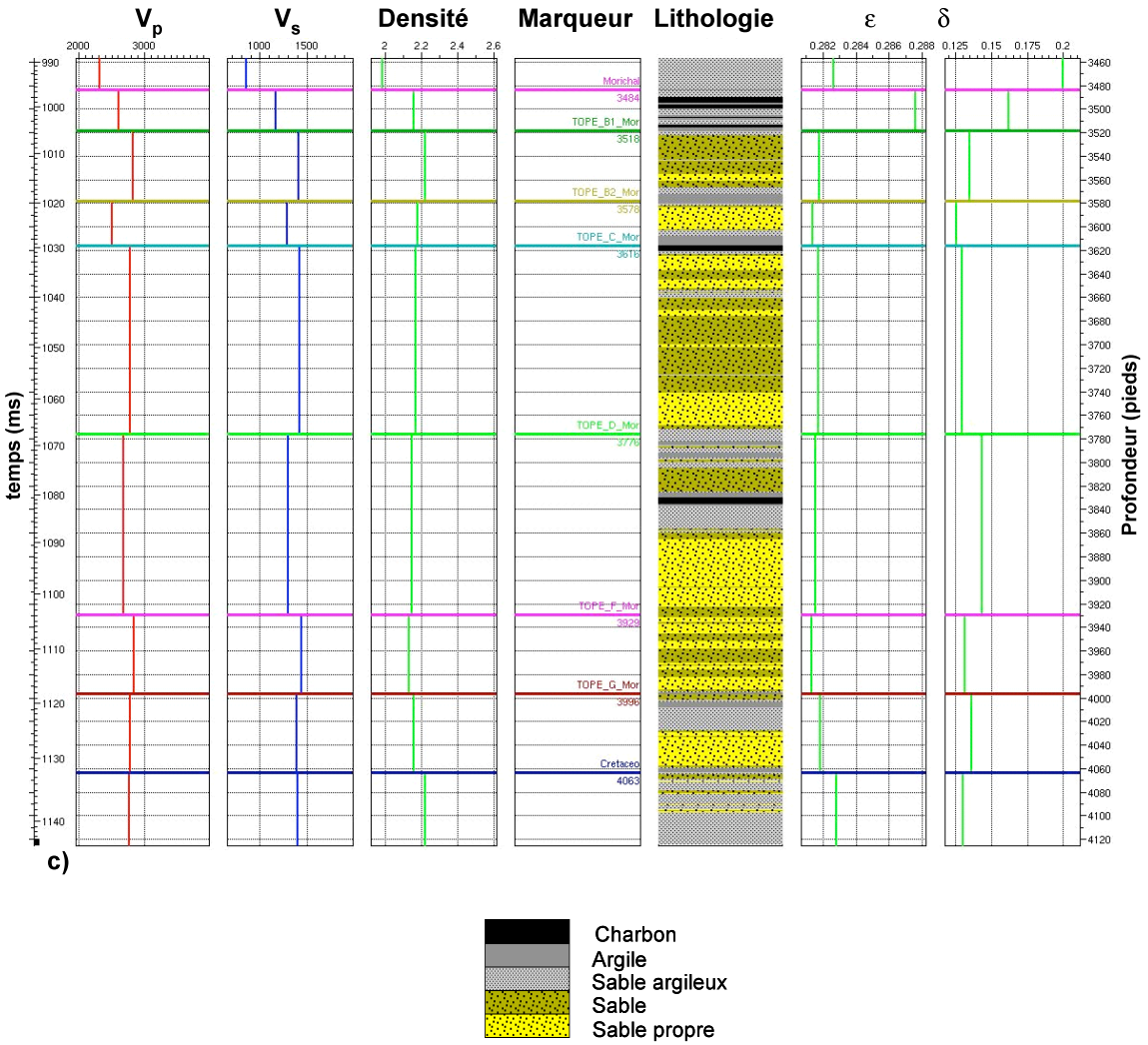


Figure 9.7 : Valeurs moyennes par intervalle dans le réservoir Morichal de V_p, V_s, Densité, δ et ε dans le puits A pour chaque modèle d'anisotropie, a) Wang, b) Ryan-Grigor et c) Backus.

3.2. Résultats de la modélisation sismique anisotrope par convolution 1D

L'objectif est de pouvoir comparer les résultats obtenus en prenant en compte l'anisotropie à ceux sans prise en compte de l'anisotropie (obtenus lors du calage puits-sismique, cf. chapitre 4).

Les coefficients de réflexion anisotropes sont obtenus à partir de l'équation 9.25 avec les valeurs moyennes par couche de V_p, V_s, ρ , δ et ε (Figure 9.7a (Wang), Figure 9.7b (Ryan-Grigor) et Figure 9.7c (Backus)). Afin d'obtenir les traces sismiques synthétiques anisotropes on a fait la convolution des coefficients de réflexion anisotropes avec l'ondelette *optimale finale* issue du calage puits-sismique (Chapitre 4, section 2.7), qui comporte un déphasage de 25°.

La trace sismique réelle choisie pour comparatif avec les traces synthétiques correspond à la trace *optimale* (à la position optimale du puits) issue du calage (Chapitre 4). Cette trace n'est pas forcément la trace la plus proche du puits mais

celle qui optimise le calage puits-sismique, i.e. celle où le coefficient de corrélation entre sismique réelle et trace synthétique isotrope est le plus fort possible pour les trois *stack* analysés (12°-24°, 24°-36° et Total). Cette trace *optimale* est choisie dans un mini-cube de 441 traces, 21 traces dans la direction Est-Ouest et 21 traces dans la direction Nord-Sud autour du puits A. La position originale du puits par rapport au maillage sismique de *inlines* IL et *crosslines* XL est IL=579 XL=260, tandis que la position *optimale* est IL=588 XL=270.

La Figure 9.8 montre, pour le cube angles 12˚-24˚, les traces sismiques réelle optimale (verte), synthétique isotrope obtenue avec l'ondelette *optimale finale* (pointillés cyan), et synthétiques anisotropes avec les modèle de Wang (marron), de Ryan-Grigor (noire) et de Backus (ocre). Sur chaque trace synthétique ont été appliqués un décalage de temps (*time-shift*) de 6 ms et une normalisation de l'amplitude de 0,60 (comme à la trace synthétique isotrope issue du calage puits-sismique).

Les Figure 9.9 et Figure 9.10 sont similaires à la Figure 9.8, mais pour la classe d'angles 24˚-36˚ et le *stack* Total respectivement. On observe dans les trois figures que les traces anisotropes ne calent bien avec la trace réelle *optimale* qu'entre 1025 ms et 1050 ms. Cependant dans la Figure 9.9 le « calage » des traces anisotropes est meilleur que celui de la trace isotrope à partir de 1070 ms. Les pics de la trace réelle *optimale* et des traces anisotropes sont presque en phase, ce qui n'est pas le cas avec la trace isotrope.

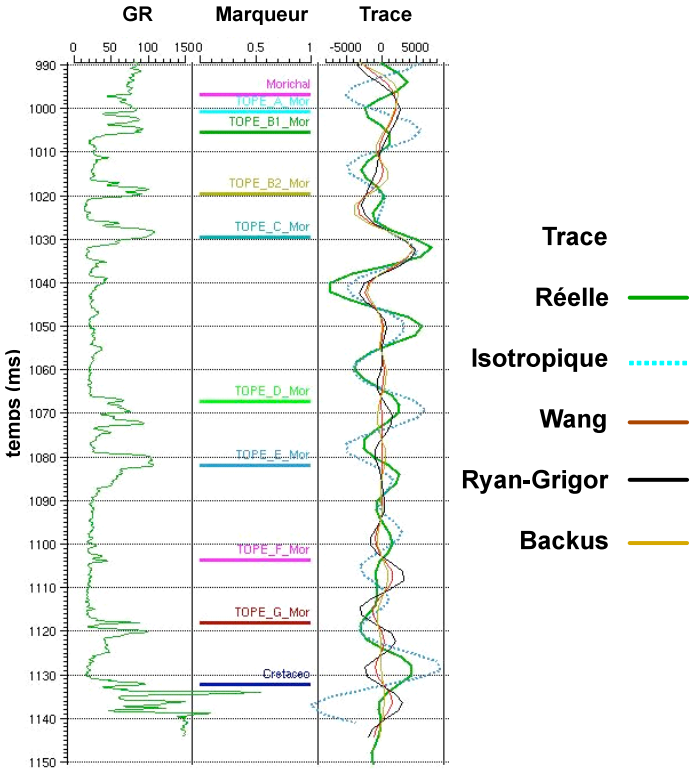


Figure 9.8 : Comparaison des traces : sismique réelle *optimale* (verte), synthétique isotrope (pointillé cyan) et anisotropes Wang (marron), Ryan-Grigor (noire) et Backus (ocre) pour le cube angles 12˚-24˚ au puits A.

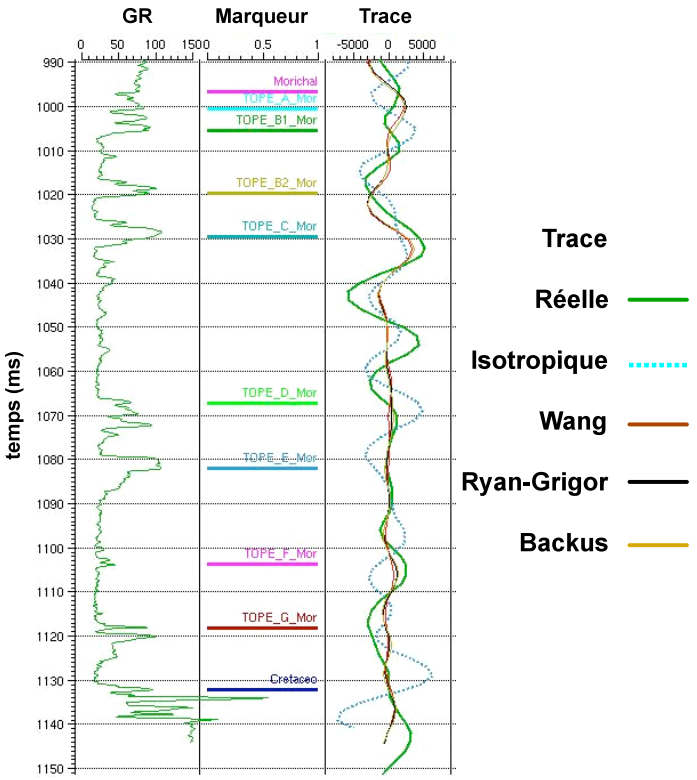


Figure 9.9 : Comparaison des traces : sismique réelle *optimale* (verte), synthétique isotrope (pointillé cyan) et anisotropes Wang (marron), Ryan-Grigor (noire) et Backus (ocre) pour le cube angles 24˚-36˚ au puits A.

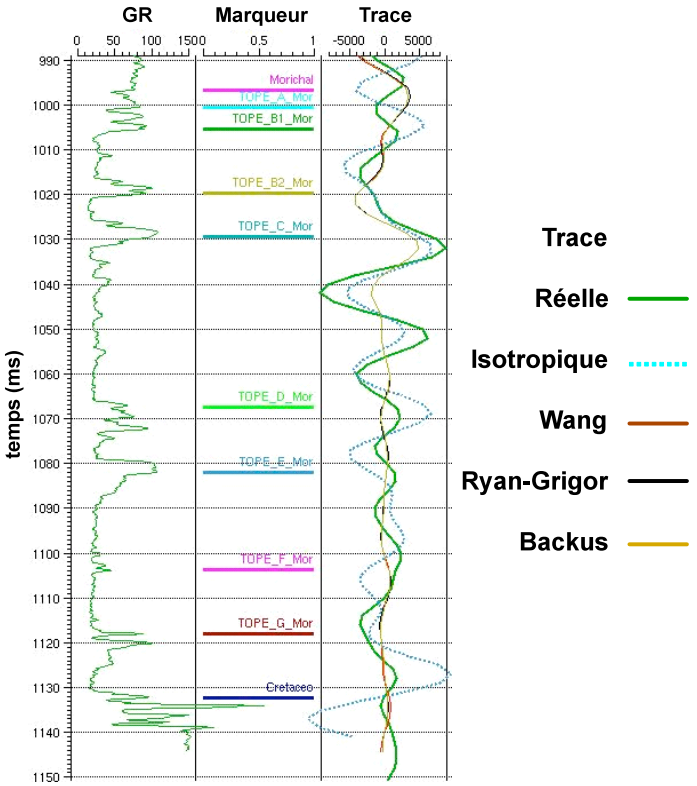


Figure 9.10 : Comparaison des traces : sismique réelle *optimale* (verte), synthétique isotrope (pointillé cyan) et anisotropes par le modèles de Wang (marron), Ryan-Grigor (noire) et Backus (ocre) pour le *stack* Total au puits A.

Pour comparer (dans les mêmes conditions que pour les traces synthétiques isotropes) les traces synthétiques anisotropes à la trace réelle, il aurait fallu pouvoir répéter la procédure de calage montrée dans le chapitre 4 : estimation du décalage de temps, de la phase optimale, du coefficient de normalisation de l'amplitude et de la position optimale du puits pour les trois cubes sismiques analysés. Malheureusement le logiciel faisant le calage requiert comme donnée d'entrée une diagraphie d'impédance élastique. Or le logiciel de modélisation anisotrope est un module d'analyse *AVO* fournissant uniquement le *gather* sismique (sismique avant sommation) et la trace synthétique issue de la sommation du *gather* par classe d'angles. Pour contourner cette difficulté on a écrit un code Matlab® qui calcule le coefficient de corrélation entre trace synthétique et trace sismique réelle, avec optimisation du décalage de temps et du coefficient de normalisation de l'amplitude ; par contre ce code ne recherche pas de phase optimale à l'inverse de la procédure de calage.

Les valeurs de coefficient de corrélation (*CC*) obtenues sont comprises entre -1 et 1, et non comme dans le calage entre 0 et 1, la procédure de calcul n'étant pas tout à fait similaire. Une valeur de *CC* de 1 entre 2 traces indique que ces traces sont identiques, tandis qu'une valeur de -1 indique que les traces sont en déphasage de 180°. Une valeur de *CC* de 0 indique une non corrélation linéaire entre les traces.

Avec ce code Matlab®, on a calculé le coefficient de corrélation (*CC*) de la trace isotrope issue du calage (donc après décalage de temps et normalisation) avec les traces du mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (Figure 9.11a) pour le *stack* 12°-24° dans la fenêtre du réservoir. Les valeurs de *CC* obtenues sont inférieures à celles dans la Table 4.5 du chapitre 4 à cause de la procédure de calcul différente. Cependant dans les 2 cas (calage ou code Matlab®), la position optimale du puits correspond aux valeurs de *CC* maximales.

On a fait le même calcul du *CC* entre la sismique réelle du mini-cube et les traces anisotropes calculées avec l'ondelette *optimale finale* (Figure 9.11b, c et d). La Table 9.1 montre les valeurs de *CC* minimales et maximales des quatre cartes de la Figure 9.11.

Traces	***CC* min**	***CC* max**
Isotrope	-0,23	0,41
Wang	-0,33	0,33
Ryan-Grigor	-0,36	0,33
Backus	-0,36	0,33

Table 9.1 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 4 cartes de la Figure 9.11 pour le cube angles 12°-24°.

La première caractéristique de la Figure 9.11 qui ressort est que les cartes de valeurs du *CC* des modèles anisotropes sont très similaires. Cette similitude dans la réponse des trois modèles peut être due à ce que les contrastes des paramètres d'anisotropie $\Delta\delta$ et $\Delta\varepsilon$ sont du même ordre de grandeur pour les trois modèles. En conséquence, les coefficients de réflexion anisotropes des trois modèles sont similaires, de même que les traces synthétiques (voir Figure 9.8, Figure 9.9 et Figure 9.10).

Par ailleurs la valeur du *CC* des modèles anisotropes à la position *optimale finale* (représentée par une étoile) est plus faible que pour le modèle isotrope. La Table 9.1 montre aussi que les valeurs maximales et minimales des trois modèles anisotropes sont similaires et plus faibles que pour le cas optimal, donc que le calage avec les traces anisotropes est de qualité inférieure à celui avec la trace isotrope (Figure 9.8).

Les résultats avec la classe d'angles 24°-36° et le *stack* Total sont présentés dans les Figure 9.12 et Figure 9.13. Les Table 9.2 et Table 9.3 montrent respectivement les valeurs minimales et maximales de ces cartes.

Traces	***CC* min**	***CC* max**
Isotrope	-0,28	0,40
Wang	-0,45	0,35
Ryan-Grigor	-0,48	0,36
Backus	-0,49	0,36

Table 9.2 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 4 cartes de la Figure 9.12 pour le cube angles 24°-36°.

Traces	***CC* min**	***CC* max**
Isotrope	-0,33	0,33
Wang	-0,42	0,30
Ryan-Grigor	-0,43	0,29
Backus	-0,44	0,31

Table 9.3 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 4 cartes de la Figure 9.13 pour le *stack* Total.

On observe dans la Figure 9.12 une zone dans la partie nord de valeurs de *CC* négatives entre -0,45 et -0,49, plus fortes en valeur absolue que la valeur maximale du CC obtenue pour le cas isotrope (soit 0,40). Globalement, le calage des traces anisotropes est de meilleure qualité que pour le cube angles 12-24°.

Dans le cas du *stack* Total les cartes des cas anisotropes montre aussi une zone dans la partie nord où sont localisées les valeurs les plus négatives, dont les valeurs minimales sont de l'ordre de -0,43 ; au mieux, le calage de la trace isotrope fournit un CC de 0.33.

En conséquence, les traces anisotropes du cube angles 24°-36° et du *stack* Total calent mieux avec les traces sismiques environnantes que la trace isotrope. Le déphasage optimal pour les traces anisotropes ne semblent par contre pas être le même que celui pour la trace isotrope (cf. section 4 ultérieure).

Étant donnés les résultats du cube angles 24°-36° et du *stack* Total, si on faisait un calage puits-sismique avec prise en compte de l'anisotropie (mais avec un déphasage de l'ondelette fixé à 25°), on choisirait comme position optimale du puits à peu près l'*inline* IL=584 et la *crossline* XL=261, avec un décalage de temps de 4 ms. Les valeurs de *CC* du cube angles 24°-36° et du *stack* Total y étant les plus fortes en valeur absolue (0,42 et 0,49 respectivement) à comparer avec un CC de 0.1 à la position géographique du puits (marquée par un cercle sur les figures). Cette position optimale pour le cas anisotrope est plus proche de la position géographique du puits que la position optimale du cas isotrope (marquée par une étoile sur les figures) et avec un décalage de temps plus faible, ce qui indique aussi une amélioration de la qualité du calage puits-sismique.

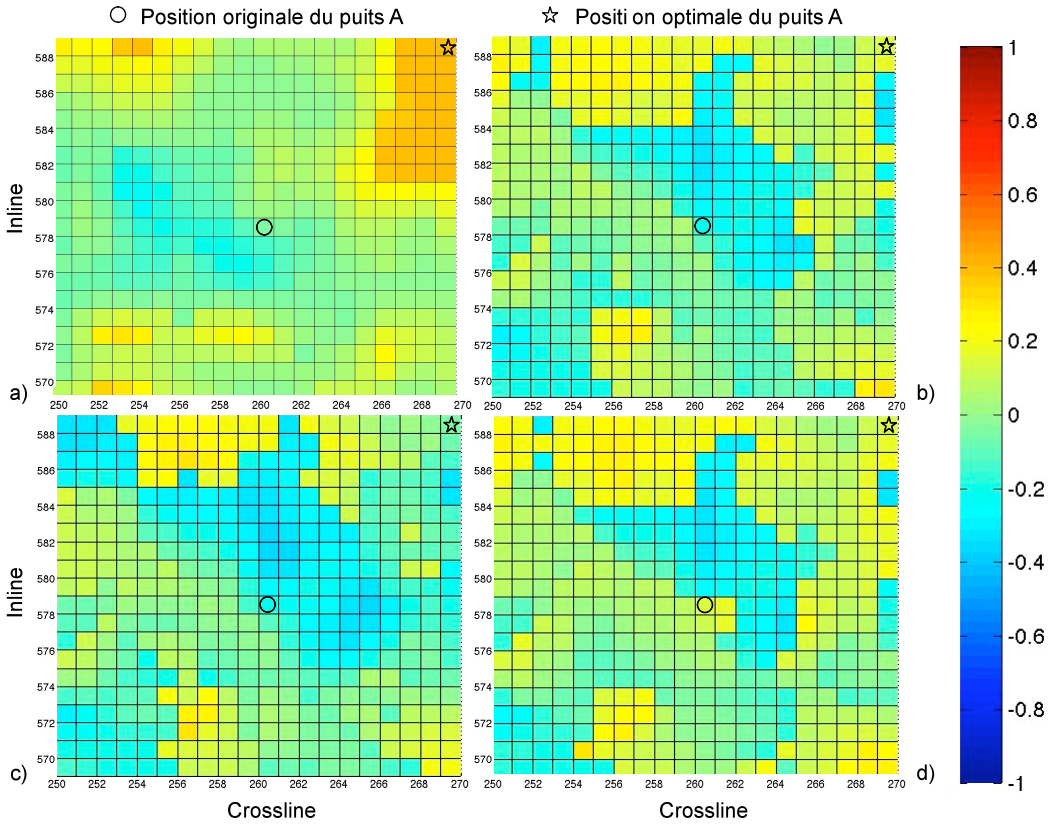


Figure 9.11 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du cube angles 12°-24° et : a) la trace isotrope (Figure 4.15, du Chapitre 4), les traces anisotropes des modèles : b) Wang, c) Ryan-Grigor et d) Backus. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile.

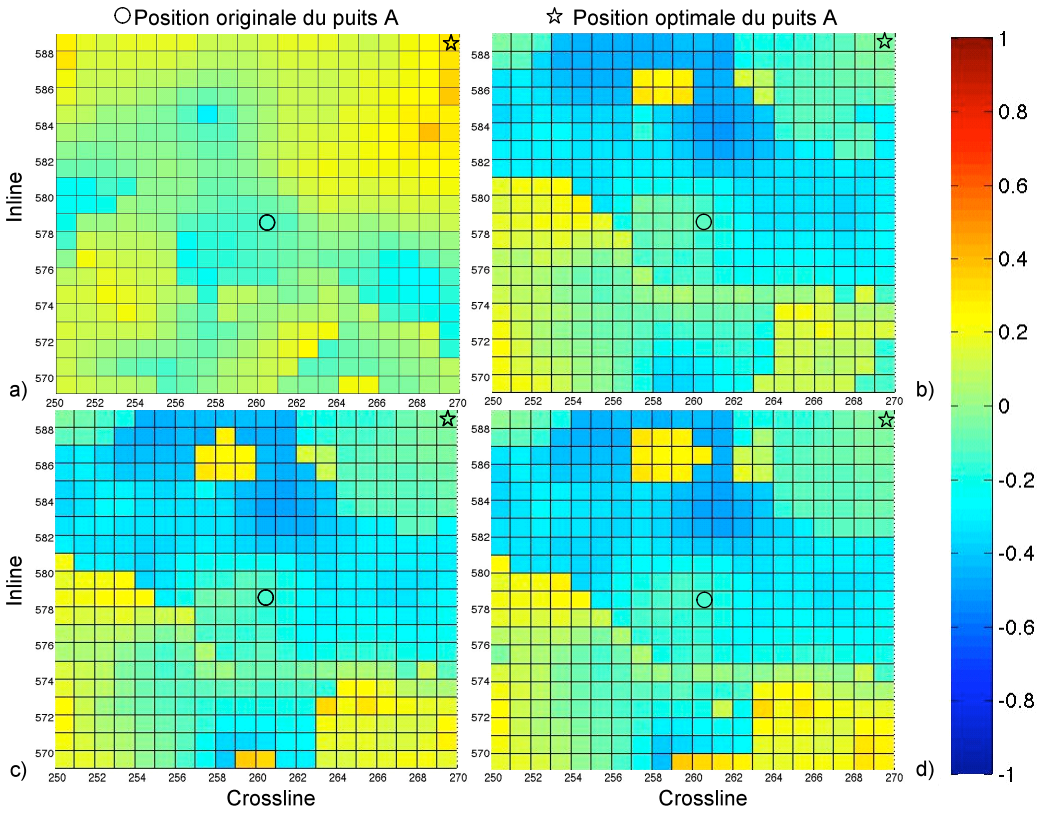


Figure 9.12 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du cube angles 24°-36° et : a) la trace isotrope (Figure 4.15, du Chapitre 4), les traces anisotropes des modèles : b) Wang, c) Ryan-Grigor et d) Backus. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile.

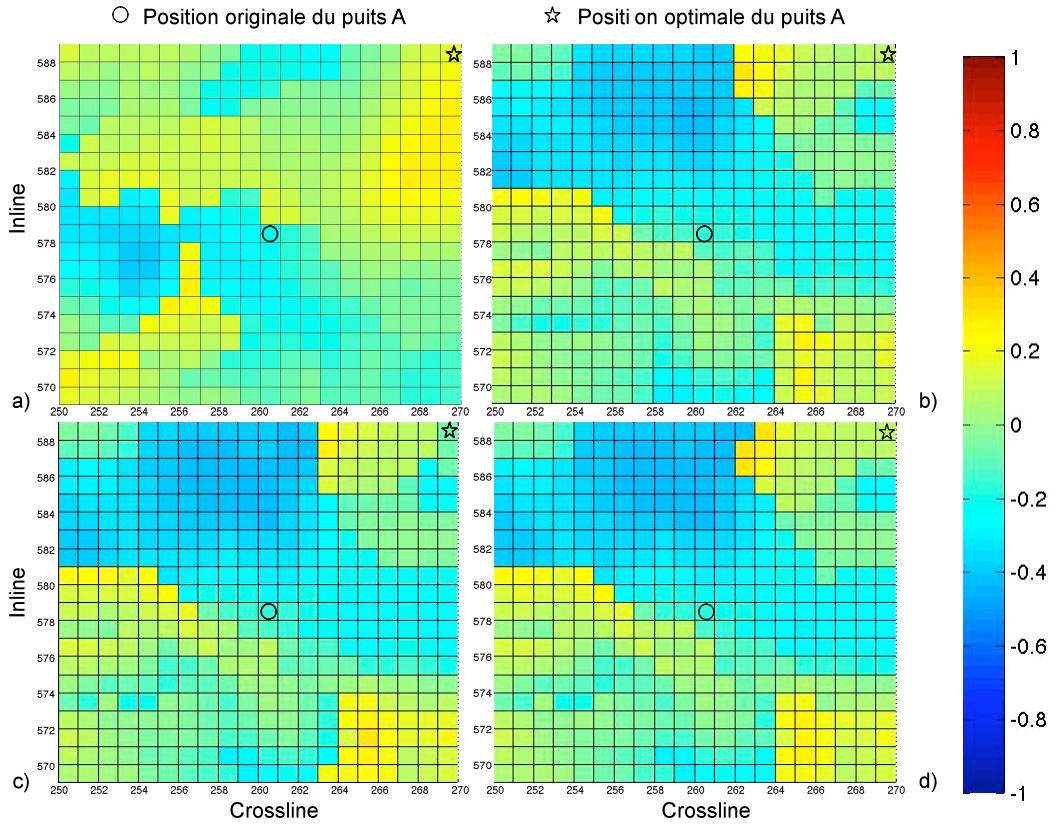


Figure 9.13 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du *stack* Total et : a) la trace isotrope (Figure 4.15, du Chapitre 4), les traces anisotropes des modèles : b) Wang, c) Ryan-Grigor et d) Backus. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile.

Comme il n'y aucune raison que l'ondelette *optimale finale* issue du calage puits-sismique soit la plus adéquate pour caler au mieux les traces anisotropes, on a répété les calculs en prenant comme ondelette de convolution l'ondelette *zéro-phase* issue de l'analyse de cohérence multi-traces (Chapitre 4, section 1.1.4).

La Figure 9.14 présente les valeurs du *CC* entre la sismique réelle (dans le mini-cube de 21 x 21 traces) et la trace résultant de la convolution par cette ondelette *zéro-phase* : a) (Figure 9.14a) des coefficients de réflexion isotropes (trace *isotrope zéro-phase*), et b) (Figure 9.14b) des coefficients de réflexion anisotropes obtenus avec les valeurs de δ et ε du modèle de Wang pour le cube angles 12°-24°. Les Figure 9.15 et Figure 9.16 présentent les valeurs de CC pour le cube angles 24°-36° et le *stack* Total. Et les Table 9.4, Table 9.5 et Table 9.6 montrent respectivement les valeurs de CC maximales et minimales des cartes des Figure 9.14, Figure 9.15 et Figure 9.16. Les résultats des deux autres modèles anisotropes (Ryan-Grigor et Backus) sont similaires à celui de Wang et ne sont donc pas montrés.

En général on observe que le cas isotrope a une meilleure valeur de *CC* maximal (en valeur absolue) que le cas anisotrope sauf pour le *stack* Total. En comparant ces résultats isotropes à ceux utilisant l'ondelette *optimale finale*, ces derniers ont un meilleur *CC* maximal, sauf pour le cube angles 24°-36° (0,40 contre 0,46). La raison qui a poussé à préférer l'ondelette *optimale finale* plutôt que l'ondelette zéro-phase dans le calage puits-sismique du Chapitre 4 est que le calage a été fait sur deux

puits (JOC-540 et A) : l'ondelette *optimale finale* est celle qui donnait le meilleur calage aux deux puits simultanément (calage multi-puits), quel que soit le cube angles.

Pour conclure, les résultats des cas utilisant l'ondelette *optimale finale* et l'ondelette *zéro-phase* montrent l'importance du choix de l'ondelette dans le calage puits-sismique : ici, que ce soit pour le cas isotrope et anisotropes, le calage sera de meilleure qualité avec un déphasage de 25° de l'ondelette (ondelette *optimale finale*) qu'avec l'ondelette *zéro-phase*.

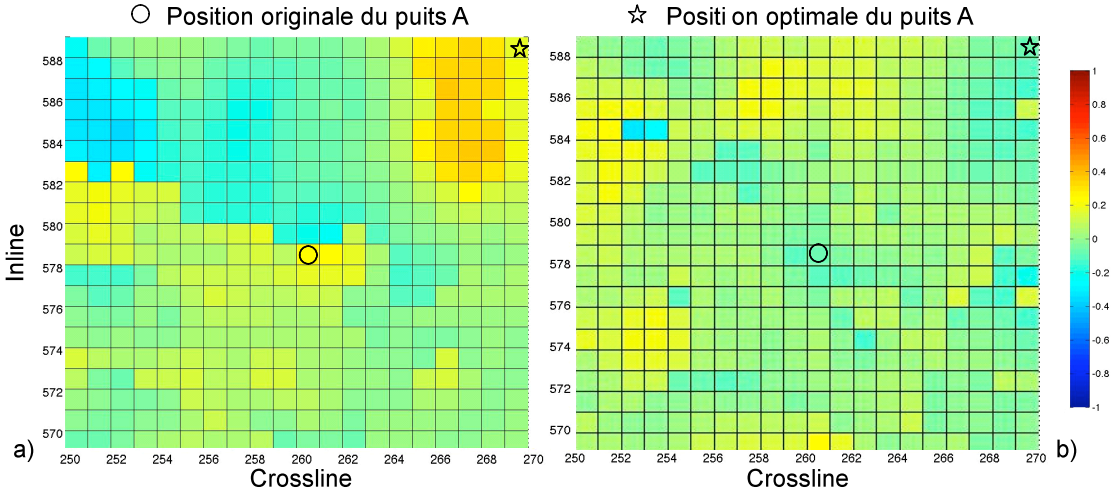


Figure 9.14 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du cube angles 12°-24° et a) trace isotrope *zéro-phase* et b) trace anisotrope *zéro-phase* du modèle de Wang.

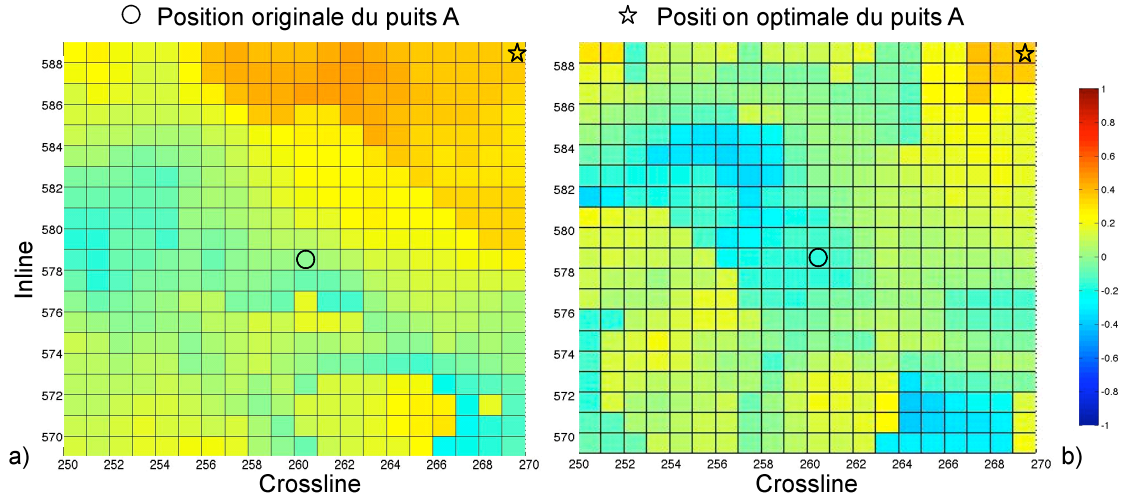


Figure 9.15 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du cube angles 24°-36° et a) trace isotrope *zéro-phase* et b) trace anisotrope *zéro-phase* du modèle de Wang.

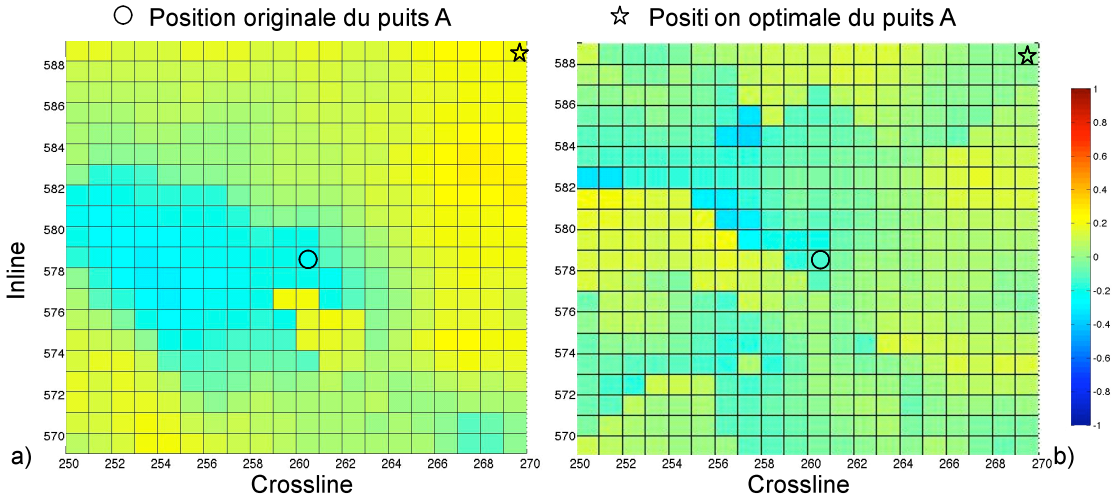


Figure 9.16 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du *stack* Total et a) trace isotrope *zéro-phase* et b) trace anisotrope *zéro-phase* du modèle de Wang.

Traces	*CC* min	*CC* max
Isotrope *zéro-phase*	-0,34	0,36
Wang	-0,34	0,30

Table 9.4 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 2 cartes de la Figure 9.14 pour le cube angles 12°-24°.

Traces	*CC* min	*CC* max
Isotrope *zéro-phase*	-0,22	0,46
Wang	-0,40	0,38

Table 9.5 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 2 cartes de la Figure 9.15 pour le cube angles 24°-36°.

Traces	*CC* min	*CC* max
Isotrope zéro-phase	-0,26	0,29
Wang	-0,36	0,23

Table 9.6 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 2 cartes de la Figure 9.16 pour le *stack* Total.

4. Discussion des résultats

Les résultats présentés dans ce chapitre montrent que la prise en compte de l'anisotropie semble améliorer légèrement le calage puits-sismique du Chapitre 4 pour le cube angles 24°-36° et le *stack* Total, mais non pour le cube angles 12°-24°. Dans le deux premiers cas les valeurs plus fortes en valeur absolue sont supérieures aux cas isotropes respectifs, et la nouvelle position optimale du puits qu'on pourrait définir à partir des cartes de valeurs de *CC* du cube angles 24°-36° et du *stack* Total est plus proche de la position originale du puits.

La Figure 9.9 montre que les pics de la sismique réelle et des traces anisotropes sont presque en phase au contraire de la trace isotrope. De plus, les valeurs de l'amplitude sont plus faibles et plus proches entre la trace réelle optimale et celles anisotropes dans la partie inférieure du réservoir qu'avec la trace isotrope. Ces résultats concordent avec les effets de l'anisotropie induisant un retard de temps et un affaiblissement de l'amplitude. Le retard de temps est causé par la vitesse verticale plus faible que la vitesse horizontale qui fait que les trajets verticaux sont plus longs dans le cas anisotrope que dans le cas isotrope (chapitre 4). L'affaiblissement de l'amplitude est un effet *AVO* comme le montre la Figure 9.17, qui représente le coefficient de réflexion en fonction de l'angle d'incidence au toit de l'intervalle F pour les cas isotrope (vert) et anisotropes : Wang (marron), Ryan-Grigor (noir) et Backus (bleu) au puits A.

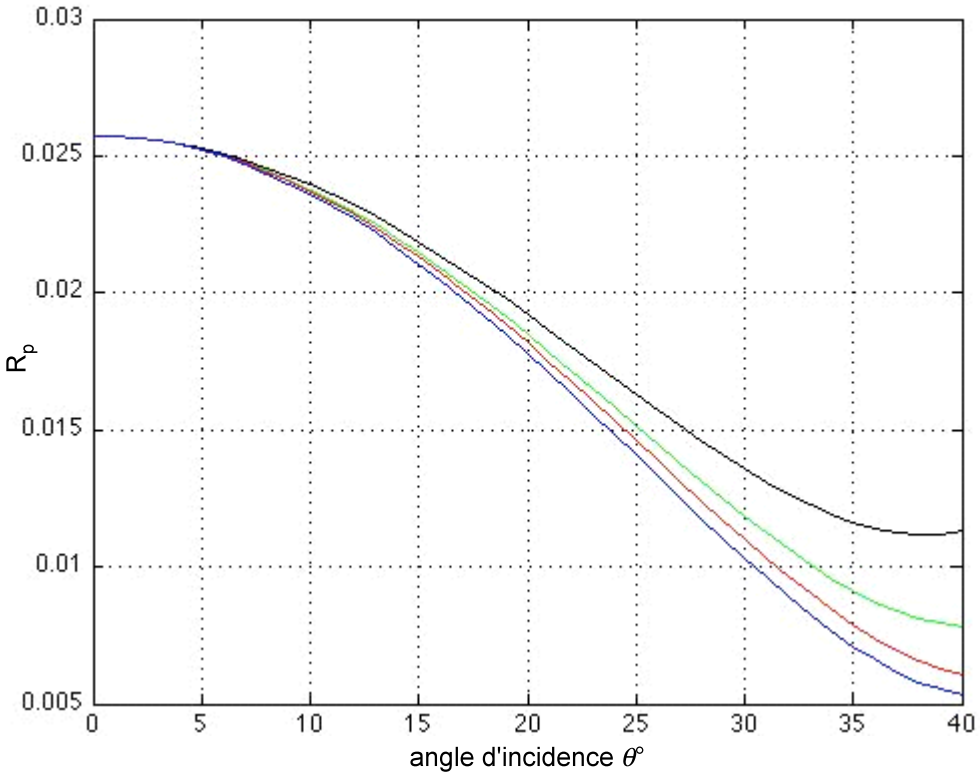


Figure 9.17 : Coefficient de réflexion R_p en fonction de l'angle d'incidence θ au toit de l'intervalle F pour les cas isotrope (vert) et anisotropes : Wang (marron), Ryan-Grigor (noir) et Backus (bleu) au puits A.

On observe que les coefficients de réflexion sont égaux dans tous les cas jusqu'à un angle $\theta=5°$; puis pour les cas anisotropes Wang et Backus, le coefficient de

réflexion devient plus faible que pour les cas isotrope et anisotrope Ryan-Grigor. La différence est non négligeable pour les grands angles d'incidence ($\theta > 30°$). Par conséquent quand on fait la sommation par classe d'angles, on obtient une amplitude plus faible dans le cas anisotrope (considérant une anisotropie de type Wang ou Backus) que dans le cas isotrope à grands angles d'incidence. On peut observer aussi dans la Figure 9.9 que l'amplitude du cas Ryan-Grigor est légèrement plus forte que celle des deux autres cas anisotropes, ce qui est cohérent avec la Figure 9.17.

L'effet de l'anisotropie dans la sismique est surtout observé dans la correction *NMO* (Sheriff et Geldart, 1995). Si on applique une correction *NMO* avec une vitesse isotrope plus faible que la valeur prenant en compte l'anisotropie, dans une couche anisotrope, les événements sismiques ne seront pas complètement horizontalisés. Par conséquent, il y aura un décalage de temps ; et bien qu'il soit petit il pourrait affecter le calage puits-sismique. Étant donné le commentaire précédent et les résultats du calage puits-sismique anisotrope pour la classe d'angle 24°-36° et le *stack* Total, on peut penser qu'il existe un *NMO* résiduel dû à de l'anisotropie, qui n'a pas été corrigé totalement pendant le traitement sismique. Ce *NMO* résiduel entraîne que les événements sismiques du cube angles 24°-36° (et le *stack* Total) ne soient pas complètement horizontalisés et donc que le calage puits-sismique (trace synthétique isotrope) échoue. Mais si on inclut l'anisotropie dans le calcul des traces synthétiques, le calage est amélioré.

Par ailleurs, les valeurs de *CC* négatives associées au calage optimal des traces anisotropes indiquent une inversion de la phase de 180° par rapport au calage optimal du cas isotrope (déphasage de 25°). Il est possible que les effets *AVO* jouent donc sur la phase, car comme le coefficient de réflexion anisotrope s'approche de zéro plus vite que dans le cas isotrope (Figure 9.17), la phase du premier peut changer plus rapidement que celle du deuxième, comme la modélisation *AVO* le montre dans la Figure 9.18. Les flèches sur la figure indiquent les toits des intervalles E (1078 ms), F (1105 ms) et Crétacé (1132 ms) où le signal sismique du cas isotrope est plus fort que celui du cas anisotrope pour les grands angles d'incidences. Pour le toit de E, le signal sismique anisotrope devient négatif entre 36° et 38° d'angle d'incidence, tandis que pour le toit du Crétacé le signal devient négatif à 40 °.

En conséquence le déphasage optimal à l'issue du calage sera différent dans les cas isotrope et anisotrope : le calage puits-sismique classique (modélisation isotrope) devient donc inadapté, d'autant plus si les classes d'angles sont mal choisies.

Il est vrai que notre analyse dans ce chapitre a ses limitations. En premier lieu, la procédure de calage puits-sismique n'est pas exactement identique à celle du chapitre 4 : la procédure ne permet pas de calculer le déphasage optimal de l'ondelette et les calculs des valeurs de *CC* sont différents. La comparaison entre les résultats de l'ondelette *optimale finale* et ceux de l'ondelette *zéro-phase* montrent l'importance de calculer le déphasage optimal pour améliorer les valeurs de *CC* et donc le calage puits-sismique. Il faudrait donc recalculer les traces anisotropes en faisant varier la phase de l'ondelette de convolution. Et en regardant les cartes de *CC*, il serait possible de trouver la phase optimale pour le cas anisotrope.

En deuxième lieu, la modélisation de traces synthétiques par convolution 1D a certaines limitations : entre autres problèmes, elle considère seulement les réflexions P-P et non tout le champ d'onde. En conséquence, il faudrait faire une modélisation 2D ou 3D par tracé de rayons sur le modèle *Pétro-Intégré Morichal 3D* pour voir l'effet de l'anisotropie de façon plus réaliste. Malheureusement, compte tenu de la durée d'une telle modélisation, il a été impossible de le faire dans le cadre de cette thèse. Mais c'est une des possibles suites de ce travail.

Finalement, les valeurs de ε et δ utilisées sont issues de relations linéaires établies de manière empiriques, bien qu'elles soient obtenues à partir d'un large spectre de mesures de carottes : elles peuvent ne pas être en accord avec les caractéristiques de l'anisotropie de la ceinture de l'Orénoque. En conséquence, il est nécessaire de faire des mesures des paramètres d'anisotropie au niveau des carottes et par des profils de sismique verticale (PSV) dans le champ Jobo : cela permettrait de modéliser la zone de façon plus fiable et donc de mieux quantifier l'impact de l'anisotropie sur la sismique. Et du coup, on pourrait adapter de façon plus sure les traitements ou interprétations sur cette zone. Ainsi au niveau du traitement, il faudra travailler dans le futur sur le conditionnement des *gathers* : corrections *NMO* plus précises, correction des effets "perte de fréquence" par *strechtching* de la trace pour les offsets lointains, etc. (Singleton, 2009), afin d'améliorer l'horizontalisation des événements sismiques et limiter de possibles problèmes dans le calage puits-sismique.

Malgré les limitations mentionnées, la modélisation anisotrope 1D donne des informations précieuses. Tout d'abord, il semble bien qu'il y ait de l'anisotropie sur Jobo, entraînant un effet *AVO* pour les grands angles d'incidence. De plus, il y a vraisemblablement aussi un changement de phase pour les grands angles d'incidence (d'où un mélange de différentes polarités dans la sommation des *gathers*). Mais ce changement de phase pourrait être utilisé pour détecter les toits des intervalles E ou F difficilement pointables sur le *stack* Total ; par exemple dans un cube sismique de classe d'angles petits (par exemple, moins de $20°$) le toit de l'intervalle E sera un pic positif pour les petits angles mais un pic négatif pour les grands angles (plus de $30°$). Il serait peut-être aussi possible d'utiliser ce changement de phase pour détecter la présence de corps sableux, mais il faudrait avoir un bon calage avec l'information de puits.

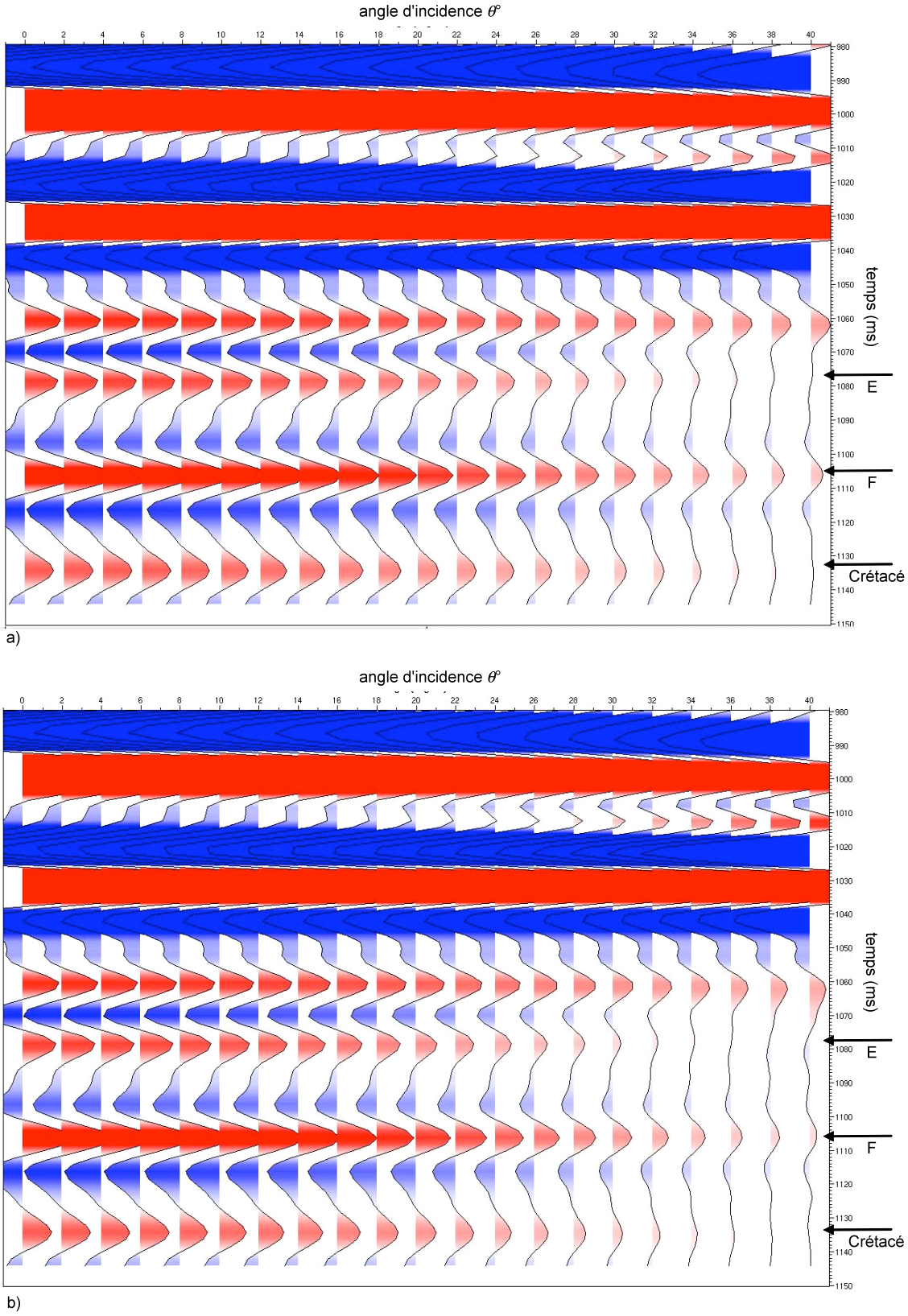


Figure 9.18 : Modélisation *AVO* au puits A dans les cas : a) isotrope et b) anisotrope. Les flèches indiquent les toits des intervalles E, F et Crétacé.

Chapitre 10 :

Modélisation sismique viscoélastique

Dans ce chapitre 10 on étudiera l'autre phénomène physique qui pourrait affecter le signal sismique et empêcher le bon calage puits-sismique : l'atténuation des ondes par le milieu. Le chapitre commencera avec la description physique d'un milieu continu viscoélastique, afin de présenter les bases théoriques du chapitre. On établira, au moyen d'analogues mécaniques simples, les relations qui gouvernent la déformation et les paramètres du milieu viscoélastique soumis à une déformation externe (section 1). Ensuite dans la section 2, on décrira la modélisation sismique d'un milieu viscoélastique stratifié 1D par résolution de l'équation des ondes dans le domaine Fourier-Hankel (Quiblier, 1997a). Dans la section 3 on expliquera la modélisation sismique viscoélastique 2D par résolution de l'équation des ondes dans le domaine x-t par une méthode de différences finies (Emmerich et Korn, 1987; Carcione *et al.*, 1988 ; Quiblier, 1997b). Ensuite dans la section 4 on présentera les mécanismes possibles d'atténuation mis en oeuvre dans un réservoir de sable faiblement consolidé saturé en huile lourde. Les valeurs des vitesses viscoélastiques et des atténuations des ondes P et S dans le réservoir Morichal au niveau d'un puits seront estimées dans la section 5, à partir de relations similaires à celles définies dans les sections 1 et 4 et des modèles de physique des roches du chapitre 2. On estimera la variation de la vitesse et de l'atténuation en fonction de la fréquence d'une onde sismique qui se propage dans le réservoir à huile lourde, et aussi en fonction de la température du réservoir.

La modélisation sismique viscoélastique 1D dans le puits A[1], au moyen de la méthode de la section 2, sera présentée dans la section 6. La modélisation 1D permettra aussi d'ajuster les paramètres nécessaires pour la modélisation 2D présentée dans la section 7 de ce chapitre. Cette modélisation 2D est faite par la méthode de différences finies décrite dans la section 3. Le but des deux modélisations 1D et 2D est d'évaluer l'impact de l'atténuation sur le signal sismique et le calage puits-sismique. On comparera la sismique réelle acquise sur le champ Jobo, la trace synthétique issue du calage puits-sismique du chapitre 4 et les résultats des modélisations viscoélastiques 1D et 2D.

Finalement une discussion des résultats sera exposée dans la dernière partie du chapitre.

1. Atténuation

On a vu à la fin du Chapitre 4 que l'atténuation sismique induit un retard de phase (décalage de temps) et une diminution de l'amplitude. Au cours de cette section on montrera pourquoi et quels sont les modèles physiques associés. On présentera les paramètres utilisés pour décrire l'atténuation et la façon de les obtenir.

1.1. Analogue mécanique

L'atténuation sismique est provoquée par le comportement viscoélastique du sous-sol. La terre dissipe de l'énergie, sous forme de friction visqueuse, à cause du mouvement relatif entre le fluide et la roche au passage d'une onde. Pour établir les modèles physiques qui gouvernent la propagation des ondes dans le sous-sol on

[1] Le choix de ce puits est expliqué dans le chapitre 9

s'appuiera sur des modèles analogues du corps élastique pur (ressort parfait[2]), du corps visqueux pur (piston[3]) et de la combinaison des deux (Christensen, 1982 ; Vasheghani et Lines, 2009).

Dans un milieu isotrope 1-D, la loi de Hooke (équation 9.10) définit la relation contrainte-déformation d'un corps élastique pur (ressort) (Figure 10.1a) :

$$\sigma = M_\infty \varepsilon \tag{10.1}$$

où σ est la contrainte appliquée sur le ressort, ε la déformation du ressort (égale à $\Delta l/l$ ou l est la longueur initiale du ressort) et M_∞ le module élastique non relaxé (déformation rapide) dont la signification sera expliquée plus loin.

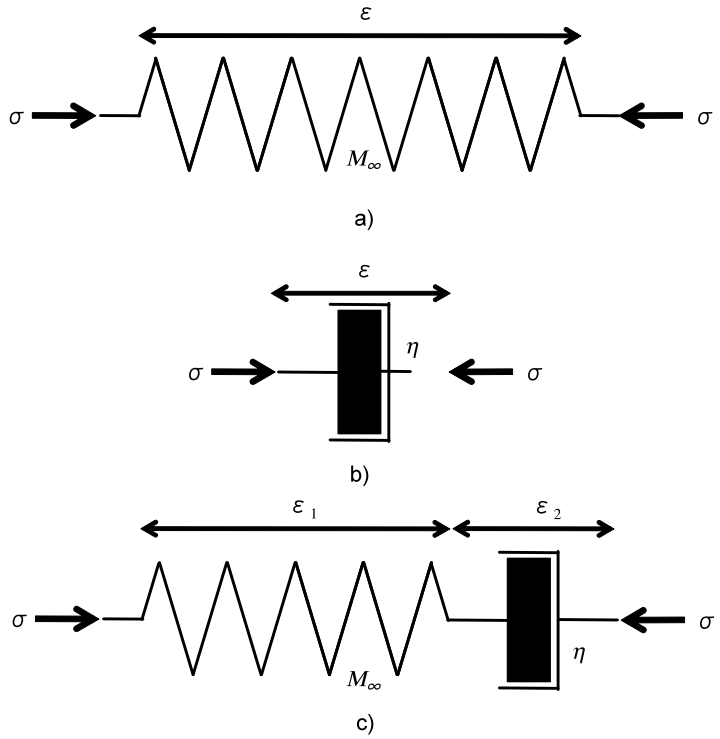


Figure 10.1 : a) Corps élastique pur (ressort), b) Corps visqueux pur (piston) et c) Corps de Maxwell.

La relation contrainte-déformation pour un corps visqueux pur (piston) (Figure 10.1b) s'écrit :

$$\sigma = \eta \frac{d\varepsilon}{dt} \tag{10.2}$$

où η est la viscosité, $\frac{d\varepsilon}{dt}$ la vitesse de la déformation.

Si maintenant on place en série les deux éléments (ressort et piston), on obtient un montage appelé corps de Maxwell (Figure 10.1c). Les déformations des deux éléments s'additionnent et on a :

$$\varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 \Rightarrow \frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{d\varepsilon_1}{dt} + \frac{d\varepsilon_2}{dt} \tag{10.3}$$

[2] Le ressort parfait est tel que toute force qui lui est appliquée entraîne instantanément une déformation proportionnelle à cette force.

[3] Le piston, soumis à une force, se déforme progressivement mais indéfiniment (résistance ultime nulle) : il oppose à la force une résistance qui dépend de la vitesse de sa déformation.

On sait que, par définition, les équations du ressort (10.1) et du piston (10.2) s'écrivent :

$$\frac{d\sigma}{dt} = M_\infty \frac{d\varepsilon_1}{dt} \quad \text{et} \quad \frac{d\varepsilon_2}{dt} = \frac{\sigma}{\eta} \tag{10.4}$$

Donc, cela donne pour la loi de comportement du corps de Maxwell

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{1}{M_\infty}\frac{d\sigma}{dt} + \frac{\sigma}{\eta} \tag{10.5}$$

En appliquant la transformée de Fourier à cette équation (ou en supposant qu'on opère avec une contrainte cyclique), on obtient :

$$\frac{-i\omega\sigma}{M_\infty} + \frac{\sigma}{\eta} = -i\omega\varepsilon \tag{10.6}$$

où ω est la pulsation. La relation contrainte-déformation d'un corps de Maxwell (ressort et piston en série) s'écrit donc :

$$\sigma(\omega) = M_M(\omega)\varepsilon(\omega) \tag{10.7}$$

où $M_M(\omega)$ est le module élastique complexe suivant :

$$M_M(\omega) = \frac{M_\infty}{1 - \frac{1}{i\omega\tau}} \tag{10.8}$$

avec $\tau = \eta / M_\infty$ qui est le temps de relaxation.

Si on combine en parallèle un corps de Maxwell avec un ressort pur, on obtient le corps viscoélastique linéaire standard (Figure 10.2) : ressort et piston en série plus ressort en parallèle. On peut écrire les équations qui définissent le montage série et le montage parallèle :

$$\sigma = \sigma_1 + \sigma_2 \quad \Rightarrow \quad \frac{d\sigma}{dt} = \frac{d\sigma_1}{dt} + \frac{d\sigma_2}{dt} \quad \text{et} \quad \varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 \tag{10.9}$$

puis pour chacune des branches du montage :

$$\begin{aligned} &\sigma_1 = M_0\varepsilon \quad \Rightarrow \quad \frac{d\sigma_1}{dt} = M_0\frac{d\varepsilon}{dt} \\ &\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{d\varepsilon_1}{dt} + \frac{d\varepsilon_2}{dt} = \frac{1}{M_\infty}\frac{d\sigma_2}{dt} + \frac{\sigma_2}{\eta} \end{aligned} \tag{10.10}$$

où M_0 est le module élastique relaxé (dont on verra la signification dans la prochaine section).

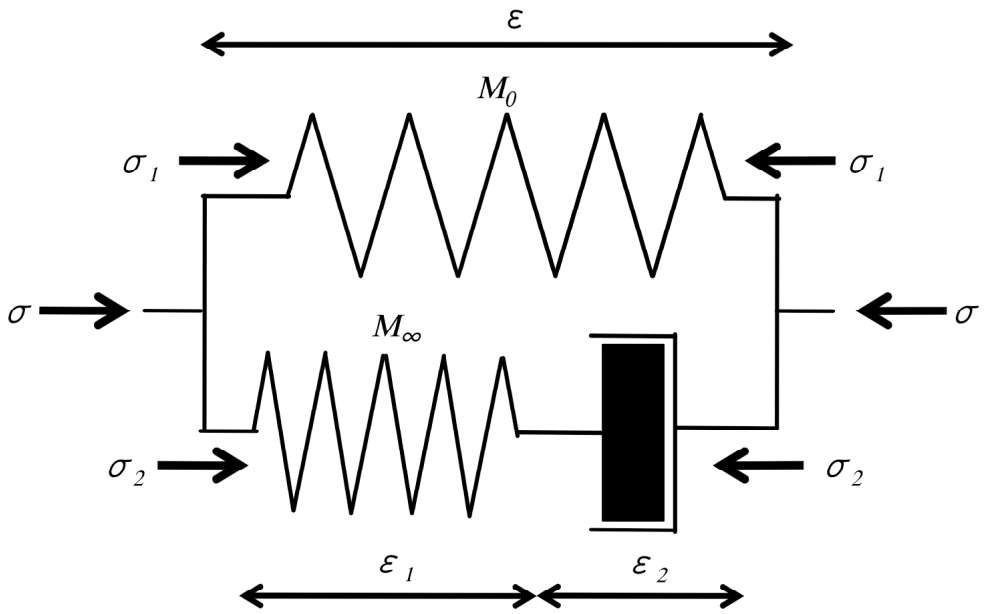


Figure 10.2 : Corps viscoélastique linéaire standard.

En combinant les équations précédentes, on trouve après quelques arrangements :

$$\sigma + \frac{\eta}{M_\infty}\frac{d\sigma}{dt} = M_0\left[\varepsilon + (\frac{\eta}{M_0} + \frac{\eta}{M_\infty})\frac{d\varepsilon}{dt}\right] \tag{10.11}$$

d'où, en passant dans le domaine de Fourier :

$$\sigma(\omega) = \underbrace{M_0\frac{1+i\omega\tau_\varepsilon}{1+i\omega\tau_\sigma}}_{M(\omega)}\varepsilon(\omega) \tag{10.12}$$

avec $\tau_\varepsilon = \frac{\eta}{M_\infty}$, $\tau_\sigma = \frac{\eta}{M_0} + \frac{\eta}{M_\infty}$

$M(\omega)$ est le module complexe du corps viscoélastique linéaire standard. τ_ε et τ_σ sont respectivement le temps de relaxation de la déformation sous contrainte constante et le temps de relaxation de la contrainte sous déformation constante.

1.2. Signification physique des modules de déformation et du temps de relaxation

Dans cette section on présentera le sens physique des paramètres introduits dans la section précédente.

Imaginons un échantillon cylindrique de roche soumis à une compression uniaxiale. Le ressort et le piston représentent 2 aspects du comportement de cet échantillon. En fait, on peut montrer que n'importe quel mécanisme viscoélastique linéaire peut être approché par l'association en parallèle d'un ressort pur et d'un nombre fini de corps de Maxwell (corps viscoélastique linéaire standard "généralisé").

De fait, si on considère le seul corps de Maxwell, toute charge qui lui est appliquée induit une déformation instantanée (celle du ressort en série). Après, le piston en

série entraîne une déformation illimitée. Lorsqu'on arrête la charge, on récupère la déformation instantanée du ressort mais pas celle du piston. Ceci explique pourquoi on considère plutôt un corps viscoélastique linéaire standard pour représenter le mécanisme physique observé lors de la déformation de solides viscoélastiques, car le ressort en parallèle permet la réversibilité géométrique (récupération de la déformation totale après arrêt de la charge). Ainsi le ressort en parallèle permet d'une part d'avoir une déformation maximale finie (dite ultime) égale à σ_1 / M_0, d'autre part de mettre en jeu la relaxation (ou retour en arrière) des déformations lorsqu'on arrête la charge.

Expliquons le module M_∞. Imaginons que le corps de Maxwelll soit soumis à une déformation à très haute fréquence ($\omega \to \infty$) i.e. très rapide. L'équation 10.8 donne que $M(\omega \to \infty) \approx M_\infty$. C'est la raison pour laquelle M_∞ est appelé module élastique à haute fréquence ou non relaxé, car comme la déformation est très violente le système est en tension. A l'inverse, si on considère une déformation à très basse fréquence ($\omega \to 0$) ou très lente d'un corps de Maxwell, l'équation 10.8 donne que le module $M(\omega \to 0)$ tend vers 0 (comportement classique des fluides newtoniens).

Si maintenant on considère le corps viscoélastique linéaire standard, une déformation à très basse fréquence ($\omega \to 0$) ou très lente entraîne que $M(\omega \to 0) \approx M_0$ (cf. Équation 10.12). M_0 est appelé module élastique à basse fréquence ou relaxé, car comme la déformation est très lente, le système est relaxé.

Regardons maintenant les deux temps de relaxation (Equation 10.12). On voit déjà que le temps de relaxation des contraintes τ_σ dépend uniquement des caractéristiques du corps de Maxwell. Par contre, le temps de relaxation des déformations τ_ε dépend aussi de la rigidité du ressort en parallèle.

Pour un corps viscoélastique linéaire standard, si la déformation est constante (i.e. $\varepsilon = cste$), $\frac{d\varepsilon}{dt} = 0$. Donc la contrainte $\sigma(t)$, par la résolution de l'équation 10.11, a une dépendance temporelle en $\exp(-t/\tau_\sigma)$ avec $\tau_\sigma = \frac{\eta}{M_\infty}$. τ_σ est bien le temps de relaxation de la contrainte à déformation constante.

Maintenant, si on soumet le corps viscoélastique linéaire standard à une contrainte constante ($\sigma = cste$), alors $\frac{d\sigma}{dt} = 0$. Et la déformation $\varepsilon(t)$ peut s'écrire en fonction de $\exp(-t/\tau_\varepsilon)$ avec $\tau_\varepsilon = \frac{\eta}{M_0} + \frac{\eta}{M_\infty}$. τ_ε est bien le temps de relaxation de la déformation à contrainte constante.

1.3. Atténuation et propagation des ondes dans un milieu viscoélastique

L'atténuation est un phénomène physique lié à la perte ou dissipation de l'énergie, qu'on peut quantifier par le facteur de qualité Q (ou par le facteur d'atténuation [4]) :

[4] Le facteur d'atténuation est Q^{-1}, l'inverse du facteur de qualité. Plus le facteur de qualité *Q* est petit, plus le phénomène d'atténuation est fort. Il faut noter que le facteur de qualité *Q* est considéré indépendant de la fréquence.

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \tag{10.13}$$

où ΔE est l'énergie de déformation perdue dans un cycle de durée $2\pi\omega$ (en supposant qu'on opère sur une contrainte cyclique) et E est l'énergie de déformation maximale contenue dans le corps pendant le cycle en question. On rappelle que la densité de l'énergie mécanique à un instant donné est fournie par $\delta E = \sigma(t)\,\partial\varepsilon/\partial t$. S'il existe une relation linéaire entre la déformation et la contrainte, et si A est l'amplitude d'une onde, il apparaît que δE est proportionnel à A^2, et on a alors :

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta\left(A^2\right)}{2\pi A^2} \tag{10.14}$$

Et si $Q >> 1$, c'est-à-dire si l'énergie des pics successifs est à peu près constante, on peut écrire $\Delta(A^2) \approx 2A\Delta A$ d'où :

$$\frac{1}{Q(\omega)} \approx -\frac{\Delta A}{\pi A} \tag{10.15}$$

Considérons une onde se propageant dans l'espace en divers points x de son parcours en suivant le front d'onde. Comme l'énergie de l'onde diminue de ΔA à chaque cycle, lequel correspond à une longueur d'onde λ, on a : $\Delta A = (dA/dx)\lambda = (dA/dx)2\pi V_{ph}/\omega$, où V_{ph} est la vitesse de phase. En reportant cela dans (10.15), on obtient :

$$\frac{dA}{dx} = -\frac{\omega A}{2V_{ph}Q} \tag{10.16}$$

d'où :

$$A(x) = A_0 \exp\left(-\frac{\omega x}{2V_{ph}Q}\right) \tag{10.17}$$

où A_0 est l'amplitude obtenue sans atténuation du milieu.

D'après (10.17), obtenir une atténuation de facteur Q^{-1} pour une onde plane définie par l'équation $exp[-i(kx-\omega t)]$ revient à remplacer le nombre d'onde réel k par un nombre d'onde complexe $k_c = k_R + i\,k_I$ avec $k_R = k$ et $k_I = -k/(2Q)$ car l'équation d'onde s'écrit alors $exp(-kx/2Q)\cdot exp[-i(k_R x-\omega t)]$.

Maintenant si on considère une onde plane amortie se propageant dans la direction x d'équation $u = exp[-i(k_c x-\omega t)]$, on a $\varepsilon = \partial u/\partial x = -ik_c u \;\Rightarrow\; \sigma = -ik_c M u$ en utilisant l'équation (10.12).

En appliquant la relation de conservation des moments on trouve :

$$\rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial\sigma}{\partial x} = -ik_c M\frac{\partial u}{\partial x} \Rightarrow \rho\omega^2 u = -k_c^2 M u \tag{10.18}$$

d'où :

$$\rho\omega^2 = -k_c^2 M \Rightarrow \Im(k_c^2 M) = 0 \tag{10.19}$$

En remplaçant k_c par $k - ik/(2Q)$ puis en identifiant à 0 la partie imaginaire de $k_c^2 M$, notée $\Im(k_c^2 M)$, on déduit que :

$$\frac{1}{Q}\cdot\frac{1}{1-1/4Q^2} = \frac{\Im(M(\omega))}{\Re(M(\omega))} \tag{10.20}$$

Lorsque $Q >> 1$, cette relation prend sa forme classique :

$$Q^{-1} = \frac{\Im(M(\omega))}{\Re(M(\omega))} \tag{10.21}$$

De la théorie des nombres complexes, l'argument complexe $\sigma(\omega) = M(\omega)\varepsilon(\omega)$ est égal à celui de la déformation $\varepsilon(\omega)$ plus celui du module complexe $M(\omega)$. Le module complexe contient directement l'indication concernant le déphasage ou retard entre la contrainte appliquée au corps et la déformation qui en résulte. L'argument du module complexe est défini par :

$$\tan\theta_d = \frac{\Im(M(\omega))}{\Re(M(\omega))} \Rightarrow Q^{-1} = \tan\theta_d \tag{10.22}$$

La déformation retarde donc de l'angle θ_d par rapport à la contrainte ; la tangente de cet angle est égale à l'atténuation.
De l'équation 10.12 :

$$M(\omega) = M_0 \frac{1 + i\omega\tau_\varepsilon}{1 + i\omega\tau_\sigma} \tag{10.23}$$

on déduit l'expression du facteur d'atténuation dans un corps viscoélastique linéaire standard :

$$Q(\omega) = \frac{1 + \omega^2\tau_\varepsilon\tau_\sigma}{\omega(\tau_\varepsilon - \tau_\sigma)} \tag{10.24}$$

2. Modélisation dans un milieu viscoélastique 1D

Dans cette section on fera une brève description de la modélisation viscoélastique 1D. Les équations de propagation sont résolues dans le domaine de Fourier-Hankel avec prise en compte de vitesses complexes. Pour plus de détails, on peut consulter Quiblier (1997a).

2.1. Généralités sur la modélisation sismique

Le but de la modélisation sismique consiste à mesurer le champ des déplacements en différents points du milieu (position récepteurs) après avoir appliqué une force extérieure (source). La propagation des ondes dans un milieu physique est régie par le principe fondamental de la mécanique (conservation des moments) et par une loi de comportement du milieu. Pour un matériau élastique linéaire, la loi de comportement est la loi de Hooke. Deux systèmes d'équations relient le tenseur des déformations au tenseur des contraintes :

- Équation dynamique

$$\rho\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = F_i + \sum_j \frac{\partial\sigma_{ij}}{\partial x_j}, \qquad i, j = 1,2,3 \tag{10.25}$$

où ρ est la masse volumique du milieu, u_i la composante i du vecteur de déplacement $\mathbf{u}$, F_i la composante i du vecteur de force extérieure $\mathbf{F}$, et σ_{ij} les éléments du tenseur de contraintes.

- Équation élastique linéaire (loi de Hooke) (équation 9.10)[5]

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\varepsilon_{kl}, \quad i,j,k,l = 1,2,3 \qquad \varepsilon_{kl} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_k}{\partial x_l} + \frac{\partial u_l}{\partial x_k}\right) \tag{10.26}$$

où σ_{ij} sont les éléments du tenseur des contraintes, C_{ijkl} les éléments du tenseur d'élasticité, ε_{kl} les éléments du tenseur des déformations et u_i la composante i du vecteur de déplacement $\mathbf{u}$. On rappelle que pour un milieu isotrope élastique, les éléments non nuls du tenseur d'élasticité s'expriment en fonction des deux paramètres de Lamé (relaxés) λ_0 et μ_0 (cf. chapitre 9 section 2.2.1) :

$$C_{1111} = C_{2222} = C_{3333} = \lambda_0 + 2\mu_0, \quad C_{4444} = C_{5555} = C_{6666} = 2\mu_0, \quad C_{1122} = C_{3322} = \lambda_0 \tag{10.27}$$

On rappelle que les vitesses isotropes des ondes P et S sont reliées aux paramètres de Lamé par les relations suivantes :

$$\lambda_0 + 2\mu_0 = \rho V_p^2, \quad \mu_0 = \rho V_s^2$$

2.2. Propagation dans un milieu viscoélastique 1D

Dans le code de modélisation 1D viscoélastique qu'on utilisera dans la section 6 (code IFP dénommé TKIB), les phénomènes d'atténuation sont introduits de manière simplifiée par l'intermédiaire de vitesses complexes :

$$\frac{1}{V^{complexe}} = \frac{1}{V}\left(1 - \frac{i}{Q}\right) \tag{10.28}$$

avec V la vitesse d'onde réelle et Q^{-1} le facteur d'atténuation. Cela correspond bien à la notion de module complexe rencontrée lors de l'étude des analogues mécaniques.

On suppose le milieu 1D composé de n couches (incluant le substratum) auxquelles sont affectés les paramètres physiques $V_P^{complexe}$, $V_S^{complexe}$, ρ, Q_P, Q_S. La Figure 10.3 montre le tracé de rayon d'une onde sismique dans un milieu stratifié 1D entre une source ponctuelle **S** et un récepteur **R** localisés en surface.

[5] On utilise la notation d'Einstein de sommation implicite des indices.

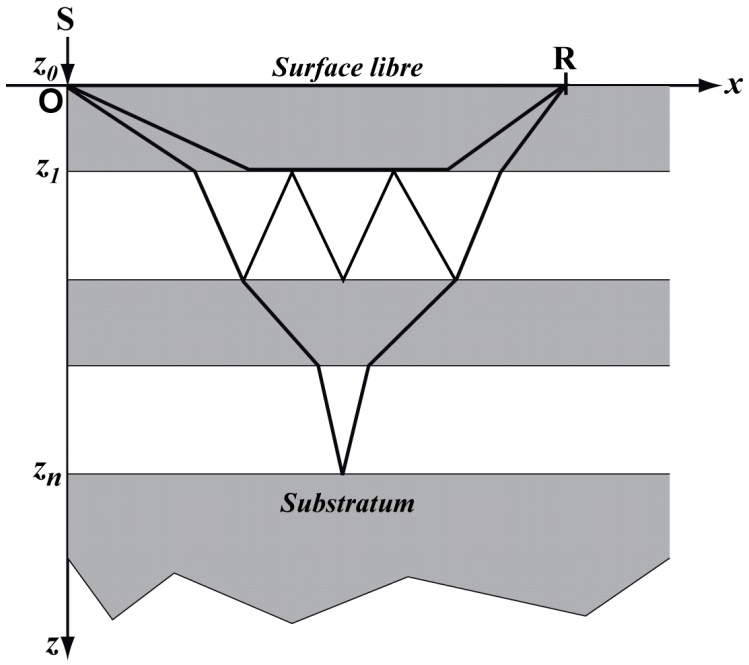


Figure 10.3 : Tracé de rayon d'une onde dans un milieu 1D, entre une source ponctuelle S et un récepteur R.

Les équations de propagation 3D dans un milieu 1D sont considérées en coordonnées cylindriques (r,θ,z) : r est la variable horizontale, θ est la variable angulaire et z est la variable profondeur. On applique une force verticale, donc le problème est axisymétrique, et les déplacements ainsi que les contraintes sont invariants par rapport à l'angle θ. Les équations s'écrivent alors :

- Équation dynamique

$$\begin{cases} \rho \dfrac{\partial^2 u_r}{\partial t^2} = \dfrac{\partial \sigma_{rr}}{\partial r} + \dfrac{\partial \sigma_{zr}}{\partial z} + \dfrac{\sigma_{rr} - \sigma_{\theta\theta}}{r} \\ \rho \dfrac{\partial^2 u_\theta}{\partial t^2} = \dfrac{\partial \sigma_{r\theta}}{\partial r} + \dfrac{\partial \sigma_{\theta z}}{\partial z} + 2\dfrac{\sigma_{r\theta}}{r} \\ \rho \dfrac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} = \dfrac{\partial \sigma_{zr}}{\partial r} + \dfrac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + \dfrac{\sigma_{zr}}{r} \end{cases} \qquad (10.29)$$

- Équation viscoélastique linéaire (λ et μ complexes)

$$\begin{cases} \sigma_{rr} = \lambda\left(\dfrac{\partial u_r}{\partial r}+\dfrac{u_r}{r}+\dfrac{\partial u_z}{\partial z}\right)+2\mu\dfrac{\partial u_r}{\partial r}, \\ \sigma_{\theta\theta} = \lambda\left(\dfrac{\partial u_r}{\partial r}+\dfrac{u_r}{r}+\dfrac{\partial u_z}{\partial z}\right)+2\mu\dfrac{u_r}{r}, \\ \sigma_{zz} = \lambda\left(\dfrac{\partial u_r}{\partial r}+\dfrac{u_r}{r}+\dfrac{\partial u_z}{\partial z}\right)+2\mu\dfrac{\partial u_z}{\partial z}, \\ \sigma_{\theta z} = \mu\dfrac{\partial u_\theta}{\partial z}, \\ \sigma_{zr} = \mu\left(\dfrac{\partial u_r}{\partial z}+\dfrac{\partial u_z}{\partial r}\right), \\ \sigma_{r\theta} = \mu\left(\dfrac{\partial u_\theta}{\partial r}-\dfrac{u_\theta}{r}\right) \end{cases} \tag{10.30}$$

La méthode de résolution numérique est décrite en détails dans Quiblier (1997a) Nous présentons ici les grandes lignes de cette méthode :

- Une transformée de Fourier sur la variable t puis une transformée de Hankel sur la variable r (cf. annexe B) sont appliquées sur les équations 10.29 et 10.30. On passe ainsi des équations en (r,z,t) à des équations en (k,z,ω) avec k le nombre d'onde horizontal et ω la pulsation.
- Dans une couche homogène, les équations se réduisent pour k et ω constants à :

$$\frac{d\mathbf{V}(z)}{dz} = \mathbf{G}\mathbf{V}(z) \tag{10.31}$$

où $\mathbf{V}$ est le vecteur vibration donné par $\mathbf{V}^t = [u_r, u_z, \sigma_{zr}, u_\theta, \sigma_{\theta z}]$[6] et $\mathbf{G}$ est une matrice bloc-diagonale dont les valeurs propres s'expriment en fonction des paramètres physiques $V_P^{complexe}$, $V_S^{complexe}$, ρ, Q_P, Q_S de la couche. On obtient pour une couche une solution de la forme :

$$\mathbf{V}(z'-z) = \Psi(z'-z)\mathbf{V}(z) \quad \text{avec} \quad \Psi(z'-z) = \exp[\mathbf{G}*(z'-z)] \tag{10.32}$$

où Ψ est appelé le propagateur du système pour la couche.

[6] $\mathbf{V}^t$ dénote la transposée de $\mathbf{V}$.

- Pour le milieu stratifié (n couches plus le substratum), on part de l'état vibratoire $\mathbf{V}_0$ à la surface du milieu et on propage le vecteur $\mathbf{V}$ de couche en couche, étant donné qu'il y a continuité de $\mathbf{V}$ aux interfaces. Au final, on trouve :

$$\mathbf{V}(z) = \Psi_{n+1}(z - z_n)\left[\prod_{j=1}^{n} \Psi_j(h_j)\right]\mathbf{V}_0 \tag{10.33}$$

- Les déplacements calculés u_r, u_z, u_θ sont dépendants de k et ω. On revient dans le domaine physique r-t, c'est-à-dire qu'on passe de k à r par la transformée de Hankel inverse, et de ω à t par la transformée de Fourier inverse.

La résolution numérique des équations implique un échantillonnage en nombre d'onde k et en pulsation ω. Afin d'éviter les instabilités numériques, les pas d'échantillonnage $\Delta\omega$ et Δk sont définis à partir des formules empiriques suivantes :

- $\Delta\omega$=0,5 pour $d \leq 2500$ m
- $\Delta\omega$=0,25 pour d > 2500 m
- $\Delta\omega$=0,125 pour d > 5000 m
- $\Delta k(\omega)$ = 266 [1+0,25log(ω+5)] [1+0,25log(n+1)] avec n le nombre de couches.

d est la longueur maximale de parcours, i.e. $d^2 = r_{\max}^2 + 4z_{\max}^2$, avec $r_{\max}$ et $z_{\max}$ respectivement l'offset maximal (ou distance au récepteur le plus éloigné de la source) et la profondeur maximale à modéliser.

3. Modélisation dans un milieu élastique 2D

Dans cette section on exposera brièvement le principe de la modélisation viscoélastique 2D qu'on utilisera dans la section 7 (code IFP dénommé VIR4_ATT). Pour plus de détails on peut consulter Emmerich et Korn (1987), Carcione *et al.,* (1988) et Quiblier (1997b). On fait l'hypothèse que tout corps viscoélastique linéaire peut se mettre sous la forme d'un montage en parallèle d'un nombre fini de corps de Maxwell et d'un ressort pur (corps linéaire standard "généralisé"). Il faut au moins considérer deux corps de Maxwell par corps généralisé pour obtenir une bonne approximation d'un facteur Q constant dans une gamme de fréquences déterminée (celle de la sismique ici). C'est ce qui est mis en œuvre dans le code VIR4_ATT où l'atténuation est représentée par deux corps linéaires standards "généralisés", l'un permettant de modéliser le mécanisme de volume, l'autre le mécanisme de cisaillement.

La formule du module complexe $M(\omega)$ du corps linéaire standard a été établie précédemment (équation 10.12). Elle se généralise pour un corps linéaire standard "généralisé" :

$$M(\omega) = M_0\left[1 - \sum_{l=1}^{L} \frac{i\omega\tau_{\sigma,l}}{1 + i\omega\tau_{\sigma,l}}\left(1 - \frac{\tau_{\varepsilon,l}}{\tau_{\sigma,l}}\right)\right] \tag{10.34}$$

où L est le nombre de corps de Maxwell en série dans chaque corps "généralisé".

Si l'on revient dans le domaine temps, Quiblier (1997b) démontre que :

$$\sigma(t) = M_0\left[\varepsilon(t) - \sum_{l=1}^{L} m_l(t)\right] \tag{10.35}$$

où $m_l(t)$ sont les variables de mémoire qui obéissent aux équations suivantes (Emmerich et Korn, 1987; Carcione *et al.,* 1988) :

$$\frac{\partial m_l(t)}{\partial t} + \frac{m_l(t)}{\tau_{\sigma l}} = \frac{1}{\tau_{\sigma l}^2(1-S)}(\tau_{\varepsilon l} - \tau_{\sigma l})\varepsilon(t) \quad \text{avec} \quad S = \sum_{l=1}^{L}\left(1 - \frac{\tau_{\varepsilon l}}{\tau_{\sigma l}}\right) \tag{10.36}$$

La contrainte au temps t résulte de la superposition des contraintes liées aux incréments de déformation aux états antérieurs et dépend ainsi de toute l'histoire de la déformation.

Pour les mécanismes considérés (2 corps linéaires standards généralisés avec chacun 2 corps de Maxwell, soit L=2), les équations de propagation des ondes dans le milieu viscoélastique 2D se présentent sous la forme suivante :

- Équation dynamique

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = F_i + \sum_j \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j}, \quad i, j = 1,2 \tag{10.37}$$

- Équation viscoélastique linéaire

$$\begin{cases} \sigma_{11} = (\lambda + 2\mu)\dfrac{\partial u_1}{\partial x_1} + \lambda \dfrac{\partial u_2}{\partial x_2} + \dfrac{1}{2}\displaystyle\sum_{l=1}^{2} m_{1,l} + \sum_{l=1}^{2} m_{11,l} \\ \sigma_{12} = \mu\left(\dfrac{\partial u_1}{\partial x_2} + \dfrac{\partial u_2}{\partial x_1}\right) + \displaystyle\sum_{l=1}^{2} m_{12,l} \\ \sigma_{22} = \lambda \dfrac{\partial u_1}{\partial x_1} + (\lambda + 2\mu)\dfrac{\partial u_2}{\partial x_2} + \dfrac{1}{2}\displaystyle\sum_{l=1}^{2} m_{1,l} - \sum_{l=1}^{2} m_{11,l} \end{cases} \tag{10.38}$$

avec :

$$\begin{aligned} \frac{\partial m_{1,l}}{\partial t} + \frac{m_{1,l}}{\tau_{\sigma l}^{volume}} &= A\left(1 - \frac{\tau_{\varepsilon l}^{volume}}{\tau_{\sigma l}^{volume}}\right)\left(\frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2}\right) \\ \frac{\partial m_{11,l}}{\partial t} + \frac{m_{11,l}}{\tau_{\sigma l}^{cisaillement}} &= B\left(1 - \frac{\tau_{\varepsilon l}^{cisaillement}}{\tau_{\sigma l}^{cisaillemnt}}\right)\left(\frac{\partial u_1}{\partial x_1} - \frac{\partial u_2}{\partial x_2}\right) \\ \frac{\partial m_{12,l}}{\partial t} + \frac{m_{12,l}}{\tau_{\sigma l}^{cisaillement}} &= C\left(1 - \frac{\tau_{\varepsilon l}^{cisaillement}}{\tau_{\sigma l}^{cisaillemnt}}\right)\left(\frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_1}\right) \end{aligned} \tag{10.39}$$

où A, B et C sont des coefficients qui s'expriment en fonction de λ, μ et des τ.

Il faut noter que les paramètres non relaxés λ et μ peuvent être déduits des paramètres relaxés λ_0 et μ_0 par les formules suivantes :

$$\lambda_0 = \frac{\lambda}{1 - S^{volume}} + \mu\left[\frac{1}{1 - S^{volume}} - \frac{1}{1 - S^{cisaillement}}\right] \quad , \quad \mu_0 = \frac{\mu}{1 - S^{cisaillement}} \tag{10.40}$$

où $S = \displaystyle\sum_{l=1}^{2} 1 - \frac{\tau_{\varepsilon l}}{\tau_{\sigma l}}$

Les coefficients d'atténuation de la modélisation sont les facteurs Q_p^{-1} et Q_s^{-1} constants dans la bande de fréquence choisie. Une table de correspondance existe dans le code viscoélastique 2D VIR4_ATT entre les valeurs de Q^{-1} et les quatre temps de relaxation des deux corps de Maxwell (un temps de relaxation des contraintes et un temps de relaxation des déformations pour chaque corps de Maxwell).

Le système d'équations de propagation viscoélastique 2D comporte huit équations au lieu de cinq dans le cas élastique, avec trois nouvelles variables à calculer qui sont les variables de mémoire. Ces équations sont résolues dans le domaine temps par une méthode de différences finies, d'ordre 4 en espace et d'ordre 2 en temps sur des grilles décalées (Levander, 1988). Le milieu doit être discrétisé au même pas régulier en x et z noté h. Les calculs sont effectués à un pas de temps noté Δt. La condition de stabilité numérique suivante doit être satisfaite :

$$\Delta t \leq \frac{6h}{7\sqrt{2}V_{\max}} \tag{10.41}$$

ainsi que la condition de non dispersion numérique :

$$6h \leq \frac{V_{\min}}{f} \tag{10.42}$$

où h est le pas de discrétisation en espace, Δt le pas de temps de calcul, $V_{\max}$ la vitesse maximum du milieu, $V_{\min}$ la vitesse minimum du milieu[7], et f la fréquence représentative du signal source ($\omega = 2\pi f$).

4. Propagation des ondes dans un réservoir de sable faiblement consolidé saturé en huile lourde

Un des intérêts de la géophysique est d'étudier la propagation des ondes et les effets de l'atténuation dans un milieu poreux, composé de grains et de pores remplis de fluides. On considère que l'atténuation ou la perte d'énergie à cause de la friction entre les grains est négligeable, de l'ordre de 10^{-6}. Par contre, l'atténuation due à l'interaction roche-fluide peut être beaucoup plus grande, de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-1}. Si on note η la viscosité du fluide, l'atténuation est proportionnelle à η^{-1} si on considère les mécanismes poroélastiques de Biot (1956) du couple roche-fluide, ou proportionnelle à η pour le « *squirt flow* » ou les mécanismes viscoélastiques. Donc, on fera l'hypothèse que l'atténuation dans un milieu poreux est due à la présence d'un fluide visqueux dans ses pores.

Les expériences en laboratoire ont démontré que les mécanismes de type Biot prédisent une atténuation plus faible que celle observée dans les roches. Notamment, si on considère un fluide très visqueux comme l'huile lourde, l'atténuation de type Biot due au mouvement relatif entre la roche et le fluide est estimée de niveau faible.

D'autre part, le « *squirt flow* » est dû à l'écoulement local du fluide des fissures vers les pores. Mais le « *squirt flow* » requiert une valeur relativement haute du rapport de mobilité k/η, avec k la perméabilité et η la viscosité, valeur non atteinte pour les huiles lourdes.

[7] On considère les valeurs minimum et maximum globales de V_p et V_s.

Les mesures en laboratoire de l'atténuation dans des roches saturées en huile lourde (Behura *et al.*, 2007) montrent que les mécanismes viscoélastiques dominent les autres mécanismes d'atténuation. Ces expériences établissent que le module de cisaillement de l'huile lourde μ_f est différent de zéro pour certaines viscosités (ou températures) et certaines fréquences, suivant la relation de Cole-Cole (Cole et Cole, 1941) similaire à l'expression du module complexe de Maxwell de l'équation (10.8) (Gurevich *et al.*, 2008) :

$$\mu_f(\omega) = \mu_0 + \frac{\mu_\infty - \mu_0}{1 + \frac{1}{(-i\omega\tau_\sigma)^\beta}} \tag{10.43}$$

où ω est la pulsation, μ_0 et μ_∞ respectivement les modules de cisaillement de l'huile lourde à basse et haute fréquence. β est un paramètre ajustable à partir des mesures de laboratoire compris entre 0 et 1, et τ_σ est le temps de relaxation des contraintes (équation 10.12). Les autres modules élastiques (module de cisaillement de la roche et modules d'incompressibilité de la roche et du fluide) ne contiennent pas d'information sur l'atténuation et suivent les expressions classiques des modèles de roches non consolidées (Chapitre 2).

5. Estimation des vitesses viscoélastiques et de l'atténuation des ondes P et S dans le réservoir Morichal en fonction de la fréquence et de la température

Dans cette section on estimera les vitesses et l'atténuation des ondes P et S en fonction de la fréquence et de la température, en supposant que le réservoir Morichal est un milieu viscoélastique. Les valeurs estimées de Q_p et Q_s seront utilisées ultérieurement pour les modélisations sismiques 1D et 2D des sections 6 et 7.

On étudiera aussi la variation des vitesses et de l'atténuation avec la température parce que, comme mentionné dans le chapitre 4, les propriétés élastiques de l'huile lourde changent avec la température (Batzle *et al.*, 2006 ; Han *et al.*, 2007a ; Han *et al.*, 2007b ; Behura *et al.*, 2007). L'huile lourde en dessous d'une température d'environ 60˚C devient semi-solide et elle peut propager des ondes S. Par contre au dessus de 60˚C l'huile lourde se comporte comme un fluide conventionnel. Ce changement d'état physique (semi-solide à liquide) de l'huile est dû au fait que sa viscosité diminue rapidement avec l'augmentation de la température.

Étant donné que le réservoir Morichal est constitué principalement de faciès de sables et sables propres saturés en huile lourde, on a estimé les vitesses viscoélastiques V_{Pvisco} et $V_{Svisco,}$ et les atténuations Q_p^{-1} et Q_s^{-1} en fonction de la fréquence et de la température pour ces deux faciès, ou plutôt pour une combinaison des deux faciès. Pour cela on utilise les paramètres suivants : une composition de 80% de quartz et 20% de kaolinite, dont les densités respectives, obtenues des analyses de carottes, sont de 2,65 g/cm^3 et de 2,52 g/cm^3 (chapitre 2, section 4). Leurs paramètres élastiques sont égaux à K_{quartz}=39 GPa, μ_{quartz}=44 GPa, $K_{kaolinite}$=17 GPa et $\mu_{kaolinite}$=7.5 GPa (valeurs déjà utilisées dans les chapitres 2 et 8 pour estimer les modèles de physique des roche et l'habillage pétroélastique). La porosité est prise égale à 28% (porosité moyenne de la combinaison sable et sable propre). La roche est supposée saturée à 100% d'huile lourde.

Pour estimer les valeurs des vitesses viscoélastiques V_{Pvisco} et V_{Svisco} puis des atténuations Q_p^{-1} et Q_s^{-1}, on a utilisé la procédure suivante :

- calcul des paramètres élastiques de la roche sèche (sans fluide) K_{dry} et μ_{dry},
- calcul des propriétés élastiques de l'huile lourde K_{huile} et μ_{huile},
- calcul des paramètres élastiques de la roche saturée K_{visco} et μ_{visco},
- estimation des valeurs des vitesses viscoélastiques V_{Pvisco} et V_{Svisco},
- estimation des valeurs d'atténuation des ondes P et S, Q_p^{-1} et Q_s^{-1}.

dont on précise maintenant chaque étape.

5.1. Calcul des paramètres élastiques de la roche sèche sèche K_{dry} et μ_{dry}

Les modules d'incompressibilité K_{dry} et de cisaillement μ_{dry} sont calculés en prenant le modèle de ciment constant (équation 2.12, chapitre 2, section 3) qui est le plus adapté au réservoir Morichal (chapitre 2, section 4).

$$K_{dry} = \left[\frac{\phi/\phi_b}{K_{HM} + \frac{4}{3}\mu_{HM}} + \frac{1 - \phi/\phi_b}{K + \frac{4}{3}\mu_{HM}} \right]^{-1} - \frac{4}{3}\mu_{HM}$$

$$\mu_{dry} = \left[\frac{\phi/\phi_b}{\mu_{HM} + \beta} + \frac{1 - \phi/\phi_b}{\mu + \beta} \right]^{-1} - \beta \qquad (10.44)$$

$$\beta = \frac{\mu_{HM}}{6}\left(\frac{9K_{HM} + 8\mu_{HM}}{K_{HM} + 2\mu_{HM}} \right)$$

où K_{HM} et μ_{HM} sont les modules d'incompressibilité et de cisaillement du modèle d'Hertz-Mindlin, donnés par l'équation 2.9 du chapitre 2, ϕ_b = 0,39 la porosité critique de la roche avec 1% de ciment (Chapitre 2, section 4), et ϕ = 0,28 la porosité moyenne de la roche. On obtient K_{dry} = 3,33 GPa et μ_{dry} = 3,38 GPa.

5.2. Calcul des propriétés élastiques de l'huile lourde K_{huile} et μ_{huile}

La valeur du module d'incompressibilité de l'huile lourde retenue est fournie dans la Table 4.6 du chapitre 4 : K_{huile} = 2,08 GPa.

La valeur du module de cisaillement μ_{huile} est calculée à partir de l'équation 10.43. Les valeurs utilisées de μ_0, μ_∞ et τ_σ sont estimées à partir des expériences de laboratoire de Behura *et al.* (2007) :

μ_0 = 0,48 GPa

μ_∞ = 1,02 GPa

$\tau_\sigma = \tau_{max} * exp(A * exp(-T/T_0))$,

où A=38, τ_{max}=10^{-12} et T_0=74°C. La fréquence f utilisée est égale à 50 Hz qui est la fréquence centrale de la sismique acquise sur le champ Jobo (chapitre 4), d'où la valeur de $\omega = 2\pi f$=314,15 *radians*.

On obtient μ_{huile} = 0,57 – 0,03i GPa[8].

[8] $i^2 = -1$

5.3. Calcul des paramètres élastiques de la roche saturée K_{visco} et μ_{visco}

On utilise la forme généralisée des équations de Gassmann[9] proposée par Ciz et Shapiro (2007) pour transformer les valeurs des paramètres élastiques de la roche sèche (K_{dry} et μ_{dry}) en valeurs des paramètres élastiques de la roche saturée (K_{visco} et μ_{visco}). Les expressions sont :

$$\frac{K_{visco}}{K_m - K_{visco}} = \frac{K_{dry}}{K_m - K_{dry}} + \frac{K_{huile}}{\phi(K_m - K_{huile})}$$
$$\frac{\mu_{visco}}{\mu_m - \mu_{visco}} = \frac{\mu_{dry}}{\mu_m - \mu_{dry}} + \frac{\mu_{huile}}{\phi(\mu_m - \mu_{huile})} \quad (10.45)$$

où K_m et μ_m sont respectivement les modules d'incompressibilité et de cisaillement du minéral qui compose la roche égaux à 3,28 GPa et 2,95 GPa, calculés par la moyenne de Hill (équation 8.1, chapitre 8). μ_{visco} s'exprime de façon identique à K_{visco}. La valeur de K_{visco} obtenue est 8,75 GPa, tandis que μ_{visco} = 0,5 – 0,08i GPa, pour une fréquence de 50 Hz et une température de 64˚C.

5.4. Estimation des vitesses viscoélastiques

Les valeurs des vitesses viscoélastiques V_{Pvisco} et V_{Svisco} sont estimées par les relations :

$$V_{P\,visco}(\omega,\tau) = \sqrt{(K_{visco} + 4/3\mu_{visco}(\omega,\tau))/\rho}$$
$$V_{S\,visco}(\omega,\tau) = \sqrt{(\mu_{visco}(\omega,\tau)/\rho} \quad (10.46)$$

où $\rho = \phi\rho_{huile} + (1-\phi))\rho_m$ est la densité effective du milieu, avec ρ_{huile} = 2,15 g/cm^3 (chapitre 4, Table 4.6). On calcule la densité du minéral ρ_m tel que $\rho_m = f_{quartz}*\rho_{quartz} + f_{kaolinite}*\rho_{kaolinite}$, où f_{quartz} et $f_{kaolinite}$ sont les fractions de quartz et de kaolinite dans le minéral, soit ici respectivement 0,8 et 0,2.

On observe que V_{Pvisco} et V_{Svisco} sont fonctions de ω et τ parce que μ_{visco} est fonction de ω et τ. Dans le cas de Morichal, pour une fréquence de 50 Hz et une température de 64˚C, on a V_{Pvisco} = 2667 -10i m/s et V_{Svisco} = 1520 -13i m/s.

5.5. Estimation des valeurs d'atténuation Q_p^{-1} et Q_s^{-1}

Les valeurs d'atténuation des ondes P et S sont estimées à partir des vitesses (Gurevich *et al.*, 2008) :

$$Q_p^{-1} = 2\frac{\Im(V_{pvisco}^{-1}(\omega,\tau))}{\Re(V_{pvisco}^{-1}(\omega,\tau))}$$
$$Q_s^{-1} = 2\frac{\Im(V_{svisco}^{-1}(\omega,\tau))}{\Re(V_{svisco}^{-1}(\omega,\tau))} \quad (10.47)$$

[9] Les équations classiques de Gassmann ne marchent pas dans ce cas parce que le fluide n'est pas newtonien. De ce fait, il n'y a pas équilibre de la pression entre les pores de la roche, hypothèse de départ des calculs de Gassmann (1951).

L'équation 10.47 est équivalente à l'équation 10.24, mais plus facile à implémenter, étant donné que les valeurs des vitesses viscoélastiques ont déjà été calculées par l'équation 10.46.

Pour une fréquence de 50 Hz et une température de 64˚C, on obtient Q_p^{-1} = 0,007 et Q_s^{-1} = 0,014.

5.6. Étude des variations des vitesses et atténuations en fonction de la température et de la fréquence sur Morichal

Les Figure 10.4 et Figure 10.5 montrent respectivement les vitesses viscoélastiques V_{Pvisco} et V_{Svisco} et les atténuations Q_p^{-1} et Q_s^{-1} en fonction de la fréquence et pour différentes températures, dont la température moyenne du réservoir Morichal qui est de 64˚C.

On observe que pour les valeurs limites de température de 0˚C et 220˚C, et pour des fréquences entre 1 Hz et 10^7 Hz, les vitesses présentent une très faible dispersion (moins de 15 m/s). Par contre aux températures intermédiaires de 20˚C, 40˚C et 64˚C, la dispersion est beaucoup plus élevée. Dans le cas d'une température de 64˚C, la dispersion est de plus de 110 m/s pour V_{Pvisco} et de plus de 140 m/s pour V_{Svisco} dans l'intervalle des fréquences étudiées. D'ailleurs, il y a une différence de plus de 60 m/s entre les vitesses aux fréquences sismiques (10-100 Hz) et les vitesses aux fréquences soniques (10^4 Hz). Cela pourrait entraîner des divergences entre les valeurs des vitesses mesurées sur la sismique et celles mesurées sur les diagraphies, donc affecter le calage puits-sismique.

Concernant les atténuations P et S (Q_p^{-1} et Q_s^{-1}), on observe que les valeurs vont de 2 x 10^{-4} à 3 x 10^{-2} dans la gamme de fréquence [1 Hz,10^7 Hz].

A la température moyenne du réservoir de 64˚C, les atténuations P et S sont respectivement comprises entre 3 x 10^{-3} et 9 x 10^{-3}, et 7 x 10^{-3} et 2 x 10^{-2}, d'où un facteur de qualité de l'ordre de 110 à 330 pour les ondes P et de l'ordre de 50 à 140 pour les ondes S aux fréquences étudiées. La valeur maximale d'atténuation P ou S est trouvée à une fréquence de l'ordre de 10^4 Hz, c'est-à-dire aux fréquences soniques.

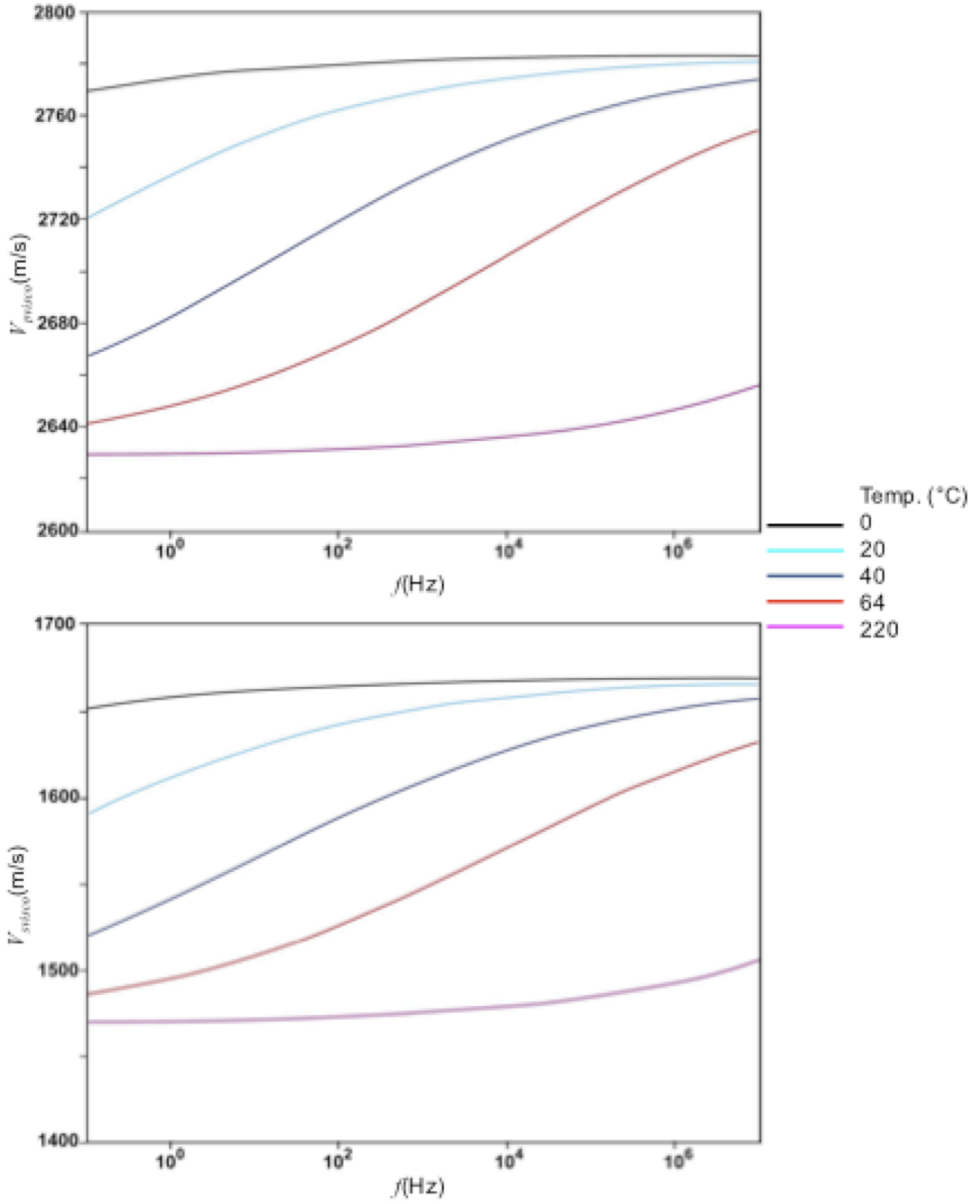


Figure 10.4 : Vitesses P (a) et S (b) en fonction de la fréquence pour différentes températures.

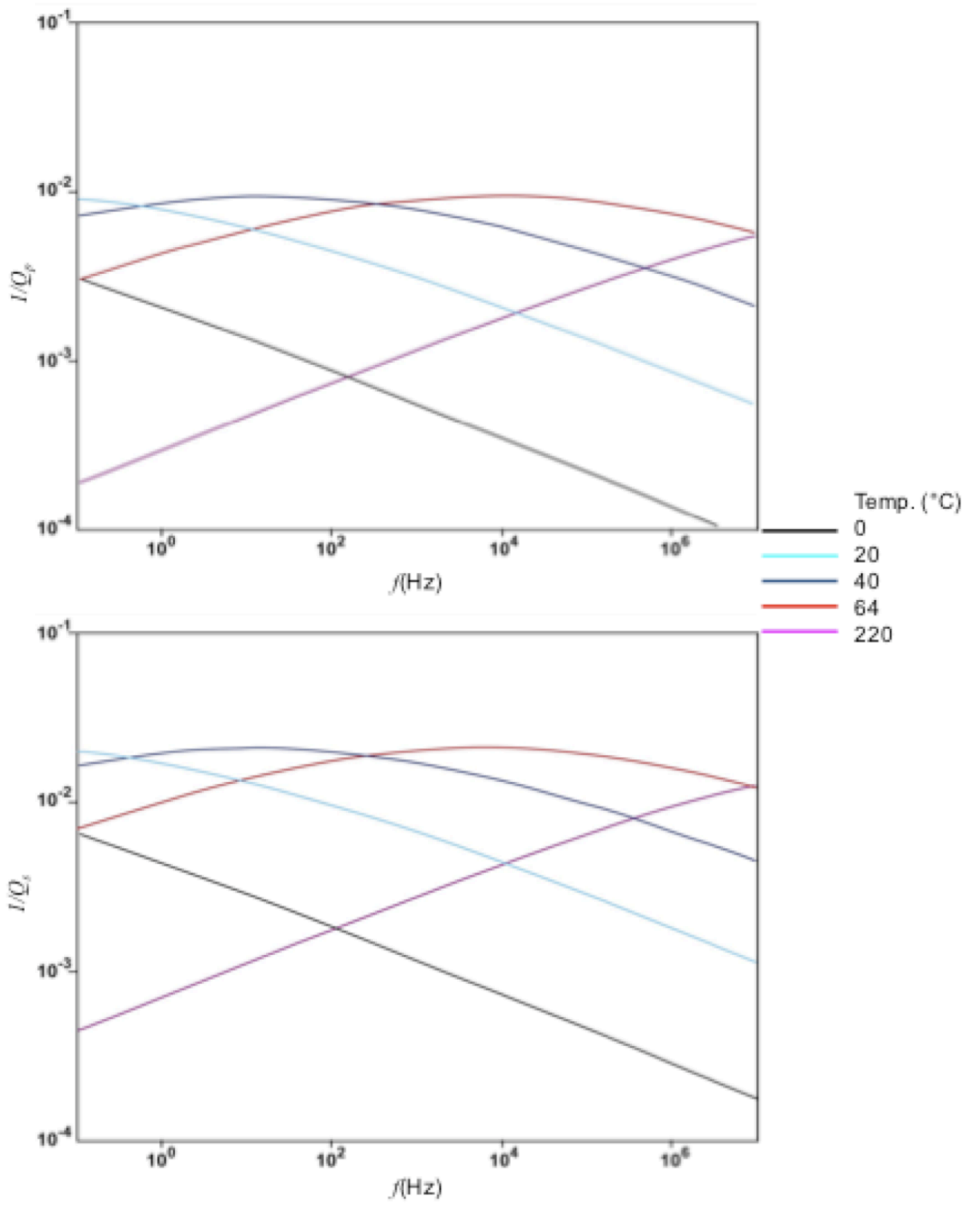


Figure 10.5 : Atténuations P (a) et S (b) en fonction de la fréquence pour différentes températures.

De même à la température moyenne du réservoir de 64˚C, l'atténuation aux fréquences sismiques (10-100 Hz) est comprise entre 5 x 10^{-3} et 8 x 10^{-3} pour les ondes P, et entre 10^{-2} et 2 x 10^{-2} pour les ondes S. Ceci donne des facteurs de qualité de l'ordre de 125 à 200 pour les ondes P, et de l'ordre de 50 à 100 pour les ondes P.

D'ailleurs, si on prend une fréquence de l'ordre de 50 Hz, les valeurs de Q_p et Q_s sont quasi-constantes autour de 140 et 70 respectivement. En conséquence, la condition de valeurs d'atténuation invariantes avec la fréquence pour les modélisations sismiques 1D et 2D est remplie.

6. Modélisation sismique viscoélastique 1D dans le champ Jobo

Dans cette section on montrera les résultats de la modélisation viscoélastique 1D au puits A du champ Jobo par résolution de l'équation des ondes dans le domaine Fourier-Hankel, présentée dans la section 2. D'abord on verra l'estimation des valeurs des paramètres utilisés dans la modélisation, puis les résultats de modélisation. Ensuite on fera la comparaison, pour les différentes classes d'angles analysées, des traces sismiques synthétiques issues de cette modélisation (qu'on appellera dorénavant *traces modélisées*), des traces sismiques réelles autour du puits A et de la trace synthétique optimale issue du calage puits-sismique (Chapitre 4) appelée trace *isotrope optimale finale* dans le chapitre 9, et qu'on appellera dans ce chapitre *optimale finale*.

6.1. Modélisation sismique viscoélastique 1D

La modélisation requiert les valeurs moyennes par couche de densité ρ, de vitesses élastiques V_p et V_s, et des facteurs de qualité Q_p et Q_s. Les valeurs de densité ρ, de vitesses V_p et V_s sont donc celles déjà utilisées pour la modélisation sismique anisotrope (Figure 9.7).

Au dessus du réservoir Morichal (encaissant comprenant les formations Freites, Pilon, Jobo et Yabo) et au dessous (Crétacé), compte tenu du fait que l'atténuation est un paramètre difficile à mesurer avec certitude et que peu de données sont disponibles dans ces formations, on a testé deux modèles d'atténuation :

- en premier, on a pris comme atténuations P et S pour ces formations celles de Morichal. Les résultats montrent une atténuation beaucoup trop forte du signal sismique au niveau du réservoir Morichal. En conséquence on a écarté ce modèle d'atténuation pour l'encaissant.
- en deuxième, on a considéré des valeurs de Q_p et Q_s égales à 300 pour ces formations, ce qui indique une atténuation presque nulle[10]. C'est ce modèle sans atténuation qui sera toujours utilisé pour les encaissants par la suite.

Sur le réservoir Morichal, trois modèles d'atténuation différents ont été pris en compte. Dans le premier modèle, appelé par la suite *modèle avec atténuation sur le réservoir*, on a fixé les valeurs de Q_p et Q_s à 140 et 70 (cf. section 5.6), soit les valeurs de Q_p et Q_s à une température de 64°C et à une fréquence de 50 Hz.

Le deuxième modèle correspond à une atténuation quatre fois plus forte sur le réservoir, soit des valeurs de Q_p et Q_s respectivement égales à 35 et 17,5. Ce modèle sera appelé *modèle avec forte atténuation sur le réservoir*.

Enfin le cas de référence *sans atténuation* (Q_p et Q_s égaux à 300 quelle que soit la couche) a aussi été testé.

La Figure 10.6 montre le modèle *avec atténuation sur le réservoir* au niveau du réservoir Morichal.

On a choisi une ondelette de type Ricker de fréquence centrale 50 Hz (celle de la sismique sur Jobo) comme signal de la source. Il faut noter que dans le programme TKIB on ne peut pas utiliser d'ondelette déphasée, d'où un ricker zéro-phase. Cette

[10] Au dessus de 300, des problèmes d'instabilité numérique peuvent survenir avec le code de modélisation utilisé. On appellera donc par la suite modèle sans atténuation celui obtenu avec des valeurs de Q de 300.

source est localisée à l'origine $z=x=0$. L'offset maximum modélisé est de 1800 m, correspondant approximativement à un angle d'incidence de 40° au niveau du réservoir. Cet offset maximum est le même que celui retenu pour l'acquisition réelle pour permettre d'illuminer tout le réservoir jusqu'au toit du Crétacé.

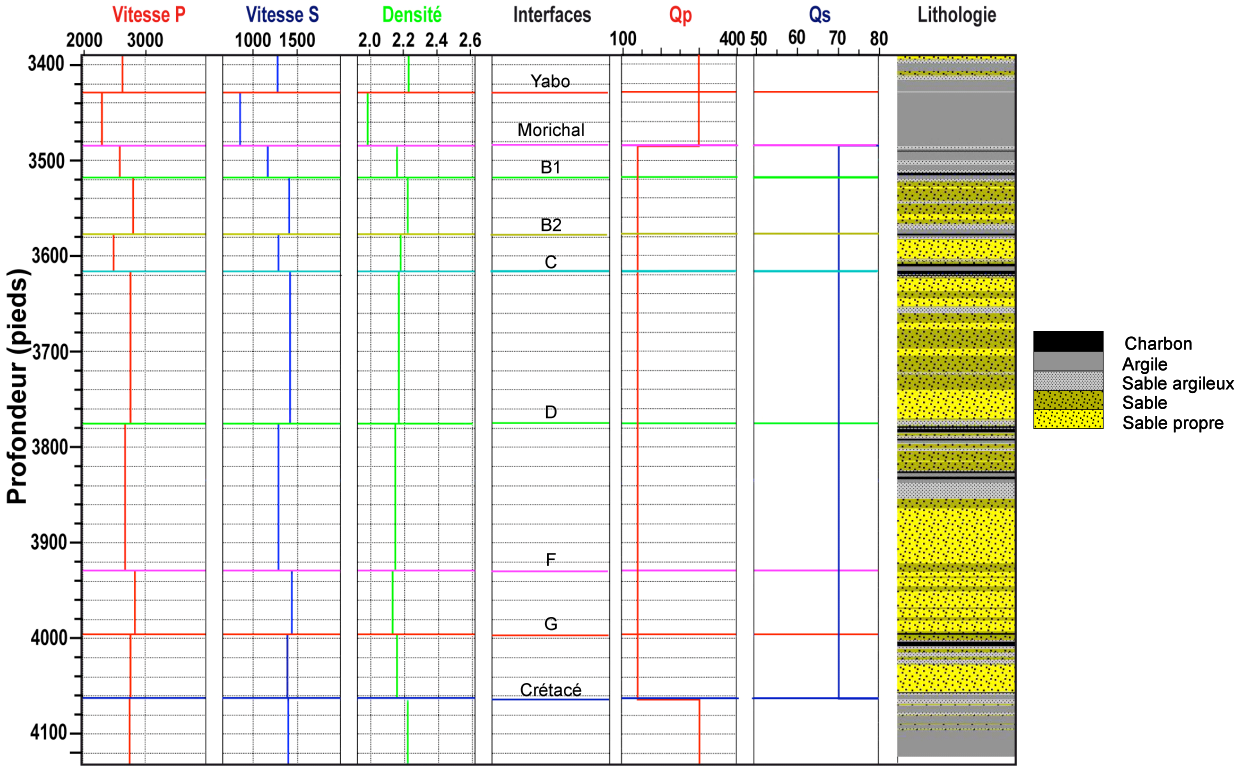
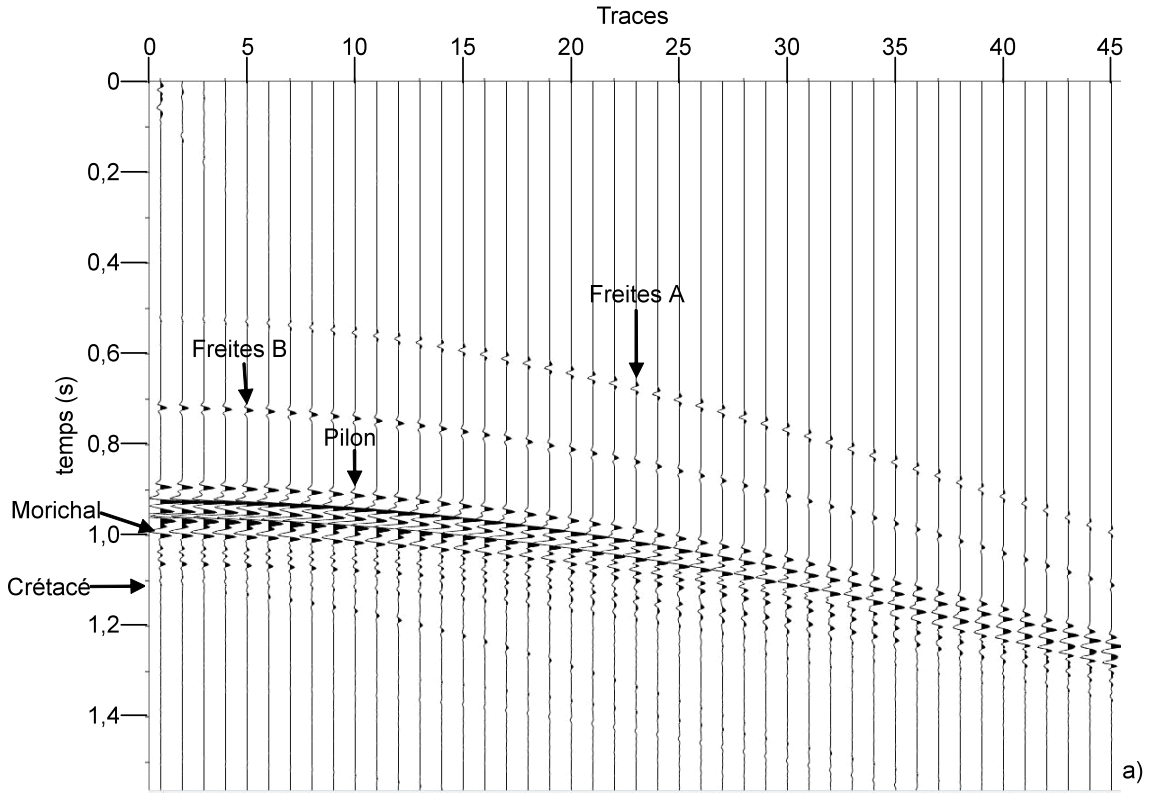


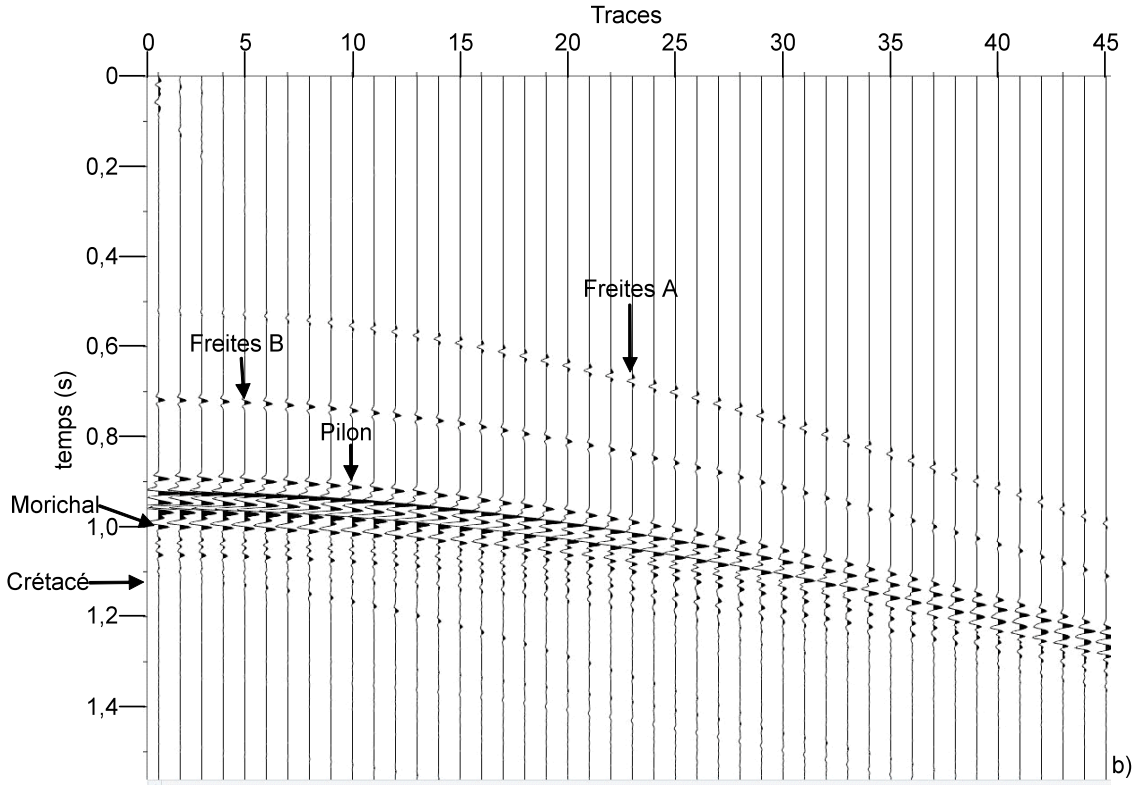
Figure 10.6 : Valeurs moyennes par intervalle dans le réservoir Morichal de V_p, V_s, Densité, Q_p et Q_s dans le puits A.

La distance entre la source et le premier récepteur est de 40 m, et celle entre récepteurs est aussi de 40 m. Cette distance est la même que celle entre récepteurs de la sismique acquise sur le champ Jobo. Le dispositif d'acquisition est donc identique à la réalité.

La Figure 10.7 présente le résultat brut (traces sismiques contenant les hyperboles de réflexion) de la modélisation 1D obtenue avec les modèles a) *sans atténuation* (Figure 10.7a), b) *avec atténuation sur le réservoir* (Figure 10.7b) et c) *avec forte atténuation sur le réservoir* (Figure 10.7c). Les toits de Freites, Yabo, Pilon, Morichal et Crétacé sont indiqués sur la figure par des flèches. Entre les toits de Pilon et Morichal on observe aussi les réflexions liées aux toits de Jobo et Yabo.

La réponse sismique du toit du Crétacé est très faible comparée aux autres toits. Cette observation coïncide avec le fait que dans la modélisation *AVO* du chapitre 3 et la modélisation sismique anisotrope 1D du chapitre 9, le toit du Crétacé au niveau du puits A est de classe *AVO II*, c'est-à-dire correspond à une réflexion très faible (proche de zéro) et qui diminue avec l'angle d'incidence.


Traces
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
0
0,2
0,4
0,6
0,8
1,0
1,2
1,4
temps (s)
Freites A
Freites B
Pilon
Morichal
Crétacé
a)


Traces
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
0
0,2
0,4
0,6
0,8
1,0
1,2
1,4
temps (s)
Freites A
Freites B
Pilon
Morichal
Crétacé
b)

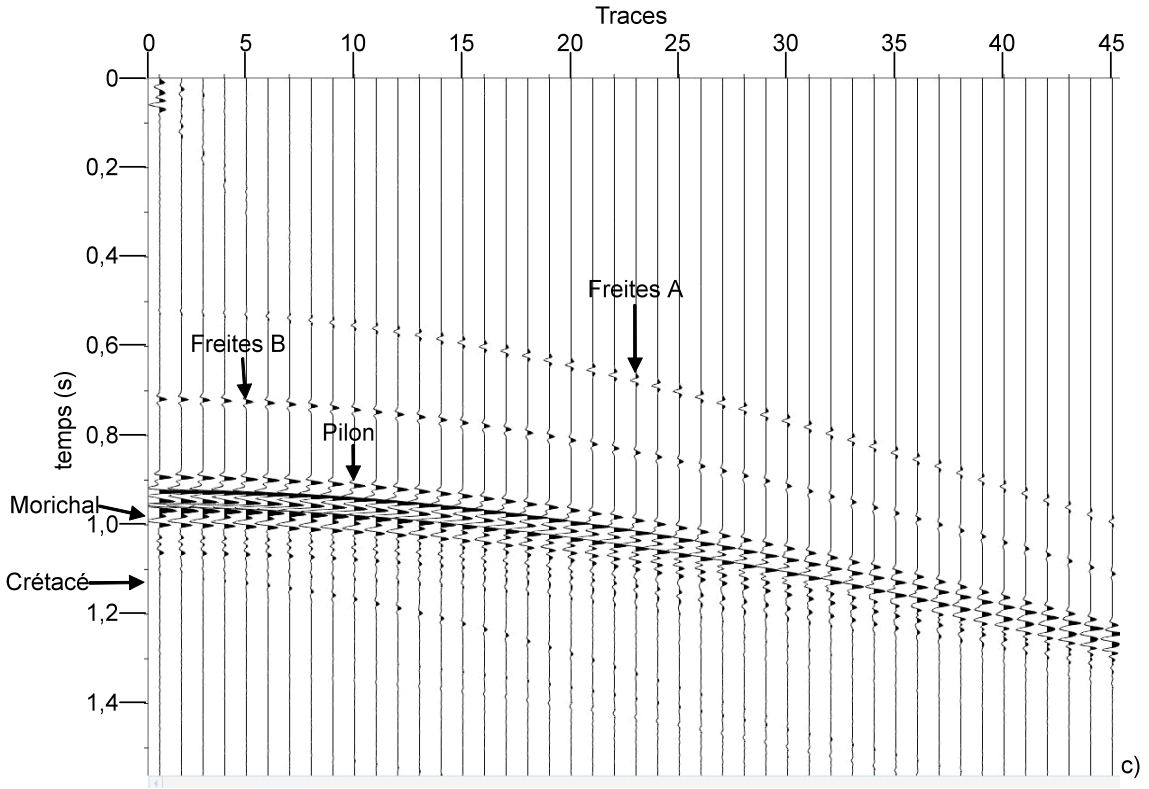


Figure 10.7 : Modélisation sismique viscoélastique 1D : a) *sans atténuation*, b) avec *atténuation sur le réservoir* et c) avec *forte atténuation sur le réservoir*. L'offset est égal au numéro de trace multiplié par 40m.

6.2. Comparaison de la sismique réelle et de la sismique modélisée. Implications sur le calage puits-sismique

Après avoir corrigé de *NMO* les traces sismiques (horizontalisation des réflexions), on a fait la sommation des traces (*stacks*) pour les trois classes d'angles (d'incidence disponibles sur la sismique réelle et utilisées pour le calage puits-sismique et la modélisation anisotrope 1D :

- classe d'angles 12°- 24°
- classe d'angles 24°-36°
- *stack* Total

Le résultat de chaque sommation est une trace sismique modélisée qui a été comparée avec la trace sismique réelle *optimale* (cf. Chapitre 9 section 3.2) et la trace synthétique issue du calage puits-sismique à la position optimale du puits (*optimale finale*) (Figure 4.15), comme dans le chapitre 9. Pour la comparaison, on a appliqué un décalage de temps de +6 ms et un coefficient de normalisation de l'amplitude de 0,6 aux traces issues de la modélisation.

La Figure 10.8 montre la comparaison entre la trace sismique réelle *optimale*, la trace synthétique *optimale finale*, et les 3 traces issues de la modélisation viscoélastique 1D (sans, avec atténuation et avec forte atténuation dans le réservoir Morichal) pour la classe d'angles 12°-24°. La première observation est que les trois traces modélisées (sans, avec atténuation et avec forte atténuation) sont pratiquement identiques. Elles se superposent presque parfaitement, sauf dans certains intervalles où la trace *avec forte atténuation* a une amplitude très

légèrement plus faible que celle des deux autres traces modélisées. On verra que cette similitude se répète pour le cube angles 24°-36° et le *stack* Total.

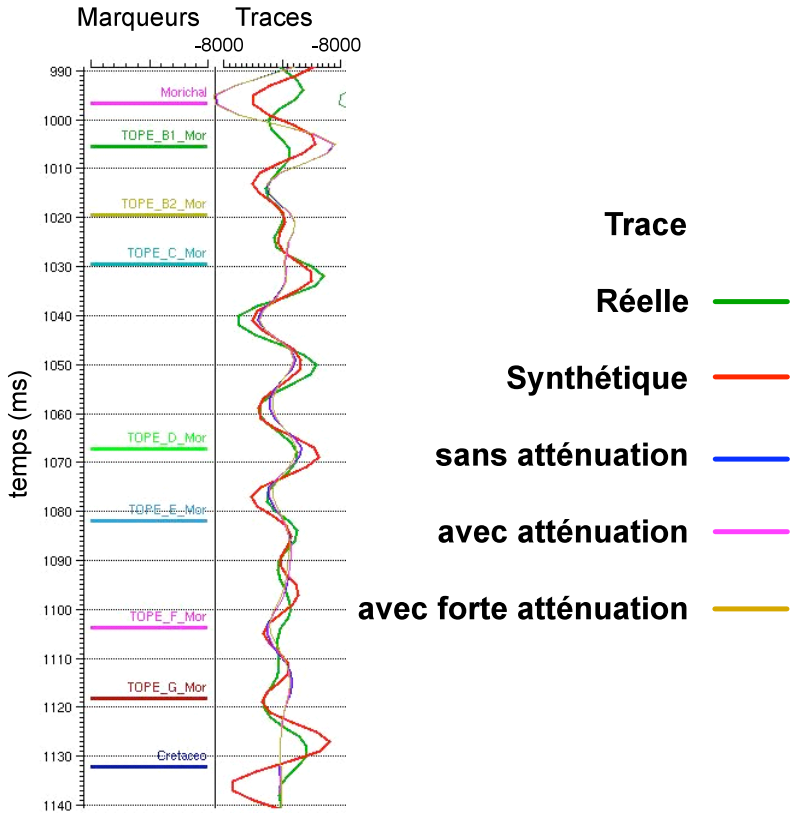


Figure 10.8 : Comparaison de la trace sismique réelle *optimale* (verte), de la trace synthétique *optimale finale* (rouge), des traces *sans atténuation* (bleue), *avec atténuation sur le réservoir* (fuchsia) et *avec forte atténuation sur le réservoir* (ocre) issues de la modélisation 1D, pour la classe d'angles 12°-24°.

Les traces issues de la modélisation calent relativement bien avec la trace sismique réelle *optimale* entre le milieu de l'intervalle C et le toit de E. Par contre à partir de là jusqu'au toit du Crétacé, le signal sismique des traces modélisées devient quasiment nul et elles calent donc moins bien avec la trace sismique réelle *optimale* que la trace synthétique *optimale finale*. Juste en dessous du toit de l'intervalle C, le fort pic positif présent sur la sismique réelle n'est pas retrouvé sur les traces modélisées, alors qu'on le retrouve sur la trace synthétique *optimale finale*. Entre le milieu de l'intervalle B2 et le toit de C, les traces modélisées sont similaires à la trace synthétique *optimale finale*, et au dessus elles ne calent pas du tout avec la trace réelle *optimale* (déphasage et forte différence d'amplitude).

Les Figure 10.9 et Figure 10.10 présentent la même comparaison que la Figure 10.8, mais pour la classe d'angles 24°-36° et pour le *stack* Total. Pour la classe d'angles 24°-36° on observe que les traces modélisées (quasiment superposées) sont assez proches de la trace synthétique *optimale finale*, sauf dans la partie inférieure de l'intervalle C et à partir du toit de l'intervalle G. La comparaison avec la trace réelle *optimale* montre que le calage est légèrement amélioré à partir du toit de G.

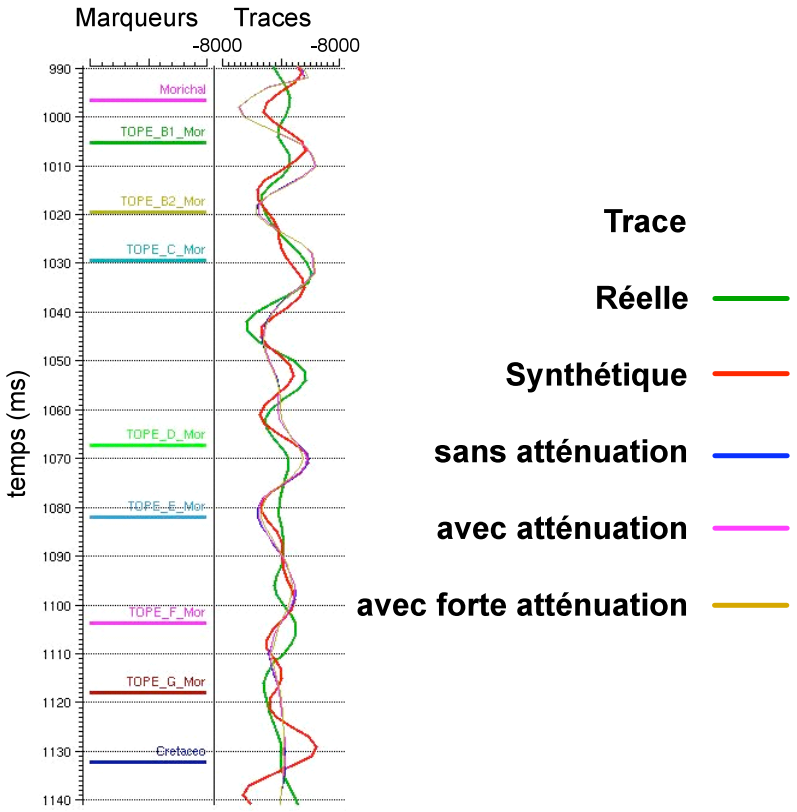


Figure 10.9 : Comparaison de la trace sismique réelle *optimale* (verte), de la trace synthétique *optimale finale* (rouge), des traces *sans atténuation* (bleue), *avec atténuation sur le réservoir* (fuchsia) et *avec forte atténuation sur le réservoir* (ocre) issues de la modélisation 1D, pour la classe d'angles 24°-36°.

Dans le cas du *stack* Total (Figure 10.10) les traces modélisées sont presque identiques. On fait les mêmes constatations que pour la classe d'angles 12°-24°, hormis à partir du toit de G où les traces modélisées calent mieux avec la trace sismique réelle *optimale*. L'atténuation semble donc jouer un rôle dans la partie basse du réservoir Morichal.

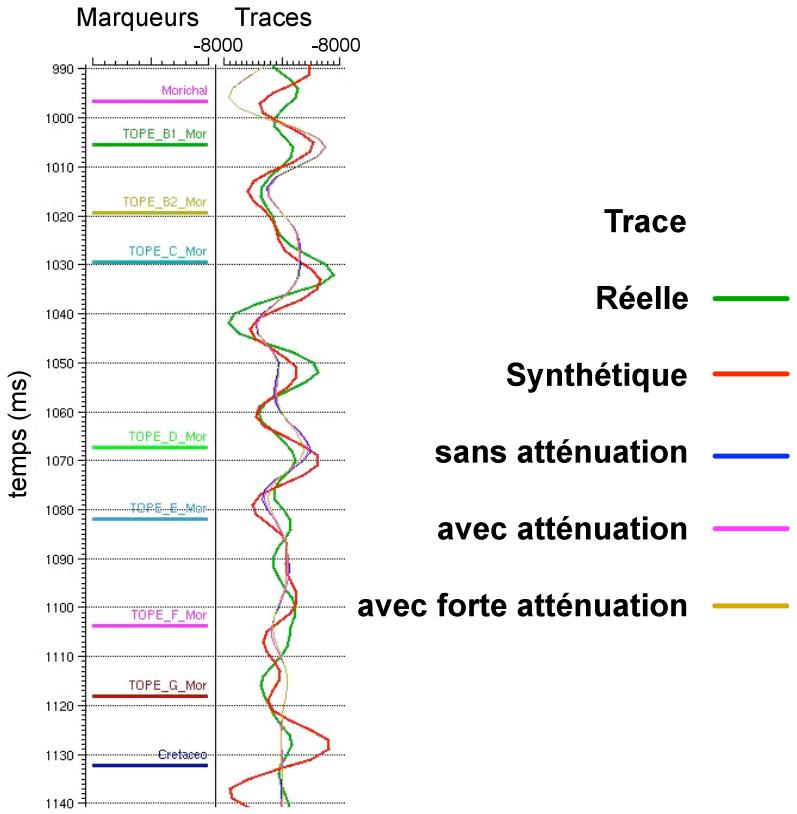


Figure 10.10 : Comparaison de la trace sismique réelle *optimale* (verte), de la trace synthétique *optimale finale* (rouge), des traces *sans atténuation* (bleue), *avec atténuation sur le réservoir* (fuchsia) et *avec forte atténuation sur le réservoir* (ocre) issues de la modélisation 1D, pour le *stack* total.

Pour pouvoir comparer réellement les traces issues de la modélisation viscoélastique 1D à la sismique réelle, il aurait fallu pouvoir refaire le calage puits-sismique ce qui n'est pas possible, comme déjà expliqué dans le Chapitre 9 pour la modélisation anisotrope. Pour cette raison on a répété la procédure de calage "simplifié" mise en place dans le Chapitre 9 (code Matlab®) ; on a calculé le coefficient de corrélation (*CC*) des traces modélisées (après décalage de temps et normalisation) avec les traces réelles du mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A, pour les classes d'angles 12°-24°, 24°-36° et le *stack* Total dans la fenêtre du réservoir. Les 3 traces modélisées étant similaires, seule la carte de CC de la trace *sans atténuation* sera présentée par la suite, les 2 autres cartes (obtenues avec les traces *avec atténuation* et *avec forte atténuation sur le réservoir*) étant identiques. Pour comparaison on inclut aussi la carte de *CC* obtenue avec la trace *optimale finale* et celle obtenue avec la trace *isotrope zéro-phase* (Chapitre 9) résultant de la convolution avec l'ondelette zéro-phase issue de l'analyse de cohérence multi-traces. Car rappelons que les traces modélisées sont obtenues par convolution avec un Ricker zéro-phase.

La Figure 10.11 présente ainsi les cartes des valeurs de *CC* pour la classe d'angles 12°-24° entre les traces sismiques réelles dans le mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A et les traces : *optimale finale* (Figure 10.11a), *zéro–phase* (Figure10.11b), et modélisée *sans atténuation* dans le réservoir Morichal (Figure 10.11c).

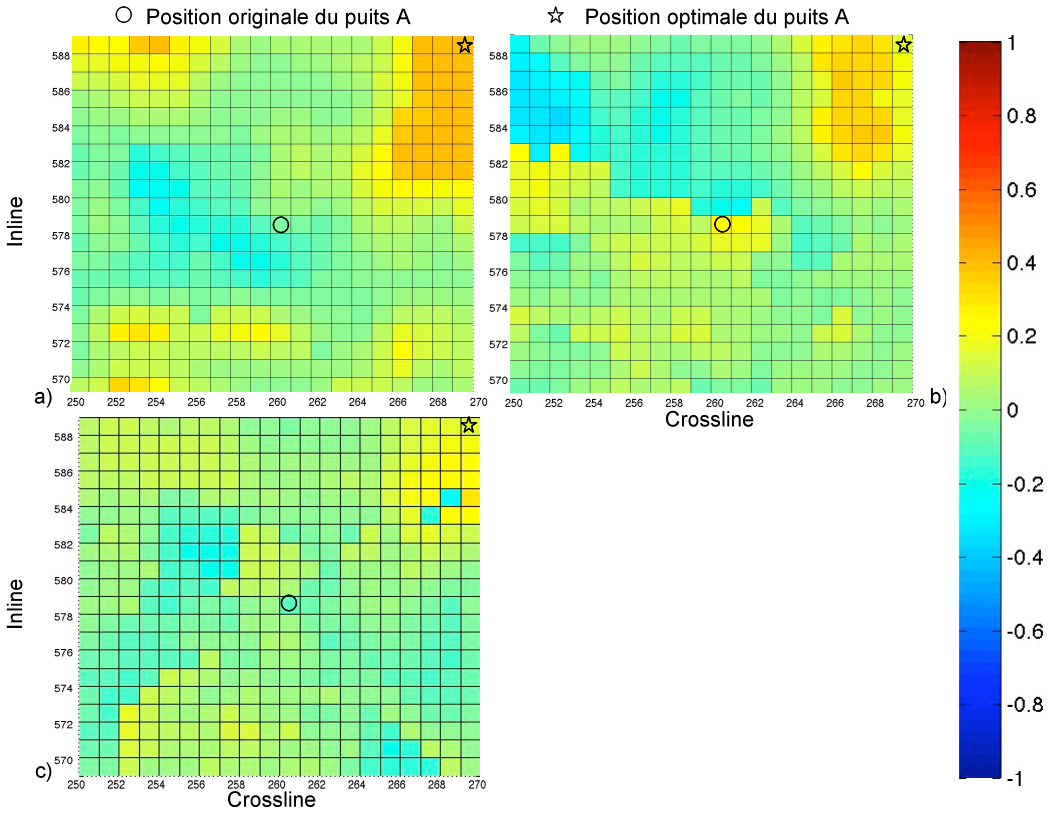


Figure 10.11 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique de la classe d'angles 12°-24° et : a) la trace isotrope *optimale finale*, b) la trace isotrope *zéro–phase* et c) la trace viscoélastique 1D sans atténuation dans le réservoir Morichal. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile.

En général, les valeurs de *CC* sont plus fortes pour la trace synthétique *optimale finale* que pour les autres. Mais toutes les cartes ont leurs valeurs maximales dans le coin nord-est où la position optimale du puits après calage a été localisée. De plus les cartes de *CC* des traces *optimales finales* et modélisée se ressemblent dans la partie supérieure, sauf que les valeurs de *CC* sont plus fortes pour le cas *optimale finale* : par exemple dans les coins supérieurs des deux cartes les valeurs de *CC* sont positives, tandis qu'au milieu des cartes les valeurs de *CC* sont proches de zéro.

La Table 10.1 montre les valeurs minimales et maximales de *CC* des 3 cartes comparées dans la Figure 10.11. La valeur la plus forte est obtenue pour le cas *optimal final* (*CC* positif de 0,41), tandis que le calage pour le cas modélisé est le moins bon. Ce résultat est logique car le calage de la trace modélisée est moins bon dans la partie inférieure du réservoir que celui de la trace synthétique *optimale finale* (Figure 10.8).

Traces	*CC* min	*CC* max
Optimale finale	-0,23	0,41
Isotrope *zéro-phase*	-0,34	0,36
Modélisée *sans atténuation*	-0,25	0,28

Table 10.1 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 3 cartes de la Figure 10.11 pour la classe d'angles 12°-24°.

Les Figure 10.12 et Figure 10.13 montrent les cartes des valeurs de *CC* pour la classe d'angles 24°-36° et le *stack* Total. Dans la Figure 10.12 les cartes de *CC* ont une caractéristique commune : les valeurs positives sont dans la moitié supérieure (au nord), tandis que les valeurs négatives sont dans la moitié inférieure. Cependant, dans le cas *optimale finale*, les valeurs maximales positives sont dans le coin supérieur droit (position optimale du puits après calage), tandis que pour les autres cas, les valeurs maximales sont dans la partie supérieure centrale.

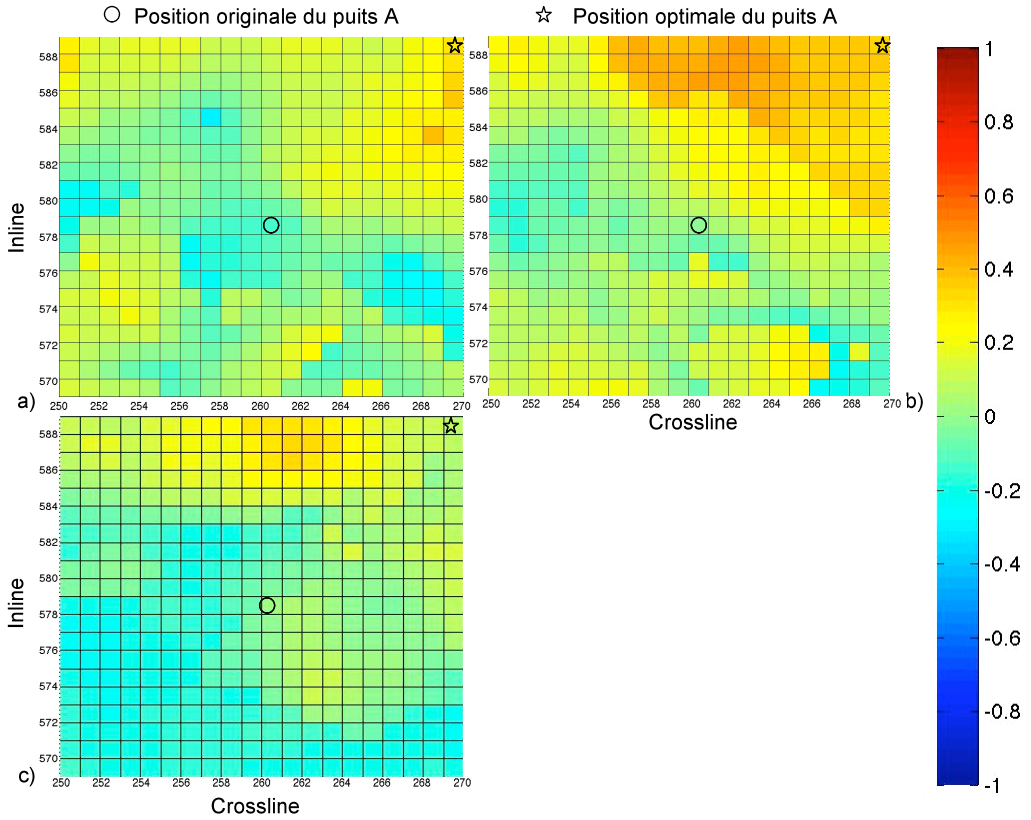


Figure 10.12 : **Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique de la classe d'angles 24°-36° et les traces : a) la trace isotrope *optimale finale*, b) la trace isotrope *zéro–phase* et c) la trace viscoélastique 1D sans atténuation dans le réservoir Morichal. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile.**

La Table 10.2 présente les valeurs minimales et maximales de *CC* des 3 cartes de la Figure10.12. Le cas modélisé a les plus faibles valeurs de *CC* des trois cas.

La Figure 10.13 montre les cartes des valeurs de *CC* pour le *stack* Total. Les valeurs maximales positives sont vers le coin supérieur droit (nord-est) comme pour la classe d'angles 12°-24°, ou sur le côté droit.

Traces	*CC* min	*CC* max
Optimale finale	-0,28	0,40
Isotrope *zéro-phase*	-0,22	0,46
Modélisée *sans atténuation*	-0,28	0,32

Table 10.2 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 3 cartes comparées dans la Figure 10.12 pour la classe d'angles 24°-36°.

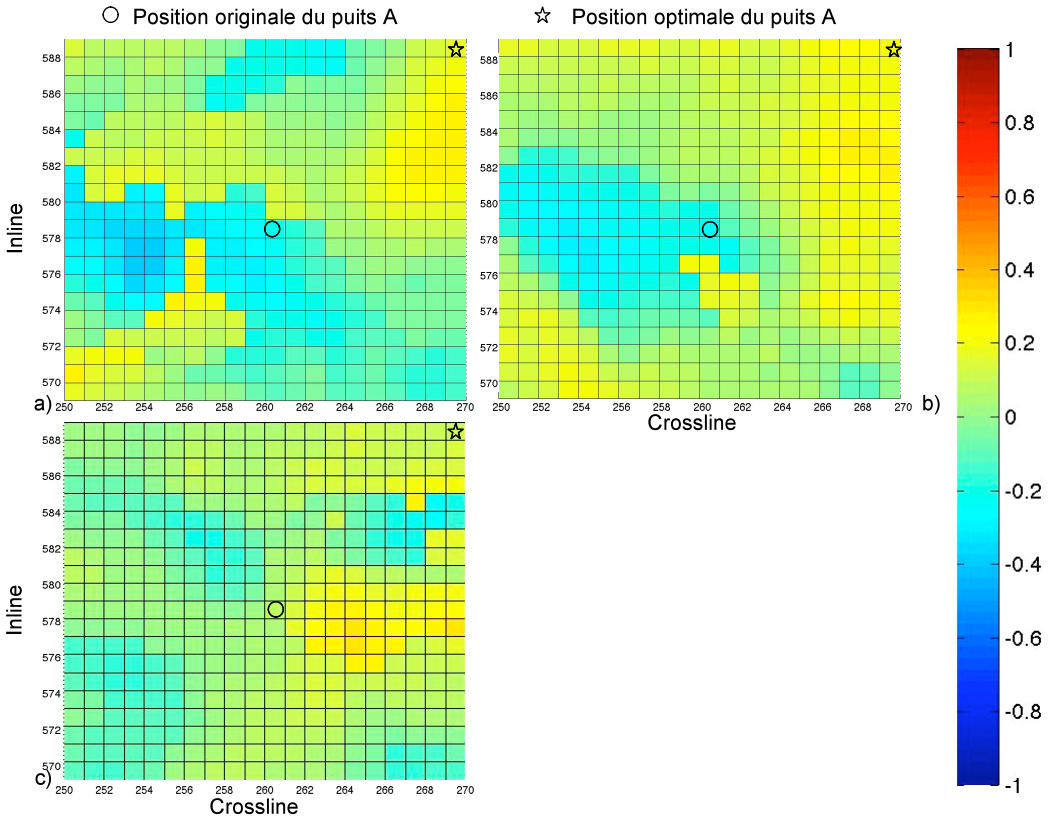


Figure 10.13 : Carte du coefficient de corrélation dans un mini-cube de 21 x 21 traces autour du puits A (indiqué par un cercle) de la sismique du *stack* Total et les traces : a) la trace isotrope *optimale finale*, b) la trace isotrope *zéro–phase* et c) la trace viscoélastique 1D sans atténuation dans le réservoir Morichal. La position optimale du calage isotrope est indiquée par une étoile.

La Table 10.3 montre les valeurs minimales et maximales de *CC* des trois cas étudiés pour le *stack* Total. Elles sont plus semblables que pour les classes d'angles; mais le cas modélisé reste le cas avec les plus faibles valeurs de *CC*.

Traces	*CC* min	*CC* max
Optimale finale	-0,33	0,33
Isotrope *zéro-phase*	-0,26	0,29
Modélisée *sans atténuation*	-0,25	0,29

Table 10.3 : Valeurs minimales et maximales du coefficient de corrélation (*CC*) des 3 cartes comparées dans la Figure 10.13 pour le *stack* Total.

En conclusion les tests effectués de modélisation 1D avec atténuation n'apportent pas d'amélioration au calage puits-sismique. Il y a plusieurs causes possibles à ce résultat.

Tout d'abord, la modélisation 1D utilise des modèles de vitesses, densité et atténuations constants par couche. Pour les tests effectués, les couches ont été prises égales aux intervalles du réservoir. La trace sismique obtenue ne peut donc pas rendre compte des bancs de charbon ou d'argile situés aux toits des intervalles, comme le fait la trace synthétique *optimale finale* (calculée à partir du log d'impédance du puits) ; la trace modélisée avec atténuation est ainsi représentative d'un milieu très simplifié : l'atténuation est d'ailleurs supposée constante sur

l'ensemble du réservoir. Il serait intéressant de pouvoir tester la modélisation 1D avec atténuation en raffinant les modèles de vitesses, densité et atténuations, afin de mieux représenter certaines hétérogénéités du réservoir Morichal.

De même l'atténuation étant difficile à estimer dans l'encaissant supérieur (par manque de données), il faudrait faire des tests complémentaires en mettant de l'atténuation dans certaines couches de l'encaissant seulement et voir l'impact sur la réponse sismique au niveau du réservoir.

Par ailleurs, on a constaté qu'il existe des différences entre traces modélisées *sans atténuation* et *avec atténuation dans le réservoir* avant la sommation par classes d'angles (on le montrera dans la prochaine section de modélisation 2D). La sommation (*stack*) par classes d'angles détruit ces différences.

Enfin, le code de modélisation 1D avec atténuation TKIB ne peut utiliser qu'une ondelette zéro-phase. Or le calage entre traces modélisées et sismique réelle aurait peut-être été amélioré avec un déphasage de l'ondelette. Cela reste à explorer.

7. Modélisation viscoélastique 2D sur le champ Jobo

Dans la première sous-section, on présentera la construction du modèle viscoélastique 2D et le choix des paramètres pour la modélisation. Ensuite on verra les résultats de la modélisation 2D et leur comparaison avec la sismique réelle, afin de déterminer l'impact de l'atténuation sur la sismique réelle.

7.1. Modèle viscoélastique 2D du champ Jobo et paramètres pour la modélisation 2D

La modélisation viscoélastique 2D sur le champ Jobo a été faite sur une ligne sud-ouest - nord-est passant par le puits A (Figure 10.14). Le choix de cette direction de la ligne 2D est lié au fait que la modélisation 2D sera représentative si le milieu réel 3D varie faiblement dans la direction perpendiculaire à la ligne choisie. Ainsi, les distributions des faciès (chapitre 6), des propriétés pétrophysiques (chapitre 7) et des propriétés pétroélastiques (chapitre 8) présentent des variations faibles dans la direction de dépôt des chenaux, qui a pour orientation sud-est – nord-ouest (Figures 6.23 et 6.24).

La longueur de la ligne est de 4 km, établie en fonction des ressources informatiques disponibles : en effet, la modélisation viscoélastique requiert une grande capacité de mémoire informatique, étant donné que le schéma de différences finies calcule les variables de déplacement, de contraintes et de mémoire viscoélastique pour chaque maille spatiale du modèle discrétisé, afin d’avoir un champ de déformation quasi-continu.

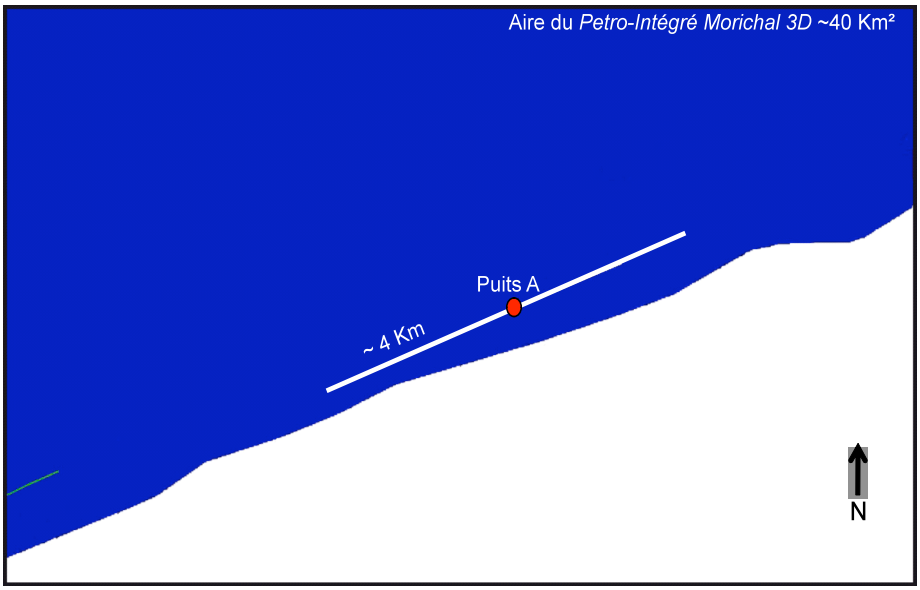


Figure 10.14 : Ligne sismique 2D de direction SO-NE (en blanc) choisie dans le modèle *Pétro-Intégré Morichal 3D* pour la modélisation viscoélastique. Le puits A est représenté par un rond rouge.

La modélisation viscoélastique 2D requiert comme données d'entrée les valeurs des vitesses des ondes P V_p, des ondes S V_s, de densité ρ et des facteurs de qualité Q_p et Q_s tout le long de la ligne 2D choisie, depuis la surface jusqu'à la profondeur maximale à modéliser.

L'encaissant construit depuis la surface jusqu'au toit du Morichal (formations Freites, Pilon, Jobo et Yabo) est assez simple de type 1D, c'est-à-dire qu'il varie seulement dans la direction z ; dans la direction horizontale x les valeurs sont constantes. Les valeurs de vitesses et de densité choisies sont les moyennes de ces propriétés aux puits utilisés pour la construction du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*, qui disposent de diagraphies de densité et de vitesses, et qui sont proches de la ligne 2D. On a choisi ce type d'encaissant 1D parce que peu de données de densité sont disponibles depuis la surface : deux puits seulement en ont. Et les données de vitesses sont elles aussi rares : quatre puits en ont. On suppose aussi qu'il n'y a pas d'atténuation dans les encaissants (Q_p = Q_s = 300).

Dans le réservoir Morichal, les valeurs de V_p, V_s et densité le long de la ligne choisie sont les valeurs de V_p, V_s et densité du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* (chapitre 8). Pour les valeurs de Q_p et Q_s dans le réservoir Morichal on a retenu les deux modèles testés dans la modélisation 1D : a) *atténuation sur le réservoir* (Q_p =140 et Q_s = 70) et b) *forte atténuation sur le réservoir* (Q_p =35 et Q_s = 17,5).

Les Figure 10.15, Figure 10.16 et Figure 10.17 montrent respectivement les modèles de vitesse P, vitesse S et densité sur la ligne choisie, de la surface jusqu'à 1500 m de profondeur.

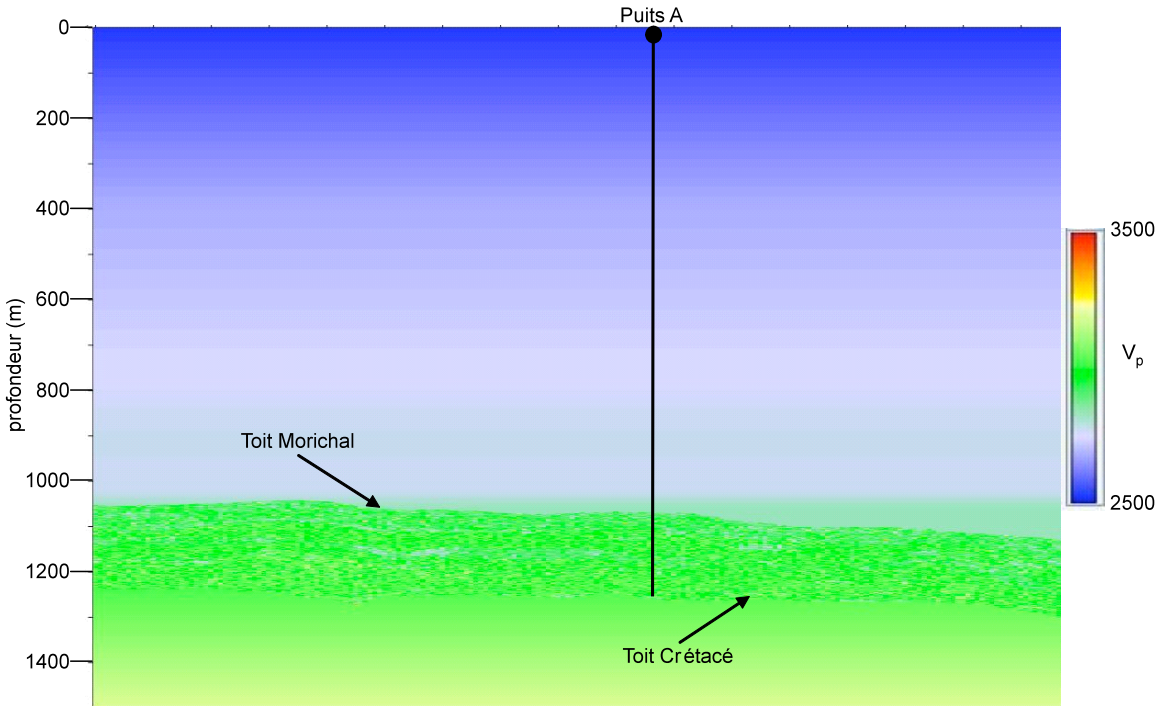


Figure 10.15 : Modèle de vitesse P pour la modélisation viscoélastique 2D. Le puits A, le toit et la base du réservoir sont indiqués sur la figure.

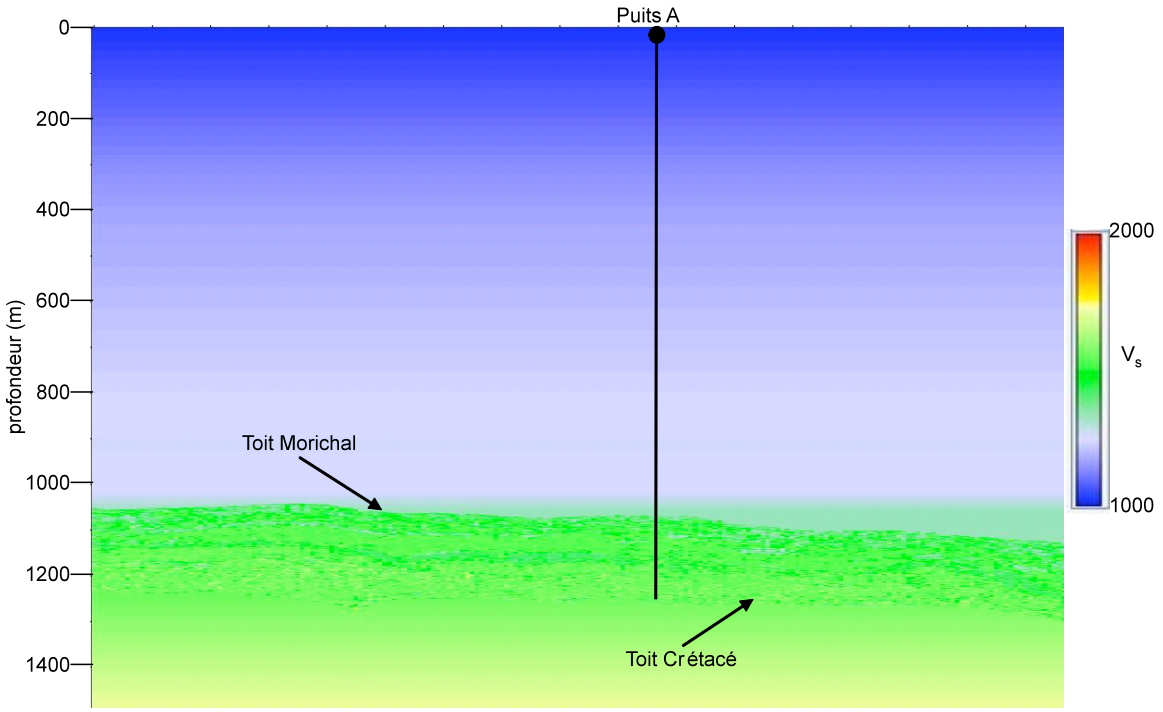


Figure 10.16 : Modèle de vitesse S pour la modélisation viscoélastique 2D. Le puits A, le toit et la base du réservoir sont indiqués sur la figure.

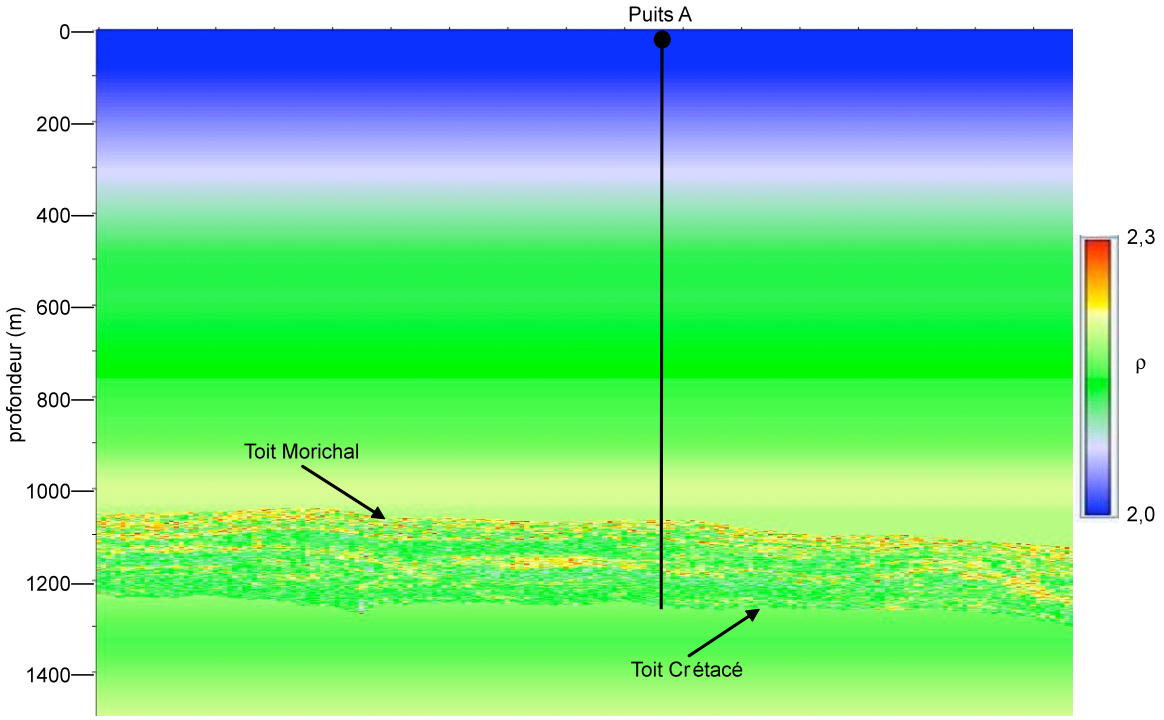


Figure 10.17 : Modèle de densité ρ pour la modélisation viscoélastique 2D. Le puits A, le toit et la base du réservoir sont indiqués sur la figure.

Maintenant il faut établir la valeur du pas d'échantillonnage spatial $\Delta x=\Delta z=h$ du modèle respectant la condition de non dispersion numérique, et la valeur du pas de calcul Δt respectant la condition de stabilité numérique de la modélisation par différences finies (équations 10.41 et 10.42). Pour le champ Jobo on a V_{min} = 300 m/s et V_{max} = 3300 m/s (V_p et V_s confondues). L'ondelette retenue comme source de la modélisation est, comme en 1D, un Ricker zéro-phase de 50 Hz de fréquence centrale (fréquence centrale de la sismique acquise sur le champ Jobo). Avec ces valeurs, on obtient Δx = 0,5 m et Δt = 0,075 ms. Malheureusement avec ces valeurs de Δx et Δt, il est nécessaire, à cause de la limitation en mémoire informatique et en temps de calcul, de restreindre le dispositif d'acquisition : la longueur maximale de l'offset est finalement fixée à 1000 m et le temps de trajet maximum à 1400 ms.

Le dispositif d'acquisition utilisé est le suivant : distance entre tirs égale à 60 m et entre récepteurs égale à 40 m. Les sources ont été mises à une profondeur d'environ 7 m (20 pieds) et les récepteurs en surface. Ces paramètres d'acquisition correspondent à ceux de la sismique réelle acquise sur le champ Jobo.

7.2. Résultats de la modélisation viscoélastique 2D du champ Jobo

La modélisation sismique viscoélastique 2D est faite par tir, c'est-à-dire qu'on simule le signal sismique dû à la propagation des ondes générées par une source en surface. On enregistre les traces sismiques d'un tir aux positions des récepteurs en surface. Ensuite la source est déplacée d'une certaine distance (dans notre cas 60 m) et une nouvelle collection de traces sismiques (appelée collection point de tir) est enregistrée. On réitère ainsi jusqu'à la fin de la ligne sismique à modéliser. Le profil sismique comprend donc 50 tirs couvrant 4 km de long.

Pour illustrer la collection point de tir et les différents types d'ondes générées, la Figure 10.18, montre la modélisation viscoélastique 2D *sans atténuation* (facteurs de qualité égaux à 300 partout) pour la collection point de tir numéro 22. Les deux cas *avec atténuation* et *avec forte atténuation sur le réservoir* sont similaires. On observe les arrivées directes, les ondes de surface et les arrivées réfléchies dans le réservoir Morichal (toit et base indiqués par des flèches). On observe que le toit du Crétacé a une plus forte réflexion dans la modélisation 2D que dans la modélisation 1D, ce qui est lié vraisemblablement aux modèles non équivalents (variable localement vs. constant par intervalle). Cette réflexion est du même ordre de grandeur que celle des toits de Morichal et de l'intervalle C au milieu du réservoir.

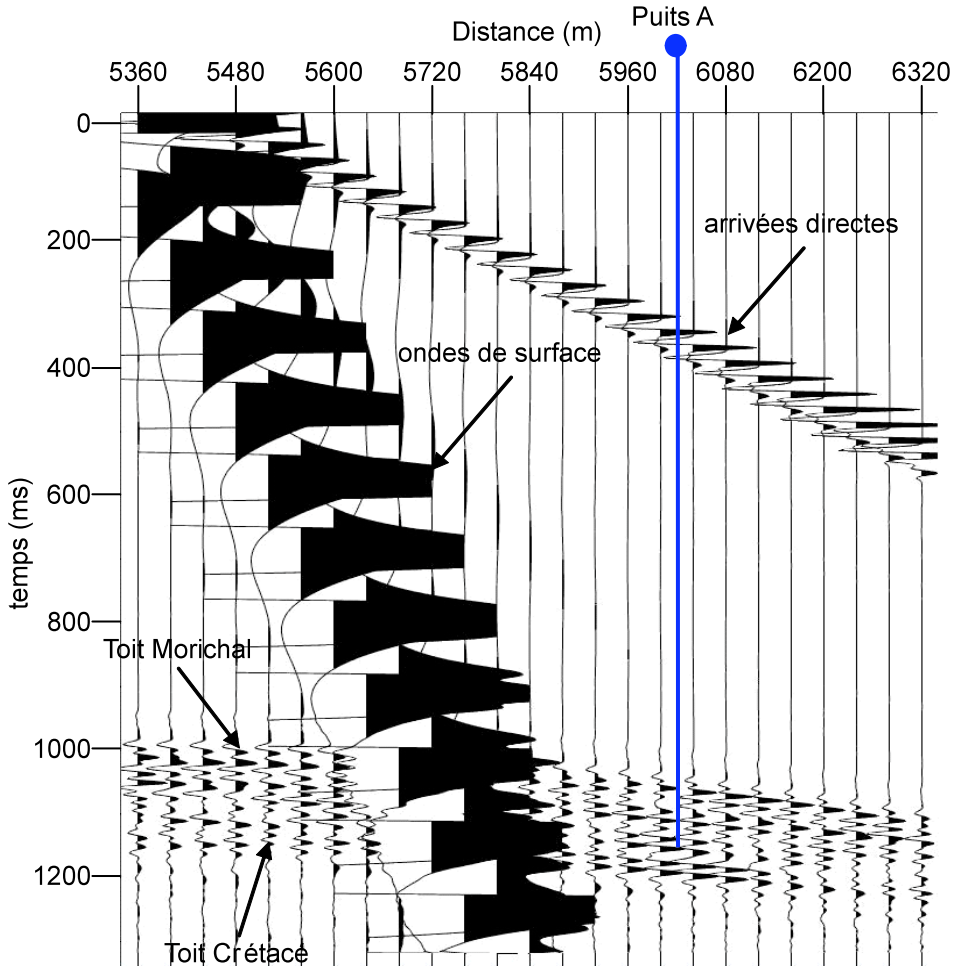


Figure 10.18 : Modélisation sismique viscoélastique 2D du champ Jobo *sans atténuation*, collection point de tir numéro 22 (la localisation du puits A est indiquée sur la figure).

La Figure 10.19 montre la comparaison des sections *CDP*s, près de la position optimale du puits A : a) entre les cas *sans atténuation* (pic noir) et *avec atténuation sur le réservoir* (pic rouge) et b) entre les cas *sans atténuation* (pic noir) et avec *forte atténuation sur le réservoir* (pic rouge) dans la zone du réservoir après traitement sismique. Chaque trace correspond à un offset déterminé, les offsets augmentant vers la droite. Les toits des intervalles du réservoir Morichal observés au puits A sont indiqués dans les figures.

Les différences entre le cas *sans atténuation* et *avec atténuation dans le réservoir* (Figure 10.19a) sont très faibles : très légère diminution de l'amplitude et décalage de temps de moins de 1 ms dans le dernier cas, visibles à partir du milieu de l'intervalle C. Avec une *forte atténuation dans le réservoir* (Figure 10.19b), l'amplitude devient plus faible et le décalage de temps est de 1 ms à 2 ms, surtout à partir du toit de l'intervalle D.

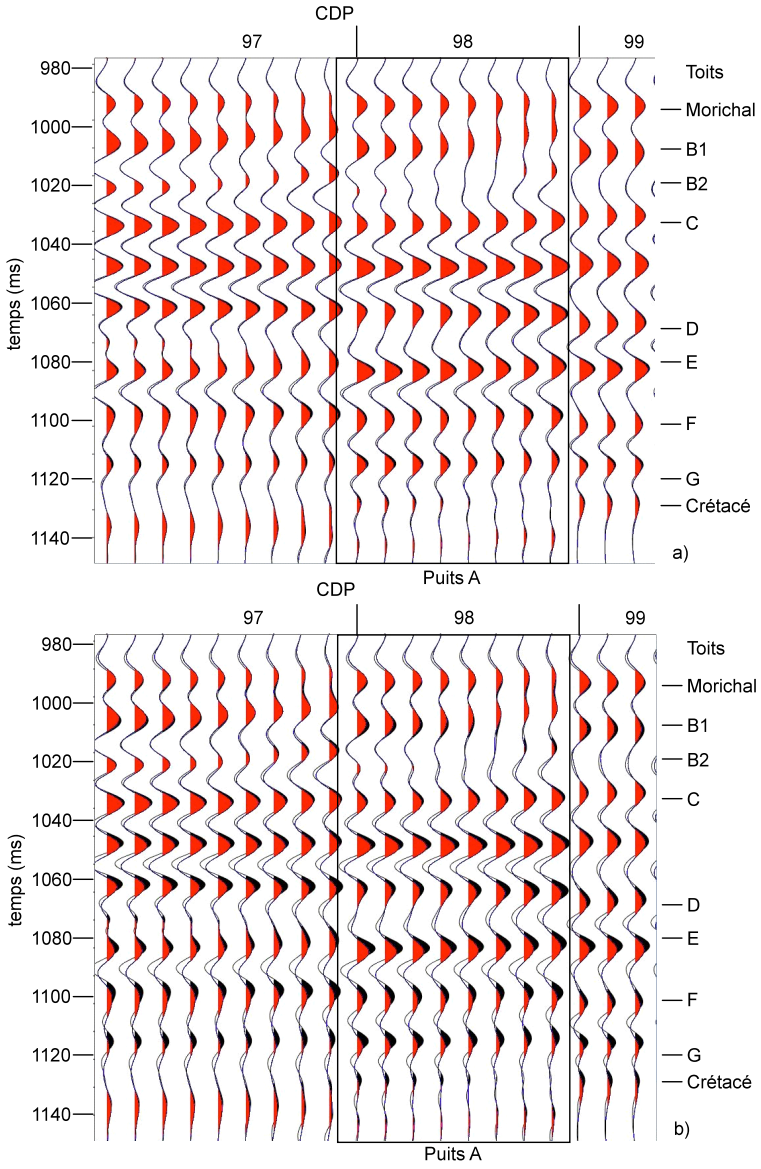


Figure 10.19 : Comparaison des modélisations sismiques viscoélastiques 2D du champ Jobo, collection *CDP*s après correction NMO : a) *sans atténuation* (pic noir) vs *avec atténuation sur le réservoir* (pic rouge) et b) *sans atténuation* (pic noir) et avec *forte atténuation sur le réservoir* (pic rouge). La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m.

En regardant la variation de l'amplitude avec l'offset (effet *AVO*), on observe que l'amplitude aux toits de l'intervalle E et du Crétacé diminue avec l'offset : pour le toit

du Crétacé, elle commence positive pour les courts offsets du *CDP* 98 puis devient négative (classe *AVO* II). Ces observations coïncident avec l'analyse *AVO* du chapitre 3.

On observe dans la modélisation 2D que les traces du *CDP* 97 ne sont pas parfaitement alignées au niveau des toits de Morichal, B1 et E : il y a une différence de temps de 3 ms entre le plus court offset et le plus lointain pour le *CDP* 97. Ces différences de temps peuvent être dues aux variations locales de vitesses (avec ou non variations locales de lithologies), alors que la correction *NMO* fait l'hypothèse d'un milieu 1D latéralement. Les vitesses *RMS* utilisées pour la correction *NMO* ont été calculées à partir des vitesses d'intervalle du modèle V_p, et certains événements sismiques sont pourtant surcorrigés.

Le problème avec ces différences de temps selon l'offset est que la sommation peut entraîner des *interférences destructrice*s (sommation d'un pic et d'un passage à zéro ou d'une vallée) : un pic peut être atténué et aplati, ou déplacé de quelques millisecondes (décalage de temps). Il peut aussi se produire une *interférence constructive* : deux pics proches sont sommés et fusionnés en un seul.

En conséquence dans la suite, on fera la comparaison de la trace sismique réelle directement avec les *CDP*s issus de la modélisation viscoélastique 2D, sans les sommer par classes d'angles pour éviter ces problèmes d'*interférence*.

Dans les Figure 10.20, Figure 10.21 et Figure 10.22 sont respectivement comparées a) les collections des *CDP*s 97 et 98 de la modélisation *sans atténuation*, b) la trace synthétique *optimale finale*, et c) la trace sismique réelle à la position optimale du puits A, pour les classes d'angles 12°-24°, 24°-36° et le *stack* Total. Les traces sont recalées par rapport au toit de l'intervalle C. On observe pour la classe d'angles 12°-24° qu'il y a un décalage de temps[11] de -5 ms de la modélisation 2D par rapport à la sismique réelle au niveau des toits du Morichal et de l'intervalle D. Les toits des intervalles F, G et du Crétacé dans la modélisation 2D sont respectivement décalés de +3 ms, -6 ms et -8 ms par rapport à la sismique réelle.

[11] Le décalage est mesuré par rapport à la trace sismique réelle.

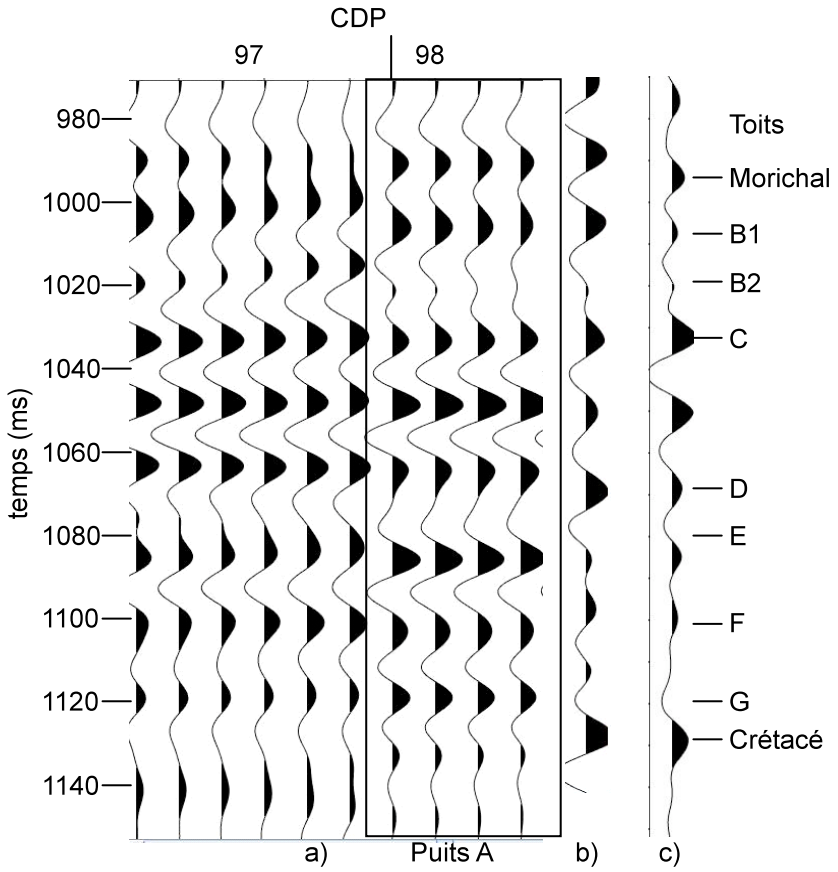


Figure 10.20 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *sans atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits, pour le cube angles 12°-24°. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m.

Pour la classe d'angles 24°-36° on observe que le décalage de la modélisation 2D *sans atténuation* par rapport à la sismique réelle au niveau des toits de Morichal et de l'intervalle D augmente à -6 ms. Les toits des intervalles F, G et du Crétacé sont respectivement décalés de -2 ms, -5 ms et -9 ms. L'amplitude au niveau du toit du Crétacé est très faible dans la sismique réelle par rapport à la modélisation 2D (et à la trace synthétique *optimale finale*). Cette faible amplitude est possiblement due à la sommation parce que le toit du Crétacé autour du puits A se comporte comme un pic de classe *AVO* II (Chapitre 3 et 9) : l'amplitude diminue avec l'angle d'incidence.

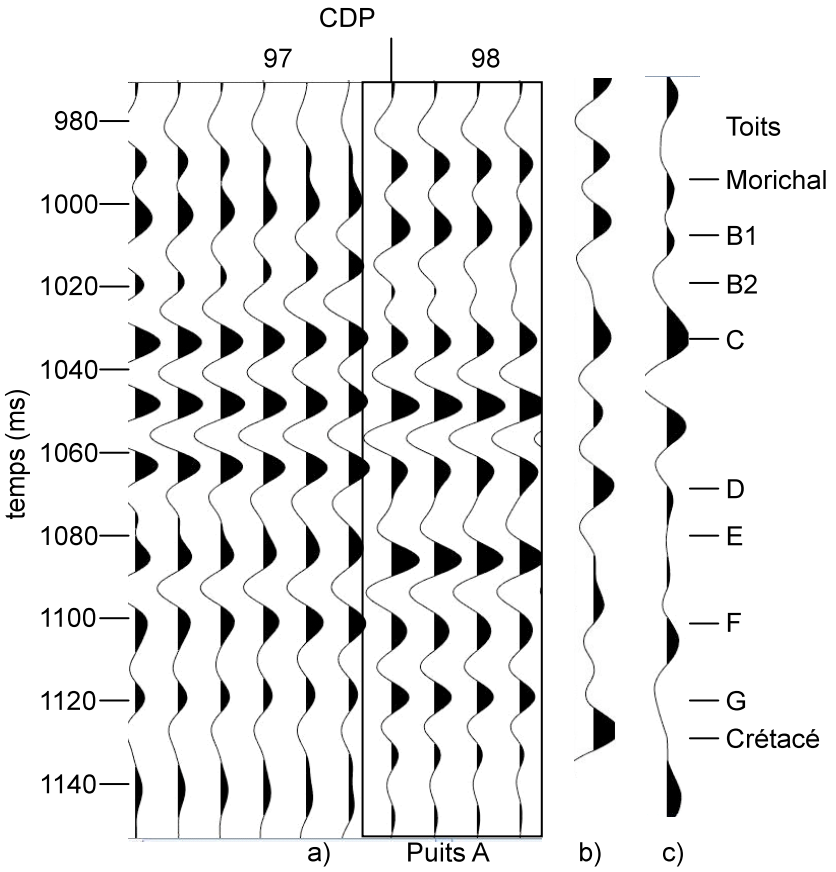


Figure 10.21 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *sans atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits pour le cube angles 24°-36°. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m.

Pour le *stack* Total, le toit de F cale relativement bien, tandis que les toits de l'intervalle G et du Crétacé sont respectivement décalés de -5 ms et -8 ms entre la modélisation *sans atténuation* et la sismique réelle. Finalement on observe un pic très plat à environ 1142 ms présent dans la modélisation 2D et la sismique réelle. Ce pic n'est pas visible dans la trace synthétique *optimale finale* qui est plus courte.

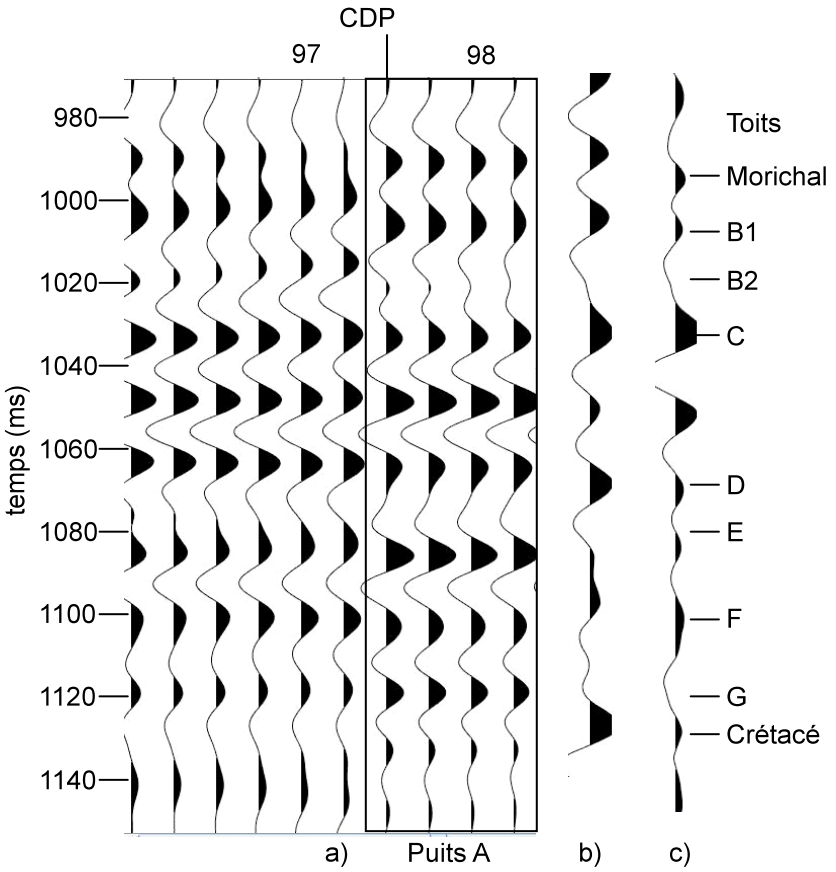


Figure 10.22 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *sans atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits pour le *stack* Total. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m.

La comparaison de la trace réelle avec la modélisation 2D avec forte atténuation sur le réservoir est présentée dans les Figure 10.23, Figure 10.24 et Figure 10.25. Le cas avec atténuation est similaire au cas sans atténuation (cf. Figure 10.19a) et ne sera donc pas décrit.

Dans la Figure 10.23 (classe d'angles 12°-24°), le décalage entre la modélisation *avec forte atténuation* et la sismique réelle est moins fort au niveau des toits de D, E, G et du Crétacé (réduction du décalage d'environ 1 ms), mais il augmente un peu au niveau du toit de l'intervalle F. Au niveau des toits de Morichal et de l'intervalle B1, il n'y a pas de changement parce que l'atténuation n'affecte pas trop le signal sismique modélisé.

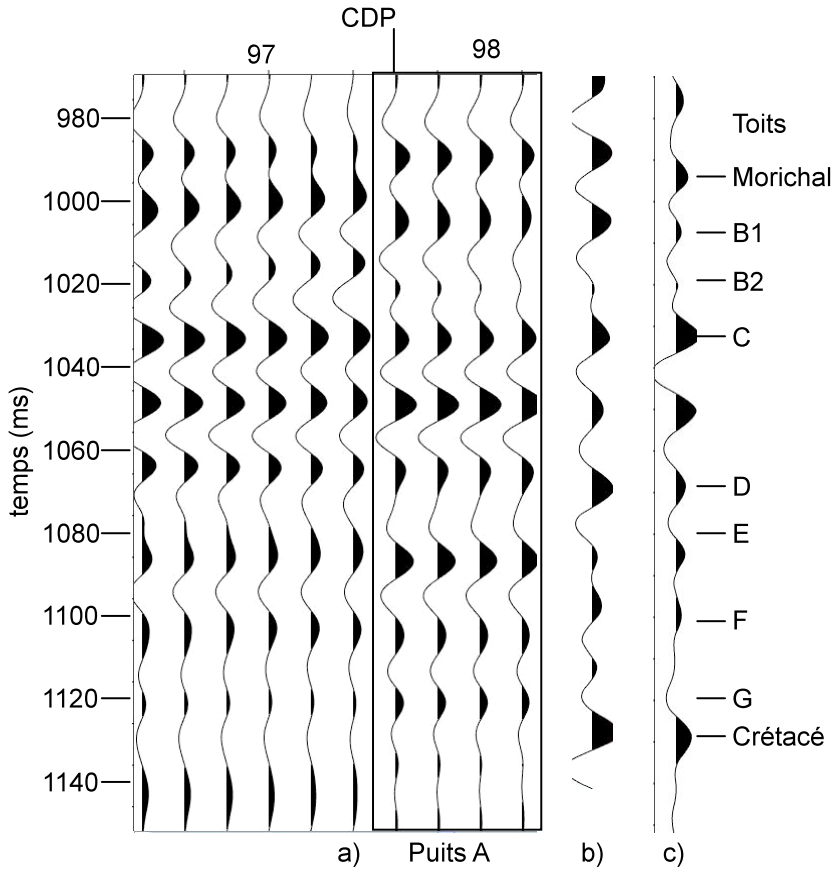


Figure 10.23 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *avec forte atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits pour le cube angle 12°-24°. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m.

Dans la Figure 10.24 (classe d'angles 24°-36°) on observe que le décalage entre modélisation *avec forte atténuation dans le réservoir* et la sismique réelle se réduit légèrement (1 ms) au niveau de D et E, et devient nul au toit de l'intervalle F. Au niveau des toits de l'intervalle G et du Crétacé le décalage se réduit respectivement à -4 ms et -8 ms.

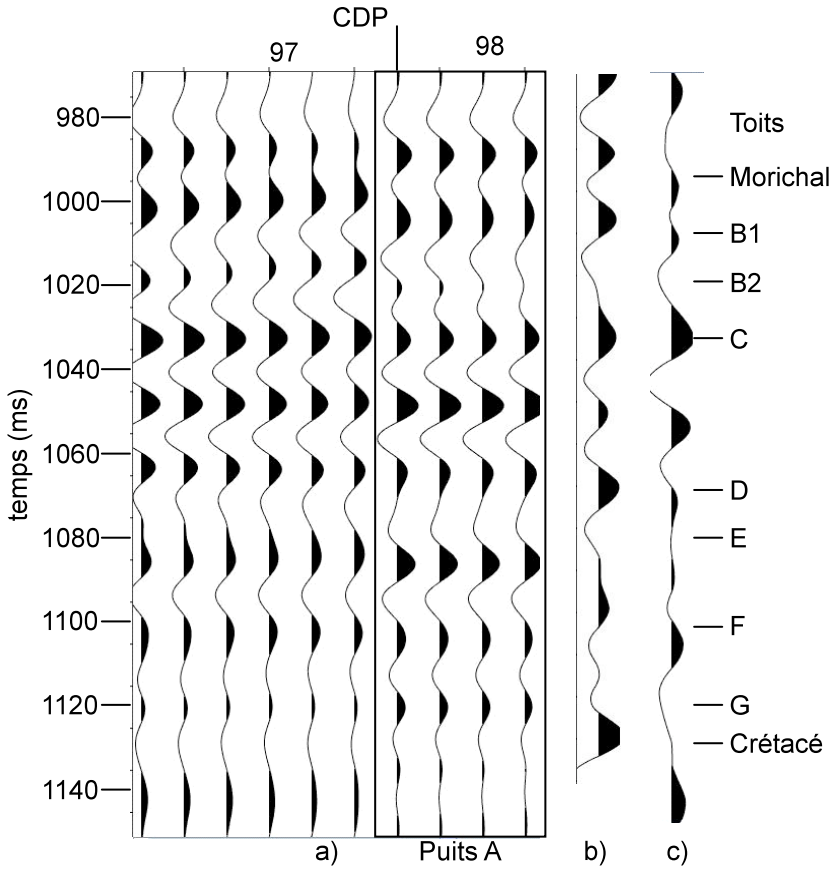


Figure 10.24 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *avec forte atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits pour le cube angles 24°-36°. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m.

Pour le cas du *stack* Total (Figure 10.25) l'amélioration est moins significative : moins de 1 ms de réduction du décalage aux toits des intervalles D, E, G et du Crétacé. Le décalage au toit de l'intervalle F ne change pas.

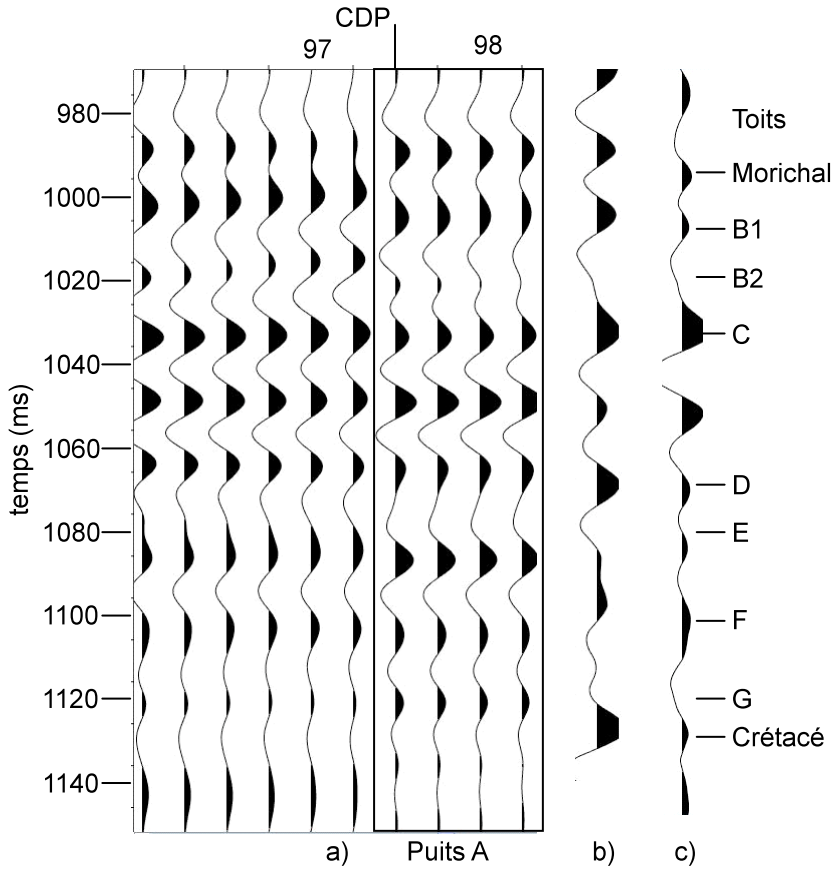


Figure 10.25 : Comparaison a) des collections *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D *avec forte atténuation*, b) de la trace synthétique *optimale finale* et c) de la trace sismique réelle à la localisation optimale du puits pour le *stack* Total. La localisation optimale du puits A est au CDP 98 (encadré en noir). Les offsets vont en moyenne de 80m à 920m par pas de 120m.

La modélisation sismique viscoélastique 2D montre que l'atténuation paraît affecter le signal sismique dans le réservoir Morichal surtout dans la partie inférieure.

La prise en compte de l'atténuation dans la modélisation réduit le décalage de temps entre la sismique réelle et la sismique modélisée. Cependant, il reste un fort décalage dans l'intervalle G (le plus profond du réservoir) qui peut être dû à une plus forte atténuation que celle utilisée pour la modélisation. Par ailleurs, on a toujours fait l'hypothèse d'une saturation de la roche de 100% en huile lourde sur tout le réservoir Morichal : hors l'intervalle G peut avoir une plus forte saturation en huile lourde que les autres intervalles ; il serait donc intéressant de tester l'impact sur l'atténuation de valeurs de saturation en huile lourde moins fortes (pour les intervalles autres que G), puis de tester différentes valeurs d'atténuation par intervalle du réservoir.

Il existe la limitation dans le code de modélisation 2D, comme dans la modélisation 1D, que l'ondelette utilisée est zéro-phase. Il faudra faire la modélisation 2D avec une ondelette déphasée (par exemple avec un déphasage de 25° similaire à celui observé dans le calage puits-sismique du chapitre 4) pour être plus proche des conditions réelles.

Il faudra aussi améliorer le modèle d'encaissant pour être plus réaliste et ainsi mieux comparer la sismique modélisée avec la sismique réelle.

8. Discussions des résultats de modélisations 1D et 2D

Le premier point à discuter est l'estimation des valeurs des facteurs de qualité Q_p et Q_s. Selon les expériences de laboratoire de Batzle *et al.* (2006), Han *et al.* (2007a et 2007b), Behura *et al.* (2007), le meilleur modèle pour estimer le module de cisaillement de la roche saturée en huile lourde est la distribution de Cole-Cole. Cependant, il est nécessaire dans le futur de mesurer les propriétés élastiques et viscoélastiques des réservoirs de la ceinture de l'Orénoque pour corroborer ou non ces valeurs, et avoir des mesures d'atténuation fiables et adaptées aux réservoirs de la zone.

On observe dans la Figure 10.4 que la température joue un rôle important dans la dispersion des vitesses. A très basse température (0°C) ou à très haute température (220 °C), la dispersion est faible : la différence entre la vitesse (P ou S) aux fréquences de 1 Hz et de 1 MHz est environ de 15 m/s (0,5%). Par contre à la température du réservoir (64°C), la différence peut atteindre jusqu'à 110 m/s en V_p et 140 m/s en V_s, soit un différentiel d'environ 5% qu'il faut prendre en compte au moment de comparer les mesures ultrasoniques (carottes, logs) et les mesures aux fréquences sismiques d'une dizaine de Hertz. Il faudra étudier en détail si le différentiel d'environ 3% (80 m/s) entre les mesures soniques et sismiques pourrait produire des différences non négligeables entre des traces synthétiques (issues de la convolution d'une ondelette source et des coefficients de réflexion estimés aux puits) et la sismique réelle, et en conséquence peut nuire au calage puits-sismique.

En ce qui concerne l'atténuation, sa valeur maximale selon la Figure 10.5 est aux fréquences soniques, ce qui est différent du comportement des réservoirs saturés en huile légère ou en gaz, où le pic d'atténuation est vers les fréquences ultrasoniques (Biot, 1956 ; Mavko *et al.*, 1998) comme l'indique Batzle *et al.* (2006). Ce résultat indique que la viscosité de l'huile lourde implique un pic d'atténuation à des fréquences plus basses que pour l'huile légère ou le gaz. En conséquence, une augmentation de la viscosité de l'huile produirait donc une augmentation de l'atténuation, plus marquée aux fréquences sismiques (Batzle *et al.*, 2006).

Ainsi, l'atténuation peut être problématique pour comparer la sismique réelle et les traces synthétiques, de même que pour comparer des mesures ultrasoniques à des mesures soniques.

Les résultats de la modélisation sismique viscoélastique 1D ne montrent pas d'amélioration du calage puits-sismique en prenant en compte de l'atténuation dans le réservoir. Mais comme on l'a dit, la grande simplicité des modèles de vitesses, densité et atténuation utilisés peut faire que les modélisations 1D ne sont pas très représentatives de la réalité au puits A. De plus pour l'encaissant supérieur, le modèle est aussi très simple. Enfin, la sommation en classes d'angles ou totale réduit aussi la variabilité de la réponse sismique affectée par l'atténuation. Des tests complémentaires de modélisation 1D devraient donc être faits avec un modèle plus raffiné (prenant en compte notamment les principaux bancs de charbon et d'argile). La modélisation 1D aura cependant été utile pour avoir une idée des valeurs de Q_p et Q_s à utiliser pour la modélisation 2D, tant dans les encaissants que dans le réservoir.

On observe dans la modélisation viscoélastique 2D que l'atténuation est un phénomène qui requiert des écarts grands entre les valeurs de facteur de qualité Q pour impacter la réponse sismique. Le décalage de temps et la diminution de l'amplitude sont notables entre le cas sans atténuation (Q_p = 300) et le cas fortement

atténué (Q_p = 35), mais non entre le cas sans atténuation et le cas atténué (Q_p = 140) (cf. Figure 10.19). De plus, l'effet de l'atténuation n'est visible qu'après un certain temps de propagation, i.e. comme on a mis l'atténuation depuis le toit du réservoir, le décalage de temps n'est visible qu'à partir du milieu de l'intervalle C.

La modélisation sismique viscoélastique 2D indique que la prise en compte de l'atténuation réduit le décalage de temps entre trace synthétique et trace sismique réelle dans la partie inférieure du réservoir. Quand on multiplie par quatre l'atténuation, on diminue le décalage de 1 ms à 2 ms, insuffisant cependant par rapport aux -9 ms de décalage observées au toit du Crétacé. On aurait pu augmenter plus l'atténuation (par exemple en prenant des valeurs de Q_p=17,5 et Q_s= 8,25) : on aurait peut-être encore réduit le décalage au niveau des toits de l'intervalle G et du Crétacé, mais les autres toits, particulièrement le toit F, pourraient se retrouver décalés en temps alors qu'ils calent correctement dans nos tests. Une solution possible serait d'avoir un modèle viscoélastique avec Q_p et Q_s variables dans les différents intervalles du réservoir, plus représentatif du Morichal. Mais pour des questions de temps, cela n'a pas pu être fait. Cela fait partie des futurs travaux à effectuer.

Un problème non résolu est le problème de calage au niveau des toits de Morichal et de l'intervalle B1. Les intervalles supérieurs du réservoir sont plutôt argileux : logiquement, il ne devrait donc pas y avoir de forte atténuation sur ces intervalles. Il est possible qu'il y ait de l'atténuation dans le réservoir Jobo au dessus de Morichal qui aurait un impact sur les couches supérieures de Morichal. Mais par ailleurs, si on met une atténuation forte dans l'encaissant, cela entraînerait un décalage de temps dans tout le réservoir Morichal, y compris au toit de l'intervalle C. En conséquence le calage serait amélioré dans la partie supérieure de Morichal mais dégradé en dessous.

On voit bien qu'il est nécessaire d'avoir une idée plus précise des valeurs d'atténuation à introduire dans le modèle viscoélastique au niveau du réservoir et dans l'encaissant. Il faudra les estimer dans le futur à partir d'un Profil Sismique Vertical ou d'un puits carotté sur Jobo ou sur un champ similaire de la ceinture de l'Orénoque.

Pour conclure, toutes ces raisons font penser que l'atténuation n'est pas le phénomène majeur, cause du mauvais calage puits-sismique. L'atténuation joue peut-être un rôle mais conjointement à l'anisotropie. Une possible suite à ce travail de thèse serait donc de faire de la modélisation sismique avec prise en compte conjointe de l'atténuation et de l'anisotropie.

Conclusions et Perspectives

Le travail réalisé au cours de cette thèse a été mené dans le but de connaître les caractéristiques lithologiques, pétrophysiques et élastiques du réservoir de sable faiblement consolidé saturé en huile lourde du Morichal dans la ceinture de l'Orénoque au Venezuela. Un des objectifs était également de discriminer les lithologies et les fluides dans ce type de réservoir en utilisant des données de puits (carottes, diagraphies) et des données sismiques. La thèse a été divisée en trois parties : 1) discrimination des lithologies et fluides au niveau des puits et calage puits-sismique, 2) construction d'un modèle tridimensionnel du réservoir (Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D) contenant la distribution des faciès, des propriétés pétrophysiques et élastiques, 3) modélisations sismiques anisotrope et viscoélastique pour étudier les effets de l'anisotropie et l'atténuation du signal sismique dans les réservoirs de sable faiblement consolidé saturé en huile lourde.

Afin de connaître les caractéristiques lithologiques, pétrophysiques et élastiques du réservoir et afin de discriminer les lithologies et les fluides au niveau des puits, j'ai d'abord créé une base de données en électrofaciès pour le réservoir avec la technique des électrofaciès de l'IFP, en utilisant les diagraphies gamma-ray GR, porosité neutron NPHI, densité RHOB et logarithme de la résistivité log(RD). Trois bases en électrofaciès ont été établies, capturant les principales caractéristiques pétrophysiques du réservoir : deux bases par approche non supervisées en 6 et en 9 classes et une base par approche supervisée en 5 classes. Ces trois bases ont chacune des classes ou des électrofaciès de charbon, argile, sable argileux, sable et sable propre. Les trois premiers électrofaciès sont similaires dans les trois bases. L'électrofaciès sable est divisé en deux sous-classes dans les deux bases non supervisées ; et l'électrofaciès sable propre est divisé en deux sous-classes dans la base non supervisée en 6 classes, et en quatre sous-classes dans la base non supervisée en 9 classes. Ces subdivisions indiquent de légers changements des propriétés pétrophysiques (porosité, saturation en eau, perméabilité, etc.) qui peuvent être des paramètres clés pour la mobilité des fluides dans le réservoir.

Dans le cas d'une étude d'écoulement de fluides, on pourrait comparer les bases de données en électrofaciès obtenues avec les lithotypes générés par une approche telle que celle de Pittman (1992, classification du rayon d'accès aux pores) pour voir quels électrofaciès contribuent le plus aux écoulements de fluides. Le plus probable sur Jobo est que les sables très propres, qui ont les porosités et perméabilités les plus élevées, ont de ce fait les rayons d'accès aux pores les plus grands : donc les fluides (huile et eau) tendraient à bouger au sein de cet électrofaciès ; mais cette hypothèse doit être vérifiée avec une simulation d'écoulement de fluides.

Grâce à la base en électrofaciès par approche non supervisée faite seulement sur l'intervalle G au niveau des puits, j'ai séparé les sables saturés en eau de ceux saturés en huile, en employant entre autres attributs l'impédance acoustique I_p qui permet de faire le lien avec la sismique. L'objectif suivant est de rechercher les classes établies aux puits dans la sismique par des approches dites de faciès sismiques. Si on utilise l'impédance acoustique I_p comme attribut pour établir les faciès sismiques, il faudra faire une inversion sismique qui estime les valeurs de l'impédance à partir des valeurs d'amplitude de la sismique réflexion et des diagraphies d'impédance aux puits. En recherchant les classes de sables à eau et sables à huile à partir de l'impédance ou d'un attribut similaire (e.g. paramètres

élastiques λ et μ), on pourra prédire les zones saturées en hydrocarbures en dehors des puits. En conséquence l'emplacement de nouveaux forages et les processus de récupération assistée seront améliorés.

Une étape préalable pour parvenir à une bonne discrimination des lithologies et des fluides à partir de la sismique est de connaître le lien entre les propriétés pétrophysiques et les propriétés (pétro)élastiques (important pour l'inversion sismique), en utilisant la physique des roches. Au cours de ma recherche j'ai trouvé une relation entre les vitesses P et S d'une part et la porosité et le contenu en argile d'autre part. Cette relation a été établie en utilisant la théorie d'amas de sphères d'Hertz-Mindlin (Mindlin, 1949) et des modèles de sable non consolidé, d'augmentation de la cimentation entre grains et de ciment constant entre grains (Avseth *et al.,* 2005). Ces modèles m'ont permis d'établir qu'un léger changement dans la valeur du contenu en argile, de la taille des grains ou du pourcentage de ciment peut entraîner des changements de vitesse observables sur les diagraphies. Un exemple clair illustrant ceci est la différence de vitesse d'environ 220 m/s entre les niveaux supérieur et inférieur de l'intervalle C dans le puits A, due à une différence de 1% de ciment entre les grains et à la différence de taille des grains. Une comparaison des niveaux de saturation en eau indique que les sables moins cimentés et avec des grains plus grands ont une plus forte saturation en huile que les sables plus cimentés avec des grains plus petits. La combinaison de la pétrophysique et de la pétroélasticité m'a donc permis de discriminer entre des roches de différentes qualités réservoir. Il serait important de réaliser des mesures des propriétés élastiques sur carottes pour valider mes conclusions et extraire d'autres caractéristiques du réservoir.

Un autre point important pour l'inversion sismique est l'étude de la variation de l'amplitude sismique avec l'angle d'incidence (*AVA*) ou l'offset (*AVO*) afin de connaître la forme du signal sismique dans le réservoir et d'utiliser son changement avec l'angle d'incidence comme discriminateur des lithologies et des fluides.

L'analyse *AVO* sur le réservoir Morichal m'a permis d'établir la forme du signal sismique (polarité et valeur de l'amplitude) aux interfaces ou toits des intervalles qui composent le réservoir et comment ce signal varie avec l'angle d'incidence. Grâce aux classes *AVO* de Rutherford et Williams (1989), j'ai conclu que le toit et la base du réservoir, ainsi que le toit de l'intervalle C, sont de classe 1, tandis que les toits des intervalles E, F, et G sont de classe 2. La classe 1 (coefficient de réflexion positif qui diminue avec l'angle d'incidence) indique une valeur plus forte de l'impédance de la couche inférieure par rapport à la couche supérieure. Dans ce cas le signal sismique se présente comme un pic positif généralement fort. La classe 2 (coefficient de réflexion positif -ou négatif- proche de zéro qui diminue avec l'angle d'incidence) indique aussi une valeur plus forte de l'impédance de la couche inférieure par rapport à la couche supérieure. Mais le contraste d'impédance entre les deux couches est plus faible que dans la classe 1. Cela entraîne que la réponse sismique aux toits des intervalles E, F, et G est très faible ; et pour les grands angles d'incidence ($>25^{\circ}$) elle peut changer de signe.

Cette dernière caractéristique peut être un problème lors de la sommation des *gathers* sismiques par classes d'angles (pour faire de l'inversion pré-stack jointe ultérieurement), puisqu'il existe un risque de mélanger des valeurs d'amplitude de signes différents. Ce mélange peut provoquer un affaiblissement de l'amplitude et

une variabilité très forte de la phase du signal sismique. Cependant, ces changements de signe de l'amplitude pourraient être utilisés comme un indicateur potentiel de la présence de sables de faible contraste d'impédance dans les intervalles E, F et G, en combinant les informations des cubes angles d'incidence petits et grands. Dans le premier cube d'angles, l'amplitude serait positive, tandis qu'aux grands angles d'incidence elle serait négative. De plus, si on considère que les sables saturés en eau doivent avoir une amplitude plus forte que les sables à huile, il pourrait être possible que le premier type de sable ne change pas de polarité, ou change aux angles plus grands que les sables à huile. En conséquence l'analyse combinée des classes d'angles pourrait être utilisée comme discriminateur de fluides.

Il faudrait dans le futur valider ces résultats dans des réservoirs voisins, regarder avec précision à quel angle d'incidence peuvent avoir lieu les changements de phase selon le fluide présent dans la roche et étudier les attributs *AVO* (intercepte et gradient) comme discriminateurs possibles des types de fluide.

Une fois établies les bases des électrofaciès, leurs caractéristiques, le lien entre les variables pétrophysiques et élastiques, la nature du signal sismique et sa variation avec l'angle d'incidence, il faut faire le calage puits-sismique pour trouver l'ondelette optimale à utiliser pour l'inversion sismique jointe, et optimiser la position des puits et le décalage de temps des diagraphies I_p et I_s.

Le calage puits-sismique a été fait au moyen de la méthodologie de calage multi-puits développée à l'IFP (Richard et Brac, 1988 ; Lucet *et al.*, 2000). Cette méthodologie cherche une ondelette optimale commune à plusieurs cubes d'angles (ou angles *stacks)* à partir des valeurs des diagraphies d'impédances élastiques de plusieurs puits. La méthodologie est basée sur le calcul des décalages de temps, du déphasage optimal et du coefficient de normalisation de l'amplitude entre la sismique réflexion et la trace synthétique issue d'une convolution 1-D. Cette convolution1-D est faite entre les coefficients de réflexion (obtenus à partir des impédances élastiques des diagraphies des puits) et une ondelette zéro-phase issue d'une analyse de cohérence multi-traces de la sismique même.

Malheureusement, le calage puits-sismique dans le réservoir Morichal n'est pas de bonne qualité à cause d'une forte variabilité de la phase. Cette variabilité ne permet pas de retrouver une phase optimale pour l'ondelette. À la fin du chapitre 4 j'ai présenté les causes possibles du mauvais calage sur la base des caractéristiques du réservoir, de cas similaires publiés dans la littérature et de discussions avec des collègues travaillant sur la caractérisation sismique des réservoirs de la ceinture de l'Orénoque. Cette analyse m'a orienté vers l'identification de l'anisotropie et de l'atténuation comme les deux principales causes possibles des problèmes pendant le calage.

La piste de l'anisotropie a été suivie parce que dans les bassins ayant une épaisse couverture argileuse (comme la formation Freites dans toute la ceinture de l'Orénoque), il est possible d'observer un retard de temps à cause d'une différence entre les valeurs de la vitesse horizontale (plus forte) et de la vitesse verticale. Ce type d'anisotropie dépend du type de dépôt des couches d'argile, sous forme de plaquettes verticales ou sous forme d'alternance de couches très fines d'argile et de

sable. La littérature montre plusieurs exemples de ce type d'anisotropie *VTI* (*Vertical Transverse Isotrope*) (Banik, 1984; Thomsen, 2002).

Un autre type possible d'anisotropie est lié aux variations locales de la vitesse verticale, plus forte que la composante horizontale, par compaction (anisotropie induite par contrainte). On a établi dans le chapitre 2 qu'un léger changement de la pression effective ou du contact entre grains dans le réservoir peut entraîner des changements non négligeables de la vitesse. En conséquence, si on considère des variations locales de lithologies ou des effets de production qui produisent des variations dans le champ de contraintes du réservoir, on peut être en présence d'une anisotropie induite par contrainte.

L'atténuation pourrait être également présente dans le champ Jobo parce que les sédiments faiblement consolidés présentent généralement de fortes valeurs d'atténuation (par rapport aux sédiments consolidés) dues à des effets visco-inertiels ou de mouvement entre les fluides et la roche (Biot, 1956a et b) ou à des effets de type «*squirt-flow*» avec expulsion de fluides des fissures vers les pores à cause du passage d'une onde sismique (O'Connell et Budiansky, 1977; Mavko et Nur,1979).

La présence d'huile lourde est aussi une autre source d'atténuation à cause des effets viscoélastiques liés à sa forte viscosité (Batzle et *al.*, 2006 ; Behura et *al.*, 2007).

L'atténuation dans tous les cas provoque un affaiblissement de l'amplitude et un retard de la phase, parce que l'énergie est dissipée comme on le montre dans le chapitre 10 à partir de l'analogue mécanique du corps viscoélastique de Maxwell.

Une autre particularité de l'huile lourde est la possibilité de devenir semi-solide et de propager des ondes S quand la température descend sous un certain seuil. Les expériences en laboratoire ont démontré que cette valeur de seuil est autour de 60˚C. Le réservoir de Morichal a une température moyenne de 64˚C, il est très proche de la valeur limite. Par conséquent, il existe la possibilité que l'huile lourde de Morichal puisse propager des ondes S. Pour vérifier cette hypothèse, il serait nécessaire de réaliser des expériences de laboratoire pour mesurer les propriétés physiques (viscosité) et élastiques (densité, vitesses) de l'huile lourde à différentes conditions de température et de pression. Dans le cas des mesures de vitesse il serait important de faire des expériences pour étudier les effets de dispersion et d'atténuation sur les données sismiques à des fréquences de quelques dizaines d'Hertz, et sur les données de diagraphies soniques à des fréquences de quelques milliers d'Hertz. Les effets de dispersion font que les vitesses aux fréquences soniques sont plus élevées qu'aux fréquences sismiques : donc ils entraînent des problèmes dans le calage puits-sismique. La trace sismique synthétique, issue de la convolution des coefficients de réflexion (générés à partir de diagraphies soniques et de densité) par une ondelette source pourrait être affectée par la dispersion qui touche la diagraphie sonique.

Étant données les caractéristiques du réservoir et de l'huile lourde j'ai décidé de faire des tests de modélisation sismique qui prennent en compte l'anisotropie ou l'atténuation.

Pour faire ces tests de modélisation sismique, il a été nécessaire de construire un modèle tridimensionnel du réservoir Morichal contenant la distribution de faciès, des

propriétés pétrophysiques et pétroélastiques, appelé *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D*.

Le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* est divisé en quatre séquences A-B, C, D-E et F-G, qui représentent les événements stratigraphiques les plus importants dans le réservoir. Les surfaces (toit et base) qui séparent les séquences sont des surfaces d'inondation maximale aux toits des séquences A-B, C et D-E. Pour la séquence F-G, il s'agit de limites érosives.

Cette stratigraphie du réservoir m'a conduit à choisir les surfaces de dépôt internes de chaque séquence proportionnelles au toit et à la base pour les trois premières séquences et parallèles à la base pour la séquence F-G.

Le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* a été habillé en faciès en utilisant la méthode des plurigaussiennes seuillées (Galli *et al.*, 1994 ; Le Loc'h et Galli, 1997, Armstrong *et al.*, 2003), qui permet de simuler des faciès à partir de seuillages d'une fonction aléatoire gaussienne, seuillages donnés par les courbes et matrices de proportions verticales (CPV et MPV). La CPV est la distribution verticale des faciès par rapport à une surface de référence selon le mode de dépôt, tandis que la MPV est la distribution 3D des CPV.

Les résultats de la simulation en faciès respectent les caractéristiques du réservoir qui est composé de gros corps sableux de quelques dizaines de mètres (chenaux fluviaux-deltaïque superposés), séparés entre eux par des couches d'argile et de charbon de quelques mètres d'épaisseur. Les sables sont plus abondants à partir de la séquence C, à l'exception de l'intervalle argileux D. La direction de dépôt des corps sableux est sud-est - nord-ouest avec un axe principal des chenaux vers la partie centre ouest du réservoir, surtout dans les séquences A-B et C.

Une fois le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* habillé en faciès, les propriétés pétrophysiques (porosité, saturation en eau) ont été estimées pour chaque faciès. La simulation des propriétés pétrophysiques par faciès permet de prendre en compte leur distribution et d'avoir une meilleure contrainte sur ces propriétés pétrophysiques.

La saturation en eau est calculée à partir de la porosité et de la résistivité par la loi d'Archie (1942), en utilisant le coefficient de tortuosité a, l'exposant de cimentation m et l'exposant de saturation n obtenus à partir des analyses de carottes. La raison qui consiste à simuler d'abord le logarithme de la résistivité et la porosité, puis à en dériver la saturation en eau, est que cette dernière a une distribution très asymétrique (à cause des valeurs très fortes des roches saturées en eau). Les résultats indiquent que la méthodologie appliquée paraît robuste. En outre, elle est facile à implémenter.

Grâce aux relations de la physique des roches présentées dans le chapitre 2 entre les propriétés pétrophysiques et élastiques, l'habillage pétroélastique du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* a été direct et simple, et respecte la distribution des faciès et des propriétés pétrophysiques. Étant donné que les relations de la physique des roches sont définies pour une roche sèche (sans fluide dans les pores), le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* a d'abord été habillé en propriétés élastiques de la roche sèche. Ensuite il a été modifié pour respecter les conditions de saturation des fluides dans le réservoir, à l'aide des équations de substitution des fluides de Gassmann (1951). Cette façon de construire le modèle permet de changer les conditions de

saturation des fluides pour étudier le changement des propriétés élastiques et de la sismique modélisée, par exemple pendant un processus de récupération assistée (injection d'eau, de vapeur ou de gaz).

Au final, le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* généré peut être utilisé comme donnée d'entrée d'une simulation d'écoulement de fluides parce qu'il contient l'information sur la distribution des porosités et de la saturation en eau (deux variables essentielles dans la simulation d'écoulement de fluides). Il peut être utilisé pour le monitoring sismique en changeant les conditions de saturation en fluides et en modélisant la réponse sismique associée. Le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* peut servir aussi comme modèle d'impédances *a priori* dans un processus d'inversion sismique, car l'impédance est calculée en multipliant la vitesse par la densité.

Une fois le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* habillé en propriétés élastiques, on a réalisé des modélisations sismiques anisotrope et viscoélastique pour étudier les effets de l'anisotropie et de l'atténuation sur le signal sismique dans le réservoir Morichal et vérifier si ces phénomènes affectent le calage puits-sismique.

Pour la modélisation anisotrope, on a estimé les paramètres d'anisotropie faible de Thomsen ε et δ par trois modèles. Les deux premiers modèles sont des relations empiriques obtenues par Wang (2002) et Ryan-Grigor (1997) à partir de mesures de carottes dans différents types de sables et d'argiles prélevés en différents endroits du monde. Le troisième modèle est estimé à partir de la moyenne de Backus des propriétés élastiques en supposant un milieu *VTI* (Vertical Transverse Isotropic) composé d'alternances de couches fines de roches (ici alternance de sable et d'argile). On pense que ces trois modèles couvrent un spectre étendu de valeurs possibles de ε et δ : valeurs faibles et valeurs fortes (autour de 0,25 pour les deux paramètres). Il aurait certainement mieux valu utiliser des valeurs de ε et δ mesurées sur les carottes ou des PSV[1] du champ Jobo, mais ces données ne sont pas disponibles. Une des recommandations les plus importantes de cette thèse est de réaliser des mesures de tous les paramètres élastiques et anisotropes sur carottes de façon à avoir des valeurs fiables, et de pouvoir étudier en détail l'anisotropie, entre autres phénomènes.

La modélisation sismique anisotrope, de type 1D, a été faite par convolution 1D des coefficients de réflexion anisotropes par une ondelette source de type Ricker Ces coefficients de réflexion ont été obtenus par l'approximation de Rüger (1997) du coefficient de réflexion de l'onde P. Cette approximation est composée d'une partie isotrope égale à l'équation 3.1 (approximation d'Aki-Richards pour le calcul des coefficients de réflexion de l'onde P) utilisée pour la modélisation *AVO* dans le chapitre 3, et une partie anisotrope qui est fonction des paramètres ε et δ. Comme dans le cas de la modélisation *AVO*, les coefficients de réflexion sont calculés aux interfaces entre deux couches en utilisant les valeurs moyennes par couches des vitesses des ondes P et S (V_p et V_s), de la densité et des paramètres ε et δ.

[1] Profil Sismique Vertical

Les résultats de la modélisation montrent que le calage puits-sismique est légèrement amélioré pour la classe d'angles 24˚-36˚ et le *stack* Total, mais non pour la classe d'angles 12˚-24˚. Les raisons possibles de ces résultats sont que l'anisotropie affecte plus les grands angles d'incidence comme le montrent les figures 9.17 et 9.18. Le coefficient de réflexion anisotrope aux grands angles d'incidence pour les classes *AVO* I et II est plus faible que celui du cas isotrope. Il est possible d'avoir un changement de phase dans le cas anisotrope pour un angle plus petit que dans le cas isotrope ; de même la phase peut changer dans le cas anisotrope et non dans l'isotrope. Il faudrait approfondir ce sujet dans le futur.

Bien sûr ce test de modélisation sismique anisotrope devrait être complété et amélioré. Par exemple, il serait intéressant dans le futur de faire de la modélisation 2D ou 3D par tracé de rayons, qui donnerait la réponse sismique en prenant en compte le dispositif d'acquisition de la sismique réelle (distribution de sources et de récepteurs, profondeurs de la source et des récepteurs, etc.) et les effets 2D et 3D de la propagation des ondes (multiples, *Ground Roll* ou bruit de surface, conversion des ondes P en ondes S, etc.)

Si une étude plus détaillée, avec des modélisations sismiques anisotropes 2D et 3D ainsi que des valeurs de ε et δ mesurées aux carottes, confirmait la présence d'anisotropie dans le champ Jobo, il faudrait alors travailler sur le conditionnement des *gathers* pendant le traitement sismique afin d'éviter les problèmes de *NMO* résiduel aux grands angles d'incidences (Singleton, 2009).

Il serait pertinent aussi de faire une analyse *AVO* complète avant de construire les cubes d'angles pour éviter des éventuels mélanges de phase de différentes polarités. Les changements de polarité sont généralement présents dans les sables de type *AVO* II (comme ceux de la partie inférieure du réservoir Morichal) et ils peuvent induire une instabilité de la phase et un affaiblissement de l'amplitude dans le signal sismique.

Les *CDP*s de la modélisation sismique viscoélastique 2D montre qu'il existe des décalages de temps entre les traces d'une même collection *CDP* à certains niveaux du réservoir, comme le montre la Figure 10.19 pour les toits de Morichal et des intervalles B1 et E. Ainsi, les corrections *NMO* appliquées ne sont pas toujours suffisantes pour horizontaliser certains événements sismiques. En conséquence au moment de la sommation il peut y avoir des problèmes d'interférences constructives ou destructrices (entraînant déphasage et affaiblissement de l'amplitude). Ces problèmes de non horizontalisation des événements sismiques sont dûs à des variations locales de vitesses. Ces variations peuvent avoir une origine géologique (variation locale des faciès) ou peuvent être liées à la méthode de simulation des propriétés pétrophysiques utilisée pour le *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* (tirage dans une loi gaussienne expérimentale). Cela peut induire une variation brutale des valeurs de propriétés pétrophysiques très localement.

La modélisation sismique viscoélastique 2D montre que l'atténuation est un phénomène notable (décalage de temps et diminution de l'amplitude) quand les différences des valeurs des facteurs de qualité entre les cas sans et avec atténuation sont d'un ordre de magnitude, comme on l'a observé par la comparaison du cas sans atténuation (Q_p = 300) et du cas fortement atténué (Q_p = 35).

La modélisation sismique viscoélastique 2D montre aussi que l'atténuation peut jouer un rôle important dans la variation du signal sismique, car elle cause un retard de temps. On observe que la prise en compte d'une forte atténuation réduit le décalage de temps entre traces modélisées et traces sismiques réelles dans la partie inférieure du réservoir. Mais il reste encore un très fort décalage de temps au toit du Crétacé qui nuit significativement au calage puits-sismique. Une possible solution serait de construire un modèle viscoélastique avec des valeurs d'atténuation variant verticalement : atténuation plus forte au niveau des intervalles F et G que dans le reste du réservoir par exemple. Mais il faudra faire des tests pour estimer les valeurs d'atténuation les plus probables, ou bien pouvoir estimer les facteurs de qualité P et S à partir de PSV et de carottes.

Néanmoins, la prise en compte de l'atténuation dans la modélisation 2D n'explique pas le problème de calage au niveau des toits de Morichal et de l'intervalle B1. L'encaissant utilisé est peut-être trop simple : il faudrait faire des tests en prenant en compte de l'atténuation dans certains intervalles de l'encaissant.

Toutefois, il est vraisemblable que l'effet combiné de l'atténuation et de l'anisotropie cause le problème de calage dans le réservoir Morichal. Une suite logique à ce travail de thèse est donc d'effectuer une modélisation sismique 2D (ou 3D) anisotrope viscoélastique, afin de voir les effets combinés de l'atténuation et de l'anisotropie.

En conclusion générale, le travail que j'ai effectué montre que les lithologies et les fluides peuvent être discriminés au niveau des puits dans le réservoir de Morichal à l'aide de la méthodologie des électrofaciès développée à l'IFP et des modèles de physique de roches. Les différents électrofaciès ont été définis dans un cadre statistique robuste, et classés en fonction de leurs propriétés pétrophysiques et élastiques. Grâce à la combinaison de la pétrophysique et de la physique de roches, il a été possible de quantifier l'impact des hétérogénéités de la roche (pourcentage de ciment, contact entre grains, etc.) au niveau des puits et d'utiliser ces hétérogénéités pour la discrimination des lithologies et des fluides.

La construction du *Modèle Pétro-Intégré Morichal 3D* illustre une méthodologie de travail pour générer un modèle de réservoir habillé en faciès, propriétés pétrophysiques et élastiques, qui peut être utilisé autant pour une simulation d'écoulement des fluides que pour une modélisation sismique pour différentes applications (monitoring sismique...).

Les sables faiblement consolidés du réservoir Morichal sont généralement de classe *AVO* II à cause de leur faible contraste d'impédance avec les argiles qui les entourent. L'inconvénient avec les sables de classe *AVO* II est que le signal sismique peut changer de phase aux grands angles d'incidences et nuire au calage puits-sismique, si le traitement sismique ne prend pas en compte ces effets pendant la correction *NMO* et la construction des cubes d'angles. Les phénomènes d'anisotropie et d'atténuation dans le sous-sol jouent le rôle de catalyseurs des effets *AVO* sur les données sismiques.

Pour continuer cette étude, il serait intéressant de mesurer les propriétés élastiques sur les carottes disponibles pour avoir une confirmation des conclusions

de cette thèse. Il serait aussi important d'acquérir des PSV pour étudier la présence de l'anisotropie et de l'atténuation sur les données de carottes, les diagraphies et la sismique. Ensuite, il est indispensable de réaliser des modélisations *AVO* avant de construire les cubes d'angles afin de bien sélectionner les intervalles d'angles à utiliser pour la sommation des *gathers*, pour éviter que les changements de phase du signal sismique ne nuisent à l'image du sous-sol et au calage puits-sismique.

Enfin dans le futur il serait intéressant d'étudier les changements de phase dûs aux effets *AVO* et de les utiliser comme des indicateurs potentiels de la présence de sable faiblement consolidé saturé en huile lourde.

Bibliographie

1. Aki, K. et Richards, P. G., 1980, *Quantitative seismology-Theory and Methods, 1.* W.H. Freeman and Co., San Francisco.
2. Andrieux, B., Fournier, F. et Cailly, F., 2002, Konsas: an exhaustive reservoir model to evaluate the contribution of seismic to reservoir characterization. *SPE* **77760**.
3. Archie, G., 1942, The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. *Transactions of AIME*, **146**, 54-62.
4. Armstrong, M., Galli, A., Le Loc'h, G., Geffroy, F. et Eschard, R., 2003, *Plurigaussian simulations in geosciences*. Springer Verlag.
5. Avseth P., Dvorkin, J., Mavko, G. et Rykkje, J., 2000, Rock physics diagnostic of North Sea sands: Link between microstructure and seismic properties. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2761-2764.
6. Avseth, P., Mukerji, T. et Mavko, G., 2005, *Quantitative Seismic Interpretation: Applying rock physics tools to reduce interpretation risk*. Cambridge University Press.
7. Backus, G. E., 1962, Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering. *J. Geophys. Res.*, **67**, 4427–4440.
8. Banik, N. C., 1984, Velocity anisotropy of shales and depth estimation in the North Sea basin. *Geophysics*, **49**, 1411-1419.
9. Banik, N. C., 1987, An effective anisotropy parameter in transversely isotropic media, *Geophysics*, **52**, 1654-1664.
10. Batzle, M. et Wang, Z., 1992, Seismic properties of pore fluids. *Geophysics*, **57**, 1396-1408.
11. Batzle, M., Hofmann, R. et Han, D-H., 2006, Heavy oils—seismic properties. *The Leading Edge*, **25**, 750-756.
12. Behura, J., Batzle, M., Hofmann, R. et Dorgan, J., 2007, Heavy oils: Their shear story. *Geophysics,* **72**, E175 - E183.
13. Berryman, J. G., 1995, Mixture theories for rock properties. In: Ahrens, T. J., Ed., *Rock Physics & Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*, American Geophysical Union, Washington D. C., 205-228.
14. Bertrand, C., 2001, Implémentation et test de la méthode d'estimation de la densité de probabilité par noyau auto-adaptatif. Application à la détermination d'électrofaciès dans EASYTRACE. *Institut Français du Pétrole*, rapport interne **56249**.
15. Biot, M. A., 1956a, Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.*, **28**,168-178.

16. Biot, M. A., 1956b, Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.*, **28**,179-191.
17. Bishop, C., 2006, *Pattern Recognition And Machine Learning*, Springer-Verlag.
18. Blangy, J. P., 1994, AVO in transversely isotropic media-An overview. *Geophysics*, **59**, 775-781.
19. Boggs, S., 2001. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, Third Edition. Prentice Hall.
20. Borges de Salles Abreu, C. E., 2008, *Méthodologies d'interprétation par Analyse Krigeante des données sismiques 4D réservoir. Applications aux huiles lourdes de Senlac (Canada) et au champ Marlim (Brésil)*. Doctorat INPL Géosciences.
21. Bourbié, T., Coussy, O. et Zinszner, B., 1987. *Acoustics of porous media*. Editions Technip.
22. Cailly, F., 1999, Mise en œuvre de l'application électrofaciès d'Easytrace, *Institut Français du Pétrole*, rapport interne **45722**.
23. Calderon-Macias, C., Sen, M. K. et Stoffa, P. L., 2000, Artificial neural networks for parameter estimation in geophysics. *Geophysical Prospecting*, **48**, 21-47.
24. Cambois, G., 1998, AVO attributes and noise: pitfalls of crossplotting. *68th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 244-247.
25. Cambois, G., 2000, Can P-wave AVO be quantitative ?. *The Leading Edge*, **19**, 1246-1251.
26. Cambois, G., 2001, AVO Processing: Myths and Reality. *63rd Ann. Internat. Mtg. EAGE, Expanded Abstracts*.
27. Carcione, J. M., Kosloff, D. et Kosloff, R., 1988, Viscoacoustic wave propagation simulation in the earth. *Geophysics*, **53**, 769-777.
28. Castagna, J. P., Batzle, M. L. et Eastwood, R. L., 1985, Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. *Geophysics*, **50**, 571-581.
29. Castagna, J. P. et Backus, M. M., 1993. *Offset-dependent reflectivity – Theory and practice of AVO analysis*, Soc. Expl. Geophys., Investigations in Geophysics, **8**, 3-v.
30. Castagna, J. P., Swan, H. W. et Foster, D. L., 1998, Framework for AVO gradient and intercept interpretation. *Geophysics*, **63**, 948-956.

31. Chopra, S. et Marfurt, K., 2007. *Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization*. SEG Geophysical Developments N° **11**.
32. Christensen, R. M., 1982, *Theory of viscoelasticity: An introduction*. Academic Press Inc.
33. Ciz, R. et Shapiro, S. A., 2007, Generalization of Gassmann equations for porous media saturated with a solid material. *Geophysics*, **72**, A75-A79.
34. Cole, K. S., et Cole, R. H., 1941, Dispersion and absorption in dielectrics — I, alternating current characteristics. *Journal of Chemical Physics*, **9**, 341–351.
35. Connolly, P., 1999, Elastic Impedance. *The Leading Edge*, **18**, 438-452.
36. Cortes, C. et Vapnik, V., 1995, Support-Vector Networks*, Machine Learning,* **20**, 273-297.
37. Daley, P. F. et Hron, F., 1977, Reflection and transmission coefficients for transversely isotropic media: *Bull. Seis. Soc. Am.*, **67**, 661–675.
38. Dash, B. L. et Obaidullah, K. A., 1970, Determination of signal and noise statistics using correlation theory. *Geophysics*, **35**, 24-32.
39. De, G., Winterstein, D. F. et Meadows, M. A., 1994, Comparison of P- and S-wave velocities and Q's from VSP and sonic log data. *Geophysics*, **59**, 1512-1529.
40. Devijver, P. et Kittler, J., 1982, *Pattern recognition: a statistical approach*. Prentice-Hall International, Inc.
41. Doligez, B., Beucher, H., Geffroy, F. et Eschard, R., 1999, Integrated Reservoir Characterization: Improvement in Heterogeneous Stochastic Modeling by Integration of Additional External Constraints. In: Schatzinger R. and Jordan J. Eds., *Reservoir Characterization-Recent Advances*, AAPG Memoir **71,** 333-342.
42. Domenico, S. N., 1976, Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. *Geophysics*, **41**, 882-894.
43. Dvorkin, J. et Nur, A., 1993, Dynamic poroelasticity: A unified model with the squirt and the Biot mechanisms. *Geophysics*, **58**, 524-533.
44. Dvorkin, J., Nur, A. et Yin, H., 1994, Effective properties of cemented granular material. *Mechanics of Materials*, **18**, 351-366.
45. Dvorkin, J. et Nur, A., 1996, Elasticity of high-porosity sandstones: Theory for two North Sea data sets. *Geophysics*, **61**, 1363-1370.

46. Eastwood, J., Lebel, P., Dilay, A. et Blakeslee, S.,1994, Seismic monitoring of steam-based recovery of bitumen. *The Leading Edge*, **13**, 242-251.
47. Emmerich H. et Korn, M., 1987, Incorporation of attenuation into time-domain computations of seismic wave fields. *Geophysics*, **52**, 1252-1264.
48. Fournier, F., 1989a, Extraction of quantitative geologic information from Seismic Data with multidimensional statistical analyses. Part I: Methodology. *59th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 726-729.
49. Fournier, F., 1989b, Extraction of quantitative geologic information from Seismic Data with multidimensional statistical analyses. Part II: A case history. *59th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 730-733.
50. Fournier, F., 2004, *Interprétation orientée réservoir des attributs sismiques : une contribution à la lithosismique*. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches – HDR. Institut National Polytechnique de Lorraine.
51. Fukunaga, K., 1990, *Introduction to statistical pattern recognition*, 2nd edition, Academic Press, Inc.
52. Galli, A., Beucher, H., Le Loc'h, G. et Doligez, B., 1994, The pros and Cons of the Truncated Gaussian Method. In: Armstrong, M. et Dowd, P.A. Eds., *Geostatistical Simulations*, Kluwer Academic Press, 217-233.
53. Gassmann, F., 1951, Uber die elastizität poröser medien. Vierteljahrsschr. der Naturforschenden. *Gesellschaft in Zurich*, **96**, 1-21.
54. Geertsma, J. et Smit, D. C., 1961, Some aspects of elastic wave propagation in fluid-saturated porous solids. *Geophysics*, **26**, 169-181.
55. González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J. M. et Picard Cadillat, X., 1980. *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas; (Vols. I , II)*. Ediciones Foninves, Caracas, Venezuela.
56. Greenberg, M. L. et Castagna, J. P., 1992, Shear-wave velocity estimation in porous rocks: Theoretical formulation, preliminary verification and applications. *Geophysical Prospecting*, **40**, 195-210.
57. Gurevich, B., Osypov, K., Ciz, C. et Makarynska, D., 2008, Modeling elastic wave velocities and attenuation in rocks saturated with heavy oil. *Geophysics*, **73**, E115-E122.

58. Haase, A. B. et Stewart, R. R., 2006, Intrinsic and apparent seismic attenuation in VSP data. *76th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 3472-3476.
59. Hamilton, E. L., 1956, Low sound velocities in high porosity sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, **28**, 16-19.
60. Han, D-H., 1986, *Effects of porosity and clay content on acoustic properties of sandstones and unconsolidated sediments*. Ph.D. dissertation, Stanford University.
61. Han, D-H., Liu, J. et Batzle, M., 2007a, Shear velocity as the function of frequency in heavy oils. *77th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 1716-1719.
62. Han, D-H., Yao, Q. et Zhao, M. Z., 2007b, Complex properties of heavy oil sand. *77th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 1609-1613.
63. Hashin, Z. et Shtrikman, S., 1963, A variational approach to the elastic behavior of multiphase materials. *J. Mech. Phys. Solids*, **11,** 127-140.
64. Hilterman, F. J., 2001, *Seismic Amplitude Interpretation*. Soc. Expl. Geophys., Distinguished Instructor Short Course (DISC).
65. Hu, T., 2008, *Modélisation géomécanique des réservoirs : méthodologies de mise en œuvre et d'analyse des incertitudes*. Doctorat INPL Géosciences.
66. Jenkins, S. D., Waite M. W. et . Bee M. F, 1997, Time-lapse monitoring of the Duri steamflood: A pilot and case study. *The Leading Edge*, **16**, 1267-1274.
67. Johann, P., Fournier, F., Dequirez, P-Y, et Blanchet, C., 1996, 3-D reservoir characterization by stratigraphic inversion and pattern recognition. *66th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 1797-1800.
68. Kim, K. Y., Wrolstad, K. H. et Aminzadeh, F., 1993, Effects of transverse isotropy on P-wave AVO for gas sands. *Geophysics*, **58**, 883-888.
69. Kittler, J., 1975, Mathematical methods of feature selection in pattern recognition. *International Journal of Man-Machine Studies*, **7**, 609-637.
70. Kittler, J., 1976, A locally sensitive method for cluster analysis. *Pattern Recognition*, **8**, 23-33.
71. Koefoed, O., 1955, On the effect of Poisson's ratios of rock strata on the reflection coefficients of plane waves. *Geophysical Prospecting*, **3**, 381-387.

72. Le Loc'h, G. et Galli, A., 1997, Truncated plurigaussian method: theoretical and practical points of view. In: Baafi, E. Y. and Schofield, N. A. Eds., *Geostatistics Wollongong '96*, Kluwer Academic Press, 211-222.
73. Levander, A.R., 1988. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms. *Geophysics*, **53**, 1425-1436.
74. Lucet, N., Déquirez, P. Y. et Cailly, F., 2000, Well to seismic calibration: a multiwell analysis to extract one single wavelet. *70th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 1615-1618.
75. Mc Cormack, M. D., 1991, Neural computing in geophysics. *The Leading Edge*, **10**, 11-15.
76. Mc Culloch, W. S., et Pitts, W. H., 1943, A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity. *Bull. Math. Biophys.*, **5**, 115–133.
77. Marion, D., Nur, A., Yin, H., et Han, D., 1992, Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures. *Geophysics*, **57**, 554-563.
78. Matheron, G., Beucher, H., de Fouquet, C., Galli, A., Guérillot, D. et Ravenne, C., 1987, Conditional Simulation of the Geometry of Fluvio-Deltaic Reservoirs. *SPE* **16753**.
79. Mavko, G., et Nur, A., 1979, Wave attenuation in partially saturated rocks. *Geophysics*, **44**, 161-178.
80. Mavko, G. et Jizba D., 1991, Estimating grain-scale fluid effects on velocity dispersion in rocks. *Geophysics*, **56**, 1940-1949.
81. Mavko, G., Mukerji, T. et Godfrey, N., 1995, Predicting stress-induced velocity anisotropy in rocks. *Geophysics*, **60**, 1081-1087.
82. Mavko, G., Mukerji, T. et Dvorkin, J., 1998, *The rock physics handbook-Tools for seismic analysis in porous media*. Cambridge University Press.
83. Mindlin, R. D., 1949, Compliance of elastic bodies in contact. *Journal of applied mechanics*, **16**, 259-268.
84. Nivlet, P., 2001, *Prise en compte des incertitudes dans l'interprétation réservoir des données géophysiques : Application à la segmentation*. Doctorat INPL Géosciences.
85. Nur, A. et Simmons, G., 1969, Stress-induced velocity anisotropy in rock: an experimental study. *J. Geophys. Res.*, **74**, 6667-6674.
86. O'Connell, R. J., et Budiansky, B., 1977, Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids. *J. Geophys. Res.*, **82**, 5719-5736.
87. Ostrander, W. J., 1984, Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non-normal angles of incidence. *Geophysics*, **49**, 1637-1648.
88. Parzen, E., 1962, On estimation of a probability density function and mode. *Annals of Mathematical Statistics*, **33**, 1065-1076.

89. Pittman, E. D., 1992, Relationship of porosity and permeability to various parameters derived from mercury capillary pressure curves for sandstone. *AAPG Bulletin*, **76**, p. 191–198.
90. Pride, S. R., Harris, J. M., Johnson, D. L., Mateeva, A., Nihei, K. T., Nowack, R. L., Rector, J. W., Spetzler, H., Wu, R., Yamamoto, T., Berryman, J. G. et Fehler, M., 2003, Permeability dependence of seismic amplitudes. *The Leading Edge*, **23**, 518-525.
91. Quiblier, J., 1997a, *Propagation des ondes en géophysique et en géotechnique. Modélisation par méthodes de Fourier, Vol 1*. Editions Technip.
92. Quiblier, J., 1997b, Introduction de l'atténuation dans une méthode de différences finies. *Institut Français du Pétrole*, rapport interne **43604**.
93. Ramos, A., 1998, AVO processing calibration. *The Leading Edge*, **17**, 1075-1081.
94. Reuss, A., 1929, Berechnung der Fliessgrenze von Mischkristallen auf Grund der Plastizitätsbedigung für Einkristalle. *Zeitschrift für Angewandte Mathematik und Mechanik*, **9**, 49-58.
95. Richard, V. et Brac, J., 1988, Wavelet Analysis Using Well Log Information. *58th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 946-949.
96. Romeder, J. M., 1973, *Méthodes et programmes d'analyse discriminante*. Dunod, Paris.
97. Rüger, A., 1997, P-wave reflection coefficients for transversely isotropic models with vertical and horizontal axis of symmetry. *Geophysics*, **62**, 713–722.
98. Rutherford, S. R. et Williams, R. H., 1989, Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, **54**, 680-688.
99. Ryan-Grigor, S., 1997, Empirical relationships between transverse isotropy parameters and V_P/V_S: Implications for AVO. *Geophysics*, **62**, 1359-1364.
100. Saporta, G., 1990, *Probabilités, Analyse des Données et Statistique*, Editions Technip.
101. Sayers, C. M., 1988, Stress-induced ultrasonic wave velocity in fracturated rock. *Ultrasonics*, **26**, 311-317.
102. Schmitt, D. R., 1999, Seismic attributes for monitoring of a shallow heated heavy oil reservoir: A case study. *Geophysics*, **64**, 368–377.
103. Sheriff, R. E. et Geldart, L. P., 1995, *Exploration Seismology*, 2nd Edition. Cambridge University Press.

104. Shuey, R. T., 1985, A Simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, **50**, 609-614.
105. Silverman, B. W., 1986, *Density estimation for statistics and data analysis*. Chapman and Hall.
106. Singleton, S., 2009, The effects of seismic data conditioning on prestack simultaneous impedance inversion. *The Leading Edge*, **28**, 772-781.
107. Thomsen, L., 1986, Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, **51**, 1954-1966.
108. Thomsen, L., 1993, Weak anisotropic reflections, in *Offset* dependent *reflectivity*. In: Castagna, J. and Backus, M., Eds, Soc. Expl. Geophys., 103–114.
109. Thomsen, L., 2002, *Understanding Seismic Anisotropy in Exploration and Exploitation*. Soc. Expl. Geophys., Distinguished Instructor Short Course (DISC).
110. Tonellot, T., Macé, D. et Richard, V., 2002, 3D quantitative AVA: Joint versus sequential stratigraphic inversion of angle-limited stacks. *72nd Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 253-257.
111. Tosaya, C. A., 1982, *Acoustical properties of clay-bearing rocks*. Ph.D. dissertation, Stanford University.
112. Vallejo, C., Vásquez, T., Marquina, M., Chang, R., Méndez, K., Rangel, M. D., Albornoz, C., Hernandez, N. et Aguado, B., 2002, *Integración geológica, petrofísica y de fluidos para la selección de localizaciones de pozos nuevos para la implantación en campo de la Tecnología MIS. Campo Jobo Morichal*. PDVSA Intevep, reporte INT-**9367**.
113. Van der Baan, M. et Jutten, C., 2000, Neural networks in geophysical applications. *Geophysics*, **65**, 1032–1047.
114. Vapnik, V. N., 1995, *The Nature of Statistical Learning Theory*. Springer Verlag.
115. Vasheghani, F. et Lines, L. R., 2009, Viscosity and Q in heavy-oil reservoir characterization. *The Leading Edge*, **28**, 856-860.
116. Vega, S., 2003, *Intrinsic and stress induced velocity anisotropy in unconsolidated sands*. Ph.D. dissertation, Stanford University.
117. Vega, S., Mavko, G., Nur, A. et Prasad, M., 2006, Detection of stress-induced velocity anisotropy in unconsolidated sands. *The Leading Edge*, **26**, 252-256.

118. Verm, R. et Hilterman, F., 1995, Lithology color‐coded seismic sections: The calibration of AVO crossplotting to rock properties. *The Leading Edge*, **14**, 847-853.
119. Voigt, W., 1928, *Lehrbuch der Kristallphysik*. Leipzig, Germany.
120. Wackernagel, H., 1993, Cours de Geostatistique Multivariable, Centre de Geostatistique - École de Mines de Paris, Fontainebleau.
121. Wang, Z., 2002, Seismic anisotropy in sedimentary rocks, part 2: Laboratory data. *Geophysics*, **67**, 1423-1440.
122. Widess, M. B., 1973, How thin is a thin bed? *Geophysics*, **38**, 1176-1180.
123. Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R. et Gardner, L. W., 1956, Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, **21**, 41-70.
124. Wyllie, M. R. J., Gregory, A. R. et Gardner, G. H. F., 1958, An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, **23**, 459-493.
125. Yilmaz, O., 1988, *Seismic Data Processing (Vols. I , II)*. Soc. Expl. Geophys. Publications.
126. Yin, H., 1992, *Acoustic Velocity and Attenuation of Rocks: Isotropy, Intrinsic Anisotropy, and Stress Induced Anisotropy*. Ph.D. dissertation, Stanford University.
127. Yin, H., et Dvorkin, J., 1994, Strength of cemented grains. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 903-906.
128. Zhang, Z. et Stewart, R. R., 2008, Seismic attenuation and well log analysis in a heavy oilfield. *78nd Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 1784-1788.
129. Zimmer, M., 2003, *Seismic velocities in unconsolidated sands: Measurements of pressure, sorting, and compaction effects*. Ph.D. dissertation, Stanford University.
130. Zoeppritz, K., 1919, Erdbebenwellen VIIIB, On the reflection and propagation of seismic waves, *Göttinger Nachrichten*, **I**, 66-84.

Annexes

Annexe A : Moyenne de Backus

Soit un milieu VTI avec l'axe z (direction verticale) comme axe de symétrie. Le tenseur de dureté (rigidité), ou inverse du tenseur d'élasticité ($S_{ijkl} = C_{ijkl}^{-1}$), pour ce milieu VTI (équation 9.15) est de la forme :

$$S = \begin{pmatrix} a & b & f & & & \\ b & a & f & & & \\ f & f & c & & & \\ & & & d & & \\ & & & & d & \\ & & & & & m \end{pmatrix}, \qquad m = \frac{1}{2}(a-b) \tag{A.1}$$

où a, b,c, d, e et f sont les cinq constantes élastiques indépendantes non nulles.

Backus (1962) a montré que, dans la limite d'un longueur d'onde assez grande (généralement 10 fois l'épaisseur de la couche observée), un milieu stratifié composé de couches formées de matériaux transverses isotropes (chaque axe de symétrie est perpendiculaire aux strates) est anisotrope avec un tenseur de dureté :

$$\begin{pmatrix} A & B & F & & & \\ B & A & F & & & \\ F & F & \mathrm{C} & & & \\ & & & D & & \\ & & & & D & \\ & & & & & M \end{pmatrix}, \qquad M = \frac{1}{2}(A-B) \tag{A.2}$$

où

$$\begin{aligned} A &= \left\langle a - f^2 c^{-1} \right\rangle + \left\langle c^{-1} \right\rangle^{-1} \left\langle f c^{-1} \right\rangle^2 \\ B &= \left\langle b - f^2 c^{-1} \right\rangle + \left\langle c^{-1} \right\rangle^{-1} \left\langle f c^{-1} \right\rangle^2 \\ C &= \left\langle c^{-1} \right\rangle^{-1} \\ F &= \left\langle c^{-1} \right\rangle^{-1} \left\langle f c^{-1} \right\rangle \\ D &= \left\langle d^{-1} \right\rangle^{-1} \\ M &= \langle m \rangle \end{aligned} \tag{A.3}$$

La notation <.> indique la moyenne des propriétés pondérée par les proportions volumétriques des faciès.

Si les couches individuelles sont isotropes, le milieu effectif est encore VTI, mais le nombre de constantes nécessaires pour décrire chaque couche individuelle est réduit à 2 (équation 9.14) :

$$a = c = \lambda + 2\mu, \quad b = f = \lambda, \quad d = m = \mu \tag{A.4}$$

où μ et λ sont les constantes de Lamé de la couche.

Pour le milieu effectif les constantes élastiques seront :

$$\begin{aligned}
A &= \left\langle \frac{4\mu(\lambda+\mu)}{\lambda+2\mu} \right\rangle + \left\langle \frac{1}{\lambda+2\mu} \right\rangle^{-1} \left\langle \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} \right\rangle^{2} \\
B &= \left\langle \frac{2\mu\lambda}{\lambda+2\mu} \right\rangle + \left\langle \frac{1}{\lambda+2\mu} \right\rangle^{-1} \left\langle \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} \right\rangle^{2} \\
C &= \left\langle \frac{1}{\lambda+2\mu} \right\rangle^{-1} \\
D &= \left\langle \frac{1}{\mu} \right\rangle^{-1} \\
F &= \left\langle \frac{1}{\lambda+2\mu} \right\rangle^{-1} \left\langle \frac{\lambda}{\lambda+2\mu} \right\rangle \\
M &= \langle \mu \rangle
\end{aligned} \tag{A.5}$$

Les paramètres d'anisotropie faible de Thomsen sont donnés par l'équation 9.20 :

$$\varepsilon = \frac{A-C}{2C}, \quad \delta = \frac{F-C+2D}{C}, \quad \gamma = \frac{M-D}{2D} \tag{A.6}$$

Annexe B : Transformées de Fourier et de Hankel

Dans cette annexe on présentera les définitions et quelques propriétés des transformées de Fourier et de Hankel qu'on utilise dans la modélisation sismique viscoélastique 1D.

1. Transformée de Fourier

La transformée de Fourier d'une fonction $f(r,\theta,z,t)$ (écrite en coordonnées polaires) par rapport à la variable z est définie :

$$TF_z(f) = f(r,\theta,k_z,t) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(r,\theta,z,t)e^{-ik_z z}dz \tag{B.1}$$

Dans le contexte de la propagation des ondes dans un milieu continu, k_z est le nombre d'onde par rapport à z.

La transformée de Fourier inverse par rapport à z est définie par :

$$f(r,\theta,z,t) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty} f(r,\theta,k_z,t)e^{ik_z z}dk_z \tag{B.2}$$

La transformée de Fourier d'une fonction $f(r,\theta,z,t)$ par rapport à la variable t est définie :

$$TF_z(f) = f(r,\theta,z,\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(r,\theta,z,t)e^{-i\omega t}dt \tag{B.3}$$

Dans le contexte de la propagation des ondes dans un milieu continu, ω est la fréquence angulaire.

La transformée de Fourier inverse par rapport à t est définie par :

$$f(r,\theta,z,t) = \frac{1}{2\pi}\int_{-\infty}^{+\infty} f(r,\theta,z,\omega)e^{i\omega t}d\omega \tag{B.4}$$

Des définitions D.1 et D.2, on sort les propriétés :

$$\begin{aligned} TF_z\left(\frac{\partial f}{\partial z}\right) &= ik_z TF_z(f) \\ TF_z\left(\frac{\partial^2 f}{\partial z^2}\right) &= -k_z^2 TF_z(f) \end{aligned} \tag{B.5}$$

2. Transformée de Hankel

La transformée intégrale pour une fonction *f(r)* la plus adaptée au cas de variables telles que r qui varient de zéro à l'infini est la transformée de Hankel d'ordre ν définie comme :

$$TH_\nu(f) = f_\nu(k_r) = \int_0^{+\infty} rf(r)J_\nu(k_r r)dr \tag{B.6}$$

où J_ν est la fonction de Bessel d'ordre ν.

La transformée inverse de Hankel est :

$$f(r) = \int_0^{+\infty} k_r f_\nu(k_r)J_\nu(k_r r)dk_r \tag{B.7}$$

On rappelle ici trois propriétés de la transformée de Hankel :

$$\begin{aligned}
TH_1\left(\frac{\partial f}{\partial r}\right) &= -k_r TH_0(f) + \left[rJ_1(rk_r)f(r)\right]_{r=0}^{r=+\infty} \\
TH_0\left(\frac{\partial f}{\partial r} + \frac{f}{r}\right) &= +k_r TH_1(f) + \left[rJ_0(rk_r)f(r)\right]_{r=0}^{r=+\infty} \\
TH_1\left(\frac{\partial^2 f}{\partial r^2} + \frac{\partial}{\partial r}\left[\frac{f}{r}\right]\right) &= -k_r^2 TH_1(f) - k_r\left[rJ_0(rk_r)f(r)\right]_{r=0}^{r=+\infty}
\end{aligned} \tag{B.8}$$