Université du Québec Institut national de la recherche scientifique Centre Eau Terre Environnement

ÉLABORATION D'UN FLUX DE TRAVAIL POUR LA SURVEILLANCE SISMIQUE DE L'INJECTION DU CO $_2$ DANS DES GRÈS PEU POREUX: DE LA MODÉLISATION SISMIQUE À L'INVERSION STOCHASTIQUE.

Par

Lorenzo Perozzi

Thèse présentée pour l'obtention du grade de *Philosophiae doctor*, Ph.D. en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Examinateur externe	Hubert Fabriol Ph.D. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM)
Examinateur externe	Martin Bèche Ph.D. Petrolia
Examinateur interne	Mathieu Duchesne Ph.D. Commission Géologique du Canada (CGC)
Directeur de recherche	Bernard Giroux Ph.D. INRS - Centre Eau Terre Environnement
Codirecteur de recherche	Erwan Gloaguen Ph.D INRS - Centre Eau Terre Environnement
Codirecteur de recherche	Klaus Holliger Ph.D. Université de Lausanne

© Lorenzo Perozzi, 2015

All models are wrong, but some are useful. - GEORGE BOX

Remerciements

Avec ces remerciements, je voudrais montrer ma reconnaissance aux personnes qui m'ont aidé à réaliser ce travail, qui m'ont côtoyé et supporté et avec lesquelles j'ai partagé de très beaux moments pendants ces années à l'INRS.

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse Bernard Giroux. Tu as su me guider tout au long de ma thèse grâce à des explications toujours exhaustives, à des conseils et des questions toujours judicieuses.

J'ai eu le privilège d'avoir un codirecteur de thèse très pédagogue et dévoué. Merci Erwan pour ta disponibilité, ton respect, ta patience, ta compréhension et ton encouragement durant toutes ces années d'étude. Un jour, j'arriverai aussi à te battre au tennis.

Je remercie Klaus Holliger, mon autre codirecteur de recherche pour son appui à distance. C'est grâce à toi que mon aventure à Québec a commencé il y a désormais sept ans.

Je tiens à remercier Douglas Schmitt de l'université de l'Alberta qui m'a accueilli dans son laboratoire de physique des roches. Merci aussi à Randy Kofman pour son aide précieuse avec les mesures de laboratoire.

Je tiens à remercier les membres du jury d'évaluation d'avoir pris le temps de lire ma thèse.

Pendant mes études, j'ai bénéficié du soutien des collègues de bureaux et de membres du LIAMG en général, avec lesquels j'ai eu le plaisir de discuter de science, programmation, mais aussi de la vie de tous les jours. Merci à Camille, Martin, Jean-Sébastien, Marc, Patrick, Gabriel, Pierre, Mathieu, Issam.

Je tiens à remercier mes parents qui, tout au long de mon parcours, m'ont soutenu, écouté et encouragé. Merci pour tout ce que vous faites pour moi.

Enfin, mais dans mon coeur tu es toujours à la première place, je te remercie Isabelle. Ton support, ta patience et ton amour inconditionnel m'ont permis d'atteindre mes objectifs et terminer cette thèse. Merci Éloïse pour toute la joie que tu nous apportes chaque jour.

Avant-Propos

Cette thèse est composée de deux sections distinctes. La première section comprend une synthèse de l'ensemble des travaux effectués lors du doctorat, tandis que la deuxième section contient les articles scientifiques qui ont été écrits suite à ces travaux. Les articles sont:

- Perozzi L, Giroux B, Schmitt D & Kofman R (2015). Sensitivity of vertical seismic profiling for monitoring CO₂ storage in a low porosity reservoir - An example from the St-Lawrence Lowlands, Canada. *International Journal of Greenhouse Gas Control*
- 2. Perozzi L, Gloaguen E & Giroux B (à soumettre). Stochastic inversion workflow using the gradual deformation in order to predict and monitor the CO₂ flow within a saline aquifer. *Computational Geosciences*

La contribution des auteurs des articles aux projets de recherche s'établit comme suit:

Lorenzo Perozzi	Conception et réalisation des algorithmes, analyse des données, traitement des données, interprétation des résultats et rédaction des articles.
Bernard Giroux	Conception des projets, contribution à la création des algorithmes, à l'interprétation des résultats et à la rédaction finale des articles.
Erwan Gloaguen	Conception des projets, contribution à la création des algorithmes, à l'interprétation des résultats et à la rédaction finale de l'article 2.
Douglas R. Schmitt	Contribution à l'interprétation des résultats et à la rédaction finale de l'article 1.

Randolf S. Kofman Contribution à la création de données et à la rédaction finale de l'article 1.

Résumé

Plusieurs rapports d'organismes internationaux tels que l'Agence internationale de l'énergie (AIE) et le Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (GIEC) ont confirmé que le réchauffement climatique est indiscutable et trouve son origine dans l'activité humaine. En même temps, d'ici 2040, l'AIE prévoit une augmentation de la demande énergétique mondiale de 37 %. Bien que le choix des politiques et les évolutions du marché devraient entraîner une baisse de la demande pour les combustibles fossiles, ceci ne suffira pas à enrayer l'augmentation des émissions de dioxyde de carbone, ce qui provoquera une accélération de la hausse de la température mondiale de 3.6 °C à long terme. Le GIEC estime donc que pour limiter cette hausse à 2 °C, objectif adopté au niveau international pour prévenir les répercussions les plus graves du changement climatique, le monde ne devra pas émettre plus de 1000 Gt CO₂ à compter de 2014. Selon les deux organismes, environ 14 % des émissions seront réduites grâce à l'emploi de la technologie du captage et stockage du CO₂. Bien que cette technologie ne soit pas universellement reconnue parmi les agences de protection de l'environnement et les ONG, elle est la seule méthode à court terme qui permettrait d'avoir un impact significatif sur le bilan carbone et il y a maintenant une urgence pour le déploiement du CSC au-delà de la phase démonstrative. Pour que le stockage géologique du CO₂ ait un impact positif sur l'environnement, le CO₂ doit être stocké dans le sous-sol aussi longtemps qu'il le faut pour que les émissions anthropologiques chutent à des niveaux acceptables et dans des roches réservoirs permettant d'accueillir des volumes importants de CO2. Ces contraintes nécessitent que le CO2 soit stocké sur une échelle de temps de l'ordre de 10¹ à 10⁴ ans. Pour atteindre cette exigence, on doit s'assurer que le CO₂ reste en place et ne puisse migrer sur de grandes distances ni verticalement ni horizontalement.

À partir de ces constats, cette thèse propose une méthodologie de travail pour la surveillance sismique temporelle et l'évaluation de l'incertitude liée à l'injection du CO_2 adaptée à un environnement avec des faibles porosités et perméabilités, comme celui des Basses-Terres du St-Laurent (BTSL) au Québec, Canada. Cette méthodologie est menée sur deux fronts: utiliser les mesures de laboratoire et la modélisation sismique de puits comme outils de haute résolution pour évaluer la réponse sismique due à l'injection du CO_2 et définir une séquence logique de modélisation stochastique d'un réservoir potentiel pour la séquestration géologique du CO_2 . Premièrement, les mesures de laboratoire sur deux échantillons provenant des unités réservoir de BTSL ont permis d'évaluer la réponse sismique due à l'injection du CO_2 sous différentes conditions de pression et température. Ces mesures ont permis de calibrer le modèle géologique utilisé ensuite dans la modélisation sismique de puits. Cette modélisation a montré que les différences rencontrées aux différents temps sont quantifiables principalement par un délai de 30 ms associé à une diminution des vitesses quand le CO_2 supercritique remplace la saumure dans l'espace poreux.

Ensuite, la modélisation numérique basée sur un modèle hétérogène réaliste de l'aquifère salin des BSTL indique qu'à partir des données statiques initiales, l'approche d'inversion stochastique par déformation graduelle permet d'obtenir des estimations fidèles des propriétés physiques ainsi qu'une prédiction fiable de la distribution du CO_2 dans le réservoir.

Abstract

Several organizations such as the International Energy Agency (IEA) and the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) confirmed that global warming is undeniable and originates from human activity. Following the 4DS IEA scenario, global energy demand is set to grow by 37 % by 2040. While policy choices and market developments bring the share of fossil fuels in primary energy demand down to just under three-quarters by 2040, they are not enough to stem the rise in energy-related CO₂ emissions, which grow by one-fifth. This puts the world on a path consistent with a long-term global average temperature increase of 3.6 °C. The IPCC estimates that in order to limit this temperature increase to 2 °C – the internationally agreed goal to avert the most severe and widespread implications of climate change – the world cannot emit more than around 1000 gigatonnes of CO₂ from 2014 onwards. According to IEA and IPCC, carbon capture and storage (CCS) technology could reduce CO₂ emissions by 20 % of CO₂. This decade is critical for moving CCS through and beyond the demonstration phase. This means that urgent action is required, beginning now, from industry and governments to develop technology and the required business models, and to implement incentive frameworks that can help drive CCS deployment in the power sector and industrial applications. If CCS is to have a positive environmental impact then the injected CO₂ must be stored in geological reservoirs allowing to accommodate huge volumes of CO₂ for as long as it takes for anthropogenic output rates to drop to acceptable levels and for the carbon cycle to have recovered and stabilized in geological reservoirs. This constraint requires CO₂ to be stored for timescales of the order of 10^4 or even 10^4 years. To meet this requirement we must ensure that it is not possible for injected CO₂ to migrate on large distances either vertically or horizontally away from the targeted reservoir.

On the basis of these observations, this thesis proposes a workflow for the timelapse seismic monitoring and the uncertainty assessment of the CO_2 injection suited to the environment in which porosities and permeabilities are very low such as the St. Lawrence Lowlands (Québec, Canada) context. This two-pronged approach use first laboratory measurements and vertical seismic profiling as high resolution tool in order to assess the seismic response generated by CO_2 injections. Then, a logical sequence of stochastic modeling of a potential reservoir for CO_2 sequestration is defined. Laboratory measurements on two geological samples from the reservoir units of the St Lawrence Lowlands has allowed to assess the seismic response under various temperature and pressions conditions. The results obtained have helped to calibrate the geological model employed in the seismic modeling step. The results of the seismic modeling showed that the seismic signature of the CO_2 is mainly observable by a delay of 30 ms related to a decrease in the wave velocities when supercritical CO_2 replace brine in the pore space.

Numerical experiments based on a realistic heterogeneous saline aquifer model indicates that, given initial static data, the inversion approach should allow for faithful properties estimation and reliable prediction of the spatial distribution of CO_2 .

Table des matières

Re	emero	ements	iii
A	vant-]	ropos	v
Ré	ésum		vii
Al	ostrac		ix
Ta	ıble d	es matières	xi
Li	ste de	sfigures	xv
Li	ste de	s tableaux	xvii
I	Syn	hèse	1
1	Intr	duction	3
1	Intr 1.1 1.2 1.3 1.4 1.5	ductionLe problème du charbonÉvolution énergétique et scénario de réduction du CO_2 Captage et stockage du carbone (CSC)1.3.1Réservoirs d'hydrocarbure épuisés1.3.2Aquifères salinsLa zone d'étudeObjectifs de la thèse1.5.1Peut-on utiliser les méthodes géophysiques pour surveiller la migration du CO_2 dans un contexte de faible porosité et perméabilité comme celui de Basses-Terres du St Laurent?1.5.2Peut-on utiliser les données géophysiques afin de quantifier l'étalement du panache de CO_2 dans le sol et quantifier son incertitude?	3 3 6 8 9 10 11 12 12 14
2	La s 2.1	smique comme outil de surveillance du CO2 Concepts théoriques de base 2.1.1 Les milieux élastiques 2.1.2 Les milieux viscoélastiques 2.1.3 Les milieux poroviscoélastiques 2.1.4 La physique des roches	15 15 19 20 20
	2.2	Mesures sismiques de laboratoire avec injection de CO2 2.2.1 Préparation des échantillons 2.2.2 Procédure expérimentale	22 23 23

		2.2.3	Analyse de la vitesse et de l'amplitude du signal	24
		2.2.4	Synthèse des résultats	25
	2.3	Modéli	sation sismique de l'injection du CO_2	26
		2.3.1	Profilage sismique vertical	26
		2.3.2	Modèle géologique	27
		2.3.3	Modélisation sismique	28
		2.3.4	Modélisation de l'écoulement du CO_2	29
		2.3.5	Synthèse des résultats	32
3	La g	éostati	stique comme outil d'optimisation	35
	3.1	Inversi	on stochastique	35
		3.1.1	La déformation graduelle comme méthode d'optimisation	36
	3.2	Applic	ation à un exemple synthétique	38
		3.2.1	Modèle de référence	39
		3.2.2	Réalisations initiales	39
		3.2.3	Optimisation statique	39
		3.2.4	Optimisation dynamique	41
		3.2.5	Validation du modèle	43
	3.3	Synthè	se des résultats	47
4	Con	clusion	L	49
Ré	Références			52

II Articles

61

11	Abstra	, v
1.1	Introd	uction
1.2	Bácan	cour recervoir properties
1.3 1.4	Ultras	onic measurements
	1.4.1	Sample characterization
	1.4.2	Experimental apparatus and procedure
	1.4.3	Testing sequence
	1.4.4	Experimental results
	1.4.5	Gassmann modeling
1.5	Time-	lapse seismic response modeling
	1.5.1	Methodology
	1.5.2	Geological model
	1.5.3	CO_2 injection modeling
	1.5.4	Synthetic seismograms
	1.5.5	Modeling results
1.6	Conclu	usion
1.7	Ackno	wledgements

Références

92

2 Stochastic inversion workflow using the gradual deformation to estimate reservoir pro-								
	perties and predict the CO $_2$ distribution within a saline aquifer							
	2.1	Abstract	101					
	2.2	Introduction	101					
2.3 Methodology		Methodology	103					
		2.3.1 Geostatistical methods	104					
		2.3.2 Static optimization	104					
		2.3.3 Dynamic optimization	107					
	2.4	Application to a synthetic example	108					
		2.4.1 Model Validation	112					
	2.5	Conclusion	114					
	2.6	Acknowledgments	116					
Ré	férei	nces	117					

Liste des figures

Première partie - Synthèse

1.1	Évolution des concentrations des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Source des données: Siegenthaler <i>et al.</i> (2005): Neffel <i>et al.</i> (1994): Petit <i>et al.</i> (1999): WMO (2014b) et http://	
	//www.esrl noaa gov/gmd/ccgg/trends	4
12	Répartitions des GES anthroniques *Autre inclut: combustion de biomasse émissions in-	1
1.0	directes de N ₂ O non agricoles, déchets, utilisation de solvants. Source des données: IEA	
	(2014a)	5
1.3	Réduction des émissions du CO ₂ selon le type de technologie employée. Source des données:	U
	International Energy Agency, Energy Technology Perspectives 2014 - www.iea.org/etp	6
1.4	Sites CSC par volume annuel de stockage de CO_2 (mis à jour de 2014). Source des données:	
	http://www.globalccsinstitute.com/	9
1.5	Schéma représentant le stockage géologique du CO ₂ . Source de l'image: http://www.dnv.com	10
2.1	Schéma de la géométrie d'acquisition PSV	27
2.2	Modèle de référence pour V_p	28
2.3	Illustration de la séquence du traitement pour le Profilage Sismique Verticale (PSV)	30
2.4	Illustration du panache de CO_2 assumé dans les modèles à équilibre vertical (VE), d'après	
	Ligaarden & Nilsen (2010).	31
2.5	Distribution de la porosité et de la perméabilité dans le réservoir.	32
2.6	Saturation du panache du CO_2 en fonction du temps.	34
3.1	Flux de travail classique de l'inversion stochastique	37
3.2	Processus de recherche itérative impliquant la combinaison graduelle de trois réalisations.	
	D'après Le Ravalec (2005).	38
3.3	Boucle d'optimisation statique	40
3.4	Boucle d'optimisation dynamique	41
3.5	Distribution du panache de CO_2 après 200 jours d'injection.	42
3.6	Corrélation de la valeur de densité entre le modèle de référence et a) 1 réalisation stochastique	
	initiale; b) le modèle obtenu après optimisation statique/dynamique	43
3.7	Graphique QQ des valeurs de porosité entre le modèle de référence et le modèle après	
	optimisation statique/dynamique.	44
3.8	SSIM index pour les vitesses des ondes S et la porosité entre le modèle de référence et a) une	
	réalisation stochastique initiale; b) le modèle obtenu après optimisation statique/dynamique.	
	La valeur dans l'encadré correspond à la valeur SSIM moyenne.	45
3.9	Index de similarité structurelle (Wang <i>et al.</i> , 2004) du panache du CO_2 pour la simulation	
	d'écoulement entre le modèle de référence et 1) une réalisation stochastique initiale; 2) le	
	modèle obtenu après optimisation statique et dynamique.	46

Deuxième partie - Articles

Article I

1.1	Geographical and stratigraphical map of the studied area. Modified from (Malo & Bédard,	
	2012) and (Claprood <i>et al.</i> , 2012)	67
1.2	Apparatus setup and rock sample with transducer assemblage	71
1.3	Phase diagrams of CO_2 based on the thermodynamic model of Span & Wagner (1996). The	
	blue and red bars indicate the P and T conditions for the experiments runs	72
1.4	P-waveforms of measurements at 35 °C for the CH sample.	73
1.5	Velocity and amplitude response for CO ₂ injection in the Covey Hill (yellow) and Cairnside	
	(red) samples.	75
1.6	Log differential intrusion vs. pore size for the matrix of the Covey Hill and Cairnside samples.	
	Dominant pore throat sizes is 0.45 µm for both samples	78
1.7	P-wave velocity for the heterogeneous and block model with respectively seismograms	82
1.8	Corridor stack difference (3 traces for each offset) for the optimistic scenario	84
1.9	Corridor stack difference (3 traces for each offset) for the Bécancour like scenario	85
1.10	Refracted wave that arise at large offset (>700 m)	87
1.11	Seismogram based on the heterogeneous model and blocky model	89
1.12	Zœppritz analysis for heterogeneous model (a) and blocky model (b) using the CREWES	
	Zœppritz Explorer Applet. The graphs on the right show how reflection coefficient change	
	with angle of incidence.	90

Article II

2.1	Workflow of the stochastic inversion methodology	105
2.2	Simplified stratigraphy of the St. Lawrence Platform. Reservoirs formations are highlighted	
	in yellow and cap rock formations in light gray. Modified from (Claprood <i>et al.</i> , 2012)	109
2.3	Synthetic well log data set representing the sedimentary sequence of the St. Lawrence	
	Platform. From left to right: <i>P</i> -wave and <i>S</i> -wave velocity, density (ρ) and effective porosity	
	(ϕ). For each formation the corresponding parameter distribution is showed	110
2.4	Reference model for V_p , V_s , ρ and ϕ	111
2.5	Inversion results for V_p , V_s , ρ and ϕ	112
2.6	Correlation plot for V_p , V_s , ρ and ϕ between observed data and one initial SGS realization	
	chosen at random among 100 (a) and between observed data and the final inversion result (b).	. 113
2.7	Q-Q plot of observed data versus inversion results data for V_p , V_s , ρ and ϕ	114
2.8	Structural similarity index (SSIM) between the reference model and one random SGS real-	
	ization and between the reference model and the inversion result for V_p , V_s , ρ and ϕ	115
2.9	Structural similarity index (SSIM) between the reference model and one random SGS real-	
	ization and between the reference model and the inversion result for porosity field at the	
	reservoir level	116

Liste des tableaux

Première partie - Synthèse

2.1	Type de mesures effectuées sur les échantillons du Covey Hill et du Cairnside	24
2.2	Caractéristiques du modèle géologique et géométrie d'acquisition PSV	29

Deuxième partie - Articles

Article I

1.1	Physical properties of the Potsdam group reservoir and the Utica/Lorraine cap-rock	68
1.2	Mineral composition of the Potsdam group sandstones.	80
1.3	Parameters defining the geological model	81
1.4	Models parameters for the CO_2 injection simulation and for synthetics seismograms	86
1.5	Synthetic seismogram processing	86
1.6	Signal delay between the baseline survey and seismic traces collected 5 years after the CO2	
	injection.	88
Article	II	

2.1 Well-log mean and standard deviation for each group	11	1
---	----	---

Première partie

Synthèse

Chapitre 1

Introduction

Selon le dernier rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), le réchauffement climatique est indiscutable et trouve son origine dans l'activité humaine (IPCC, 2014). L'atmosphère et les océans se sont réchauffés, les quantités de neige et de glace ont diminué et les niveaux des océans ont augmenté.

À partir de l'ère préindustrielle, les émissions des gaz à effet de serre (GES) ont augmenté principalement à cause de l'industrialisation et de l'augmentation de la population. Ceci a mené à l'accélération sans précédent de l'augmentation des concentrations atmosphériques de dioxyde de carbone de méthane et de protoxyde d'azote (voir Figure 1.1a). Il faut s'attendre à ce que la poursuite des émissions de GES aggrave encore la hausse des températures et provoque de nouveaux changements.

1.1 Le problème du charbon

La concentration du CO_2 dans l'atmosphère varie de façon naturelle. La figure 1.1b montre la variation des concentrations de CO_2 dans les derniers 650 000 ans (Siegenthaler *et al.*, 2005; Neftel *et al.*, 1994; Petit *et al.*, 1999; WMO, 2014b). Ces données montrent une concentration stable de CO_2 d'environ 280 ppm, qui correspond à la concentration à la fin de la dernière glaciation (±10 000). L'augmentation du CO_2 au-dessus de 280 ppm coïncide avec la révolution industrielle (autour des années 1800) et elle a accéléré sans cesse jusqu'à nos jours pour atteindre la valeur d'environ 400 ppm en 2014. À partir de ces données, on peut conclure que les concentrations actuelles de CO_2 dépassent d'au moins 100 ppm le seuil d'équilibre naturel



(a) Concentrations atmosphériques du CO₂, N₂O et du CH₄.

(b) Concentration de CO₂ dans l'atmosphère dans les dernières 650 000 années.



FIGURE 1.1 – Évolution des concentrations des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Source des données: Siegenthaler *et al.* (2005); Neftel *et al.* (1994); Petit *et al.* (1999); WMO (2014b) et http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends

associé au stade interglaciaire actuel. On peut aussi conclure que la concentration de CO_2 enregistrée en 2014 dépasse d'environ 30 % les concentrations plus élevées dans les 650 000 dernières années. Le méthane CH_4 est le deuxième plus important des gaz à effet de serre. Environ 40 % des rejets de CH_4

dans l'atmosphère sont d'origine naturelle (zones humides) et 60 % d'origine humaine (élevage de bétail, riziculture, exploitation des combustibles fossiles, décharges, combustion de biomasse) (WMO, 2014a). Le CH_4 atmosphérique a atteint un nouveau pic en 2013 – 1824 parties par milliard (ppb) environ – en raison de l'accroissement des émissions anthropiques. Après une période de stabilisation, la teneur de l'atmosphère en méthane augmente de nouveau depuis 2007 (WMO, 2014a).

Parmi les activités humaines qui produisent des gaz à effet de serre, la production d'énergie est de loin la plus grande source de GES et en particulier de CO_2 . La contribution de l'agriculture (qui produit principalement du CH_4 et du N_2O) et des processus industriels non reliés à la production d'énergie est largement plus faible, comme c'est montré dans la figure 1.2 (IEA, 2014a). Dans l'industrie de l'énergie, le CO_2 produit lors de l'utilisation des combustibles fossiles, domine les émissions totales des GES. Personne ne peut plus nier que la demande croissante d'énergie à partir de combustibles fossiles a un rôle clé dans la tendance à la hausse des émissions de CO_2 . Depuis la révolution industrielle, le CO_2 émis annuellement à partir des combustibles fossiles fossiles a augmenté dramatiquement de presque 0 à environ 32 Gt CO_2 en 2012 (IEA, 2014a).

Dans un contexte où la demande d'énergie est de plus en plus grande, il faut trouver des mesures permettant la mise en œuvre d'options durables en matière de production, de distribution et de consommation finale d'énergie.



FIGURE 1.2 – Répartitions des GES anthropiques. *Autre inclut: combustion de biomasse, émissions indirectes de N₂O non agricoles, déchets, utilisation de solvants. Source des données: IEA (2014a)

1.2 Évolution énergétique et scénario de réduction du CO₂

L'Agence internationale de l'énergie (AIE) a publié un rapport dans lequel elle voit une augmentation de la demande énergétique mondiale de 37 % d'ici 2040 (IEA, 2014c). Bien que le choix des politiques et les évolutions du marché devraient entraîner une baisse de la demande pour les combustibles fossiles en 2040, ceci ne suffira pas à enrayer l'augmentation des émissions de dioxyde de carbone, ce qui provoquera une accélération de la hausse de la température mondiale de 3.6 °C à long terme. Le (GIEC) estime que pour limiter cette hausse à 2 °C, objectif adopté au niveau international pour prévenir les répercussions les plus graves du changement climatique, le monde ne devra pas émettre plus de 1000 Gt CO₂ à compter de 2014 (IEA, 2014c). Les perspectives en matière de technologies énergétiques 2014 (IEA, 2014b) analysent trois voies possibles pour notre futur énergétique jusqu'en 2050. Le scénario 6 °C (6DS), qui prolonge les tendances actuelles; le scénario 4 °C (4DS), qui reflète les intentions déclarées de certains pays de réduire les émissions de CO₂ et d'encourager l'efficacité énergétique et le scénario 2 °C (2DS) qui présente un réseau énergétique durable à faibles émissions de CO₂. La figure 1.3 montre l'évolution des émissions de CO₂



FIGURE 1.3 – Réduction des émissions du CO₂ selon le type de technologie employée. Source des données: International Energy Agency, Energy Technology Perspectives 2014 - www.iea.org/etp

globale, en fonction du scénario suivi. Cette figure montre aussi la contribution de chaque technologie pour

atteindre le scénario 2DS, qui permettrait de limiter l'augmentation de la température globale à 2 °C. Les énergies renouvelables connaissent une croissance variable et parmi elles, l'énergie solaire, l'hydroélectricité et l'éolien terrestre sont les plus dynamiques surtout dans les économies émergentes qui revoient leurs ambitions à la hausse et s'affirment comme leaders du déploiement de technologies à faible empreinte carbone (IEA, 2014b).

En revanche, l'augmentation continue de la consommation de charbon contrecarre la réduction des émissions résultant des avancées récentes du déploiement des énergies renouvelables. Ce constat met en lumière la nécessité d'améliorer l'efficacité des centrales à charbon et d'une utilisation à plus grande échelle de la technologie du captage et de stockage du carbone (CSC). L'AIE et le GIEC estiment qu'en 2050 environ 14 % des émissions seront réduites grâce à l'emploi du CSC. Le CSC n'est cependant pas universellement populaire parmi les agences de protection de l'environnement et les ONG. En effet, elle est vue comme une technologie crée par l'industrie pétrolière et gazière qui leur permettrait de continuer à exploiter et consommer les ressources énergétiques fossiles comme ils le font actuellement. Cependant, d'un point de vue pragmatique, cette technologie a le potentiel de mitiger les émissions globales durant la transition vers de nouvelles technologies à faible empreinte carbone. Par ailleurs, il y a de nouveaux grands pollueurs comme la Chine et l'Inde qui sont en pleine expansion économique. Les sociétés occidentales, qui ont largement profité des énergies fossiles pour leur développement, sont mal placées pour restreindre la consommation de ces pays. Donc, le CSC est la seule méthode à court terme qui permettrait d'avoir un impact significatif sur le bilan carbone. Il faut se rendre compte que sans la mise en place de cette technologie à grande échelle, il sera très difficile d'atteindre les objectifs de réductions demandés par le GIEC. Il faut penser à développer de plus en plus des projets comme celui de Boundary Dam en Saskatchewan, où une centrale à charbon a été reconstruite avec une unité de séquestration et stockage du CO2. Cela permet une production d'électricité de 110 MW tout en assurant une réduction des émissions de SO₂ et CO₂ de presque 100 % (IEA, 2014c). Comme la directrice générale de l'AIE, Maria Van der Hoeven, l'a écrit dans l'avant-propos du rapport sur le CSC de l'AIE (IEA, 2013):

Après plusieurs années de recherche, développements et expériences pratiques importantes, mais limitées, le temps est venu de passer à une vitesse supérieure pour le développement du CSC comme option énergétique concrète, afin qu'il puisse être déployé à grande échelle.

Cette citation permet de mettre en évidence l'urgence de passer des scénarios à l'action. Étant donné les tendances passées et actuelles en matière d'utilisation de combustibles fossiles, il y a une urgence pour le déploiement du CSC. Cette décennie est cruciale pour faire avancer le CSC au-delà de la phase démonstrative. Cela signifie que des actions urgentes sont nécessaires, à partir de maintenant, de la part à la fois de l'industrie et des gouvernements pour développer des modèles d'affaires et implémenter des cadres incitatifs qui peuvent entraîner l'application de cette technologie dans le secteur de l'énergie et d'autres applications industrielles.

Bien des gens considèrent le gaz naturel comme un combustible de transition, qui permettrait de continuer à être dépendant aux combustibles fossiles en réduisant les émissions de gaz à effet de serre, au cours des prochaines décennies (Pacala, 2004). Les faibles prix du gaz qui ont accompagné cette augmentation dans la production ont mené à une croissance dans la demande de gaz. Cette croissance n'a pas été sans controverse, en particulier dans le cas des gaz de schiste, avec les préoccupations soulevées au sujet de la pollution des eaux (Osborn *et al.*, 2011) et les émissions des gaz à effet de serre (GES), en particulier ceux liés à la fracturation hydraulique (Howarth *et al.*, 2011a,b).

1.3 Captage et stockage du carbone (CSC)

Le captage et le stockage du dioxy de de carbone est un processus consistant à séparer le CO_2 des autres composés industriels et énergétiques, à le transporter dans un lieu de stockage et à l'isoler de l'atmosphère sur le long terme (IPCC, 2005). Les grandes sources ponctuelles de CO_2 incluent d'importantes installations faisant appel à des combustibles fossiles (p.ex. les raffineries et les centrales au charbon), des cimenteries ainsi que les installations productrices de gaz naturel. Selon les GIEC et l'IEA, le stockage géologique du CO_2 (piégeage dans des couches réservoirs profondes) est la seule technique qui pourrait engendrer des réductions d'émissions de 10 % à 55 % à court terme.

La figure 1.5 montre un schéma classique de stockage géologique du CO_2 . Actuellement il y a plusieurs projets de grande envergure liés à la séquestration géologique du CO_2 . La figure 1.4 montre les principaux projets et leur capacité de stockage annuel. Le principe de base derrière ces projets consiste à injecter du CO_2 à des pressions d'environ 8 MPa dans un aquifère salin ou dans un champ de pétrole ou de gaz naturel épuisé situé à une profondeur supérieure à 800 m. À ces profondeurs, le CO_2 se trouve à l'état supercritique avec une densité d'environ 700 kg/m³ qui est plus faible que celle de la plupart des fluides naturels (saumure ou huile) que l'on trouve dans les réservoirs. C'est une phase aussi dense qu'un liquide, mais assurant des propriétés de transport (viscosité et diffusion), proches de celles d'un gaz.

Sa flottabilité entraîne la remontée du CO_2 vers la surface jusqu'à ce qu'il rencontre une couche imperméable capable d'empêcher toute remontée ultérieure du fluide (aussi appelée couche couverture dans le domaine pétrolier). Ce phénomène est connu sous le nom de piégeage stratigraphique et on estime qu'au début de



CO₂ stocké par année (Mt)

FIGURE 1.4 – Sites CSC par volume annuel de stockage de CO₂ (mis à jour de 2014). Source des données: http://www.globalccsinstitute.com/

l'injection, la majorité du CO_2 est piégé de cette façon (Johnson et al., 2001).

Par ailleurs, le CO_2 en phase libre se dissout graduellement dans les fluides résiduels qui se trouvent dans le réservoir. La dissolution du CO_2 augmente la densité de la saumure, de sorte que la flottabilité forcera ces fluides vers le bas en réduisant le risque de fuite. Ce phénomène est connu sous le nom de piégeage hydrodynamique; Johnson *et al.* (2001) estiment que jusqu'à 15 % du CO_2 peut être stocké de cette façon. Le CO_2 libre et la saumure enrichie de CO_2 se trouvent en déséquilibre chimique avec les roches du réservoir; des réactions chimiques qui produisent de la dissolution ou de la précipitation auront donc lieu. Le scénario optimal est celui où les minéraux qui contiennent des carbonates précipitent. Ce phénomène est très lent donc sur une échelle de temps décennale, seulement une faible quantité (<1 %) de CO_2 sera piégée de cette façon. (Johnson *et al.*, 2001).

1.3.1 Réservoirs d'hydrocarbure épuisés

La pression des réservoirs d'hydrocarbures épuisés chute et les hydrocarbures qui étaient contenus dans les pores et les fractures sont graduellement remplacés par les fluides de la formation, généralement de



FIGURE 1.5 – Schéma représentant le stockage géologique du CO₂. Source de l'image: http://www.dnv.com

la saumure. Depuis les années 1960, une pratique courante en ingénierie de réservoir est celle d'injecter de la saumure pour maintenir une pression élevée. Dans certains cas, le CO_2 a été utilisé à la place de la saumure. En effet, il a été découvert qu'en injectant du CO_2 on est capable d'augmenter l'extraction d'hydrocarbures tout en assurant que le CO_2 injecté reste en place. Ce type de stockage est actuellement mené dans le projet de Weyburn-Midal en Saskatchewan. Il y a trois avantages principaux à stocker le CO_2 de cette façon. Premièrement, le bénéfice économique est accru en raison d'une augmentation de l'extraction d'hydrocarbures. Deuxièmement, les réservoirs sont très bien étudiés et les volumes potentiels de stockage sont connus. Finalement, la majorité des infrastructures nécessaires sont déjà en place.

Cependant, il faut considérer que les puits abandonnés pourraient fournir une voie préférentielle pour la remontée du CO_2 vers la surface et que les activités d'extraction pourraient avoir endommagé la roche couverture.

1.3.2 Aquifères salins

Le CO_2 est un liquide de faible densité; il est donc piégé dans des réservoirs poreux qui sont recouverts par une couche imperméable. Ce type de piège stratigraphique est abondant dans la plupart des bassins

sédimentaires où les roches sont saturées en saumure. Ces aquifères salins représentent de loin le plus grand volume disponible pour le stockage du CO_2 . Bédard *et al.* (2013) estiment que les aquifères salins des Basses-Terres du St Laurent (Québec, Canada) renferment un potentiel de stockage d'environ 3 Gt de CO_2 , ce qui représenterait les émissions de toute la province de Québec pendant 150 ans. Cependant, les aquifères salins n'ayant aucune valeur commerciale, ils ne sont pas très bien étudiés et il est donc difficile d'obtenir des estimations précises ainsi que des données fiables pour assurer la sécurité du stockage. Actuellement, il existe trois projets importants dans ce type d'environnement, soit à Sleipner et Snøhvit, dans la mer du Nord, et Aquistore en Saskatchewan, où la viabilité du projet de stockage dans des aquifères salins à été démontrée.

1.4 La zone d'étude

Le Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP) du Québec a octroyé une subvention à l'INRS-ETE pour mettre en place une chaire de recherche sur la séquestration géologique du CO₂ au Québec. Des aquifères salins profonds ont été identifiés à plusieurs niveaux stratigraphiques dans la région de Bécancour, entre Montréal et Québec: les calcaires du Groupe de Trenton, les grès dolomitiques du Groupe de Beekmantown (Formation Theresa) et les grès quartzeux du Groupe de Potsdam (Formations Cairnside et Covey Hill). Ces aquifères sont situés à une profondeur moyenne allant de 795 m à 1230 m (Konstantinovskaya *et al.*, 2010).

Les travaux de recherche de la chaire ont montré que les épaisseurs nettes des intervalles productifs sont plus importantes dans les grès du Groupe du Potsdam et particulièrement dans les grès de la Formation Covey Hill (196 m). Les grès de Covey Hill ont aussi les porosités effectives les plus importantes (6 %), les perméabilités de la matrice les plus élevées ($2.4 \times 10^{-16} \text{ m}^2$) ainsi qu'une salinité relativement faible (108.500 mg/l) (Tran Ngoc *et al.*, 2014). Les grès de la Formation Cairnside ont aussi un potentiel de stockage intéressant. Cependant leur faible porosité et perméabilité ainsi que leurs eaux fortement salines sont moins favorables pour le stockage du CO₂. Les figures 1.1a et 1.1b de l'article 1 à la page 67 montrent les bassins sédimentaires de la zone d'études et la stratigraphie simplifiée des Basses-Terres du St Laurent respectivement.

Dans ce travail, les aquifères du Groupe du Potsdam ont été choisis comme réservoir cible pour la séquestration géologique du CO_2 au Québec pour leurs propriétes réservoirs mentionnées ci-haut. La description des

propriétés physiques des échantillons du Covey Hill et du Cairnside sont présentés dans le tableau 1.1 de l' article 1 à la page 68.

1.5 Objectifs de la thèse

Pour que le captage et stockage du CO_2 aient un impact positif sur l'environnement, le CO_2 doit donc être stocké dans le sous-sol aussi longtemps qu'il le faut pour que les émissions anthropologiques chutent à des niveaux acceptables et que le cycle du carbone se rétablisse et se stabilise. Ces contraintes nécessitent que le CO_2 soit stocké sur une échelle de temps de l'ordre de 10^1 à 10^4 ans. Pour atteindre cette exigence, on doit s'assurer que le CO_2 reste en place et ne puisse migrer sur de grandes distances ni verticalement ni horizontalement.

Ceci nous oblige à répondre à deux questions scientifiques principales pour que les projets de CSC deviennent économiquement et politiquement acceptables:

- Peut-on utiliser les méthodes géophysiques pour surveiller la migration du CO₂ dans un contexte de faible porosité et perméabilité comme celui des Basses-Terres du St Laurent?
- Peut-on utiliser les données géophysiques afin de quantifier l'étalement du panache de CO₂ dans le sol et quantifier son incertitude?

L'objet de cette thèse est donc d'analyser et répondre à ces questions afin de renforcer les bases scientifiques pour le stockage du CO_2 dans l'aquifère salin des Basses-Terres du St Laurent (BTSL), identifié comme cible principale pour le développement du CSC dans la province du Québec.

1.5.1 Peut-on utiliser les méthodes géophysiques pour surveiller la migration du CO₂ dans un contexte de faible porosité et perméabilité comme celui de Basses-Terres du St Laurent?

La surveillance sismique temporelle a prouvé être une méthode efficace pour aider à la gestion des réservoirs d'hydrocarbures depuis les années 1990 (Johnston, 2010). Plus récemment, cette technique a été adoptée à des fins de surveillance des sites de stockages de CO_2 où l'objectif est non seulement celui de surveiller le réservoir, mais aussi de sonder et quantifier l'intégrité de la roche couverture. Cette technique a été utilisée à Sleipner (Arts *et al.*, 2004) à Weyburn-Midale (Canada) (Li *et al.*, 2001; Davis *et al.*, 2003; White, 2013) à In Salah (Algerie) et Snøhvit (Norvège) (Eiken *et al.*, 2011) et dans le projet Aquistore (Saskatchewan) (Roach

et al., 2015) ainsi que dans plusieurs projets pilotes tels que Cranfield (États-Unis) (Zhang *et al.*, 2012), Otway (États-Unis) (Urosevic *et al.*, 2010), Nagaoka (Japon) (Sato *et al.*, 2011) et Ketzin (Allemagne) (Lüth *et al.*, 2011; Ivanova *et al.*, 2012). Dans l'ensemble, ces sites présentent des conditions d'injection idéales avec des porosités de 15 à 20 % et des perméabilités de 5×10^{-12} à 5×10^{-14} m².

Dans le cas de la surveillance du CO_2 , une des limitations majeures de la sismique de surface, est sa résolution verticale. En effet, il est très difficile, voire impossible, d'imager des couches plus minces que 10 m à 15 m, aux profondeurs des réservoirs ayant un potentiel de stockage (Arts *et al.*, 2004). Cependant, dans des environnements stratifiés, il n'est pas rare que le CO_2 reste piégé dans des couches plus minces que la limite de résolution de la sismique de surface (Chadwick *et al.*, 2004, 2005, 2009; Bickle *et al.*, 2007; Lippard *et al.*, 2008). Le profilage sismique vertical (PSV) pourrait partiellement résoudre le problème de résolution. Cette méthode présente l'avantage de placer des géophones dans un puits, au niveau du réservoir en améliorant le pouvoir de résolution. Cette technique a été employée avec succès pour la surveillance de l'injection d'une petite quantité de CO_2 à Ketzin en Allemagne. Un des objectifs de cette thèse est donc celui de tester un modèle numérique pour le PSV comme outil de surveillance de la propagation du CO_2 dans des conditions de très faible porosité (4 à 6 %) et perméabilité (1.2 × 10⁻¹⁶ à 2.5 × 10⁻¹⁶ m²).

Dans les approches conventionnelles, en raison du nombre limité de puits et de l'absence de méthode éprouvée d'assimilation quantitative de données indirectes, les modèles géologiques utilisés pour la modélisation sismique sont très simplistes, homogènes et ne reflètent pas la réalité (Dubreuil-Boisclair *et al.*, 2012; Claprood *et al.*, 2013). De plus, les algorithmes utilisés pour la propagation des ondes sismiques dans un milieu poreux ne tiennent pas compte de l'influence des fluides. Giroux (2012) présente une implémentation des CPML (*convolutional perfectly matched layer*) pour les milieux poroviscoélastiques isotropes et anisotropes. L'approche poroviscoélastique est peut-être l'outil le plus efficace pour étudier l'effet des fluides saturant les roches, car leurs propriétés sont directement prises en compte dans les équations. **Un autre objectif est donc de construire un modèle géologique stochastique de référence afin de produire des sismogrammes en utilisant une formulation poroviscoélastique. Des mesures de laboratoires ont été nécessaires afin d'étalonner le modèle géologique.**

La modélisation de la réponse sismique à l'injection du CO_2 nécessite des modèles représentatifs pour prédire correctement le comportement des ondes acoustiques traversant des milieux géologiques complexes. Cela implique la modélisation de l'écoulement du fluide afin de prédire la progression du panache de CO_2 dans le réservoir. L'approche classique repose sur l'utilisation des méthodes numériques en trois dimensions pour résoudre le système avec un degré de précision élevé. Toutefois, cela implique des efforts importants de calcul, qui ne sont pas toujours abordables ou même possibles à mettre en oeuvre. Au cours des dernières années, des approches employant des méthodes semi-analytiques ont été mises au point (Nordbotten *et al.*, 2005a, 2009). Un outil de simulation prometteur pour la modélisation rapide et précise de la séquestration de CO_2 est basé sur l'hypothèse d'équilibre vertical (VE). Au cours des dernières années, les méthodes VE ont été employées pour simuler l'injection et la migration du CO_2 à grande échelle, pour laquelle l'hypothèse d'équilibre vertical avec interface nette entre CO_2 et saumure peut être formulée (Nordbotten *et al.*, 2005a; Celia *et al.*, 2006; Nordbotten & Celia, 2006). **Finalement, le dernier objectif de cette section est de modéliser l'injection et la migration du CO_2 avec l'hypothèse d'équilibre vertical afin de pouvoir tester le PSV comme outils de surveillance temporelle.**

1.5.2 Peut-on utiliser les données géophysiques afin de quantifier l'étalement du panache de CO₂ dans le sol et quantifier son incertitude?

Tout processus d'évaluation des ressources de stockage géologique du CO_2 nécessite des estimations de la quantité de CO₂ qui peut être stockée dans le sous-sol. Les incertitudes liées à cette estimation dépendent entre autres de la compréhension du sous-sol en terme de données géologiques et des modèles. De manière générale, en raison du faible nombre de données, un seul modèle déterministe est utilisé pour évaluer la ressource d'un site de stockage du CO₂. Cependant, étant donné que notre connaissance du sous-sol est toujours très limitée, le modèle déterministe ne sera jamais assez fidèle à la réalité. Finalement, on ne fournit qu'un seul modèle qui est certain d'être non réaliste tout en négligeant l'incertitude. Cette situation peut être améliorée en utilisant des méthodes probabilistes qui respectent l'incertitude des données que l'on peut exploiter tant dans la construction du modèle statique (porosité, perméabilité) que pour le suivi et l'évaluation de l'injection. De plus, dans les cas d'injection de fluides, il est important d'intégrer la surveillance temporelle sismique avec les simulations d'écoulement de CO₂ dans un cadre commun appelé calage historique (Doyen, 2007). Cette pratique est assez bien connue dans le domaine pétrolier et gazier, mais elle n'a pas encore été adoptée dans la séquestration et stockage du CO₂. De plus, dans le cas de la CSC, il n'y a pas d'information directe sur le mouvement du panache, car, dans la plupart du temps, il n'y a qu'un seul puits de surveillance. Un autre objectif de la thèse est donc de définir une séquence logique de modélisation stochastique d'un réservoir potentiel pour la séquestration géologique du CO₂. Afin de valider l'adéquation optimale des modèles, ceux-ci sont testés en fonction de leur réponse sismique poroviscoélastique par rapport aux données mesurées.

Chapitre 2

La sismique comme outil de surveillance du CO₂

Cette section décrit brièvement les bases théoriques et les démarches méthodologiques nécessaires pour répondre au premier objectif de l'étude. La section 2.1 présente la base théorique de la propagation des ondes acoustiques dans les milieux poreux. Les détails de la méthodologie utilisée se retrouvent dans l'article I faisant partie de cette thèse. Afin d'éviter la redondance, les sections 2.2 et 2.3 présentent un survol sur la méthodologie utilisée pour les mesures de laboratoires et pour la modélisation sismique de l'injection du CO_2 et une discussion sur les résultats.

2.1 Concepts théoriques de base

2.1.1 Les milieux élastiques

On appelle onde sismique toute onde mécanique qui traverse un milieu géologique. Dans l'analyse des données sismiques, on utilise souvent l'approximation d'élasticité, c'est à dire que les particules reviennent à leur place après le déplacement imposé par l'onde mécanique.

La théorie de l'élasticité part du principe que si un solide est soumis à des contraintes, il se déforme et lorsque la contrainte est retiré il reprend sa forme initiale. En sismique, on impose a priori que forces et déformations sont minimes et donc que les relations entre forces et déformations sont linéaires, ce qui permet de représenter le milieu comme parfaitement élastique où toute l'énergie est conservé (Sheriff & Geldart, 1995). Il existe deux types de contraintes, définis par l'orientation selon lesquelles la force est exercée. Si la force est appliquée perpendiculairement à la surface, on parle de contrainte normale, si elle est appliquée de façon tangentielle, on parle de contrainte de cisaillement. Le comportement mécanique d'un milieu élastique, anisotrope et linéaire peut être décrit par la loi de Hooke généralisée:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} * \epsilon_{kl} \qquad i, j, k, l = 1, 2, 3 \tag{2.1}$$

où σ représente la contrainte, *C* est le tenseur de rigidité de la matrice et ϵ est la déformation. La contrainte et la déformation peuvent être representée par des matrices 3×3 (9 composantes) qui représentent la tridimensionnalité d'un volume. Le comportement du milieu peut donc être modélisé par un tenseur de rigidité de 81 composantes ($3 \times 3 \times 3 \times 3$) qui sont réduites à 21 grâce à la symétrie entre la contrainte et la déformation. Il s'agit du nombre maximal de composantes qu'un milieu homogène linéaire peut avoir. Un milieu isotrope, qui présente la symétrie maximale, est caractérisé par deux composantes indépendantes, tandis que les milieux avec une symétrie triclinique sont représentés par l'ensemble des 21 composantes.

C'est une pratique courante d'utiliser la notation de Voigt pour représenter les contraintes, les déformations et les tenseurs de rigidité. Avec cette notation, les contraintes et les déformations deviennent des vecteurs de six éléments plutôt que des matrices carrées de 9 éléments. Avec la notation de Voigt, les 4 indices du tenseur de rigidité sont réduits à deux, en utilisant la convention suivante:

ij(kl)	I(J)
11	1
22	2
33	3
23, 32	4
13, 31	5
12, 21	6
En utilisant la notation de Voigt, on peut écrire l'équation (2.1) sous cette forme:

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \\ \sigma_4 \\ \sigma_5 \\ \sigma_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{12} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{13} & C_{23} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{14} & C_{24} & C_{34} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{15} & C_{25} & C_{35} & C_{45} & C_{55} & C_{56} \\ C_{16} & C_{26} & C_{36} & C_{46} & C_{56} & C_{66} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_1 \\ \epsilon_2 \\ \epsilon_3 \\ \epsilon_4 \\ \epsilon_5 \\ \epsilon_6 \end{bmatrix}.$$

Dans le cas isotrope, la matrice de rigidité s'écrit comme suit:

$$\begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{12} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{11} & C_{12} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{12} & C_{11} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} \end{bmatrix}, \qquad C_{12} = C_{11} - 2C_{44}$$

Les relations entre les constantes élastiques C et les paramètres de Lamé λ et μ pour un milieu isotrope sont:

$$C_{11} = \lambda + 2\mu = K + \frac{4}{3}\lambda, \qquad C_{12} = \lambda, \qquad C_{44} = \mu,$$
 (2.2)

où *K* est le **module d'incompressibilité** et λ le **module de cisaillement** du milieu. En sismique, la propagation des ondes est généralement donnée en termes de module d'incompressibilité et de cisaillement car ils ont des interprétations physiques claires. Le premier est essentiellement la mesure de la résistance du milieu à une compression uniforme (rigidité). Le module de cisaillement, ou deuxième paramètre de Lamé est une mesure de la résistance du milieu à une déformation en cisaillement. Le premier paramètre de Lamé, λ , n'a aucune interprétation physique, mais il intervient dans la simplification de la matrice de rigidité.

D'autres modules peuvent être utilisés pour décrire un milieu isotrope sous une contrainte uniaxiale. Le **module de Young** *E* est le rapport entre la contrainte appliquée et l'allongement relatif. Le **coefficient de Poisson** est le rapport entre la déformation transversale et axiale. Dans le cas d'une déformation uniaxiale, on peut utiliser le **module des ondes P** défini comme le rapport entre la contrainte et la déformation axiale.

Pour de plus amples détails sur le sujet des milieux élastiques voici quelques références: Bourbié *et al.* (1986); Carcione (2007); Mavko *et al.* (2009)

La propagation des ondes dans les milieux élastiques

Dans la section précédente, la relation entre contrainte appliquée et déformation a été établie en utilisant la loi de Hooke. Cependant, cette loi ne donne pas la variation du déplacement des points du milieu avec le temps. La propagation d'une onde dans l'espace et dans le temps peut être décrite si le volume du milieu considéré n'est pas en équilibre statique. La deuxième loi du mouvement de Newton indique qu'une force non nulle exercée sur un corps est égale au produit de la masse et de l'accélération du corps. En incluant la loi de Hooke dans l'équation du mouvement et en exprimant la déformation en terme de déplacement, l'équation d'onde à une dimension dans un milieu élastique pour un déplacement *u* est donnée par:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = C \nabla^2 u, \tag{2.3}$$

où *u* est fonction de la position et du temps, ρ est la densité ¹ du milieu élastique et *C* et la constante de rigidité ou module élastique relatif au type d'onde pris en considération. La vitesse de l'onde pour le cas le plus général de l'équation (2.3) est:

$$V = \sqrt{\frac{C}{\rho}}$$
(2.4)

Essentiellement, l'équation d'onde met en relation la dérivée dans le temps avec la dérivée dans l'espace du déplacement par la constante de proportionnalité de V^2 .

Dans un milieu homogène isotrope, il y a 2 types d'ondes principales qui sont étudiées: les ondes de compression P et les ondes de cisaillement S. Pour la vitesse des ondes P et S, l'équation (2.4) devient:

$$V_p = \sqrt{\frac{C_{11}}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad et$$
(2.5)

$$V_s = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},\tag{2.6}$$

respectivement. Les fluides ne peuvent pas soutenir les forces de cisaillement, le module de cisaillement des fluides est donc égal à zéro. Seules les ondes *P* peuvent voyager dans des liquides dont la vitesse de l'onde

^{1.} À strictement parler il s'agit de la masse volumique, mais en géophysique on utilise couramment le terme de densité.

est:

$$V_p = \sqrt{\frac{K}{\rho}}.$$
(2.7)

La théorie présentée jusqu'ici s'applique à des milieux monophasiques (solides). Pour de plus amples détails sur la propagation des ondes dans ce type de milieu, voici quelques références: Sheriff & Geldart (1995); Aki & Richards (1980).

Pour étendre l'étude de la propagation des ondes aux milieux poreux saturés des fluides, on peut appliquer le modèle de Biot (Biot, 1956a,b). Dans ce modèle, les interactions fluide-structure sont prises en compte à travers trois types de couplage : les couplages massiques, élastiques et visqueux.

2.1.2 Les milieux viscoélastiques

Le comportement viscoélastique est une réponse mécanique, en fonction du temps, d'un milieu à des variations des contraintes appliquées. Boltzmann (1874) a été parmi les premiers scientifiques à introduire le concept de mémoire: pour un point donné d'un milieu, la contrainte appliquée au temps t dépend de la déformation du milieu au temps t - 1. Différemment d'un milieu purement élastique, où l'énergie utilisée pour déformer le milieu est conservée, dans un milieu viscoélastique, elle est partiellement dissipée. N'ayant plus d'énergie pour retourner jusqu'à l'état initial, un milieu viscoélastique reste donc déformé (Carcione, 2007).

Le facteur adimensionnel de qualité *Q* permet de caractériser la dissipation d'un milieu. Par définition, le facteur Q est inversement proportionnel à l'énergie absorbée par le milieu lors d'un cycle d'oscillation de l'onde (Sheriff & Geldart, 1995). Cette définition revêt la forme mathématique suivante:

$$Q = \frac{2\pi}{\Delta E/E}.$$
(2.8)

Ainsi, plus le matériau est de piètre qualité du point de vue sismique, plus l'énergie de l'onde sismique dissipée (ΔE) est grande, plus le facteur de qualité sera faible (Giroux *et al.*, 2001). Pour un système viscoélastique, il y a une relation directe entre la vitesse de dispersion et le facteur de qualité.

2.1.3 Les milieux poroviscoélastiques

Le concept de viscoélasticité peut être introduit dans les équations de Biot (Biot, 1956a,b) pour la modélisation des mécanismes d'atténuation liée à l'énergie de déformation (dissipation due à la rigidité) et à l'énergie cinétique (dissipation viscodynamique) (Carcione, 2007). Carcione (1998) a modifié les équations de Biot afin d'inclure des mécanismes d'interaction matrice-fluide à travers les fonctions de relaxation viscoélastique. Cette formulation est la plus appropriée pour décrire le phénomène de l'injection du CO_2 dans des grès, car il permet d'inclure les propriétés des fluides dans les équations de propagation des ondes. Les développements mathématiques pour la propagation des ondes dans les milieux viscoélastiques et

poroviscoélastiques sont détaillés dans Bourbié *et al.* (1986) et Carcione (2007)

2.1.4 La physique des roches

La discipline de la physique des roches a comme objectif d'établir des relations entre les propriétés physiques des roches et leur réponse géophysique mesurée. Dans notre cas, la physique des roches étudie les propriétés physiques qui influencent la propagation des ondes sismiques à travers les roches, à savoir la compressibilité, la rigidité, la porosité, la densité et les fluides interstitiels. Pour établir ces relations, il faut connaître les propriétés élastiques de la matrice et des fluides interstitiels ainsi que les modèles d'interaction entre fluide et roche.

Le concept de substitution de fluide se réfère à la modélisation des vitesses des ondes sismiques dans un milieu poreux saturé, en faisant varier les propriétés physiques des fluides intersticiels.

L'équation de Gassmann

En physique des roches, la relation de Gassmann (Gassmann, 1951) est fréquemment utilisée en raison de sa simplicité et de son applicabilité dans la gamme des fréquences sismiques, autour de 100 Hz (Mavko *et al.*, 2009). Dans sa formulation, Gassmann, fait plusieurs hypothèses:

- 1. La roche est considérée comme homogène et isotrope;
- 2. Les minéraux constituant la roche ont le même module de rigidité et de cisaillement;
- 3. Les fluides interstitiels peuvent circuler librement et les pores sont connectés entre eux;
- 4. Les pores sont complètement saturés;

- 5. Les fluides interstitiels n'interagissent pas avec les minéraux formant la matrice rocheuse;
- 6. Les fréquences sont suffisamment basses pour que la pression induite dans les pores puisse se rééquilibrer.

Dans l'équation de Gassmann, le module de la roche saturée K est relié au module de la matrice (roche sèche) K_{dry} , le module de la roche solide (minéraux constituant la roche) K_s , le module du fluide interstitiel K_f et la porosité de la roche ϕ par (Mavko *et al.*, 2009):

$$\frac{K}{K_s - K} = \frac{K_{dry}}{K_s - K_{dry}} + \frac{K_f}{\phi(K_s - K_f)},$$
(2.9)

en réarrangeant l'équation (2.9), on a:

$$K = K_{dry} + \frac{\left(1 - \frac{K_{dry}}{K_s}\right)^2}{\frac{\phi}{K_f} + \frac{1 - \phi}{K_s} + \frac{K_{dry}}{K_s^2}}.$$
(2.10)

Si le module de la roche sèche K_{dry} n'est pas disponible, le module de la roche saturée K peut être lié au module de la roche saturée avec un autre fluide K_2 selon la relation suivante(Mavko *et al.*, 2009):

$$\frac{K}{K_s - K} - \frac{K_f}{\phi(K_s - K_f)} = \frac{K_2}{K_s - K_2} - \frac{K_{f2}}{\phi(K_s - K_{f2})}.$$
(2.11)

Dans la formulation de Gassmann, le module de cisaillement est indépendant des fluides qui saturent la roche, car ces derniers sont incapables de soutenir des forces de cisaillement. Donc, le module de cisaillement de la roche saturée est égal au module de cisaillement de la roche sèche:

$$\mu_{sat} = \mu_{dry} \tag{2.12}$$

À partir des résultats de K et μ , les vitesses V_p et V_s correspondantes peuvent être calculées en utilisant les équations (2.5) et (2.6) où la densité de la roche saturée est:

$$\rho_{sat} = (1 - \phi)\rho_s + \phi\rho_f. \tag{2.13}$$

Avant d'effectuer la substitution de fluide en utilisant l'équation (2.10), il faut déterminer la porosité (ϕ), les propriétés des fluides interstitiels (K_f , ρ_f), le module de la matrice (K_{dry}) ainsi que le module des solides (K_s) de la roche. Ces quatre composantes peuvent être inférées à partir des mesures de laboratoire ou par l'analyse de diagraphies en forage. Une revue exhaustive des méthodes permettant de déterminer ϕ , ρ_f , K_f , K_{dru} , K_s se trouve dans Smith *et al.* (2003) et Mavko *et al.* (2009).

La formulation de Biot

Contrairement à Gassmann, Biot prédit la dépendance en fréquence des vitesses des ondes dans les milieux saturés. Il a présenté sa théorie pour les basses et les hautes fréquences dans Biot (1956a,b). Pour les basses fréquences, la relation de Biot se réduit à celle de Gassmann. Les mêmes hypothèses que pour Gassmann s'appliquent. De plus, Biot suppose que les fluides interstitiels sont newtoniens (c'est-à-dire que loi contrainte – vitesse de déformation est linéaire, et où la constante de proportionnalité est la viscosité). Dans sa formulation, Biot représente la dépendance en fréquence des ondes en incorporant les interactions visqueuses et inertielles entre le fluide interstitiel et la matrice solide de la roche.

Pour les hautes fréquences, les fluides interstitiels n'ont pas assez de temps pour se rééquilibrer donnant naissance à des phénomènes d'atténuation et dispersions connus sous le nom d'écoulement de fluide induit par la propagation des ondes, de l'anglais *wave-induced fluid flow* (Müller *et al.*, 2010).

Les bases mathématiques de la formulation de Biot sont développées dans les articles originaux Biot (1956a,b) ainsi que dans Bourbié *et al.* (1986), Carcione (2007) et Allard & Atalla (2009).

2.2 Mesures sismiques de laboratoire avec injection de CO_2

La première étape de ma thèse a été de vérifier et de mesurer la relation entre les propriétés physiques et géologiques dans les conditions de pression et température des réservoirs potentiels du Québec. Les mesures ont été effectué un stage de 3 mois dans le laboratoire du professeur Schmitt à l'Université d'Edmonton. La méthode de la transmission par impulsion est parmi les méthodes ultrasoniques les plus utilisées en physique des roches (Wyllie *et al.*, 1958; Nur, 1971; Timur, 1977; Toksöz *et al.*, 1979; Tosaya & Nur, 1982; Blair, 1990; Wang *et al.*, 1991; Cadoret *et al.*, 1995; Adam *et al.*, 2006; Verwer *et al.*, 2008; Yam, 2011; Njiekak *et al.*, 2013; Schmitt, 2015) et elle est la seule méthode appliquée à ce jour pour les études en laboratoire du CO₂ sur les ondes élastiques. En comparaison avec d'autres techniques, la transmission par impulsion est relativement simple et facilement applicable. Des variables telles que la pression, la température et la saturation peuvent être manipulées pour étudier leur effet sur la réponse sismique.

L'approche proposée dans cette étude s'inspire directement de Schmitt (2015) et les réponses sismiques

associées aux différentes phases du CO_2 ont été étudiées sur deux échantillons, un du Covey Hill et un du Cairnside, complètement saturés en CO_2 avec la méthode de transmission par impulsion. Avec cette méthode, l'échantillon est placé entre la source et un récepteur qui sont généralement des transducteurs piézoélectriques en céramique. La section 1.4 de l'article I à la page 69 décrit la procédure des mesures de laboratoire, de la préparation des échantillons jusqu'aux analyses. Les paragraphes qui suivent donnent un aperçu des étapes principales.

2.2.1 Préparation des échantillons

Deux échantillons cylindriques, de 3.7 cm et de 4 cm de longueur, ont été préparés pour les analyses. Un aspect très important pour améliorer la transmission du signal et pour minimiser les erreurs de mesure est de s'assurer que les extrémités de l'échantillon soient les plus parallèles possible entre elles. Les échantillons ont été initialement taillés afin de les rendre approximativement parallèles et ensuite ont été polis en utilisant une meuleuse afin que le parallélisme entre les extrémités soit de l'ordre de ± 0.025 mm. Avant de commencer les mesures, les deux échantillons ont été séchés dans une étuve à 70 °C pendant 24 à 36 heures et déposés dans un dessiccateur.

L'étape finale de la préparation consiste à sceller l'assemblage avec un tube Tygon[™] qui assure l'étanchéité à l'huile hydraulique présente à l'intérieur de la cuve sous pression où les mesures sont effectuées. La figure 1.2 de l'article I à la page 71 montre l'assemblage de l'échantillon avec les transducteurs scellés dans le tube de Tygon[™] prêt pour être introduit dans la cuve sous pression (désigné avec la lettre A dans la même figure). Cette figure montre aussi le système de pompage pour régler la pression de confinement et interstitielle. La section 1.4.2 de l'article I à la page 70 décrit les caractéristiques des différentes parties de l'équipement de mesure utilisé dans le cadre de ma thèse.

2.2.2 Procédure expérimentale

Les échantillons ont été soumis à une série de mesures, y compris des mesures en conditions sèches et différentes conditions de saturation en CO_2 . Avant de décrire les mesures, il est important de définir les types de pression qui peuvent être appliqués aux échantillons. Comme décrit dans la section précédente, le système des pompes peut contrôler deux types de pressions; la pression appliquée à la superficie de l'échantillon (pression de confinement) et la pression du fluide interstitiel (pression de pore). Ces deux types de pressions sont exercées dans des directions opposées et l'on définit la pression différentielle P_d comme

Type de mesure	Température	Pression (MPa)					
	(°C)	Confinement	-	Pore	=	Différentielle	
Sèche	23	3 à 45		0		3 à 45	
	23 à 45	14		0		14	
CO ₂	25	16 à 39		2 à 25		14	
	35	16 à 39		2 à 25		14	
	27 à 50	28		14		14	

TABLEAU 2.1 - Type de mesures effectuées sur les échantillons du Covey Hill et du Cairnside.

suit:

$$P_d = P_c - P_p, \tag{2.14}$$

où P_c est la pression de confinement qui est généralement plus élevée que la pression de pore P_p . Dans le cas où P_p est plus grande que P_c on a fracturation hydraulique de la roche.

Les caractéristiques des mesures effectuées pour les échantillons du Covey Hill et du Cairnside sont résumées dans le tableau 2.1.

La première série de mesures a impliqué les échantillons secs. Ces mesures ont été effectuées avec un cycle sous pression suivi d'un cycle de dépressurisation pour vérifier des éventuels changements dans la structure de la roche sèche lorsqu'elle est soumise à des contraintes de pression élevées. De plus, ces mesures permettent d'obtenir le module de la roche sèche K_{dry} en utilisant les équations (2.5) et (2.6).

À la suite des mesures sèches, des mesures avec saturation en CO_2 ont été effectuées sous différentes contraintes de pression et température. Pour chaque échantillon, deux températures constantes (25 °C et 35 °C) ont été utilisées tandis que la pression de pore variait de 2 MPa à 25 MPa. En utilisant ces contraintes, le CO_2 peut se retrouver dans la phase gazeuse, liquide ou supercritique. Les figures 1.3a et 1.3b de l'article I à la page 72 montrent les diagrammes de phase de la densité et du module du CO_2 ainsi que les conditions de température et pression auxquels les mesures ont été effectuées.

2.2.3 Analyse de la vitesse et de l'amplitude du signal

Pour chaque mesure, de nombreuses acquisitions ("stacks") des ondes sismiques P et S ont été enregistrées. À partir de ces acquisitions, les vitesses et l'amplitude du signal des ondes P et S peuvent être analysées en fonction des conditions de mesures.

Le temps d'arrivée enregistré pour les ondes P et S est une combinaison du temps nécessaire au signal pour traverser à la fois l'échantillon et les bouchons d'aluminium. Pour déterminer la vitesse uniquement à travers

l'échantillon, le temps de parcours dans les bouchons d'aluminium doit être éliminé. Ce temps de parcours est affecté par la pression; des mesures de calibration ont été donc effectuées sur les bouchons d'aluminiums, pour la gamme de pressions rencontrées lors des mesures sur les échantillons (3 MPa à 45 MPa).

En déterminant la différence de temps d'arrivée du signal à travers les bouchons d'aluminium avec l'échantillon (t_{be}) et le signal à travers uniquement les bouchons d'aluminium (t_b) , le temps de parcours du signal à travers l'échantillon (t_e) peut être facilement déterminé. Finalement, la vitesse du signal v à travers l'échantillon est simplement calculée à partir de t_e et de la longueur de l'échantillon l_e selon la relation:

$$v = \frac{l_e}{t_e} = \frac{l_e}{(t_{be} - t_b)}.$$
 (2.15)

Pour chaque mesure, l'amplitude relative du signal a été enregistrée. La figure 1.4b de l'article I à la page 73 montre la technique utilisée pour analyser l'amplitude du signal. L'amplitude maximale a été calculée entre le premier pic négatif et le premier pic positif du signal, à partir de la première arrivée.

2.2.4 Synthèse des résultats

La figure 1.5 de l'article I à la page 75 montre les vitesses et les amplitudes des ondes P et S pour les mesures ultrasoniques à 25 °C et 35 °C effectuées sur les échantillons du Cairnside et du Covey Hill saturés en CO₂.

- Les vitesses des ondes *P* (figure 1.5a) diminuent avec l'augmentation de la pression des pores dans l'intervalle 2 MPa à 7 MPa.
- Une fois que la transition de phase du CO₂ est réalisée (transition gazeuse à liquide/supercritique), les vitesses augmentent avec la pression des pores. Cette tendance est beaucoup plus prononcée pour l'échantillon du Covey Hill que pour celui du Cairnside.
- Les faibles changements de vitesse enregistrés sur les ondes *S* (figure 1.5b) confirment que la différence de vitesse observée sur les ondes *P* est due à la transition gazeuse à liquide/supercritique du CO₂.
- L'amplitude du signal pour les ondes *P* et *S* (figures 1.5c et 1.5d) montre une diminution rapide dans l'intervalle 5 MPa à 7 MPa. Cette tendance est valide uniquement pour l'échantillon du Covey Hill, tandis que l'échantillon du Cairnside ne montre presqu'aucune variation d'amplitude.

Les figures 1.5a et 1.5b montrent aussi les vitesses modélisées en utilisant la relation de Gassmann. Il y a un accord général entre les vitesses modélisées et mesurées, cependant Gassmann prédit de plus hautes vitesses lorsque le CO_2 est gazeux et des vitesses plus faibles lorsque le CO_2 est liquide ou supercritique. Le modèle de Gassmann suppose que le réseau de pores est connecté. La figure 1.6 montre que les échantillons

du Cairnside et du Covey Hill ont une faible taille de pores qui pourrait empêcher la formation d'un tel réseau et donc limiter l'applicabilité de ce modèle. De plus, Gassmann suppose que la pression au niveau des pores est en équilibre. C'est possible que pendant les mesures, la pression des pores et la température n'aient pas eu assez de temps pour se stabiliser et donc affecter les vitesses.

2.3 Modélisation sismique de l'injection du CO₂

La deuxième étape importante de cette thèse était de vérifier, sur un modèle numérique, le potentiel du profilage sismique vertical (PSV) comme outil de surveillance de la propagation du CO_2 dans des conditions de très faible porosité. Les paragraphes qui suivent présentent un aperçu des résultats obtenus avec le profilage sismique vertical ainsi que sur l'utilisation d'un algorithme pour la propagation des ondes sismiques dans les milieux poroviscoélastiques.

2.3.1 Profilage sismique vertical

Le profilage sismique vertical (Vertical Seismic Profiling) est une méthode sismique bien adaptée aux petits projets de captage et stockage du carbone car elle permet de fournir une information de haute résolution (Yang *et al.*, 2014) et elle est économiquement plus avantageuse que le suivit sismique 3D de surface utilisé couramment dans le domaine pétrolier. En effet, le fait d'avoir des capteurs dans un puits dans le réservoir permet d'augmenter grandement la résolution. En revanche, c'est une méthode qui nécessite un puits, mais, une fois que celui-ci est creusé, il est très rapide et aisé de faire des mesures dans le temps. Le PSV a été utilisé pour la surveillance du CO_2 dans plusieurs projets pilotes tels que Ketzin (Yang *et al.*, 2010), SACROC (Yang *et al.*, 2014; Cheng *et al.*, 2010), Frio (Daley *et al.*, 2008), et Otway (Urosevic *et al.*, 2008). L'acquisition de données PSV implique une source à la surface qui peut être proche du puits où les géophones sont placés (PSV déport nul) ou à une distance croissante du puits (PSV avec déport). La figure 2.1 montre le schéma d'une acquisition PSV. Une revue exhaustive de cette méthode est présentée dans (Hardage, 1992; Mari, 2003)



FIGURE 2.1 – Schéma de la géométrie d'acquisition PSV

2.3.2 Modèle géologique

Le modèle géologique utilisé pour la modélisation sismique a été généré à partir de données acquises dans plusieurs forages disponibles dans la zone d'étude (Claprood *et al.*, 2012; Tran Ngoc *et al.*, 2014). À partir des diagraphies, un forage synthétique représentatif pour la région d'étude a été construit pour les valeurs de V_p , V_s , densité et porosité (voir figure 2.3 de l'article II à la page 110). Pour chaque formation, les distributions de V_p , V_s , densité et porosité ont été calculées, ainsi que leurs variogrammes verticaux. À partir de ces distributions, un modèle de référence a été généré en utilisant une approche par cosimulation séquentielle gaussienne, méthode couramment utilisée pour la modélisation des propriétés géologiques à partir de données de forages (Deutsch & Journel, 1997; Doyen, 2007). Le modèle pour les vitesses des ondes *P* est présenté à la figure 2.2. Le modèle, qui fait 2000 m × 1500 m avec un pas de 1 m × 1 m pour un total de 3 millions de nœuds, est présenté à la figure 2.2. Le tableau 2.2 résume les caractéristiques physiques du modèle.



FIGURE 2.2 – Modèle de référence pour V_p

2.3.3 Modélisation sismique

Un code poroviscoélastique basé sur les travaux de Carcione & Quiroga-Goode (1995); Carcione (1996); Carcione & Helle (1999) et implémenté par Giroux (2012) a été utilisé pour générer des sismogrammes synthétiques. L'objectif était d'étudier la performance du PSV pour détecter les changements sur le signal sismique dus à l'injection du CO₂. Cette formulation prend en compte 12 paramètres, à savoir le module de la roche sèche (K_{dry}), le module des minéraux de la roche (K_s), le module des fluides interstitiels (K_f), la porosité (ϕ), le module de cisaillement de la roche (G_s), la densité des minéraux de la roche (ρ_s), la densité des fluides interstitiels (ρ_f), la tortuosité (τ), la viscosité des fluides (η), la perméabilité (κ) et le facteur de qualité (Q). Le tableau 1.3 de l'article I à la page 81, résume les 12 paramètres du modèle géologique utilisé pour la modélisation sismique.

La figure 2.2 montre la géométrie d'acquisition choisie pour la modélisation. Les sources sont placées à la surface du modèle avec un déport allant de 100 m à 2000 m avec un espacement de 100 m pour le premier 7 déports. Les géophones sont déployés sur une profondeur allant de 200 m à 1400 m avec un espacement de 5 m. Sur la figure 2.2, les géophones qui se trouvent dans le réservoir (Formation du Covey Hill et Cairnside) sont mis en évidence en rouge. L'objectif de la modélisation sismique est de simuler des acquisitions PSV effectuées 5, 15 et 50 ans après injection de CO_2 .

Paramètre	Valeur			
Portée en x	2000 m			
Portée en z	1500 m			
Nœuds	3 millions			
Déport des sources	100 m à 700 m			
Espacement des sources	1100 m			
Coordonnée x des géophones	200 m			
Coordonnée z des géophones	200 m à 1400 m			
Espacement des géophones	5 m			
Traces totales	241			

TABLEAU 2.2 - Caractéristiques du modèle géologique et géométrie d'acquisition PSV.

Séquence de traitement

La séquence de traitement s'inspire du travail de Coulombe *et al.* (1996); Zhang *et al.* (2010). Le tableau 1.5 de l'article I à la page 86 et la figure 2.3 résument les étapes du traitement. Il s'agit d'un traitement classique pour les données de PSV, il ne sera pas donc détaillé ici. La séquence de traitement a été appliquée uniquement au déport inférieur à 700 m; en effet pour les plus grands déports (1300) et 1800), une onde réfractée apparaît à l'interface entre la Formation du Lorraine-Utica et le Groupe Trenton, comme le montre la figure 1.10 de l'article I à la page 87 et qui empêche la séparation des ondes montantes et descendantes et donc le traitement du PSV. L'analyse des variations des amplitudes avec déports (*Amplitude variation with offset - AVO*) a été donc limitée aux déports inférieurs à 700 m.

2.3.4 Modélisation de l'écoulement du CO₂

Les approches classiques pour la modélisation de l'injection du CO_2 utilisent des méthodes numériques en trois dimensions afin de reproduire avec un degré élevé de précision les effets de l'hétérogénéité et de la dispersion (White & Oostrom, 1997; Pruess *et al.*, 1999, 2004; Schlumberger, 2007). Cependant, ces méthodes requièrent des efforts de calculs notables.

En partant d'hypothèses simplificatrices, des modèles qui demandent beaucoup moins d'effort de calcul peuvent être développés. Une de ces hypothèses est d'utiliser des méthodes semi-analytiques. Ce sont ces méthodes qui ont été les plus développées ces dernières années (Nordbotten *et al.*, 2004, 2005a,b, 2009). Cette méthode suppose que l'aquifère est homogène et horizontal, qu'il y a une interface définie entre les deux fluides (CO₂ injectée et saumure) et que la géométrie d'injection du CO₂ est à symétrie radiale (Gasda *et al.*, 2009). Avec ces contraintes, les méthodes analytiques deviennent un outil puissant pour la modélisation de





7/8. PSV muting de couloir / sommation de couloir

FIGURE 2.3 - Illustration de la séquence du traitement pour le Profilage Sismique Verticale (PSV).

l'injection et de la migration du CO₂.

Une méthode prometteuse pour la modélisation rapide et précise de la séquestration du CO_2 est basée sur l'hypothèse de l'équilibre vertical (VE). Les modèles formulés par VE ont une longue tradition pour la simulation des processus d'écoulement dans les milieux poreux; en hydrogéologie ils sont connus comme approximation de Dupuit, tandis que dans l'industrie pétrolière ils sont utilisés pour la simulation de l'écoulement multiphase (Martin, 1958; Coats *et al.*, 1967; Martin, 1968).

Pour modéliser l'écoulement après 5, 15 et 50 ans du début de l'injection, le modèle à équilibre vertical développé par Ligaarden & Nilsen (2010) et contenu dans MRST - *Matlab Reservoir Simulation Toolbox* (Lie, 2014) a été utilisé. Dans cette formulation, la saturation moyenne est $s = \frac{h}{H}$ et correspond à la hauteur relative du panache de CO₂, comme montré sur la figure 2.4. La figure 2.5 montre les distributions de porosité



FIGURE 2.4 – Illustration du panache de CO₂ assumé dans les modèles à équilibre vertical (VE), d'après Ligaarden & Nilsen (2010).

et de perméabilité au niveau du réservoir (Formation du Cairnside et du Covey Hill), qui sont utilisées pour simuler l'injection du CO₂. La pérméabilité est dérivée en utilisant une extension de l'équation de Kozeny-Carman (Kozeny, 1927; Carman, 1938):

$$k = \frac{1}{72} \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2 \tau^2} d^2, \tag{2.16}$$

où *d* est le diamètre des grains qui composent la roche et τ la tortuosité. Pour des grès très compacts, *k* est de l'ordre 5×10^{-6} m (Wiesnet, 1961). La simulation de l'écoulement se fait dans la formation du Covey Hill (1200 m à 1350 m). Les figures 2.6a, 2.6c et 2.6e montrent l'extension et la saturation du panache de CO₂ après 5, 15 et 50 ans.

(a) Porosité



FIGURE 2.5 - Distribution de la porosité et de la perméabilité dans le réservoir.

Un deuxième scénario, avec une porosité moyenne de 20 % dans le réservoir (scénario optimal) a été étudié. Les résultats des simulations d'écoulement de CO_2 sont présentés aux figures 2.6b, 2.6d et 2.6f. Pour ce scénario, l'extension du panache est logiquement plus grande. Les paramètres principaux pour les deux scénarios sont résumés dans le tableau 1.4 de l'article I à la page 86.

2.3.5 Synthèse des résultats

Cette section présente une synthèse des résultats obtenus, qui sont discutés plus en détail dans l'article I. Les figures 1.8a à 1.8c et 1.9a à 1.9c de l'article I aux pages 84 et 85 montrent les résultats pour les suivis à 5, 15 et 50 ans des scenarii, respectivement optimal et réaliste. Les deux figures montrent la sommation des traces pour les déports allant de 100 m à 700 m. Pour chaque suivi, la comparaison avec le suivi précédent ainsi que leur différence sont montrés.

Pour les deux scénarios, un délai dû à l'injection du CO_2 est détecté à partir de 550 ms. Ce delai est de l'ordre de 30 ms à la base du réservoir (figures 1.8a et 1.9a), comme décrit dans le tableau 1.6 de l'article I à la page 88. Le suivi à 15 ans pour le scénario optimal ne montre aucune différence avec le suivi à 5 ans figure 1.8b. Pour la période de migration du CO_2 (15 à 50 ans), il y a dissolution partielle du CO_2 . Ce phénomène est plus

accentué dans le scénario optimal et il se reflète dans les traces sommées, avec une arrivée anticipée pour le réflecteur à 700 ms comparé au même réflecteur pour le suivi à 15 ans (figures 1.8c et 1.9c. Pour le scénario réaliste, on peut observer une anomalie AVO à la base du réservoir.

Une comparaison entre le modèle hétérogène proposé et un modèle homogène stratifié classique a été effectuée et les résultats sont présentés avec les figures 1.11a et 1.11a de l'article I à la page 89 pour un suivi après 5 ans du début de l'injection, pour le scénario réaliste. Cette comparaison permet d'évaluer les différentes réponses sismiques produites par les deux modèles. Par exemple, le réflecteur à 700 ms montre une diminution de l'amplitude avec l'augmentation du déport pour le modèle homogène classique, tandis que pour le modèle hétérogène le même réflecteur montre une augmentation de l'amplitude avec le déport. Ce phénomène est confirmé avec l'analyse de Zoeprritz (Aki & Richards, 1980) dans la figure 1.12 de l'article I à la page 90.



FIGURE 2.6 – Saturation du panache du CO_2 en fonction du temps.

Chapitre 3

La géostatistique comme outil d'optimisation

Cette section résume brièvement les aspects théoriques et les démarches méthodologiques effectuées pour répondre à l'objectif formulé dans la section 1.5.2. La section 3.1 présente les concepts de base de l'inversion stochastique et des méthodes d'optimisation. La section 3.2 décrit l'application de la méthodologie développée à un exemple synthétique. Les détails précis de la méthodologie utilisée se retrouvent dans l'article II faisant partie de cette thèse.

3.1 Inversion stochastique

Les données géophysiques sont couramment utilisées dans la caractérisation de réservoir, pas seulement pour obtenir une description géométrique des structures géologiques, mais aussi pour en estimer les propriétés physiques. La transformation de données géophysiques en propriétés physiques telles que les paramètres élastiques ou électriques peut être posée comme un problème inverse non unique (Bosch *et al.*, 2010). Tout problème d'inversion peut être posé comme un problème d'inférence bayésienne, c'est-à-dire mettre à jour la connaissance au préalable représentée par des observations (Tarantola, 2004; Duijndam, 1988a,b; Ulrych *et al.*, 2001). Les solutions d'un problème inverse sont un ensemble de modèles géologiques qui s'ajustent, en terme de modélisation directe et avec une certaine tolérance, aux données réelles. En sismique, les inversions permettent d'obtenir des propriétés élastiques telles que l'impédance acoustique, la vitesse

des ondes P et S ainsi que la densité. Pour la caractérisation de réservoir, ces propriétés élastiques doivent être transformées en propriétés de réservoirs telles que porosité, lithologie et saturation, en utilisant des modèles pétrophysiques (Bosch *et al.*, 2010).

Il existe plusieurs méthodologies qui combinent l'inversion sismique, la géostatistique, et les modèles pétrophysiques pour prédire les propriétés des réservoirs. Ces méthodologies peuvent être regroupées en 2 catégories: les méthodes par approche séquentielle (Dubrule, 2003; Doyen, 2007) où les données sismiques sont inversées pour obtenir les propriétés élastiques et ensuite les propriétés de réservoir sont classifiées en utilisant des techniques statistiques comme, par exemple, la classification bayésienne; et les méthodes par inversions stochastique qui tentent d'inférer directement les propriétés géologiques à partir des données sismiques et de puits. (Grana *et al.*, 2012).

Les approches par inversion stochastique sont généralement basées sur l'application itérative d'un modèle direct et l'étape d'inversion est effectuée en utilisant des techniques déterministes ou stochastiques. En particulier, des modèles de propriétés géologiques sont générés à partir des données de puits; des transformations pétrophysiques sont ensuite appliquées de façon à générer les volumes correspondants des propriétés élastiques. Finalement, des sismogrammes synthétiques sont calculés et sont comparés aux données sismiques réelles afin d'évaluer les écarts. Les modèles initiaux sont générés en utilisant des méthodes géostatistiques telles que la cosimulation séquentielle gaussienne (Deutsch & Journel, 1997; Doyen, 2007). Le modèle final est trouvé en appliquant une méthode d'optimisation appropriée. Le flux de travail d'inversion stochastique classique est montré à la figure 3.1. Différentes méthodes d'optimisation peuvent être utilisées. Des approches d'optimisation stochastique basée sur les méthodes Monte-Carlo ont été proposées par différents auteurs (Eidsvik *et al.*, 2004; Larsen *et al.*, 2006; Gunning & Glinsky, 2007; Rimstad & Omre, 2010; Ulvmoen & Omre, 2010; Hansen *et al.*, 2012). Grana *et al.* (2012) a montré l'efficacité de la méthode basée sur la perturbation probabiliste (Caers & Hoffman, 2006) pour estimer des modèles de réservoirs. Bosch *et al.* (2010) présente une revue des méthodes d'optimisation.

3.1.1 La déformation graduelle comme méthode d'optimisation

La méthode de déformation graduelle est une technique pour générer des modèles stochastiques qui sont graduellement déformés, mais qui préservent leur continuité spatiale. Cette technique a été développée initialement par Hu (2000) afin de déformer des champs aléatoires gaussiens. À partir de deux réalisations gaussiennes indépendantes Y_1 et Y_2 de moyenne nulle et covariance spatiale identique, une nouvelle



FIGURE 3.1 - Flux de travail classique de l'inversion stochastique

réalisation est définie en combinant Y_1 et Y_2 selon la relation suivante:

$$Y(t) = Y_1 \cos(t) + Y_2 \sin(t).$$
(3.1)

La nouvelle réalisation Y(t) a aussi une moyenne nulle et la même covariance que Y_1 et Y_2 . À partir de deux distributions indépendantes, on obtient donc une chaîne de réalisations Y(t) en faisant varier le paramètre t. En utilisant les fonctions sinus et cosinus dans l'équation (3.1), la paramétrisation est périodique avec une période de 2π où $Y(t) = Y_1$ quand t = 0 et $Y(t) = Y_2$ quand $t = \pi/2$.

La méthode de déformation graduelle, qui s'intègre facilement dans un processus d'optimisation, vise à minimiser la fonction objectif en faisant varier le coefficient de déformation t selon un processus de recherche itérative comme il est présenté dans la figure 3.2 (Le Ravalec, 2005). La section 2.3 de l'article II à la page page 103 décrit en détail cette méthode.



FIGURE 3.2 – Processus de recherche itérative impliquant la combinaison graduelle de trois réalisations. D'après Le Ravalec (2005).

3.2 Application à un exemple synthétique

Le flux de travail d'optimisation a été appliqué à un modèle synthétique qui représente un potentiel site pour le stockage du CO_2 dans la région de Bécancour, au Québec. La description du site est présentée à la section 1.4 à la page page 11.

La Figure 2.3 de l'article II à la page page 110 montre les diagraphies synthétiques pour les vitesses des ondes $P(V_p)$, la densité (ρ) et la porosité (ϕ) pour les formations qui représentent la séquence sédimentaire des Basses-Terres du St Laurent, obtenues à partir de forages disponibles dans la zone d'étude. Les vitesses des ondes S ont été calculées en utilisant la relation de Greenberg-Castagna (Greenberg & Castagna, 1992). La séquence sédimentaire a été divisée en 7 couches qui représentent les formations principales de la séquence sédimentaire: Lorraine, Shale d'Utica, Trenton, Beekmantown, Cairnside, Covey Hill et socle. Pour chaque groupe, les distributions des diagraphies sont montrées tandis que les moyennes et les écarts-types sont résumés dans le tableau 2.1 de l'article II à la page 111.

Le flux de travail est divisé en trois étapes et il est montré à la figure 2.1 de l'article II à la page 105: 1) générer des réalisations stochastiques initiales à partir des diagraphies; 2) combiner les réalisations dans une boucle d'optimisation statique; 3) combiner les modèles obtenus en 2) dans une boucle d'optimisation dynamique.

3.2.1 Modèle de référence

Les distributions initiales de V_p , V_s , ρ et ϕ , sont utilisées dans un algorithme de cosimulation séquentielle gaussienne pour générer le modèle de référence pour chaque paramètre. Le résultat du modèle de référence pour V_p , V_s , ρ et ϕ est montré à la figure 2.4 de l'article II à la page page 111. L'algorithme est formulé de manière à respecter la transition naturelle entre les différentes couches.

Le code poroviscoélastique développé par Giroux (2012) et présenté dans la section 2.3.3 du chapitre 2 est utilisé pour générer le sismogramme synthétique de référence.

3.2.2 Réalisations initiales

La première étape du flux de travail consiste à générer des ensembles de 100 réalisations stochastiques par cosimulation séquentielle gaussienne. L'algorithme de simulation séquentielle bayésienne est une méthode géostatistique classique permettant de générer des réalisations des paramètres de réservoir tout préservant la covariance spatiale modélisée sur les données ainsi qu'ajuster parfaitement toutes les données. La continuité spatiale des réalisations est assurée par les modèles de variogramme (Doyen, 2007; Grana *et al.*, 2012).

3.2.3 Optimisation statique

Dans la deuxième étape, une première boucle d'optimisation basée sur la méthode de déformation graduelle est appliquée à chaque ensemble de réalisations initiales, comme il est montré à la figure 3.3. L'optimisation est considérée statique, car uniquement basée sur les données de forages. Pour chaque itération, trois réalisations sont combinées linéairement et paramétrées selon la relation suivante:

$$\begin{cases} \alpha_1 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \cos(r), \\ \alpha_2 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \sin\left(-\frac{\pi}{6} + r\right), \\ \alpha_3 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3} \sin\left(-\frac{\pi}{6} - r\right). \end{cases}$$
(3.2)

Cette combinaison donne naissance à une nouvelle réalisation optimale au sens des données sismiques brutes mesurées, qui est ensuite combinée avec 2 autres réalisations initiales et ainsi de suite jusqu'à ce que toutes les réalisations initiales aient été combinées ensemble.



FIGURE 3.3 - Boucle d'optimisation statique

Modélisation sismique directe

À chaque itération, un sismogramme synthétique de l'onde complète pour les déports proches, moyens et éloignés est modélisé en utilisant la formulation viscoélastique (Bohlen, 2002) codée sur GPU (Graphics Processing Unit) développé par Fabien-Ouellet *et al.* (2014). Ceci permet de tenir compte de toutes les variations dans le signal sismique causé par l'injection du CO_2 . L'utilisation d'un GPU sur un poste de travail standard permet de réduire le temps de la modélisation à chaque iteration de plus de 2 ordres de grandeur par rapport à la version originale sur CPU en parallèle. Dans les faits, le temps nécessaire pour modeliser la réponse sismique à chaque itération avec GPU est d'environ 1 minute comparé à 25 minutes avec CPU. Une fois que le sismogramme synthétique est calculé, il est comparé au sismogramme de référence afin de minimiser les écarts entre observations et simulations. À la fin de la boucle, on obtient la réalisation qui minimise ces écarts. Cette modélisation est considérée comme le "meilleur" modèle ajustant les données sismiques et de puits avant l'injection du CO_2 .

3.2.4 Optimisation dynamique

Après l'optimisation statique, on obtient un modèle optimisé de V_p , V_s , ρ et ϕ pour chacun des 5 ensembles, qui sont combinés, par déformation graduelle, dans la boucle d'optimisation dynamique, comme il est montré à la figure 3.4. À chaque itération, une simulation d'écoulement sur la nouvelle réalisation est effectuée afin d'optimiser le modèle de réservoir en fonction de l'injection et de l'écoulement du CO₂. Comme pour la précédente boucle, une modélisation sismique directe avec les nouvelles propriétés élastiques est effectuée et le sismogramme synthétique est comparé au sismogramme de référence afin de minimiser les écarts. À la



FIGURE 3.4 - Boucle d'optimisation dynamique

fin de l'optimisation dynamique, on obtient le modèle de V_p , V_s , ρ et ϕ qui honore le modèle de référence à la fois pour les données statiques et pour l'écoulement de CO₂. La figure 2.5 de l'article II à la page 112 montre le modèle final pour V_p , V_s , ρ et ϕ .

Simulation d'écoulement du CO₂

Au cours de ce projet de doctorat, le modèle à équilibre vertical développé par (Ligaarden & Nilsen, 2010) et contenu dans MRST - *Matlab Reservoir Simulation Toolbox* (Lie, 2014) a été utilisé pour simuler l'injection de CO_2 pendant 200 jours. Ce modèle a été décrit dans la section 2.3.4 du chapitre 2. Les résultats de la simulation d'écoulement pour le modèle de référence, une réalisation initiale choisie au hasard ainsi que pour le modèle final sont montrés dans la figure 3.5.



(a) Modèle de référence



(b) Réalisation stochastique aléatoire initiale





FIGURE 3.5 – Distribution du panache de CO_2 après 200 jours d'injection.

Transformation pétrophysique

Les propriétés élastiques sont calculées avec des modèles pétrophysiques. Ces modèles sont des équations qui transforment les variables pétrophysiques, telles que porosité, minéralogie et saturation en fluide, en propriétés élastiques telles que vitesse des ondes P et S et densité. Les propriétés élastiques de la phase solides sont obtenues en appliquant la moyenne arithmétique des limites supérieure et inférieure de Hashin-Shtrikman (Hashin & Shtrikman, 1963). Ensuite, les propriétés élastiques de la phase fluide sont dérivées en utilisant les lois de mélange de fluides (Grana *et al.*, 2012). Les nouvelles propriétés de la roche saturée en CO_2 sont finalement obtenues avec la relation de Gassmann Gassmann (1951). La section 2.3.3 de l'article II à la page 107 décrit plus en détail les équations utilisées pour les transformations pétrophysiques ainsi que la relation de Gassmann.

3.2.5 Validation du modèle

Afin d'évaluer l'efficacité de la méthodologie proposée, des analyses statistiques sont nécessaires. La figure 3.6a montre la corrélation entre le modèle de référence et une réalisation stochastique initiale, tandis que la figure 3.6b montre la corrélation entre le modèle de référence et le modèle obtenu après optimisation statique et dynamique pour la vitesse des ondes *S*. La corrélation avec le modèle de référence est déjà très



FIGURE 3.6 – Corrélation de la valeur de densité entre le modèle de référence et a) 1 réalisation stochastique initiale; b) le modèle obtenu après optimisation statique/dynamique.

bonne après la première étape du flux de travail (r = 0.9877). Après l'optimisation statique et dynamique, la corrélation est légèrement améliorée (r = 0.9923). Les corrélations pour V_p , V_s et ϕ montrent les mêmes résultats et sont montrées à la figure 2.6 de l'article II à la page 113.

La figure 3.7 montre le diagramme Quantile-Quantile pour la distribution de la porosité obtenue à la fin du flux de travail avec la distribution de la porosité du modèle de référence. Cet outil nous permet de comparer deux distributions que l'on estime semblables. Dans le cas spécifique, le diagramme montre un bon alignement avec la première bissectrice, qui indique la présence d'une identité de loi entre les deux distributions (Dagnelie, 2011). Les diagrammes Quantile-Quantile pour V_p , V_s et ϕ sont montrés à la figure 2.7



FIGURE 3.7 – Graphique QQ des valeurs de porosité entre le modèle de référence et le modèle après optimisation statique/dynamique.

de l'article II à la page 114 et montrent un bon alignement avec la première bissectrice, donc une identité de loi entre les distributions des modèles finaux avec les modèles de référence.

Récemment, une mesure de similarité qui compare la tendance structurale locale entre deux images (SSIM) a été développée par Wang *et al.* (2004). La valeur SSIM est comprise entre 0 et 1, où 1 indique que les deux images sont identiques. La figure 3.8 compare le modèle de référence avec une réalisation stochastique initiale (figure 3.8a) et avec le modèle obtenu après optimisation (figure 3.8b) pour la vitesse des ondes *S* et la porosité. Le modèle de vitesses des ondes *S* obtenu après optimisation statique et dynamique a une similarité avec le modèle de référence deux fois plus grande en comparaison avec une réalisation initiale. Ce constat est aussi valable pour les modèles de vitesse des ondes *P* et la densité, présentés dans la figure 2.8 de l'article II à la page 115. Il est intéressant de noter que le long des forages utilisés pour générer les



FIGURE 3.8 – SSIM index pour les vitesses des ondes S et la porosité entre le modèle de référence et a) une réalisation stochastique initiale; b) le modèle obtenu après optimisation statique/dynamique. La valeur dans l'encadré correspond à la valeur SSIM moyenne.

modèles initiaux (250, 500 et 750, l'index se rapproche à 1. Ceci est vrai autant pour les modèles optimisés que pour les modèles stochastiques initiaux. En effet, les modèles initiaux sont générés en utilisant un algorithme de cosimulation séquentielle gaussienne qui, par construction, a la caractéristique de reproduire les observations des puits, c'est-à-dire les données de référence. On peut également noter une zone avec un index SSIM très élevée autour de 750 m de profondeur et qui correspond à la fine couche des argiles de la Formation Utica. Comme montré dans la figure 2.3 de l'article II à la figure 2.3, les distributions des paramètres au niveau de la Formation Utica sont très proches de la valeur centrale, qui se traduit en une très faible variabilité et donc un degré de similitude élevée entre les différents modèles. Ce discours n'est pas valable pour les données de porosité (figure 3.8b) qui montrent une valeur moyenne de SSIM très élevée déjà pour les réalisations stochastiques initiales. On peut expliquer ceci par le faible écart-type des distributions

(b) Optimisation statique/dynamique

de porosité.

Enfin, la simulation d'écoulement de CO_2 dans le modèle obtenu après une réalisation stochastique initiale et dans le modèle obtenu après optimisation statique et dynamique est effectuée afin de les comparer avec l'écoulement de CO_2 dans le modèle de référence. La figure 3.5 montre l'étendue du panache de CO_2 pour les trois modèles, tandis que la figure 3.9 montre l'index de similarité structurale entre le modèle de référence et une réalisation initiale (figure 3.9a) et entre le modèle de référence et le modèle final (figure 3.9b). Le



(b) Modèle obtenu après optimisation statique et dynamique



FIGURE 3.9 – Index de similarité structurelle (Wang *et al.*, 2004) du panache du CO₂ pour la simulation d'écoulement entre le modèle de référence et 1) une réalisation stochastique initiale; 2) le modèle obtenu après optimisation statique et dynamique.

degré de similarité, bien que très élevé déjà après une réalisation stochastique initiale (SSIM = 0.88), est amélioré après l'inversion stochastique (SSIM = 0.92).

3.3 Synthèse des résultats

Cette section présente une synthèse des résultats obtenus, qui sont discutés plus en détail dans l'article II. Les analyses statistiques présentées dans la section précédente montrent que le flux de travail proposé permet d'obtenir un modèle final qui montre la meilleure correspondance sismique avec le modèle de référence. De plus, l'intégration de la simulation d'écoulement dans le processus d'optimisation permet d'obtenir le modèle qui présente la distribution du panache de CO_2 la plus fidèle à la réalité.

La méthodologie a été appliquée à un cas synthétique où le modèle de référence a été obtenu par cosimulation séquentielle gaussienne des données de forages disponibles dans la zone d'étude et les modèles stochastiques initiaux sont simulés à partir de trois forages hypothétiques du modèle de référence. Ceci implique que le modèle de référence et les simulations stochastiques initiales ont un degré de variabilité limitée, comme il est confirmé par leur corrélation élevé.

Une étape importante pour vérifier l'efficacité de cette méthodologie est donc l'application à un cas réel qui pourrait confirmer que l'approche proposée améliore de façon significative l'estimation des paramètres élastiques du réservoir.

Chapitre 4

Conclusion

Cette thèse propose une approche exhaustive pour la caractérisation sismique de l'injection du CO_2 , de la modélisation sismique par profilage sismique vertical (PSV) à l'optimisation stochastique des propriétés élastiques du réservoir basée sur les simulations d'écoulement. Les principaux développements méthodologiques ciblant ces différents aspects ont été présentés au sein de cette partie synthèse. L'approche présentée favorise l'assimilation des données statiques (mesures de laboratoire, données de forage) avec les données dynamiques (écoulement du CO_2).

Au niveau de la modélisation sismique de l'injection due CO_2 , des mesures de laboratoires ont été effectuées afin d'évaluer la réponse sismique ultrasonique du à l'injection due CO_2 dans deux échantillons du réservoir ciblé pour le stockage du dioxyde de carbone.

Un modèle stochastique calibré sur les résultats obtenus en laboratoire ainsi que sur les données de forage disponibles dans la zone d'étude a été construit afin d'effectuer une modélisation (PSV) poroviscoélastique avant et après injections du CO₂. Cette approche comporte les étapes suivantes:

- mesurer en laboratoire la valeur du module d'incompressibilité de la roche sèche qui est un paramètre important dans les équations poroviscoélastiques pour la modélisation sismique.
- utiliser un modèle stochastique pour la modélisation sismique, permettant de reproduire la variation naturelles de la distribution des paramètres à l'intérieur des différentes formations géologiques et donc d'obtenir une réponse sismique plus réaliste comparée à la réponse obtenue avec un modèle homogène par couche;

- utiliser l'hypothèse d'équilibre vertical, permettant la simulation rapide et précise de l'injection et de la migration du CO₂, comparé aux méthodes numériques classiques qui ne sont pas toujours abordables ou même possibles à mettre en œuvre car ces dernières requièrent des efforts de calculs élevés;
- utiliser le profilage vertical pour augmenter la résolution sismique verticale. Ceci est particulièrement utile quand les différences de signature sismique entre les acquisitions temporelles sont très faibles;
- utiliser une formulation poroviscoélastique est probablement l'outil le plus efficace pour étudier l'effet de la saturation des fluides sur la réponse sismique car avec cette formulation, les propriétés des fluides sont directement intégrées dans les équations et les intéractions fluides/matrices qui sont prises en compte par le module de couplage.

Les résultats obtenus ont montré que pour un contexte tel que celui qui a été étudié, c'est-à-dire avec des porosités et des perméabilités très faibles, les différences dans la réponse sismique dues à l'injections du CO_2 sont relativement faibles et se résument en un délai dans le temps d'arrivée de l'onde, de l'ordre de 30 ms. La comparaison avec un scénario optimal (avec des plus grandes porosités et des pérmeabilites) montre que malgré que le panache du CO_2 reste confiné autour du puits d'injection, la réponse sismique est comparable. L'analyse de la variation des amplitudes avec le déport des tirs a été faite uniquement avec des déports courts car l'apparition d'une onde réfractée pour les déport supérieurs à 700 m a empêché la séparation de ondes ascendantes des ondes descendantes. Il va sans dire qu'il reste des idées de recherche à poursuivre:

- mesurer les effets de la pression dû à l'injection du CO₂ en laboratoire et les transposer à l'échelle du réservoir afin de pouvoir les séparer des effet dus à la substitution de fluide;
- appliquer la méthodologie à des données réelles;
- adapter cette méthodologie pour des scénarios 3D.

Concernant la modélisation stochastique d'un réservoir potentiel pour la séquestration géologique du CO_2 , une approche en trois étapes à été proposée pour l'optimisation des modèles de réservoir, basées sur les données statiques (c'est-à-dire les données de forages) et les données dynamiques (c'est-à-dire la simulation d'écoulement du CO_2). Quelques constats peuvent être fait à cet égard:

- l'utilisation des données dynamiques pour la caractérisation de réservoir pour la séquestration du CO₂ apporte un bénéfice majeur pour l'obtention d'un modèle final optimal;
- la modélisation de l'onde complète pour plusieurs déports à court, moyen et longue distances permet de tenir compte de toutes les variations dues à l'injection du CO₂;

- l'utilisation d'un processeur graphique (GPU) pour la modélisation sismique à chaque itération permet de réduire considérablement (2 ordres de grandeurs) les temps de calculs.

Les résultats obtenus ont montré que l'utilisation des données dynamiques dans la boucle d'optimisation permet d'améliorer la correspondance sismique du modèle de réservoir simulé avec le modèle de référence. Cependant des développements futurs qui permettront d'accroître sa portée sont envisageables:

- cette approche a été uniquement testée avec un modèle synthétique réaliste. Son application à des données réelles permettrait de valider l'approche;
- adapter cette méthodologie pour des scénario 3D.
Références

- Adam L, Batzle M & Brevik I (2006). Gassmann's fluid substitution and shear modulus variability in carbonates at laboratory seismic and ultrasonic frequencies. *Geophysics*, 71(6):F173--F183. DOI:10.1190/1.2358494.
- Aki K & Richards P (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. University Science Books, 2 edition.
- Allard JF & Atalla N (2009). Propagation of Sound in Porous Media. John Wiley & Sons, Ltd.
- Arts R, Eiken O, Chadwick A, Zweigel P, van der Meer L & Zinszner B (2004). Monitoring of CO₂ injected at Sleipner using time-lapse seismic data. *Energy*, 29(9-10):1383--1392. DOI:10.1016/j.energy.2004.03.072.
- Bickle M, Chadwick A, Huppert H, Hallworth M & Lyle S (2007). Modelling carbon dioxide accumulation at Sleipner: Implications for underground carbon storage. *Earth and Planetary Science Letters*, 255(1-2):164--176. DOI:10.1016/j.epsl.2006.12.013.
- Biot MA (1956a). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. i. low-frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.*, 28(2):168. DOI:10.1121/1.1908239.
- Biot MA (1956b). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. ii. higher frequency range. *J. Acoust. Soc. Am.*, 28(2):179. DOI:10.1121/1.1908239.
- Blair D (1990). Seismic pulse assessment of cracked and jointed rock. *Engineering Fracture Mechanics*, 35(1-3):447--455. DOI:10.1016/0013-7944(90)90222-3.
- Bohlen T (2002). Parallel 3-d viscoelastic finite difference seismic modelling. *Computers & Geosciences*, 28(8):887--899. DOI:10.1016/s0098-3004(02)00006-7.
- Boltzmann L (1874). Zur theorie der elastischen nachwirkung, Sitzungsber. Kaiserlich. Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss., Kl., 70:275--306.
- Bosch M, Mukerji T & Gonzalez EF (2010). Seismic inversion for reservoir properties combining statistical rock physics and geostatistics: A review. *Geophysics*, 75(5):75A165--75A176. DOI:10.1190/1.3478209.
- Bourbié T, Coussy O & Zinszner B (1986). Acoustique des milieux poreux. Editions Technip, 360 pages.
- Bédard K, Malo M & Comeau FA (2013). CO₂ Geological Storage in the Province of Québec, Canada Capacity Evaluation of the St. Lawrence Lowlands basin . *Energy Procedia*, 37(0):5093 -- 5100. DOI:http://dx.doi.org/10.1016/j.egypro.2013.06.422. GHGT-11.
- Cadoret T, Marion D & Zinszner B (1995). Influence of frequency and fluid distribution on elastic wave velocities in partially saturated limestones. *J. Geophys. Res.*, 100(B6):9789. DOI:10.1029/95jb00757.

- Caers J & Hoffman T (2006). The probability perturbation method: A new look at bayesian inverse modeling. *Mathematical Geology*, 38(1):81--100. DOI:10.1007/s11004-005-9005-9.
- Carcione J & Helle H (1999). Numerical Solution of the Poroviscoelastic Wave Equation on a Staggered Mesh. *Journal of Computational Physics*, 154(2):520--527.
- Carcione JM (1996). Wave propagation in anisotropic, saturated porous media: Plane-wave theory and numerical simulation. *J. Acoust. Soc. Am.*, 99(5):2655. DOI:10.1121/1.414809.
- Carcione JM (1998). Viscoelastic effective rheologies for modelling wave propagation in porous media. *Geophysical Prospecting*, 46(3):249--270. DOI:10.1046/j.1365-2478.1998.00087.x.
- Carcione JM (2007). Wave fields in real media: Wave Propagation in Anisotropic, Anelastic, Porous and Electromagnetic Media. volume 38 de Handbook of Geophysical Exploration - Seismic Exploration. Elsevier, 2nd edition.
- Carcione JM & Quiroga-Goode G (1995). Some aspects of the physics and numerical modeling of Biot compressional waves. *J. Comp. Acous.*, 03(04):261--280. DOI:10.1142/s0218396x95000136.
- Carman P (1938). The determination of the specific surface of powders. *Journal of the Society of Chemical Industries*, 57:225--234.
- Celia M, Bachu S, Nordbotten J, Kavetski D & Gasda S (2006). A risk assessment tool to quantify CO₂ leakage potential through wells in mature sedimentary basins. *Proceedings of the 8th Conference on Greenhouse Gas Technologies*.
- Chadwick R, Arts R & Eiken O (2005). 4D seismic quantification of a growing CO2 plume at Sleipner, North Sea. *Petroleum Geology Conference Proceedings*, 6(0):1385--1399.
- Chadwick R, Noy D, Arts R & Eiken O (2009). Latest time-lapse seismic data from Sleipner yield new insights into CO₂ plume development, volume 1, pages 2103--2110.
- Chadwick R, Zweigel P, Gregersen U, Kirby G, Holloway S & Johannessen P (2004). Geological reservoir characterization of a CO₂ storage site: The Utsira Sand, Sleipner, northern North Sea. *Energy*, 29(9-10):1371--1381. DOI:10.1016/j.energy.2004.03.071.
- Cheng A, Huang L & Rutledge J (2010). Time-lapse VSP data processing for monitoring CO₂ injection. *The Leading Edge*, 29(2):196--199.
- Claprood M, Gloaguen E, Giroux B, Konstantinovskaya E, Malo M & Duchesne M (2012). Workflow using sparse vintage data for building a first geological and reservoir model for CO₂ geological storage in deep saline aquifer. A case study in the St. Lawrence Platform, Canada. *Greenhouse Gases: Science and Technology*, 2(4):260--278.
- Claprood M, Gloaguen E, Sauvageau M, Giroux B & Malo M (2013). Stochastic seismic inversion to reduce the bias in simulated porosity field for CO₂ injection in the Saint-Flavien reservoir, Québec, Canada. *First Break*, 31(1992). DOI:10.3997/1365-2397.2013024.
- Coats K, Nielsen R, Terhune MH & Weber A (1967). Simulation of three-dimensional, two-phase flow in oil and gas reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 7(04):377--388. DOI:10.2118/1961-pa.
- Coulombe CA, Stewart R & Jones M (1996). AVO processing and interpretation of VSP data. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 32(1):41--52.

- Dagnelie P (2011). Statistique Théorique et Appliquee Vol.2 Inference Statistique a 1 et a 2 Dimensions. DE BOECK.
- Daley T, Myer L, Peterson J, Majer E & Hoversten G (2008). Time-lapse crosswell seismic and VSP monitoring of injected CO₂ in a brine aquifer. *Environmental Geology*, 54(8):1657--1665.
- Davis T, Terrell M, Benson R, Cardona R, Kendall R & Winarsky R (2003). Multicomponent seismic characterization and monitoring of the CO₂ flood at Weyburn Field, Saskatchewan. *Leading Edge (Tulsa, OK)*, 22(7):696--697.
- Deutsch CV & Journel AG (1997). GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide (Applied Geostatistics). Oxford University Press.
- Doyen P (2007). Seismic Reservoir Characterization: An Earth Modelling Perspective. EAGE.
- Dubreuil-Boisclair C, Gloaguen E, Bellefleur G & Marcotte D (2012). Stochastic volume estimation and connectivity analysis at the Mallik gas hydrate field, Northwest Territories, Canada. *The Leading Edge*, 31(9):1076--1081. DOI:10.1190/tle31091076.1.
- Dubrule O (2003). Geostatistics for Seismic Data Integration in Earth Models (DISC No. 6) (Distinguished Instructor Series). Society Of Exploration Geophysicists.
- Duijndam AJW (1988a). Bayesian estimation in seismic inversion. Part I: Analysis. *Geophysical Prospecting*, 36(8):899--918. DOI:10.1111/j.1365-2478.1988.tb02199.x.
- Duijndam AJW (1988b). Bayesian estimation in seismic inversion. Part I: Principles. *Geophysical Prospecting*, 36(8):878--898. DOI:10.1111/j.1365-2478.1988.tb02198.x.
- Eidsvik J, Avseth P, Omre H, Mukerji T & Mavko G (2004). Stochastic reservoir characterization using prestack seismic data. *Geophysics*, 69(4):978--993. DOI:10.1190/1.1778241.
- Eiken O, Ringrose P, Hermanrud C, Nazarian B, Torp T & Høier L (2011). Lessons Learned from 14 years of CCS Operations: Sleipner, In Salah and Snøhvit, volume 4, pages 5541--5548.
- Fabien-Ouellet G, Gloaguen E & Giroux B (2014). Viscoelastic Finite Difference Modeling Using Graphics Processing Units. *AGU Fall Meeting Abstracts*, A3850 pages.
- Gasda SE, Nordbotten JM & Celia MA (2009). Vertical equilibrium with sub-scale analytical methods for geological CO₂ sequestration. *Computational Geosciences*, 13(4):469--481. DOI:10.1007/s10596-009-9138-x.
- Gassmann F (1951). Über die Elastizität poröser Medien. Vier. Der Natur, 96:1--23.
- Giroux B (2012). Performance of convolutional perfectly matched layers for pseudospectral time domain poroviscoelastic schemes. *Computers & Geosciences*, 45:149 -- 160.
- Giroux B, Chouteau M & Laverdure L (2001). Évaluation du facteur de qualité sismique au barrage de carillon (québec). *Canadian Journal of Civil Engineering*, 28(3):496--508. DOI:10.1139/l00-103.
- Grana D, Mukerji T, Dvorkin J & Mavko G (2012). Stochastic inversion of facies from seismic data based on sequential simulations and probability perturbation method. *Geophysics*, 77(4):M53--M72. DOI:10.1190/geo2011-0417.1.
- Greenberg ML & Castagna JP (1992). Shear-wave velocity estimation in porous rocks: theoretical formulation, preliminary verification and applications. *Geophys Prospect*, 40(2):195--209. DOI:10.1111/j.1365-2478.1992.tb00371.x.

- Gunning J & Glinsky ME (2007). Detection of reservoir quality using bayesian seismic inversion. *Geophysics*, 72(3):R37--R49. DOI:10.1190/1.2713043.
- Hansen TM, Cordua KS & Mosegaard K (2012). Inverse problems with non-trivial priors: efficient solution through sequential gibbs sampling. *Computational Geosciences*, 16(3):593--611. DOI:10.1007/s10596-011-9271-1.
- Hardage BA (1992). Vertical Seismic Profiling: Principles/Part A (Handbook of Geophysical Exploration. Seismic Exploration). Pergamon Pr.
- Hashin Z & Shtrikman S (1963). A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11(2):127--140.
- Howarth RW, Ingraffea A & Engelder T (2011a). Natural gas: Should fracking stop? *Nature*, 477(7364):271--275. DOI:10.1038/477271a.
- Howarth RW, Santoro R & Ingraffea A (2011b). Methane and the greenhouse-gas footprint of natural gas from shale formations. *Climatic Change*, 106(4):679--690. DOI:10.1007/s10584-011-0061-5.
- Hu LY (2000). Gradual deformation and iterative calibration of gaussian-related stochastic models. *Mathe-matical Geology*, 32(1):87--108. DOI:10.1023/a:1007506918588.
- IEA (2013). Technolgy Roadmap: Carbon Capture and Storage. IEA.
- IEA (2014a). CO₂ Emissions from Fuel Combustion 2014. IEA, Paris.
- IEA (2014b). Energy Technology Perspectives 2014. IEA, Paris.
- IEA (2014c). World Energy Outlook 2014. IEA, Paris.
- IPCC (2005). *IPCC Special Report on Carbon dioxide Capture and Storage*. Cambridge University Press, UK, The Edinburgh Building Shaftesbury Road, Cambridge CB2 2RU ENGLAND, bert metz and ogunlade davidson and heleen de coninck and manuela loos and leo meyer edition.
- IPCC (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Group III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Ivanova A, Kashubin A, Juhojuntti N, Kummerow J, Henninges J, Juhlin C, Lüth S & Ivandic M (2012). Monitoring and volumetric estimation of injected CO₂ using 4D seismic, petrophysical data, core measurements and well logging: A case study at Ketzin, Germany. *Geophysical Prospecting*, 60(5):957--973. DOI:10.1111/j.1365-2478.2012.01045.x.
- Johnson J, Niitao J, Steefel C & Knauss K (2001). Reactive transportmodelling of geologic CO₂ sequestration in saline aquifers: The influence of intraaquifer shales and the relative effectiveness of structural, solubility, and mineral trapping during prograde and retrograde sequestration. *NETL Proceedings, First National Conference on Carbon Sequestration.*
- Johnston D (2010). *Methods and Applications in Reservoir Geophysics*. Johnston DH, éditeur. Society of Exploration Geophysicists.
- Konstantinovskaya E, Claprood M, Duchesne M, Giroux M, Malo M & Lefebvre R (2010). Le potentiel de stockage du CO₂ expérimental dans les aquifères salins profonds de bécancour. Institut national de la recherche scientifique Centre Eau Terre Environnement.

- Kozeny J (1927). Über kapillare Leitung des Wassers im Boden. Akad. Wiss. Wien, 136:271--306.
- Larsen AL, Ulvmoen M, Omre H & Buland A (2006). Bayesian lithology/fluid prediction and simulation on the basis of a markov-chain prior model. *Geophysics*, 71(5):R69--R78. DOI:10.1190/1.2245469.
- Le Ravalec M (2005). Inverse stochastic modeling of flow in porous media (IFP Publications). Editions Technip.
- Li G, Burrowes G, Majer E & Davis T (2001). Weyburn field horizontal-to-horizontal crosswell seismic profiling: Part 3 Interpretation. *Society of Exploration Geophysicists 2001 Annual Meeting*.
- Lie KA (2014). SAn Introduction to reservoir simulation using Matlab: User guide for the Matlab Reservoir Simulation Toolbox (MRST). SINTEF ICT,Departement of Applied Mathematics. Oslo, Norway.
- Ligaarden I & Nilsen H (2010). Numerical aspects of using vertical equilibrium models for simulating CO₂ sequestration. *ECMOR 2010 12th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery, 6 9 September 2010, Oxford, UK.*
- Lippard J, Cavanagh A, Kennedy D & Hermanrud C (2008). Modelling of CO₂ injection and seismic data analysis in the Utsira formation. *33rd International Geological Congress*.
- Lüth S, Bergmann P, Cosma C, Enescu N, Giese R, Götz J, Ivanova A, Juhlin C, Kashubin A, Yang C & Zhang F (2011). Time-lapse seismic surface and down-hole measurements for monitoring CO2 storage in the CO2SINK project (Ketzin, Germany). volume 4, pages 3435--3442.
- Mari JL (2003). WELL SEISMIC SURVEYING (Institut Francais Du Petrole Publications). Editions Technip.
- Martin JC (1958). Some mathematical aspects of two phase flow with application to flooding and gravity segregation. *Prod. Monthly 22*, 6:22--35.
- Martin JC (1968). Partial integration of equations of multiphase flow. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 8(04):370--380. DOI:10.2118/2040-pa.
- Mavko G, Mukerji T & Dvorkin J (2009). *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media.* Cambridge University Press.
- Müller TM, Gurevich B & Lebedev M (2010). Seismic wave attenuation and dispersion resulting from waveinduced flow in porous rocks – a review. *Geophysics*, 75(5):75A147--75A164. DOI:10.1190/1.3463417.
- Neftel A, Friedli H, Moor E, Loetscher H, Oeschger H, Siegenthaler U & Stauffer B (1994). *Trends: A Compendium of Data on Global Change*. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn, USA.
- Njiekak G, Schmitt DR, Yam H & Kofman RS (2013). CO₂ rock physics as part of the Weyburn-Midale geological storage project. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 16:S118--S133.
- Nordbotten J & Celia M (2006). Analysis of plume extent using analytical solutions for CO₂ storage. *Proceedings of the 16th conference on Computational Methods in Water Resources.*
- Nordbotten JM, Celia MA & Bachu S (2004). Analytical solutions for leakage rates through abandoned wells. *Water Resour. Res.*, 40(4):n/a--n/a. DOI:10.1029/2003wr002997.
- Nordbotten JM, Celia MA & Bachu S (2005a). Injection and storage of CO₂ in deep saline aquifers: analytical solution for CO₂ plume evolution during injection. *Transport in Porous Media*, 58(3):339--360. DOI:10.1007/s11242-004-0670-9.

- Nordbotten JM, Celia MA, Bachu S & Dahle HK (2005b). Semianalytical Solution for CO₂ Leakage through an Abandoned Well. *Environmental Science & Technology*, 39(2):602--611. DOI:10.1021/es035338i.
- Nordbotten JM, Kavetski D, Celia MA & Bachu S (2009). Model for CO 2 leakage including multiple geological layers and multiple leaky wells. *Environmental Science & Technology*, 43(3):743--749. DOI:10.1021/es801135v.
- Nur A (1971). Viscous phase in rocks and the low-velocity zone. J. Geophys. Res., 76(5):1270--1277. DOI:10.1029/jb076i005p01270.
- Osborn SG, Vengosh A, Warner NR & Jackson RB (2011). Methane contamination of drinking water accompanying gas-well drilling and hydraulic fracturing. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 108(20):8172--8176. DOI:10.1073/pnas.1100682108.
- Pacala S (2004). Stabilization Wedges: Solving the Climate Problem for the Next 50 Years with Current Technologies. *Science*, 305(5686):968--972. DOI:10.1126/science.1100103.
- Petit J, Jouzel J, Raynaud D, Barkov N, Barnola JM, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, Delmotte M, Kotiyakov V, Legrand M, Lipenkov V, Lorius C, Pépin L, Ritz C, Saltzman E & Stievenard M (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399(6735):429--436. DOI:10.1038/20859.
- Pruess K, García J, Kovscek T, Oldenburg C, Rutqvist J, Steefel C & Xu T (2004). Code intercomparison builds confidence in numerical simulation models for geologic disposal of CO₂. *Energy*, 29(9-10):1431--1444. DOI:10.1016/j.energy.2004.03.077.
- Pruess K, Oldenburg C & Moridis G (1999). TOUGH2 User's Guide. Lawrence Berkeley National Laboratory. Berkeley, CA, USA.
- Rimstad K & Omre H (2010). Impact of rock-physics depth trends and markov random fields on hierarchical bayesian lithology/fluid prediction. *Geophysics*, 75(4):R93--R108. DOI:10.1190/1.3463475.
- Roach L, White D & Roberts B (2015). Assessment of 4D seismic repeatability and CO2 detection limits using a sparse permanent land array at the Aquistore CO₂ storage site. *Geophysics*, 80(2):WA1--WA13. DOI:10.1190/GEO2014-0201.1.
- Sato K, Mito S, Horie T, Ohkuma H, Saito H, Watanabe J & Yoshimura T (2011). Monitoring and simulation studies for assessing macro- and meso-scale migration of CO₂ sequestered in an onshore aquifer: experiences from the Nagaoka pilot site, Japan. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 5:215--237.
- Schlumberger (2007). Eclipse Technical Description. Schlumberger.
- Schmitt D (2015). Geophysical Properties of the Near Surface Earth: Seismic Properties. *Treatise on Geophysics* (Second Edition). Schubert G, éditeur, Elsevier, pages 43--87.
- Sheriff R & Geldart L (1995). Exploration Seismology. Cambridge University Press, New York, 592 pages.
- Siegenthaler U, Stocker T, Monnin E, Lüthi D, Schwander J, Stauffer B, Raynaud D, Barnola JM, Fischer H, Masson-Delmotte V & Jouzel J (2005). Atmospheric science: Stable carbon cycle-climate relationship during the late pleistocene. *Science*, 310(5752):1313--1317. DOI:10.1126/science.1120130.
- Smith TM, Sondergeld CH & Rai CS (2003). Gassmann fluid substitutions: A tutorial. *Geophysics*, 68(2):430--440. DOI:10.1190/1.1567211.

- Tarantola A (2004). *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. SIAM: Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Timur A (1977). Temperature dependence of compressional and shear wave velocities in rocks. *Geophysics*, 42(5):950--956. DOI:10.1190/1.1440774.
- Toksöz MN, Johnston DH & Timur A (1979). Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. laboratory measurements. *Geophysics*, 44(4):681--690. DOI:10.1190/1.1440969.
- Tosaya C & Nur A (1982). Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks. *Geophysical Research Letters*, 9(1):5--8. DOI:10.1029/gl009i001p00005.
- Tran Ngoc T, Lefebvre R, Konstantinovskaya E & Malo M (2014). Characterization of deep saline aquifers in the Bécancour area, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada: implications for CO₂ geological storage. *Environmental Earth Sciences*, pages 1--28.
- Ulrych TJ, Sacchi MD & Woodbury A (2001). A bayes tour of inversion: A tutorial. *Geophysics*, 66(1):55--69. DOI:10.1190/1.1444923.
- Ulvmoen M & Omre H (2010). Improved resolution in bayesian lithology/fluid inversion from prestack seismic data and well observations: Part 1 methodology. *Geophysics*, 75(2):R21--R35. DOI:10.1190/1.3294570.
- Urosevic M, Pevzner R, Kepic A, Wisman P, Shulakova V & Sharma S (2010). Time-lapse seismic monitoring of CO₂ injection into a depleted gas reservoir Naylor Field, Australia. *Leading Edge (Tulsa, OK)*, 29(2):164-169. DOI:10.1190/1.3304819.
- Urosevic M, Sherlock D, Kepic A & Nakanishi S (2008). *Time lapse VSP program for otway basin CO*₂ *sequestration pilot project*, volume 4, pages 2453--2457.
- Verwer K, Braaksma H & Kenter JA (2008). Acoustic properties of carbonates: Effects of rock texture and implications for fluid substitution. *Geophysics*, 73(2):B51--B65. DOI:10.1190/1.2831935.
- Wang Z, Bovik A, Sheikh H & Simoncelli E (2004). Image quality assessment: From error visibility to structural similarity. *IEEE Trans. on Image Process.*, 13(4):600--612. DOI:10.1109/tip.2003.819861.
- Wang Z, Hirsche WK & Sedgwick G (1991). Seismic monitoring of water floods?—a petrophysical study. *Geophysics*, 56(10):1614--1623. DOI:10.1190/1.1442972.
- White D (2013). Seismic characterization and time-lapse imaging during seven years of CO₂ flood in the Weyburn field, Saskatchewan, Canada. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 16:S78--S94. DOI:10.1016/j.ijggc.2013.02.006.
- White MD & Oostrom M (1997). STOMP, Subsurface Transport Over Multiple Phases. Pacific Northwest National Laboratory. Richland, WA, USA.
- Wiesnet DR (1961). Composition, grain size, roundness, and sphericity of the potsdam sandstone (cambrian) in northeastern new york. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 31. DOI:10.1306/74d70ae7-2b21-11d7-8648000102c1865d.
- WMO (2014a). WMO Greenhouse Gas Bulletin (GHG Bulletin) N°10 Climate Summit edition: The State of Greenhouse Gases in the Atmosphere Based on Global Observations through 2013. Geneva.
- WMO (2014b). WMO Greenhouse Gas Bulletin, No. 10. WMO, Geneva.

- Wyllie MRJ, Gregory AR & Gardner GHF (1958). An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, 23(3):459--493. DOI:10.1190/1.1438493.
- Yam H (2011). CO₂ rock physics: A laboratory study. Mémoire de maîtrise, University of Alberta.
- Yang C, Juhlin C, Enescu N, Cosma C & Lüth S (2010). Moving source profile data processing, modelling and comparison with 3D surface seismic data at the CO2SINK project site, Ketzin, Germany. *Near Surface Geophysics*, 8(6):601--610.
- Yang D, Malcolm A, Fehler M & Huang L (2014). Time-lapse walkaway vertical seismic profile monitoring for CO₂ injection at the SACROC enhanced oil recovery field: A case study. *Geophysics*, 79(2):B51--B61.
- Zhang R, Ghosh R, Sen M & Srinivasan S (2012). Time-lapse surface seismic inversion with thin bed resolution for monitoring CO₂ sequestration: a case study from Cranfield, Mississippi, journal=International Journal of Greenhouse Gas Control.
- Zhang Z, Stewart R & Lawton D (2010). AVO processing of walkaway VSP data at Ross Lake heavy oilfield, Saskatchewan. *CREWES Research report*, 22.

Deuxième partie

Articles

Article 1

Sensitivity of vertical seismic profiling for monitoring CO₂ storage in a low porosity reservoir - An example from the St-Lawrence Lowlands, Canada

<u>Titre traduit</u>

Sensibilité du profilage sismique vertical pour la surveillance du CO_2 stocké dans un réservoir peu poreux - Exemple des Basses Terres du St Laurent, Canada

Auteurs

Lorenzo Perozzi¹, Bernard Giroux¹, Douglas R. Schmitt², Randolf S. Kofman²

¹ Institut national de la recherche scientifique - Centre Eau Terre Environnement, 490, de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, CANADA

² Department of Physics, Institute for Geophysical Research, CCIS 4-183, University of Alberta, Edmonton, AB, T6G 2E1, CANADA

<u>^ · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·</u>	
1 Anteshuts	n
V (OIIIII II)(III)	,,,

Lorenzo Perozzi	Conceptualisé et réalisé (les mesures de laboratoire, la modélisation sismique, l'interprétation des résultats) l'étude et rédigé l'article
Bernard Giroux	Conceptualisé l'étude, fourni des conseils sur l'interprétation des résultats et contribué à la rédaction de l'article.
Douglas R. Schmitt	Contribué à la rédaction de l'article

Randolf S. Kofman Fourni de conseils et realisé une partie de mesures de laboratoire.

Publication ciblée

International Journal of Greenhouse Gas Control Première soumission: 6 janvier 2015 Soumission après révision: 26 juillet 2015

Résumé traduit

Nous avons réalisé une série de mesures sismiques de laboratoire sous differentes conditions de pressions et temperature afin de tester la réponse sismique sur deux échantillons saturés en CO_2 provenant du reservoir des Basses Terre du Saint Laurent. Les resultats ont montré que la vitesse et l'amplitude du signal sismique peuvent être utilisées pour detecter le changement de phase du CO_2 . Les resultats ont aussi servi a calibrer un modèle géologique héterogène à partir duquel des séismogrammes de profilage sismique vertical ont été générés. Le degré de saturation autour d'un puits d'injection a été calculé pour un periode de 50 ans qui inclut un periode d'injection de 15 ans suivie par 35 de migration de CO_2 . Des seismogrammes synthetiques de profilage sismique vertical dans le temps ont été générés après 5, 15 et 50 ans d'injection. Les resultats ont montré que le remplacement de la saumure par le CO_2 provoque un délai en temps des reflecteurs situés au-dessous du reservoir, malgrés ses faibles porosités et perméabilités. La comparaison entre un modèle homogène classique et le modèle hétérogène proposé dans ce travail montre que le modèle homogène classique pourrait conduire à une mauvaise interpretation de l'effet du CO_2 sur la réponse sismique.

1.1 Abstract

We have performed a series of rock physics measurements under various simulated confining and pore pressure and temperature states to test the seismic response of two low permeability reservoir samples of the St. Lawrence Lowlands sedimentary basin to different CO_2 phases. Results show that the seismic velocity and amplitude can be used to detect the CO_2 phase transition. The laboratory measurements calibrated

a heterogeneous geological model from which synthetic vertical seismic profile (VSP) seismograms were generated. The saturation states around a single injection point in the geological model were calculated over a 50 year time period which included constant rate injection for the first 15 years followed by 35 years of CO_2 migration. Synthetic time-lapse VSP seismograms were produced after 5, 15 and 50 years from the start of injection. Results show that substitution of brine by CO_2 delays the times of seismic reflection events below the target reservoir despite its low reservoir permeabilities and porosities. A comparison between a classical blocky model and our heterogeneous model shows that the blocky model leads to a misinterpretation of the CO_2 effects on the seismic response.

1.2 Introduction

The measurement, monitoring and verification (MMV) of geological CO_2 storage is essential for ensuring storage integrity and social acceptance of Carbon Capture and Storage (CCS). Satisfying these societal requirements is necessary to allow the deployment of the MMV technologies at a scale sufficient to reduce the rate of increase of anthropogenically produced CO_2 . Also, in a carbon market context, appraisal and verification of stored CO_2 should be integrated components of CCS projects. As such, monitoring programs of CO_2 injection should ultimately allow for the quantitative estimation of CO_2 saturation throughout the reservoir and watch for any migration of carbon dioxide into surrounding geological formations. Geophysical methods are challenged in this respect, and multi-method approaches should be favored. Gravity monitoring can be helpful for mass balance estimation, especially if downhole gravimeters can be positioned close to the reservoir (Dodds *et al.*, 2013). Electrical methods can also play an important role due to the very low sensitivity of electrical properties to pressure effects and high sensitivity to pore fluid conductivity (Schön, 2004; Schmidt-Hattenberger *et al.*, 2013).

To date, active source seismic methods remain the principal geophysical method of all monitoring programs. Indeed, seismic methods were shown to be efficient for MMV due to their high resolution and their sensitivity to porosity and fluid saturation (White, 2013a; Lumley, 2010; Lumley *et al.*, 2010; Carcione *et al.*, 2006). Nevertheless, there can be a great deal of ambiguity in the quantitative interpretation of observed seismic responses. Proper interpretation requires that workers understand how seismic reflectivity will evolve with changes in the effective stress, temperature, and state of saturation within the subsurface. Despite these issues it is likely that active-source seismic methods will always play a central part in CO_2 monitoring programs due to their high resolution compared to other geophysical methods. Consequently responsible operators will need to properly understand the effects of CO₂ on seismic properties.

The Cambrian-Ordovician sedimentary basin of the St. Lawrence Platform in southern Quebec, Canada, has been identified as the most prospective basin for CO_2 storage in the province (Malo & Bédard, 2012). The Bécancour region is located on the south shore of the St. Lawrence River, midway between Montreal and Quebec City (Figure 1.1a). The Bécancour region's deep saline aquifers were selected as a potential target for injection of CO_2 in a future pilot project. This selection was based on seismic reflection and well log data available from gas exploration, and based on the proximity of an industrial zone emitting up to 1 Mt of CO_2 per year. The success of the storage depends on the capability to monitor movements of the injected gas into the subsurface. As in all current CCS projects, seismic methods are an important component of the monitoring program at Bécancour. In such projects, prior estimation of elastic property changes in response to the injection of CO_2 is crucial to perform proper monitoring and subsequent interpretation of the time-lapse seismic data. There is thus a mandatory need to understand how injected CO_2 influences seismic response and how seismic methods could obtain reliable quantitative estimates of injected CO_2 (White, 2013b).

The aim of this study is to better understand the dependence of the seismic properties on the porosity, mineralogy and pore fluids found in the Bécancour reservoir through both laboratory measurements and numerical modeling. In this contribution, we first present a set of laboratory measurements of the compressional (P) and shear (S) wave velocity and amplitude made on two sandstone samples from the target reservoir, fully saturated with CO₂ at different temperatures and pressures. The results of these experiments are then used to build a geological model and generate synthetic seismograms forecasting the response to CO₂ injection in the reservoir formations.

1.3 Bécancour reservoir properties

The St. Lawrence Lowlands sedimentary basin is located between the Precambrian Grenville basement in the north-west and the Appalachian thrust domain in the south-east (Figure 1.1a). The Paleozoic sedimentary succession of the St. Lawrence Platform is shown in figure 1.1b. The Potsdam Group lies unconformably upon the metamorphic Precambrian Grenville basement. It is comprised of the Covey Hill (Cambrian sandstones and conglomerates) and the Cairnside (lower Ordovician quartz sandstone) formations. The remainder of the section is all of Ordovician age. The Beekmantown Group includes the Theresa (dolomitic sandstones) and the Beauharnois (dolostones) formations. The lower Chazy unit is composed of limestones,





(b) Simplified stratigraphy of the St. Lawrence Platform.



Figure 1.1 – Geographical and stratigraphical map of the studied area. Modified from (Malo & Bédard, 2012) and (Claprood *et al.*, 2012)

dolostones, and sandstones. The Trenton, Black River, and upper Chazy groups, are limestones. The Trenton Group is overlain by the Utica Shale and several hundred meters of interbedded shales, siltstones and

			Potsdan	n Group
		Cap Rock	Cairnside	Covey Hill
Lithology		shale	sandstone	sandstone
Grain density	(g/cm^3)	2.700	2.632	2.613
Porosity ^a	(%)	4	3.35	6
Matrix permeability ^b	(m^2)	4×10^{-19}	1.2×10^{-16}	$2.5 imes 10^{-4}$
Horizontal permeability ^a	(m^2)	n/a	8.89×10^{-15}	8.9×10^{-16}
Vertical permeability ^a	(m^2)	n/a	6×10^{-17}	1.2×10^{-16}
Salinity	(mg/l)	n/a	242000	108 500
Net pay thickness	(m)	> 800	68	196
Pore size	(µm)	n/a	0.55	0.55

Table 1.1 - Physical properties of the Potsdam group reservoir and the Utica/Lorraine cap-rock.

^a Mean values measured form core analysis, see Tran Ngoc *et al.* (2014) for details.

^b Determined from drill stem tests, see Tran Ngoc *et al.* (2014); Tran Ngoc *et al.* (2013)

sandstones of the Lorraine Group. The lower Utica Shale comprises limestone beds and is more calcareous than the upper Utica Shale. Deep saline aquifers are found in the Trenton, Beekmantown and Potsdam Groups.

The Covey Hill sandstone (lower Potsdam) appears as the most suitable saline aquifer for CO_2 injection/storage. This unit has the largest injectable pore volume due to highest porosity (6 %), net pay thickness (196 m), highest matrix permeability (2.4×10^{-16} m²) and lowest salinity (108.500 mg/l) that may assure feasible injectivity. The sandstones of the Covey Hill formation are located at depths of 1100 m to 1400 m where injected CO_2 would be in a supercritical state that has lower density and viscosity than the liquid brine it displaces.

The CO_2 can also be injected in the Cairnside (upper Potsdam), however its lower permeability, lower porosity and more saline waters are less favorable for the storage of CO_2 (Tran Ngoc *et al.*, 2014). Moreover, the temperature gradient of Bécancour reservoir (23.5 ± 0.6 °C/km) may not lead to a supercritical state of CO_2 everywhere in the Cairnside Formation, due to the shallower depth of its formation top (Claprood *et al.*, 2012).

The regional caprock unit consists of the Utica and Lorraine shales. The thickness (>800 m) and permeability $(1 \times 10^{-19} \text{ m}^2)$ of the caprock units in the Bécancour region are apparently capable of preventing buoyancydriven migration of injected CO₂ to the surface, as they have maintained over-pressured conditions in the saline aquifers (Tran Ngoc *et al.*, 2014). Petrophysical and hydrogeological properties of the reservoir are summarized in Table table 1.1.

1.4 Ultrasonic measurements

Laboratory measurements on core samples under CO₂ flooding can be used to calibrate seismic data. As reported by Njiekak et al. (2013), most experiments described in the literature so far (Wang & Nur, 1989; Xue et al., 2005; Lei & Xue, 2009; Purcell et al., 2010; Shi et al., 2011; Ivanova et al., 2012), involve the injection of CO₂ into a porous media pre-saturated with another in situ fluid and the acoustic variations observed are usually from a combination of pore pressure and fluid substitution effects. However, it is difficult to apply the results of these studies to the interpretation of seismic data since observed velocity changes due solely to CO₂ cannot be quantitatively determined as the CO₂ partial saturation of the injected fluid is generally unknown. Yam & Schmitt (2011); Chowdhury et al. (2013); Njiekak et al. (2013) investigated the seismic effects associated with the different phase states of CO₂ by measuring the ultrasonic response of Berea and Fontainbleau sandstones and carbonate samples from the Weyburn-Midale geologic project fully saturated with CO₂ at different temperatures and confining and pore pressures. In these works, particular attention was given to the separation of the seismic effect due to changes in the pore fluid, from those induced by the pore pressure build-up. Lebedev et al. (2013) similarly tested the effects of supercritical CO_2 injection into sandstones from the Otway Basin on acoustic responses. Kitamura et al. (2014) estimated the saturation of CO₂ from the changes in S-wave velocity during laboratory measurements of porous sandstone during drainage and imbibition.

For this study, laboratory measurements were carried out at the Experimental Geophysics Group laboratory (Institute for Geophysical Research, Department of Physics, University of Alberta) on two representative core samples of the Potsdam Group, following the approach proposed by Schmitt *et al.* (2012).

1.4.1 Sample characterization

The Cairnside (CA) and Covey Hill (CH) samples used for ultrasonic measurements are from well A196, located in the northeastern Bécancour sub-reservoir. More details about this well can be found in Tran Ngoc *et al.* (2014). A set of mercury injection porosimetry measurements were performed on both samples. This analysis established the relationship between capillary pressure and fluid saturation. From that, pore-size in the CA and CH sandstones samples were obtained (table 1.1).

1.4.2 Experimental apparatus and procedure

The experimental apparatus includes several components such as the pressure vessel to enclose and apply an hydrostatic confining pressure to the core sample, a heat tape wrapped around the pressure vessel, tanks as pore fluids sources, an independent Quizix[™] dual cylinder pumping system for regulating confining and pore pressure, a JSR PR35 pulser/receiver and a digital oscilloscope for recording waveform at a sampling rate of 10 ns. Some of these are highlighted in figure 1.2.

Cylindrical shaped samples of 3.7 cm in diameter having lengths greater than 4 cm, obtained from CA and CH cores, are used. The ends of the samples are polished and made as parallel as possible using a surface grinder. The parallelism is measured using a dial gauge and considered acceptable if it is within ± 0.025 mm. Each sample is then dried under vacuum at modest temperatures (~70 °C). It is prepared for the measurement suite by attaching the set of ultrasonic transducers to its ends. Each transducer consists of one longitudinal mode and one transverse mode PZT ceramic glued to an aluminum alloy buffer. The sample-transducers assembly (figure 1.2) is then hermetically sealed to prevent any contamination by the hydraulic fluid once the sample is in the pressure vessel. The assembly is then placed inside the pressure vessel (figure 1.2) in a cylindrical cavity filled with hydraulic oil. The hydraulic oil serves as the pressurizing medium for providing hydrostatic confining pressure on the sample.

The CO_2 is introduced into the sample via stainless steel tubing that connects the pore space of the sample with the pore fluid reservoir located outside of the vessel. The transmitted seismic signal was generated by triggering the transducer with a negative spike pulse. For detailed description of the apparatus see Njiekak *et al.* (2013) and Yam (2011).

1.4.3 Testing sequence

The first set of measurements was made with pore space subject to vacuum to provide the 'dry' properties at different temperature and pressure conditions to evaluate their effect on the rock frame. The measurements were then repeated with full CO_2 saturation under a variety of pore pressure at 25 °C and 35 °C in order to sample the full range of CO_2 phase states (figure 1.3). Finally 'dry' measurements were repeated to assess any mechanical change that might have altered the rock 'dry' properties. For each measurements, the sample was left to equilibrate for 5 minutes at constant pressure prior to acquisition of the waveforms. To reduce random noise effects, the final waveform recorded is a sum of at least 100 traces.



Figure 1.2 - Apparatus setup and rock sample with transducer assemblage

1.4.4 Experimental results

An essential characteristic of the measurements was to ensure that the variations of the waveform are linked only to the change of the properties of fluids and not to differential pressure dependent changes in the elastic properties of the rock's frame. Thus, all measurements were carried out at constant differential pressure of 14 MPa (corresponding to the expected reservoir conditions) by varying the confining pressure



Figure 1.3 – Phase diagrams of CO₂ based on the thermodynamic model of Span & Wagner (1996). The blue and red bars indicate the P and T conditions for the experiments runs.

and the pore pressure according to

$$P_d = P_c - P_p, \tag{1.1}$$

where P_d is differential pressure, P_c is confining pressure and P_p is pore pressure. As the sample is buffered by two aluminum caps, the measured travel time must be corrected to obtain the wave velocity v of the sample using

$$\nu = \frac{L_s}{t_{bs} - t_b},\tag{1.2}$$

where L_s is the sample length and $t_{bs} - t_b$ is the difference between the travel time through the aluminum buffers and the sample t_{bs} , and the traveltime through the aluminum buffer without the sample t_b . The buffer transit time t_b was determined before the tests that included the samples over the range of confining pressures and temperatures expected; and this pressure and temperature dependent values were used in correcting the observed times through the samples.

We present here the measurements made for full CO_2 saturation at two constant temperature (25 °C and 35 °C) with the pore pressure varying from 2 to 25 MPa in each case. Carbon dioxide is in a gaseous state at the lower pores pressures, and in liquid or supercritical state at higher pore pressures, depending on the temperature as shown in figure 1.3. The suite of *P*-waveforms for CH sample at 25 °C are shown in figure 1.4a. Figure 1.4b shows how the signal amplitude is picked. Wave velocities and relative signal

amplitude for *P*- and *S*-wave for the two constant temperature runs are plotted in figure 1.5. In each subplot curves for both Cairnside (red) and Covey Hill samples (yellow) are shown.



(b) Amplitude difference between *P*-waveforms at 2 MPa and 25 MPa.



Figure 1.4 - P-waveforms of measurements at 35 °C for the CH sample.

Velocity

For fluid substitution with no change in matrix properties, a change in *P*-wave velocity is expected due to the change in the saturated bulk modulus (incompressibility), with a minimal change in *S*-wave velocity expected due to the lack of change in shear modulus, which is a property presumed to be not affected by pore fluid (Daley *et al.*, 2007). The change in the bulk density of the material due to varying CO_2 fluid density is also a significant factor affecting the wave speeds through the rock. The experimental observations are summarized as:

- *P*-wave velocities (figure 1.5a) initially decrease with increasing pore pressure over the range 2 MPa to 7 MPa for all runs and for the two samples. These velocities drops are consistent with the increase of the CO₂ gas density (figure 1.3a) as has been observed in (Yam, 2011) and (Chowdhury, 2014).
- Once the phase transition is crossed, velocities increase with pore pressure for both runs. This trend is far more pronounced for the CH sample than for the CA sample.
- The pore fluids transition from gaseous CO₂ to liquid/supercritical CO₂ only concerns *P*-wave velocity.
 This is confirmed by the lack of sharp changes in the *S*-wave velocity.

Unfortunately, brine-saturated measurements have not been done due to the salts dissolved in water which could have damaged the pumping system. However, smooth velocity variation under water-saturated measurements is expected since water will not undergo any phase transition based on the applied conditions as observed by Njiekak *et al.* (2013), Yam (2011) and Chowdhury (2014).

Signal amplitude

Signal amplitude (figure 1.5c and figure 1.5d) shows a rapid decrease in the pressure range 5 to 7 MPa. Once the CO_2 phase transition is crossed the decrease is smoother. This trend is valid for CH sample for both *P*-and *S*-wave signal, however, for the CA sample, the amplitude decreases steadily and the phase transition is not clearly detected.

Despite the relatively low permeability of the samples, there are substantial variations on velocity and signal amplitude measurements. Nevertheless, the CH sample shows a larger sensitivity to CO_2 phase change when compared to the CA sample. This is attributed to the larger porosity and permeability of the former (table 1.1). In the next section, we explore how the higher sensitivity of the CH unit affects the time-lapse seismic response for a VSP monitoring program.



Figure 1.5 - Velocity and amplitude response for CO₂ injection in the Covey Hill (yellow) and Cairnside (red) samples.

1.4.5 Gassmann modeling

Applying the laboratory results to seismic monitoring will require the high frequency data to be scaled down to low frequencies by adequate rock physics models. Gassmann's relation is largely used to predict the bulk modulus of a fully saturated rock (K_{sat}). It is a function of the bulk modulus of the dry rock (K_{dry}), the modulus of the fluid (K_f), the modulus of the mineral assemblage (K_s), and the rock porosity (ϕ) Gassmann (1951):

$$K_{sat} = K_{dry} + \frac{\left(1 - \frac{K_{dry}}{K_s}\right)^2}{\frac{\phi}{K_{fl}} + \frac{(1 - \phi)}{K_s} - \frac{K_{dry}}{K_s^2}}.$$
(1.3)

Application of Gassmann's equation is based on the assumption that the pore space is completely connected and the porous frame consists of a single solid material. Values of the bulk modulus of the minerals composing the studied sandstones samples are known and not highly variable. Thus, the effective mineral bulk modulus K_s can be assumed to be monomineralic with its properties derived from appropriate averages. Here, K_s is estimated by applying the arithmetic average of the upper and lower Hashin-Shtrikman bounds (Hashin & Shtrikman, 1963). For a rock made up of different minerals, these bounds are formulated as (Berryman, 2013):

$$K^{HS\pm} = \Lambda(G_{\pm}), \tag{1.4}$$

$$G^{HS\pm} = \Gamma\Big[\xi(K_{\pm}, G_{\pm})\Big],\tag{1.5}$$

where

$$\Lambda(G_{\pm}) = \left(\frac{1}{K_i + \frac{4}{3}G_{\pm}}\right)^{-1} - \frac{4}{3}G_{\pm},$$
(1.6)

$$\Gamma(\xi) = \left(\frac{1}{G_i + \xi}\right)^{-1} - \xi, \qquad (1.7)$$

$$\xi(K_{\pm}, G_{\pm}) = \frac{G_{\pm}}{6} \left(\frac{9K_{\pm} + 8g_{\pm}}{K_{\pm} + 2G_{\pm}} \right)$$
(1.8)

the subscript \pm denote the maximum and the minimum of the grain constituents and K_i and G_i are bulk and shear moduli of the i^{th} grain constituent obtained from Mavko *et al.* (2009). The brackets $\langle \cdot \rangle$ indicate an average over the grain constituents weighted by their volume fractions. The pressure and temperature dependent bulk modulus (K_f) and density (ρ_f) of the CO₂ were determined from the thermodynamic properties obtained from NIST's online chemistry webBook (Lemmon *et al.*, 2014) and shown in figure 1.3. The *P*- and *S*- wave velocities are then calculated using (Geertsma, 1961):

$$V_p = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4}{3}G_{sat}}{\rho_{sat}}},\tag{1.9}$$

and

$$V_s = \sqrt{\frac{G_{sat}}{\rho_{sat}}}.$$
(1.10)

Note that the shear modulus of the saturated rock (G_{sat}) is also the shear modulus of the frame (G_{dry}). The saturated bulk modulus is determined from Gassmann's relation (equation (1.3)). The saturated bulk density (ρ_{sat}) is given by

$$\rho_{sat} = (1 - \phi)\rho_s + \phi\rho_f. \tag{1.11}$$

Porosity (ϕ) and grain density (ρ_s) of the samples are determined by means of Hg injection porosimetry.

Figure 1.5a and figure 1.5b show the modeled Gassmann's velocities for *P*- and *S*- waves as dashed lines. There is a general agreement between modeled and measured velocities, though Gassmann's model overpredicts the measured velocities when the pore fluid is gaseous CO_2 , except for the CS sample at 35 °C and under-predicts the observed velocities when pore fluid is liquid or supercritical CO_2 .

The model assumes that the pores are connected. The rock samples used for the ultrasonic measurements have a small pore size (figure 1.6), which might restrict the formation of a connective network. Gassmann's model also assumes that the pressure at the level of the pores is in equilibrium. It is possible that during the measurements, the pore pressures and temperatures within the samples did not have sufficient time to stabilize. The discontinuous changes in wave speed on figure 1.5 do not coincide with the phase boundary. This could be due to the fact that the samples may not have had sufficient time to change temperature across the phase boundary due to enthalpy of the phase transition (Kofman *et al.*, 2013). These factors may have limited the accuracy of the Gassmann's modeling.

1.5 Time-lapse seismic response modeling

Vertical seismic profile (VSP) methods are well suited for pilot carbon sequestration projects as, on one hand, they provide higher vertical resolution information than surface seismic (Yang *et al.*, 2014) while on the other they allow for multiple economical repeat surveys. Indeed, VSP surveys for CO_2 monitoring



Figure 1.6 – Log differential intrusion vs. pore size for the matrix of the Covey Hill and Cairnside samples. Dominant pore throat sizes is 0.45 µm for both samples.

have been used at pilot-scale CO_2 injection sites such as Ketzin (Yang *et al.*, 2010; Ivandic *et al.*, 2012; Götz *et al.*, 2014; Diersch *et al.*, 2014), SACROC (Yang *et al.*, 2014; Cheng *et al.*, 2010), Frio (Daley *et al.*, 2007), and Otway (Urosevic *et al.*, 2008). VSP methods have been also used in commercial projects such as IEA GHG Weyburn-Midale CO_2 Monitoring and Storage Project (Bellefleur *et al.*, 2004) and Aquistore (White *et al.*, 2014).

For this study, numerical simulation of time-laspe VSP surveys has been conducted as preparatory work for a future VSP monitoring program.

1.5.1 Methodology

Seismic modeling is a technique for simulating wave propagation in the earth. The objective is to predict a seismogram given a composition and structure of the subsurface (Carcione *et al.*, 2010). Seismic wave propagation can be modeled by solving the wave equations for acoustic, elastic, viscoelastic, poroelastic or poro-viscoelastic media. The procedure followed in this study to perform seismic modeling is directly inspired by the work of Carcione *et al.* (2006) who present an application of poro-viscoelastic modeling for monitoring underground CO_2 storage. The poro-viscoelastic formulation represents perhaps the most effective tool to study the effect of the saturating fluid on the seismic response because fluid properties are directly taken into account in the equations. It is thus not necessary to rely on fluid substitution models to compute effective seismic moduli, and it is expected that fluid substitution effects are mode accurately described. The modeling code used in this work is described in Giroux (2012).

The elastic coefficients characterizing the porous media introduced by Biot & Willis (1957) and reported in

Carcione (1998) are:

The *P*-wave modulus of the matrix (*E*)

$$E = K_{dry} + \frac{4}{3}G,$$
 (1.12)

The coupling modulus (M) between the solid and the fluid

$$M = \frac{K_s^2}{D - K_{dry}},\tag{1.13}$$

where the diffusion fucntion D is defined as

$$D = K_s \Big[1 + \phi (K_s K_f^{-1} - 1) \Big], \tag{1.14}$$

The poroelastic coefficient (α) of effective stress

$$\alpha = 1 - \frac{K_{dry}}{K_s},\tag{1.15}$$

where K_{dry} , K_s , K_f are the bulk moduli of the drained matrix, the solid and the fluid respectively; ϕ is the porosity, and *G* is the shear modulus of the matrix (both cases of drained and saturated). Carcione (1998) presented an approach to introduce viscoelasticity into Biot's poroelastic equations, in which matrixfluid mechanisms are modeled by generalizing the coupling modulus *M* to a time dependent relaxation function while the others elastic coefficients are independent of frequency. Detailed information on the implementation of the equations of motion can be found in Carcione (1998) and Carcione & Helle (1999).

1.5.2 Geological model

We consider a 2D idealized geometry and physical model to describe the sedimentary sequence of the St. Lawrence Lowlands. The geological model consists of a tabular succession of six horizontal layers corresponding to the Lorraine group, Utica shales, Trenton group, Beekmantown group, Cairnside formation, Covey Hill formation and the Grenville basement. The grid size is 2000 m × 1500 m with a cell size is $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$, leading to a total of 3 million cells. For each cell, 11 parameters ($K_{dry}, K_s, K_f, \phi, G_s, \rho_s, \rho_f, \tau, \eta, \kappa, Q$ - Table 1.3) characterize the medium. A sequential Gaussian simulation (SGS) framework is used to modify the classical geological blocky model in order to obtain a more realistic heterogeneous model. First, for each layer, we compute the mean (μ) and the standard deviation (σ) of the physical properties (mineralogical composition ($V_{clay}, V_{calcite}, V_{quartz}, V_{dolomite}$), V_p , V_s , porosity(ϕ) and density (ρ) derived from log data

available in the studied region. The dry laboratory measurements are used to obtain the dry-rock bulk modulus that is one main component of the model. The distribution of the physical properties are then obtained by simple kriging under Gaussian hypothesis and used for computing the model parameters as the following:

the dry-rock bulk modulus (K_{dry}) is estimated using inverse Gassmann's equation (Hamilton, 1971; Carcione, 2007):

$$K_{dry} = \frac{(\phi \frac{K_s}{K_f} + 1 - \phi)K_{sat} - K_s}{\phi \frac{K_s}{K_f} + \frac{K_{sat}}{K_s} - 1 - \phi},$$
(1.16)

where $K_{sat} = \rho V_P^2 - (4/3)G$ is the saturated bulk modulus.

The bulk (K_s) and shear (G_s) moduli of the solid are estimated using equation (1.4) and (1.5) - see table 1.2 for the mineralogic composition. Tortuosity (τ) is estimated using (Glover, 2009):

$$\tau = \phi^{1-m},\tag{1.17}$$

where *m* is the cementation factor. The brine properties are obtained by using the equations given in Batzle & Wang (1992). The pressure and temperature dependent bulk modulus (K_f), density (ρ_f) and viscosity (η_f) of the CO₂ are determined from the thermodynamic properties obtained from NIST's online chemistry webBook (Lemmon *et al.*, 2014). Permeabilities (κ) are taken from Tran Ngoc *et al.* (2014). The velocity fields for the heterogeneous and for the classical block models are shown in figure 1.7.

 Table 1.2 – Mineral composition of the Potsdam group sandstones.

	Cairnside (%)	Covey Hill (%)
Quartz	90	82
Smectite	6	12
Calcite	2	3
Dolomite	2	2

	*	V *	V		<i>C</i> *	*		_*			^*
	<i>Кdry</i> dry rock	Λ _S bulk modulus	$\mathbf{\Lambda}_{f}$ bulk modulus	arphi porosity	G _s shear	$ ho_s$ density	$ ho_f$ density	τ tortuosity	η fluids	к permeability	<i>Q</i> seismic
	bulk modulus (GPa)	of the grains (GPa)	of the fluids (GPa)	(%)	modulus (GPa)	of the grains (kg/m ³)	of the fluids (kg/m ³)	(-)	viscosity (cP)	(m ²)	quality factor (-)
Lorraine	9.91	50.62	2.3	14	9.14	2621	1000	2.67	1	1.9×10^{-19}	110
Utica shales	22.15	76.80	2.3	4.7	17.97	2662	1000	5.70	1	1.9×10^{-19}	141
Trenton	34.44	108.59	3.2	1.6	23.85	2711	1150	18.96	1.3	1.9×10^{-16}	168
Beekmantown	25.37	80.66	3.072	1.9	26.58	2704	1120	18.89	1.1	1.5×10^{-16}	156
Cairnside	18.70	62.76	3.55	3.55	19.36	2662	1190	19.65	1.28	1.2×10^{-16}	133
Covey Hill	16.27	65.25	2.9	6.6	18.73	2664	1090	12.08	1	2.4×10^{-16}	136
Basement	37.82	119.28	3.4	1.6	32.25	2670	1200	1	1	1.0×10^{-19}	175

Table 1.3 - Parameters defining the geological model

 * Mean values representing parameters that have been simulated.

(a) Heterogeneous realistic model.



(b) Classical block model.



Figure 1.7 - P-wave velocity for the heterogeneous and block model with respectively seismograms.

1.5.3 CO₂ injection modeling

Modeling the seismic response to CO_2 injection requires representative models to correctly predict the system behavior. This implies fluid flow modeling to predict the progression of CO_2 plume in the reservoir.

The classic approach relies on three-dimensional numerical methods to solve the system with a high degree of accuracy. However, this involves significant computational efforts that are not always feasible. In recent years, approaches that employ semi-analytical methods have been increasingly developed (Nordbotten *et al.*, 2005, 2009). One promising simulation tool for fast and accurate modeling of CO_2 sequestration is based on the vertical equilibrium (VE) assumption. VE models have a long tradition for describing flows in porous media; in hydrology it is known as the Dupuit approximation, whereas in the oil industry is used to simulate two-phase and three phase segregated flow (Martin, 1958; Coats *et al.*, 1967; Martin, 1968). In recent years, VE methods have been employed to simulate large scale CO_2 injection and migration, for which a sharp interface assumption with vertical equilibrium may be reasonable due to the large density difference between supercritical CO_2 and brine (Nordbotten *et al.*, 2005; Celia *et al.*, 2006; Nordbotten & Celia, 2006).

For the purpose of this study, we used the VE solvers included in the Matlab Reservoir Simulation Toolbox (MRST) (Lie *et al.*, 2011), to model the CO_2 injection, where the heterogeneous geological model built in the previous section is used as input. Two different scenarios are proposed: an optimistic scenario (figure 1.8), where porosity and permeability reflect those of the Ketzin pilot project (Michael *et al.*, 2010), and a Bécancour-like scenario (figure 1.9). The model simulates injection of CO_2 in the Potsdam formations during 15 years at an injection rate of 45 t/d. This rate is comparable to the average rate for injection at Ketzin (Martens *et al.*, 2012). This injected CO_2 allowed to migrate further outward for the next 35 years. The total storage of CO_2 is 245 kt. The properties of the model are summarized in table 1.4. The CO_2 plume for the Bécancour-like scenario is limited to a few hundreds of meters around the well due to its low permeabilities and porosity. The results are consistent with those obtained by Tran Ngoc *et al.* (2013) using TOUGH2 (Pruess *et al.*, 1999; Pruess, 2005). For the optimistic scenario (where permeabilities and porosities are respectively 2000 and 2 times greater than the Bécancour-like scenario), the plume extends for more than a kilometer. During the migration time the CO_2 is partially dissolved for the latter scenario, while it is not the case in the Bécancour-like scenario.

1.5.4 Synthetic seismograms

The aim of the modeling exercise is to simulate time-lapse VSP surveys. We are interested in analyzing what is the effect of the injected CO_2 after 5, 15 and 50 years from the start of injection as shown in figures 1.8 and 1.9. Large (>700 m) amplitude versus offset analysis (AVO) (Backus *et al.*, 1982; Ostrander, 1982, 1984) in our work are compromised due to a refracted wave (figure 1.10) that arises at the interface between the

(a) 5 years monitoring



Figure 1.8 - Corridor stack difference (3 traces for each offset) for the optimistic scenario.

Lorraine/Utica shales and Trenton group, preventing a proper separation of upgoing and downgoing waves. The parameters for the synthetic seismograms are summarized in table 1.4.



(a) 5 years monitoring

Figure 1.9 - Corridor stack difference (3 traces for each offset) for the Bécancour like scenario.

1.5.5 Modeling results

In this section we present the results of three synthetic seismograms, for 5, 15 and 50 years after the start of CO_2 injection, for both Bécancour and optimistic scenarios (figures 1.8 and 1.9 respectively). The processing has been inspired by the work of Coulombe *et al.* (1996); Zhang *et al.* (2010); the main steps are summarized on table 1.5.

		Bécancour-like	Optimistic
Avg. porosity at reser-	(%)	6	20
voir			
Avg. permeability	(m^2)	3.06×10^{-16}	$6.5 imes 10^{-13}$
x range	(m)	2000	
z range	(m)	1500	
Injection depth	(m)	1200-135	50
Injection rate	(t/m)	45	
Injection time	(years)	15	
Migration time	(years)	35	
Total storage	(kt)	245	
Source offsets	(m)	100, 200, 300, 400,	500, 600, 700
Receiver x coordinate	(m)	200	
Receiver z coordinate	(m)	200-140	0
Receiver spacing	(m)	5	
Total traces		241	

Table 1.4 – Models parameters for the CO₂ injection simulation and for synthetics seismograms

Table	1.5 -	Synthetic	seismogram	processing
rabic	1.5	Synthetic	seismogram	processing

Step	Processing operation
1	Trace edit
2	Pick first arrival
3	Velocity analysis on the zero offset shot
4	f-k filter to separate upgoing and downgoing waves
5	NMO analysis
6	Static: flatten the upgoing wave using the first arrivals
7	VSP corridor mute
8	VSP stack (3 traces)

Optimistic scenario

Figure 1.8 shows the corridor stack (7 offsets) for the optimistic scenario. Figure 1.8a shows the comparison and the difference between baseline and 5 years monitoring. The effect of CO_2 is mainly observed by a travel-time delay starting at 550 ms. Other authors reported similar observations (Yang *et al.*, 2014; Arts *et al.*, 2004). The delay is evaluated by crosscorrelation between baseline and 5 years timelapse for each offset and is of about 30 ms as showed in table 1.6. Figure 1.8b shows the comparison and the difference between 5.15 years monitoring. The differences detected are minimal. This is confirmed by the shape of the CO_2 plume that after 15 years of injections has the same shape than after 5 years. Figure 1.8c shows the comparison and the difference between 15.50 years monitoring. The CO₂ injection modeling show that



(a) Snapshot of the wave propagation at 300 ms for source placed at 2000 m.

(b) Resulting seismogram.



Figure 1.10 – Refracted wave that arise at large offset (>700 m).

during migration time (15 to 50 years) there is partial dissolution of CO_2 . This is reflected in the 50 years (red traces), with reflections that arrive 5 ms earlier when compared to the 15 years (black traces).

Table 1.6 - Signal delay between the baseline survey and seismic traces collected 5 years after the CO2 injection.

Offset (m)	Delay (ms)
100	22.50
200	23.00
300	33.75
400	33.00
500	31.50
600	30.75
700	30.25
mean	29.25

Bécancour scenario

Figure 1.9 shows the corridor stack (7 offsets) for the Bécancour scenario. Figure 1.9a shows the comparison and the difference between baseline and 5 years monitoring. As for the optimistic scenario, the effect of CO_2 is mainly observed by a travel-time delay starting at 550 ms. Figure 1.9b shows the comparison and the difference between 5.15 years monitoring. The differences are highlighted at 700 ms due to the greater extension of the CO_2 plume compared to the 5 years monitoring. Figure 1.9c shows the comparison and the difference between 15 years and 50 years monitoring. The difference highlighted at 700 ms are minimal and mostly caused by the lower CO_2 saturation, due to the partial dissolution of CO_2 during the migration time. An AVO anomaly with an amplitude increase with the offset at the basement reflection is also evident.

Figure 1.11 shows the comparison of the seismograms obtained from the heterogeneous geological model (left) versus a blocky model (right) for a 5 years time-lapse. As expected, the lack of complex details in the blocky model is reflected in the seismograms. For example, the time-delay at 550 ms is not observable in the blocky seismogram and the CO_2 effect is only detected by an amplitude variation.

Moreover, at the Potsdam bottom reflector, the blocky model shows an amplitude decrease with offset. However, for the heterogeneous model, the same reflection shows an increasing amplitude with offset. This is confirmed by the Zœppritz analysis (Aki & Richards, 1980) in figure 1.12 where the reflection coefficients change with the angle of incidence.


Figure 1.11 - Seismogram based on the heterogeneous model and blocky model

1.6 Conclusion

Ultrasonic measurements have been carried out on Cairnside and Covey Hill samples of the sedimentary basin of the St. Lawrence Platform in southern Quebec. The results show that *P*-waves are sensitive to pore



Figure 1.12 – Zœppritz analysis for heterogeneous model (a) and blocky model (b) using the CREWES Zœppritz Explorer Applet. The graphs on the right show how reflection coefficient change with angle of incidence.

fluid substitution at the laboratory scale. Moreover, the measurements demonstrate that it is possible to detect the phase transition from gaseous CO_2 to liquid or supercritical CO_2 , for both velocity and amplitude attributes.

The laboratory measurements were used for calibrating numerical models that were used to simulate the time-lapse seismic response to CO_2 injection. A number of scenarios were considered to evaluate the performance of a time-lapse seismic monitoring program for the particular context of the St. Lawrence Platform. We were particularly interested in comparing the response of a blocky model (commonly used in comparable studies) with that of a model reflecting the natural variability found in nature. We were also interested in assessing the effect of the low permeability and porosity observed at Bécancour on the time-lapse seismic response, and comparing the performance the seismic monitoring with respect to more favorable storage conditions.

For all scenarios, a series of VSP synthetic seismograms imaging the CO_2 evolution during 15 years of injection and the subsequent 35 years of CO_2 migration have been modeled. The results show the effect of CO_2 as indicated by a time-delay of arrivals, associated with a decrease in velocity when supercritical CO_2 replaces brine in pore spaces. The geostatistical approach used to generate our heterogeneous model allowed us to obtain more realistic seismograms compared to a traditional blocky model. The time-lapse amplitude response of the blocky and heterogeneous models also differ significantly in the lower part of the

reservoir. Using over simplistic models thus yields misleading results. It should be noted nevertheless that the conclusions regarding the capabilities of the VSP monitoring program, as obtained with the heterogeneous model, might be somewhat optimistic because repeatability issues inherent to field measurements might affect its performance.

For the Bécancour model, there is almost no evolution of the CO_2 plume after 5 years of injection and even 35 years after injection stopped, and it is therefore unlikely to detect any long-term variation in the seismic response. However, in the optimistic case the CO_2 has been partially dissolved during the migration period, and the VSP response after 50 years results in an early arrival of the reservoir bottom signal compared to the 15 years data. Therefore, carefully considering the behaviour of the reservoir in modeling the seismic response appears critical for accurate appraisal of the time-lapse response, which will help interpreting correctly real monitoring data.

These results highlight the fact that details in the models can have significant impacts on the expected response to a monitoring campaign. One element that was not considered in this work are the changes in wave speeds resulting from varying pore pressures during the injection of CO_2 in the reservoir. As reported in the literature and reiterated in the new measurements described in this contribution, pressure effects can affect the seismic response and change the results modeled in this study (see review in Schmitt (2015)). In particular, as pressure redistributes over time, the long-term seismic response modeled in the Bécancour scenario should also change over time, contrary to what is predicted without considering pressure change in the simulations. Work is under way to take such effects into account.

1.7 Acknowledgements

The authors would like to acknowledge E. Gloaguen for constructive comments on an early version of the manuscript. Financial support was provided by the INRS research chair on carbon dioxide geological storage granted by the Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs of Québec, as well as a research grant from Carbon Management Canada. Computational resources were supplied by Calcul Quebec and Compute Canada. Zœppritz analysis has been made with the Zœppritz explorer tool developed by the Consortium for Research in Elastic Wave Exploration Seismology (CREWES).

Références

- Aki K & Richards P (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. University Science Books, 2 edition.
- Arts R, Eiken O, Chadwick A, Zweigel P, van der Meer L & Zinszner B (2004). Monitoring of CO₂ injected at Sleipner using time-lapse seismic data. *Energy*, 29(9-10):1383--1392. DOI:10.1016/j.energy.2004.03.072.
- Backus MM, Nepomuceno F & Cao J (1982). *The reflection seismogram in a solid layered earth*, chapitre 124, pages 218--220. SEG.
- Batzle M & Wang Z (1992). Seismic properties of pore fluids. *Geophysics*, 57(11):1396--1408.
- Bellefleur G, White D & Davis T (2004). P-wave imaging using 3d-VSP data in VTI media, weyburn field, saskatchewan canada. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2004*, Society of Exploration Geophysicists.
- Berryman JG (2013). *Mixture Theories for Rock Properties*, pages 205--228. American Geophysical Union, Washington DC.
- Biot MA & Willis DG (1957). The Elastic Coefficients of the Theory of Consolidation. *Journal of Applied Mechanics*, 24:594--601.
- Carcione J & Helle H (1999). Numerical Solution of the Poroviscoelastic Wave Equation on a Staggered Mesh. *Journal of Computational Physics*, 154(2):520--527.
- Carcione J, Morency C & Santos J (2010). Computational poroelasticity A review. *Geophysics*, 75(5):X75A229--75A243.
- Carcione JM (1998). Viscoelastic effective rheologies for modelling wave propagation in porous media. *Geophysical Prospecting*, 46(3):249--270. DOI:10.1046/j.1365-2478.1998.00087.x.
- Carcione JM (2007). Wave fields in real media: Wave Propagation in Anisotropic, Anelastic, Porous and Electromagnetic Media. volume 38 de Handbook of Geophysical Exploration Seismic Exploration. Elsevier, 2nd edition.
- Carcione JM, Picotti S, Gei D & Rossi G (2006). Physics and Seismic Modeling for Monitoring CO₂ Storage. *Pure and Applied Geophysics*, 163(1):175--207.
- Celia M, Bachu S, Nordbotten J, Kavetski D & Gasda S (2006). A risk assessment tool to quantify CO₂ leakage potential through wells in mature sedimentary basins. *Proceedings of the 8th Conference on Greenhouse Gas Technologies*.

- Cheng A, Huang L & Rutledge J (2010). Time-lapse VSP data processing for monitoring CO₂ injection. *The Leading Edge*, 29(2):196--199.
- Chowdhury M (2014). Effects of CO₂ on seismic wave speed in Fontainebleau sandstone. Mémoire de maîtrise, Dept. of Physics, University of Alberta.
- Chowdhury M, Schmitt D & Kofman R (2013). Seismic behavior of CO₂ saturated Fontainebleau sandstone under in situ conditions. *2nd Int. Workshop on Rock Physics, Southampton, 4-9 August, 4 pp.*
- Claprood M, Gloaguen E, Giroux B, Konstantinovskaya E, Malo M & Duchesne M (2012). Workflow using sparse vintage data for building a first geological and reservoir model for CO₂ geological storage in deep saline aquifer. A case study in the St. Lawrence Platform, Canada. *Greenhouse Gases: Science and Technology*, 2(4):260--278.
- Coats K, Nielsen R, Terhune MH & Weber A (1967). Simulation of three-dimensional, two-phase flow in oil and gas reservoirs. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 7(04):377--388. DOI:10.2118/1961-pa.
- Coulombe CA, Stewart R & Jones M (1996). AVO processing and interpretation of VSP data. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 32(1):41--52.
- Daley TM, Myer LR, Peterson JE, Majer EL & Hoversten GM (2007). Time-lapse crosswell seismic and VSP monitoring of injected CO₂ in a brine aquifer. *Environmental Geology*, 54(8):1657--1665. DOI:10.1007/s00254-007-0943-z.
- Diersch M, Götz J, Ivanova A, Juhlin C, Lüth S & Krawczyk CM (2014). *Time-lapse seismic monitoring* of the CO₂ injection at Ketzin, Germany: Inversion of 3D surface- and VSP-data for acoustic impedances, volume 16, pages EGU2014--16467.
- Dodds K, Krahenbuhl R, Reitz A, Li Y & Hovorka S (2013). Evaluating time-lapse borehole gravity for CO₂ plume detection at SECARB Cranfield. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 18:421 -- 429. DOI:10.1016/j.ijggc.2013.05.024.
- Gassmann F (1951). Über die Elastizität poröser Medien. Vier. Der Natur, 96:1--23.
- Geertsma J (1961). Velocity-Log Interpretation: The Effect of Rock Bulk Compressibility. *Society of Petroleum Engineers*, 1. DOI:10.2118/1535-G.
- Giroux B (2012). Performance of convolutional perfectly matched layers for pseudospectral time domain poroviscoelastic schemes. *Computers & Geosciences*, 45:149 -- 160.
- Glover P (2009). What is the cementation exponent? A new interpretation. The Leading Edge, 28(1):82--85.
- Götz J, Lüth S, Krawczyk CM & Cosma C (2014). Zero-Offset VSP Monitoring of CO₂ Storage: Impedance Inversion and Wedge Modelling at the Ketzin Pilot Site. *International Journal of Geophysics*, 2014:1--15. DOI:10.1155/2014/294717.
- Hamilton EL (1971). Elastic properties of marine sediments. J. Geophys. Res., 76(2):579--604. DOI:10.1029/jb076i002p00579.
- Hashin Z & Shtrikman S (1963). A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11(2):127--140.

- Ivandic M, Yang C, Lüth S, Cosma C & Juhlin C (2012). Time-lapse analysis of sparse 3D seismic data from the CO₂ storage pilot site at Ketzin, Germany. *Journal of Applied Geophysics*, 84:14--28. DOI:10.1016/j.jappgeo.2012.05.010.
- Ivanova A, Kashubin A, Juhojuntti N, Kummerow J, Henninges J, Juhlin C, Lüth S & Ivandic M (2012). Monitoring and volumetric estimation of injected CO₂ using 4D seismic, petrophysical data, core measurements and well logging: A case study at Ketzin, Germany. *Geophysical Prospecting*, 60(5):957--973. DOI:10.1111/j.1365-2478.2012.01045.x.
- Kitamura K, Xue Z, Kogure T & Nishizawa O (2014). The potential of Vs and Vp–Vs relation for the monitoring of the change of CO₂-saturation in porous sandstone. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 25:54--61. DOI:10.1016/j.ijggc.2014.03.013.
- Kofman R, Rabbani A, Njiekak G & Schmitt D (2013). Influence of cooling and heating rate on CO₂ condensation and evaporation observed in a saturated synthetic rock sample. *GeoConvention, Calgary, pp. 10.*
- Lebedev M, Pervukhina M, Mikhaltsevitch V, Dance T, Bilenko O & Gurevich B (2013). An experimental study of acoustic responses on the injection of supercritical CO₂ into sandstones from the Otway Basin. *Geophysics*, 78(4):D293--D306.
- Lei X & Xue Z (2009). Ultrasonic velocity and attenuation during CO₂ injection into water-saturated porous sandstone: Measurements using difference seismic tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 176(3-4):224--234.
- Lemmon EW, McLinden MO & Friend DG (2014). Thermophysical properties of fluid systems. *NIST Chemistry Webbook, NIST Standard Reference Database Number 69.* Linstrom PJ & Mallard WG (éditeurs), National Institute of Standards and Technology. Gaithersburg MD, 20899, http://webbook.nist.gov.
- Lie K, Krogstad S, Ligaarden IS, Natvig JR, Nilsen HM & Skaflestad B (2011). Open-source MATLAB implementation of consistent discretisations on complex grids. *Computational Geosciences*, 16(2):297--322.
- Lumley D (2010). 4D seismic monitoring of CO₂ sequestration. The Leading Edge, 29(2):150--155.
- Lumley D, Sherlock D, Daley T, Huang L, Lawton D, Masters R, Verliac M & White D (2010). Highlights of the 2009 SEG Summer Research Workshop on CO₂ Sequestration. *The Leading Edge*, 29(2):138--145.
- Malo M & Bédard K (2012). Basin-Scale Assessment for CO₂ Storage Prospectivity in the Province of Québec, Canada. *Energy Procedia*, 23:487 -- 494.
- Martens S, Kempka T, Liebscher A, Lüth S, Möller F, Myrttinen A, Norden B, Schmidt-Hattenberger C, Zimmer M & Kühn M (2012). Europe's longest-operating on-shore CO₂ storage site at Ketzin Germany: a progress report after three years of injection. *Environmental Earth Sciences*, 67(2):323--334.
- Martin JC (1958). Some mathematical aspects of two phase flow with application to flooding and gravity segregation. *Prod. Monthly 22*, 6:22--35.
- Martin JC (1968). Partial integration of equations of multiphase flow. *Society of Petroleum Engineers Journal*, 8(04):370--380. DOI:10.2118/2040-pa.
- Mavko G, Mukerji T & Dvorkin J (2009). The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media. Cambridge University Press.

- Michael K, Golab A, Shulakova V, Ennis-King J, Allinson G, Sharma S & Aiken T (2010). Geological storage of CO₂ in saline aquifers—A review of the experience from existing storage operations. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 4(4):659--667. DOI:10.1016/j.ijggc.2009.12.011.
- Njiekak G, Schmitt DR, Yam H & Kofman RS (2013). CO₂ rock physics as part of the Weyburn-Midale geological storage project. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 16:S118--S133.
- Nordbotten J & Celia M (2006). Analysis of plume extent using analytical solutions for CO₂ storage. *Proceedings of the 16th conference on Computational Methods in Water Resources.*
- Nordbotten JM, Celia MA & Bachu S (2005). Injection and storage of CO_2 in deep saline aquifers: analytical solution for CO_2 plume evolution during injection. *Transport in Porous Media*, 58(3):339--360. DOI:10.1007/s11242-004-0670-9.
- Nordbotten JM, Kavetski D, Celia MA & Bachu S (2009). Model for CO 2 leakage including multiple geological layers and multiple leaky wells. *Environmental Science & Technology*, 43(3):743--749. DOI:10.1021/es801135v.
- Ostrander W (1984). Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. *Geophysics*, 49(10):1637--1648. DOI:10.1190/1.1441571.
- Ostrander WJ (1982). *Plane wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence*, chapitre 123, pages 216--218. SEG.
- Pruess K (2005). ECO2N:A TOUGH2 Fluid Property Module for Mixtures of Water, NaCl, and CO₂. Lawrence Berkeley National Laboratory. Berkeley, CA, USA.
- Pruess K, Oldenburg C & Moridis G (1999). TOUGH2 User's Guide. Lawrence Berkeley National Laboratory. Berkeley, CA, USA.
- Purcell C, Mur A, Soong Y, McLendon T, Haljasmaa I & Harbert W (2010). Integrating velocity measurements in a reservoir rock sample from the SACROC unit with an AVO proxy for subsurface supercritical CO₂. *The Leading Edge*, 29(2):192--195.
- Schmidt-Hattenberger C, Bergmann P, Bösing D, Labitzke T, Möller M, Schröder S, Wagner F & Schütt H (2013). Electrical Resistivity Tomography (ERT) for Monitoring of CO₂ Migration from Tool Development to Reservoir Surveillance at the Ketzin Pilot Site. *Energy Procedia*, 37(0):4268 -- 4275.
- Schmitt D (2015). Geophysical Properties of the Near Surface Earth: Seismic Properties. *Treatise on Geophysics (Second Edition)*. Schubert G, éditeur, Elsevier, pages 43--87.
- Schmitt D, Njiekak G, Yam H, Kofman R & Chowdhury M (2012). A proposed protocol for evaluating the seismic properties of CO₂ saturated rocks: experiences gained from the Weyburn, Saskatchewan sequestration project. *Proc. 11th Int. Conf. on Green House Gas Technologies, Nov. 18-22, Kyoto, 8 pp.*
- Schön JH (2004). *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of petrophysics.* volume 18 de *Handbook of Geophysical Exploration Seismic Exploration.* Elsevier, 1st edition.
- Shi JQ, Xue Z & Durucan S (2011). Supercritical CO₂ core flooding and imbibition in Tako sandstone-Influence of sub-core scale heterogeneity. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 5(1):75--87.
- Span R & Wagner W (1996). A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 25(6):1509--1596.

- Tran Ngoc T, Lefebvre R, Konstantinovskaya E & Malo M (2014). Characterization of deep saline aquifers in the Bécancour area, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada: implications for CO₂ geological storage. *Environmental Earth Sciences*, pages 1--28.
- Tran Ngoc TD, Doughty C, Lefebvre R & Malo M (2013). Injectivity of carbon dioxide in the St. Lawrence Platform, Quebec (Canada): A sensitivity study. *Greenhouse Gases: Science and Technology*, 3(6):516--540.
- Urosevic M, Sherlock D, Kepic A & Nakanishi S (2008). *Time lapse VSP program for otway basin CO*₂ *sequestration pilot project*, volume 4, pages 2453--2457.
- Wang Z & Nur AM (1989). Effects of CO₂ flooding on wave velocities in rocks with hydrocarbons. *Society* of *Petroleum Engineers*, 4(4):429--436 17345.
- White D (2013a). Seismic characterization and time-lapse imaging during seven years of CO₂ flood in the Weyburn field, Saskatchewan, Canada. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 16:S78--S94.
- White D (2013b). Seismic characterization and time-lapse imaging during seven years of CO₂ flood in the Weyburn field, Saskatchewan, Canada. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, 16:S78--S94. DOI:10.1016/j.ijggc.2013.02.006.
- White D, Roach L, Roberts B & Daley T (2014). Initial Results from Seismic Monitoring at the Aquistore CO₂ Storage Site, Saskatchewan, Canada. *Energy Procedia*, 63:4418--4423. DOI:10.1016/j.egypro.2014.11.477.
- Wright R, Mourits F, Rodríguez LB & Serrano MD (2013). The first north american carbon storage atlas. *Energy Procedia*, 37:5280--5289. DOI:10.1016/j.egypro.2013.06.445.
- Xue Z, Ohsumi T & Koide H (2005). An experimental study on seismic monitoring of a CO₂ flooding in two sandstones. *Energy*, 30(11-12 SPEC. ISS.):2352--2359.
- Yam H (2011). CO₂ rock physics: A laboratory study. Mémoire de maîtrise, University of Alberta.
- Yam H & Schmitt DR (2011). CO₂ rock physics: A laboratory study. *Canadian Well Logging Society InSite Magazine*, 30(1):13--16.
- Yang C, Juhlin C, Enescu N, Cosma C & Lüth S (2010). Moving source profile data processing, modelling and comparison with 3D surface seismic data at the CO2SINK project site, Ketzin, Germany. *Near Surface Geophysics*, 8(6):601--610.
- Yang D, Malcolm A, Fehler M & Huang L (2014). Time-lapse walkaway vertical seismic profile monitoring for CO₂ injection at the SACROC enhanced oil recovery field: A case study. *Geophysics*, 79(2):B51--B61.
- Zhang Z, Stewart R & Lawton D (2010). AVO processing of walkaway VSP data at Ross Lake heavy oilfield, Saskatchewan. *CREWES Research report*, 22.

Article 2

Stochastic inversion workflow using the gradual deformation to estimate reservoir properties and predict the CO_2 distribution within a saline aquifer

Titre traduit

Flux de travail d'inversion stochastique utilisant la déformation graduelle pour estimer les propriétés de réservoir afin de prédire la distribution du CO_2 dans un aquifère salin.

Auteurs

Lorenzo Perozzi¹, Erwan Gloaguen¹, Bernard Giroux¹

¹ Institut national de la recherche scientifique - Centre Eau Terre Environnement, 490, de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9, CANADA

Contribution

Lorenzo Perozzi	Conceptualisé et réalisé (les mesures de laboratoire, la modélisation sismique, l'interprétation des résultats) l'étude et rédigé l'article
Erwan Gloaguen	Conceptualisé l'étude, fourni des conseils sur l'interprétation des résultats et contribué à la rédaction de l'article.

Bernard Giroux Contribué à la rédaction de l'article.

Publication ciblée

Computational Geosciences

à soumettre

Résumé traduit

En raison de contraintes financières, la séquestration géologique du CO_2 dans les aquifères salins est souvent effectuée en utilisant uniquement un puits injecteur et un puits de surveillance, ce qui limite sérieusement la compréhension de la dynamique du panache de $\mathrm{CO}_2.$ Dans ce cas, la surveillance du CO_2 repose uniquement sur des hypothèses géologiques ou sur les données indirectes. Dans ce travail, on présente une nouvelle approche en deux étapes pour l'inversion des ondes P et S, de la densité et de la porosité permettant une prédiction fiable de la distribution du CO₂. Dans la première étape, on calcule plusieurs ensembles de modèles stochastiques des propriétés élastiques en utilisant des cosimulations séquentielles gaussiennes. Les réalisations de chaque ensemble sont ensuite combinées entre elles de façon itérative en utilisant une technique d'optimisation par déformation graduelle où la différence entre les traces sismiques calculées et observées devient la fonction objectif. Dans la deuxième étape, les résultats obtenus de l'étape précédente constituent les modèles d'entrée pour le calage historique, toujours par déformation graduelle, de l'injection du CO₂. À chaque itération, on simule l'écoulement du CO₂ et on calcule les traces sismiques correspondantes qui sont comparées aux traces observées. Ce flux de travail a été testé sur un modèle hétérogène qui reproduit l'environnement que l'on retrouve dans la région de Bécancour au Québec. Les résultats montrent que les modèles optimisés ont une plus grande similarité structurale avec les modèles de référence, comparée aux simulations conventionnelles.

2.1 Abstract

Due to budget constraints, CCS in deep saline aquifers is often carried out using only one injector well and one control well, which seriously limits the understanding of the CO_2 plume dynamics. In such case, monitoring of the plume of CO_2 only relies on geological assumptions or indirect data. In this paper, we present a new two-step stochastic *P*- and *S*-waves, density and porosity inversion approach that allows reliable monitoring of CO_2 plume using time-lapse VSPs. In the first step, we compute several sets of stochastic models of the elastic properties using conventional sequential Gaussian cosimulations. Each realization within a set of static models are then iteratively combined together using a modified gradual deformation optimization technique with the difference between computed and observed raw traces as objective function. In the second step, these statics models serve as input for a CO_2 injection history matching using the same modified gradual deformation scheme. At each gradual deformation step the CO_2 injection is simulated and the corresponding full-wave traces are computed and compared with the observed data. The method has been tested on a synthetic heterogeneous saline aquifer model mimicking the geological environment of the Becancour area, Quebec. The results show that the set of optimized models of *P*- and *S*-waves, density and porosity showed an improved structural similarity with the reference models compared to conventional simulations.

2.2 Introduction

One of the major challenges limiting large-scale deployment of Carbon Capture and Storage (CCS) operations is the issue of evaluating and forecasting the fate of CO_2 in deep rock formations. The characteristics of the reservoir determined from the very beginning the design and operational conditions of most of the CCS chain. Indeed, having a comprehensive knowledge of the physical characteristics of the storage site is crucial to determine the optimal rate of CO_2 injection, which influences the rate of capture, as well as the parameters of a proper monitoring strategy. Let us recall that monitoring is an essential component of any CCS project and that most, if not all, jurisdictions require more or less elaborated monitoring, verification and accounting (MVA) programs (e.g. European CCS directive (EU, 2014)).

A common task in CCS projects is thus to monitor the spatial distribution of CO_2 over time. However, the spatial distribution of the CO_2 plume that is estimated through monitoring is often inconsistent, to varying degrees, with model-based simulations (Ramirez *et al.*, 2013). This is mainly due to the lack or

sparseness of direct measurements of the reservoir petrophysical properties, the low spatial coverage of geophysical surveys, the underlying resolution of inversion techniques and to uncertainties that limits the understanding of the subsurface and therefore the ability to produce accurate reservoir models allowing reliable forecasts of the CO₂ plume.

The process of optimizing a reservoir model to fit dynamic data is commonly known as history matching and is extensively used in the oil and gas industry (Roggero & Hu, 1998). In conventional history matching, the target variables are reservoir engineering properties such as pressure, water-cut, rate of production of oil, and the like, all involving at least one injector and one pumping well. In CO_2 storage projects, such well configuration is not conceivable (pumping is not done) and only one injector well is usually available. In this context, only indirect data have the spatial coverage and the potential to improve the estimation of the CO_2 plume within the deep saline aquifers.

History matching requires the knowledge, at least in the stochastic sense, of the spatial distribution of the static properties of the reservoir (porosity, permeability). Due to the geological complexity and the scarcity of direct observations (i.e. well data), probabilistic methods appear to be the most suitable choice to build a reliable reservoir model. In addition, it is established that seismic measurements are well suited to constrain static reservoir properties modeling as they provide indirect but correlated and spatially extensive information about reservoir properties (Doyen, 2007). The estimation of static parameters from seismic data is a complex, ill-conditioned, nonlinear inverse problem due principally to the limited bandwidth of the seismic data, noise, measurement errors, and the assumptions underlying to forward models (Tarantola, 2004). Seismic inverse problems may be developed following deterministic or probabilistic approaches and can be divided into two main categories: (1) multiple step inversion methods and (2) stochastic inversion methods (Grana *et al.*, 2012).

In multiple step inversion methods, the problem of estimating reservoir properties from seismic data is split into two or more subproblems; elastic properties are first derived from partial stacked seismic data through elastic inversion; then, reservoir properties are classified by statistical techniques, such as Bayesian classification (Avseth *et al.*, 2001; Mukerji *et al.*, 2001; Buland & Omre, 2003).

Iterative stochastic inversion methodologies solve the seismic inverse problem using deterministic or stochastic optimization techniques. First, a set of equivalent earth models is simulated using a stochastic algorithm based on prior information usually from available well log data and a spatial continuity pattern (e.g. variogram, training image) to create fine-scale reservoir models (Bosch *et al.*, 2009). Then suitable rock-physics transforms are applied to generate the corresponding volumes of the elastic properties. Finally, synthetic seismic volumes are computed and compared to real seismic data to evaluate the mismatch.

Several optimization methods exist to infer the elastic properties based on the measured traces. González et al. (2008) performed a trace-by-trace deterministic optimization, Bosch et al. (2009) proposed an iterative optimization based on Newton's method; Markov chain Monte Carlo approach has been used successfully for the stochastic exploration of the model space (Eidsvik et al., 2004; Larsen et al., 2006; Gunning & Glinsky, 2007; Rimstad & Omre, 2010; Ulvmoen & Omre, 2010; Hansen et al., 2012). Grana et al. (2012) show the efficiency of the probability perturbation method (Caers & Hoffman, 2006) to estimate fine-scale reservoir models in a stochastic inversion. A multidimensional scaling technique was successfully applied by Azevedo et al. (2013) to asses how the parameter model space is explored by global elastic inversion algorithm. In addition to the static information and in order to evaluate the performance of the reservoir in terms of CO₂ storage, reservoirs models need to be constrained by dynamic data obtained from the CO₂ injection operations. To be meaningful, reservoir models must match the observed dynamic behavior of the reservoir within some interval of tolerance. History matching is also an ill-posed problem and can be solved using the same algorithms as the one used for estimating the static properties, but then involving the injection data and forward fluid flow modeling. In this paper we propose a stochastic inversion workflow using a modified gradual deformation parametrization method (Roggero & Hu, 1998) as a stochastic optimization technique that integrates geophysical and geological logs, seismic reflection data and CO₂ flow simulations in order to analyze and monitor the CO₂ injection and its propagation within a saline aquifer. This paper is organized as follows. In the first section, we focus on each step of the seismic inversion algorithm. The second section presents an the application of the approach to characterize a synthetic reservoir for the CO₂ injection in the St. Lawrence Lowlands, Quebec, Canada.

2.3 Methodology

The flowchart of the stochastic inversion that we propose is shown in figure 2.1. It is a three step approach. Firstly, many sets of initial realizations are simulated from available static data (well logs, deterministic elastic inversion, etc.) using a geostatistical cosimulation algorithm. Secondly, an optimization loop is applied to each set before modeling CO_2 injection in order to obtain a static model of petrophysical properties that maximize the match between computed and observed seismic traces. Finally, the resulting models are then combined in an iterative history-matching loop where, at each step, we simulate CO_2 injection and transport, compute the elastic properties of the corresponding model, and run a seismic forward model to

calculate the mismatch between simulated and observed traces. In the following sections, we focus on each step of the algorithm.

2.3.1 Geostatistical methods

In our approach, *P* and *S*-wave velocity (V_p and V_s), porosity (ϕ) and density (ρ) are first simulated using Sequential Gaussian CoSimulation (SGCS) (Deutsch & Journel, 1997; Doyen, 2007). SGCS is a method that allows simulating continuous random variables and that requires only the knowledge of their variogram, histogram and coefficient of correlation. Starting from prior information available form well log data, the algorithm visits each node of the grid along a random path. At each step along this path, the algorithm co-simulates a series of values for each variable. At each node, the prior information and the previously simulated values are used to compute the kriging mean and variance of each variable. This feedback loop ensures that the simulation is spatially correlated. By construction, SGCS will be conditioned to the well data, i.e. the simulations reproduce the well observations and thus have the same overall statistical properties. Multiple simulation are generated by using different random paths and random seeds in order to obtain independent sets of realizations. For an extended review about SGCS methods, refer to Deutsch & Journel (1997) and Doyen (2007).

2.3.2 Static optimization

In the second step of the algorithm, realizations of each set are iteratively combined using the gradual deformation (GD) method (Hu, 2000) as a optimization technique. The GD is a parametrization method that allow to iteratively perturb a set of realizations until obtaining a new realization that minimizes the mismatch with some observed data. This method was first developed for history matching purposes (Roggero & Hu, 1998) and involves the linear combination of Gaussian random fields with weights that are adjusted to minimize the data mismatch while preserving the spatial covariance. Many variations of this technique have since been presented (Roggero & Hu, 1998; Hu, 2000, 2002; Hu *et al.*, 2001; Le Ravalec *et al.*, 2000; Le Ravalec & Mouche, 2012). The key idea behind the GD is that the sum of two Gaussian random field (Y1 and Y2) is also a Gaussian random field:

$$Y(r) = Y_1 \cos(r) + Y_2 \sin(r)$$
(2.1)



Figure 2.1 - Workflow of the stochastic inversion methodology

where *r* are the gradual deformation coefficient. It can be shown that Y(r) is a realization with the same mean and covariance as Y_1 and Y_2 whatever the value of the deformation parameter *r*. This primary gradual combination scheme involves independent realizations only, meaning that the Y_1 and Y_2 realizations are unconditional. To combine conditional realization, a variant of the GD named gradual conditioning (GC) method was developed by Ying & Gomez-Hernandez (2000) and Hu (2002). In this case, the weights have to satisfy a new constraint. Their sum has to be one while their sum to the square is also one. Within this conditions, the realization built from two conditional realizations is also conditional to the measured data and reproduce the overall covariance. Hu (2002) proposes the weights parametrization as follows:

$$\begin{cases} \alpha_1 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3}\cos(r) \\ \alpha_2 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3}\sin\left(-\frac{\pi}{6} + r\right) \\ \alpha_3 = \frac{1}{3} + \frac{2}{3}\sin\left(-\frac{\pi}{6} - r\right) \end{cases}$$
(2.2)

with parameter $r \in [-\pi, \pi]$. In comparison with the combination of independent realizations, the above procedure avoids the conditioning step during the optimization process.

When the GC method is incorporated into the optimization processes, the deformation parameter r becomes the parameter to adjust to reduce the objective function. At this stage, for each combination (i.e. for each value of r) we obtain a new V_p , $V_s \rho$ and ϕ field model. Afterwards, the full-wave synthetic seismic response of the earth models d_{synth} is computed using an elastic finite-difference time-domain approach (Bohlen, 2002) and compared to the observed data d_{obs} . For this study, the objective function is defined as the root mean square error between d_{obs} and d_{synth} :

$$J(r) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1,N} \left(d_{synth}(r) - d_{obs} \right)^2}$$
(2.3)

where *N* is the number of the samples per trace and *i* the sample index. The combination for which *r* minimize the mismatch between synthetic and observed data is retained and combined with two initial SGCS realizations. Ultimately, we obtain V_p , V_s , ρ and ϕ fields that have the best seismic match with the observed data.

2.3.3 Dynamic optimization

The results obtained after the previous step honor the static well-log data and the variograms inferred from these data and the deterministic static inversion. The aim now is to make the reservoir model consistent with the dynamic data (i.e. CO_2 injection and propagation within the reservoir). An iterative history matching loop is started in which each iteration consists of the following steps:

- 1. run a fluid flow simulation;
- 2. apply suitable rock-physics mapping to generate the corresponding volumes of the elastic properties after CO₂ injection;
- 3. compute the seismic response;
- 4. calculate the mismatch between simulated and observed data;
- 5. perturb the model to lower the mismatch using gradual deformation.

Flow simulation

In recent years, vertical-equilibrium (VE) models have been extensively used to study gravity-driven CO_2 migration (Nordbotten & Celia, 2011). Using an analytical description for the vertical fluid distribution not only reduces the dimensions of the problem but also lessens the coupling and increases the time constants of the dynamic model (Nilsen *et al.*, 2014). VE models are attractive means to increase resolution while reducing computational burden, and are thus particularly attractive for an iterative history-match loop where many flow simulation steps are required. For the purpose of this study, we used the VE solvers included in the Matlab Reservoir Simulation Toolbox (MRST) (Lie, 2014), to model injection of CO_2 in the saline aquifer.

Elastic properties

Elastic properties are usually computed through a rock-physics model. This model is a set of equations that transform petrophysical variables, typically porosity, mineralogy and fluid saturations, into elastic properties such as *P*- and *S*-wave velocity and density. For the purpose of this work, we first estimate the elastic properties of the solid phase, i.e. bulk (K_s) and shear (G_s) moduli, by applying the arithmetic average of the upper and lower Hashin-Shtrikman bounds (Hashin & Shtrikman, 1963). Then we compute the elastic

properties of the fluid phase, i.e. bulk (K_f) modulus and density (ρ_f), using fluid mixing laws (Wood, 1955; Brie *et al.*, 1995).

The new CO_2 saturated rock properties K_{sat} is then calculated using Gassmann's relation Gassmann (1951):

$$K_{sat} = K_{dry} + \frac{\left(1 - \frac{K_{dry}}{K_s}\right)^2}{\frac{\phi}{K_{fl}} + \frac{(1 - \phi)}{K_s} - \frac{K_{dry}}{K_s^2}},$$
(2.4)

where ϕ refers to porosity. The shear modulus of the saturated rock is simply the modulus of the dry rock $(G_{sat}=G_{dry})$. The saturated density ρ_{sat} is computed as a linear combination of the solid density ρ_s and fluid density ρ_{fl} weighted by their respective volume fractions:

$$\rho_{sat} = \phi \ \rho_{fl} + (1 - \phi)\rho_s, \tag{2.5}$$

and the new *P*- and *S*-wave velocity are calculated using the saturated elastic properties K_{sat} and G_{sat} and density ρ :

$$V_p = \sqrt{\left(\frac{K_{sat} + \frac{4}{3}G_{sat}}{\rho_{sat}}\right)},\tag{2.6}$$

and

$$V_s = \sqrt{\frac{G_{sat}}{\rho_{sat}}}.$$
(2.7)

Then, a synthetic full-wave seismic response d_{synth} is computed using an elastic finite-difference timedomain approach Bohlen (2002). The mismatch between d_{synth} and d_{obs} is evaluated using the same objective function of the previous step. At the end of the stochastic inversion process, we obtain the fields of V_p , V_s , density (ρ) and porosity (ϕ) that best honor static and dynamic data.

2.4 Application to a synthetic example

In the following, we apply the workflow approach to a synthetic model that represent a potential CCS pilot site in the province of Quebec, Canada. The Cambrian-Ordovician sedimentary basin of the St. Lawrence Platform in southern Quebec (figure 1.1a) has been identified as the most prospective basin for CO_2 storage in the province (Malo & Bédard, 2012). The Potsdam Group lies unconformably upon the metamorphic Precambrian Grenville basement. It is comprised of the Covey Hill (Cambrian sandstones and conglomerates)



Figure 2.2 – Simplified stratigraphy of the St. Lawrence Platform. Reservoirs formations are highlighted in yellow and cap rock formations in light gray. Modified from (Claprood *et al.*, 2012).

and the Cairnside (lower Ordovician quartz sandstone) formations. The remainder of the section is all of Ordovician age. The Beekmantown Group includes the Theresa (dolomitic sandstones) and the Beauharnois (dolostones) formations. The lower Chazy unit is composed of limestones, dolostones, and sandstones. The Trenton, Black River, and upper Chazy groups, are limestones. The Trenton Group is overlain by the Utica Shale and several hundred meters of interbedded shales, siltstones and sandstones of the Lorraine Group. The lower Utica Shale comprises limestone beds and is more calcareous than the upper Utica Shale. Deep saline aquifers are found in the Trenton, Beekmantown and Potsdam Groups. Figure 2.3 show synthetic well logs of V_p , ρ and ϕ representing the complete sedimentary sequence of the St. Lawrence Platform, compiled from a number of log data available in the studied area. *S*-wave velocity are computed using the



Greenberg-Castagna relation (Greenberg & Castagna, 1992). The sedimentary sequence has been divided

Figure 2.3 – Synthetic well log data set representing the sedimentary sequence of the St. Lawrence Platform. From left to right: *P*-wave and *S*-wave velocity, density (ρ) and effective porosity (ϕ). For each formation the corresponding parameter distribution is showed.

in seven groups: Lorraine, Utica shale, Trenton, Beekmantown, Cairnside, Covey Hill and Basement. For each group, the well-log parameter distributions are represented in figure 2.3 and the mean and standard deviation are summarized on table 2.1. Starting from these distributions, an SGS co-simulation algorithm is used to generate the reference model of V_p , V_s , ρ and ϕ that are shown in figure 2.4. The model size is 1000 m × 1500 m with a cell size of 1 m × 1 m. The simulation algorithm is formulated in order to respect the natural transition between each group layer. The procedure followed in this study to perform seismic modeling on the reference model is directly inspired by the work of Carcione *et al.* (2006) who present an application of poro-viscoelastic modeling for monitoring underground CO₂ storage. The poro-viscoelastic formulation represents perhaps the most effective tool to study the effect of the saturating fluid on the

	Well-log parameters				
Group	<i>V_p</i> (m/s)	Vs (m/s)	ho (kg/m ³)	φ (-)	
Lorraine	3714 ± 98	2003 ± 75	2629 ± 7	0.14 ± 0.02	
Utica	4671 ± 21	2750 ± 8	2688 ± 5	0.07 ± 0.0	
Trenton	5538 ± 191	2958 ± 83	2700 ± 10	0.06 ± 0.0	
Beekmantown	5766 ± 147	3348 ± 85	2635 ± 49	0.11 ± 0.02	
Cairnside	4503 ± 172	2739 ± 135	2537 ± 49	0.11 ± 0.0	
Covey Hill	4664 ± 171	2849 ± 130	2539 ± 26	0.07 ± 0.0	
Basement	6002 ± 30	3302 ± 72	2746 ± 24	0.01 ± 0.0	

Table 2.1 – Well-log mean and standard deviation for each group.



Figure 2.4 – Reference model for V_p , V_s , ρ and ϕ .

seismic response because fluid properties are directly taken into account in the equations. A vertical full-wave seismic profile (VSP) for near, mid and large offset (i.e. $VSP_{observed}$) is modeled using the code described in Giroux (2012). As the ultimate aim of the inversion workflow is to obtain an elastic model to predict the CO_2 distribution over time, modeling near, mid and far offset allow us to take into account every amplitude variation versus offset due to the fluid substitutions.

Starting from three hypothetical well-log of the reference model, we co-simulate five sets of 100 realizations, each using the SGS algorithm. These realizations are then linearly combined using the gradual deformation parametrization. At each parametrization step, a full-wave VSP for near, mid and large offset (i.e, VSP_{synth}) is computed using an elastic finite-difference time-domain approach (Bohlen, 2002) and compared to $VSP_{observed}$. At the end of this iterative process, we obtain the best seismic matched realization for V_p , V_s , ρ and ϕ .

The five best seismic matched realizations are then combined again in a gradual deformation parametrization where at each step we run a CO_2 flow simulator. The permeability is derived using an extension of the Kozeny-Carman equation (Kozeny, 1927; Carman, 1938) for a packing of identical spheres of diameter *d* (Mavko *et al.*, 2009):

$$k = \frac{1}{72} \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2 \tau^2} d^2,$$
(2.8)

where k is the permeability, ϕ the porosity and τ the tortuosity. The CO₂ is injected during 200 days in the Covey Hill formation that is a low porosity sandstone with a mean spheres diameter of 5×10^{-6} m. At each step, the new CO₂ saturated elastic properties of the model are calculated using equations (2.5) to (2.7), the VSP_{synth_{200d}) is computed and the mismatch against VSP_{observed_{200d} is evaluated.}}

The final inversion workflow results for V_p , V_s , ρ and ϕ that best honor the static data (i.e. well-log) and the CO_2 flow within the reservoir, are shown in figure 2.5. These inversion results are then used to predict CO_2 distributions over time that are validated by the monitoring data.



Figure 2.5 – Inversion results for V_p , V_s , ρ and ϕ .

2.4.1 Model Validation

A statistical analysis is needed to validate the results of our stochastic inversion approach. Figure 2.6 shows the correlation between observed data and one initial SGS realization chosen at random among the set of 100, as well as the correlation between observed data and the final inversion result. The correlation between observed data and the final inversion result. The correlations are already well correlated with the observed data. It is also important to obtain a result that honor the original



Figure 2.6 – Correlation plot for V_p , V_s , ρ and ϕ between observed data and one initial SGS realization chosen at random among 100 (a) and between observed data and the final inversion result (b).

distribution (i.e. the observed data). The quantile-quantile (q-q) plot is best suited to study how much two different distributions are similar. Figure 2.7 shows the q-q plot for the reference model and the inversion result for V_p , V_s , ρ and ϕ . A 45-reference line is also plotted in red. Since almost all the points fall along the reference line, we consider that the inversion results distributions are the same as the observed distributions. Recently a measure of structural similarity (SSIM) that compares local patterns between two images has been developed by Wang *et al.* (2004). The SSIM index is a decimal value between 0 and 1, where value 1 is only reachable in the case of two identical sets of data. Figure 2.8 shows the SSIM between the reference model and one random SGS realization and between the reference model and the inversion result for *P*-wave and *S*-wave velocity, density and porosity. The inversion results shows a SSIM index of about 0.6 for V_p , V_s and ρ . Compared to the random SGS realizations set, the inversion results are significantly improved in terms of similarity with the reference models. The ϕ field shows a SSIM index close to 1 for both SGS realization and inversion results. This is quite normal as the ϕ distribution shows a low variance for each layers (refer to table 2.1). If we focus at the reservoir level (1050 m to 1300 m) we observe a clear improvement of the



Figure 2.7 – Q-Q plot of observed data versus inversion results data for V_p , V_s , ρ and ϕ .

similarity for the inversion results (SSIM=0.89) over the SGS realization result (SSIM=0.82) as shown in figure 2.9. Indeed, as we perform the CO_2 flow simulation within this unit, we increase the number of data in the optimization (i.e. the optimization is done for both static and dynamic data), resulting in an increased similarity at the reservoir level compared to the rest of the model.

2.5 Conclusion

In our approach, we used the gradual deformation parametrization to obtain our models for both static and dynamic data, however the probability perturbation method (Caers & Hoffman, 2006) could also be applied. This method explicitly deals with the inverse problem of combining prior probabilities with pre-posterior probabilities derived from the data.

As the time lapse seismic differences due to the CO_2 injection can be relatively weak or spatially isolated, we argue that it is important to perform full-wave forward modeling to capture most of the physics in the modeled seismic data. However, this step can be very computationally demanding. In this work, we used a Graphical Processing Unit (GPU) accelerated version of the viscoelastic finite-difference time-domain forward modeling of (Bohlen, 2002) developed by (Fabien-Ouellet *et al.*, 2014), which allowed us reducing the run-time by more than 2 orders of magnitude over the original parallel CPU version on a standard workstation.

The objective of this study was to develop an inversion workflow to obtain reservoir properties such as V_p , V_s , ρ and ϕ that are sufficiently detailed and accurate to allow for reliable prediction of CO₂ distributions. To this end, we developed a two-step optimization procedure based on gradual deformation parametrization of both static and dynamic data. Numerical experiments based on a realistic heterogeneous saline aquifer



Figure 2.8 - Structural similarity index (SSIM) between the reference model and one random SGS realization and between the reference model and the inversion result for V_p , V_s , ρ and ϕ .



1000

1

0

1000

Figure 2.9 - Structural similarity index (SSIM) between the reference model and one random SGS realization and between the reference model and the inversion result for porosity field at the reservoir level.

1350

0

250

500

Distance (m)

750

model indicates that, given initial static data, the inversion approach should allow for faithful properties estimation and reliable prediction of the spatial distribution of CO₂. Critical future work will need to explore the application of this methodology to field data, as well as its extension to 3-D scenarios.

Acknowledgments 2.6

250

SSIM = 0.82

500

Distance (m)

750

The authors would like to acknowledge G. Fabien-Ouellet for providing the GPU-accelerated viscoelastic finite-difference time-domain code. Financial support was provided by a research grant from the Québec Ministry of Sustainable Development, Environment, Fauna and Parks and the Canada Research Chair in Assimilation of Geological and Geophysical Data for Stochastic Geological Modeling.

1350

0

Références

- Avseth P, Mukerji T, Jørstad A, Mavko G & Veggeland T (2001). Seismic reservoir mapping from 3-d AVO in a north sea turbidite system. *Geophysics*, 66(4):1157--1176. DOI:10.1190/1.1487063.
- Azevedo L, Nunes R, Correia P, Soares A, Guerreiro L & Neto GS (2013). Multidimensional scaling for the evaluation of a geostatistical seismic elastic inversion methodology. *Geophysics*, 79(1):M1--M10. DOI:10.1190/geo2013-0037.1.
- Bohlen T (2002). Parallel 3-d viscoelastic finite difference seismic modelling. *Computers & Geosciences*, 28(8):887--899. DOI:10.1016/s0098-3004(02)00006-7.
- Bosch M, Carvajal C, Rodrigues J, Torres A, Aldana M & Sierra J (2009). Petrophysical seismic inversion conditioned to well-log data: Methods and application to a gas reservoir. *Geophysics*, 74(2):O1--O15. DOI:10.1190/1.3043796.
- Brie A, Pampuri F, Marsala AF & Meazza O (1995). Shear sonic interpretation in gas-bearing sands. DOI:10.2118/30595-MS.
- Buland A & Omre H (2003). Bayesian linearized AVO inversion. *Geophysics*, 68(1):185--198. DOI:10.1190/1.1543206.
- Caers J & Hoffman T (2006). The probability perturbation method: A new look at bayesian inverse modeling. *Mathematical Geology*, 38(1):81--100. DOI:10.1007/s11004-005-9005-9.
- Carcione JM, Picotti S, Gei D & Rossi G (2006). Physics and Seismic Modeling for Monitoring CO₂ Storage. *Pure and Applied Geophysics*, 163(1):175--207.
- Carman P (1938). The determination of the specific surface of powders. *Journal of the Society of Chemical Industries*, 57:225--234.
- Claprood M, Gloaguen E, Giroux B, Konstantinovskaya E, Malo M & Duchesne M (2012). Workflow using sparse vintage data for building a first geological and reservoir model for CO₂ geological storage in deep saline aquifer. A case study in the St. Lawrence Platform, Canada. *Greenhouse Gases: Science and Technology*, 2(4):260--278.
- Deutsch CV & Journel AG (1997). GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide (Applied Geostatistics). Oxford University Press.
- Doyen P (2007). Seismic Reservoir Characterization: An Earth Modelling Perspective. EAGE.
- Eidsvik J, Avseth P, Omre H, Mukerji T & Mavko G (2004). Stochastic reservoir characterization using prestack seismic data. *Geophysics*, 69(4):978--993. DOI:10.1190/1.1778241.

- EU (2014). Report from the commission to the european parliament and the council on the implementation of Directive 2009/31/EC on the geological storage of carbon dioxide. European Union.
- Fabien-Ouellet G, Gloaguen E & Giroux B (2014). Viscoelastic Finite Difference Modeling Using Graphics Processing Units. *AGU Fall Meeting Abstracts*, A3850 pages.
- Gassmann F (1951). Über die Elastizität poröser Medien. Vier. Der Natur, 96:1--23.
- Giroux B (2012). Performance of convolutional perfectly matched layers for pseudospectral time domain poroviscoelastic schemes. *Computers & Geosciences*, 45:149 -- 160.
- González EF, Mukerji T & Mavko G (2008). Seismic inversion combining rock physics and multiple-point geostatistics. *Geophysics*, 73(1):R11--R21. DOI:10.1190/1.2803748.
- Grana D, Mukerji T, Dvorkin J & Mavko G (2012). Stochastic inversion of facies from seismic data based on sequential simulations and probability perturbation method. *Geophysics*, 77(4):M53--M72. DOI:10.1190/geo2011-0417.1.
- Greenberg ML & Castagna JP (1992). Shear-wave velocity estimation in porous rocks: theoretical formulation, preliminary verification and applications. *Geophys Prospect*, 40(2):195--209. DOI:10.1111/j.1365-2478.1992.tb00371.x.
- Gunning J & Glinsky ME (2007). Detection of reservoir quality using bayesian seismic inversion. *Geophysics*, 72(3):R37--R49. DOI:10.1190/1.2713043.
- Hansen TM, Cordua KS & Mosegaard K (2012). Inverse problems with non-trivial priors: efficient solution through sequential gibbs sampling. *Computational Geosciences*, 16(3):593--611. DOI:10.1007/s10596-011-9271-1.
- Hashin Z & Shtrikman S (1963). A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 11(2):127--140.
- Hu LY (2000). Gradual deformation and iterative calibration of gaussian-related stochastic models. *Mathematical Geology*, 32(1):87--108. DOI:10.1023/a:1007506918588.
- Hu LY (2002). Combination of dependent realizations within the gradual deformation method. *Mathematical Geology*, 34(8):953--963. DOI:10.1023/a:1021316707087.
- Hu LY, Blanc G & Noetinger B (2001). Gradual deformation and iterative calibration of sequential stochastic simulations. *Mathematical Geology*, 33(4):475--489. DOI:10.1023/a:1011088913233.
- Kozeny J (1927). Über kapillare Leitung des Wassers im Boden. Akad. Wiss. Wien, 136:271--306.
- Larsen AL, Ulvmoen M, Omre H & Buland A (2006). Bayesian lithology/fluid prediction and simulation on the basis of a markov-chain prior model. *Geophysics*, 71(5):R69--R78. DOI:10.1190/1.2245469.
- Le Ravalec M & Mouche E (2012). Calibrating transmissivities from piezometric heads with the gradual deformation method: An application to the Culebra Dolomite unit at the Waste Isolation Pilot Plant (WIPP), New Mexico, USA. *Journal of Hydrology*, 472-473:1--13. DOI:10.1016/j.jhydrol.2012.08.053.
- Le Ravalec M, Noetinger B & Hu LY (2000). The FFT Moving Average (FFT-MA) Generator: An Efficient Numerical Method for Generating and Conditioning Gaussian Simulations. *Mathematical Geology*, 32(6): 701--723. DOI:10.1023/a:1007542406333.

- Lie KA (2014). SAn Introduction to reservoir simulation using Matlab: User guide for the Matlab Reservoir Simulation Toolbox (MRST). SINTEF ICT,Departement of Applied Mathematics. Oslo, Norway.
- Malo M & Bédard K (2012). Basin-Scale Assessment for CO₂ Storage Prospectivity in the Province of Québec, Canada. *Energy Procedia*, 23:487 -- 494.
- Mavko G, Mukerji T & Dvorkin J (2009). *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media.* Cambridge University Press.
- Mukerji T, Jørstad A, Avseth P, Mavko G & Granli JR (2001). Mapping lithofacies and pore-fluid probabilities in a north sea reservoir: Seismic inversions and statistical rock physics. *Geophysics*, 66(4):988--1001. DOI:10.1190/1.1487078.
- Nilsen HM, Lie KA & Andersen O (2014). Fully-implicit simulation of vertical-equilibrium models with hysteresis and capillary fringe. *Submitted to Computational Geosciences*.
- Nordbotten JM & Celia MA (2011). *Geological Storage of CO*₂: *Modeling Approaches for Large-Scale Simulation*. Wiley.
- Ramirez A, White D, Hao Y, Dyer K & Johnson J (2013). Estimating reservoir permeabilities using the seismic response to CO₂ injection and stochastic inversion. International Journal of Greenhouse Gas Control, 16:S146--S159. DOI:10.1016/j.ijggc.2012.11.031.
- Rimstad K & Omre H (2010). Impact of rock-physics depth trends and markov random fields on hierarchical bayesian lithology/fluid prediction. *Geophysics*, 75(4):R93--R108. DOI:10.1190/1.3463475.
- Roggero F & Hu L (1998). Gradual deformation of continuous geostatistical models for history matching. *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, Society of Petroleum Engineers.
- Tarantola A (2004). *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. SIAM: Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Ulvmoen M & Omre H (2010). Improved resolution in bayesian lithology/fluid inversion from prestack seismic data and well observations: Part 1 methodology. *Geophysics*, 75(2):R21--R35. DOI:10.1190/1.3294570.
- Wang Z, Bovik A, Sheikh H & Simoncelli E (2004). Image quality assessment: From error visibility to structural similarity. *IEEE Trans. on Image Process.*, 13(4):600--612. DOI:10.1109/tip.2003.819861.
- Wood A (1955). A Textbook of Sound: Being an Account of the Physics of Vibrations with Special Reference to Recent Theoretical and Technical Developments. G. Bell and Sons Limited.
- Ying Z & Gomez-Hernandez J (2000). An improved deformation algorithm for automatic history matching. *Report 13, Stanford Center for Reservoir Forecasting (SCRF) Annual Report, Stanford, CA, USA.*