



Mesures sismiques à faible profondeur:
Une approche intégrée

Mémoire

Gabriel Fabien-Ouellet

Maîtrise en sciences de la Terre
Maître ès sciences (M. Sc.)

Québec, Canada

© Gabriel Fabien-Ouellet, 2014

Résumé

Des mesures sismiques à faible profondeur ont été réalisées dans le cadre d'une étude hydrogéophysique en Outaouais pour investiguer le sous-sol. À cet effet, une approche intégrée qui regroupe plusieurs méthodes de traitement du signal sismique a été développée. Dans cette approche, l'ensemble des modes de propagation sismique est considéré en effectuant l'analyse conjointe des ondes de surface, des ondes réfractées critiquement et des ondes réfléchies de compression P et de cisaillement polarisées verticalement SV. Cette approche intégrée est beaucoup plus robuste que si chaque méthode était considérée séparément. Elle permet d'estimer la distribution spatiale des vitesses de propagation des ondes P et S de la sous-surface et d'obtenir des profils en réflexion qui permettent d'identifier les contacts stratigraphiques. Quatre études de cas dans la région de l'Outaouais sont présentées pour illustrer cette approche. Pour l'une de ces études à Buckingham, un essai de pénétration au piézocône sismique a été réalisé afin de valider les modèles de vitesse obtenus à partir de l'approche développée. Cette approche intégrée est applicable entre autres aux domaines de l'environnement, de la géotechnique, des risques naturels et de l'hydrogéologie.

Table des matières

Résumé.....	iii
Table des matières.....	v
Liste des tableaux.....	ix
Liste des figures.....	xi
Liste des abréviations et des sigles.....	xix
Liste des symboles.....	xxi
Remerciements.....	xxv
Avant-propos.....	xxvii
Introduction.....	1
Chapitre 1 : Mise en contexte.....	3
1.1 Hydrogéophysique.....	3
1.2 PACES – Projet en Outaouais.....	4
1.3 Région d'études.....	6
1.4 Méthodes géophysiques utilisées dans le cadre du projet en Outaouais.....	9
1.4.1 Tomographie de polarisation provoquée.....	10
1.4.2 Radar géologique.....	14
Chapitre 2 : Mesures sismiques.....	17
2.1 Propagation des ondes sismiques.....	17
2.2 Approximation du rai sismique.....	22
2.3 Acquisition des données sismiques.....	24
2.4 Sismique réfraction.....	27
2.4.1 Fondements de la méthode.....	27
2.4.2 Tomographie de sismique réfraction.....	30
2.4.3 Acquisition sur le terrain.....	34
2.5 Analyse multicanaux des ondes de surface.....	35
2.5.1 Fondements de la méthode.....	36
2.5.2 Acquisition sur le terrain.....	38
2.5.3 Analyse de dispersion.....	40
2.5.4 Modélisation de la courbe de dispersion par un modèle en couches.....	41
2.5.5 Inversion des courbes de dispersion.....	43

Table des matières

2.6 Sismique réflexion.....	44
2.6.1 Fondements de la méthode	46
2.6.2 Acquisition sur le terrain.....	48
2.6.3 Traitement des données	50
2.7 Profils sismiques verticaux.....	63
2.7.1 Essai de pénétration au piézocône sismique.....	65
Chapitre 3 : Intégration des ondes de surface et des ondes SV	71
3.1 Avant-propos.....	72
3.2 Résumé.....	72
3.3 Abstract.....	73
3.4 Introduction	73
3.5 Study Site.....	74
3.6 Combined MASW-SV Seismic Reflection Survey	75
3.6.1 Field Data Acquisition	75
3.6.2 MASW Processing.....	75
3.6.3 SV Seismic Reflection Combined Processing	77
3.6.4 Interpretation.....	78
3.7 Multi-offset Seismic Piezocone Penetration Test.....	81
3.7.1 Data acquisition and processing.....	81
3.7.2 Interpretation.....	81
3.8 Discussion and Conclusions	83
3.9. Complément.....	84
Chapitre 4 : Traitement de tous les modes de propagation lors des levés sismiques à faible profondeur	87
4.1 Avant-propos.....	88
4.2 Résumé.....	88
4.3 Abstract.....	89
4.4 Introduction	89
4.5 Acquisition of SV-waves with vertical geophones	91
4.6 Processing flow	91
4.7 Study sites.....	93
4.8 Case studies	94
4.8.1 Buckingham case study: application of the workflow	94
4.8.2 Filtering surface waves for SV-wave reflections processing	105

4.8.3 Sainte-Cécile-de-Masham case study: reprocessing a seismic survey with a non-optimal geometry	108
4.9 Conclusions	112
4.10 Complément 1.....	113
4.11 Complément 2.....	115
4.12 Complément 3.....	115
4.12.1 Levé de Thurso (haut)	118
4.12.2 Levé de Thurso (bas)	118
4.12.3 Levé de la rue du Sous-bois.....	118
4.12.4 Levé de la piste cyclable	119
4.12.5 Levé du Parc des trembles.....	119
4.13 Complément 4.....	124
Conclusion	127
Bibliographie	131

Liste des tableaux

Tableau 1.1	Échelles spatiales des différentes méthodes géophysiques (modifié de Robinson <i>et al.</i> , 2008).....	5
Tableau 1.2:	Levés géophysiques présentés dans ce mémoire.	9
Tableau 2.1:	Vitesses de propagation et densité de divers matériaux (modifié de Bourbié <i>et al.</i> , 1986).....	20
Tableau 2.2:	Séquence de traitement des données de sismique réflexion de base dans le monde pétrolier (Yilmaz, 2001) et séquences adoptées par Pugin <i>et al.</i> (2013a) pour les investigations à faible profondeur. Les étapes marquées par des astérisques sont effectuées lorsque jugées nécessaires.	52
Table 3.1:	Acquisition parameters for the combined MASW-seismic reflection survey.	75
Table 3.2:	CMP processing of SV seismic reflections.....	77
Table 4.1:	CMP processing of SV-wave reflections. The steps identified by an asterisk were performed with in-house MATLAB codes based on CREWES algorithms.....	97
Table 4.2:	CMP processing of P-wave reflections. The steps identified by an asterisk were performed with in-house MATLAB codes based on CREWES algorithms.....	100
Tableau 4.3:	Code MATLAB du filtre des ondes de surface FV-LMO.....	124

Liste des figures

Figure 1.1:	Modèle stratigraphique conceptuel de la rivière des Outaouais (tiré de Comeau <i>et al.</i> , 2011).	7
Figure 1.2:	Carte des dépôts quaternaires de la région de l'Outaouais avec la localisation des levés géophysiques présentés dans ce mémoire. La numération des levés est détaillée au tableau 1.2.	8
Figure 1.3:	Différentes configurations d'électrodes utilisées dans les tomographies de polarisation provoquée et de résistivité électrique. Les points d'injection de courant sont notés par C1 et C2 tandis que les points de mesure de potentiel sont notés par P1 et P2. Figure modifiée de Loke (2000).....	12
Figure 1.4:	Exemple de résultats de tomographie de polarisation provoquée: a) modèle de résistivité électrique et b) modèle de chargeabilité électrique.....	13
Figure 1.5:	Carte des dépôts quaternaires en Outaouais. Localisation des trois profils de géoradar de la figure 1.6: a) en vert, b) en jaune et c) en orange.....	16
Figure 1.6:	Profils en réflexion de géoradar. a) et b) Ces deux profils sont à angle droit l'un par rapport à l'autre. Une excellente profondeur d'investigation est obtenue dans les sables secs. c) La profondeur d'investigation est faible dans les argiles. Voir la Figure 1.5 pour la localisation de ces profils.....	16
Figure 2.1:	Modes de propagation sismique: a) des ondes de compression P, b) des ondes de Love, c) des ondes de cisaillement S et d) des ondes de Rayleigh. Illustrations modifiées de Braile (2010).	22
Figure 2.2:	Cas d'une onde plane P incidente à une interface entre deux milieux.	24
Figure 2.3:	Matériel d'acquisition des données sismiques: a) une source constituée de l'impact d'une masse sur une plaque de métal en contact avec le sol, b) un sismographe Stratavisor NZ 24 de 24 canaux et c) une série de géophones plantés dans le sol et branchés à des câbles sismiques et au sismographe.	26
Figure 2.4:	a) Modèle à deux couches horizontales. La trajectoire de l'onde directe est représentée par un rai sismique en rouge et les ondes réfractées à l'angle critique θ_c sont représentées par des rais sismiques en noir. b) Dromochronique qui représente le temps de propagation des premières arrivées en fonction de la distance par rapport au point de tir en S. Le bris de pente des temps de propagation sur la dromochronique indique la présence d'une réfraction critique à l'interface entre les deux milieux.....	28
Figure 2.5:	Modèle à deux couches avec une interface inclinée de θ . La source (S) produit des ondes directes (rais sismiques en rouge) et des ondes réfractées à l'angle critique (rais sismiques en noir) qui arrivent à l'angle critique (i_c) qui sont captées par les géophones (G). Figure modifiée de Kirsch (2011).	30
Figure 2.6:	Exemple d'un sismogramme d'un levé de sismique réfraction où les premières arrivées sont identifiées en rouge. Le temps de propagation des premières arrivées n'augmente pas proportionnellement avec la distance par rapport au point de tir sismique. La méthode d'interprétation dite du temps d'intersection à l'origine ne s'applique pas dans un tel cas.	30

Figure 2.7:	a) Schéma général de la séquence de calcul des temps de propagation à certains nœuds à partir des temps connus à d'autres nœuds. b) La propagation du front d'onde se fait selon un front carré et le temps de propagation de chacun des segments se fait séquentiellement. Le front d'onde se déplace des nœuds les plus proches de la source aux nœuds les plus éloignés, sauf lorsqu'il y a réfraction critique. Dans ce cas, la direction de propagation est inversée jusqu'à ce que les temps de propagation des nœuds revisités cessent de diminuer. c) Le calcul des nœuds pour un segment du front d'onde est montré. Dans un premier temps, les ondes directes et diffractées sont calculées pour tous les nœuds du segment (étape 1). Puis, lorsqu'il y a réfraction critique, les temps sont calculés pour tous les nœuds dans un sens, puis dans l'autre (étapes 2 et 3). Le minimum des étapes 1, 2 et 3 est le temps de propagation attribué au nœud. Figure modifiée de Lecomte <i>et al.</i> (2000).....	33
Figure 2.8:	Séquence d'acquisition typique lors d'une tomographie de sismique réfraction. Tous les tirs sont effectués sur une ligne de géophones (rangée du haut). Par la suite, les géophones sont déplacés de ΔL puis la séquence de tirs se poursuit (rangée du bas).....	35
Figure 2.9:	Modèle à deux couches qui illustre l'origine de la dispersion des ondes de surface. Le déplacement vertical des ondes de surface est montré en gris pour 4 longueurs d'onde différentes. Illustration modifiée de Pei (2007).....	37
Figure 2.10:	a) Courbes de dispersion des différents modes de propagation des ondes de Rayleigh; du mode fondamental M0 aux modes supérieurs M1 à M9. b) Modèle à deux couches à l'origine des courbes de dispersion.	37
Figure 2.11:	Déplacement vertical du sol associé aux trois premiers modes de propagation des ondes de Rayleigh M0, M1 et M2 dans un milieu à 4 couches. Figure modifiée de Pei (2007).....	38
Figure 2.12:	Géométrie d'acquisition pour la méthode du MASW. Les points de tir sismique et les géophones bougent de façon solidaire d'un pas égal à Δs	38
Figure 2.13:	a) Exemple d'un sismogramme obtenu d'un tir sismique. b) Analyse de la dispersion des ondes de surface de ce sismogramme. Le mode fondamental est identifié par des points blancs. Les modes d'ordre supérieur apparaissent en jaune où il y a plus d'énergie transportée par les ondes de surface à des vitesses de phase et fréquences plus élevées que le mode fondamental.	42
Figure 2.14:	a) Courbe de dispersion mesurée et calculée du modèle initial de vitesse des ondes SV pour l'exemple de la figure 2.13. b) Modèle initial de cette courbe de dispersion.....	42
Figure 2.15:	a) Courbes de dispersion mesurée et calculée. b) Modèle final obtenu de l'inversion de la courbe de dispersion de l'exemple de la figure 2.13. L'erreur RMS entre les courbes de dispersion mesurée et calculée est maintenant de 1,4% au lieu de 6,7% pour le modèle initial de la figure 2.14.....	44
Figure 2.16:	a) Séquence de tirs sismiques au-dessus d'un point milieu commun (Common Mid Point ou CMP). b) Représentation du CMP lorsque les tirs et les géophones sont classés selon leur point milieu commun. c) La correction	

NMO et la sommation permettent de rapporter toutes les traces du CMP en une seule trace de déport nul. La sommation permet d'amplifier le signal cohérent et d'augmenter le rapport du signal sur bruit. d) Lorsque tous les CMPs sont corrigés et sommés, un profil sismique sommé à déport nul est obtenu.....	47
Figure 2.17: Schéma des temps de propagation des différentes ondes sismiques en fonction de la distance par rapport au point de tir sismique.....	48
Figure 2.18: Deux configurations courantes pour les levés de sismique réflexion: a) en bout de ligne et b) en milieu de ligne.....	50
Figure 2.19: Sismogrammes synthétiques pour un modèle à 4 couches dont la profondeur des contacts est à 15, 30, 50 et 75 m et la vitesse de propagation des ondes P dans les couches est de 1000, 1700, 2200 et 4000 m/s: a) sismogramme dont la divergence sphérique est considérée et b) sismogramme avec gain AGC et une fenêtre de 10 ms.....	54
Figure 2.20: a) Sismogramme synthétique de la figure 2.19.b) Sismogramme normalisé.....	54
Figure 2.21: Réponse de différents filtres en fréquence: a) filtre passe-haut aux fréquences de coupure f_1 et de coin f_2 , b) filtre passe-bas aux fréquences de coupure f_1 et de coin f_2 , c) filtre passe-bande aux fréquences de coupure f_1 et f_4 et de coin f_2 et f_3 , et d) filtre coupe-bande de fréquence f_1	55
Figure 2.22: a) Sismogramme synthétique d'un tir sismique. b) Sourdine d'une arrivée horizontale.....	56
Figure 2.23: a) Sismogramme synthétique du tir sismique de la figure 2.22. b) Amplitude de la transformée de Fourier de ce sismogramme synthétique. c) Spectre en nombre d'onde où toutes les arrivées horizontales ont été enlevées suite au filtrage. d) Sismogramme synthétique du tir filtré sur lequel l'arrivée horizontale est presque entièrement enlevée.....	57
Figure 2.24: a) Regroupement CMP avec une réflexion hyperbolique pour une interface à 15 m de profondeur et une vitesse NMO de 1000 m/s. b) Même regroupement après la correction NMO.....	59
Figure 2.25: a) Sismogramme synthétique pour un modèle à quatre couches dont la profondeur des contacts est à 15, 30, 50 et 75 m et la vitesse de propagation des ondes P dans les couches est de 1000, 1700, 2200 et 4000 m/s. b) Analyse de semblance. c) Sismogramme avec la correction NMO. Une sourdine d'étirement de 30% a été effectuée sur ce dernier sismogramme.....	59
Figure 2.26: a) Sismogramme synthétique de la figure 2.25 après la correction NMO. b) Traces sommées selon la formule de la moyenne.....	62
Figure 2.27: a) Trace sommée du sismogramme synthétique de la figure 2.25. b) Trace convertie en profondeur.....	63
Figure 2.28: Sismogramme synthétique d'un tir sismique pour un VSP où les ondes directes (descendantes) et réfléchies (ascendantes) apparaissent.....	64
Figure 2.29: Configuration d'acquisition de la balade sismique.....	66
Figure 2.30: Comparaison entre un regroupement de tirs effectués avec un marteau (a) et le VISBSIST-20 (b) lors d'un essai SCPTu à Lochaber (voir Chapitre 3). c)	

	Spectre de fréquence pour les deux regroupements en a) et b) où l'énergie totale des spectres a été normalisée.....	67
Figure 2.31:	Configuration des différents senseurs dans le pénétromètre.	67
Figure 2.32:	Système de poussée linéaire utilisé pour contrôler la pénétration du piézocône. Figure modifiée de Leblanc <i>et al.</i> (2004 et 2006).	68
Figure 2.33:	Charte de classification des sols utilisée pour l'interprétation d'un essai de pénétration au piézocône. Figure modifiée de Eslami et Fellenius (1997).....	69
Figure 3.1:	Map of Quaternary deposits (modified from Bélanger <i>et al.</i> 1997). The locations of the seismic reflection survey line, CMP gather no. 43 and SCPTu are identified by a thick red line, a grey star, and a grey circle respectively.....	74
Figure 3.2:	CMP gather no. 43 (a), its dispersion curve (b) with the selected first mode (orange circles) and the picking error (dotted white lines). The inverted model is shown in blue in c). The maximum and minimum models due to picking error are shown in red and green respectively.....	76
Figure 3.3:	CMP gather no. 43 (left), its semblance analysis (middle) and the NMO corrected gather (right) with a 100% stretch mute. Selected RMS velocities are shown in black and the interval velocities are shown in red. The green circles are the velocities derived from the MASW method.	78
Figure 3.4:	SV wave velocity models obtained from a) MASW alone and b) combined MASW and SV reflection processing of the seismic reflection survey. The stacked seismic section overlays the combined velocity profile. Both colormaps are the same but the vertical exaggerations are different due to the large difference in depth for both models.	80
Figure 3.5:	SCPTu shot gathers for a lateral offset of 10 m. The first two gathers are for the two horizontal H1 and H2 accelerometers embedded in the penetrometer. The ground roll noise is completely suppressed in the third gather after the combination of the H1 and H2 gathers.....	82
Figure 3.6:	SCPTu logs: cone resistance (q_c), friction ratio (f_s), electrical resistivity (ρ_e), temperature (T), pore pressure (μ_2), P - and S -waves velocities. The stratigraphic column is interpreted from the SCPTu logs.	82
Figure 3.7:	Modèles de vitesse (ou tomogrammes) a) des ondes S et b) des ondes P obtenus du SCPTu à Buckingham (Québec).	85
Figure 4.1:	Due to the presence of a strong velocity inversion close to the ground surface, the incoming ray from a reflection is horizontally shifted and the SV-wave particle motion is almost in a vertical plane. Velocities given in this example are taken from a seismic piezocone penetration test (SCPTu) carried out along the survey line of the Buckingham case study (Figure 4.3b) (4).	92
Figure 4.2:	Processing flow combining MASW and SV-wave reflections on the left side, and seismic refraction tomography and P-wave reflections on the right side. The end results of this processing flow are integrated velocity models and stacked sections for both SV- and P-waves.....	92
Figure 4.3:	A) Google map showing the localizations of the four study sites along the Ottawa River. Surface deposits maps overlaid by the digital terrain model in shades of gray for the four study sites: b) Buckingham (modified from	

	Hurtubise <i>et al.</i> 2012) c) Shawville (modified from Leduc <i>et al.</i> , 2012a) d) Lake Green and e) Sainte-Cécile-de-Masham (both modified from Leduc <i>et al.</i> 2013b). The seismic surveys are identified by red lines in the maps.	93
Figure 4.4:	a) Configuration of geophones and seismic shots used in the field. b) Resulting configuration after sorting the records relative to their seismic shot location.	95
Figure 4.5:	A walkaway test acquired near the survey line of the Buckingham case study (see figure 4.3 for its location). The blue, green and red arrows indicate SV, converted and P reflections respectively while the yellow arrow points out Rayleigh waves.	96
Figure 4.6:	An example of the SV-wave processing: a) CMP gather no. 43 along the survey line of Buckingham case study where SV-waves are located in the blue frame, Rayleigh waves in the yellow frame and P-waves in the red frame, b) dispersion curves showing the fundamental and higher modes of propagation (inset: zoom on the fundamental mode with the uncertainties identified with the red lines), c) SV-wave velocity model in purple obtained from the inversion of the fundamental mode (the red and green lines are the estimated errors), d) the same CMP gather after filtering the surface waves using all modes, e) semblance analysis of SV-waves using the MASW results (green dots), and f) NMO corrected CMP gather with a stretch mute of 100%.	99
Figure 4.7:	An example of the processing of P-wave reflections: a) first breaks picking for the shot gather no. 217 along the survey line of the Buckingham case study, b) the same shot gather after surface static corrections, c) P-wave velocity model obtained by WET inversion of the arrival times of the first breaks, d) CMP gather no. 772, e) semblance analysis of P-waves using the refraction results (green dots), and f) NMO corrected CMP gather with a stretch mute of 75%.	101
Figure 4.8:	a) SV-wave stacked section in time and b) P-wave stacked section in time for the Buckingham case study. The very coherent SV reflections detected only with vertical geophones can be appraised in this example.	103
Figure 4.9:	Stacked sections in depth overlaid by the combined velocity model for the Buckingham case study: a) SV-wave section and b) P-wave section. c) Hydrostratigraphic interpretation overlaid by both P- and SV-wave section.	104
Figure 4.10:	Shot gather no. 3 along the Shawville survey line: a) without filtering, the targeted Rayleigh waves are located in the yellow frame, b) f-k filtering for velocities between 130 and 250 m/s, and c) FV-LMO filtering as proposed by Park <i>et al.</i> (2002a), with the blue arrows showing SV reflections and the green arrow showing converted wave reflections, allowing a better identification of the reflections than without filtering.	107
Figure 4.11:	Depth stacked sections for the Shawville case study: a) SV-wave section after an Ormsby band-pass filter with corner frequencies of 30, 50, 200, and 300 Hz, b) SV-wave section after FV-LMO filtering and c) P-wave section. d) Results from a piezocone penetration test performed close to the survey line (modified from Comeau <i>et al.</i> , 2012): qc is the cone resistance, fs is the friction ratio, pe is the electrical resistivity, and μ_2 is the pore pressure.	107

Figure 4.12: A shot gather along the survey line of Lake Green case study: a) without filtering, b) dispersion analysis of surface waves where the fundamental mode is identified by white dots and the superior modes by the red dots (the inset shows the velocity model obtained by the inversion of the fundamental mode), and c) the filtered shot gather with the region shaded in red where SV reflections should be found.	109
Figure 4.13: A CMP gather of the seismic refraction tomography survey of Sainte-Cécile-de-Masham case study. First breaks are identified by red dots. A strongly aliased SV-wave reflection is identified at 175 ms.	109
Figure 4.14: Results for the Sainte-Cécile-de-Masham case study: a) SV-wave stacked section, b) P-wave stacked section, c) and d) models of electrical resistivity and chargeability according to the inversion of the induced polarization profiling, e) model of P-wave velocity from seismic refraction tomography. The models in c), d), and e) are superposed by the SV-wave stacked section. f) Interpretative cross-section from the synthesis of the hydrogeophysical investigation. A zone of fractured rocks in depth is located between 75 and 150 m in distance.	111
Figure 4.15 : Profil de résistivité électrique pour le site de Shawville.....	114
Figure 4.16: Étude de cas du lac Green dans un dépôt sableux: a) profil sommé en temps des ondes P, b) profil sommé en profondeur des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et c) coupe hydrostratigraphique interprétative.	117
Figure 4.17 : Cartes du quaternaire montrant les levés sismiques de Thurso (haut) et Thurso (bas) au nord et au sud respectivement en a), le levé de la rue du Sous-Bois en b), le levé de la piste cyclable en c) et le levé du Parc des trembles en d).	120
Figure 4.18: Retraitement de la tomographie de sismique réfraction du levé Thurso (haut): a) profil sommé des ondes SV, b) profil sommé des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et c) coupe hydrostratigraphique interprétative.	121
Figure 4.19: Retraitement de la tomographie de sismique réfraction du levé Thurso (bas): a) profil sommé des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et b) coupe hydrostratigraphique interprétative.....	122
Figure 4.20: Retraitement de la tomographie de sismique réfraction du levé de la rue du Sous-bois: a) profil sommé des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et b) coupe hydrostratigraphique interprétative.	122
Figure 4.21: Retraitement de la tomographie de sismique réfraction le long de la piste cyclable à Gatineau: a) profil sommé des ondes SV, b) profil sommé des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et c) coupe hydrostratigraphique interprétative.	123

Figure 4.22: Retraitement de la tomographie du levé du Parc des trembles: a) profil sommé des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réflexion et b) coupe hydrostratigraphique interprétative. 124

Liste des abréviations et des sigles

A/D	Analogue/Digital
AGC	Automatic Gain Control (contrôle automatique de gain)
CMP	Common Mid Point (point milieu commun)
CPT	Cone Penetration Test (essai de pénétration au cône)
CPTu	Undrained Cone Penetration Test (essai de pénétration au piézocône)
MAE	Mean Absolute Error (erreur absolue moyenne)
MASW	Mutli-channel Analysis of Surface Waves (analyse multicanaux des ondes de surface)
MDDEFP	Ministère du développement durable, de l'environnement, de la faune et des parcs du Québec
NMO	Normal Move-Out
Ondes P	Ondes de compression
Ondes PS	Ondes de compression converties en ondes de cisaillement
Ondes SH	Ondes de cisaillement polarisées horizontalement
Ondes SV	Ondes de cisaillement polarisées verticalement
PACES	Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines
RMS	Root-Mean Square
RMSE	Root Mean Square Error
S/N	Rapport du signal sur bruit
SASW	Spectral Analysis of Surface Waves (analyse spectrale des ondes de surface)
SCPT	Seismic Cone Penetration Test (essai de pénétration au cône sismique)
SCPTu	Undrained Seismic Cone Penetration Test (essai de pénétration au piézocône sismique)
VSP	Vertical Seismic Profiling (profil sismique vertical)
WET	Wavepath Eikonal Travelttime

Liste des symboles

a	Rapport des aires
A	Amplitude d'une trace sismique
α	Indice de coupure alpha
B	Amplitude d'une trace sismique
B_{inf}	Matrice des conditions limites à la dernière couche selon la méthode de Schwab et Knopoff (1972)
B_S	Matrice des conditions limites à la surface selon la méthode de Schwab et Knopoff (1972)
c	Vitesse de phase des ondes de Rayleigh
C	Tenseur élastique
d	Profondeur
D	Transformation du déport linéaire à fréquence variable
e	Déformation
E	Module de Young
ϵ	Facteur d'atténuation
f	Fréquence
f_{app}	Force appliquée
f_s	Frottement mobilisé sur le manchon de frottement
F	Couverture d'un CMP
ϕ	Potentiel scalaire de déplacement
Φ	Terme de phase dans la transformée de Fourier
Φ	Fonction objective
g	Gain appliqué à une trace sismique
Δg	Distance entre les géophones
γ	Pendage d'une couche
Γ	Facteur de divergence géométrique
h	Épaisseur d'une couche
I	Courant électrique
η	Lenteur verticale
J	Matrice jacobienne
k	Facteur géométrique
K	Module d'élasticité volumique
κ	Gradient de la fonction de l'erreur
L	Longueur de la ligne de géophones

Liste des symboles

ΔL :	Distance entre les lignes de géophones
λ :	Longueur d'onde et deuxième paramètre de Lamé
μ :	Module de cisaillement
μ_2 :	Pression interstitielle
N :	Relation de dispersion des ondes de surface
ω :	Fréquence angulaire
p :	Lenteur horizontale
P :	Pression
ψ :	Potentiel vectoriel des ondes S
q_c :	Résistance à la pointe
q_E :	Résistance à la pointe corrigée
\mathcal{R} :	Coefficient de réflexion
ρ :	Masse volumique
ρ_a :	Résistivité électrique apparente
ρ_e :	Résistivité électrique
s :	Lenteur
Δs :	Distance entre les sources
S :	Semblance
σ :	Coefficient de Poisson
t :	Temps
t_0 :	Temps double pour un CMP à départ nul
Δt_{NMO} :	Correction NMO
T :	Température
T :	Matrice de propagation selon la méthode de Schwab et Knopoff (1972)
\mathcal{T} :	Coefficient de transmission
T_0 :	Temps d'intersection à l'origine
θ :	Angle
θ_c :	Angle critique de réfraction
τ :	Contrainte
u :	Déplacement du sol
\dot{u} :	Vitesse de déplacement du sol (enregistrement sismique)
\tilde{u} :	Enregistrement filtré
\dot{U} :	Transformée de Fourier d'un enregistrement sismique
\tilde{U} :	Enregistrement filtré dans le domaine de Fourier

v :	Vecteur de vitesse
V :	Vitesse sismique
\mathcal{V} :	Volume
V_{int}	Vitesse d'intervalle
V_p :	Vitesse des ondes P
V_{rms} :	Vitesse RMS
V_S :	Vitesse des ondes S
V_{SV} :	Vitesse des ondes SV
ΔV :	Différence de potentiel électrique
x, y, z :	Coordonnées cartésiennes
Δx :	Déport entre la source et un géophone
Δx_{max} :	Distance maximale entre la source et les géophones
Δx_{min} :	Distance minimale entre la source et les géophones
x_c :	Distance critique
x_{cmp} :	Position d'un CMP
x_g :	Position d'un géophone
x_s :	Position d'une source
Z :	Impédance acoustique

Remerciements

J'aimerais tout d'abord remercier mon directeur de recherche Richard Fortier, professeur au département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval, de m'avoir donné la liberté de développer mes idées de recherche. Ses multiples conseils m'ont grandement aidé à aiguiller mes efforts tout au long de mon projet.

J'aimerais aussi remercier les responsables de l'Université Laval du projet en Outaouais dans le cadre du Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines (PACES) en Outaouais financé en partie par le Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs du Québec (MDDEFP). En particulier, un grand merci à Guillaume Comeau qui a offert un soutien constant pour l'organisation des travaux de terrains en Outaouais. Je remercie Lise Lamarche qui m'a beaucoup appris sur le Quaternaire de l'Outaouais. La gestion de ce projet par les professeurs John Molson et Jean-Michel Lemieux du département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval est reconnue. Les autres partenaires du projet du PACES en Outaouais sont les municipalités régionales comtés des Collines-de-l'Outaouais, de la Vallée-de-la-Gatineau, de Pontiac, de Papineau et de la Ville de Gatineau, l'agence de bassins versants des 7, le comité du bassin versant de la rivière du Lièvre, l'organisme de bassins versants des rivières Rouge, Petite Nation et Saumon, le Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation, le Ministère des Affaires municipales, des Régions et de l'Occupation du territoire, le Conseil régional de l'Environnement et du Développement durable de l'Outaouais et la Conférence régionale des élus de l'Outaouais.

Merci aussi aux professeurs Bernard Giroux et Erwan Gloaguen de l'Institut national de la recherche scientifique, centre Eau Terre Environnement (INRS-ÉTÉ), qui m'ont aidé par le biais de leur cours et de multiples discussions. Sans le soutien logiciel offert par Bernard Giroux, ce projet n'aurait pas été possible.

Merci aux évaluateurs de ce mémoire, Bernard Giroux, Christian Dupuis et Richard Fortier. Leurs commentaires et corrections ont permis d'améliorer substantiellement la qualité de ce manuscrit. En somme, j'ai beaucoup appris de leurs commentaires et de mon effort de rédaction de mon mémoire de maîtrise.

J'aimerais remercier tous ceux qui m'ont aidé lors de mes mesures sur le terrain: Simon Bérubé, Majid ElBaroudi, Yan Vincent, Alexandra Roberge, Alain Marcoux et Hubert Michaud. Merci d'avoir tenu le coup sous des conditions climatiques parfois extrêmes.

Je tiens finalement à remercier le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) et le Fonds québécois de la recherche sur la nature et les technologies (FQRNT) pour les bourses d'études que ces organismes m'ont offertes.

Avant-propos

Ce mémoire regroupe tous les travaux effectués au cours de ma maîtrise en sciences de la Terre. Ma contribution lors de ces travaux regroupe la planification, l'acquisition, le traitement et l'analyse des données géophysiques. J'ai été le seul maître d'œuvre de ces travaux, même si leur déroulement a été un travail d'équipe. Je tiens à remercier encore une fois tous ceux qui m'ont appuyé au cours de ces démarches.

Les résultats qui découlent de ces travaux sont présentés sous la forme d'un article publié et d'un autre sous presse:

1. Fabien-Ouellet, G., Fortier, R., & Giroux, B., 2014. Joint Acquisition and Processing of Seismic Reflections and Surface Waves in a Sensitive Clay Deposit in the Outaouais Region (Québec), Canada. Dans *Landslides in Sensitive Clays* (pp. 241-252). Springer Netherlands.
http://dx.doi.org/10.1007/978-94-007-7079-9_19
2. Fabien-Ouellet, G., Fortier, R., 2014 (sous presse). Using all seismic arrivals in shallow seismic investigations, *Journal of Applied Geophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.12.009>

J'ai rédigé ces deux documents. Mon directeur de recherche, Richard Fortier, a révisé leur anglais et leur contenu scientifique. De plus, il a écrit le résumé du premier article. Il a aussi supervisé et participé activement à l'essai de pénétration au piézocône sismique dont les résultats sont présentés dans le premier article. Bernard Giroux a apporté un support logiciel pour le traitement des données sismiques et il a révisé le premier article.

Ces deux articles sont présentés respectivement aux chapitres 3 et 4 du présent mémoire. Quelques modifications ont été apportées à la notation afin d'uniformiser le texte sous la forme d'un mémoire de maîtrise.

Introduction

Dans le cadre d'un programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines en Outaouais financé en partie par le Ministère du développement durable, de l'environnement, de la faune et des parcs du Québec (MDDEFP), le département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval a obtenu le mandat de dresser un portrait régional de la ressource hydrique souterraine de cette région. Comme bien d'autres projets en hydrogéologie, en environnement, en géotechnique ou en risques naturels, ce projet a eu recours à la géophysique afin de caractériser les dépôts meubles ainsi que les premiers mètres du socle rocheux. La problématique générale abordée dans ce mémoire de maîtrise porte ainsi sur le manque d'informations sur les dépôts quaternaires et les eaux souterraines en Outaouais ainsi que sur leur variabilité spatiale. Plusieurs méthodes géophysiques permettent de combler ce manque d'information à plus ou moins haute résolution. Un des objectifs du projet en Outaouais était de faire une caractérisation hydrogéophysique à l'aide du radar géologique, de la tomographie de polarisation provoquée et de résistivité électrique et de la sismique réfraction. Cette caractérisation visait à évaluer la variabilité spatiale des dépôts meubles de la région afin d'améliorer la compréhension de l'écoulement régionale des eaux souterraines.

La problématique spécifique du présent travail de maîtrise porte sur le traitement des mesures sismiques pour les cibles de faible profondeur. Dans ce mémoire, une méthode d'analyse conjointe des modes de propagation sismique telles que les ondes directes, les ondes réfractées, les ondes réfléchies et les ondes de surface est proposée. Afin d'évaluer la pertinence et de l'efficacité des mesures sismiques dans les projets régionaux en hydrogéologie, et plus particulièrement la méthodologie développée dans le cadre de ce projet de recherche, la méthodologie est appliquée à plusieurs études de cas du PACES en Outaouais.

La séquence de traitement proposée des données sismiques consiste à utiliser les ondes de surface à l'aide de l'analyse multicanaux des ondes de surface (Multi-channel Analysis of Surface Waves - MASW) afin de construire un modèle de vitesse des ondes de cisaillement (S) et de filtrer ces ondes qui interfèrent avec les autres modes de propagation pour leurs traitements subséquents. Les réflexions des ondes de cisaillement polarisées verticalement (SV) sont ensuite traitées en incluant les résultats du MASW pour obtenir un modèle de vitesse des ondes S combiné ainsi qu'un profil sismique sommé des ondes S où apparaissent les réflecteurs. Les premières arrivées des ondes de compression (P) sont finalement traitées en tomographie de sismique réfraction et le résultat est incorporé au traitement des réflexions des ondes P. Cette dernière étape de traitement des données sismiques produit un modèle de vitesse des ondes P combiné et un profil sismique sommé des ondes P. Une coupe hydrogéologique interprétative est finalement construite à partir des modèles de vitesse et des profils sismiques des ondes P et S. En bref, cette méthode permet de caractériser non seulement la nature du sous-sol à partir de plusieurs paramètres physiques indépendants, mais aussi la

structure interne du sous-sol en identifiant des réflecteurs et des contrastes d'impédance acoustique sur les profils sismiques.

Le présent mémoire de maîtrise est organisé autour d'un article publié dans *Landslides in sensitive clays – From geosciences to risk management* et d'un manuscrit soumis au *Journal of Applied Geophysics* qui sont présentés aux chapitres 3 et 4 respectivement. Le premier, intitulé *Joint acquisition and processing of seismic reflections and surface waves in a sensitive clay deposit in the Outaouais region (Québec), Canada*, porte sur l'utilisation conjointe du MASW et de la sismique réflexion des ondes SV afin de caractériser les argiles sensibles. Le second, intitulé *Using all Propagation Modes with Vertical Geophones in Engineering Seismics: Combined Processing of Surface Wave, First Arrivals, P-Wave and SV-Wave Reflections*, illustre l'approche intégrée de l'analyse conjointe de tous les modes de propagation sismique sous la forme de quatre études de cas en Outaouais. Les résultats supplémentaires qui n'ont pas pu être inclus dans cet article et ce manuscrit apparaissent en annexe des chapitres 3 et 4. Ce mémoire comprend aussi deux autres chapitres qui précèdent l'article et le manuscrit. Le chapitre 1 est une mise en contexte du projet de recherche qui aborde la problématique générale du PACES alors que le chapitre 2 présente succinctement les méthodes sismiques à faible profondeur. Une conclusion complète ce mémoire selon les normes usuelles.

Chapitre 1: Mise en contexte

1.1 Hydrogéophysique

Les mesures géophysiques servent à mesurer la distribution spatiale de certaines propriétés physiques du sous-sol dans le but d'obtenir des informations géologiques. Leurs champs d'application traditionnels sont l'exploration minérale et pétrolière qui nécessitent des informations du sous-sol jusqu'à plusieurs kilomètres de profondeur. La géophysique de faible profondeur, dite de surface proche en traduction libre (near-surface geophysics), vise plutôt à caractériser les dépôts meubles ainsi que les premiers mètres du socle rocheux jusqu'à quelques dizaines de mètres de profondeur tout au plus. Son champ d'application est multiple dans les domaines de la géotechnique, de l'archéologie et de l'environnement. L'hydrogéophysique est un autre champ d'application de la géophysique à faible profondeur qui s'intéresse aux eaux souterraines. L'application de la géophysique à l'hydrogéologie provient d'un besoin d'outils pour caractériser dans le temps et l'espace les paramètres hydrogéologiques du sous-sol ainsi que les processus d'écoulement de l'eau souterraine. Cette application remonte déjà à plusieurs décennies (Shields and Sopper, 1969; Yamamoto, 1974), mais les récentes avancées technologiques ont permis l'essor de l'hydrogéophysique notamment en réduisant les coûts d'investigation et en augmentant le taux de production des levés géophysiques. En général, l'hydrogéophysique vise à identifier et localiser les différentes unités hydrostratigraphiques, à caractériser leurs propriétés hydrogéologiques par des relations pétrophysiques entre les propriétés physiques (porosité, saturation, conductivité hydrologique, ...) et géophysiques (résistivité électrique, vitesses de propagation des ondes sismiques, ...), à suivre l'écoulement de l'eau dans le temps et à localiser des contaminants dans le sol.

L'échelle spatiale est un concept primordial en hydrogéologie. Une caractérisation d'un bassin versant n'aura pas besoin d'une même résolution spatiale que la caractérisation du transport de contaminants sur un site industriel. Ce concept de résolution spatiale dépend aussi de l'hétérogénéité du sol: plus son hétérogénéité est forte, plus la résolution spatiale devra être élevée pour le caractériser convenablement. Certaines mesures seront ainsi plus appropriées que d'autres selon la résolution nécessaire. Par exemple, le forage est un des outils les plus utilisés en hydrogéologie. Il possède une résolution verticale de l'ordre du centimètre, sa résolution horizontale est cependant pratiquement nulle. Il est parfois impossible de caractériser un site d'études uniquement par des forages lorsque ce site est trop hétérogène. L'utilisation de la géophysique dans de tels cas peut s'avérer une solution à ce problème de résolution latérale.

L'extension spatiale d'un levé correspond au volume de sol pouvant être investigué par une méthode particulière. Ainsi, en raison du temps d'acquisition des mesures, des dimensions des appareils, du temps de mobilisation et démobilité et des contraintes imposées par les propriétés physiques des sols, les méthodes géophysiques n'ont pas les mêmes couvertures spatiales. Par exemple, les mesures aéroportées sont très efficaces et permettent d'acquérir des centaines de kilomètres de lignes par jour, tandis que la polarisation provoquée au sol ne permet d'acquérir qu'au plus 1 ou 2 kilomètres par jour.

Il existe plusieurs méthodes géophysiques qui peuvent être appliquées en hydrogéologie et leur résolution et extension spatiales couvrent à peu près tous les ordres de grandeur. Robinson *et al.* (2008) ont fait une excellente revue de littérature sur l'hydrogéophysique. La capacité de différentes méthodes à couvrir différents sites selon leur échelle de grandeur apparaissent au tableau 1.1. Il est à noter que la résolution spatiale et l'extension spatiale réalisables pour un levé dépendent grandement des paramètres d'acquisition en plus des propriétés physiques des sols. Le choix de la méthode géophysique ainsi que de ses paramètres d'acquisition sont des aspects hautement importants qui ont un impact direct sur le succès ou l'échec des mesures. Pour plus d'informations sur l'hydrogéophysique, les ouvrages de Rubin et Hubbard (2005) et de Kirsch (2011) sont de bonnes références à consulter.

1.2 PACES – Projet en Outaouais

Le gouvernement du Québec a adopté la Politique nationale de l'eau en 2002 afin d'assurer la protection de la ressource hydrique sur tout le territoire du Québec dans une perspective de développement durable. Afin de respecter l'engagement de faire l'inventaire des grands aquifères du Québec, le (MDDEFP) a mis sur pied le Programme d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines (PACES). Dans le cadre de ce programme, l'Université Laval a obtenu un contrat pour un projet en Outaouais dans le cadre du PACES. Ce projet a comme objectif global de dresser le portrait des eaux souterraines sur le territoire municipalisé de cette région et comporte quatre objectifs plus spécifiques (Comeau *et al.*, 2011):

- Développer des partenariats entre les acteurs de l'eau et les gestionnaires du territoire dans l'acquisition des connaissances sur les ressources en eaux souterraines afin de favoriser une saine gestion du territoire;
- Léguer des infrastructures de surveillance dans la région pour suivre l'évolution de la qualité et de la quantité de ressources en eau souterraine;
- Émettre des recommandations pour la gestion et le suivi à long terme des ressources en eaux souterraines;

- En même temps que de former du personnel hautement qualifié, approfondir la connaissance des systèmes aquifères par des projets de recherche d'étudiants de 2^e et 3^e cycles (maîtrise et doctorat).

Tableau 1.1 Échelles spatiales des différentes méthodes géophysiques (modifié de Robinson *et al.*, 2008).

	Profil	Site isolé	Sous-aquifère	Aquifère	Sous Bassin	Bassin
		(0,1 à 1 km ²)	(1 à 80 km ²)	(80 à 250 km ²)	(250 à 2500 km ²)	(2500 à 25000 km ²)
<i>Mesures aéroportées</i>						
Téléométrie micro-ondes	-	-	-	-	-	-
Électromagnétisme aérien en fréquence	-	-	-	-	-	-
Électromagnétisme aérien en temps	-	-	-	-	-	-
Aéromagnétisme	-	-	-	-	-	-
<i>Mesures terrestres</i>						
Électromagnétisme en temps	-	-	-	-	-	-
Magnétotellurique	-	-	-	-	-	-
Magnétotellurique audio	-	-	-	-	-	-
Induction électromagnétique	-	-	-	-	-	-
Radar géologique	-	-	-	-	-	-
Imagerie de résistivité électrique	-	-	-	-	-	-
Polarisation provoquée	-	-	-	-	-	-
Senseur électromagnétique de contenu en eau	-	-	-	-	-	-
Sismique	-	-	-	-	-	-
Gravité	-	-	-	-	-	-
Microgravité	-	-	-	-	-	-
Magnétisme	-	-	-	-	-	-
Sondage à résonance magnétique	-	-	-	-	-	-

Le projet peut être divisé en trois étapes principales: 1) collecte des informations existantes, 2) travaux de terrain et 3) synthèse et transfert des informations sur les eaux souterraines au MDDEFP et aux partenaires. Le rôle de la géophysique dans ce projet se situe principalement au niveau de la collecte de nouvelles informations par le biais des travaux de terrain. Lors de cette collecte, des essais de pompage, des forages conventionnels, des essais de pénétration au piézocône (CPTu), des analyses géochimiques, la cartographie des dépôts meubles et des levés géophysiques ont été réalisés. La géophysique dans ce contexte venait appuyer le travail des autres volets de terrain en fournissant des informations complémentaires sur les propriétés physiques du sous-sol. Le couplage et la synthèse de toutes les informations obtenues sur le terrain permettent à terme d'obtenir une meilleure compréhension de la géologie.

1.3 Région d'études

L'interprétation des mesures géophysiques ne peut se faire sans une bonne compréhension de la géologie du site d'études. Un portrait général succinct de la géologie des dépôts meubles qui ont été la principale cible des levés géophysiques pour le projet PACES en Outaouais est présenté dans cette section. Ces informations proviennent du rapport d'étape 1 du projet PACES en Outaouais (Comeau *et al.*, 2011).

La géologie des dépôts meubles dans la région de l'Outaouais est façonnée par la glaciation du Wisconsinien inférieur. En effet, entre la fin de l'Ordovicien et du Quaternaire, les roches précambriennes et ordoviciennes ont été érodées jusqu'à plus de 1000 m d'épaisseur par la formation et le retrait répété des calottes glaciaires. Dans ce contexte, seuls les dépôts meubles mis en place lors de la dernière glaciation subsistent. Ainsi, lors du Wisconsinien, une nappe glaciaire continentale dénommée Inlandsis Laurentien a recouvert la région de l'Outaouais. Lors du recul des glaciers, les hautes terres ont été dégagées et l'eau de fonte glaciaire a formé de nombreux lacs proglaciaires. Comme le poids de l'inlandsis a abaissé la croûte terrestre sous le niveau de la mer, ces lacs ont ensuite été envahis progressivement par les eaux marines de la mer de Champlain. Le rebond isostatique a lentement causé le retrait de la mer de Champlain vers 11,2 ka, ce qui a érodé et remanié la surface des sédiments marins et glaciaires. Lors de ce retrait, le front glaciaire s'est stabilisé à 30 km au nord d'Ottawa et les glaces se sont retirées de la partie en amont de la vallée de l'Outaouais. Ceci a créé un écoulement provenant des Grands Lacs supérieurs et des vastes lacs glaciaires du nord de l'Ontario et des prairies canadiennes. Il en a résulté des débits élevés dans le Proto-Outaouais qui a entaillé les sédiments glaciaires et marins jusqu'à 5,5 ka. Le soulèvement isostatique a réorienté progressivement l'écoulement des eaux et le bassin de la rivière Outaouais est devenu à peu près semblable à aujourd'hui vers 4,7 ka.

La séquence stratigraphique qui résulte de la dynamique glaciaire est somme toute assez simple et peut être divisée en sept unités qui sont, en partant de la surface: 1) les alluvions de terrasse anciens et récents, 2) les

sédiments littoraux et pré-littoraux de la mer de Champlain, 3) les sédiments deltaïques de la mer de Champlain, 4) les sédiments d'eau profonde de la mer de Champlain, 5) les sédiments fluvioglaciaux, 6) le till et 7) le socle rocheux. Cette séquence est illustrée sous la forme d'une coupe stratigraphique conceptuelle à la figure 1.1. À remarquer que la séquence entière se retrouve au creux de la vallée tandis que les sommets rocheux sont recouverts uniquement par un till discontinu. Pour plus de détails sur la géologie de l'Outaouais, le lecteur est référé au rapport d'étape 1 du projet PACES en Outaouais (Comeau *et al.*, 2011).

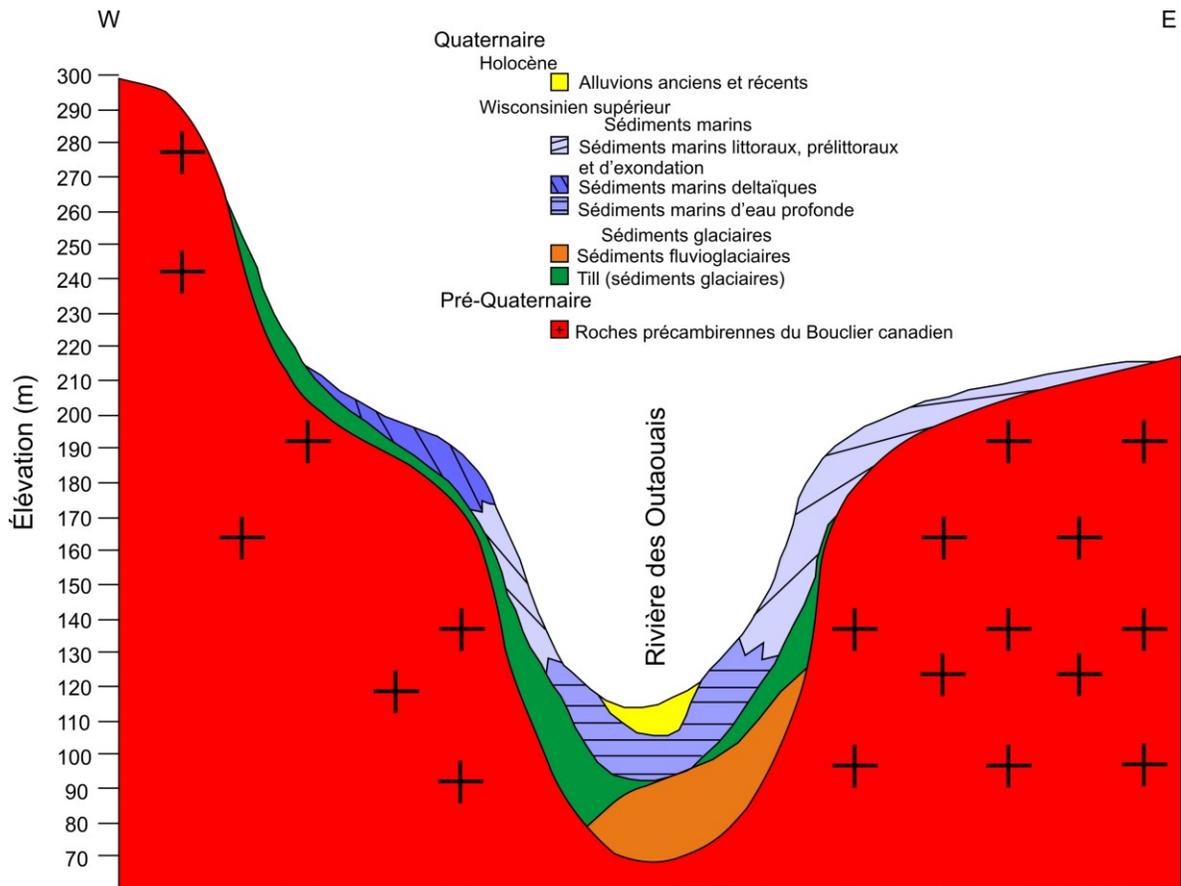


Figure 1.1: Modèle stratigraphique conceptuel de la rivière des Outaouais (tiré de Comeau *et al.*, 2011).

La carte des dépôts du quaternaire pour l'ensemble de la région d'études du PACES en Outaouais est montrée à la figure 1.2. Cette carte indique aussi la localisation des levés géophysiques présentés dans ce mémoire de maîtrise. En tout, neuf lignes sismiques, trois lignes de géoradar et 3 tomographies de polarisation provoquée sont présentées (voir tableau 1.2). La plupart des levés sismiques ont été effectués sur les sédiments glaciomarins qui offrent un excellent couplage du signal sismique et une faible atténuation. Deux des levés de géoradar ont été effectués dans des sédiments glaciolacustres qui offrent une faible atténuation du signal électromagnétique et donnent donc d'excellentes profondeurs de pénétration, contrairement aux sédiments glaciomarins. Plusieurs autres levés géophysiques ont été acquis dans le cadre du PACES en Outaouais, mais ne seront pas présentés dans ce document. Cependant, l'ensemble des levés sismiques sont présentés ici étant donné que le sujet de ce mémoire porte sur les méthodes sismiques.

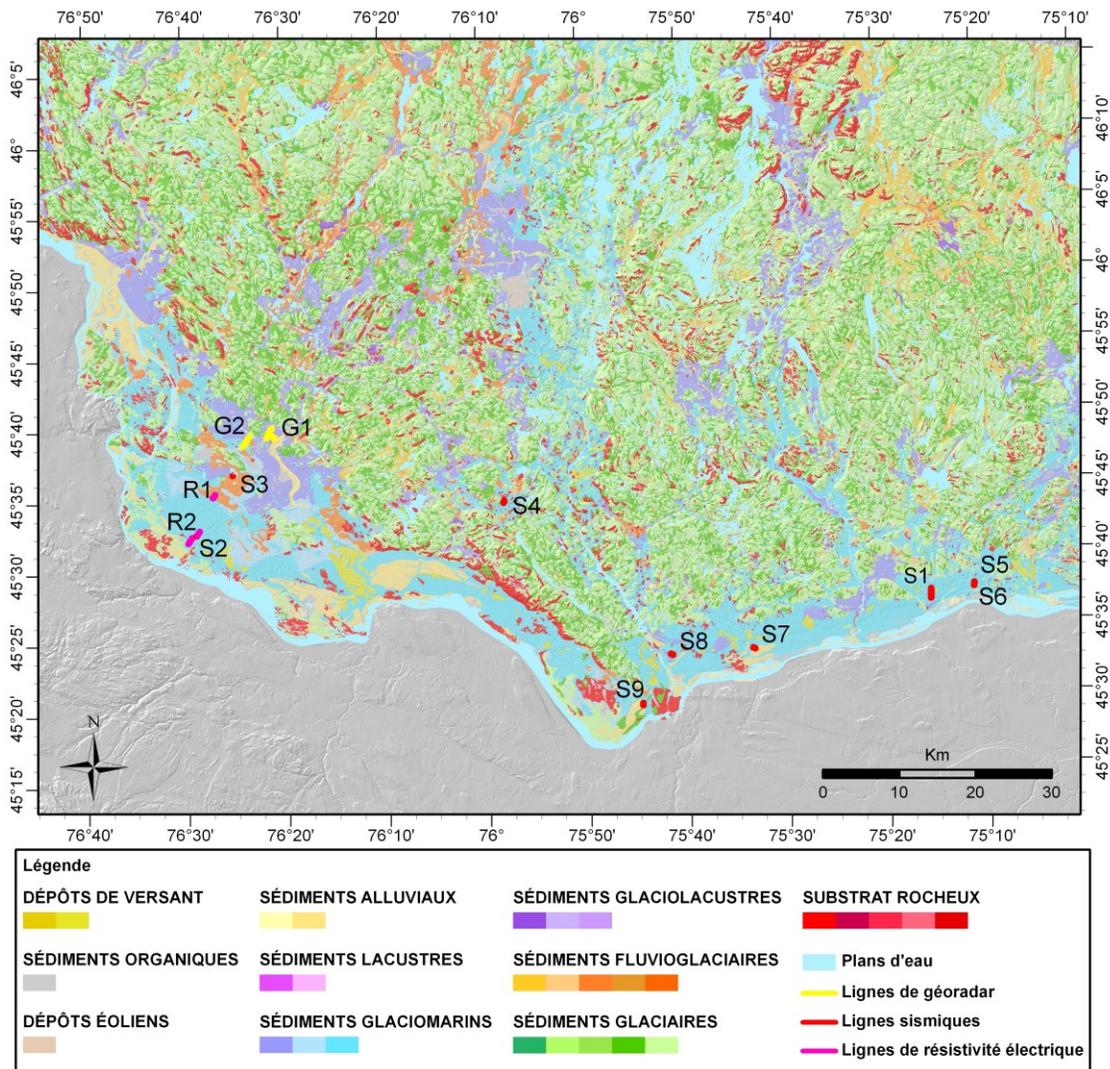


Figure 1.2: Carte des dépôts quaternaires de la région de l'Outaouais avec la localisation des levés géophysiques présentés dans ce mémoire. La numération des levés est détaillée au tableau 1.2.

Tableau 1.2: Levés géophysiques présentés dans ce mémoire.

Numéro	Nom du levé	Figure
G1	Lignes de géoradar dans le sable	Figure 1.6
G2	Ligne de géoradar dans l'argile	Figure 1.6
S1	Ligne sismique: Lochaber	Figure 3.4 et Figure 4.8
S2	Ligne sismique: Shawville	Figure 4.11
S3	Ligne sismique: Lac Green	Figure 4.12
S4	Ligne sismique: Sainte-Cécile-de-Mahsam	Figure 4.14
S5	Ligne sismique: Thurso (Haut)	Figure 4.18
S6	Ligne sismique: Thurso (bas)	Figure 4.19
S7	Ligne sismique: Rue de Sous-bois	Figure 4.20
S8	Ligne sismique: Piste cyclable	Figure 4.21
S9	Ligne sismique: Parc des Trembles	Figure 4.22
R1	Tomographie de polarisation provoquée: Rue Moffat	Figure 1.4
R2	Tomographie de polarisation provoquée: Shawville	Figure 4.15

1.4 Méthodes géophysiques utilisées dans le cadre du projet en Outaouais

En tout, quatre méthodes géophysiques ont été utilisées dans le cadre du projet en Outaouais: 1) la tomographie de polarisation provoquée, 2) la tomographie de sismique réfraction, 3) la sismique réflexion et 4) le radar géologique. En se référant au tableau 1.1, seuls les levés sismiques parmi les méthodes utilisées sont jugés aptes à caractériser les aquifères à l'échelle du bassin versant. Ainsi, même si l'objectif principal du projet en Outaouais était une caractérisation régionale, l'approche adoptée en géophysique était beaucoup plus locale. Ceci est manifeste à la figure 1.2 où la superficie couverte par les levés géophysiques correspond à une très faible fraction du territoire de la région d'études. La principale raison de ce choix est le coût beaucoup plus élevé des levés régionaux qui commandent aussi une logistique imposante.

Cette approche consiste à coupler les levés géophysiques aux forages et aux CPTu. Dans un premier temps, les levés géophysiques sont réalisés sur les sites potentiels de forage afin de déterminer le meilleur emplacement en fonction des objectifs visés (par exemple, atteindre un aquifère particulier). Après la campagne de forage, les informations sur la lithologie et le niveau de la nappe obtenues des forages sont considérées pour compléter l'interprétation des levés géophysiques et ces informations sont étendues spatialement à l'échelle des levés géophysiques en produisant une coupe hydrostratigraphique interprétative.

Pour chaque site où un forage ou un CPTu devait être réalisé, trois méthodes géophysiques ont été utilisées. Le couplage des résultats des différentes méthodes permet d'obtenir une interprétation plus fiable. Ainsi, pour

tous les sites, des tomographies de polarisation provoquée ont été accomplies. En effet, l'imagerie électrique permet de différencier les différentes lithologies ainsi que le niveau de la nappe. Pour les sites de dépôts sableux, les tomographies de polarisation provoquée ont été couplées à des levés de radar géologique dont la profondeur d'investigation est très bonne dans ce type de sol. Dans le cas des sols plutôt argileux caractérisés par une conductivité électrique élevée, le radar géologique est de peu d'utilité étant donné que le signal radar est atténué rapidement dans de telles conditions et la profondeur d'investigation est très faible. Cette méthode a donc été remplacée par la tomographie de sismique réfraction. Autant le radar géologique que la sismique réfraction permettent d'estimer plus précisément la profondeur des différents contacts entre les unités lithologiques. Ce n'est pas le cas de la tomographie de polarisation provoquée où les forts contrastes de propriétés électriques attendus aux contacts lithologiques apparaissent plutôt comme des variations adoucies de résistivité électrique et de chargeabilité électrique avec les algorithmes d'inversion les plus communs tels Res2Dinv.

Cette méthodologie a été adoptée dans la première phase d'acquisition des données géophysiques qui s'est déroulée à l'été 2011. Cette phase misait plutôt sur la production de données. Les travaux présentés dans le présent mémoire de maîtrise correspondent en grande partie à la deuxième phase d'acquisition géophysique qui s'est déroulée à l'été 2012 et qui était une phase expérimentale. Cette seconde phase découle directement des lacunes observées dans la première phase, soit la faible extension spatiale des levés et leur manque de profondeur d'investigation. Les solutions explorées dans cette deuxième phase expérimentale sont la réalisation plus poussée de mesures sismiques, dont notamment au niveau de la sismique réflexion. Afin de mettre en perspective les méthodes sismiques avec les méthodes utilisées lors de la première phase, la prochaine section présente succinctement les principes de la tomographie de polarisation provoquée et du radar géologique. Les méthodes sismiques utilisées dans la deuxième phase expérimentale seront traitées plus en détail dans les chapitres 2, 3 et 4 du mémoire.

1.4.1 Tomographie de polarisation provoquée

La tomographie de polarisation provoquée a pour objectif de déterminer la distribution spatiale de résistivité et de chargeabilité électrique dans le sous-sol. La résistivité électrique est une mesure de la facilité de déplacement des charges électriques dans le sol alors que la chargeabilité électrique est une mesure de la capacité de rétention des charges électriques du sol. Quoique l'imagerie de résistivité électrique soit une technologie bien établie en environnement, celle de chargeabilité électrique reste au stade expérimental. Une bonne corrélation entre la chargeabilité électrique et la conductivité hydraulique des sols a été établie (Slater, 2007), ce qui rend cette technique prometteuse pour les applications en hydrogéologie. Pour une introduction à la méthode de la polarisation provoquée appliquée à l'environnement, le lecteur est référé à Telford et Sheriff (1990), Ward (1990) et Binley et Kemna (2005).

La distribution spatiale de la résistivité électrique dans le sol permet d'identifier grossièrement les contacts stratigraphiques et il est possible de discriminer les dépôts argileux, les dépôts sableux, la nature du roc et le roc compétent du roc fracturé sur la base des variations de résistivité électrique. De plus, la résistivité électrique d'un milieu géologique est très sensible à la nature du fluide interstitiel et elle permet donc de délimiter le niveau de la nappe phréatique et la présence de contaminants.

La tomographie de polarisation provoquée s'effectue en mesurant la différence de potentiel entre des électrodes enfoncées dans le sol en surface. Cette différence de potentiel est induite par l'injection d'un courant électrique quasi continu entre deux électrodes. Habituellement, le courant électrique injecté dans le sol a la forme d'une onde carrée d'une période de normalement 8 secondes, avec un rapport de cycle de 50 %. La valeur maximale de potentiel électrique mesurée entre les électrodes avant la coupure du courant électrique permet de déterminer la résistivité électrique tandis que la décroissance du potentiel électrique dans le temps en l'absence de courant électrique permet de déterminer la chargeabilité électrique.

Habituellement, les différences de potentiel électrique entre une série d'électrodes sont mesurées pour un même point d'injection de courant. Plusieurs configurations d'électrodes sont utilisées sur le terrain. Les plus communes sont représentées à la figure 1.3. Chaque configuration d'électrode possède un facteur géométrique k différent qui relie la résistivité électrique apparente du sol ρ_a au rapport de la tension V au courant I selon l'équation suivante :

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I}. \quad (1.1)$$

Chacune des configurations a des avantages et inconvénients. Elles ont des profondeurs d'investigation différentes, des sensibilités différentes et des rapports signal sur bruit différents. Dans ce travail, la configuration du dipôle-dipôle a été choisie pour son bon compromis entre profondeur d'investigation et sensibilité et pour son déploiement facile sur le terrain. En première approximation, sa profondeur d'investigation est de 0,2 fois la longueur de la ligne de dipôles.

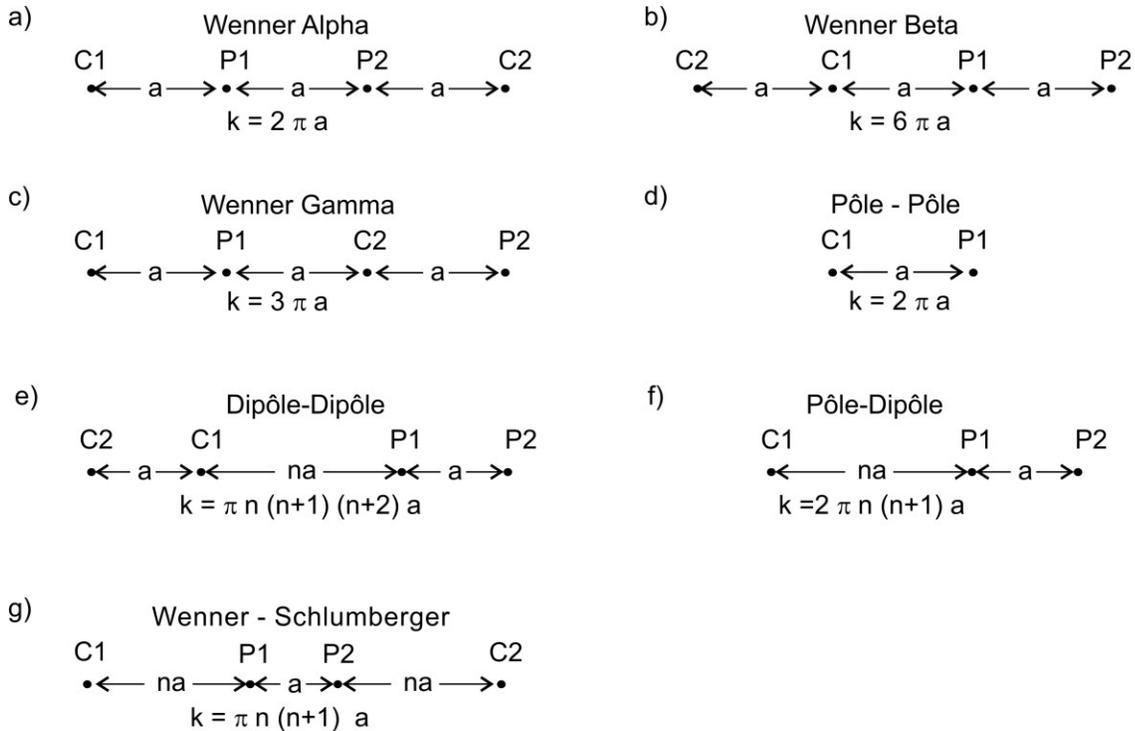


Figure 1.3: Différentes configurations d'électrodes utilisées dans les tomographies de polarisation provoquée et de résistivité électrique. Les points d'injection de courant sont notés par C1 et C2 tandis que les points de mesure de potentiel sont notés par P1 et P2. Figure modifiée de Loke (2000).

La résistivité apparente est la résistivité mesurée pour un milieu homogène. Afin d'obtenir des modèles de résistivité et de chargeabilité électrique vraie du sous-sol à partir des mesures sur le terrain, il est nécessaire de passer par le processus d'inversion des données de résistivité et de chargeabilité électrique apparente. Cette inversion est non-unique; c'est-à-dire que plusieurs modèles conformes aux mesures de potentiel existent. Pour obtenir une solution unique, des contraintes doivent être imposées, telle que la contrainte de lissage. Ces contraintes affectent l'aspect final des modèles et une attention particulière doit leur être apportée. Malgré la complexité mathématique de l'inversion des mesures électriques, des logiciels commerciaux bien établis tel que Res2dinv rendent l'utilisation de la tomographie de polarisation provoquée assez accessible.

Comme plusieurs centaines d'électrodes doivent être plantées et déplacées lors d'un levé, les tomographies électriques sont longues à réaliser. Ceci rend leur utilisation à une échelle régionale improbable, tel que dénoté au tableau 1.1. Un ouvrage complet et pratique sur la tomographie de résistivité électrique a été rédigé par Loke (2000).

Un exemple de résultat d'un levé de polarisation provoquée effectué selon la configuration du dipôle-dipôle avec un espacement des électrodes de 10 m est présenté à la figure 1.4. L'acquisition de ce levé d'une

longueur de 450 m a été effectuée à l'intérieur d'une journée de travail. Des levés à l'échelle kilométrique sont donc possibles, mais ils sont coûteux et longs à réaliser. L'interprétation des modèles de résistivité et de chargeabilité électrique obtenus de ce levé se base sur la stratigraphie connue d'un forage à proximité. Une couche superficielle de résistivité électrique moyenne de l'ordre de 1000 ohm-m (valeur de 3 sur l'échelle logarithmique utilisée à la figure 1.4) est présente jusqu'à environ 4 m de profondeur. Entre 4 et 16 m de profondeur, la résistivité électrique augmente sensiblement à environ 10000 ohm-m (valeur de 4 sur l'échelle logarithmique). La résistivité électrique diminue ensuite jusqu'à une valeur de l'ordre de 200 ohm-m (valeur de 2,3 sur l'échelle logarithmique) à plus de 24 m de profondeur. Selon le forage à proximité de ce site, une couche superficielle de sable de 9 m d'épaisseur recouvre une couche d'argile de 15 m d'épaisseur. Sous cette couche d'argile, une couche de sable a été échantillonnée jusqu'au roc à une profondeur de 42 m. La première couche identifiée sur le modèle de résistivité électrique correspond vraisemblablement à un sable humide. Plus en profondeur, l'augmentation de la résistivité électrique est associée à une diminution du contenu en eau dans le sable. Cependant, sur ce modèle de résistivité électrique, il est impossible de distinguer le contact lithologique entre la couche de sable et la couche d'argile à 9 m de profondeur. Par contre, la diminution marquée de résistivité à plus de 24 m de profondeur est probablement associée au niveau de la nappe phréatique dans la couche profonde de sable. La présence de la couche d'argile est appuyée par des valeurs élevées de chargeabilité électrique entre 8 et 16 m de profondeur. La profondeur d'investigation de cette tomographie de polarisation provoquée est insuffisante pour observer le contact lithologique avec le roc.

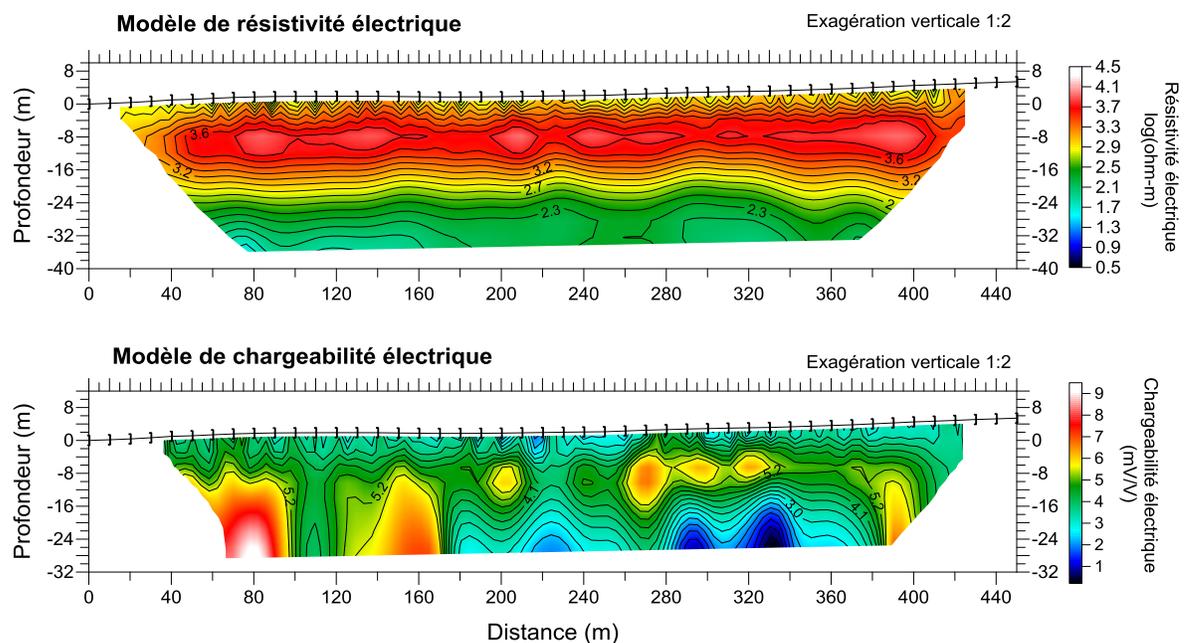


Figure 1.4: Exemple de résultats de tomographie de polarisation provoquée: a) modèle de résistivité électrique et b) modèle de chargeabilité électrique.

Les résultats du levé géophysique présentés à la figure 1.4 montrent à la fois les forces et les faiblesses de la tomographie de polarisation provoquée. Premièrement, les contacts entre les différentes unités stratigraphiques sont parfois difficiles à localiser en raison de l'aspect adouci des contrastes de résistivité et de chargeabilité électrique sur les modèles. De plus, en l'absence d'un contraste marqué de résistivité entre deux unités lithologiques, il est impossible de les distinguer. Un avantage de cette méthode est sa grande sensibilité à la présence de fluide, comme le montre le grand écart entre le sable sec en surface et le sable saturé en profondeur. Cependant, il peut être difficile de séparer les effets du fluide de ceux de la matrice afin d'obtenir une interprétation stratigraphique. Pour ces raisons, les mesures électriques doivent être obligatoirement couplées à d'autres méthodes géophysiques ou à des forages.

1.4.2 Radar géologique

Le radar géologique ou le géoradar est une technologie mature dont la première utilisation est reportée par Stern (1930). Il a cependant fallu attendre l'avènement de la technologie numérique pour l'arrivée du premier géoradar commercial vers 1980 fabriqué par *Sensors and Software*. Les principes fondamentaux du fonctionnement du radar géologique sont décrits par Daniels *et al.* (1988) et Davis et Annan (1989). De nombreux livres existent aussi dans la littérature scientifique sur le fonctionnement des appareils, leur utilisation, ainsi que l'interprétation des levés de géoradar. Daniels (2004) est un bon exemple de référence à consulter. Les applications du géoradar sont variées, de l'hydrogéologie à l'archéologie en passant par la détection des obus non explosés, et elles sont trop nombreuses pour les énumérer ici. Jol (2009) fait un bon tour d'horizon des champs d'applications et des différentes publications qui se rapportent au radar géologique.

Le principe de base du géoradar repose sur la propagation des ondes électromagnétiques dans un milieu géologique et leur réflexion à l'interface entre deux matériaux de constante diélectrique ou de conductivité électrique différentes. La théorie de propagation des ondes électromagnétiques est très similaire à celle des ondes sismiques en sismique réflexion. Le géoradar permet d'obtenir des profils en réflexion où apparaissent des réflecteurs causés par des contrastes de constante diélectrique. En outre, il est aussi possible d'évaluer la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans le sous-sol.

Trois exemples de profil en réflexion de géoradar sont présentés à la figure 1.6. Les deux premiers profils (figure 1.6a et b) ont été effectués sur un dépôt de sable (voir la figure 1.5 pour la localisation des profils de géoradar sur la carte des dépôts quaternaires). Ces deux profils montrent une profondeur de pénétration et un niveau de détail exceptionnel. La présence de nombreux lits sableux est évidente et une faille de chevauchement apparaît aussi clairement. À l'opposé, la profondeur d'investigation est d'à peine plus d'un mètre sur le profil de la figure 1.6c, qui a été effectué sur un sol argileux (figure 1.5). Très peu d'information

peut être tirée de ce profil. Ce type de résultat décevant est typique des profils réalisés sur des sols argileux où la résistivité électrique est faible et l'atténuation des ondes électromagnétiques est élevée. Il faut mentionner que la résistivité électrique n'est pas le seul facteur limitant la profondeur d'investigation et que les pertes dues au couplage des antennes avec le sol, la divergence sphérique, les pertes dues au à la dispersion du signal et les pertes causées par l'atténuation dans le diélectrique collaborent à l'atténuation du signal radar.

Comme le montrent ces exemples, la qualité des profils du géoradar est très variable. En général, d'excellentes profondeurs de pénétration (30 à 50 m) peuvent être atteintes dans des sols résistifs tels les sables secs et peuvent même atteindre plusieurs centaines de mètres dans la glace. Cependant, en présence d'un sol conducteur, tel que les argiles ou les silts, la profondeur d'investigation est tellement faible qu'il n'est pas pertinent d'utiliser le géoradar dans de telles conditions. Habituellement, la qualité des résultats se situe entre ces deux extrêmes.

De plus, la conversion temps-profondeur est particulièrement problématique. En effet, comme les levés de géoradar n'utilisent habituellement qu'une paire d'antennes émettrice et réceptrice, des profils en point milieu commun (Common Midpoint ou CMP) doivent être effectués séparément. Typiquement, peu de profils CMP sont effectués le long d'une ligne de levé en raison de leur temps d'acquisition trop long. Les variations spatiales des vitesses ne sont donc pas bien représentées. De plus, en raison de la forte atténuation des ondes électromagnétiques dans le sol, la qualité des hyperboles de réflexion obtenues sur les profils CMP est souvent mauvaise et cela rend l'analyse de vitesse difficile, sinon impossible. Une autre méthode possible pour obtenir les vitesses du sol est d'utiliser les hyperboles de diffraction. Cependant, les diffractions ne sont pas toujours présentes sur un profil et ne sont généralement pas distribuées uniformément. On ne peut donc pas se baser uniquement cette méthode. Par conséquent, les profondeurs des profils de géoradar déterminées des temps de propagation sont peu précises. Pour contourner cette difficulté, il est souvent recommandé de corréler les principales réflexions identifiées sur les profils en réflexion de géoradar à des forages. Comme les vitesses de propagation des ondes électromagnétiques ne sont pas mesurées lors des profils de géoradar en réflexion, leur interprétation se fait habituellement à l'aide d'identification de faciès lithologiques (Beres et Haeni, 1991). Ceci peut devenir problématique pour une analyse fine et cela cause des incertitudes d'interprétation.

Tel qu'il sera montré dans les sections suivantes, les levés sismiques n'ont pas ces limitations et leur résolution approche maintenant celle des antennes de basses fréquences du géoradar notamment pour les ondes sismiques de cisaillement (S). Il n'en demeure pas moins qu'une résolution très fine peut être atteinte pour le géoradar avec des antennes de haute fréquence et que la facilité d'acquisition et du traitement des

données font en sorte que les coûts de réalisation d'un profil de géoradar sont beaucoup plus faibles que pour les mesures sismiques.

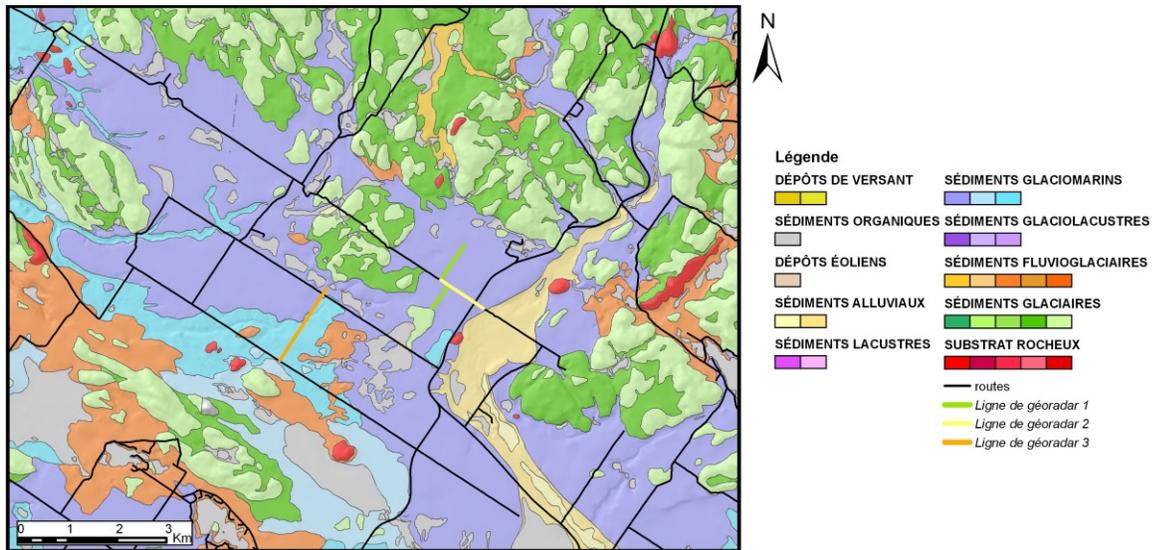


Figure 1.5: Carte des dépôts quaternaires en Outaouais. Localisation des trois profils de géoradar de la figure 1.6: a) en vert, b) en jaune et c) en orange.

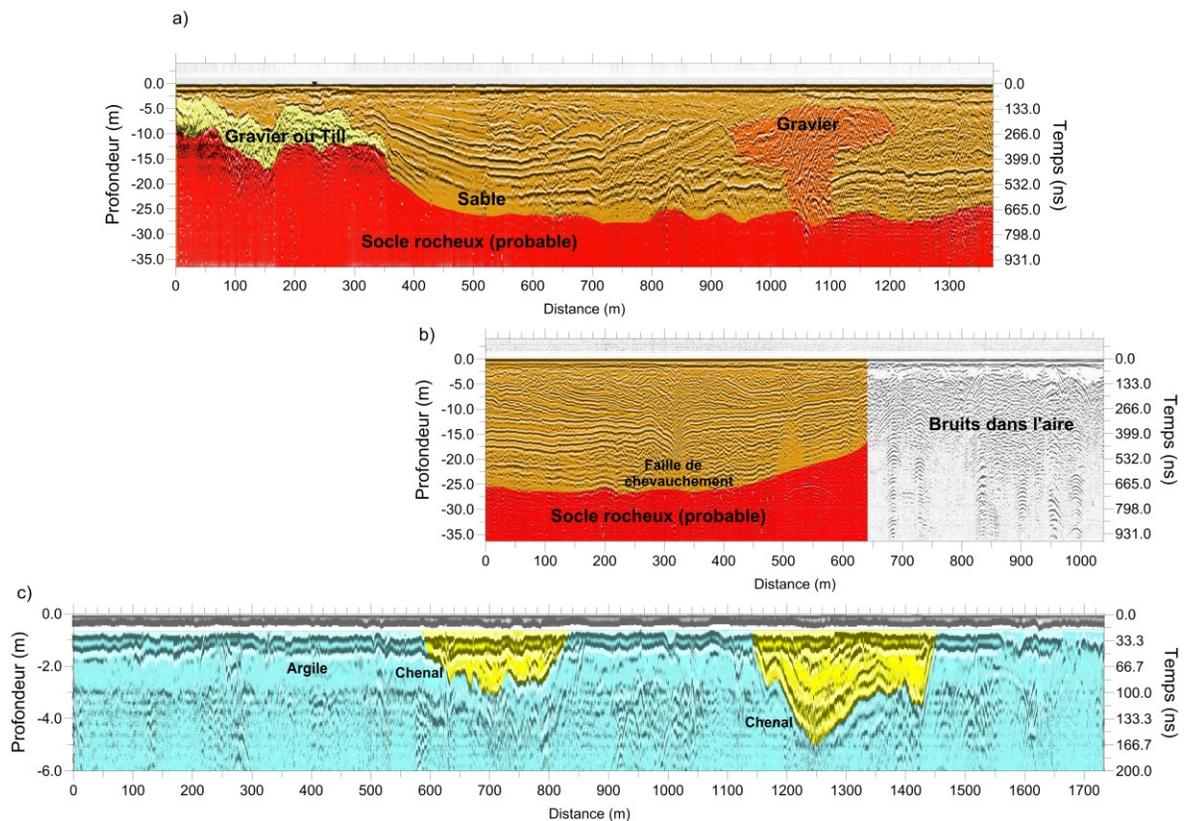


Figure 1.6: Profils en réflexion de géoradar. a) et b) Ces deux profils sont à angle droit l'un par rapport à l'autre. Une excellente profondeur d'investigation est obtenue dans les sables secs. c) La profondeur d'investigation est faible dans les argiles. Voir la Figure 1.5 pour la localisation de ces profils.

Chapitre 2 : Mesures sismiques

La méthode sismique utilisée lors de la première phase d'acquisition de données géophysiques du projet PACES en Outaouais est la sismique réfraction. Cette technique fait partie d'un ensemble plus général de méthodes qui sont regroupées sous l'appellation des mesures sismiques. Toutes ces techniques se basent sur la propagation de fronts de déformation élastique dans le sol, mais utilisent différents types d'arrivées sismiques, différentes configurations d'acquisition et différentes méthodes d'inversion.

Le but de cette section n'est pas de répertorier toutes les méthodes sismiques, car il en existe un trop grand nombre. Cette section est plutôt restreinte aux méthodes directement utilisées au cours de ce projet de maîtrise lors de la deuxième phase de l'acquisition des données géophysiques. Pour chaque méthode, la théorie, l'acquisition des données et les méthodes d'inversion sont abordées. Toutes les notions nécessaires à la compréhension des chapitres 3 et 4 qui illustrent l'utilisation de ces différentes méthodes de façon conjointe sont présentées dans le présent chapitre.

2.1 Propagation des ondes sismiques

Les ondes sismiques sont des perturbations mécaniques dans un matériau. Dans la plupart des cas, ces perturbations ont une amplitude restreinte et ne causent que des déformations élastiques. Dans ce cas, le champ de déformation d'une onde sismique peut être décrit par la loi de Hooke généralisée:

$$\tau_{ij} = C_{ijkl}e_{kl}, \quad (2.1)$$

où τ représente la contrainte, C est le tenseur élastique, e est la déformation et i, j, k correspondent à trois directions spatiales orthogonales. Le tenseur élastique possède quatre-vingt-deux composantes qui, pour des raisons de symétrie, peuvent être réduites à vingt-deux indépendantes. Dans la plupart des cas, les méthodes sismiques supposent un milieu isotrope. Dans ce cas, le nombre de composantes indépendantes tombe à deux. Ce sont les paramètres de Lamé: μ et λ . Le premier paramètre de Lamé, le module de cisaillement μ , est une mesure de la résistance au cisaillement d'un matériau dans lequel se propage une onde sismique. Le

deuxième paramètre de Lamé λ n'a pas de signification physique simple. Il est donc courant de le remplacer par d'autres paramètres élastiques qui sont une combinaison des deux constantes de Lamé:

Le module d'élasticité volumique K est le rapport de la pression hydrostatique (P) au changement de volume d'un solide (\mathcal{V}):

$$K = \frac{P}{\Delta\mathcal{V}/\mathcal{V}} = \lambda + \frac{2}{3}\mu. \quad (2.2)$$

Le module de Young E est le ratio entre la contrainte et la déformation longitudinale d'un solide:

$$E = \frac{\tau_{ii}}{e_{ii}} = \frac{(3\lambda + 2\mu)\mu}{\lambda + \mu}. \quad (2.3)$$

Le coefficient de Poisson σ est le rapport entre la contraction latérale et la contraction longitudinale d'un solide:

$$\sigma = -\frac{de_y}{de_x} = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}. \quad (2.4)$$

La propagation des ondes sismiques est décrite par l'équation d'onde qui, sous sa forme générale, s'exprime en notation tensorielle comme:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \partial_j \tau_{ij} + f_{app}, \quad (2.5)$$

où ρ est la masse volumique, u est le déplacement, f_{app} est la force appliquée et t est la variable temporelle. Cette équation générale s'applique pour un milieu anisotrope forcé. Pour un milieu isotrope et non forcé, l'équation d'onde devient en notation vectorielle:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu)\nabla\nabla \cdot \mathbf{u} - \mu\nabla \times \nabla \times \mathbf{u}. \quad (2.6)$$

Cette dernière équation peut être utilisée pour obtenir l'équation d'onde pour les ondes de compression (P) et les ondes de cisaillement (S) en prenant la divergence et le rotationnel respectivement. Pour les ondes P, l'équation d'onde suivante est obtenue:

$$\nabla^2(\nabla \cdot \mathbf{u}) = \frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2(\nabla \cdot \mathbf{u})}{\partial t^2}, \quad (2.7)$$

où $\nabla \cdot \mathbf{u} = \phi$ est le potentiel scalaire de déplacement des ondes P et V_p est la vitesse de propagation des ondes P. Cette vitesse est donnée par:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}. \quad (2.8)$$

Pour les ondes S, l'équation d'onde est:

$$\nabla^2(\nabla \times \mathbf{u}) = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2(\nabla \times \mathbf{u})}{\partial t^2}, \quad (2.9)$$

où $\nabla \times \mathbf{u} = \boldsymbol{\psi}$ est le potentiel vectoriel des ondes S et V_s est la vitesse de propagation des ondes S. Cette vitesse est donnée par:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (2.10)$$

Il est à noter que la vitesse des ondes de compression V_p est toujours plus grande que la vitesse des ondes de cisaillement V_s et que le rapport de ces deux vitesses est intimement lié au coefficient de Poisson:

$$\frac{V_s}{V_p} = \sqrt{\frac{0.5 - \sigma}{1 - \sigma}}. \quad (2.11)$$

Comme le montre ce développement, les vitesses sismiques dépendent uniquement de deux constantes élastiques et de la masse volumique pour les milieux isotropes. Les vitesses sismiques et la masse volumique de plusieurs matériaux communs sont regroupées au tableau 2.1. Par ailleurs, plusieurs travaux ont montré des anisotropies assez élevées dans les roches et les dépôts meubles (Crampin, 1985; Simmons and Backus, 2001). En particulier, les vitesses des ondes S peuvent avoir des différences de l'ordre de 15% selon qu'elles sont polarisées sur le plan vertical (SV) ou horizontal (SH). Il est donc important de faire la distinction entre ces différentes polarisations.

La présence de l'interface entre le sol et l'air mène aussi à l'apparition d'ondes guidées en surface, communément appelées ondes de surface. Deux types d'onde de surface existent: 1) les ondes de Love qui produisent un déplacement horizontal du sol lors de leur passage et orthogonal à leur trajectoire de propagation, et 2) les ondes de Rayleigh qui génèrent un déplacement elliptique du sol dans un plan vertical qui inclut la trajectoire de propagation. Les ondes de Love sont directement causées par l'interférence des

ondes SH alors que les ondes de Rayleigh sont causées par l'interaction des ondes P et des ondes SV. Puisque l'analyse spectrale des ondes de surface (section 2.5) utilise les ondes de Rayleigh, leur dérivation mathématique est présentée ici.

La solution de l'équation d'onde d'une onde plane qui se propage horizontalement est donnée en coordonnées cartésiennes par:

$$\mathbf{u} = \mathbf{A}e^{i\omega\eta z}e^{-i\omega(t-px)}, \quad (2.12)$$

où p est la lenteur horizontale ou l'inverse de la vitesse horizontale, \mathbf{A} est le vecteur d'amplitude, ω est la fréquence angulaire et $\eta = \sqrt{1/c^2 - p^2}$ est la lenteur verticale pour une vitesse c . Le déplacement du solide lors du passage d'un front de déformations élastiques peut être décrit avec un champ de potentiel scalaire ϕ pour les ondes P et vectoriel $\boldsymbol{\psi}$ pour les ondes S:

$$\mathbf{u} = \nabla\phi + \nabla \times \boldsymbol{\psi}. \quad (2.13)$$

Tableau 2.1: Vitesses de propagation et densité de divers matériaux (modifié de Bourbié *et al.*, 1986).

Matériau	V_p [m/s]	V_s [m/s]	ρ [g/cm ³]
éboulis, terre végétale	300-700	100-300	1.7-2.4
sable sec	400-1200	100-500	1.5-1.7
sable humide	1500-4000	400-1200	1.9-2.1
argiles	1100-2500	200-800	2.0-2.4
marnes	2000-3000	750-1500	2.1-2.6
grès	3000-4500	1200-2800	2.1-2.4
calcaires	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7
craie	2300-2600	1100-1300	1.8-2.3
sel	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3
anhydrite	4000-5500	2200-3100	2.9-3.0
dolomie	3500-6500	1900-3600	2.5-2.9
granite	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7
basalte	5000-6000	2800-3400	2.7-3.1
gneiss	4400-5200	2700-3200	2.5-2.7
charbon	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8
eau	1450-1500	-	1.0
glace	3400-3800	1700-1900	0.9
huile	1200-1250	-	0.6-0.9

Pour une onde plane qui se propage dans le plan xz , seule la composante ψ_y est requise et les relations suivantes sont obtenues:

$$\phi = Ae^{i\omega\eta_P z} e^{-i\omega(t-px)}, \quad (2.14)$$

$$\psi_y = Be^{i\omega\eta_{SV} z} e^{-i\omega(t-px)}, \quad (2.15)$$

avec η_P et η_{SV} , les lenteurs verticales des ondes P et SV respectivement (l'inverse des vitesses V_P et V_{SV}), A et B étant leur amplitude. Les déplacements en x et z sont ainsi:

$$u_x = iAp\omega e^{i\omega\eta_P z} e^{-i\omega(t-px)} - iB\eta_{SV}\omega e^{i\omega\eta_{SV} z} e^{-i\omega(t-px)}, \quad (2.16)$$

$$u_z = iBp\omega e^{i\omega\eta_{SV} z} e^{-i\omega(t-px)} - iA\eta_P\omega e^{i\omega\eta_P z} e^{-i\omega(t-px)}. \quad (2.17)$$

En utilisant les conditions limites à la surface libre ($\tau_{xz} = \tau_{zz} = 0$) et la loi de Hooke pour un milieu isotrope, un ensemble de deux équations couplées est obtenu:

$$2Ap\eta_P + B(p^2 - \eta_{SV}^2) = 0, \quad (2.18)$$

$$A(V_P^2(\eta_P^2 + p^2) - 2V_{SV}^2 p^2) + 2BV_{SV}^2 \eta_{SV} p = 0. \quad (2.19)$$

Lorsque $p > 1/V_{SV} > 1/V_P$, la dépendance en z de u_x et u_z devient une exponentielle réelle et l'onde devient évanescence. Dans ce cas, une solution existe pour A et B uniquement si:

$$\left(2p^2 - \frac{1}{V_{SV}^2}\right)^2 - 4p^2 \left(p^2 - \frac{1}{V_P^2}\right)^{\frac{1}{2}} \left(p^2 - \frac{1}{V_{SV}^2}\right)^{\frac{1}{2}} = 0. \quad (2.20)$$

Ceci est la fonction de Rayleigh qui décrit la vitesse des ondes de Rayleigh $c = 1/p$ en fonction de la vitesse des ondes P et des ondes SV pour un milieu semi-infini. Cette vitesse est toujours inférieure à la vitesse des ondes SV et vaut $0,92 V_{SV}$ pour un solide dit de Poisson. Enfin, en substituant la solution de l'équation précédente dans les équations du déplacement en x et z (Équations 2.16 et 2.17), il en ressort que le déplacement du sol au passage des ondes de Rayleigh est elliptique.

Les différents modes de propagation sismique sont présentés à la figure 2.1 pour les ondes dites de volume; c'est-à-dire les ondes de compression P et les ondes de cisaillement S qui peuvent être polarisées horizontalement (SH) ou verticalement (SV), ainsi que les ondes de surface (les ondes de Love et les ondes de Rayleigh). La propagation de chacun de ces modes peut être traitée selon différentes méthodes sismiques

utilisant différentes configurations de mesure sur le terrain afin d'obtenir de l'information sur la géologie d'un site donné. Ces méthodes sont décrites plus en détail aux sections 2.4 à 2.7.

Les équations précédentes et leur développements se retrouvent tous dans Shearer (1999), Dahlen et Tromp (1998) et Aki et Richards (2002) et les lecteurs y sont référés pour plus de détails sur la théorie de base en sismologie.

2.2 Approximation du rai sismique

L'équation d'onde décrite à la section précédente est utile pour calculer les champs de déplacement du sol dans le temps lors du passage d'une onde sismique. Cette approche est utilisée dans les simulations numériques. Cependant, il est difficile d'obtenir une compréhension intuitive de la propagation de l'énergie sismique dans le sol avec cette approche. Le rai sismique est une approximation qui permet de facilement se représenter la trajectoire de propagation des ondes sismiques et cette approximation est utilisée dans plusieurs méthodes de traitement sismique. Un rai sismique est une ligne qui recoupe perpendiculairement tous les fronts d'onde d'une d'onde. Le front d'onde est la surface qui relie tous les points ayant la même phase.

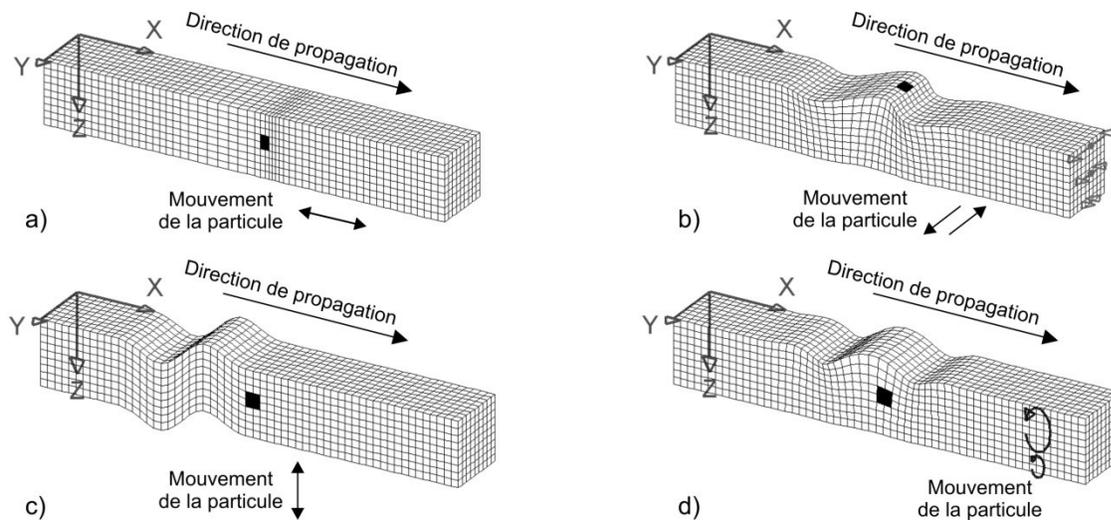


Figure 2.1: Modes de propagation sismique: a) des ondes de compression P, b) des ondes de Love, c) des ondes de cisaillement S et d) des ondes de Rayleigh. Illustrations modifiées de Braile (2010).

L'approximation du rai sismique n'est valide que pour une onde plane qui voyage dans un milieu dont les variations sont lentes par rapport à la longueur d'onde. Ainsi, l'approche par le rai sismique ne peut pas représenter convenablement les phénomènes de diffraction et de dispersion. De plus, la sphéricité des ondes sismiques ne peut pas toujours être ignorée et cette approche peut introduire des erreurs d'interprétation.

Néanmoins, l'approximation du rai sismique permet d'appliquer les équations de l'optique géométrique, dont notamment la loi de la réfraction de Snell-Descartes:

$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_r} = \frac{V_1}{V_2}, \quad (2.21)$$

où V_1 et V_2 sont les vitesses de propagation de la lumière dans deux milieux 1 et 2, et θ_i et θ_r sont les angles d'incidence et de réfraction respectivement du rayon de lumière à l'interface entre les milieux 1 et 2. Ces angles sont mesurés orthogonalement par rapport à l'interface entre les milieux 1 et 2.

Le cas d'une onde P incidente à une interface entre deux milieux est présenté à la figure 2.2 pour illustrer la loi de Snell-Descartes de réfraction. Contrairement à la lumière, les ondes sismiques de volume peuvent être converties d'un mode de propagation à l'autre, d'une onde P à une onde S et vice versa, à l'interface entre les deux milieux. Dans le cas de la figure 2.2, en plus des ondes P réfléchie et réfractée (P'), des ondes SV réfléchie et réfractée (SV') sont aussi créées. La même situation se produit pour une onde SV incidente. La conversion de mode est causée par la condition de continuité des contraintes à l'interface entre les deux milieux de vitesses différentes. Pour des ondes SH incidentes sur une interface parallèle à sa polarisation, aucune conversion de mode ne se produit. Pour prendre en compte la conversion de mode, l'équation précédente doit être modifiée et elle devient:

$$\frac{\sin \theta_i}{V_{P_1}} = \frac{\sin \gamma}{V_{S_1}} = \frac{\sin \theta_r}{V_{P_2}} = \frac{\sin \gamma_r}{V_{S_2}} \equiv p, \quad (2.22)$$

où p est le paramètre de rai ou la lenteur horizontale qui reste constant le long du parcours du rayon, θ_i est l'angle d'incidence, θ_r est l'angle de réfraction de l'onde P, γ est l'angle de réflexion de l'onde convertie SV et γ_r est l'angle de réfraction de l'onde convertie SV.

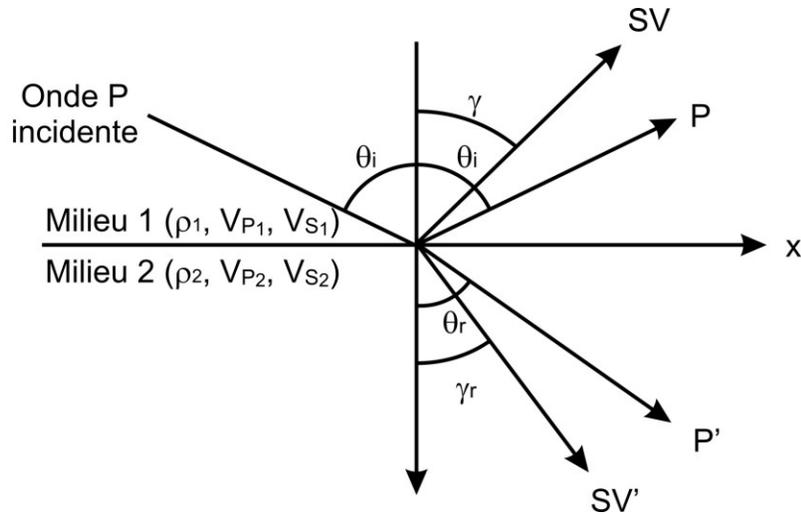


Figure 2.2: Cas d'une onde plane P incidente à une interface entre deux milieux.

En plus de la trajectoire des rais, il est aussi possible d'obtenir leur amplitude à l'aide des coefficients de réflexion \mathcal{R} et de transmission \mathcal{T} à incidence normale:

$$\mathcal{R} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}, \quad (2.23)$$

$$\mathcal{T} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1}, \quad (2.24)$$

où Z est l'impédance acoustique des milieux 1 et 2. Elle est donnée par:

$$Z = \rho V, \quad (2.25)$$

où V est la vitesse des ondes P ou des ondes S. Aucune conversion entre les modes n'est possible pour une incidence normale ($\theta_i = 0^\circ$). Pour un angle d'incidence quelconque, les coefficients de transmission et de réflexion des ondes P, des ondes SV et des ondes converties de P à SV (PS) et de SV à P (SP) sont donnés par les équations de Zoepritz (Shuey, 1985). Comme ces équations sont lourdes et ne contribuent pas vraiment au sujet de ce mémoire, elles ne sont pas incluses ici. Le lecteur est référé à Cerveny (2005) et Chapman (2004) pour plus de détails sur l'approximation du rai sismique.

2.3 Acquisition des données sismiques

Toutes les méthodes qui sont présentées aux sections suivantes utilisent le même matériel d'acquisition. Pour acquérir des données sismiques, une source sismique, un sismographe et des géophones sont nécessaires. La synchronisation entre ces trois composantes est habituellement assurée par un déclencheur à impact. Les

équipements utilisés lors des travaux de terrain pour les levés présentés aux chapitres 3 et 4 sont présentés à la figure 2.3.

Diverses sources sismiques existent qui varient en puissance et en contenu en fréquence. La puissance de la source permet de contrôler la profondeur d'investigation d'un levé sismique; plus la source est puissante, plus les signaux qui ont parcouru de longues distances dans le sol pourront être captés. La puissance de la source affecte aussi habituellement le contenu en fréquence des ondes générées: plus une source est puissante, plus le contenu en fréquence contiendra de basses fréquences. Le contenu en fréquence contrôle la résolution d'un levé sismique. Comme la longueur d'onde diminue lorsque la fréquence d'une onde augmente, des fréquences élevées permettent de détecter des structures dans le milieu plus fines que les basses fréquences. La résolution d'un levé sismique augmente avec la largeur du spectre d'une onde: plus le spectre est large, plus une ondelette devient étroite ce qui permet de distinguer des structures rapprochées. La source idéale est donc une source de grande puissance avec un contenu en fréquence à large spectre et riche en hautes fréquences.

Dans les projets terrestres de sismique à faible profondeur, de nombreuses sources peuvent être utilisées. Celles-ci sont regroupées en trois catégories: 1) les sources à impact, 2) les sources explosives et 3) les sources vibrantes. Les sources à impact regroupent les différentes tailles de masse, les sources à masse accélérée et les sources à impacts balayés. Les sources explosives regroupent la dynamite et le fusil Betsy. Habituellement, les charges sont placées sous la surface du sol. Finalement, les sources vibrantes génèrent de l'énergie sur une plus ou moins longue période de temps avec un contenu en fréquence qui varie dans le temps. Pour obtenir un signal comparable à une impulsion, le signal d'une source vibrante doit être corrélé dans le temps. Ces trois types de source permettent d'atteindre des profondeurs de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres voire à une échelle kilométrique selon l'énergie utilisée. Cependant, les sources explosives sont des sources isotropes qui ne génèrent théoriquement pas d'ondes S. Ceci les rend moins adaptées aux levés sismiques utilisant les ondes S, quoique les ondes converties PS peuvent être utilisées. Les sources vibrantes permettent un meilleur contrôle sur le contenu en fréquence des ondelettes et sur la polarisation de la perturbation mécanique. Elles sont cependant plus dispendieuses et ne sont pas toujours adaptées aux levés de sismique réflexion. Pour plus de détails sur les sources sismiques appliquées aux levés à faible profondeur, voir Miller *et al.* (1986) et Doll *et al.* (1998).

Les sismographes sont les systèmes d'acquisition qui permettent de mesurer et d'enregistrer le signal sismique capté par plusieurs géophones. Leur coût augmente avec le nombre de canaux d'acquisition. Pour les projets à faible profondeur, il est habituel d'avoir entre vingt-quatre et quarante-huit canaux d'acquisition tandis que, pour les levés pétroliers, le nombre de canaux peut atteindre les dizaines, voire les centaines de

milliers. Le sismographe effectue la conversion analogique à numérique du signal des géophones. Cette conversion se fait à l'aide de convertisseurs 24 bits, ce qui donne une plage dynamique théorique de 144,48 dB. Ceci est habituellement suffisant pour enregistrer l'entièreté d'un signal sismique.

Les géophones sont des senseurs qui mesurent la vitesse de déplacement des particules en un point du sol. La plupart sont conçus à l'aide d'un matériau magnétique posé sur un ressort au centre d'une bobine. Lorsqu'une vibration fait bouger le matériau magnétique par rapport à la bobine, une tension électrique proportionnelle à la vitesse de déplacement est générée par induction électromagnétique aux bornes de la bobine. La fréquence naturelle de l'oscillateur harmonique ainsi que son amortissement sont les deux paramètres qui influencent la réponse en fréquence d'un géophone. Selon le type de levé sismique, des géophones de plus ou moins basse fréquence naturelle seront utilisés. De plus, les géophones peuvent être orientés verticalement ou horizontalement selon leur conception. Les levés à trois composantes (3C) utilisent trois géophones placés orthogonalement ce qui permet de caractériser complètement la polarisation d'une onde incidente. Le lecteur est référé à Knapp et Steeples (1986a) pour plus de détails.

Quoique les équipements utilisés pour les différentes méthodes sismiques soient semblables, l'acquisition des données sismiques se déroule habituellement selon différentes géométries source-géophones sur le terrain. Les géophones peuvent être positionnés en surface ou dans un forage, selon une configuration linéaire ou bidimensionnelle, avec un espacement plus ou moins grand entre les géophones. Les positions des points de tir sismique par rapport aux géophones peuvent aussi varier. La géométrie propre à chacune des méthodes est décrite aux sections suivantes.



Figure 2.3: Matériel d'acquisition des données sismiques: a) une source constituée de l'impact d'une masse sur une plaque de métal en contact avec le sol, b) un sismographe Stratavisor NZ 24 de 24 canaux et c) une série de géophones plantés dans le sol et branchés à des câbles sismiques et au sismographe.

2.4 Sismique réfraction

L'interprétation des levés de sismique réfraction par la méthode des distances critiques et des temps d'intersection à l'origine existe depuis les années 1920. Depuis les années 1980, plusieurs autres avancées ont été faites dans l'interprétation de la sismique réfraction. Cette méthode est donc assez mature. La sismique réfraction utilise les temps de propagation des premières arrivées des ondes P et parfois des ondes S pour déterminer un modèle de vitesse du sol. Les premières arrivées regroupent les ondes directes et les ondes réfractées à angle critique, d'où le nom de la méthode.

2.4.1 Fondements de la méthode

Pour comprendre les fondements de la sismique réfraction, un modèle à deux couches de vitesses V_1 et V_2 avec $V_1 < V_2$ est considéré tel que présenté à la figure 2.4a. Plusieurs parcours peuvent être empruntés par une onde sismique. Premièrement, il y a celui de l'onde directe qui voyage de la source aux géophones dans le milieu 1 à la vitesse V_1 . Deuxièmement, une onde peut aussi arriver aux géophones lorsqu'elle subit une réfraction critique à l'interface entre les deux milieux. L'angle critique est atteint pour une réfraction à un angle de 90° dans la loi de Snell-Descartes (Équation 2.22):

$$\theta_c = \text{asin}\left(\frac{V_1}{V_2}\right). \quad (2.26)$$

Dans ce cas, l'onde incidente arrive à l'angle critique à l'interface en se propageant à une vitesse V_1 , elle est alors réfractée et elle se propage le long de l'interface à la vitesse V_2 et une onde plane est générée dans le premier milieu le long de l'interface dont l'angle de la trajectoire est égal à l'angle critique vers les géophones en surface à la vitesse V_1 . Troisièmement, une onde peut être réfléchiée à l'interface entre les deux milieux. Comme l'onde réfléchiée ne peut jamais arriver avant l'onde directe ou les ondes réfractées, elle n'est pas utilisée en sismique réfraction. Quoique le parcours de l'onde réfractée soit plus long que celui de l'onde directe, l'onde réfractée à l'angle critique peut arriver tout de même avant l'onde directe puisqu'elle voyage à la vitesse V_2 à l'interface entre les deux milieux, qui est supérieure à la vitesse V_1 . La position en x à laquelle l'onde directe et l'onde réfractée à l'angle critique arrivent au même moment se nomme la distance critique x_c . Pour des positions de géophone avant x_c , l'onde directe arrive avant l'onde réfractée à l'angle critique alors que, pour des positions après x_c , l'onde réfractée à l'angle critique arrive avant l'onde directe.

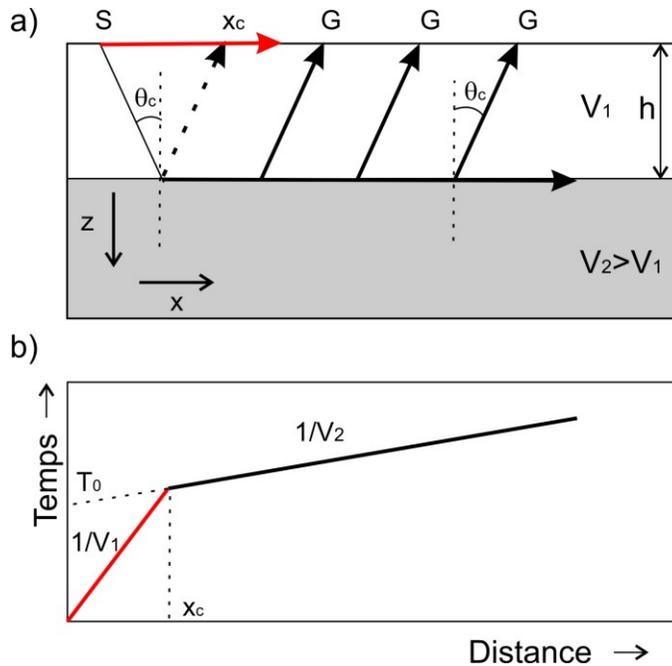


Figure 2.4: a) Modèle à deux couches horizontales. La trajectoire de l'onde directe est représentée par un rai sismique en rouge et les ondes réfractées à l'angle critique θ_c sont représentées par des rais sismiques en noir. b) Dromochronique qui représente le temps de propagation des premières arrivées en fonction de la distance par rapport au point de tir en S. Le bris de pente des temps de propagation sur la dromochronique indique la présence d'une réfraction critique à l'interface entre les deux milieux.

La dromochronique est le graphique du temps de propagation des premières arrivées détectées par les géophones en fonction de la distance des géophones par rapport au point de tir sismique. Pour le modèle à deux couches de la figure 2.4a, la dromochronique apparaît à la figure 2.4b. Les pentes des deux droites de la dromochronique correspondent à l'inverse des vitesses des ondes dans les milieux 1 et 2. Le temps T_0 obtenu de l'extrapolation de la droite de propagation de l'onde réfractée à l'angle critique au point de tir sismique est nommé le temps d'intersection à l'origine. Il est possible de déterminer la profondeur de l'interface horizontale entre les deux couches sous le point de tir sismique du modèle de la figure 2.4a, c'est-à-dire l'épaisseur de la première couche, à l'aide des vitesses dans les milieux 1 et 2 obtenues précédemment de l'inverse des deux droites de la dromochronique en considérant soit la distance critique x_c ou soit le temps d'intersection à l'origine T_0 , ainsi que la géométrie des rais sismiques et la loi de Snell-Descartes. Après un peu d'algèbre, l'épaisseur h de la couche 1 est donnée par:

$$h = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} = \frac{T_0 V_1}{2 \cos(\theta_c)}. \quad (2.27)$$

La première égalité des relations précédentes correspond à la solution de la méthode des distances critiques alors que la seconde correspond à celle de la méthode des temps d'intersection à l'origine.

Cette relation se généralise facilement pour n couches horizontales:

$$h_n = \frac{V_n}{\cos(\theta_{c_n})} \left(\frac{T_{0_{n+1}}}{2} - \sum_{j=0}^{n-1} h_j \sqrt{\frac{1}{V_j^2} - \frac{1}{V_{j+1}^2}} \right). \quad (2.28)$$

Le cas du modèle à deux couches séparées par un plan incliné à angle γ par rapport à l'horizontal est présenté à la figure 2.5. Il est aussi possible d'obtenir l'épaisseur de la première couche sous le point de tir sismique en déterminant les temps d'intersection à l'origine et les vitesses apparentes dans les milieux 1 et 2 à partir des dromochroniques des tirs sismiques direct et inverse. Dans ce cas, la profondeur de l'interface au droit du point de tir est donnée par

$$h = \frac{T_0 V_2}{2 \cos(\gamma)} \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}, \quad (2.29)$$

où la vraie vitesse dans le milieu 2 est obtenue à partir des vitesses apparentes dans ce milieu:

$$V_2 = 2 \frac{V_2^+ V_2^-}{V_2^+ + V_2^-}, \quad (2.30)$$

où V_2^\pm est la vitesse déterminée selon les directions du levé où l'épaisseur du milieu 1 diminue et où elle augmente. Dans la direction où l'épaisseur du milieu 1 diminue, la vitesse apparente V_2^+ est plus grande que la vraie vitesse V_2 alors que V_2^- dans la direction où l'épaisseur augmente est plus petite que la vraie vitesse V_2 .

Ce cas montre l'importance d'effectuer des tirs de sens inverse afin d'obtenir les vraies vitesses des réfracteurs. Cette méthode est communément appelée la méthode des temps d'intersection à l'origine. Plusieurs suppositions y sont faites: le sol est composé d'une série de milieux homogènes, de vitesse constante et séparés par des plans inclinés. En réalité, ces hypothèses sont plus souvent qu'autrement violées, ce qui rend la méthode des temps d'intersection à l'origine peu fiable. Un exemple d'un tir réel est présenté à la figure 2.6. Les premières arrivées ne peuvent pas y être caractérisées par des droites ce qui montre qu'une autre méthode d'interprétation des temps de propagation des premières arrivées doit être utilisée. Les développements présentés dans cette section proviennent de (Kirsch, 2011) et de (Rubin et Hobbard, 2005).

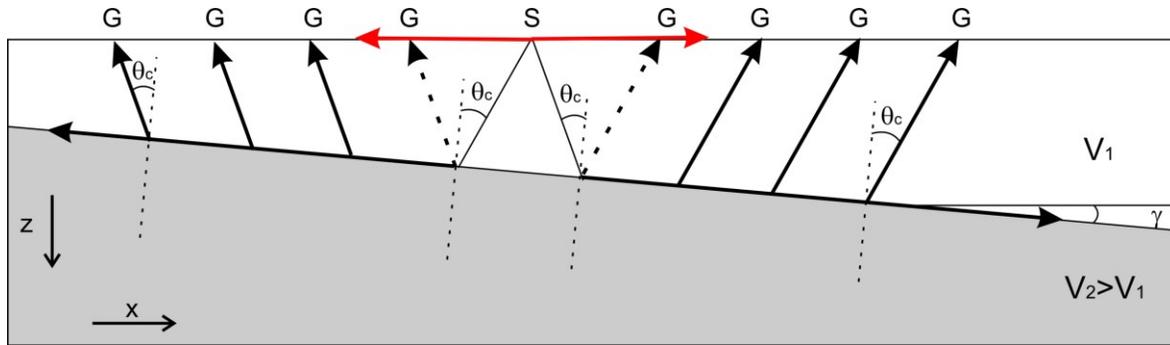


Figure 2.5: Modèle à deux couches avec une interface inclinée de θ . La source (S) produit des ondes directes (rais sismiques en rouge) et des ondes réfractées à l'angle critique (rais sismiques en noir) qui arrivent à l'angle critique (i_c) qui sont captées par les géophones (G). Figure modifiée de Kirsch (2011).

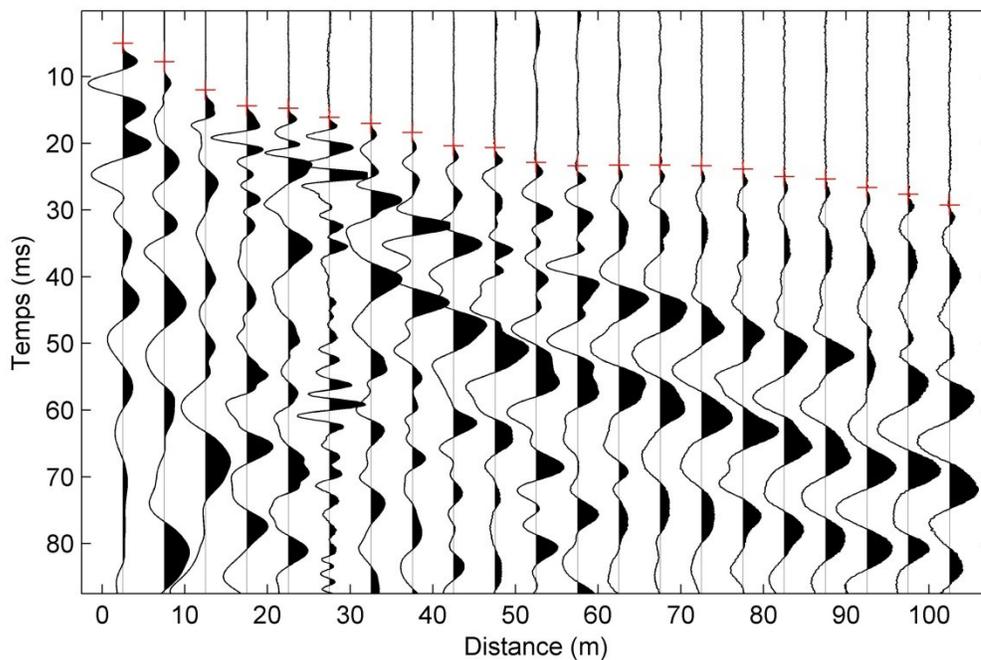


Figure 2.6: Exemple d'un sismogramme d'un levé de sismique réfraction où les premières arrivées sont identifiées en rouge. Le temps de propagation des premières arrivées n'augmente pas proportionnellement avec la distance par rapport au point de tir sismique. La méthode d'interprétation dite du temps d'intersection à l'origine ne s'applique pas dans un tel cas.

2.4.2 Tomographie de sismique réfraction

Afin d'utiliser les temps de propagation des premières arrivées dans des cas plus généraux, plusieurs méthodes ont été proposées. Voici une liste non exhaustive tirée de Steeples (2005):

- Méthode du temps d'intersection,
- Méthode réciproque (selon Hawkins (1961) tirée de Edge (1931)),
- Méthode des temps de délai (Nettleton, 1940),

- Méthode de plus-moins (Hagedoorn, 1959),
- Méthode généralisée réciproque (Palmer, 1981),
- Tomographie de sismique réfraction.

Sauf pour la tomographie de sismique réfraction, toutes ces méthodes requièrent au moins l'identification des temps d'arrivée d'une onde réfractée à l'angle critique à une interface donnée entre deux couches en plus de l'identification des premières arrivées. Ceci allonge considérablement le temps requis pour l'interprétation et peut conduire à des erreurs considérables dans le modèle final. De plus, la plupart de ces algorithmes d'inversion ne supportent pas des gradients de vitesse ou des inversions de vitesse. Par contre, la tomographie de sismique réfraction répond à ces problèmes. Comme c'est la méthode la plus générale, ce texte s'y restreint.

La tomographie de sismique réfraction contient en général 5 étapes:

1. L'identification des premières arrivées et la détermination de leur temps de propagation,
2. La construction d'un modèle initial de vitesse sous la forme d'une grille régulière,
3. Le calcul des temps d'arrivées à partir du modèle de vitesse,
4. Un algorithme d'optimisation qui permet d'améliorer le modèle initial de vitesse en se basant sur la différence des temps de propagation des premières arrivées mesurés et calculés,
5. L'amélioration du modèle par un processus itératif des étapes 3 et 4.

Les étapes 3 et 4 distinguent les différents algorithmes de tomographie de sismique réfraction qui sont disponibles. Comme de nombreuses approches existent pour ces deux problèmes, le présent texte se concentre uniquement sur la méthodologie utilisée par le logiciel Rayfract qui a été utilisé pour traiter les données sismiques dans les chapitres suivants. Pour une revue complète de la tomographie sismique en sismologie, le lecteur est référé à Rawlinson *et al.* (2010).

Le logiciel Rayfract adopte l'approche proposée par Lecomte *et al.* (2000) afin de calculer les premières arrivées. Cette méthode se base sur l'équation eikonal et la résout par différence finie. Le modèle de lenteur (l'inverse de la vitesse) est discrétisé en une grille régulière. Les temps de propagation à déterminer aux nœuds de cette grille sont alors calculés à partir des temps de propagation connus à certains nœuds (voir Figure 2.7) selon le minimum de cinq équations suivantes:

$$\text{si } \left(0 \leq t_N - t_M \leq \frac{hs}{\sqrt{2}} \right), \text{ alors } t_P = t_N \pm \sqrt{(hs)^2 - (t_N - t_M)^2}, \quad (2.31)$$

$$\text{si } \left(0 \leq t_O - t_M \leq \frac{hs}{\sqrt{2}} \right), \text{ alors } t_P = t_O \pm \sqrt{(hs)^2 - (t_O - t_M)^2}, \quad (2.32)$$

$$t_P = t_M + \sqrt{2}hs, \quad (2.33)$$

$$t_P = t_N + h\min(s, s'), \quad (2.34)$$

$$t_P = t_O + h\min(s, s''). \quad (2.35)$$

où t_M , t_N , t_O et t_P sont les temps de parcours aux nœuds M, N, O et P, s , s' et s'' sont les lenteurs des cellules adjacentes et h est la distance entre deux nœuds de la grille (voir figure 2.7). Les deux premières équations représentent les ondes directes entre les points NM et MO, la troisième équation caractérise une onde diffractée et les deux dernières équations sont des ondes réfractées à l'angle critique. L'ordre dans lequel le calcul des nœuds doit se faire est présenté à la figure 2.7.

La méthode d'optimisation utilisée par Rayfract est décrite dans Schuster et Quintus-Bosz (1993). Celle-ci est un cas particulier d'optimisation par rétroprojection des résidus des temps de propagation. Selon cette dernière, un modèle de lenteur $s(\mathbf{x})$ (\mathbf{x} dénote la position spatiale x, y, z du point considéré) est optimisé selon:

$$s(\mathbf{x})^{k+1} = s(\mathbf{x})^k + \alpha^k \kappa(\mathbf{x}), \quad (2.36)$$

où k est le numéro de l'itération, α est la longueur du pas et $\kappa(\mathbf{x})$ est le gradient de la fonction de l'erreur. Ce gradient est donné par:

$$\kappa(\mathbf{x}) = \frac{2s(\mathbf{x})\Gamma_{rs}\Delta t}{\Gamma_{xr}\Gamma_{xs}} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \omega^3 R_{rs}(\omega) \sin(\omega[t_{xs} + t_{xr} - t_{rs}]) d\omega. \quad (2.37)$$

Ici t_{xs} , t_{xr} et t_{rs} sont les temps de propagation entre la source et la cellule à la position x , entre le receveur et la cellule à la position x et entre la source et le receveur respectivement. Ces temps sont donnés par la solution de l'équation eikonal. Γ_{xs} , Γ_{xr} et Γ_{rs} sont les facteurs de divergence géométrique qui sont associés à ces arrivées. Δt est la différence entre les temps d'arrivée observé et calculé, ω est la fréquence angulaire et $R_{rs}(\omega)$ est un facteur de pondération arbitraire. Selon le facteur de poids et des fréquences choisies, plusieurs algorithmes de rétroprojection peuvent être obtenus, notamment la tomographie par tracé de rai, la méthode Woodward-Rocca, la tomographie de temps de propagation par l'équation d'onde et la tomographie par parcours d'onde eikonal (wavepath eikonal travelttime inversion ou WET). Cette dernière approche est utilisée dans Rayfract et elle s'obtient en considérant une plage de fréquence limitée d'une largeur de bande

de $2\omega_0$ centrée autour de ω_c et un facteur de pondération équivalent à la dérivée troisième par rapport au temps d'une ondelette de Ricker $\partial^3 W / \partial t^3 (t_{xs} + t_{xr} - t_{rs}) / 2\omega_0$. L'équation précédente devient alors:

$$\kappa(\mathbf{x}) = \frac{2s(\mathbf{x})\Gamma_{rs}\Delta t}{\Gamma_{xr}\Gamma_{xs}} \cdot W'''(t_{xs} + t_{xr} - t_{rs}) \quad (2.38)$$

En pratique, les facteurs de divergence géométrique peuvent être ignorés et l'équation précédente ne requiert que les temps de propagation mesurés et les temps de propagation entre la source et le receveur t_{rs} , entre la source et le point x t_{xs} et entre le receveur et le point x t_{xr} . Ceci revient à modifier le modèle uniquement sur le parcours de l'onde sismique ayant une largeur donnée par l'onde de Ricker.

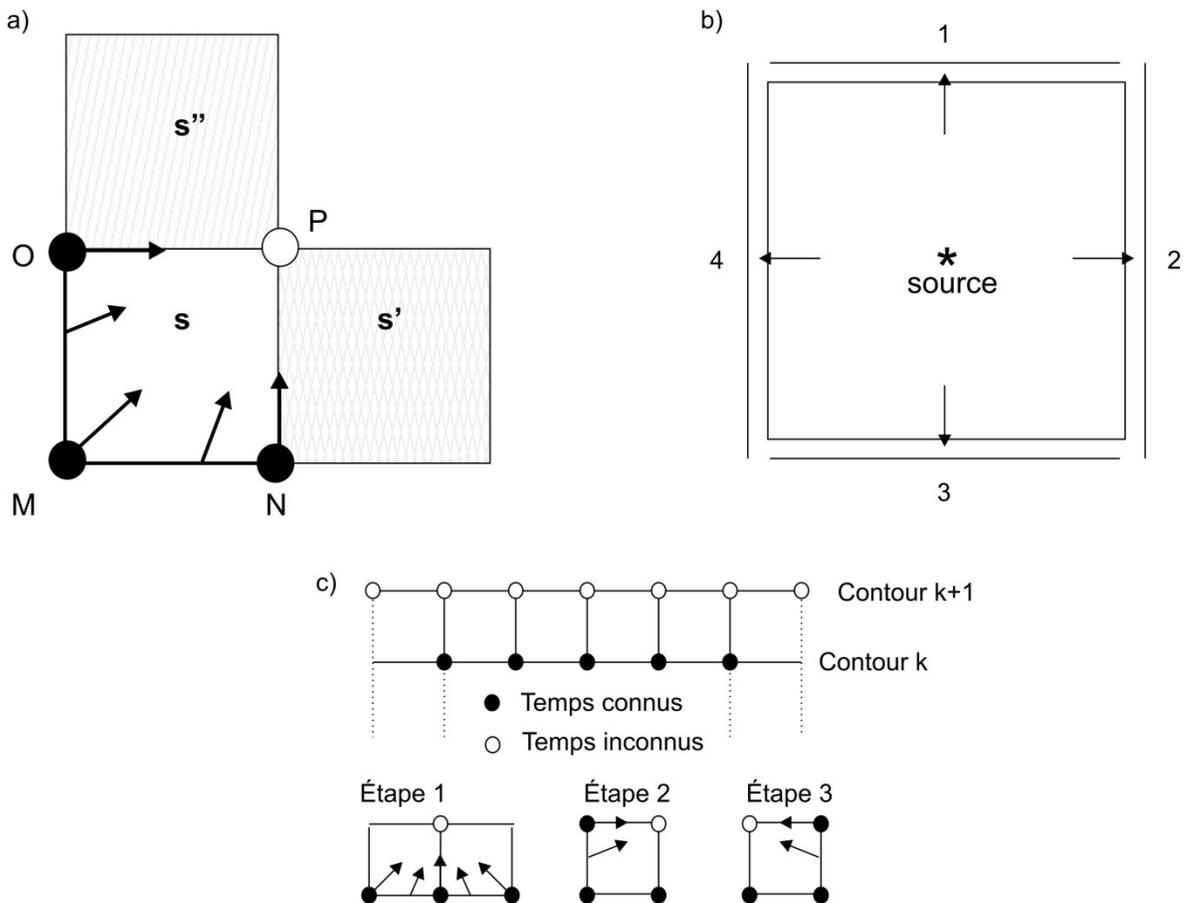


Figure 2.7: a) Schéma général de la séquence de calcul des temps de propagation à certains nœuds à partir des temps connus à d'autres nœuds. b) La propagation du front d'onde se fait selon un front carré et le temps de propagation de chacun des segments se fait séquentiellement. Le front d'onde se déplace des nœuds les plus proches de la source aux nœuds les plus éloignés, sauf lorsqu'il y a réfraction critique. Dans ce cas, la direction de propagation est inversée jusqu'à ce que les temps de propagation des nœuds revisités cessent de diminuer. c) Le calcul des nœuds pour un segment du front d'onde est montré. Dans un premier temps, les ondes directes et diffractées sont calculées pour tous les nœuds du segment (étape 1). Puis, lorsqu'il y a réfraction critique, les temps sont calculés pour tous les nœuds dans un sens, puis dans l'autre (étapes 2 et 3). Le minimum des étapes 1, 2 et 3 est le temps de propagation attribué au nœud. Figure modifiée de Lecomte *et al.* (2000).

2.4.3 Acquisition sur le terrain

Les paramètres d'acquisition sur le terrain doivent être choisis avec attention afin d'atteindre les cibles d'intérêt. Les paramètres de la cible ou des cibles à considérer sont leur profondeur et la variation spatiale des vitesses sismiques. En général, quatre paramètres géométriques peuvent être adaptés sur le terrain: 1) la longueur de la ligne de géophones, 2) l'espacement entre les géophones, 3) l'espacement entre les points de tir sismique et 4) l'enchaînement des lignes. Chacun de ces paramètres est illustré à la figure 2.8.

La longueur de la ligne de géophones L est un des paramètres les plus importants en sismique réfraction. En effet, cette longueur détermine la profondeur maximale d'investigation du levé. Pour observer la présence d'une réfraction totale à l'interface entre deux couches profondes à l'aide des premières arrivées, la distance critique de cette réfraction totale doit être inférieure à la longueur de la ligne. L'équation 2.28 peut être utilisée si les vitesses sont connues. La règle de pouce est une longueur de ligne d'environ trois fois la profondeur de l'interface d'intérêt.

L'espacement entre les géophones Δg doit être suffisamment grand pour obtenir la longueur de ligne désirée avec le nombre disponible de canaux. De plus, l'espacement doit être suffisamment petit afin d'éviter le crénelage des premières arrivées; ce qui peut être exprimé comme:

$$\Delta g \leq \frac{V_{min}}{2 f_{max}}, \quad (2.39)$$

où V_{min} est la vitesse minimale le long de la ligne et f_{max} est la fréquence maximale mesurée. En raison d'un nombre limité de canaux, ce critère ne peut pas toujours être respecté. Néanmoins, il faut toujours s'assurer que la pente de chacune des réfractions totales sur la dromochronique est échantillonnée par au moins cinq géophones.

L'espacement des sources Δs est variable selon la méthode de traitement choisie. Pour la tomographie de sismique réfraction, il est recommandé d'avoir un espacement des sources inférieur ou égal à trois fois l'espacement des géophones. À tout le moins, cet espacement ne devrait pas dépasser la distance critique entre la première et la deuxième couche pour pouvoir bien caractériser les variations de vitesse dans la première couche.

L'espacement entre les lignes ΔL correspond à la longueur de déplacement de la ligne de géophone lorsque la source atteint son extrémité. Afin d'éviter des trous dans la couverture du réfracteur cible, cette longueur ne devrait pas dépasser sa distance critique.

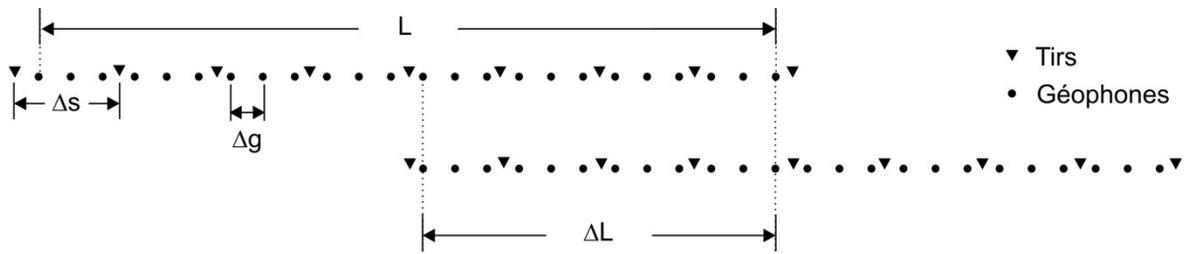


Figure 2.8: Séquence d'acquisition typique lors d'une tomographie de sismique réfraction. Tous les tirs sont effectués sur une ligne de géophones (rangée du haut). Par la suite, les géophones sont déplacés de ΔL puis la séquence de tirs se poursuit (rangée du bas).

2.5 Analyse multicanaux des ondes de surface

La description mathématique des ondes de surface remonte aux travaux de Rayleigh en 1885 (Strutt, 1885). Ce n'est que bien plus tard que les techniques qui se basent sur la dispersion des ondes de surface et qui permettent d'obtenir les variations de vitesse de cisaillement en profondeur du sol sont apparues (Jones, 1958; Dorman et Ewing, 1962). Lors des années 1980, la méthode de l'analyse spectrale des ondes de surface ou Spectral Analysis of Surface Waves (SASW) a été popularisée par Heisey *et al.* (1981; 1982) et Nazarian et Stokoe (1984). Cette méthode qui n'utilise que deux récepteurs a connu un vaste succès, notamment pour l'étude des remblais routiers. À la fin des années 1990, la Commission géologique du Kansas (Park *et al.* 1999) a développé la technique de l'analyse multicanaux des ondes de surface ou Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) pour répondre à plusieurs problèmes du SASW, dont notamment le manque d'efficacité sur le terrain, la mauvaise résolution des courbes de dispersion et la difficulté d'identifier les modes de propagation des ondes de surface d'ordre supérieur.

Depuis, de nombreuses études de cas ont montré l'efficacité de cette méthode. Par exemple, Long et Donohue (2007) ont testé la méthode pour différents types de sédiments et ont trouvé une excellente corrélation avec les mesures de vitesse de cisaillement en forage. Ivanov *et al.* (2000) ont appliqué le MASW et la sismique réfraction dans le but d'obtenir le coefficient de poisson. Ivanov *et al.* (2006) ont pu identifier des failles peu profondes dans le roc. Kanli *et al.* (2006) ont appliqué le MASW dans le but d'évaluer la vitesse de cisaillement moyenne sur une épaisseur de 30 m (V_{s30}) des dépôts meubles; il s'agit d'une norme utilisée dans l'évaluation sismique des bâtiments. Lin *et al.* (2004) ont été en mesure d'évaluer le potentiel de liquéfaction du sol. Miller *et al.* (1999) ont utilisé le MASW pour caractériser le socle rocheux. Xu et Butt (2006) ont réussi à localiser des cavités dans le sol à l'aide du MASW.

2.5.1 Fondements de la méthode

Toutes les méthodes qui se basent sur les ondes de surface utilisent la même propriété: la dispersion de la vitesse de phase. L'origine de cette dispersion pour un modèle en couches est illustrée à la figure 2.9. Selon les équations 2.16 et 2.17, l'amplitude d'une onde de surface diminue exponentiellement en profondeur sur une distance qui dépend de la longueur d'onde. Lorsqu'il y a présence de plusieurs couches de différentes vitesses, l'amplitude de l'onde de surface n'est significative que pour une profondeur égale à environ une longueur d'onde. Ainsi, la vitesse de phase c_λ d'une certaine longueur d'onde λ sera une moyenne pondérée des vitesses de phase des couches entre la surface et une profondeur égale à λ . De ce fait, la vitesse apparente d'une onde de surface change en fonction de la longueur d'onde en présence de variations verticales de vitesse. Cette propriété peut être utilisée pour construire un modèle de vitesse de cisaillement du sol en analysant la dispersion des ondes de surface. De façon bien moindre, la vitesse de phase dépend aussi de la vitesse de propagation des ondes P et de la masse volumique du sol, tel qu'indiqué par l'équation 2.20. La relation de dispersion est beaucoup moins sensible à ces deux derniers paramètres qu'à la vitesse de propagation des ondes de cisaillement et ceux-ci peuvent être fixés lors de l'inversion pour obtenir un modèle en couches de la vitesse des ondes S.

Les courbes de dispersion pour un modèle à deux couches sont présentées à la figure 2.10. Un aspect important de cette figure est la présence de plusieurs modes de propagation des ondes de surface. Ces modes sont l'équivalent des différentes harmoniques de la vibration d'une corde. Plus précisément, une onde de surface est une composition de différentes fonctions propres de chaque couche. Les différents modes sont différentes compositions de ces fonctions et auront donc une amplitude différente dans chacune des couches. Ceci est illustré à la figure 2.11. Les modes supérieurs ont des amplitudes plus élevées dans les couches plus profondes et ils ont progressivement des vitesses de phases plus élevées. Le premier mode est appelé le mode fondamental. C'est ce mode qui est habituellement utilisé lors de l'inversion car il possède normalement la plus grande énergie.

La méthode du MASW se divise en quatre étapes: 1) l'acquisition des données, 2) l'analyse des courbes de dispersion, 3) la modélisation directe des courbes de dispersion et 4) l'optimisation du modèle. Chacune de ces étapes sera décrite dans les sections suivantes.

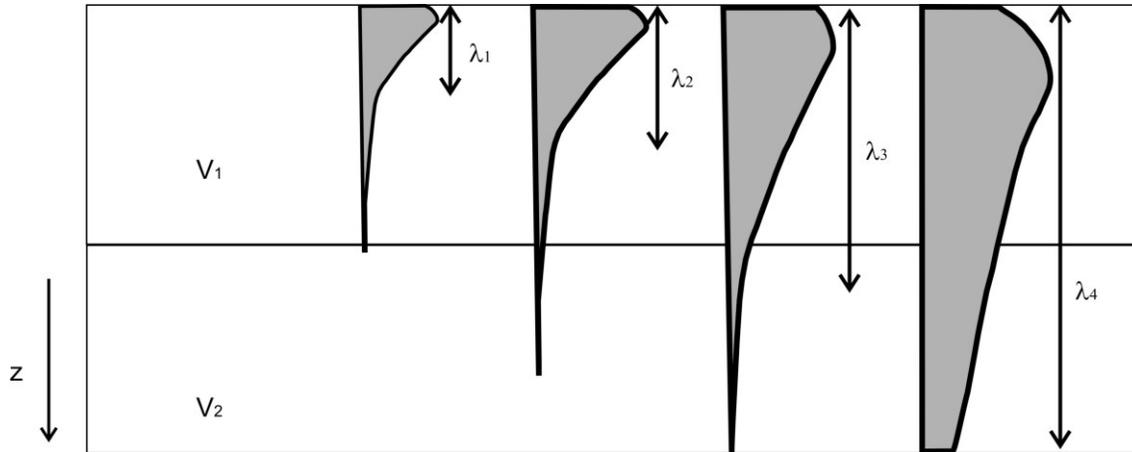


Figure 2.9: Modèle à deux couches qui illustre l'origine de la dispersion des ondes de surface. Le déplacement vertical des ondes de surface est montré en gris pour 4 longueurs d'onde différentes. Illustration modifiée de Pei (2007).

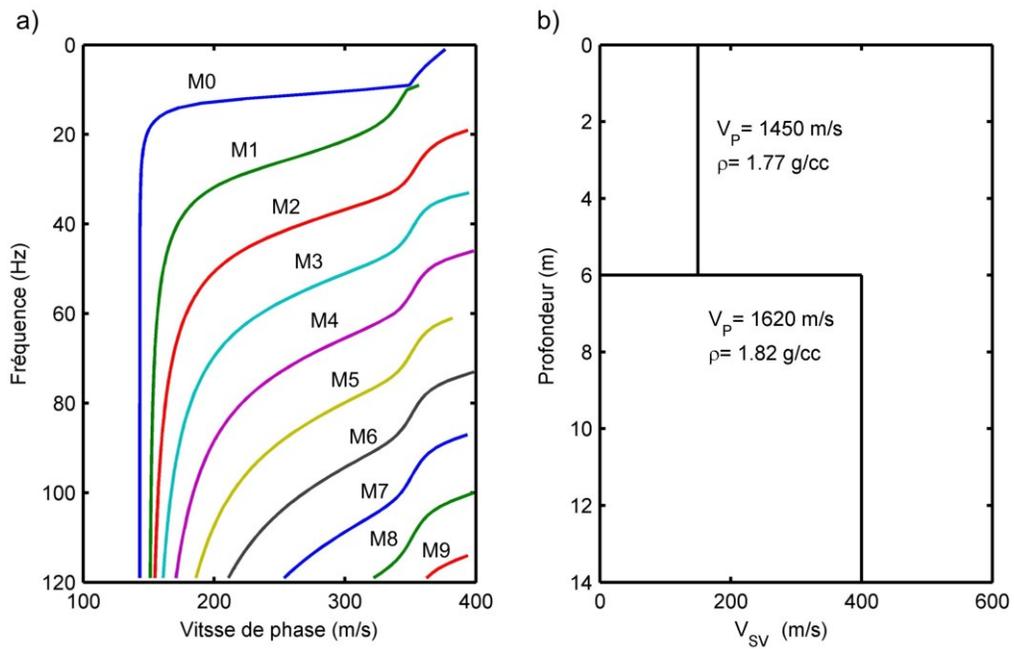


Figure 2.10: a) Courbes de dispersion des différents modes de propagation des ondes de Rayleigh; du mode fondamental M0 aux modes supérieurs M1 à M9. b) Modèle à deux couches à l'origine des courbes de dispersion.

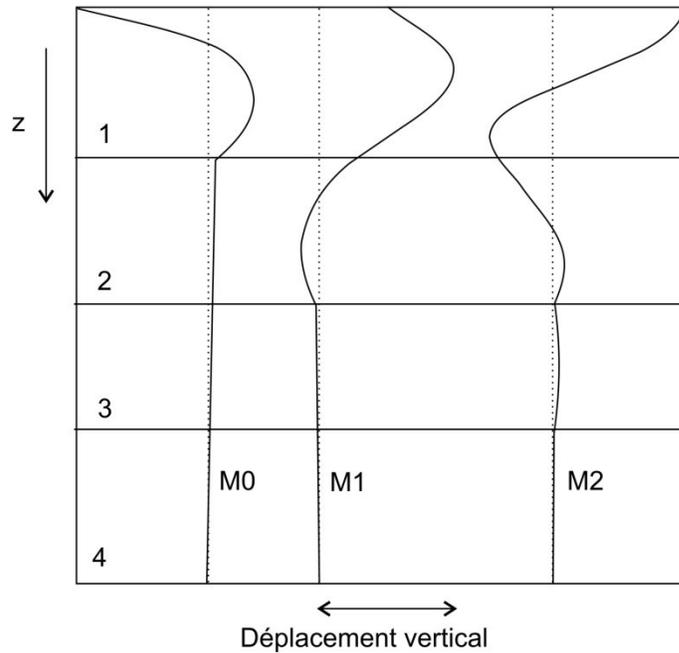


Figure 2.11: Déplacement vertical du sol associé aux trois premiers modes de propagation des ondes de Rayleigh M0, M1 et M2 dans un milieu à 4 couches. Figure modifiée de Pei (2007).

2.5.2 Acquisition sur le terrain

La géométrie d'acquisition de données MASW se fait habituellement avec une configuration fixe entre la source et les géophones. Un levé 2D se fait donc en déplaçant tout le dispositif source-géophones d'un pas fixe Δs . Les paramètres d'acquisition importants sont la distance maximale entre la source et les géophones Δx_{\max} , la distance minimale entre la source et les géophones Δx_{\min} et la distance entre les géophones Δg (figure 2.12). Les valeurs optimales de ces paramètres selon la profondeur de la cible sont décrites dans Park *et al.* (2002b).

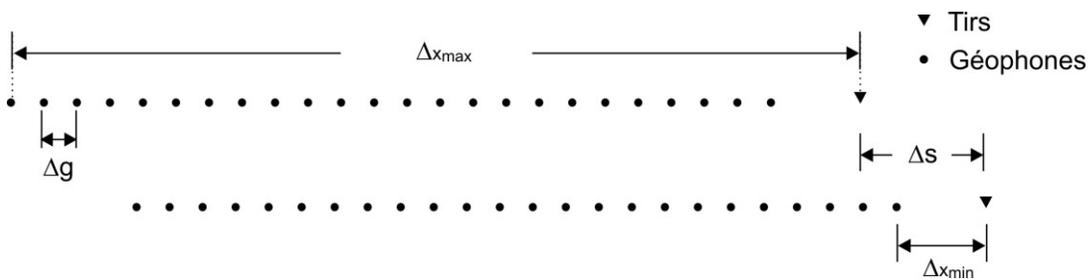


Figure 2.12: Géométrie d'acquisition pour la méthode du MASW. Les points de tir sismique et les géophones bougent de façon solidaire d'un pas égal à Δs .

La distance maximale entre la source et les géophones influence la profondeur d'investigation du levé. En effet, plus cette distance est grande, plus la longueur d'onde mesurable est grande. Comme il a été mentionné précédemment, la longueur d'onde des ondes de Rayleigh détermine sa profondeur de pénétration. Pour obtenir des résultats à la profondeur désirée avec le MASW, il faut choisir Δx_{\max} en conséquence. En outre, la source sismique utilisée doit générer des ondes de surface à basses fréquences pour de grandes longueurs d'onde afin d'avoir une profondeur d'investigation importante. Par ailleurs, à de trop grands dépôts, les réfractions et les modes supérieurs des ondes de Rayleigh peuvent dominer le mode fondamental, ce qui peut diminuer la qualité de l'analyse de dispersion. Un autre facteur important à considérer est la résolution de l'analyse de dispersion en vitesse de phase. Comme la transformation utilisée dans cette analyse (voir section suivante) se base sur la transformée de Fourier, sa résolution augmente avec la longueur de la ligne. En raison des nombreux facteurs mentionnés, Park *et al.* (2002b) ne donnent pas de recommandations claires sur Δx_{\max} mais ils mentionnent que sa valeur devrait être autour de 100 m. Cette distance devrait cependant varier en fonction de la profondeur désirée du levé. Une règle générale est de sélectionner Δx_{\max} égale à la plus grande longueur d'onde qui doit être enregistrée.

La méthode du MASW se base sur la propagation d'ondes planes. À proximité de la source, cette hypothèse est violée. Dépendamment de la longueur d'onde, les ondes de surface deviennent planaires à plus ou moins grande distance. L'effet d'avoir des ondes non planaires lors de l'analyse de dispersion est de réduire la cohérence pour les basses fréquences. Puisque cette distance est variable selon la longueur d'onde, Δx_{\min} doit aussi être choisie en fonction de la profondeur d'investigation. Park *et al.* (1999) adoptent les recommandations traditionnelles du SASW disant que Δx_{\min} devrait être supérieure ou égale à la profondeur d'investigation désirée. Ils affirment cependant que cette condition est un peu trop restrictive pour le MASW. En pratique, Δx_{\min} peut être aussi petite que l'espacement entre les géophones. Ceci donne l'option d'enlever ou non les traces lors du traitement.

L'espacement entre les géophones Δg est choisi en fonction de la longueur de la ligne et du nombre disponible de canaux sur le sismographe. Le nombre de canaux est important afin d'augmenter le signal sur bruit (S/N) lors de l'analyse de dispersion. Un sismographe à 24 canaux est un minimum et un sismographe à 48 canaux est recommandé.

Finalement, un aspect important de la technique du MASW est la fréquence naturelle des géophones. Comme les basses fréquences sont nécessaires pour obtenir des vitesses en profondeur, la fréquence naturelle des géophones devrait être la plus basse possible. Il est ainsi souvent recommandé d'utiliser des géophones de 4,5 Hz. Il est à noter que Park *et al.* (2002b) remarquent que les géophones ne sont pas limités par leur fréquence naturelle et n'observent pas une différence notable entre les géophones de 10 et 4,5 Hz. Ainsi, des

profondeurs d'investigation appréciables supérieures à 15 m peuvent être tout de même atteintes avec des géophones de 40 Hz. Néanmoins, des géophones de basse fréquence sont recommandés afin d'obtenir la meilleure profondeur d'investigation possible.

2.5.3 Analyse de dispersion

Le calcul des courbes de dispersion est décrit dans Park *et al.* (1998). Pour un tir sismique $\dot{u}(x, t)$, sa représentation dans le domaine de Fourier $U(x, \omega)$ peut être exprimée comme:

$$\dot{U}(x, \omega) = \Phi(x, \omega)A(x, \omega), \quad (2.40)$$

où $\Phi(x, \omega)$ est un terme qui contient la phase du signal alors que $A(x, \omega)$ contient son amplitude. Ces deux termes sont indépendants. On peut exprimer la phase du signal comme:

$$\dot{U}(x, \omega) = e^{-i\omega/c_\omega x} A(x, \omega), \quad (2.41)$$

avec la vitesse de phase des ondes de Rayleigh c_ω . La transformation du déport linéaire à fréquence variable ou *frequency variant linear move-out* (FV-LMO) permet d'obtenir cette vitesse de phase:

$$D(x, c'_\omega) = \int \frac{e^{-i\omega(1/c_\omega - 1/c'_\omega)x} A(x, \omega)}{|A(x, \omega)|} dx. \quad (2.42)$$

La fonction $D(x, \phi)$ a un maximum lorsque $1/c_\omega = 1/c'_\omega$, ce qui donnera la vitesse de phase. Cette transformation revient à corriger dans le temps chaque fréquence des ondes de Rayleigh selon une vitesse d'essai c'_ω . Tous les déports sont ensuite sommés. Ainsi, lorsque la vitesse d'essai est égale à la vitesse d'une fréquence de l'onde de Rayleigh, cette fréquence arrive au même moment, peu importe le déport, et la fonction $D(x, \phi)$ atteint un maximum. Les maximums de $D(x, \phi)$ donnent donc les courbes de dispersion des différents modes des ondes de Rayleigh.

Un exemple de tir sismique et son analyse de dispersion sont présentés à la figure 2.13. L'analyse de dispersion montre un maximum continu entre 5 et 40 Hz qui correspond au mode fondamental. La vitesse de phase de l'ordre de 200 m/s est assez constante entre 10 et 40 Hz et varie fortement entre 5 et 10 Hz, ce qui est le signe d'un changement de milieu en profondeur. L'identification du mode fondamental sur les courbes de dispersion et des modes supérieurs est une étape cruciale dans la technique du MASW, car une mauvaise identification du mode fondamental peut entraîner des erreurs considérables sur le modèle final de vitesse des ondes S.

2.5.4 Modélisation de la courbe de dispersion par un modèle en couches

La modélisation de la relation de dispersion des ondes de Rayleigh pour un modèle en couches isotrope et homogène a été présentée selon plusieurs approches dont celle de Schwab et Knopoff (1972) qui est une des plus populaires. Buchen et Ben-Hador (1996) font une bonne revue des différentes méthodes de calcul des courbes de dispersion.

Le développement des équations est similaire à ce qui a été présenté à la section 2.1. Habituellement, une notation matricielle est utilisée. Selon la méthode de Schwab et Knopoff (1972), la forme de la relation de dispersion N est implicite:

$$N(c) = \mathbf{B}_s^t \mathbf{T}_1 \mathbf{T}_2 \dots \mathbf{T}_n \mathbf{B}_{inf} = 0, \quad (2.43)$$

où \mathbf{T}_i est la matrice de propagation de la couche i et dépend des paramètres de cette couche ($V_p, V_{SV_i}, \rho_i, h_i$) pour i variant de 1 à n et de la fréquence f , \mathbf{B}_s^t est la transposée de la matrice exprimant les conditions limites à la surface et \mathbf{B}_{inf} donne les conditions limites à la dernière couche semi-infinie. Pour les éléments en question des matrices, le lecteur est référé à Buchen et Ben-Hador (1996). Cette équation montre que la relation de dispersion d'un milieu à n couches est transcendante. Les relations de dispersion $c(f)_m$ des m modes correspondent aux zéros de cette fonction qui doivent être déterminés numériquement. Dans le traitement MASW, une fois que la courbe de dispersion est identifiée, un modèle initial est défini selon:

$$\begin{aligned} V_{SV_1} &= c_{(f_{max})}/0.88 \text{ (pour la première couche) ,} \\ V_{SV_n} &= c_{(f_{min})}/0.88 \text{ (pour la dernière couche) ,} \\ V_{SV_i} &= \frac{c(\lambda = 1.59d)}{0.88} \text{ (pour la } i^{\text{ème}} \text{ couche à une profondeur } d) . \end{aligned} \quad (2.44)$$

Une estimation grossière de la masse volumique et de la vitesse des ondes P est suffisante pour assurer la convergence étant donné que les courbes de dispersion sont très peu sensibles à ces paramètres (Xia et al., 1999). La courbe de dispersion du mode fondamental est ensuite calculée selon l'équation 2.43. Pour l'exemple de la figure 2.13, le modèle initial et la courbe de dispersion du mode fondamental calculée sont présentés à la figure 2.14.

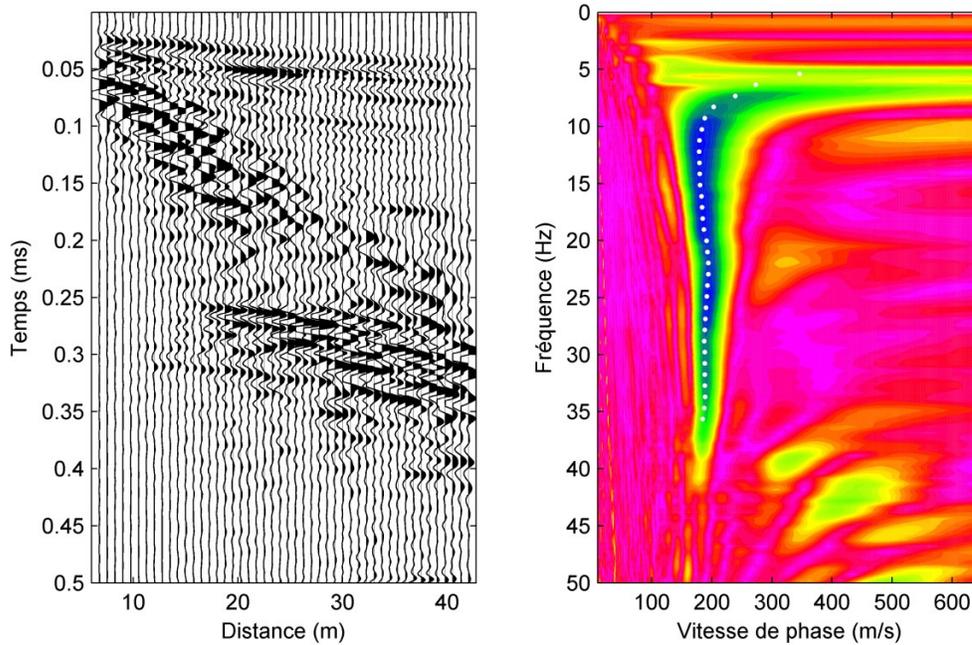


Figure 2.13: a) Exemple d'un sismogramme obtenu d'un tir sismique. b) Analyse de la dispersion des ondes de surface de ce sismogramme. Le mode fondamental est identifié par des points blancs. Les modes d'ordre supérieur apparaissent en jaune où il y a plus d'énergie transportée par les ondes de surface à des vitesses de phase et fréquences plus élevées que le mode fondamental.

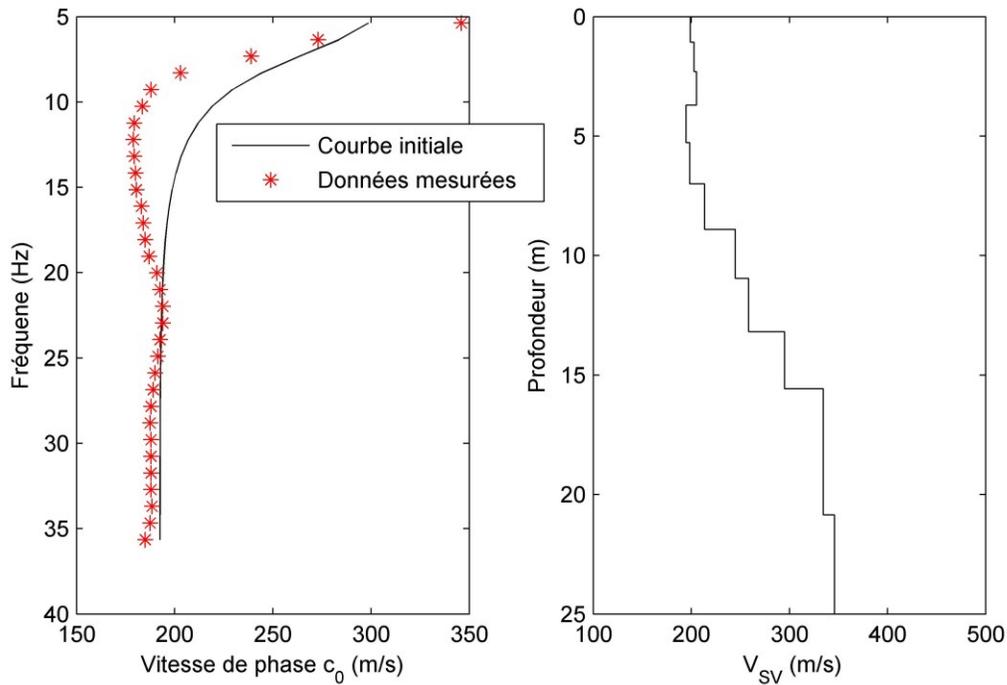


Figure 2.14: a) Courbe de dispersion mesurée et calculée du modèle initial de vitesse des ondes SV pour l'exemple de la figure 2.13. b) Modèle initial de cette courbe de dispersion.

2.5.5 Inversion des courbes de dispersion

L'approche utilisée ici pour optimiser le modèle de vitesse afin que la courbe de son mode fondamental corresponde à celle mesurée est décrite dans Xia *et al.* (1999). La démarche débute par l'équation suivante:

$$\mathbf{J}\Delta\mathbf{v} = \Delta\mathbf{c}, \quad (2.45)$$

où \mathbf{J} est la matrice jacobienne de la relation de dispersion, \mathbf{v} est un vecteur contenant les vitesses de cisaillement V_{SV_i} des n couches, $\Delta\mathbf{v}$ est la correction apportée au modèle initial, \mathbf{c} est la courbe de dispersion du modèle et $\Delta\mathbf{c}$ est la différence entre la courbe de dispersion calculée et mesurée. Les éléments de la matrice jacobienne sont donnés par:

$$J_{ij} = - \left. \frac{\frac{\partial N}{\partial V_{SV_i}}}{\frac{\partial N}{\partial c_f}} \right|_{f=f_j}, \quad (2.46)$$

où N est la relation de dispersion donnée par l'équation 2.43. L'équation 2.46 est résolue en posant la fonction objective suivante selon la méthode de Marquardt (1963):

$$\Phi = \|\mathbf{J}\Delta\mathbf{v} - \Delta\mathbf{c}\|_2 \mathbf{W} \|\mathbf{J}\Delta\mathbf{v} - \Delta\mathbf{c}\|_2 + \epsilon \|\Delta\mathbf{v}\|_2^2, \quad (2.47)$$

où ϵ est le facteur d'atténuation et \mathbf{W} est la matrice des poids. Celle-ci est construite à partir de la sensibilité de chaque fréquence de la relation de dispersion aux vitesses V_{SV_i} de chaque couche. C'est une matrice diagonale et positive qui peut donc être décomposée comme $\mathbf{L}^T \mathbf{L}$. L'équation précédente est minimisée selon la méthode de la décomposition par valeur singulière (Golub and Reinsch, 1970), ce qui permet d'obtenir:

$$\Delta\mathbf{v} = \mathbf{V}(\mathbf{\Lambda}^2 + \epsilon \mathbf{I})^{-1} \mathbf{\Lambda} \mathbf{U}^T \mathbf{L} \mathbf{b}. \quad (2.48)$$

Dans cette équation, la décomposition selon les valeurs singulières a été utilisée pour obtenir \mathbf{U} , $\mathbf{\Lambda}$ et \mathbf{V} selon $\mathbf{LJ} = \mathbf{U}\mathbf{\Lambda}\mathbf{V}^T$. L'équation 2.48 donne la correction $\Delta\mathbf{v}$ à apporter au modèle et requiert la connaissance de la relation de dispersion N du modèle et des vitesses de phase mesurées \mathbf{c} . Le facteur d'atténuation ϵ est fixé pour assurer la convergence.

À la figure 2.15, cette démarche a été appliquée au modèle initial de la figure 2.14. Suite à l'inversion, la courbe de dispersion du modèle de vitesse des ondes S correspond beaucoup mieux à la courbe de

dispersion mesurée. Pour obtenir la convergence de l'inversion, la profondeur des différentes couches peut être variée et il est préférable de contraindre le modèle avec une information géologique connue du site d'études.

2.6 Sismique réflexion

La sismique réflexion est sans conteste la méthode sismique la plus utilisée au monde. Depuis près de 90 ans, le monde pétrolier utilise cette technique lors de la phase d'exploration et de plus en plus lors de la phase d'exploitation. Les sommes d'argent dédiées à l'utilisation et au développement de la sismique réflexion n'ont pas de semblable dans le monde de la géophysique. Historiquement, cette méthode était trop coûteuse pour les applications à faible profondeur en ingénierie (Steeple *et al.*, 1995). De plus, les méthodes développées par les compagnies pétrolières ne s'appliquent pas toujours aisément aux investigations à faible profondeur en raison de la différence d'échelle entre les cibles de l'exploration pétrolière (km) et à faible profondeur (m).

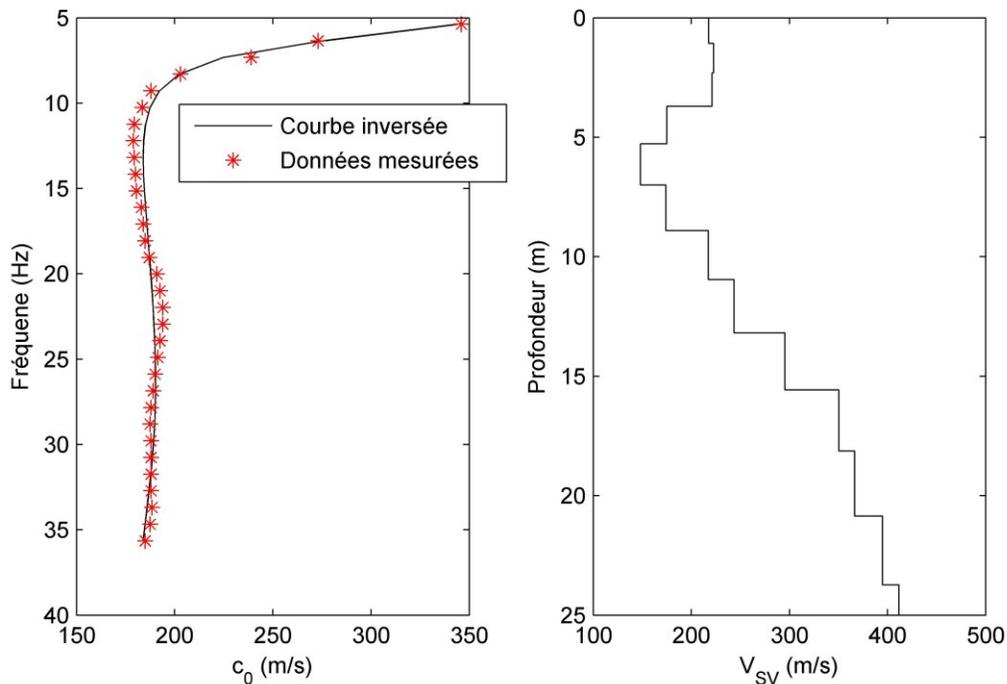


Figure 2.15: a) Courbes de dispersion mesurée et calculée. b) Modèle final obtenu de l'inversion de la courbe de dispersion de l'exemple de la figure 2.13. L'erreur RMS entre les courbes de dispersion mesurée et calculée est maintenant de 1,4% au lieu de 6,7% pour le modèle initial de la figure 2.14.

La première publication qui fait état d'un levé de sismique réflexion fructueux appliqué à une investigation à faible profondeur remonte à la fin des années 50 (Pakiser et Warrick, 1956). Le coût élevé des sismographes et des installations pour le traitement des données étaient les deux principaux facteurs qui limitaient l'utilisation de cette méthode à l'époque. Durant les années 80, un regain d'intérêt renaît à partir de la méthode de la fenêtre optimale de Hunter *et al.* (1984) et des travaux de Miller et Steeples (1990). Une des grandes avancées technologiques qui a permis l'application de la sismique réflexion à des investigations à faible profondeur est le convertisseur analogique-digital (A/D) de 24 bits. L'avantage des convertisseurs A/D de 24 bits est leur plage dynamique accrue qui permet l'enregistrement des plus petites vibrations des réflexions comme des plus grandes des ondes de surface. Avec des convertisseurs A/D de 8 ou 12 bits, des filtres analogues devaient être utilisés afin d'isoler le signal des réflexions des signaux plus puissants comme les ondes de surface, ce qui compliquait significativement l'acquisition des données. Suite à cette avancée qui a permis de fabriquer des sismographes de terrain à grande plage dynamique à un coût raisonnable, de nombreuses études de cas ont été publiées sur la sismique réflexion des ondes P. Voici une liste non exhaustive d'études de cas: Greenhalgh *et al.* (1986), Birkelo *et al.* (1987), Myers *et al.* (1987), Jongerius et Helbig (1988), Miller *et al.* (1990), Schweig *et al.* (1992), Jeng (1995), Boyce et Koseoglu (1996), Miller et Xia (1997), Palmer *et al.* (1997), Bachrach et Nur (1998), Bradford *et al.* (1998), Büber *et al.* (1998), Cardimona *et al.* (1998), Ghose *et al.* (1998), Jefferson *et al.* (1998), Schmelzbach *et al.* (2005) et Martinez et Mandoza (2011).

Le principal facteur qui limite l'usage de la sismique réflexion des ondes P aux investigations à faible profondeur est sa faible résolution. En effet, comme la longueur d'onde des ondes P peut être de l'ordre de 20 m dans les dépôts meubles, la résolution pour les 20 premiers mètres est souvent très faible et rend parfois impossible leur utilisation. Cependant, les réflexions des ondes S possèdent des longueurs d'onde beaucoup plus faibles de l'ordre du mètre, ce qui rend leur utilisation appropriée pour des cibles à très faible profondeur. Le potentiel des ondes S a été reconnu assez tôt (Erickson *et al.* 1968; Omnes, 1978; Helbig et Mesdag, 1982; Stümpel *et al.*, 1984). Néanmoins, leur utilisation a été beaucoup moins fréquente que celle des ondes P, notamment en raison des courts espacements requis entre les géophones, de l'utilisation de géophones horizontaux, du recours à des sources sismiques polarisées et de la superposition des ondes de surface aux ondes S. Avec l'évolution de la technologie et la diminution de son coût, ces inconvénients sont devenus de moins en moins limitatifs comme le témoigne le nombre croissant de publications portant sur la sismique réflexion des ondes S: Milkereit *et al.* (1986), Goforth and Hayward (1992), Woolery *et al.* (1993), Carr *et al.* (1998), Young et Hoyos (2001), Jarvis et Knight (2002), Holzschuh (2002), Hunter *et al.* (2002), Guy *et al.* (2003), Benjumea *et al.* (2003), Wang *et al.* (2003), Ghose et Goudswaard (2004), Polom *et al.* (2008), Haines et Ellefsen (2010) et Krawczyk *et al.* (2012). Il est à noter que, pour toutes ces publications, uniquement les ondes SH ont été utilisées. Aujourd'hui, il est possible d'utiliser des géophones à trois

composantes, ce qui permet d'enregistrer tous les modes de propagation en même temps. Ceci permet de réaliser des levés de sismique réflexion en utilisant les ondes S de bien meilleure qualité. De plus, le développement de chariots sismiques ou *landstreamers* a permis la diminution par un ordre de grandeur du temps d'acquisition des levés sismiques (Van der Veen *et al.*, 2001). Ces deux avancées ont mené à des levés de sismique réflexion des ondes S et P combinés d'une qualité exceptionnelle, tel qu'illustré par les travaux de Pugin *et al.* (1999, 2002, 2004, 2009, 2013a, 2013b, 2013c) et Pugin et Pullan (2011). À ce jour, ce sont les seules publications qui font mention de l'utilisation des ondes SV en sismique réflexion à faible profondeur.

2.6.1 Fondements de la méthode

La sismique réflexion se base sur la réflexion d'une onde sismique à l'interface entre deux milieux qui présente un contraste d'impédance acoustique. Une séquence de points de tir sismique avec une série de géophones est présentée à la figure 2.16 pour illustrer le déploiement de cette méthode. Les ondes sismiques sont réfléchies à l'interface entre les milieux 1 et 2 vers la surface selon la loi de la réflexion spéculaire. Lorsque la configuration de géophones et de la source est déplacée le long de l'axe des x à un pas fixe, le même point de l'interface produira une réflexion pour différentes positions entre la source et les géophones. Le traitement en point milieu commun (Common Mid Point ou CMP) regroupe toutes les traces dont la position médiane entre la source x_s et le géophone x_g est la même (voir figure 2.16b), ce qui s'exprime comme suit:

$$\frac{x_s + x_g}{2} = x_{\{médiane\}} = \text{valeur constante} . \quad (2.49)$$

Les temps de propagation du point de tir sismique à un géophone des ondes réfléchies du CMP varient selon une fonction hyperbolique (Figure 2.17) donnée par:

$$t^2(\Delta x) = t_0^2 + \frac{\Delta x^2}{V^2}, \quad (2.50)$$

où Δx est le déport, soit la distance entre la source et le géophone. Il est donc possible d'obtenir la vitesse V ainsi que la profondeur de l'interface $d = t_0/2V$ à partir des temps de propagation des ondes réfléchies. Pour un milieu à n couches horizontales, l'équation demeure la même, mais la vitesse est remplacée par la vitesse RMS (Root Mean Square ou erreur quadratique) qui est donnée par:

$$V_{rms} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (V_{int}^i)^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i}}, \quad (2.51)$$

où t_i est le temps aller-retour et V_{int}^i la vitesse d'intervalle dans la $i^{\text{ème}}$ couche. La conversion de Dix permet d'obtenir la vitesse d'intervalle V_{int} d'un milieu à partir de la vitesse RMS:

$$V_{int}^i = \sqrt{\frac{(V_{rms}^i)^2 t_i - (V_{rms}^{i-1})^2 t_{i-1}}{t_i - t_{i-1}}}. \quad (2.52)$$

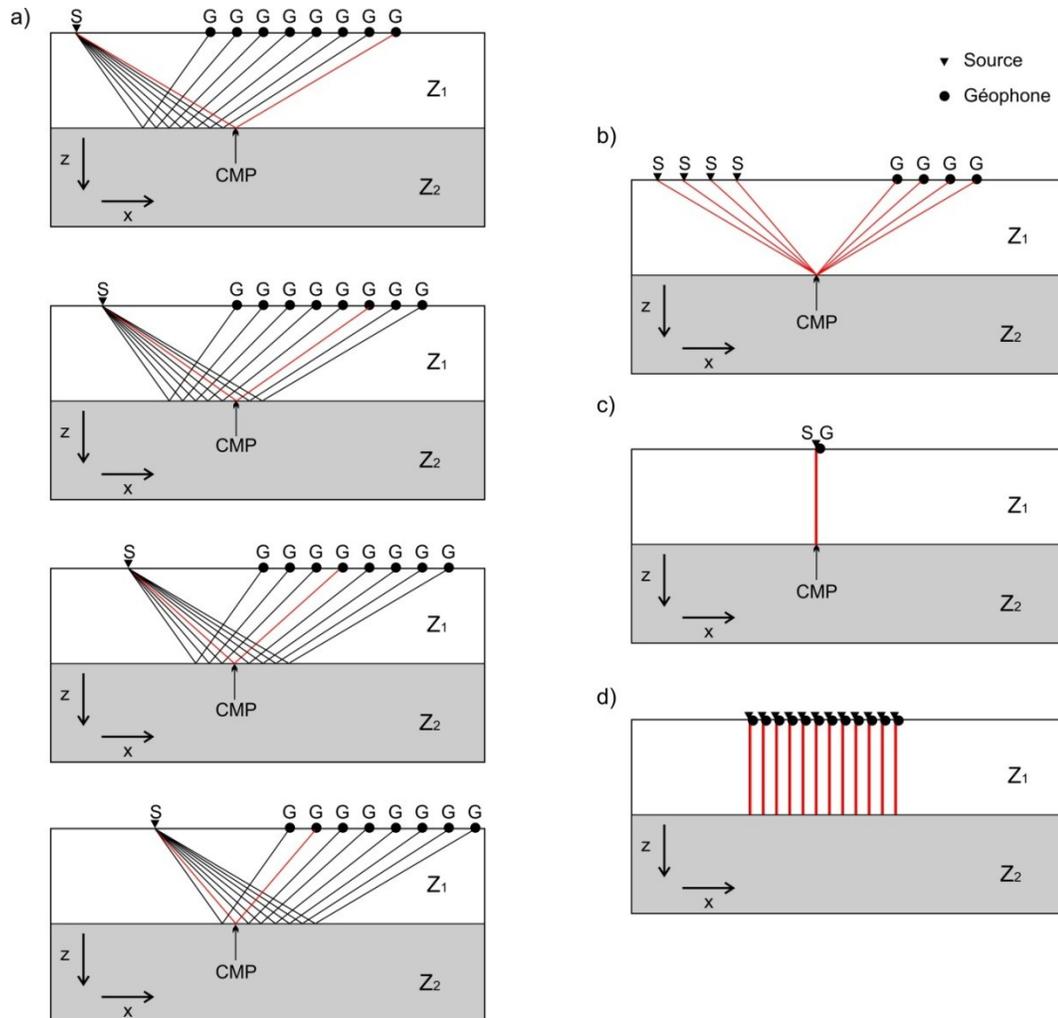


Figure 2.16: a) Séquence de tirs sismiques au-dessus d'un point milieu commun (Common Mid Point ou CMP). b) Représentation du CMP lorsque les tirs et les géophones sont classés selon leur point milieu commun. c) La correction NMO et la sommation permettent de rapporter toutes les traces du CMP en une seule trace de départ nul. La sommation permet d'amplifier le signal cohérent et d'augmenter le rapport du signal sur bruit. d) Lorsque tous les CMPs sont corrigés et sommés, un profil sismique sommé à départ nul est obtenu.

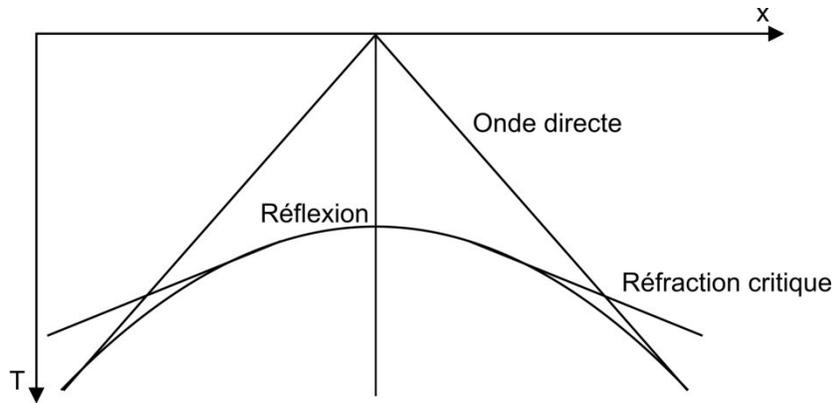


Figure 2.17: Schéma des temps de propagation des différentes ondes sismiques en fonction de la distance par rapport au point de tir sismique.

Pour une interface inclinée où la réflexion se produit, le temps de propagation aller-retour est donné par:

$$t^2(\Delta x) = t_0^2 + \frac{\Delta x^2 \cos^2 \gamma}{V_{rms}^2}, \quad (2.53)$$

où γ est le pendage. Le pendage a comme effet d'augmenter la vitesse apparente d'une onde réfléchie en modifiant la fonction hyperbolique du temps de propagation.

La correction NMO (*Normal Move-Out*) est utilisée pour reporter toutes les traces d'un même CMP à un temps de départ nul t_0 . Elle est donnée par:

$$\Delta t_{NMO} = t_0 \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\Delta x}{V_{NMO} t_0} \right)^2} - 1 \right]. \quad (2.54)$$

Cette étape est présentée schématiquement à la figure 2.16c pour un point milieu commun. Lorsque toutes les traces sont reportées à un temps de départ nul, elles sont sommées pour chacun des CMPs. Ceci résulte en un profil à départ nul (Figure 2.16d) qui permet de suivre l'interface entre les milieux 1 et 2 sous la forme d'une réflexion continue. Cette démarche est assez générale et s'applique à des cas à plusieurs couches.

2.6.2 Acquisition sur le terrain

Les paramètres importants pour la conception d'un levé de sismique réflexion sont principalement l'espacement entre les géophones Δg et le départ maximal Δx_{max} . L'espacement entre les géophones doit être choisi avec soin afin de pouvoir bien échantillonner les fonctions hyperboliques des temps de propagation

des ondes réfléchies. Pour avoir une analyse de vitesse précise, il faut éviter de créneler le signal. Ceci s'exprime comme:

$$\Delta g \leq \frac{V_{min}}{2f_{max}}. \quad (2.55)$$

Une attention particulière doit être portée à ce paramètre pour un levé utilisant les ondes S étant donné la faible vitesse de ces ondes. Par exemple, pour une fréquence de 100 Hz et une vitesse de propagation de 100 m/s des ondes S, l'espacement minimal entre les géophones est de 0,5 m. Cet espacement est beaucoup plus faible que pour les ondes P qui requièrent un espacement typiquement autour de 5 m.

Le déport maximal doit permettre d'observer la nature hyperbolique de la réflexion afin d'évaluer précisément la vitesse NMO. Cependant, en raison de l'étirement NMO, il est inutile d'acquérir de trop grands déports. En supposant que l'étirement NMO maximal permis est de 50% (voir la section 2.6.3), le déport maximal est donné par:

$$\Delta x_{max} = 2d, \quad (2.56)$$

où d est la profondeur du réflecteur. En pratique, la règle de pouce est d'avoir un déport maximal entre 0,5 et 1,5 fois la profondeur de la cible (Knapp et Steeples, 1986b).

D'autres paramètres sont importants lors de l'acquisition telle que la longueur d'enregistrement. Celle-ci devrait être au moins deux fois plus grande que le temps double maximal de propagation des ondes sismiques de la cible. Aussi, le déport minimal Δx_{min} devrait être aussi court que possible, de l'ordre de Δg afin de pouvoir observer les réflexions peu profondes.

Plusieurs configurations de ligne de levé de sismique réflexion existent; les plus courantes sont la configuration en bout de ligne et la configuration en milieu de ligne (Figure 2.18). De façon semblable au MASW, lors de l'acquisition, tout le dispositif source-géophones est bougé d'un pas fixe entre les tirs. Si le nombre de canaux disponibles est suffisant, la configuration en milieu de ligne devrait être adoptée, car elle permet d'avoir des déports positifs et négatifs, ce qui permet de mieux imager les réflecteurs inclinés.

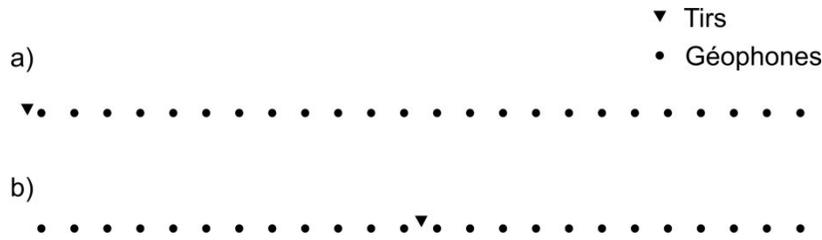


Figure 2.18: Deux configurations courantes pour les levés de sismique réflexion: a) en bout de ligne et b) en milieu de ligne.

Des configurations différentes peuvent être adoptées pourvu que la couverture F (ou *fold*) des points milieux reste constante. La couverture est le nombre de traces partageant le même point milieu. Pour une configuration régulière avec n_g canaux d'acquisition, elle est donnée par:

$$F = \frac{n_g \Delta g}{2 \Delta s}. \quad (2.57)$$

Même si tous ces paramètres sont respectés, avant de procéder à l'acquisition complète d'un levé de sismique réflexion, un test de balade sismique (ou *walkaway*) devrait être effectué. Ce test consiste à placer une ligne de géophones avec de courts espacements, soit de l'ordre de la moitié de l'espacement prévu, et de procéder à plusieurs tirs avec des dépôts croissants pour atteindre un dépôt maximal au moins supérieur au dépôt maximal prévu. Cet exercice permet de tester la configuration prévue et aussi la réponse sismique du sol. Il faut s'assurer en particulier d'observer les réflecteurs ciblés par le levé. De plus, plusieurs types de source et de géophones peuvent être testés afin de choisir le matériel optimal.

Quelques guides existent pour la conception des levés de sismique réflexion des ondes P à faible profondeur tel que Steeples et Miller (1998) et Knapp et Steeple (1986b). Cependant, ces guides ont un certain âge et ils ne sont pas à jour. Pour les ondes S, il n'en existe aucun. Pour plus de détails, le lecteur est référé aux différentes études de cas citées précédemment.

2.6.3 Traitement des données

Il est reconnu que le traitement des données de sismique réflexion est coûteux et complexe. L'étape du traitement est cruciale et la qualité du résultat final en dépend grandement. Une excellente référence pour le traitement des données de sismique réflexion appliquée à l'exploration pétrolière est Yilmaz (2001). Cependant, le traitement des levés de sismique réflexion à faible profondeur est passablement différent et les techniques développées pour le monde pétrolier ne s'appliquent pas toujours. Une des raisons est la différence d'un ordre de grandeur des profondeurs investiguées. Ainsi, pour obtenir une résolution semblable,

la longueur d'onde du signal doit être réduite par 10 et le traitement du signal sismique à faible profondeur doit préserver les hautes fréquences. De plus, les modes de propagation considérés comme du bruit en sismique réflexion tel que les ondes de surface, les ondes dans l'air et les ondes réfractées à l'angle critique ont beaucoup plus tendance à occulter les réflexions pour les investigations à faible profondeur. Finalement, le budget alloué au traitement n'est pas aussi important que dans le monde pétrolier. Davies et King (1992) font une bonne revue de la séquence de traitement appropriée pour les investigations à faible profondeur. Pugin *et al.* (2013a) présente une séquence quelque peu différente et plus moderne (tableau 2.2). Le traitement des ondes P est différent du traitement des ondes S et des ondes PS en raison de la différence de vitesse et de fréquence de ces modes de propagation.

La principale différence entre les traitements proposés par Yilmaz (2001) et par Pugin *et al.* (2013a) est le nombre d'analyses de vitesse. En effet, Yilmaz propose trois analyses de vitesses: une première après le triage CMP, une autre après les corrections statiques résiduelles et une dernière après les corrections DMO (Dynamical Move-out). Ceci allonge significativement le temps requis au traitement des données. Pour cette raison, une seule analyse de vitesse est effectuée pour la sismique à faible profondeur. Les principales différences entre le traitement des ondes P et des ondes S adopté par Pugin *et al.* (2013a) sont reliées aux corrections statiques (étapes 2 et 7) et à la déconvolution. Selon ces auteurs, aucune correction statique n'est nécessaire pour les ondes S. De plus, les algorithmes de déconvolution s'appliquent mal aux réflexions des ondes S. Les étapes de la séquence de traitement présentée par Pugin *et al.* (2013a) seront détaillées dans les sections suivantes. Pour plus de détails, le lecteur est aussi référé à Yilmaz (2001). Il est à noter que certaines étapes ne sont pas applicables aux levés effectués dans le cadre du présent projet de recherche, notamment la corrélation vibroseis et la séparation des trois composantes car, contrairement à Pugin *et al.* (2013a), ni une source vibrante et ni des géophones à trois composantes n'ont été utilisés. Par conséquent, elles ne seront pas décrites dans ce texte.

2.6.3.1 Format des données sismiques

Les données sismiques sont enregistrées selon plusieurs standards. Les formats utilisés dans ce projet de maîtrise sont les SEG-Y, les SEG-2 et les SU/KGS. Tous ces formats ont une structure assez semblable. Chaque trace est précédée d'un entête décrivant les différents paramètres de la trace suivi des données sismiques. Les SEG-Y et SEG-2 possèdent différents entêtes de fichier qui précèdent toutes les traces. Les formats SU et KGS sont identiques aux SEG-Y mais ne possèdent pas d'entêtes de fichier et l'ordre des entêtes des traces est différent pour les KGS. Pour plus de détails, voir Pullan (1990) pour les SEG-2, voir Meiners *et al.* (1972) pour les SEG-Y, voir Seismic Unix (2011) pour le format SU et Kansas Geological Survey (2013) pour le format KGS.

2.6.3.2 Géométrie de terrain

Cette étape consiste à incorporer dans les entêtes de chacune des traces leur localisation en x, y et z. Une erreur dans la localisation des traces peut engendrer des anomalies dans le profil sommé. Il est donc important d'être précis lors de cette étape. Les élévations sont aussi nécessaires pour apporter les corrections statiques causées par la topographie.

2.6.3.3 Triage par CMP

Chaque trace se voit attribuer un numéro de point milieu commun. Pour augmenter le signal sur bruit, il est commun de regrouper tous les CMPs à l'intérieur d'une certaine fenêtre (*binning*) de largeur Δx_{bin} . Pour une ligne 2D, la position CMP x_{cmp} des traces à l'intérieur de la fenêtre pour un géophone positionné à x_g et une source à x_s est alors donnée par:

Tableau 2.2: Séquence de traitement des données de sismique réflexion de base dans le monde pétrolier (Yilmaz, 2001) et séquences adoptées par Pugin *et al.* (2013a) pour les investigations à faible profondeur. Les étapes marquées par des astérisques sont effectuées lorsque jugées nécessaires.

	Yilmaz (2001)	Pugin <i>et al.</i> (2013a)	
	Ondes P	Ondes P	Ondes S (et PS)
1	Prétraitement Démultiplexage Reformatage Édition Correction de la dispersion géométrique Géométrie de terrain Corrections statiques	Prétraitement Conversion du SEG2 à KGS-SEG Y AGC: 1s Corrélation vibroseis Séparation des trois composantes Géométrie de terrain Triage par CMP	
2	Déconvolution et normalisation des traces	*Identification des premières arrivées	Filtre passe-bande
3	Triage par CMP	Filtre passe-bande	Normalisation des traces
4	Analyse de vitesse	Normalisation des traces	Sourdine chirurgicale du bruit
5	Corrections statiques résiduelles	Sourdine chirurgicale du bruit	Analyse de vitesse
6	Analyse de vitesse	Analyse de vitesse	Correction NMO
7	Correction NMO	*Corrections statiques	Sommation
8	Correction DMO	Correction NMO	Filtre passe-bande
9	Correction NMO inverse	Sommation	*Migration
10	Analyse de vitesse	*Déconvolution	Corrections statiques de topographie
11	Correction NMO	Filtre passe-bande	Conversion temps-profondeur
12	Sommation	*Migration	
13	Déconvolution	Corrections statiques de topographie	
14	Blanchiment de spectre à temps variable	Conversion temps-profondeur	
15	Filtre à temps variable		
16	Migration		
17	Gain		

$$x_{cmp} = \text{arrondi} \left(\frac{x_g + x_s}{2\Delta x_{bin}} \right) \cdot \Delta x_{bin}. \quad (2.59)$$

Pugin *et al.* (2013a) recommandent une fenêtre égale à la moitié de la distance entre les tirs.

2.6.3.4 Gain à contrôle automatique

Le gain à contrôle automatique (*Automatic Gain Control* ou AGC) permet d'égaliser les signaux de différentes amplitudes dans le temps. Il doit être utilisé avec soin, car il change l'amplitude relative des réflexions ce qui fait en sorte que les réflexions de basses énergies et de hautes énergies ne peuvent pas être distinguées les unes des autres. L'AGC normalise la valeur RMS d'une trace à l'intérieur d'une fenêtre glissante. Ainsi, pour chaque échantillon d'une trace, une fenêtre centrée de N échantillons est sélectionnée et sa valeur RMS est calculée. Cette valeur est comparée à la valeur RMS désirée pour obtenir le gain $g(t)$:

$$g(t) = \frac{\text{Valeur RMS désirée}}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \dot{u}(t_i)^2}} \quad (2.60)$$

Un sismogramme synthétique pour un modèle à 4 couches dans lequel une divergence sphérique a été incluse est présenté à la figure 2.19. Tel qu'illustré sur cette figure, le gain AGC permet d'égaliser l'amplitude de chacune des réflexions présentes.

2.6.3.5 Normalisation des traces

Cette étape a pour but de mettre à la même échelle toutes les traces d'un tir. La valeur RMS d'une trace est calculée puis comparée à une valeur cible:

$$g = \frac{\text{Valeur RMS désirée}}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \dot{u}(t_i)^2}}. \quad (2.61)$$

où N est le nombre d'échantillons dans une trace. Ceci équivaut à appliquer un gain AGC avec une longueur de fenêtre égale à la longueur de la trace. Cet effet de la normalisation des traces est illustré à la figure 2.20. L'amplitude des réflexions ne dépend plus du déport après normalisation, mais la première réflexion demeure plus énergétique que les autres, contrairement au gain AGC de la figure 2.19.

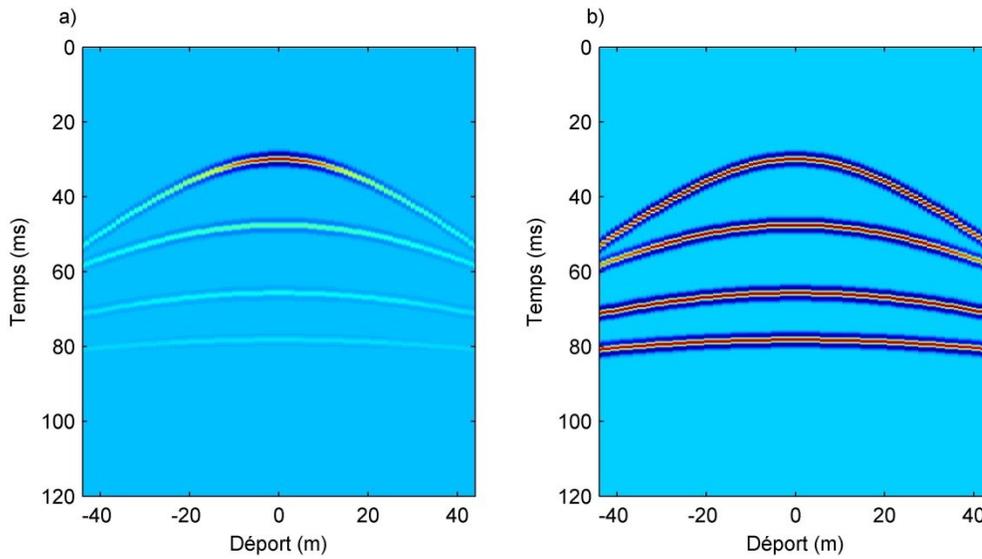


Figure 2.19: Sismogrammes synthétiques pour un modèle à 4 couches dont la profondeur des contacts est à 15, 30, 50 et 75 m et la vitesse de propagation des ondes P dans les couches est de 1000, 1700, 2200 et 4000 m/s: a) sismogramme dont la divergence sphérique est considérée et b) sismogramme avec gain AGC et une fenêtre de 10 ms.

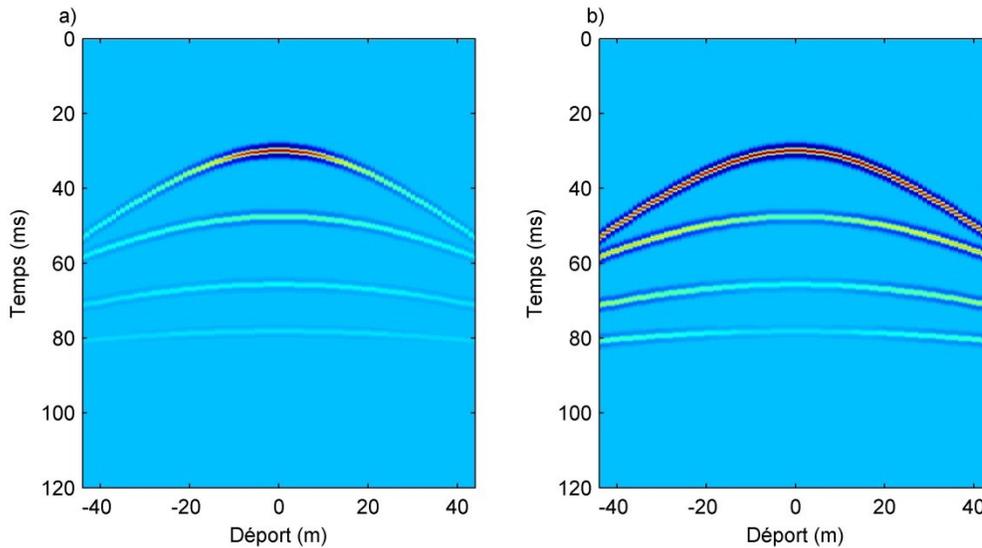


Figure 2.20: a) Sismogramme synthétique de la figure 2.19. b) Sismogramme normalisé.

2.6.3.6 Filtre en fréquence

Les filtres en fréquence sont utilisés pour enlever certaines fréquences indésirables ou ne conserver qu'une certaine gamme de fréquences. La plupart de ces filtres sont basés sur l'analyse de Fourier. Il est important de rappeler qu'une multiplication de deux fonctions dans l'espace de Fourier est équivalente au produit de convolution de ces deux fonctions dans l'espace temporelle. Ainsi, une trace $\hat{u}(t)$ est transformée dans

l'espace de Fourier $\tilde{U}(\omega)$ et est multipliée par la réponse du filtre $r(\omega)$. Ceci donne la trace filtrée dans le domaine de Fourier $\tilde{\tilde{U}}(\omega)$:

$$\tilde{\tilde{U}}(\omega) = r(\omega)A(\omega)\Phi(\omega). \quad (2.60)$$

$\tilde{\tilde{U}}(\omega)$ est ensuite retransformée dans le domaine temporel pour obtenir la trace filtrée $\tilde{\tilde{u}}(t)$. Ces opérations reviennent à faire la convolution de la trace avec la réponse du filtre dans le domaine temporel. Différentes réponses du filtre existent et les plus courantes sont illustrées à la figure 2.21.

2.6.3.7 Sourdine du bruit

La mise en sourdine (*muting*) sert à enlever les modes de propagation qui peuvent venir contaminer la section sommée finale et créer de faux réflecteurs. La sourdine consiste à mettre à 0 les échantillons contenant le bruit. En particulier, les premières arrivées et les réfractions critiques doivent être mises à zéro car elles peuvent se sommer constructivement et créer de fausses structures. Les ondes de surface et les ondes dans l'air doivent être mises aussi en sourdine. D'autres solutions existent cependant pour ces deux types d'onde, notamment les filtres f-k. Pour les investigations à faible profondeur, Steeples et Miller (1998) identifient la contamination de ces différents types de bruit comme une des principales difficultés lors du traitement et de l'interprétation des données sismiques.

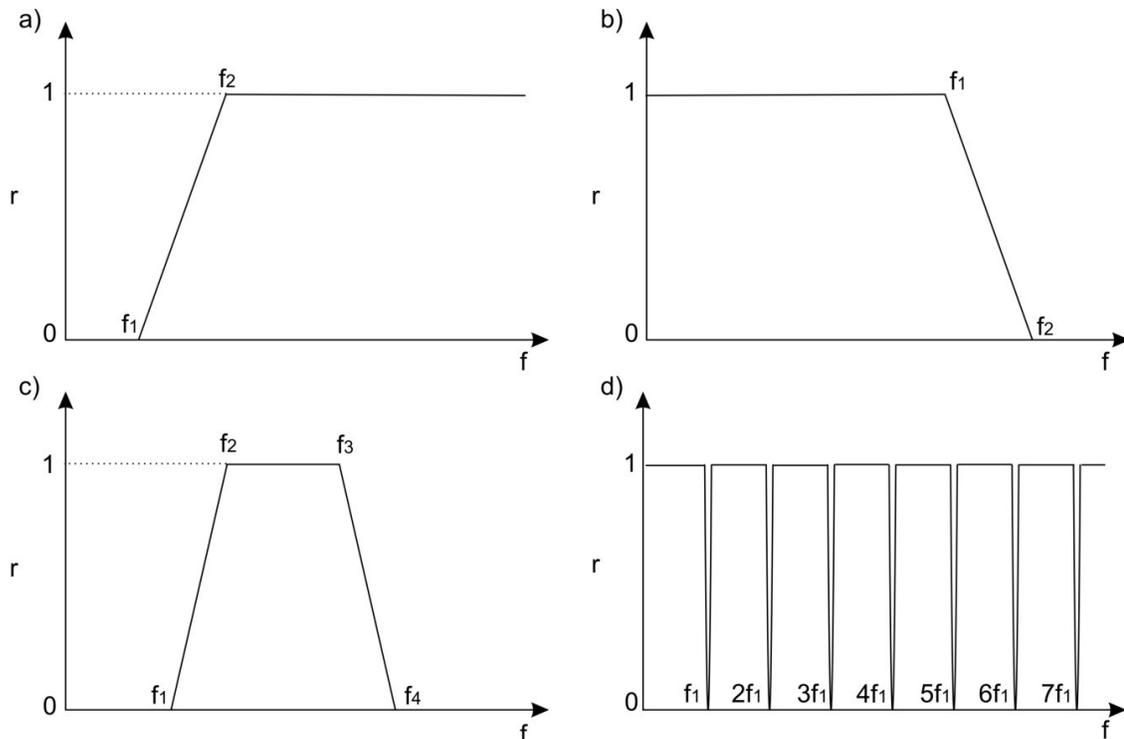


Figure 2.21: Réponse de différents filtres en fréquence: a) filtre passe-haut aux fréquences de coupure f_1 et de coin f_2 , b) filtre passe-bas aux fréquences de coupure f_1 et de coin f_2 , c) filtre passe-bande aux fréquences de coupure f_1 et f_4 et de coin f_2 et f_3 , et d) filtre coupe-bande de fréquence f_1 .

Le sismogramme synthétique d'un tir sismique avec trois arrivées linéaires apparaît à la figure 2.22. Si l'arrivée horizontale doit être enlevée, la solution de la sourdine est de mettre à zéro tous les échantillons entre 15 et 20 ms. Ceci fait en sorte qu'une certaine partie du signal des deux autres arrivées est aussi enlevée à la figure 2.22b.

2.6.3.8 Filtre f-k

Le filtre f-k est similaire au filtre en fréquence, car tous les deux se basent sur la transformée de Fourier. Pour le filtre f-k, un regroupement de traces $\dot{u}(x, t)$ est transformé dans le domaine 2D de Fourier en nombre d'onde et en fréquence $\dot{U}(k, \omega)$. Le regroupement dans le domaine de Fourier est multiplié par la réponse bidimensionnelle du filtre $r(k, \omega)$:

$$\tilde{U}(k, \omega) = r(k, \omega)A(k, \omega)\Phi(k, \omega). \quad (2.62)$$

$\tilde{U}(k, \omega)$ est ensuite retransformé dans le domaine du temps et de l'espace pour obtenir le regroupement filtré $\tilde{u}(x, t)$. Tout comme le filtre en fréquence, cette opération est équivalente à faire le produit de convolution entre le regroupement de trace et la réponse du filtre bidimensionnelle. Le filtre f-k est particulièrement utile pour enlever des bruits linéaires dans un regroupement tel qu'illustré à la figure 2.23 pour le même sismogramme synthétique de la figure 2.22. En enlevant l'énergie propre à l'arrivée horizontale dans le domaine f-k, il est possible d'enlever la majeure partie de ce signal dans le domaine temporel. Avec cette méthode, les deux autres arrivées demeurent intactes. Cependant, le filtre f-k produit un bruit de filtrage qui est visible surtout pour les courts et longs déports à la figure 2.23d.

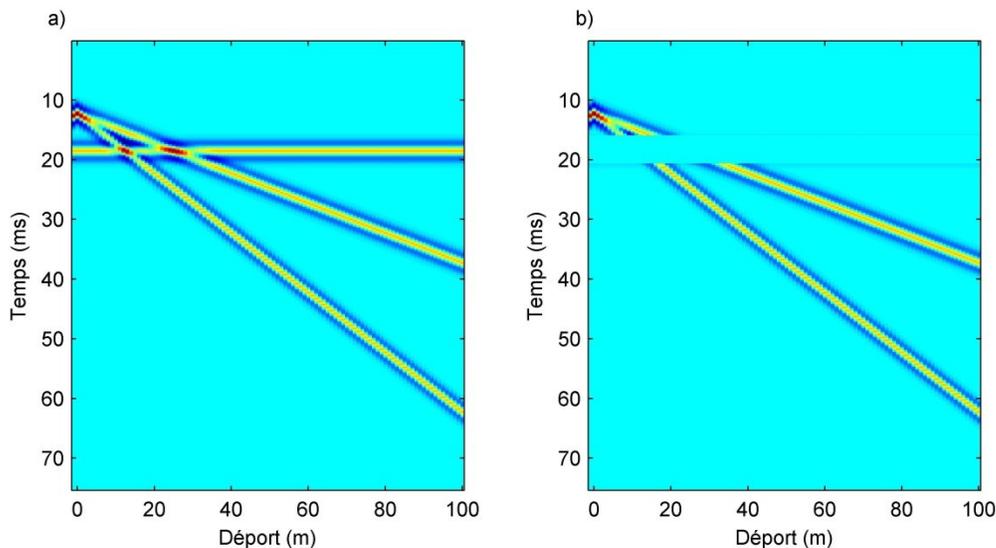


Figure 2.22: a) Sismogramme synthétique d'un tir sismique. b) Sourdine d'une arrivée horizontale.

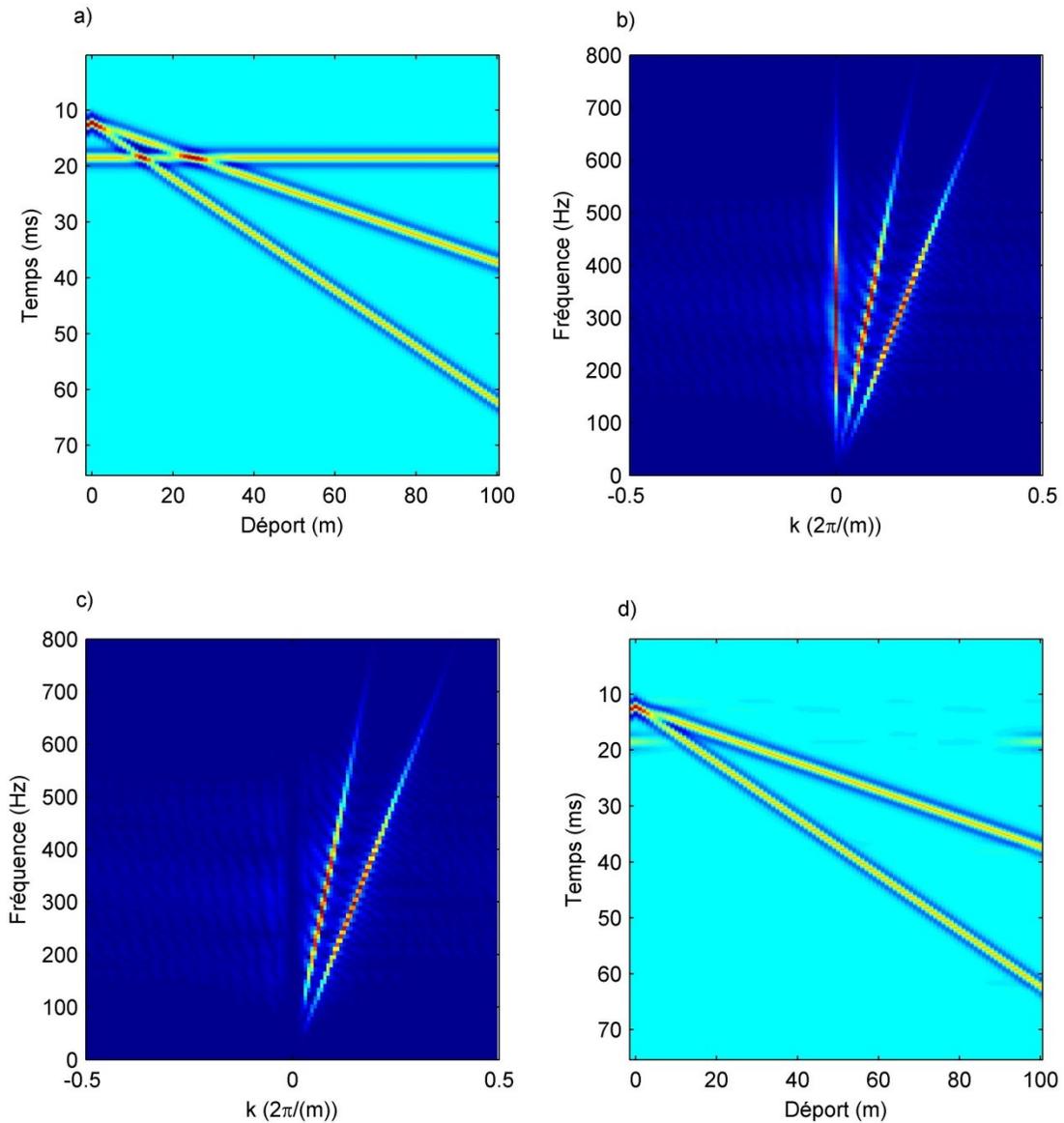


Figure 2.23: a) Sismogramme synthétique du tir sismique de la figure 2.22. b) Amplitude de la transformée de Fourier de ce sismogramme synthétique. c) Spectre en nombre d'onde où toutes les arrivées horizontales ont été enlevées suite au filtrage. d) Sismogramme synthétique du tir filtré sur lequel l'arrivée horizontale est presque entièrement enlevée.

2.6.3.9 Correction NMO

La correction NMO (Équation 2.54) vise à redresser horizontalement les hyperboles de réflexion dans le but de pouvoir sommer les traces d'un même regroupement CMP pour obtenir un tir à déport nul. Lorsque cette

correction est appliquée, l'ondelette est alors étirée dans le temps. Ce phénomène se nomme l'étirement NMO (*NMO stretch*) $\Delta f/f$ et il est représenté approximativement par:

$$\frac{\Delta f}{f} = \frac{\Delta t_{NMO}}{t_0} = \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\Delta x}{V_{NMO} t_0} \right)^2} - 1 \right] \approx \left(\frac{\Delta x^2}{2V_{NMO}^2 t_0^2} \right). \quad (2.63)$$

La correction NMO appliquée à une réflexion hyperbolique est présentée à la figure 2.24. L'étirement dans le temps de l'ondelette est évident pour des dépôts supérieurs à 20 m. Afin d'éviter des anomalies sur la section sommée, il est important de mettre en sourdine les échantillons d'une trace dont l'étirement est supérieur à un certain pourcentage (habituellement 30 ou 40%).

2.6.3.10 Analyse de vitesse

L'analyse de vitesse est une des étapes les plus importantes lors du traitement d'un levé de sismique réflexion. Le but de cette analyse est de construire un profil de vitesse en fonction du temps pour chaque point CMP. Plusieurs méthodes existent pour déterminer ces profils de vitesse. Ce texte se limite à l'analyse de semblance qui est une des méthodes les plus utilisées.

L'analyse de semblance consiste à obtenir une valeur de semblance pour chaque échantillon de temps t_i et de vitesse testée V'_j qui est comprise entre deux limites établies par l'utilisateur. Dans un premier temps, la correction NMO associée à la vitesse de test V'_j est appliquée à un ensemble de traces, normalement un regroupement CMP. La semblance $S(t_i, V'_j)$ pour un temps t_i et une vitesse d'essai V'_j est donnée par:

$$S(t_i, V'_j) = \frac{1}{M} \frac{\sum_{l=1}^M \dot{u}(\Delta x_l, t_i)}{\sqrt{\sum_{l=1}^M \dot{u}^2(\Delta x_l, t_i)}}. \quad (2.64)$$

où M est le nombre de trace dans le regroupement. Lorsque l'hyperbole de réflexion est corrigée à la bonne vitesse NMO, la réflexion arrive au même moment, peu importe la distance. Ainsi, pour un temps t, la valeur de l'amplitude des échantillons varie peu et donc la semblance donne un maximum. Au contraire, si la vitesse de correction est mauvaise, l'amplitude des échantillons est grandement variable pour un temps t et la semblance est faible. En pratique, $S(t_i, V'_j)$ est lissé dans le temps pour prendre en compte la nature ondulatoire du signal. Habituellement, l'analyse se fait à quelques CMPs le long du levé et les profils sont interpolés linéairement entre ces points. Un exemple d'analyse de semblance est donné à la figure 2.25.

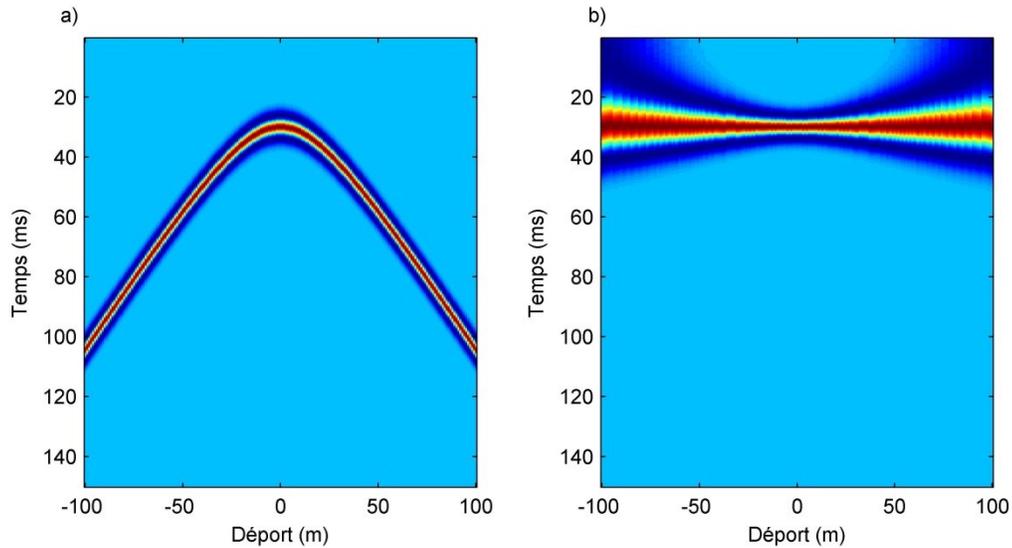


Figure 2.24: a) Regroupement CMP avec une réflexion hyperbolique pour une interface à 15 m de profondeur et une vitesse NMO de 1000 m/s. b) Même regroupement après la correction NMO.

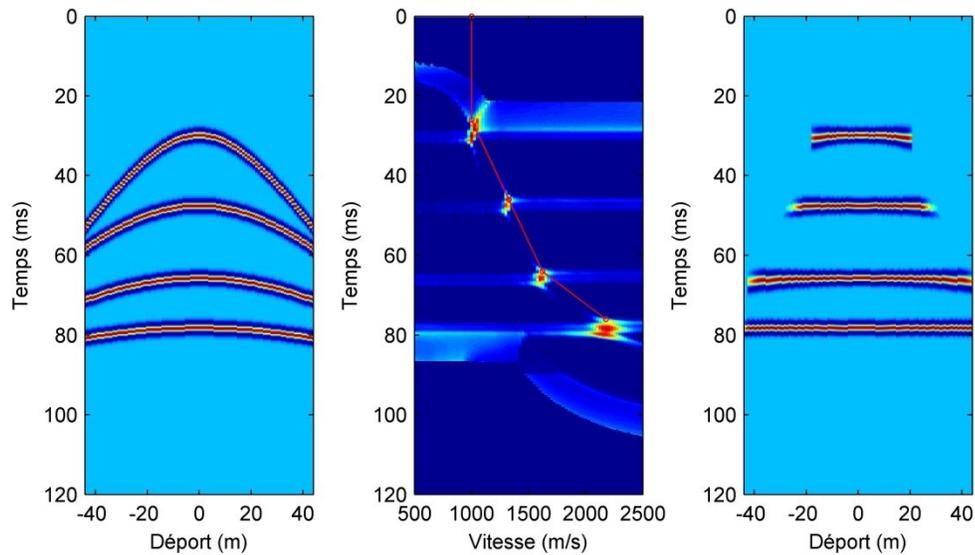


Figure 2.25: a) Sismogramme synthétique pour un modèle à quatre couches dont la profondeur des contacts est à 15, 30, 50 et 75 m et la vitesse de propagation des ondes P dans les couches est de 1000, 1700, 2200 et 4000 m/s. b) Analyse de semblance. c) Sismogramme avec la correction NMO. Une sourdine d'étiement de 30% a été effectuée sur ce dernier sismogramme.

2.6.3.11 Corrections statiques de surface

Des variations de vitesse à la surface ainsi que des variations topographiques peuvent grandement affecter l'aspect hyperbolique des réflexions. Par exemple, il est courant que la vitesse des ondes P dans la couche en surface non saturée soit aussi basse que 300 m/s. À cette vitesse, une différence d'élévation de 30 cm entre deux géophones peut causer une variation de 1 ms du temps d'arrivée d'une réflexion. Les corrections apportées pour contrer cet effet sont appelées corrections statiques et leur objectif est de décaler les traces

dans le temps. Plusieurs techniques existent pour apporter ces corrections (voir Yilmaz, 2001). Pour les investigations à faible profondeur, une des méthodes les plus efficaces est la méthode proposée par Pugin et Pullan (2000). Cette méthode se base sur le fait que les réfractions et les réflexions adoptent le même parcours en surface en présence d'une forte augmentation de vitesse. Ainsi, lorsque la vitesse triple en surface, la différence entre le parcours des réflexions et des réfractions est inférieure à 6%. Une telle variation de vitesse est la norme pour les ondes P entre un dépôt non saturé et un dépôt saturé. La méthode se résume ainsi:

1. Identification des premières arrivées,
2. Choix de zones où il y a une variation de vitesse en surface,
3. Pour chaque zone, un modèle en couches est obtenu par l'analyse des réfractions,
4. Interpolation de ces modèles pour avoir un modèle de vitesse sur toute la ligne,
5. Les premières arrivées identifiées sont alignées sur les premières arrivées du modèle.

Cette technique permet de corriger les effets topographiques et les variations des vitesses de moyenne longueur d'onde, c'est-à-dire comparable à la longueur de la ligne de levé ou un peu plus grande que la longueur de la ligne de levé. Pour les corrections d'élévation de grande longueur d'onde, la section sommée est décalée dans le temps conformément à la topographie. Pour les variations de courtes longueurs d'onde, c'est-à-dire d'une grandeur comparable à l'espacement des géophones, des corrections statiques résiduelles peuvent être apportées (voir Yilmaz (2001) pour plus de détails).

Comme les ondes S ne sont pas sensibles à la variation de la saturation en fluide des dépôts, il est peu fréquent d'observer une augmentation marquée de leur vitesse dans les premiers mètres. Ceci fait en sorte que la méthode précédente ne peut être appliquée. De plus, dans le cas des ondes SV, il est souvent impossible d'identifier les premières arrivées, car elles sont cachées par les ondes de surface. Il n'existe en fait aucune technique simple pour apporter les corrections statiques aux ondes S. Par conséquent, aucune correction n'est habituellement effectuée. Ceci peut entraîner certaines anomalies comme il sera montré dans les chapitres suivants. Il faut donc en être conscient lors de l'interprétation.

2.6.3.12 Sommation

La sommation consiste à sommer toutes les traces d'un même CMP. La sommation la plus courante est la moyenne:

$$\dot{u}_{moy}(t) = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \dot{u}(x_j, t), \quad (2.65)$$

où $A_{moy}(t_i)$ est l'amplitude de la trace sommée, M est le nombre de traces dans un CMP et $A_j(t_i)$ est l'amplitude de la $j^{\text{ème}}$ trace au temps t_i . La trace sommée selon la moyenne pour le sismogramme synthétique de la figure 2.25 apparaît à la figure 2.26. L'amplitude des réflexions n'est pas égale en raison de la sourdine d'étirement.

Un autre type de sommation est la sommation de coupure alpha donnée par:

$$\dot{u}_\alpha(t) = \frac{1}{M(1-2\alpha)} \sum_{j=\alpha M+1}^{M(1-\alpha)} \dot{u}(x_j, t), \quad (2.66)$$

où α peut prendre une valeur entre 0 et 0,5 et les $\dot{u}(x_j, t)$ sont classés en ordre croissant. Lorsque α est égal à 0, cette formule revient à la formule de la moyenne et lorsque α est égal à 0,5, cette formule donne la médiane. La sommation de coupure alpha est utile lorsque du bruit de grande amplitude est présent et elle permet d'enlever les échantillons anormaux.

2.6.3.13 Déconvolution

La déconvolution est un processus qui comprime l'ondelette sismique et enlève certains multiples ce qui permet d'obtenir une meilleure résolution temporelle. Plusieurs algorithmes de déconvolution existent et ils se basent sur différentes hypothèses à propos du signal sismique. Les types de déconvolution les plus courantes sont la déconvolution prédictive, la déconvolution à pic et la déconvolution à phase nulle. Pour une dérivation mathématique des différents algorithmes, le lecteur est référé à Yilmaz (2001). Tous les types de déconvolution se basent sur une même hypothèse: la réflectivité du sol est aléatoire. Cependant, pour les investigations à faible profondeur, il est courant de n'avoir qu'un ou deux réflecteurs dans un levé. Dans ce cas, la réflectivité du sol ne peut être considérée comme aléatoire et l'applicabilité de la déconvolution est questionable. Dans certains cas, la déconvolution permet tout de même de compresser l'ondelette en égalisant le spectre de fréquence, ce qui revient à procéder au blanchiment du spectre.

2.6.3.14 Migration

La migration est un procédé qui permet de placer les réflecteurs inclinés à leur vraie position horizontale et à réduire les hyperboles de diffraction à des points. Au cours du temps, la migration est devenue un procédé d'imagerie en tant que telle et elle permet parfois de remplacer la correction NMO et la sommation. Elle peut être effectuée avant ou après la sommation, en temps ou en profondeur. La migration après sommation est la plus courante pour les investigations à faible profondeur. Plusieurs algorithmes existent dont notamment la migration de Kirchhoff et la migration f-k. Dans le cadre du présent projet de recherche, ce procédé a peu été utilisé. Seule la migration f-k a été appliquée et dans l'unique but de faire la conversion temps-profondeur. C'est pourquoi les principes de ces algorithmes ne sont pas détaillés ici.

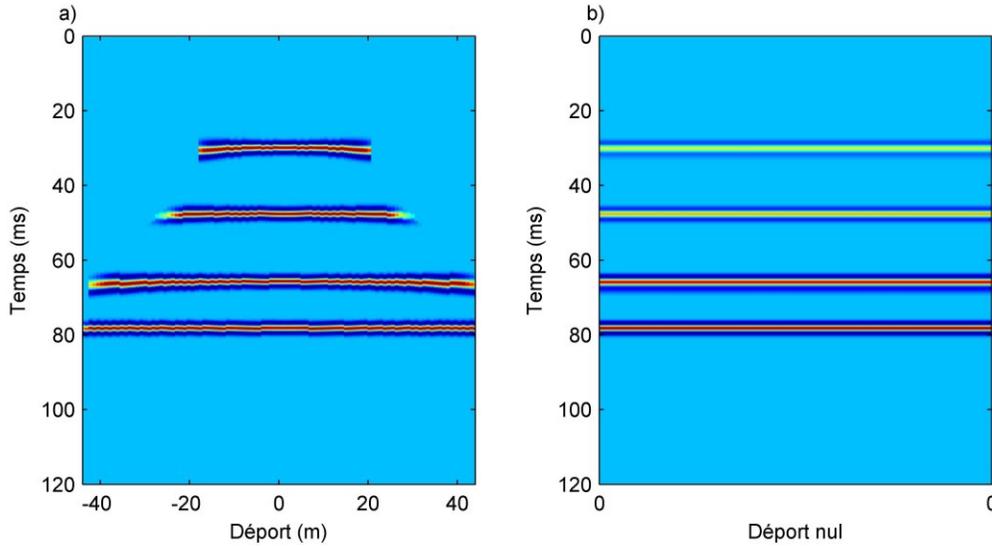


Figure 2.26: a) Sismogramme synthétique de la figure 2.25 après la correction NMO. b) Traces sommées selon la formule de la moyenne.

2.6.3.15 Conversion temps-profondeur

La conversion temps-profondeur peut être effectuée à partir de la migration f-k, de la migration avant sommation en profondeur ou par étirement de la section en temps. La plus simple des méthodes est l'étirement dans le temps. À noter qu'elle n'est strictement valide que pour un modèle en couches horizontales. Selon cette approche, il faut bâtir un modèle de vitesse du sol. Habituellement, le modèle de vitesse obtenu lors de l'analyse de vitesse est utilisé. Il est premièrement lissé et converti en vitesse moyenne définie comme:

$$V_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^N V_i \Delta t_i}{\sum_{i=1}^N \Delta t_i}, \quad (2.67)$$

où V_i est la vitesse d'intervalle de la couche i . La vitesse d'intervalle peut être obtenue de la vitesse RMS selon l'équation 2.51. Connaissant la vitesse moyenne en fonction de temps $V_{moy}(t)$ pour une trace $\dot{u}(t)$, la trace est convertie en profondeur selon:

$$\dot{u}(z) = \dot{u}(t/V_{moy}(t)), \quad (2.68)$$

La conversion temps-profondeur selon cette méthode est montrée à la figure 2.27 pour le sismogramme synthétique de la figure 2.25. Les profondeurs du modèle en couche de 15, 30, 50 et 75 m sont bien retrouvées suite à la conversion (Figure 2.27b). Cette méthode étire cependant les ondelettes de chaque réflexion comme le montre la largeur croissante des réflexions en profondeur.

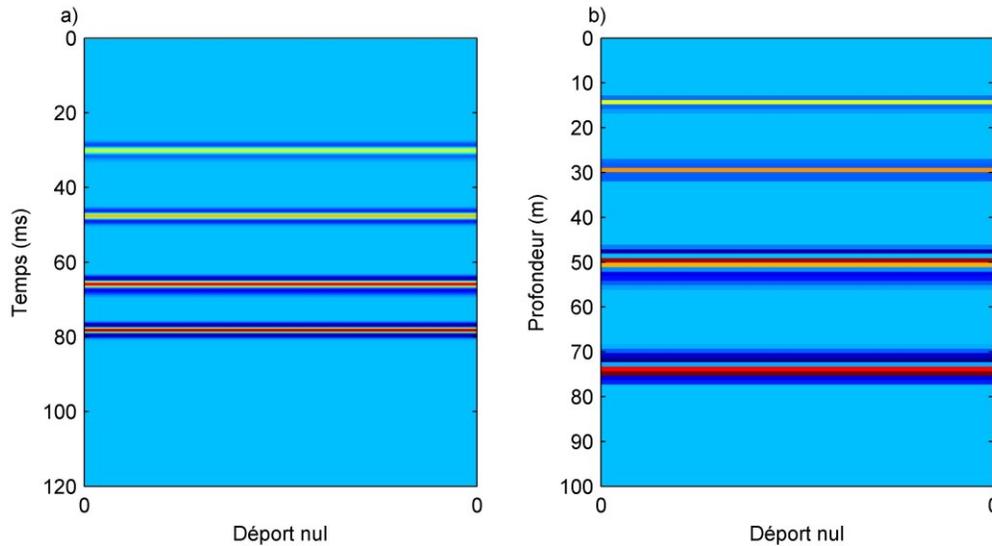


Figure 2.27: a) Trace sommée du sismogramme synthétique de la figure 2.25. b) Trace convertie en profondeur.

Meilleure est l'estimation de la vitesse, meilleure est la conversion temps-profondeur. C'est pourquoi il est commun de soit recourir aux profils sismiques verticaux qui permettent d'obtenir des vitesses beaucoup plus précises ou soit de corrélérer les sections sismiques en temps à des informations de forage.

2.7 Profils sismiques verticaux

La technique des profils sismiques verticaux (Vertical Seismic Profiling ou VSP) a été développée durant les années 1950 (Jolly, 1953; Levin et Lynn, 1958; McDonal *et al.*, 1958) et elle est couramment utilisée depuis les années 1970 dans le monde pétrolier (Wuenschel, 1976; Hardage, 1985). Ces mesures utilisent des géophones ou des hydrophones placés dans un forage et une source sismique en surface. En géotechnique, les mesures sismiques en forage sont utilisées pour déterminer les vitesses des ondes P et S et leur coefficient d'atténuation (Keiji *et al.*, 1982). L'utilisation des VSP pour des investigations à faible profondeur est beaucoup plus limitée en raison du coût des forages. Robertson *et al.* (1992) propose une alternative à la mise en place d'un forage en effectuant un VSP simultanément à un essai de pénétration au cône (voir aussi Campanella et Stewart, 1992). Quelques études de cas ont été effectuées (Skvortsov *et al.*, 1992; Milligan *et al.*, 2000, Jarvis et Knight, 2000), mais l'application des VSP aux investigations à faible profondeur demeure limitée.

Lors d'un VSP, un géophone ou une série de géophones sont descendus le long d'un forage. Une source en surface produit des ondes P ou S et les capteurs en profondeur enregistrent le train d'ondes résultant. Typiquement, les premières arrivées ainsi que les réflexions sont utilisées. Pour un point de tir, les ondes directes apparaissent sur un sismogramme comme des ondes descendantes et les ondes réfléchies comme des ondes ascendantes (Figure 2.28). Les premières arrivées permettent d'obtenir un modèle de vitesse du

sol tandis que les réflexions donnent un modèle de réflectivité en profondeur. Cette technique utilise ainsi les mêmes fondements théoriques que la sismique réfraction et la sismique réflexion avec une géométrie en profondeur au lieu d'en surface.

Les VSP peuvent être acquis avec un seul point de tir sismique ou plusieurs points de tir avec déport. Le dernier cas est dénommé balade sismique (walkaway VSP). Dans le cadre du présent projet de recherche, une balade sismique a été effectuée. Ce texte se limite donc à cette configuration d'acquisition. La description complète du système utilisé pour cette balade sismique est faite dans Leblanc *et al.* (2004 et 2006).

Les deux paramètres importants lors de la balade sismique sont l'espacement entre les récepteurs et l'espacement entre les points de tir (Figure 2.29). En particulier, l'espacement entre les récepteurs doit éviter le crénelage des premières arrivées, tout comme en sismique réfraction et réflexion. Les récepteurs utilisés lors du présent projet sont des accéléromètres triaxiaux insérés dans un pénétrromètre qui permettent d'obtenir trois composantes orthogonales du signal sismique. Contrairement aux géophones qui mesurent la vitesse des particules du sol, les accéléromètres mesurent leur accélération. Ils possèdent de plus une sensibilité accrue aux hautes fréquences en comparaison aux géophones. Cependant, ils doivent être alimentés en tension pour fonctionner.

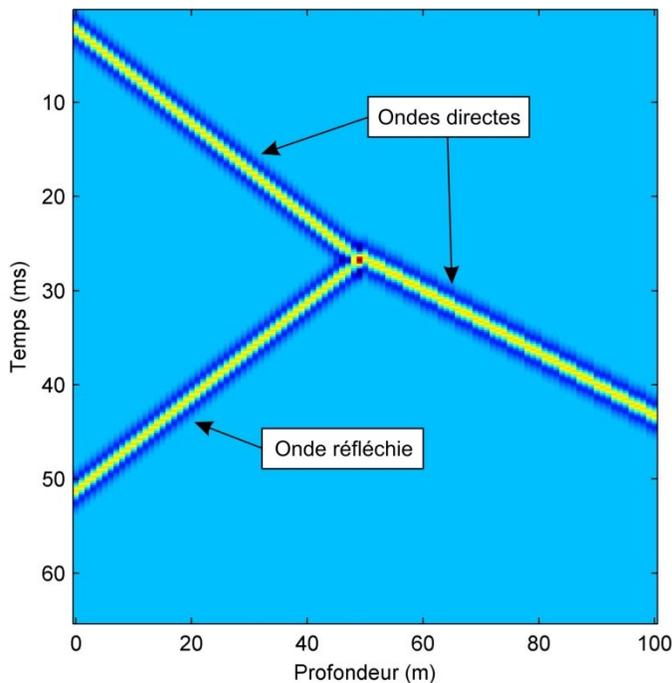


Figure 2.28: Sismogramme synthétique d'un tir sismique pour un VSP où les ondes directes (descendantes) et réfléchies (ascendantes) apparaissent.

Le principal avantage des mesures en forage par rapport aux mesures en surface est la plus faible atténuation des hautes fréquences lorsque les capteurs se situent en profondeur. En effet, la majeure partie de cette atténuation est causée par la couche superficielle du sol. De plus, la distance de parcours entre la source et le capteur est réduite lorsque le capteur est en profondeur, ce qui diminue d'autant plus l'atténuation des hautes fréquences. Pour cette raison, les mesures en forage sont des mesures de précision et une attention particulière doit être portée à la source sismique. Pour profiter de la résolution accrue, celle-ci doit produire des hautes fréquences. Pour cette raison, Leblanc *et al.* (2004 et 2006) ont utilisé une source à impacts à balayage, le VIBSIST-20, qui permet d'obtenir un contenu en fréquence plus élevé en utilisant une série d'impacts de faible énergie au lieu d'un seul impact énergétique. Contrairement à cette étude qui s'est déroulée dans le pergélisol, des argiles molles ont été étudiées dans le présent projet. Dans cet environnement, l'utilisation du VIBSIST-20 est problématique en raison du bruit de corrélation. Pour cette raison, l'impact d'une masse sur une plaque métallique déposé sur le sol a été plutôt utilisé lors de la balade sismique. La comparaison entre les tirs effectués avec le marteau et ceux avec le VIBSIST-20 sur le site d'études de Lochaber (Chapitres 3 et 4) est présentée à la figure 2.30. Les tirs effectués avec le marteau ont un plus grand rapport signal sur bruit et leur contenu en fréquence est plus riche en hautes fréquences.

Pour obtenir un modèle de vitesse à partir d'une balade sismique, la même approche de tomographie WET utilisée pour la sismique réfraction peut être adoptée (Section 2.4.2). La tomographie de sismique réfraction et la tomographie surface-forage correspondent au même problème sur le plan physique: reconstruire un modèle de vitesse à partir des premières arrivées. La tomographie à partir d'une balade sismique est cependant plus précise, car la couverture des rayons sismiques est plus uniforme. Pour ce qui est d'obtenir le modèle de réflectivité du sol, ceci n'a pas été réalisé lors du présent projet de recherche. Le lecteur peut se référer à Hardage (1985) pour plus de détails sur ce point.

2.7.1 Essai de pénétration au piézocône sismique

Pour ce projet de recherche, le profil vertical sismique a été effectué lors d'un essai de pénétration au piézocône sismique. Cet essai en géotechnique est connue sous le nom de Seismic piezoCone Penetration Test ou SCPTu (Robertson *et al.*, 1992). Ainsi, en plus des enregistrements sismiques, les différents paramètres standards de l'essai de pénétration au piézocône ont été mesurés à intervalle régulier de profondeur lors de cet essai.

Un essai de pénétration au piézocône sismique consiste à enfoncer un pénétromètre dans le sol à une vitesse constante, habituellement entre 1 et 2 cm/s. Un pénétromètre est une tige cylindrique avec une pointe conique dans laquelle différents senseurs ont été insérés (Figure 2.31). Dans le présent cas, la résistance à la pointe q_c , le frottement mobilisé f_s le long d'un manchon au-dessus de la pointe conique du pénétromètre, la

température de la pointe T , l'inclinaison du pénétromètre par rapport à la verticale, la résistivité électrique ρ_e et la pression interstitielle μ_2 au-dessus de la pointe conique ont tous été mesurés. Les différents senseurs ainsi que le système de fonçage du pénétromètre dans le sol peuvent varier. Le système de poussée linéaire utilisé dans le cadre de ce projet est présenté à la figure 2.32.

Les deux paramètres mesurés de façon standard lors des essais CPT sont la résistance à la pointe q_c et le frottement f_s . À l'aide de ces deux paramètres, il est possible d'inférer le type de sol pénétré à l'aide de chartes de classification telles que proposées par plusieurs auteurs dont notamment Robertson *et al.* (1986) et Eslami et Fellenius (1997). Lors de l'interprétation, le rapport de frottement, qui est le rapport entre q_c et f_s , est utilisé plutôt que le frottement en tant que tel. Ces chartes ont été constituées à partir de corrélation entre les résultats d'essais CPT et les types de sols.

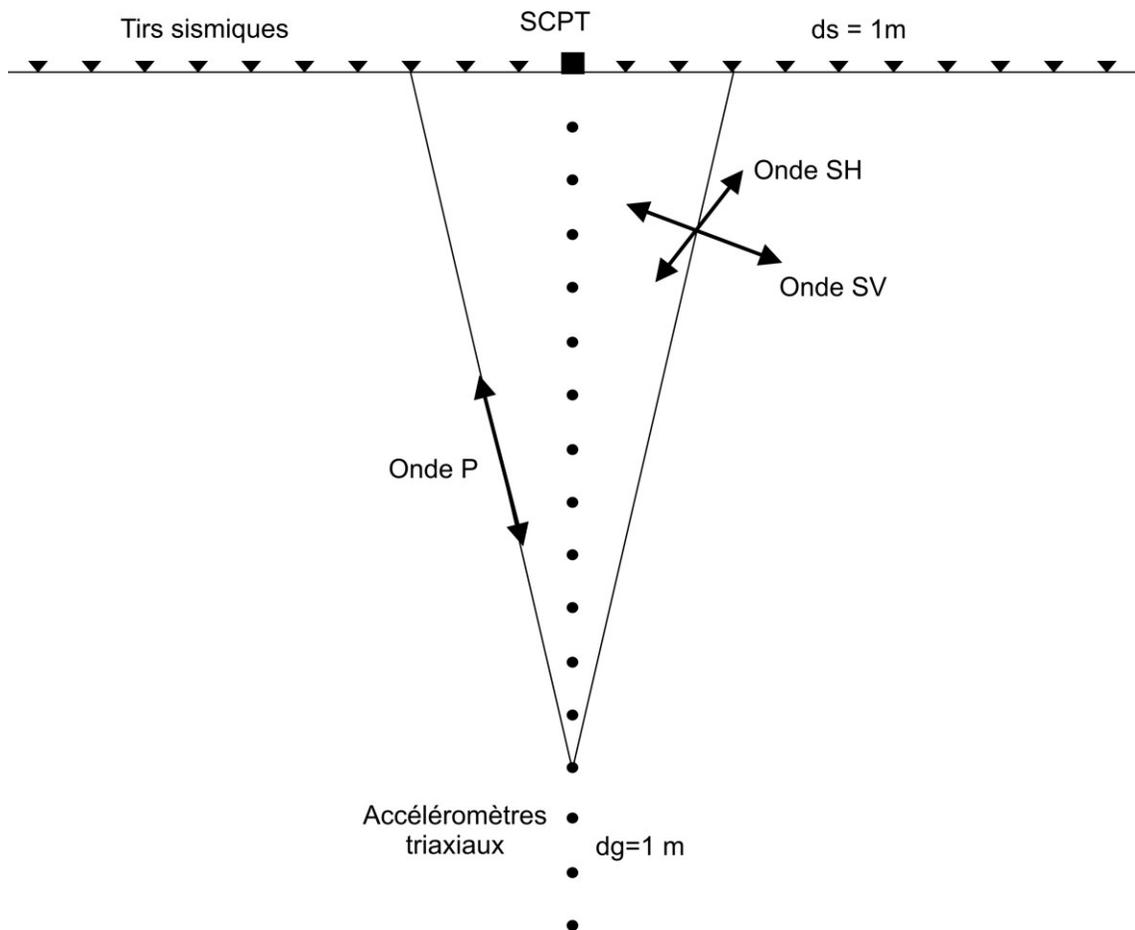


Figure 2.29: Configuration d'acquisition de la balade sismique.

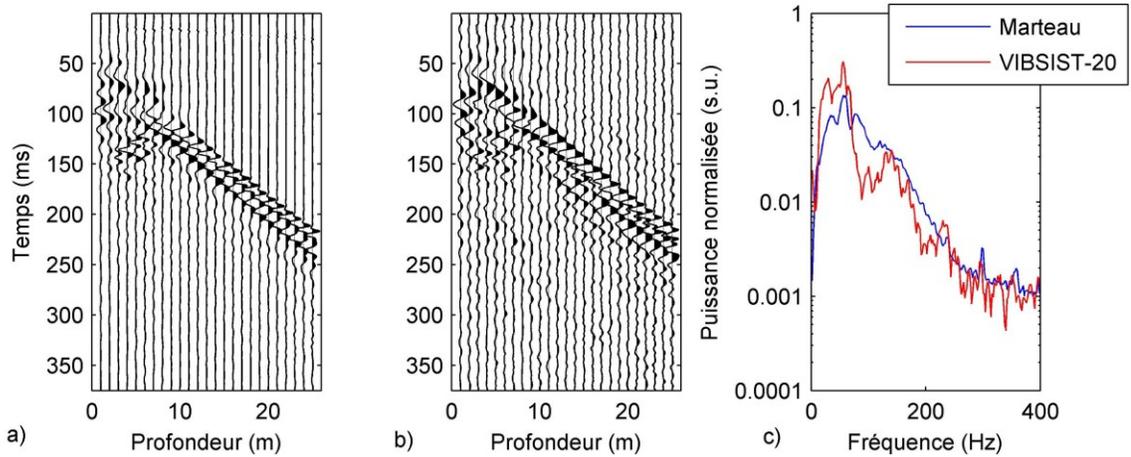


Figure 2.30: Comparaison entre un regroupement de tirs effectués avec un marteau (a) et le VISBSIST-20 (b) lors d'un essai SCPTu à Lochaber (voir Chapitre 3). c) Spectre de fréquence pour les deux regroupements en a) et b) où l'énergie totale des spectres a été normalisée.

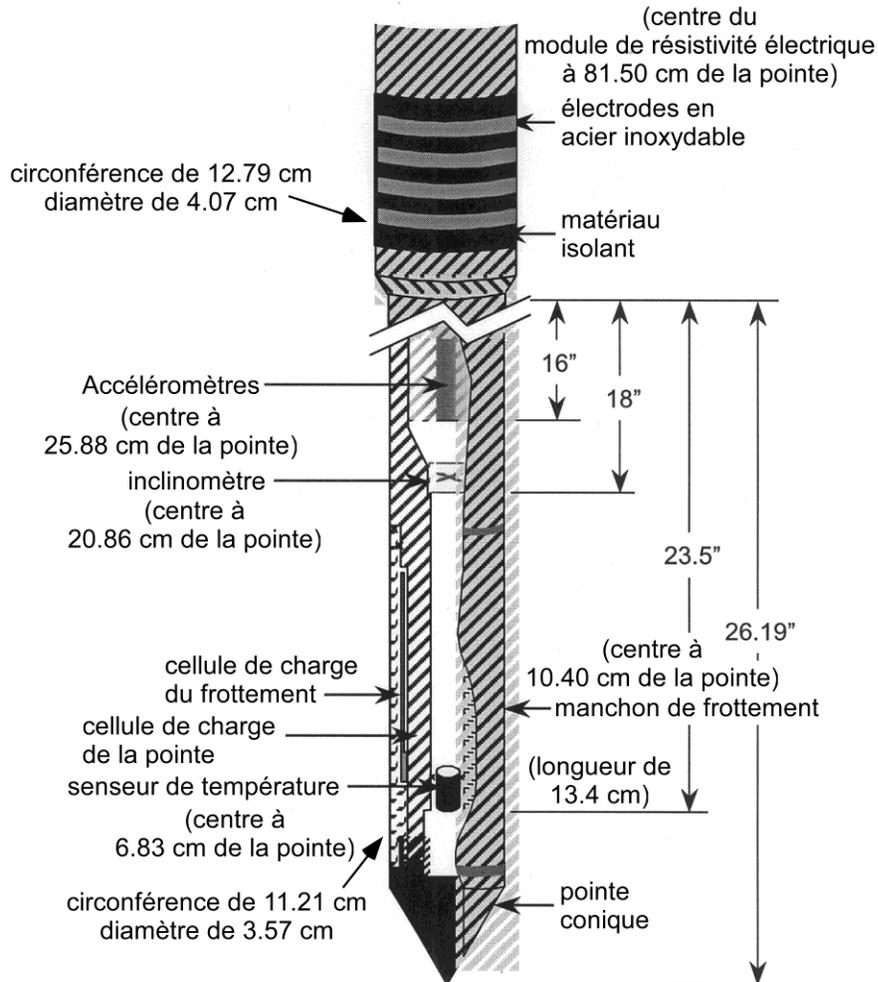


Figure 2.31: Configuration des différents senseurs dans le pénétromètre.

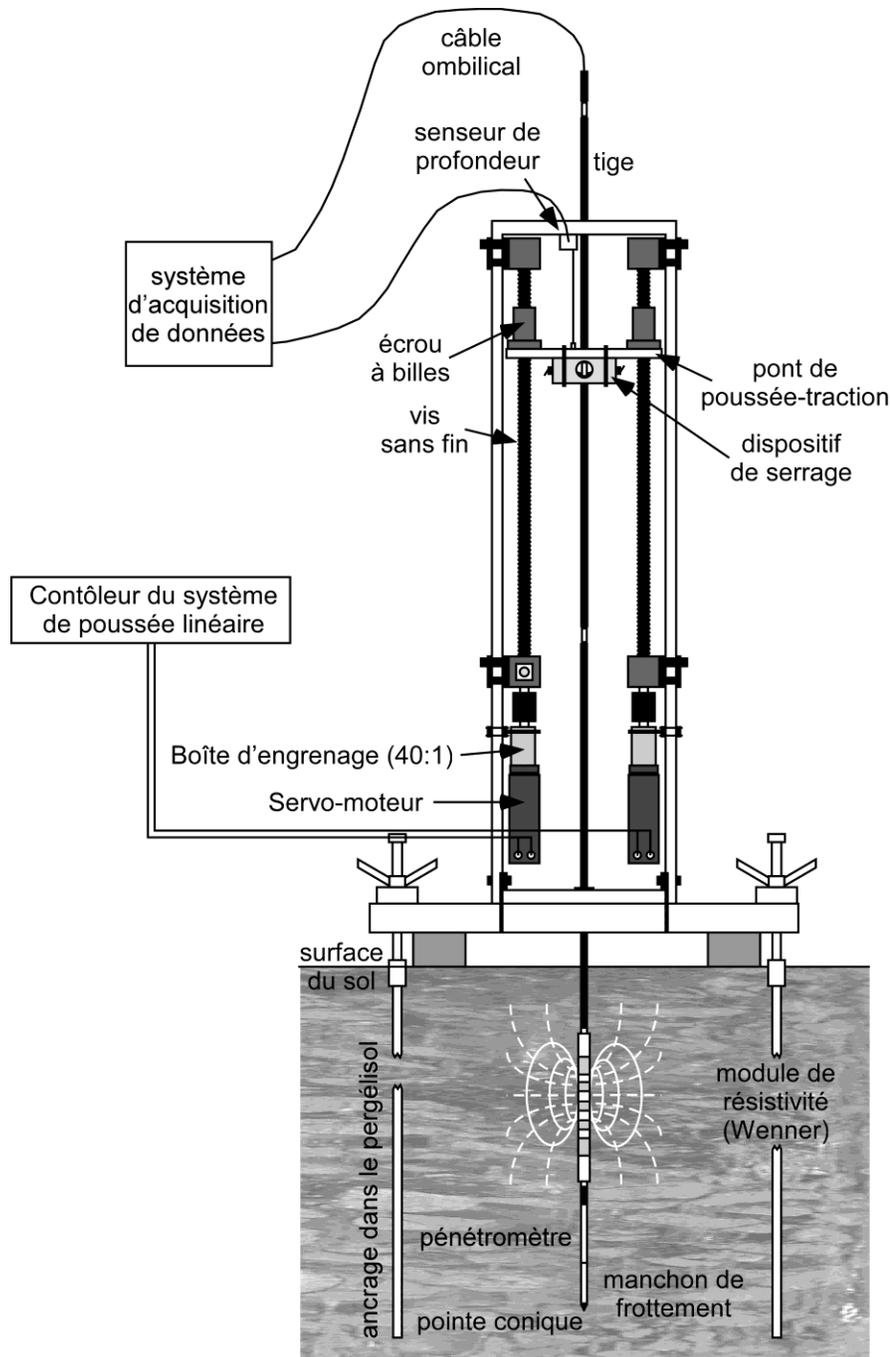


Figure 2.32: Système de poussée linéaire utilisé pour contrôler la pénétration du piézocône. Figure modifiée de Leblanc *et al.* (2004 et 2006).

Le terme d'essai de pénétration au cône (Cone Penetration Test ou CPT) est utilisé lorsque seuls les paramètres q_c et f_s sont mesurés. Lorsque la pression interstitielle est aussi mesurée, l'essai est plutôt nommé essai de pénétration au piézocône (Undrained Cone Penetration Test ou CPTu). La mesure de la pression interstitielle permet de corriger la résistance à la pointe et le rapport de frottement, ce qui permet d'obtenir une interprétation plus fiable dans les sols non drainés tels les silts et argiles. La charte proposée par

Eslami et Fellenius (1997) est présentée à la figure 2.33. Celle-ci utilise le frottement non corrigé f_s et la résistance à la pointe corrigée selon:

$$q_E = q_c - a \cdot \mu_2 , \quad (2.69)$$

où a est le rapport des aires qui est déterminé expérimentalement. Selon cette charte, le sol est divisé en cinq classes qui dépendent de la relation entre q_E et f_s (Figure 2.33).

L'interprétation des paramètres mesurés lors d'un SCPTu permet de corréler les vitesses sismiques avec les propriétés mécaniques du sol et le type de sol pour obtenir une interprétation beaucoup plus robuste. En effet, les vitesses sismiques ne peuvent pas identifier de façon univoque le type de sol étudié. Cet essai est donc un bon outil pour préciser l'interprétation d'un levé de sismique réflexion en surface, car il permet de corréler le type de dépôt aux vitesses sismiques pour le site d'études.

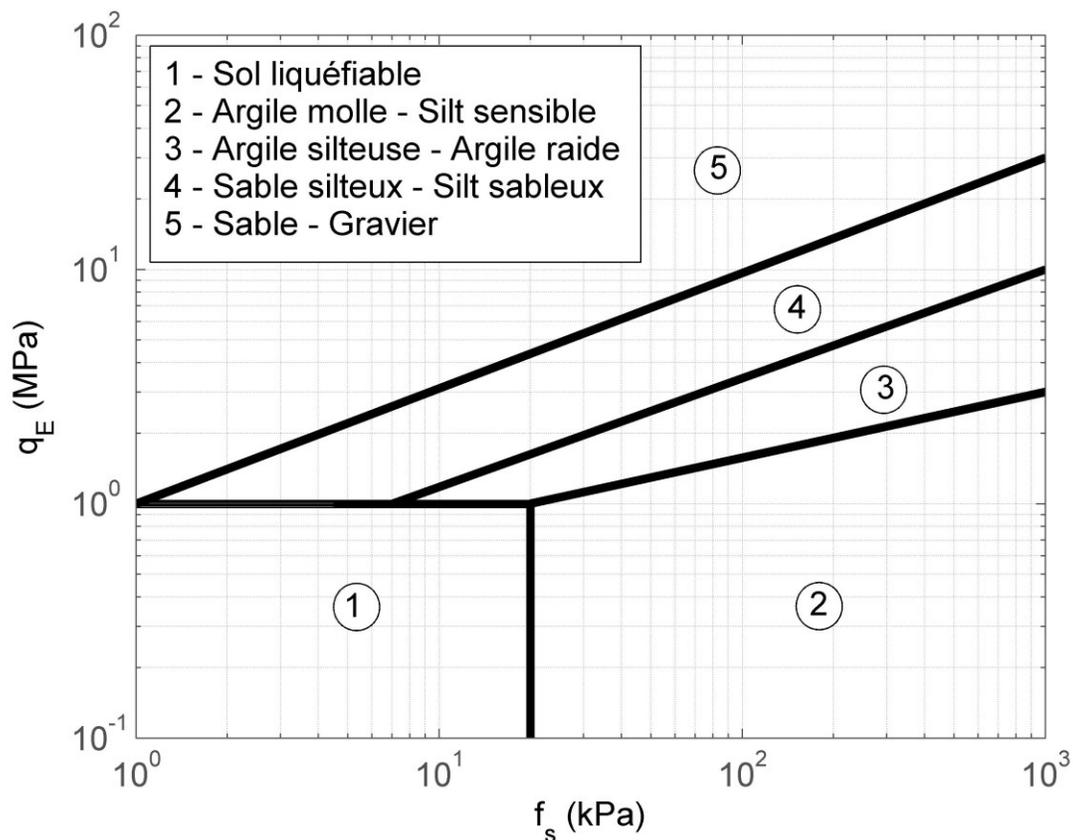


Figure 2.33: Carte de classification des sols utilisée pour l'interprétation d'un essai de pénétration au piézocône. Figure modifiée de Eslami et Fellenius (1997).

Chapitre 3 : Intégration des ondes de surface et des ondes SV

Acquisition et traitement conjoint de données de sismique réflexion et des ondes de surface pour un dépôt d'argile sensible dans la région de l'Outaouais (Québec), Canada

Joint acquisition and processing of seismic reflections and surface waves in a sensitive clay deposit in the Outaouais region (Québec), Canada

Gabriel Fabien-Ouellet, Richard Fortier et Bernard Giroux.
Département de géologie et de génie géologique
Université Laval, Québec, Québec, Canada G1V 0A6

Référence: Fabien-Ouellet, G., Fortier, R., & Giroux, B. (2014). Joint Acquisition and Processing of Seismic Reflections and Surface Waves in a Sensitive Clay Deposit in the Outaouais Region (Québec), Canada. Dans *Landslides in Sensitive Clays* (pp. 241-252). Springer Netherlands.

http://dx.doi.org/10.1007/978-94-007-7079-9_19

© Springer

3.1 Avant-propos

Ce chapitre est constitué d'un article qui a été publié par Springer dans un chapitre d'un livre intitulé *Landslides in sensitive clays – From geosciences to risk management* dans le cadre de la conférence sur les glissements dans les argiles sensibles qui s'est tenue à l'automne 2013. Par conséquent, il est rédigé en anglais. Cet article est consacré à l'utilisation et l'analyse conjointe de la méthode du MASW et de la sismique réflexion des ondes SV pour investiguer les argiles sensibles et, plus généralement, comment construire un modèle de vitesse conjoint à l'aide de ces deux méthodes. Un complément en français a été ajouté à l'article afin de présenter quelques résultats supplémentaires qui n'ont pu être incorporés à l'article original à cause des contraintes de format et d'espace imposées par l'éditeur.

J'ai rédigé presque entièrement ce document, à l'exception du résumé, qui a été rédigé par mon directeur de recherche, Richard Fortier. Il a aussi révisé l'anglais et le contenu scientifique. Finalement, il a supervisé et participé activement à l'essai de pénétration au piézocône sismique présenté dans ce chapitre. Bernard Giroux a apporté un support logiciel pour le traitement des données sismiques et il a révisé le contenu de l'article.

3.2 Résumé

L'acquisition et le traitement conjoint des réflexions des ondes de cisaillement polarisées verticalement (SV) et des ondes de surface ont été effectués sur un site à Buckingham (Québec) près d'Ottawa, Canada, afin de caractériser un dépôt d'argile sensible d'une épaisseur variant entre 20 et 40 m. Au site d'études, l'unité d'argile en surface repose sur une couche de sable et gravier d'une épaisseur de 50 m. Ainsi, le socle rocheux se trouve à plus de 90 m de profondeur le long de la ligne de levé. Un levé de sismique réflexion dont l'inversion des réflexions des ondes SV est basée sur la méthode du point milieu commun a permis de localiser l'interface entre l'argile et les sables et graviers et l'interface entre les sables et le roc en plus de déterminer les variations de la vitesse des ondes de cisaillement en profondeur jusqu'au contact au roc. Les variations de vitesse à des profondeurs inférieures à 10 m n'ont pu être déterminées en raison de la superposition des réflexions par les ondes de surface et les premières arrivées. Cependant, l'analyse multicanaux des ondes de surface (Multi-channel Analysis of Surface Waves or MASW) a permis d'obtenir la variation des ondes SV de la surface jusqu'à une profondeur de 12 m pour chaque point milieu commun. L'acquisition et le traitement conjoint des réflexions SV et des ondes de Rayleigh ont ainsi permis d'obtenir un modèle de vitesse plus précis et complet que les deux méthodes prises séparément. Afin de tester la précision de l'approche utilisée, une balade sismique lors d'un essai de pénétration au piézocône sismique (Seismic piezocone Penetration Test ou SCPTu) a été effectuée près de la ligne sismique, de la surface jusqu'à une profondeur de 25 m. Les variations verticales de la vitesse des ondes SV dans les argiles obtenues par le

traitement conjoint des réflexions SV et des ondes de surface et du SCPTu sont comparables, ce qui valide la méthode proposée.

3.3 Abstract

The joint acquisition and processing of vertically polarized shear (SV) wave seismic reflections and surface waves during a seismic survey were carried out in Buckingham (Québec), near Ottawa, Canada, to characterize a thick (20-40 m) sensitive clay deposit. At the study site, the outcropping clay unit overlays a 20-50 m thick layer of sand and gravel and the bedrock depth reaches more than 90 m along the survey line. The seismic reflection survey using common-mid-point (CMP) inversion of SV-wave reflections allowed the localization of the clay-sand and sand-bedrock interfaces as well as the measurement of SV-wave velocities down to the bedrock contact. Velocity variations at depths less than 10 m could not be assessed due to the early reflections hidden by seismic arrivals such as surface waves. However, multi-channel analysis of surface waves (MASW) provided the variations in S-wave velocity from the surface down to a depth of 12 m at each CMP location. The joint acquisition and processing of SV reflections and Rayleigh waves provided a more complete and accurate 2D SV velocity model than both methods taken separately. To test the accuracy of the proposed approach, a multi-offset seismic piezocone penetration test (SCPTu) was performed close to the survey line from the surface down to a depth of 25 m. The vertical variations in seismic velocities in sensitive clay as inferred from the SV seismic reflection survey and MASW are comparable to the SCPTu S-wave profile.

3.4 Introduction

Shear-wave velocity is a fundamental parameter for assessing the dynamic properties of soils in areas prone to earthquakes and landslides. This led the National Building Code of Canada to include shear-wave velocity at a 30-m depth (V_{s30}) in the definition of the soil classification categories (Finn and Wightman, 2003). Several methods are available for the measurement of V_{s30} ; the most common being vertical seismic profiling (VSP) and multi-channel analysis of surface waves (MASW). Both methods have serious drawbacks for very thick (> 50 m) and soft soils, as deep drilling, needed for VSP, becomes cost prohibitive, and the depth of investigation of the active MASW method is somewhat limited. Recently, seismic reflection surveys using vertically polarized shear (SV) waves have been used in conjunction with the landstreamer technology to efficiently investigate thick clay deposits (Pugin *et al.*, 2009). Heavy and expensive vibratory sources were used in these surveys to generate SV-waves. An alternative approach to evaluate V_{s30} is proposed in this paper using the joint processing of SV reflections and Rayleigh waves acquired during a typical seismic reflection survey using a straightforward hammer impact on a steel plate as a seismic source. The MASW method is first used to process Rayleigh waves and obtain a velocity model for the first meters of soil. Those

results are then integrated in the semblance analysis of the SV reflection data to produce a complete 2D velocity model of the overburden as well as a stacked seismic reflection profile. A case study on this alternative approach is presented for investigating a thick (> 30 m) sensitive clay deposit in the Outaouais region (Québec), Canada. For this case study, the proposed approach was effectively used to assess a 2D shear-wave velocity model along a 1 km long survey line from the surface down to depths as great as 90 m. The velocity model is finally compared with the results of a multi-offset seismic piezocone penetration test (SCPTu) carried out at one location close to the survey line to corroborate our findings

3.5 Study Site

The study site is located in the Outaouais region (Québec), Canada, close to the city of Ottawa. This region is at high risk of landslides due to thick sensitive clay deposits and seismic activity (Aylsworth *et al.*, 2000). Extensive studies were carried out in this region to assess these risks (Motazedian and Hunter, 2008). Several seismic methods were used in these studies, in particular downhole seismic, MASW, seismic reflection and refraction, and spectral ratio methods.

The Quaternary geology of the Outaouais region consists of a thin veneer of till overlain with glaciofluvial sediments mainly composed of sands and gravels. This sequence is covered by a marine unit deposited by the Champlain Sea around 11400 yr. BP and composed of sensitive clay. The study area and the seismic line location are shown in figure 3.1. According to the logs of nearby wells, the thickness of the clay deposit ranges between 10 to 35 m while the thickness of the glaciofluvial unit varies between 20 to 60 m. There is no till in contact with the bedrock. The depth to bedrock ranges from 40 to 90 m along the survey line. Due to the outcropping clay unit and the thick overburden, the study site is suitable for testing the proposed approach.

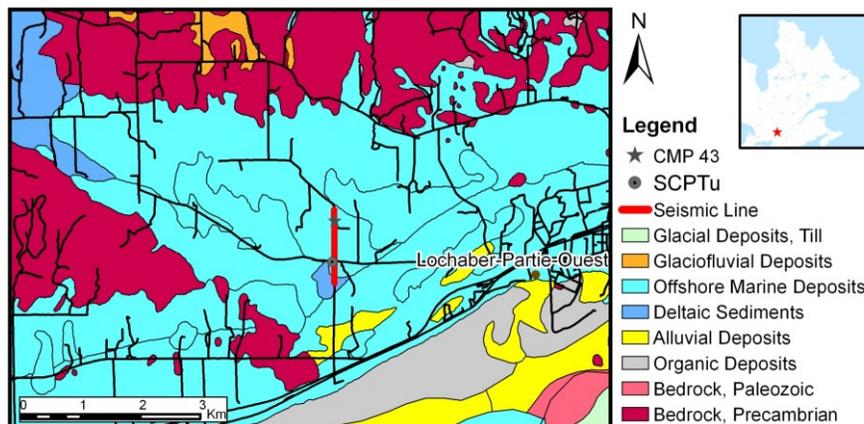


Figure 3.1: Map of Quaternary deposits (modified from Bélanger *et al.* 1997). The locations of the seismic reflection survey line, CMP gather no. 43 and SCPTu are identified by a thick red line, a grey star, and a grey circle respectively.

3.6 Combined MASW-SV Seismic Reflection Survey

3.6.1 Field Data Acquisition

The seismic reflection survey was designed primarily for the acquisition of SV-wave reflections. Parameters were chosen according to the walk-away method proposed by Steeples and Miller (1998). The survey parameters are given in table 3.1. A hammer impact on a steel plate lying on the ground surface was used as a seismic source. The survey was carried out on the shoulder of a gravel road. Despite difficult source and geophone coupling on this kind of surface, a good signal was obtained for Rayleigh waves, SV- and P- wave reflections.

Table 3.1: Acquisition parameters for the combined MASW-seismic reflection survey.

Source	Stack	Geophone frequency	Source spacing	Geophone spacing	First offset	Shot point fold
8 kg hammer	2	30 Hz	3 m	0.75 m	0.75 to 6.75 m	96

Although a single 24-channel Geode was used, 96 traces per shot position were acquired by revisiting each shot position four times as the spread cable was moved forward along the line. This configuration was required to meet the constraints of geophone spacing and spread length. Indeed, small geophone spacing is required for SV reflection surveys to avoid aliasing of reflection hyperbolas while long spread cable is needed for a better coverage of P-wave reflections. Moreover, this configuration meets the guidelines for the MASW method when the depth to bedrock is in excess of 50 m. In such case, according to Park *et al.* (2002b), the maximum offset should be around 100 m and the geophone spacing around 1 m. This is the case for the present survey. However, they also recommend the use of 4.5 Hz geophones, while 30 Hz geophones were used instead. Although lower frequencies are preferable for MASW, the surface wave analysis performed on this dataset was done without too much loss of information, as shown in the next section.

3.6.2 MASW Processing

MASW processing was applied as described in Park *et al.* (1998). After specifying the geometry for each shot file, the traces were sorted by their common-middle-point (CMP) with a binning of 6 m, resulting in a fold of 192. With such high fold, there are no losses using CMPs instead of shot gathers. These steps were performed with the help of CREWES MATLAB package (Margrave, 2003) and in-house MATLAB codes. All the remaining processing steps were carried out using SeisImager/SW software package.

The fundamental mode of each CMP was handpicked and smoothed using a median filter. An initial model containing 15 layers ranging from the surface down to a depth of 12 m was assigned to each dispersion curve. They were inverted individually using the algorithm described in Xia *et al.* (1999), keeping only the layer thickness fixed. The resulting models were linearly interpolated to obtain a 2D velocity profile.

The dispersion curve for the CMP gather no. 43 is shown in figure 3.2b. The first mode appears clearly between 3 and 15 Hz and higher modes are also present. The dispersion curves are very smooth because of the high CMP fold. The estimated picking error is also shown in figure 3.2b and its effect on the inverted model is shown in figure 3.2c. The mean variation between the inverted models due to picking errors is 4%, slightly higher than the picking error itself (3%).

Although the response of 30 Hz geophones is not flat below 30 Hz, it did not hinder too much the MASW processing. First, each frequency is normalized on the dispersion curves, so amplitude attenuation is not a concern, as long as the signal can be detected. Moreover, spurious frequencies generated by calculation artefacts would not generate the continuous and sharp dispersion patterns seen in figure 3.2b. All those facts support the claim that frequencies as low as 3 Hz were effectively detected on the dispersion curves. The use of 4.5 Hz geophones could help the detection of lower frequencies. However, it is doubtful that a hammer can produce frequencies much lower than 2 Hz, and the gain in penetration depth would not be enough to reach the bedrock.

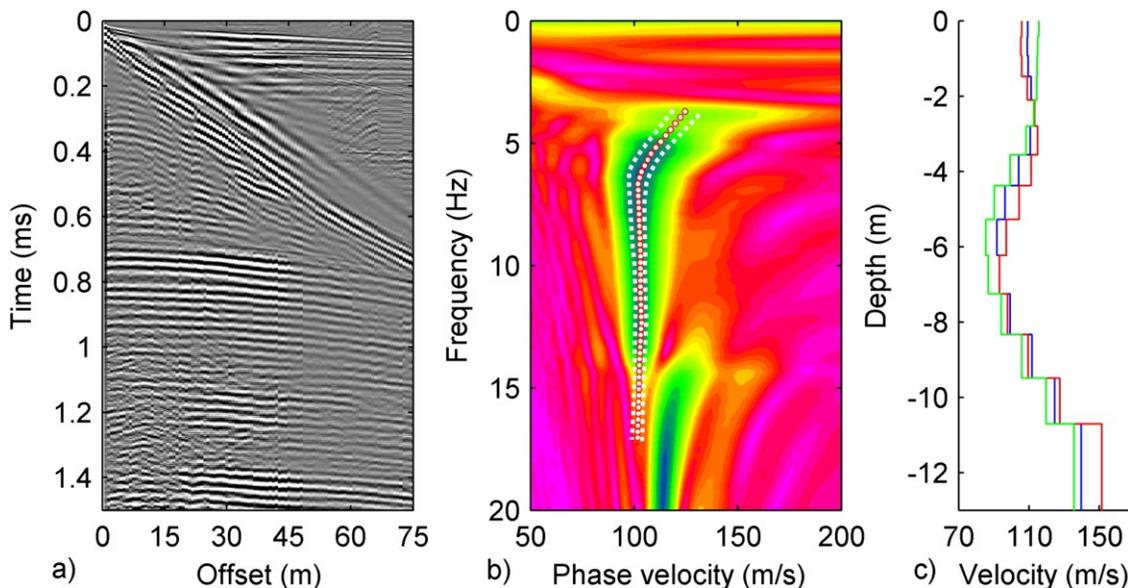


Figure 3.2: CMP gather no. 43 (a), its dispersion curve (b) with the selected first mode (orange circles) and the picking error (dotted white lines). The inverted model is shown in blue in c). The maximum and minimum models due to picking error are shown in red and green respectively.

3.6.3 SV Seismic Reflection Combined Processing

The CMP data processing flow for SV seismic reflections is summarized in table 3.2. Two programs were used: CREWES MATLAB package for steps 1, 2, 3, 6 and 8 and GEDCO Vista for the remaining steps. The surface wave filter in step 3 is based on the dispersion of surface waves and more details on its performance will be published later. The processing flow was designed to produce a 2D SV velocity section; so post velocity analysis steps leading to a stacked section are not given and detailed herein.

Table 3.2: CMP processing of SV seismic reflections.

Processing steps	Comments
1. Geometry	Position and elevation of the shots and geophones
2. Bad trace removal	Automatic filter based on S/N ratio
3. Surface wave filter	Based on the dispersion of surface waves
4. Scaling	AGC with a 200 ms window
5. CMP binning	Bin length: 6m
6. MASW model V_{RMS} conversion	Included in step 7
7. Semblance analysis	Each CMP was processed
8. Velocity conversion	V_{RMS} conversion to interval velocity

The semblance analysis of the CMP gather no. 43 is given in figure 3.3. The quality of the semblance panel is judged very good for this example since each reflection has an isolated semblance peak. SV reflections can be observed from 150 ms to the end of the record. The bedrock reflection is at 50 ms. All reflections at later times are multiples and are not included in the velocity analysis. This is supported by the velocity inversion after 750 ms on the semblance panel, which is unrealistic for reflections below the bedrock. P-wave reflections are located at the top-right of the gather and are clearly separated from SV-wave reflections. The processing of both SV- and P-waves reflections on the CMP gathers can therefore be performed.

Because there is no distinguishable reflection before 150 ms, earlier velocities in figure 3.3 are derived from the MASW results as mentioned in step 6 of the processing flow (table 3.2). In the present case, MASW can give velocities from the surface down to a depth of 12 m. This limited depth of investigation is caused by the very low seismic velocities in sensitive clay, which yield a small wavelength even at low frequencies. SV reflections are distinguishable from about 150 ms or at a depth of about 10 m for an average velocity of 130 m/s. Therefore, both methods are complementary and their joint acquisition can provide a velocity profile from the surface down to the bedrock contact.

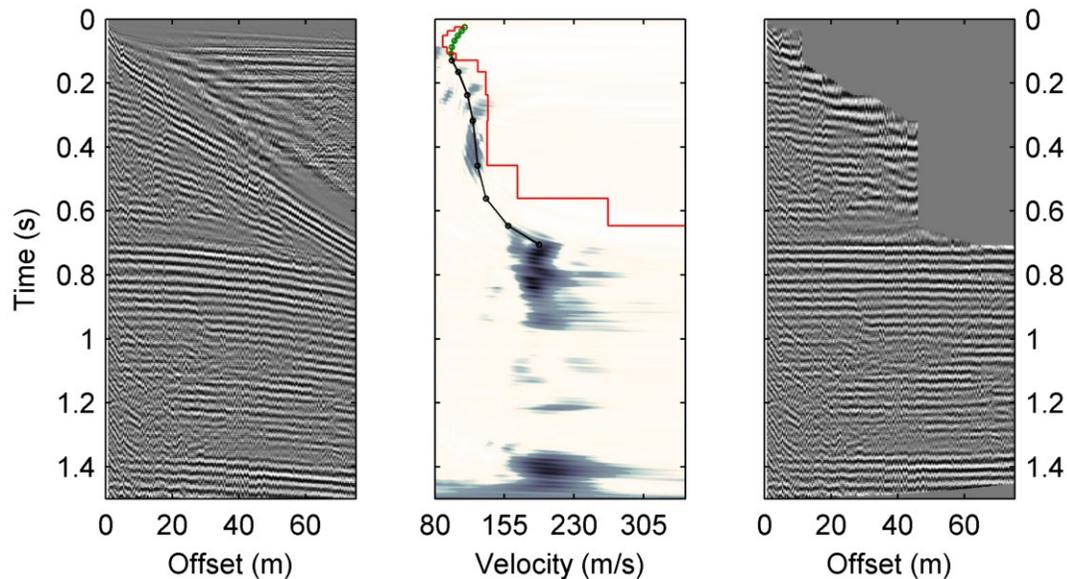


Figure 3.3: CMP gather no. 43 (left), its semblance analysis (middle) and the NMO corrected gather (right) with a 100% stretch mute. Selected RMS velocities are shown in black and the interval velocities are shown in red. The green circles are the velocities derived from the MASW method.

To combine CMP reflection processing and the MASW method, the MASW velocity model was first converted to RMS velocities in time at each CMP location using the Dix formula (Yilmaz, 2001). Semblance analysis was then carried out using these velocities before the first reflection. The combined RMS velocity profiles were converted back to interval velocities for the final result.

3.6.4 Interpretation

Results from the MASW survey are shown in figure 3.4a. As previously mentioned, due to the very low shear wave velocity in sensitive clay, the MASW method has a limited depth of investigation even if the frequency content of Rayleigh waves is quite low. Because the stratigraphic contacts between the marine unit, the glaciofluvial unit and the bedrock are deep, they cannot be detected using MASW. Moreover, frequencies higher than 15 to 20 Hz could not be picked for the first mode due to the very high energy content of the higher modes. This limits the resolution of the inversion for depths smaller than 2 m and the accuracy of the velocity layers above 2 m can be questioned. The use of the higher modes in the inversion could solve both of these problems as well as improve the overall accuracy of the velocity model (Xia *et al.*, 2003), especially since very energetic higher modes up to 80 Hz are visible in every dispersion panel for this survey.

Nevertheless, the MASW results are very useful to characterize the variations in shear wave velocity near the ground surface. There is a velocity inversion at a depth of about 4 m due to the contact between the overconsolidated clay layer caused by the freeze-thaw cycle and the undisturbed soft clay at depth. The increase in shear wave velocity between depths of 6 to 12 m is caused by the clay consolidation due to the

overburden pressure. Two high velocity anomalies are apparent in the model (Figure 3.4a): one around 500 m and the other from 1020 m to the end of the survey line. Both anomalies are likely artifacts associated to topographic variations. No corrections were applied for the topographic variations which are known to affect velocity estimations of MASW (Bodet *et al.*, 2004).

The high velocity anomaly at a distance of about 500 m along the survey line is also apparent at depth in figure 3.4b. The topographic variations also affect SV reflections and there is no simple solution available to correct these effects. Standard static corrections usually applied to P-wave reflections fail for S-wave reflections due to the absence of a high impedance contrast near the surface (Yilmaz, 2001).

The combined model in figure 3.4b extends down to the bedrock contact. As no reflections below the bedrock could be observed, the bedrock velocity cannot be estimated in this survey. This is usually the case in engineering seismology and can be considered a disadvantage compared to seismic refraction survey or MASW. However, the superior depth of investigation and resolution of reflection seismic are major advantages in comparison to the previous methods.

The combined velocity model is overlaid by the SV stacked section clipped at depths larger than the bedrock contact. The stacked section greatly improves the geologic interpretation of the velocity model. Two distinct velocity layers can be identified in figure 3.4b: 1) the marine unit (90 to 200 m/s) from the surface down to about 30 m and 2) the glaciofluvial unit (200 to 400 m/s) at depths larger than 30 m down to the bedrock. The stratigraphic contact between the marine unit and glaciofluvial unit is identified by the orange line. The marine unit shows many parallel reflections which can be interpreted as thin sand beds. The coherency of the glaciofluvial reflections decreases after position 600 m indicating coarser gravel deposits.

The combined model can be used to assess the seismic hazard parameters of the site. First, this model can give an estimate of V_{s30} . For the velocity model in figure 3.4, the average V_{s30} is 147 m/s, which corresponds to soft clay (Finn and Wightman, 2003). The fundamental site resonance period T related to the seismic amplification can also be calculated from the relation $T = 4H / V_{av}$ (Bard and Bouchon, 1980) where H is the overburden thickness and V_{av} is the average velocity of the soil. The fundamental site period ranges from 1.19 to 1.89 s for the study site.

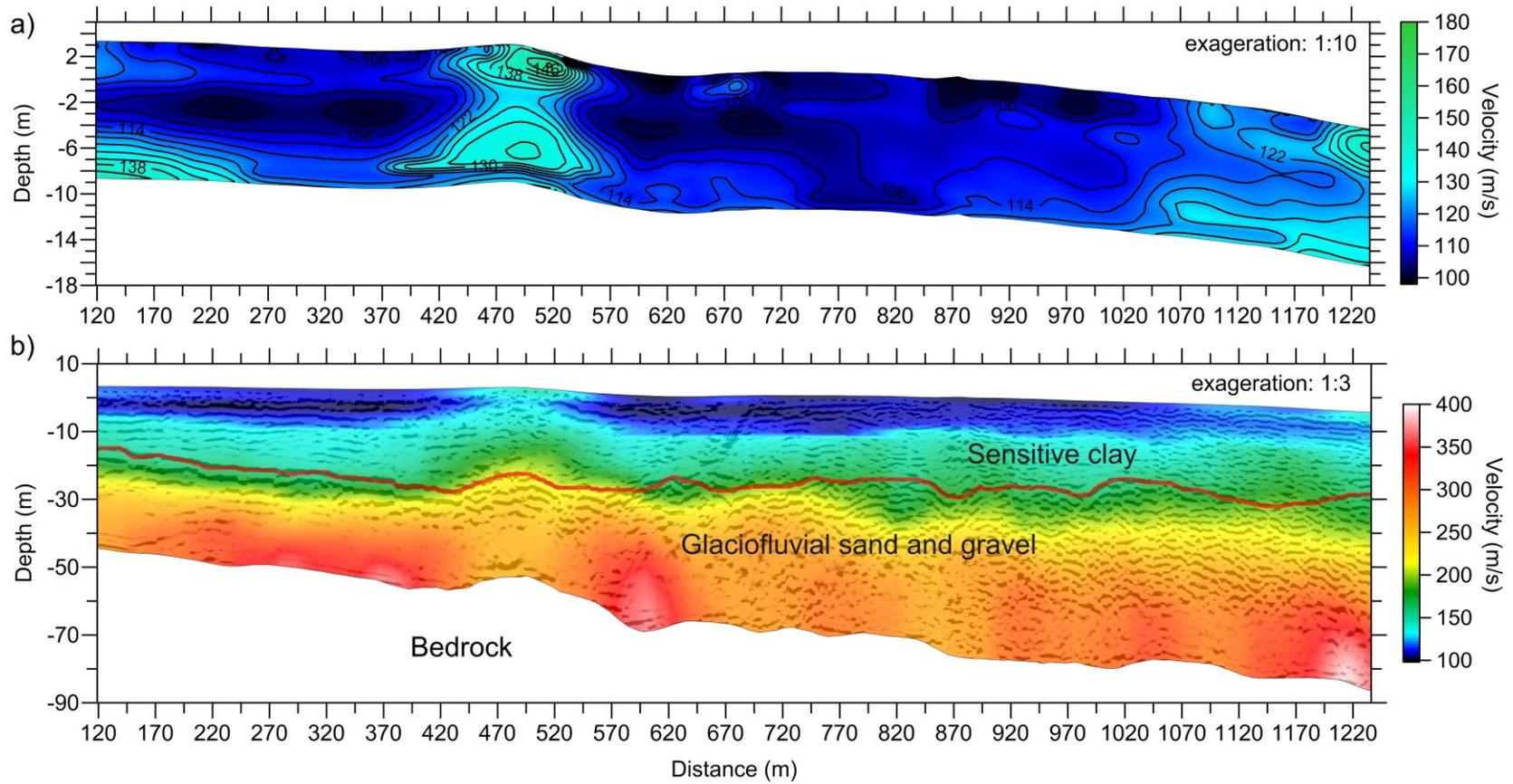


Figure 3.4: SV wave velocity models obtained from a) MASW alone and b) combined MASW and SV reflection processing of the seismic reflection survey. The stacked seismic section overlays the combined velocity profile. Both colormaps are the same but the vertical exaggerations are different due to the large difference in depth for both models.

3.7 Multi-offset Seismic Piezocone Penetration Test

3.7.1 Data acquisition and processing

A multi-offset SCPTu was carried out at a distance of 895 m from the beginning of the survey line (Figure 3.1) to verify the accuracy of the combined velocity model. The offsets ranged from 1 to 10 m and the receiver depth interval was 1 m. The equipment and the settings used to acquire the data are similar to the ones described in LeBlanc *et al.* (2006). Two seismic sources were tested: 1) a VIBSIST-20 source based on the swept impact seismic technique (Park *et al.*, 1996) and 2) a 3.6 kg hammer impact on a steel plate lying on the ground surface. Only the results with the hammer are presented because they are less affected by noise and their frequency content is similar to the VIBSIST-20 data.

Examples of raw and processed SCPTu shot gathers are given in figure 3.5. Two types of noise can be identified in these gathers: ground roll and very high-frequency arrivals. The latter is assumed to be sound waves guided by the pushing rods as supported by the high velocity and high frequency of these arrivals. A low-pass filter of 600 Hz was applied to remove this noise. To suppress the ground roll, the signals from the two horizontal accelerometers H_1 and H_2 embedded in the penetrometer were combined using the formula $H_{\text{comb}} = H_1 - 0.6 H_2$. The first arrivals were then picked and wavepath eikonal traveltimes inversion was carried out using Rayfract (Schuster and Quintus-Bosz, 1993). The resulting velocity models were averaged over the length of the multi-offset profile to produce P- and S-waves vertical seismic profiles (Figure 3.6).

3.7.2 Interpretation

The piezocone penetration test results were interpreted according to two soil classification charts for ordinary soils, i.e. from Eslami and Fellenius (1997) and from Robertson *et al.* (1986). The variations of SCPTu parameters as a function of depth and the stratigraphy interpreted from these variations are shown in figure 3.6. The two classification charts lead to the same conclusion: a 2 m layer of sand overlays a layer of sensitive clay interbedded with sands. Evidences of sand beds also appear as S reflections on the seismic traces and are shown in figure 3.5. This confirms the previous interpretation of the seismic reflection profile. The sand and gravel layer below the sensitive clay layer could not be reached due to the limits of the pushing system.

The S-wave velocity profiles from the combined method, seismic reflection alone and SCPTu are also compared in figure 3.6. The combined and reflection velocity profiles come from the processing of CMP gather no. 151. This CMP is the closest to the SCPTu location. The smooth appearance of the velocity curves for the SCPTu comes from the averaging of the tomographic 2D models not shown herein. This averaging of the multi-offset data improves the accuracy of the 1D velocity profile. To show the dispersion of the data in the 2D model, the velocity profile more or less two times the standard deviation is also plotted in figure 3.6.

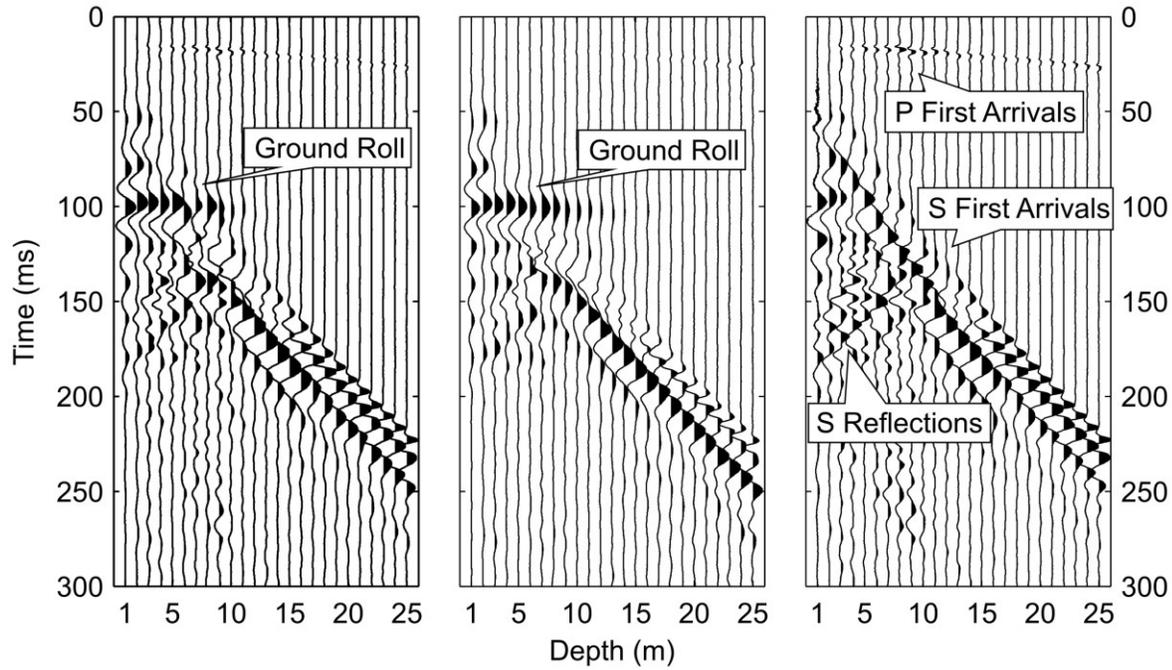


Figure 3.5: SCPTu shot gathers for a lateral offset of 10 m. The first two gathers are for the two horizontal H1 and H2 accelerometers embedded in the penetrometer. The ground roll noise is completely suppressed in the third gather after the combination of the H1 and H2 gathers.

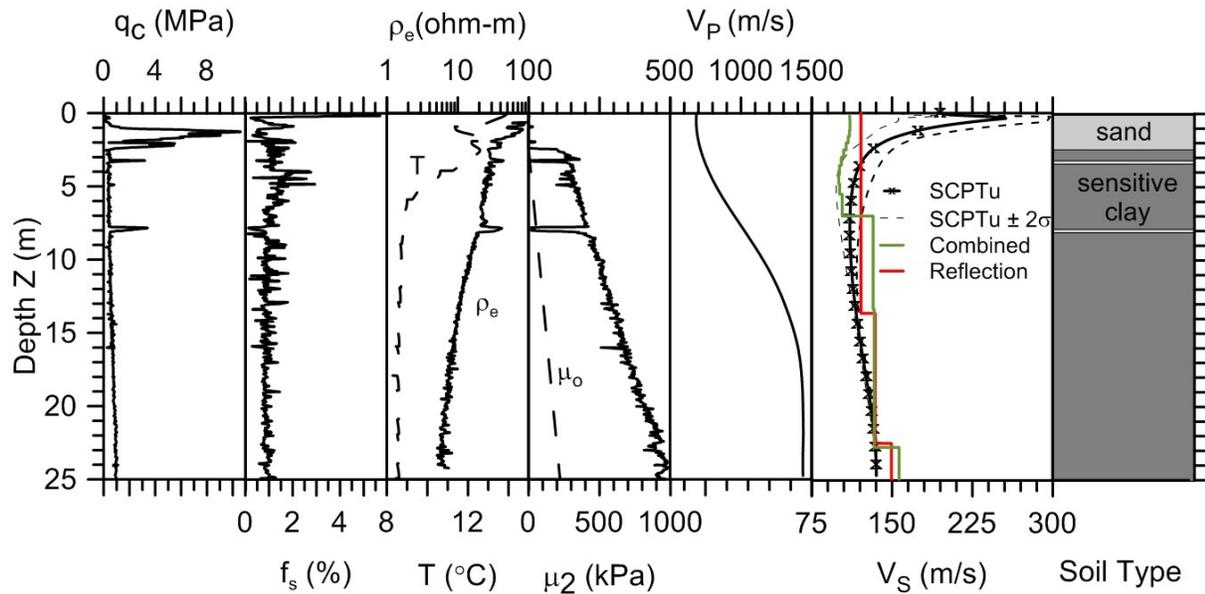


Figure 3.6: SCPTu logs: cone resistance (q_c), friction ratio (f_s), electrical resistivity (ρ_e), temperature (T), pore pressure (μ_2), P- and S-waves velocities. The stratigraphic column is interpreted from the SCPTu logs.

The three velocity profiles are in good agreement. Using the SCPTu as the reference, the mean absolute errors (MAE) are 15 and 11% and the root mean square errors (RMSE) are 22 and 19% for the combined and the reflection profiles respectively. The higher value of the RMSE in both cases is caused by the first 2 m of the models: neither shows the high velocity superficial sand layer. This is to be expected for the reflection model, as it can only give an average velocity for the first few meters. As for MASW, the lack of frequencies higher than 20 Hz for the fundamental mode can explain the misfit above 2 m. Moreover, both measurements were not exactly taken at the same location: the surface survey was carried out on the road shoulder and the SCPTu was acquired in the adjacent orchard, so surface conditions may be different in both locations.

Below 2 m, the MASW and SCPTu models agree very well as the MASW model actually falls inside the standard error limits of the SCPTu. Both models also show the same trend. By removing data above 2 m, RMSE falls at 13% and MAE at 12%. This agrees very well with the expected error between MASW and VSP measurements obtained by Xia et. al (2002).

3.8 Discussion and Conclusions

In the case study presented herein, the MASW survey failed to provide the S-wave velocity profile from a depth of 12 m down to the bedrock contact. The depth of investigation is so limited that the S-wave velocity at 30-m depth V_{s30} cannot be assessed. Far from being an exceptional case, this is typical for areas with thick sensitive clay deposits. To avoid this limitation, the combined processing of Rayleigh waves and SV-wave reflections is proposed as a solution. Surface waves and SV-waves are generated during a typical seismic reflection survey and they can be simultaneously acquired with the proper field parameters. Special care must be taken to avoid aliasing of SV-wave reflections by reducing the geophone spacing. To maintain proper spread length, the record of at least 48 live channels with an engineering seismograph is recommended.

Other solutions are available to measure shear wave velocity profiles when the overburden depth exceeds 50 m but they are not as effective as SV-wave reflection surveys. Downhole seismic survey is expensive to achieve as the depth becomes too great and seismic information is available at only one location. As for passive MASW surveys, which can go to a depth as great as 100 m, they do not provide as accurate stratigraphy of the soil as reflection seismics. In addition to the velocity assessment, the processing of the SV-wave reflections leads to a stacked seismic profile providing the location of stratigraphic contacts along the survey line. Moreover, this can be used to calculate the fundamental site resonance period.

Even in the case of shallow bedrock, SV-wave reflections should be considered in MASW records in sensitive clay and their processing would bring better constraints on stratigraphic contacts and add redundancy to velocity estimations. In fact, all seismic arrivals recorded in a typical MASW survey, such as Rayleigh waves,

first arrivals, P- and SV-waves reflections can be processed. In all likelihood, combining the information of these separate techniques gives a far more robust earth model.

3.9. Complément

Dans cet article, un SCPTu à dépôts multiples a été présenté sous la forme de profils sismiques verticaux moyennés des ondes P et S (figure 3.6). Ces profils sont plus faciles à comparer aux autres paramètres mesurés lors du SCPTu dont notamment la résistance à la pointe, le rapport de frottement, la température, la résistivité électrique et les pressions interstitielles générées par le fonçage du cône dans les couches de sol. Cependant, l'inversion WET pour les ondes P et S effectuée par Rayfract produit des modèles 2D de vitesse sous la forme de tomogrammes. Ce complément à l'article de ce chapitre présente les deux tomogrammes des ondes P et S obtenus du SCPTu (figure 3.7).

Le modèle 2D des ondes S présente la même inversion de vitesse en superficie que pour le profil sismique vertical moyenné (Figure 3.6a vs Figure 3.6). Cependant, la couche superficielle de vitesse élevée a une épaisseur variable : elle n'est que de 0,5 m à une distance de -10 m et atteint presque 2 m au centre de l'essai. La vitesse de cette couche varie entre 330 et 200 m/s. Ceci peut être interprété comme une couche superficielle de sable au-dessus de la couche d'argile.

Le modèle 2D des ondes P (Figure 3.7b) présente une forte augmentation de vitesse dans les 8 premiers mètres de profondeur alors qu'il n'y a aucun changement apparent pour le modèle 2D des ondes S (Figure 3.7a). Ceci est fort probablement causé par la saturation en eau croissante en profondeur du dépôt d'argile. Une anomalie de basse vitesse de 500 m/s est observable au centre de l'essai près de la surface. Cette anomalie peut être causée par l'incertitude sur l'identification des ondes P. En effet, comme les ondes P se propagent rapidement, elles arrivent pour des temps très courts sur les regroupements de tirs, ce qui a comme conséquence qu'une faible incertitude sur la détermination du temps de propagation des premières arrivées cause une grande erreur relative. De plus, pour les distances de tir les plus courtes, les premières arrivées des ondes P ne sont pas observables (Figure 3.5). Par ailleurs, l'aspect asymétrique de la vitesse des ondes P pour les premiers mètres pourrait être expliqué par une variation latérale de la saturation en eau dans le sol. En effet, à partir d'une distance de 8 m, des pommiers se trouvaient sur la ligne de points de tir sismique. Les racines des arbres peuvent retenir une certaine quantité d'eau dans le sol, ce qui change la saturation des argiles en superficie.

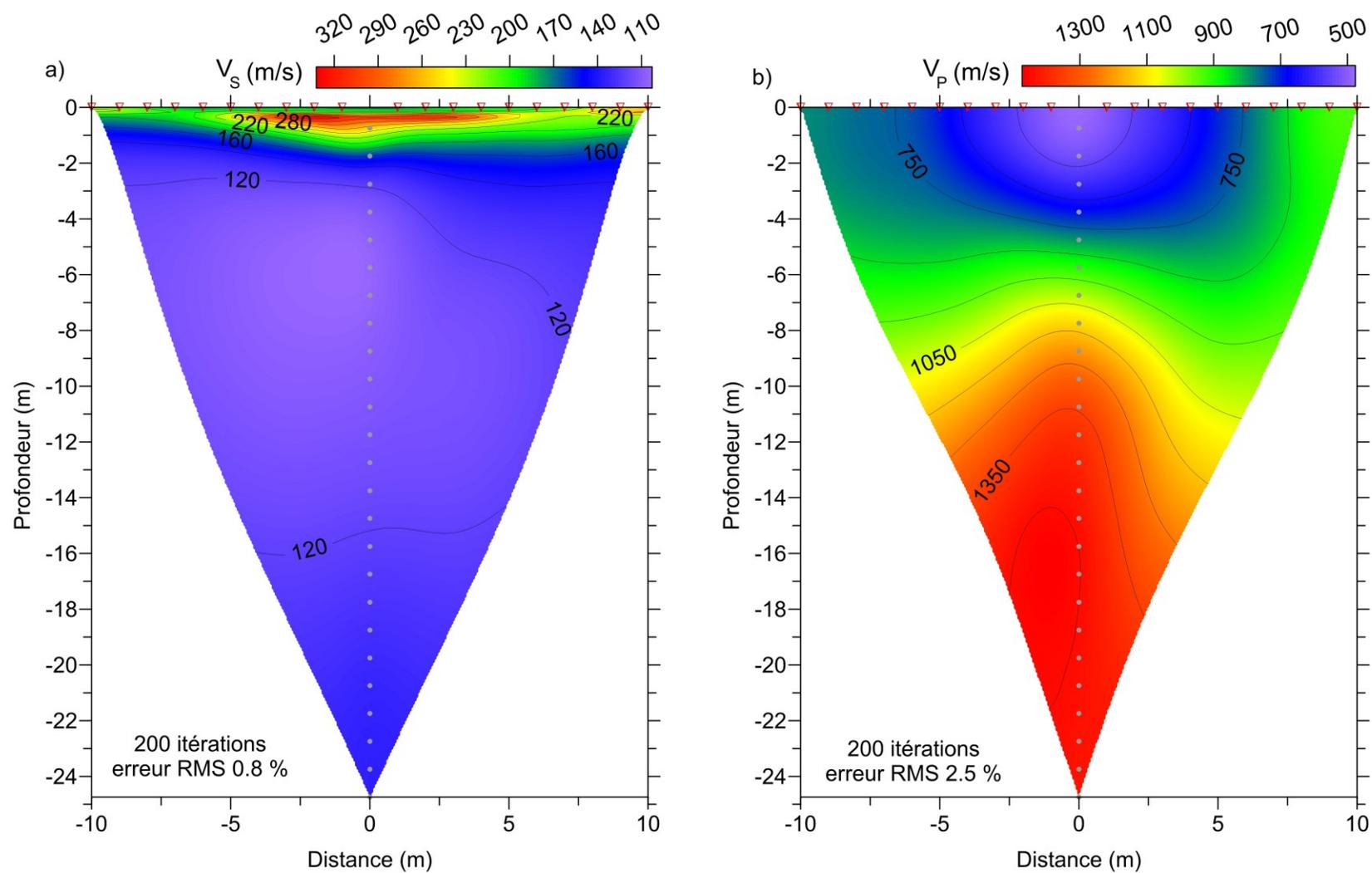


Figure 3.7: Modèles de vitesse (ou tomogrammes) a) des ondes S et b) des ondes P obtenus du SCPTu à Buckingham (Québec).

Chapitre 4 : Traitement de tous les modes de propagation lors des levés sismiques à faible profondeur

Utilisation de tous les modes de propagation lors des levés sismiques à faible profondeur: traitement combiné des ondes de surface, des premières arrivées et des réflexions des ondes P et SV

Using all propagation modes in shallow seismic investigation: combined processing of surface wave, first arrivals, P-wave and SV-wave reflections

Gabriel Fabien-Ouellet et Richard Fortier
Département de géologie et de génie géologique
Université Laval, Québec, Québec, Canada G1V 0A6

Référence: Fabien-Ouellet, Gabriel, Fortier, Richard, Using all seismic arrivals in shallow seismic investigations, Journal of Applied Geophysics (2014), doi:10.1016/j.jappgeo.2013.12.009

4.1 Avant-propos

Ce chapitre est constitué d'un manuscrit qui a été soumis à la revue *Journal of Applied Geophysics*. Par conséquent, il est aussi rédigé en anglais. Ce chapitre traite d'une méthode qui tient compte de tous les modes de propagation sismique, contrairement au chapitre précédent où l'obtention d'un modèle de vitesse repose sur la combinaison du MASW et de la sismique réflexion des ondes SV. Comme pour le chapitre précédent, un complément a été ajouté afin de présenter quelques résultats supplémentaires qui n'ont pu être incorporés au manuscrit pour des raisons de contraintes de format et d'espace imposées par l'éditeur.

Comme pour l'article du Chapitre 3, j'ai rédigé presque entièrement ce document. Richard Fortier a révisé l'anglais et le contenu scientifique. J'ai été en charge de la prise de toutes les mesures présentées dans ce chapitre, de la conception à la réalisation. J'ai effectué le traitement des données et j'ai développé l'approche du traitement des données sismiques présentée dans cet article.

Le présent chapitre présente l'article originalement soumis. Depuis l'écriture de ce mémoire, cet article a été accepté. La référence fournie dans ce chapitre correspond à l'article sous presse et comporte de nombreuses modifications par rapport au présent texte suite aux recommandations lors de la révision des pairs.

4.2 Résumé

Les levés sismiques à faible profondeur sont coûteux et ils manquent parfois de résolution comme dans le cas de la sismique réflexion des ondes P. Le traitement des données sismiques est habituellement conçu autour d'un mode de propagation en particulier et il néglige la plupart de l'information contenue dans un tir sismique, une information qui pourrait être utilisée pour rendre ces levés plus rentables. Dans ce manuscrit, une séquence de traitement est proposée qui combine la tomographie de sismique réfraction, l'analyse multicanaux des ondes de surfaces (MASW) et la sismique réflexion des ondes P et SV dans le but d'utiliser respectivement les premières arrivées des ondes P, les ondes de Rayleigh, les réflexions des ondes P et SV. L'utilisation de cette méthodologie est illustrée par quatre études de cas effectuées à l'aide des équipements couramment utilisés en sismique pour des investigations à faible profondeur: un sismographe de vingt-quatre canaux, des géophones verticaux et l'impact d'une masse sur une plaque de métal qui repose sur le sol comme source sismique. La séquence de traitement proposée donne deux profils sismiques sommées: 1) le profil des ondes SV avec une fine résolution même pour les premiers mètres de profondeur, mais qui manque de cohérence par endroit, et 2) le profil des ondes P avec une meilleure cohérence, mais qui est complètement aveugle à de faible profondeur. Deux modèles de vitesse sont aussi produits: celui des ondes SV qui combine les résultats du MASW et de la sismique réflexion des ondes SV et celui des ondes P qui

combine les résultats de la sismique réfraction et de la sismique réflexion des ondes P. La séquence de traitement est aussi compatible avec le filtre des ondes de surface FV-LMO (Frequency Variant Linear Move Out) qui est beaucoup plus efficace que les filtres passe bande f-k (domaine 2D de Fourier en fréquence et en nombre d'onde), ce qui est particulièrement utile lors du traitement des ondes SV. Cette étude montre que, pour augmenter la valeur économique de n'importe quel levé sismique à faible profondeur, l'analyse de tous les modes de propagation, particulièrement les réflexions des ondes SV en raison de leur résolution fine, devrait être réalisée en adaptant la méthodologie du levé.

4.3 Abstract

Near surface seismic investigations are expensive, time-consuming, and sometimes lack the required resolution. Moreover, seismic processing usually focuses on one particular propagation mode; discarding much of the information contained in seismic gathers that could be used to make near surface seismic surveys more valuable and cost efficient. A workflow is proposed herein that combines seismic refraction tomography, multichannel analysis of surface waves (MASW), and seismic reflection using P- and SV-waves taking advantage respectively of P-wave first arrivals, Rayleigh waves, P- and SV-wave reflections. The efficiency of the proposed methodology is shown through four case studies carried out in the Outaouais region, Quebec, Canada, using a 24-channel engineering seismograph, vertical geophones, and a sledgehammer. The proposed workflow leads to two stacked sections: 1) the SV-wave section with a sharp resolution even at shallow depths but lacking coherency 2) the P-wave section with better coherency but blind at shallow depths. Two velocity models are also produced: the SV-wave model combining the results from MASW and SV-wave reflection and the P-wave model combining results from seismic refraction and P-wave reflection. The workflow is fully compatible with the FV-LMO surface wave filter that is much more efficient than band pass or f-k filtering and helps taking advantage of SV waves. The value of any near surface seismic survey can thus be enhanced through the processing of all propagation modes, especially SV-wave reflections due to their higher resolution than P-wave reflections.

4.4 Introduction

Seismic waves propagate in the earth according to different propagation modes (P, SH, SV, Rayleigh, Love and Stoneley waves) that can undergo reflections, refractions, conversions from one to another and diffractions (Aki and Richards, 2002). Many geophysical techniques focus on a given propagation mode. For instance, one of the most popular seismic methods in engineering projects, seismic refraction, uses direct and refracted P-waves (Hagedoorn, 1959; Palmer, 1981). The processing of seismic refraction profiles has evolved since then. They can now be processed using tomographic inversion algorithms that require far less input from the interpreter, that can take into account velocity inversions and that support one-direction shot spreads

(White, 1989; Zang and Toksöz, 1998; Sheenan et al. 2005). In many cases, geophones and shots geometry for refraction tomography is similar to the geometry used in seismic reflection with shots every two or three geophone intervals (Lanz *et al.*, 1998).

Seismic reflection is another method which has proven effective for shallow site investigations. It normally uses only reflections from P- or SH-waves. However, recent work from Pugin *et al.* (2008, 2009) has shown the effectiveness of using SV-wave reflections exhibiting unprecedented resolution at very shallow depths. Even if three components geophones are recommended to successfully acquire SV-wave reflections in all terrain conditions, Pugin *et al.* (2013a) have found that their polarization is more vertical in soft clayey soils and becomes horizontal when surface deposits is hard, like sands or outcropping rock. The record of SV-wave reflections using only vertical geophones over soft soils is therefore feasible.

Rayleigh waves can be processed by Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW). This method has proven to be a reliable technique to assess SV-wave velocities (Park *et al.*, 1998; Xia *et al.*, 2002, 2003) and, in certain cases, their quality factor (Lai *et al.*, 2002; Xia *et al.*, 2012). The spread configuration of geophones and seismic shots used in a typical MASW survey is similar to common seismic reflection field geometries (Park *et al.*, 2002b).

As it has been previously mentioned, those methods use a more or less similar geometry in the field and multiple propagation modes carrying useful information are generated and recorded. Moreover, the unwanted modes of propagation are often regarded as noise and great efforts are given to remove them. Therefore, only a fraction of the available information in seismic gathers is used and processed. If more information is extracted from the same dataset using a more complete signal processing approach, the seismic acquisition can become more valuable and cost efficient. A workflow is presented herein that integrates the processing steps specific to MASW, seismic refraction tomography, P- and SV-wave seismic reflection. The objective is to obtain the useful information of all propagation modes recorded with vertical geophones, which are the most commonly used geophones in shallow projects. An emphasis is put on SV- wave reflections due to their higher resolution than P-wave reflections.

The use of this processing flow is illustrated through four case studies. The first case illustrates the full workflow for a survey designed for the acquisition of SV reflections. The second and third case studies show in more details the application of a surface wave filter, the frequency variant linear move out (FV-LMO) filter proposed by Park *et al.* (2002a). The application of this filter is a logical extension of the proposed workflow. Finally, the fourth case study focuses on the processing of P- and SV- wave reflections for surveys not designed for their acquisition. The conditions to acquire SV-wave reflections using only vertical geophones are first discussed.

4.5 Acquisition of SV-waves with vertical geophones

The most common way to record horizontally polarized shear waves (SH-waves) is by using cross-line horizontal geophones with a cross-line polarized source (Hunter *et al.*, 2002; Haines and Ellefsen, 2010). Vertically polarized shear waves (SV-waves) can be generated with any conventional sources and recorded by inline vertical and horizontal geophones (Helbig and Mesdag, 1982).

The direction of polarization of SV-wave reflections depends on the angle of incidence and the velocity distribution and usually varies with offset. In such conditions, vertical and horizontal geophones are usually needed to record SV-wave reflections. However, the presence of a strong velocity inversion close to the surface shifts most of the incoming SV reflections particle motion in the vertical plane: (Figure 4.1). According to Snell's law, an incoming ray from a reflection at depth is horizontally shifted if a high velocity layer lies on top of a slower layer. In that case, SV-wave particle motion becomes mostly vertical. Such situation is quite common in clay deposits where the surficial crust due to freeze-thaw and wetting-drying cycles is over consolidated and more competent than the underlying clay layer significantly increasing its shear wave velocity (Motazedian and Hunter, 2008). Another common situation is the case of a paved or gravel road built over soft soils acting as a high velocity layer. SV-wave reflections can be then recorded using only vertical geophones as shown in the first case study at Buckingham presented herein.

4.6 Processing flow

The processing flow combining MASW, seismic refraction tomography and SV- and P-wave reflection inversion is shown in figure 4.2. It is separated in two parts for SV- and P- waves. The starting point of both processing flows is the spatially referenced seismic data. For SV-wave processing, MASW is first performed to build an S-wave velocity model from the surface down to about a depth of 15 m. The dispersion curves produced during this analysis are used to filter the surface waves. The SV-wave reflections are then inverted to obtain a stacked section and a combined MASW/reflection velocity model down to the last reflection usually occurring on the bedrock interface. The P-wave processing starts with picking the first breaks for seismic refraction tomography and surface static corrections. The P-wave reflections are then processed using the tomographic velocity model as a first estimate for the stacking velocities. Similarly to SV-wave processing, a combined refraction/reflection velocity model and a P-wave stacked section are produced. This is a generalized methodology and specific procedures of the inversion of each method could vary. The details on the use of this processing flow are given in section 4.8 under the form of four case studies.

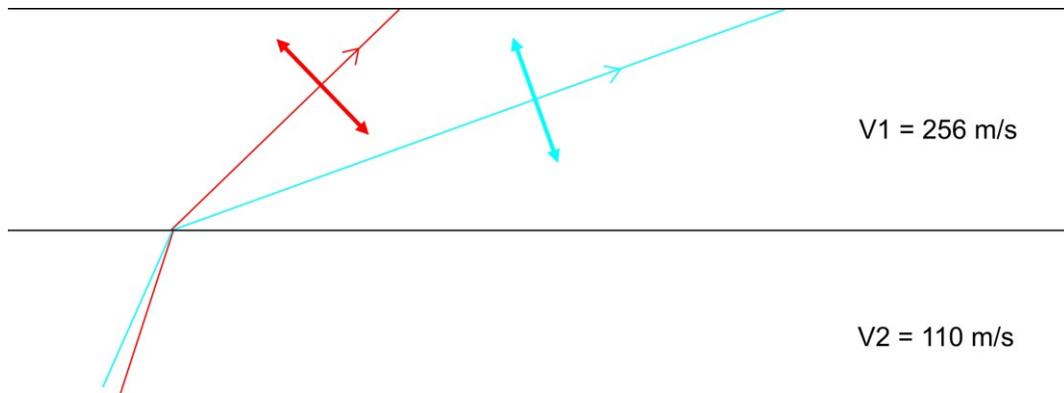


Figure 4.1: Due to the presence of a strong velocity inversion close to the ground surface, the incoming ray from a reflection is horizontally shifted and the SV-wave particle motion is almost in a vertical plane. Velocities given in this example are taken from a seismic piezocone penetration test (SCPTu) carried out along the survey line of the Buckingham case study (Figure 4.3b) (4).

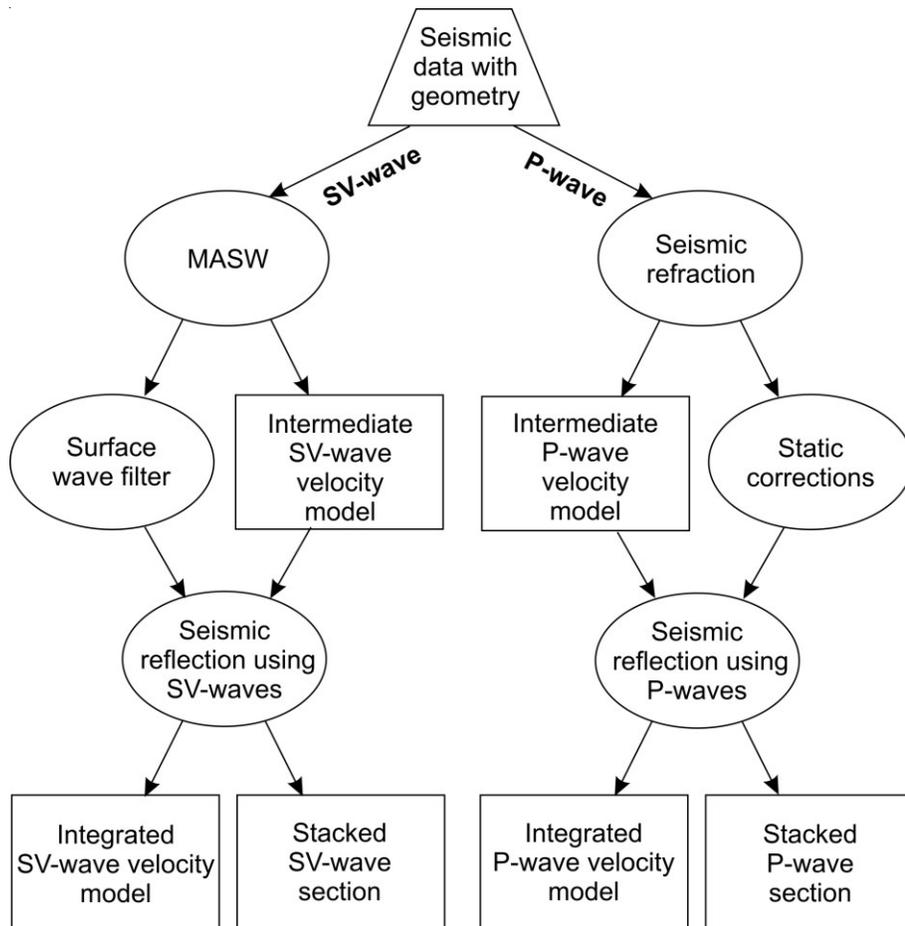


Figure 4.2: Processing flow combining MASW and SV-wave reflections on the left side, and seismic refraction tomography and P-wave reflections on the right side. The end results of this processing flow are integrated velocity models and stacked sections for both SV- and P-waves.

4.7 Study sites

The seismic surveys presented herein were carried in the Outaouais region, Quebec, Canada. The localization of the study sites is given in figure 4.3. The general stratigraphy of the region consists of a thin layer of till above bedrock which is covered in places by glaciofluvial sediments. This sequence is usually overlain by a thick glaciomarine unit deposited by the Champlain Sea. As shown in figure 4.3, three of the seismic lines were performed over the soft glaciomarine deposits, namely the Buckingham (Section 4.8.1), the Shawville (Section 4.8.2.2) and the Sainte-Cécile-de-Masham (Section 4.8.3) case studies. However, a glaciofluvial sand deposit is present in the lake Green case study (Section 4.8.2.3).

The four surveys were acquired under the Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines en Outaouais (PACES); a regional study of groundwater in the Outaouais region. One of the main objectives of the PACES project was to acquire new information for areas where existing databases failed to provide a comprehensive hydrogeological overview. To achieve this objective, seismic surveys were carried out to identify potential drilling sites (as for the Sainte-Cécile-de-Masham case study), spatially extend information from nearby wells (as for the Shawville case study) and obtain the stratigraphy for sites where drilling could not be achieved (as for the Buckingham case study).

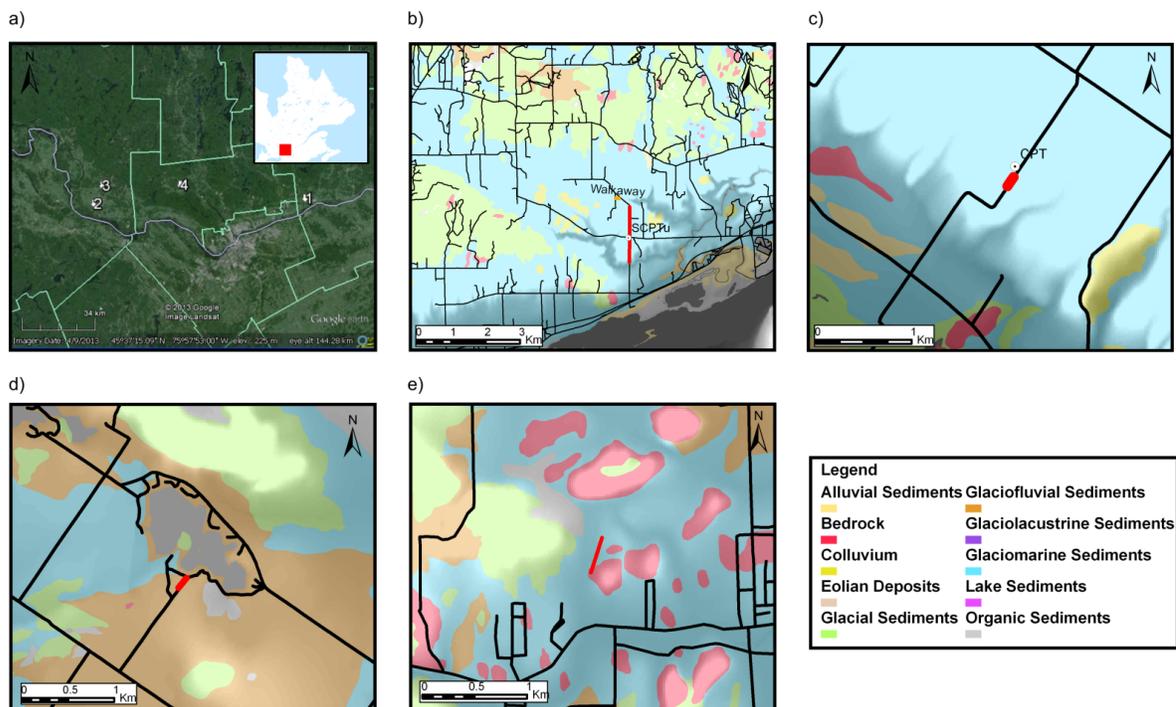


Figure 4.3: A) Google map showing the localizations of the four study sites along the Ottawa River. Surface deposits maps overlaid by the digital terrain model in shades of gray for the four study sites: b) Buckingham (modified from Hurtubise *et al.* 2012) c) Shawville (modified from Leduc *et al.*, 2012a) d) Lake Green and e) Sainte-Cécile-de-Masham (both modified from Leduc *et al.* 2013b). The seismic surveys are identified by red lines in the maps.

4.8 Case studies

4.8.1 Buckingham case study: application of the workflow

The goal of the seismic survey in the Buckingham case study is to characterize an aquifer confined by a surficial sensitive clay deposit. According to boreholes located near the survey line, a clay unit in excess of 30 m in thickness overlays a glaciofluvial sand and gravel unit and the depth to bedrock is between 40 to more than 100 m. However, no wells were situated directly along the line. One of the objectives of this investigation was to confirm and clarify the general stratigraphy given above.

4.8.1.1 Acquisition

This seismic survey was designed for the acquisition of SV- and P-wave reflections, but the configuration also allowed the acquisition and processing of Rayleigh waves and first arrivals of P-waves. The acquisition parameters described here are essentially the same for all surveys, except for the Sainte-Cécile-de-Masham survey. Any difference will be mentioned when introducing each case study.

The seismic acquisition was performed using a 24-channel engineering seismograph (Stratavisor NZ-24) and 40-Hz vertical geophones. The impact of an 8-kg sledgehammer on a steel plate lying horizontally on the ground surface was used as a seismic source. This source was very efficient in the field and only two impacts were performed and stacked for each shot point. Moreover, strong SV-waves were generated with this seismic source. Each survey line was also located on the shoulder of a gravel road acting as the hard layer that deflects SV-waves vertically (Section 4.5) and facilitating the survey execution.

The configuration used in this hydrogeophysical investigation is similar to SH-wave reflection surveys carried out for instance by Guy *et al.* (2003) and Pugin *et al.* (2004). The geophones were located 0.75 m apart to avoid aliasing while the seismic shots were located every 3 m along the survey line. To reach the bedrock at a depth of 100 m for the Buckingham case study, long offsets were required and each shot position was revisited 4 times as the geophone spreads were moved forward along the line. The configuration in the field and the configuration when the records are sorted by seismic shot locations are given in figure 4.4.

Not only this configuration is adequate to process SV- and P-wave reflections, but it is also very similar to the recommendations for 2D MASW surveys for targets exceeding 50 m (Park *et al.*, 2002b). The only difference is the natural frequency of geophones: 40-Hz geophones were used in the present study while 4.5 Hz geophones are normally recommended.

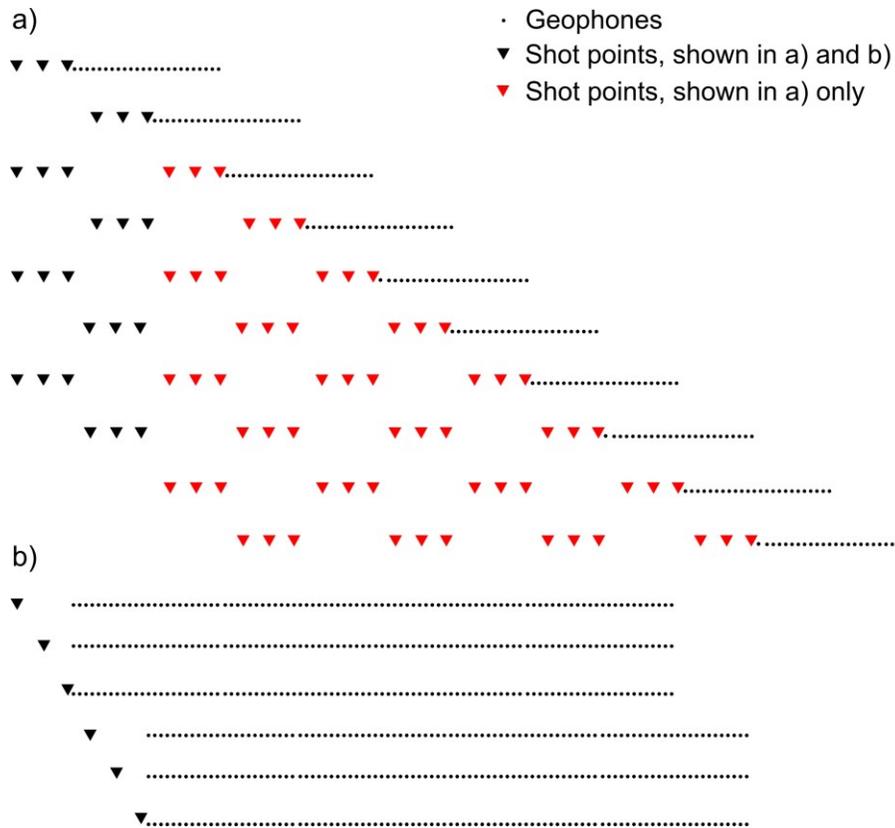


Figure 4.4: a) Configuration of geophones and seismic shots used in the field. b) Resulting configuration after sorting the records relative to their seismic shot location.

4.8.1.2 Presence of SV-wave reflections

Before carrying out an SV seismic reflection survey using vertical geophones in the environment of interest, it is fundamental to check that SV-wave reflections are indeed recorded by vertical geophones. This can be achieved by a simple walkaway test (Steeple and Miller, 1998). An example of such a test conducted for the Buckingham case study in a farm field near the survey line is given in figure 4.5 where a coherent SV-wave reflection is obvious at around 600 ms. P-waves reflections are also present for times smaller than 400 ms. This result was judged good enough to perform the seismic survey. Worth mentioning is a converted wave reflection found at 400 ms as indicated in figure 4.5. Converted reflections can be observed on most of the records for the first two case studies. Their processing is possible and can give an independent stacked section (Pugin *et al.*, 2013a). However, this was not performed in the present study.

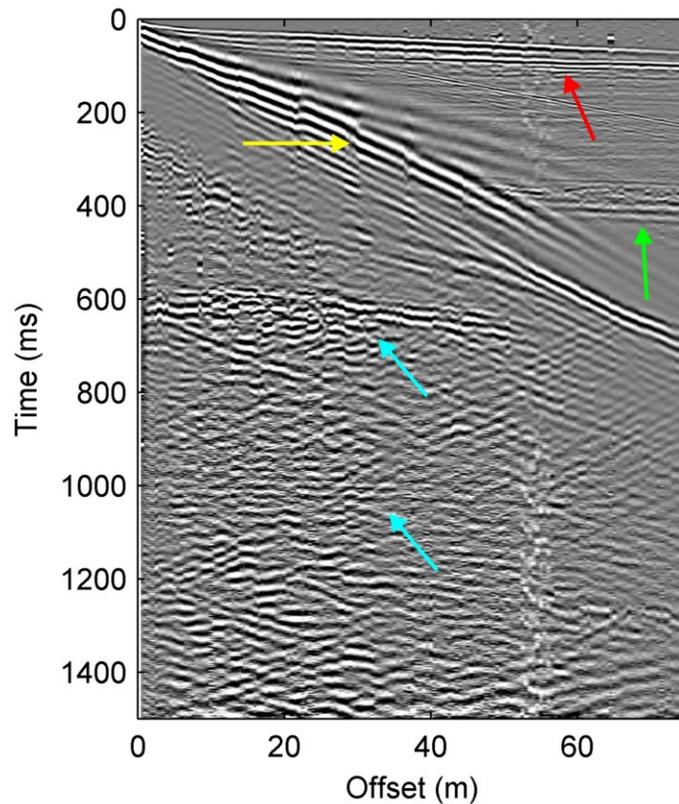


Figure 4.5: A walkaway test acquired near the survey line of the Buckingham case study (see figure 4.3 for its location). The blue, green and red arrows indicate SV, converted and P reflections respectively while the yellow arrow points out Rayleigh waves.

4.8.1.3 SV- waves processing

The first step for processing SV-waves is the MASW method. This was performed as described in Park *et al.* (1998, 1999). Phase-velocity transformation was performed on CMPs binned at twice the shot interval (6 m) in order to improve the signal-to-noise ratio at low frequencies. The fundamental mode as well as the higher modes were identified manually during the dispersion analysis, but only the fundamental mode was considered for the inversion. S-wave velocity at this site was expected to vary continuously with depth (Fabien-Ouellet *et al.*, 2014), so a 15-layer initial model reaching a maximum depth of 15 m was used for the inversion. Each dispersion curve was separately inverted until convergence, keeping constant the P-wave velocities and the thickness of each layer. All curves were then smoothed horizontally with a moving median filter 3 curves wide and they were inverted separately again until convergence. The inversion was performed with the software Seisimager/SW based on the algorithm described in Xia *et al.* (1999). Several algorithms exist for the inversion of Rayleigh waves taking into account higher modes (Xia *et al.* 2000), effective dispersion curve (Lai and Rix, 1998) or using full waveform (O'Neill *et al.*, 2003). The use of these algorithms could give better S-wave velocity models but the inversion of the fundamental mode alone gave satisfying results. Dispersion curves

from the fundamental mode and higher modes were also used to filter surface waves (details about this filter are given in Section 4.8.2).

The processing flow for SV-wave reflections is summarized in table 4.1. Both P- and S-wave processing was performed with the CREWEWS MATLAB package (Margrave, 2003) in combination with in-house MATLAB codes and GEDCO Vista. After the filtering of surface waves, Common Middle Point gathers (CMP) were defined with a 0.75 m bin. Bad traces were then removed based on their signal-to-noise (S/N) ratio. The traces were scaled and semblance analysis was performed at every 6 m using the MASW velocity model at times where there is no reflection. Due to strong SV-wave velocity variations, Normal Move-Out (NMO) stretching was severe in the present study and most of the energy was removed by the stretch mute. To overcome the loss of signal, the velocity profiles were divided into three horizons where NMO corrections and stacking were performed separately, as described by Miller and Xia (1998). An appropriate muting was defined for each horizon in order to avoid stacking the same reflection twice. The three horizons were then added to obtain the entire stacked section. Depth conversion was performed by f-k migration and topography correction was made by shifting each trace to the datum level.

Table 4.1: CMP processing of SV-wave reflections. The steps identified by an asterisk were performed with in-house MATLAB codes based on CREWEWS algorithms.

Processing step	Description
Surface wave filter*	Described in section 4.8.2
CMP binning	Bin length: 0.75 m
Bad trace removal*	Automatic based on S/N ratio
Scaling	AGC with a window of 1 s
Semblance analysis	Includes MASW model
Velocity field separation	Three horizons were separated
Muting	For each horizons
NMO correction	For each horizons, stretch mute at 75%
Alpha Trim stacking	For each horizons, alpha percentage: 75%
Horizon addition	
Depth conversion	Using f-k migration and the smoothed velocity model
Topographic shift	

The SV-wave processing steps are illustrated in figure 4.6. Clear SV-wave reflections can be seen from 200 ms to the end of the gather at every offsets (Figure 4.6a). Reflections are more coherent than on the walkaway test shown in figure 4.5. One potential explanation is the stronger velocity inversion caused by the road material than the one of the over-consolidated clay layer in the farm field where the walkway test was performed. The presence of seismic energy at very small offsets even for the rock reflection at 700 ms shows that the incoming seismic energy must be deflected near the surface to generate SV-waves.

The phase-velocity transformation for the CMP gather is given in figure 4.6b. The energy of Rayleigh waves is separated into several modes of propagation. Each mode was considered for surface wave filtering. The fundamental mode showed in the inset in figure 4.6b was inverted to obtain the S-wave velocity model in figure 4.6c. To evaluate the errors caused by picking the fundamental mode, the higher and lower envelopes of the dispersion curves of the fundamental mode (inset in figure 4.6b) were picked and inverted (Figure 4.6c). The CMP gather no. 43 after applying the surface wave filter is shown in figure 4.6d. Most of the energy of surface waves is removed. The semblance analysis including the MASW model and the NMO corrected gather are shown in figure 4.6e and figure 4.6f respectively. Following the mute of samples where the stretch in frequency exceeds 100%, most of the energy at far offsets is muted on the NMO corrected gather.

4.8.1.4 P- waves processing

The first step for P-wave processing is the seismic refraction tomography using wavepath eikonal traveltimes (WET) inversion with the software Rayfract (Schuster and Quintus-Bosz, 1993). This algorithm supports the inversion of seismic refraction tomography with an end-on spread and one-way shots. First breaks were picked for every shot without any previous processing. The final velocity model was obtained after twenty iterations of the WET inversion algorithm.

The first breaks were also used to apply surface static corrections as described in Pugin and Pullan (2000). An average model including three layers was assigned to the whole survey and each trace was shifted in time in order to align the picked first breaks with the synthetic arrivals from the average model. Only one model was used because P-wave velocity variations with depth were very constant along the whole survey.

The processing flow for P-wave reflections as summarized in table 4.2 is very similar to the SV-wave processing. The main difference is the use of predictive deconvolution for removing first arrival multiples. Moreover, a band-pass filter was used to remove low frequencies from P-wave reflections in attempt to increase the resolution.

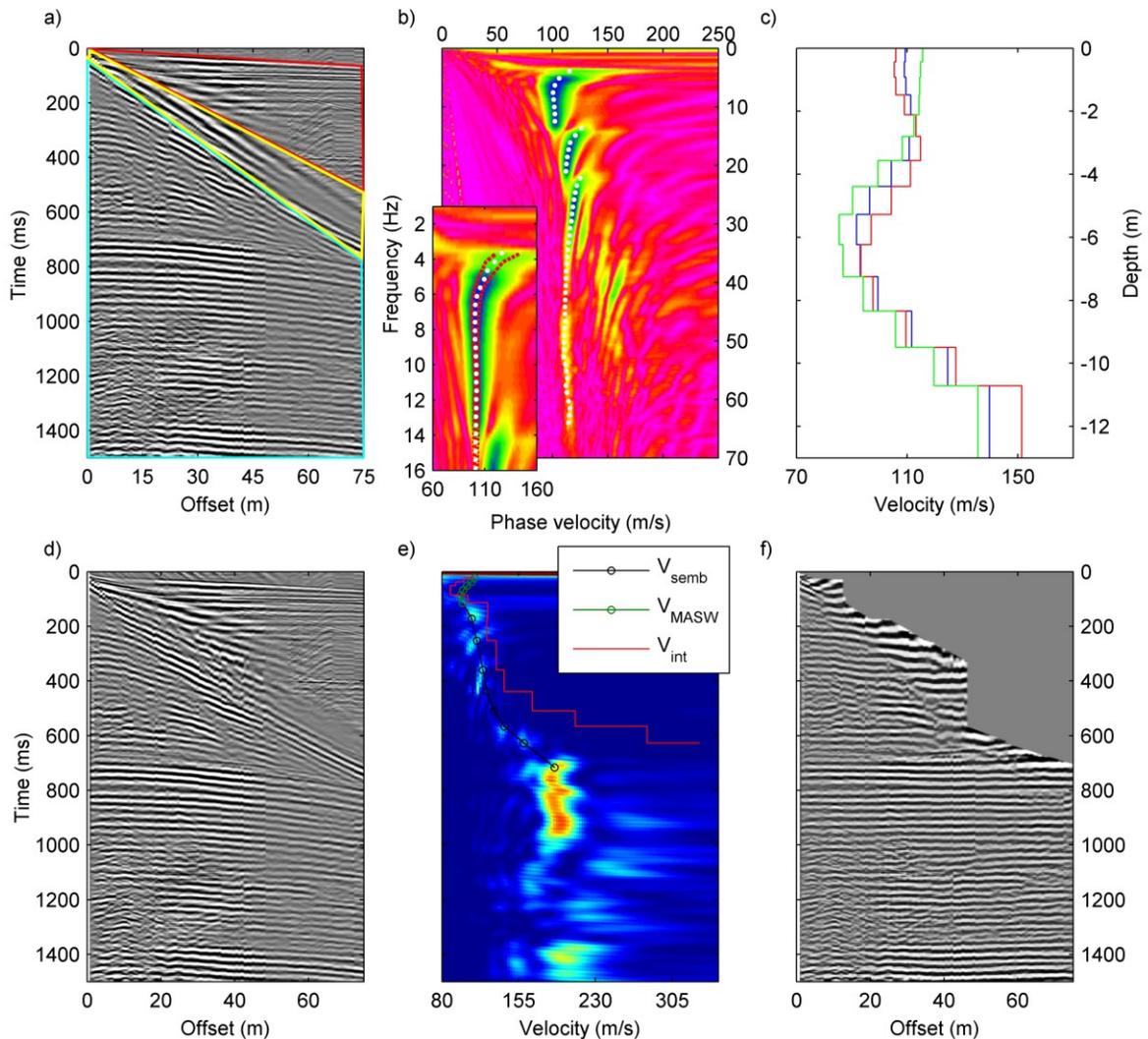


Figure 4.6: An example of the SV-wave processing: a) CMP gather no. 43 along the survey line of Buckingham case study where SV-waves are located in the blue frame, Rayleigh waves in the yellow frame and P-waves in the red frame, b) dispersion curves showing the fundamental and higher modes of propagation (inset: zoom on the fundamental mode with the uncertainties identified with the red lines), c) SV-wave velocity model in purple obtained from the inversion of the fundamental mode (the red and green lines are the estimated errors), d) the same CMP gather after filtering the surface waves using all modes, e) semblance analysis of SV-waves using the MASW results (green dots), and f) NMO corrected CMP gather with a stretch mute of 100%.

The workflow steps for P-wave processing are presented in figure 4.7. The first breaks were picked on a raw shot gather (Figure 4.7a). After WET inversion of the first arrivals (Figure 4.7c), surface static corrections were applied. The sudden time shift of the first breaks and of the bedrock reflection at an offset of about 35 m is clearly removed after these corrections (Figure 4.7b). A super-gather combining 4 CMP gathers and its semblance analysis are shown in figure 4.7d and figure 4.7e respectively. Several reflections can be seen on the gather with clear semblance peaks. The velocity analysis includes velocities from reflections in black and velocities from refractions in green. The velocities from refractions are necessary because no reflection can be seen before 60 ms. Finally, the NMO corrected gather is shown in figure 4.7f. For early times, the severe

stretch mute is caused by the velocity variations in the first few meters. No reflections are present at these times so the horizon approach of Miller and Xia (1998) used for SV-waves cannot be used for P-waves.

4.8.1.5 Interpretation

The SV and P-wave time sections are shown in figure 4.8 for the Buckingham case study. The depth sections overlaid by the velocity models are given in figure 4.9. For both stacked sections, there is a very coherent reflection that can be seen from 550 ms at the northern end (left side) to 850 ms at the southern end (right side) in the S-wave section (Figure 4.8a) and from 75 to 125 ms in the P-wave section (Figure 4.8b). When converted to depth (Figure 4.9), this reflection deepens from 45 m at the northern end to 90 m in the middle of both sections to as deep as 120 m at the southern end. This is coherent with the depth to bedrock given by boreholes mentioned earlier. This reflection is therefore interpreted as the bedrock contact. Every reflection below is a multiple. On the SV-wave stacked section, this interpretation is supported by the fact that the multiples have the same stacking velocity than the bedrock reflection. In the P-wave section, greater offsets would have been required to obtain a confident velocity estimate below the bedrock, so those reflections cannot be reliably interpreted. In both cases, a strong multiple from the bedrock appears at twice the traveltimes of the primary. In the SV-wave section, this multiple occurs for the first 200 m, where the bedrock is the shallowest. In the P-wave section, this multiple can be followed to a distance of 400 m. The presence of multiples for such deep reflections illustrates the depth of investigation that can be achieved with a simple sledgehammer as a source in this environmental setting.

Table 4.2: CMP processing of P-wave reflections. The steps identified by an asterisk were performed with in-house MATLAB codes based on CREWES algorithms.

Processing step	Description
Surface static corrections*	Model used: 285, 547, and 1351 m/s with intersection time at 0, 3.8, and 9.8 ms respectively
CMP binning	Bin length: 1.5m
Bad trace removal*	Automatic based on S/N ratio
Scaling	AGC with a window of 250 ms
Predictive deconvolution	Lag: 5 ms, window: 50 ms
Ormsby band-pass filter	60, 120, 650, and 800 Hz trapezoid frequencies
First breaks muting	
Semblance analysis	Includes the refraction model
NMO correction	Stretch mute: 75 %
Alpha Trim stacking	Alpha trim percentage: 75 %
AGC	Window: 15 ms
Band-pass filter	60, 120, 650, and 800 Hz trapezoid frequencies
Median filter	Length: 5 traces
Depth conversion	f-k migration using the smoothed velocity model
Topographic shift	

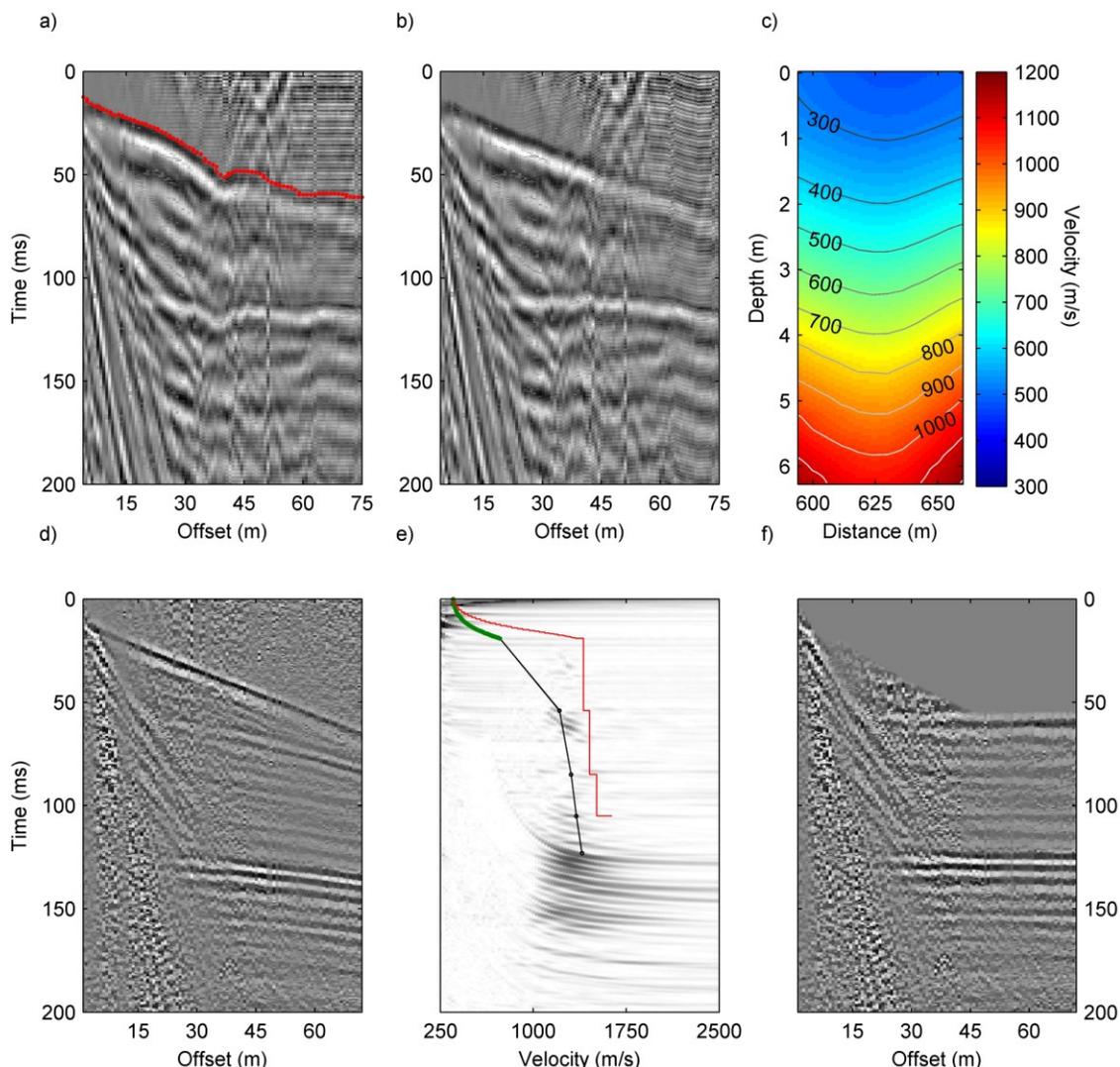


Figure 4.7: An example of the processing of P-wave reflections: a) first breaks picking for the shot gather no. 217 along the survey line of the Buckingham case study, b) the same shot gather after surface static corrections, c) P-wave velocity model obtained by WET inversion of the arrival times of the first breaks, d) CMP gather no. 772, e) semblance analysis of P-waves using the refraction results (green dots), and f) NMO corrected CMP gather with a stretch mute of 75%.

Both sections also show a reflection for times between 250 and 400 ms for S-waves and between 48 and 100 ms for P-waves along the survey line (Figure 4.8). For the depth sections (Figure 4.9), this reflection appears from 14 to 31 m in depth and corresponds to the contact between the clay unit near the surface and the sand and gravel unit at depth. This agrees with the information given by nearby boreholes previously mentioned.

In the S-wave section, the clay-sand reflection is very coherent between distances 0 and 500 m (see point 1 in figure 4.8). At distance larger than 500 m, the coherence is lost and the reflections seem to thicken (point 2). This loss of coherence may have at least two causes. First, according to Aylsworth *et al.* (2000), the clay sediments over the bedrock at depths in excess to 50 m were disturbed by a Holocene earthquake in the Outaouais region known to be prone to high seismicity. Pullan *et al.* (2011) attributed this loss of coherence to

this earthquake event. Second, the presence of coarser material, maybe a gravel deposit, can induce the scattering of the S-wave energy due to its small wavelength of about 2 m. In some boreholes in the area, gravelly layers over a finer mix of sand and gravel were drilled below the clay unit.

Several reflections appear in the sand and gravel unit for the P-wave section that do not clearly appear in the S-wave section (point 3 in figure 4.8b). However, they are present in the S-wave section but they cannot be distinguished because of the higher impedance contrasts between the clay-sand and sand-bedrock contacts than the layering in the sand and gravel unit. With such large velocity variations, the density does not contribute significantly to the impedance contrast. For instance, the S-wave velocity varies from 150 m/s in the clay unit to more than 250 m/s in the sand and gravel unit. The reflections inside the sand and gravel unit are simply not energetic enough to appear in the S-wave section with the gain settings used. They could be revealed using an AGC gain with a short window, but much of the amplitude information would be lost. On the other hand, the velocity difference between these units for P-wave is much smaller and varies from 1500 m/s in the clay unit to more or less 1700 m/s in the sand and gravel unit. This makes the energy of the reflections much more equal and they appear with similar amplitude on the stacked section. Both sections are then mutually complementary and their combined interpretation gives a far better interpretative cross-section than considering only one of these sections (Figure 4.9c).

The P-wave section is blind from the surface down to the first few meters of soils. However, the S-wave section gives great details at shallow depths. In fact, many reflections are present in the shallow clay layer. For instance, parallel horizontal reflections can be seen in the clay unit (see point 4 in figure 4.8a) and they are attributed to thin sand beds (Fabien-Ouellet *et al.*, 2014). An ancient river channel is also evident (point 5 in figure 4.8a). The diffraction pattern at the points 6 and 7 in figure 4.8a could be caused by a sand and gravel deposit at the ground surface as revealed by the high velocity in the S-wave velocity model at those locations (Figure 4.9a) or could be caused by the topographic variation.

In fact, both P- and SV-wave reflections are affected by strong statics due to topographic variations at distances of 500 and 1300 m along the survey line (points 8 and 9 in figure 4.8a). This was addressed by the static corrections for the P-wave section, but no easy solution was found for the S-wave section. The absence of static corrections for S-waves can be observed clearly at point 8 in figure 4.8a: a bump shape is present in the S-wave section that does not appear in the P-wave section. Without static corrections (not shown herein), the P-wave section would also exhibit this pattern due to the topography. The presence of statics must be taken into account during interpretation.

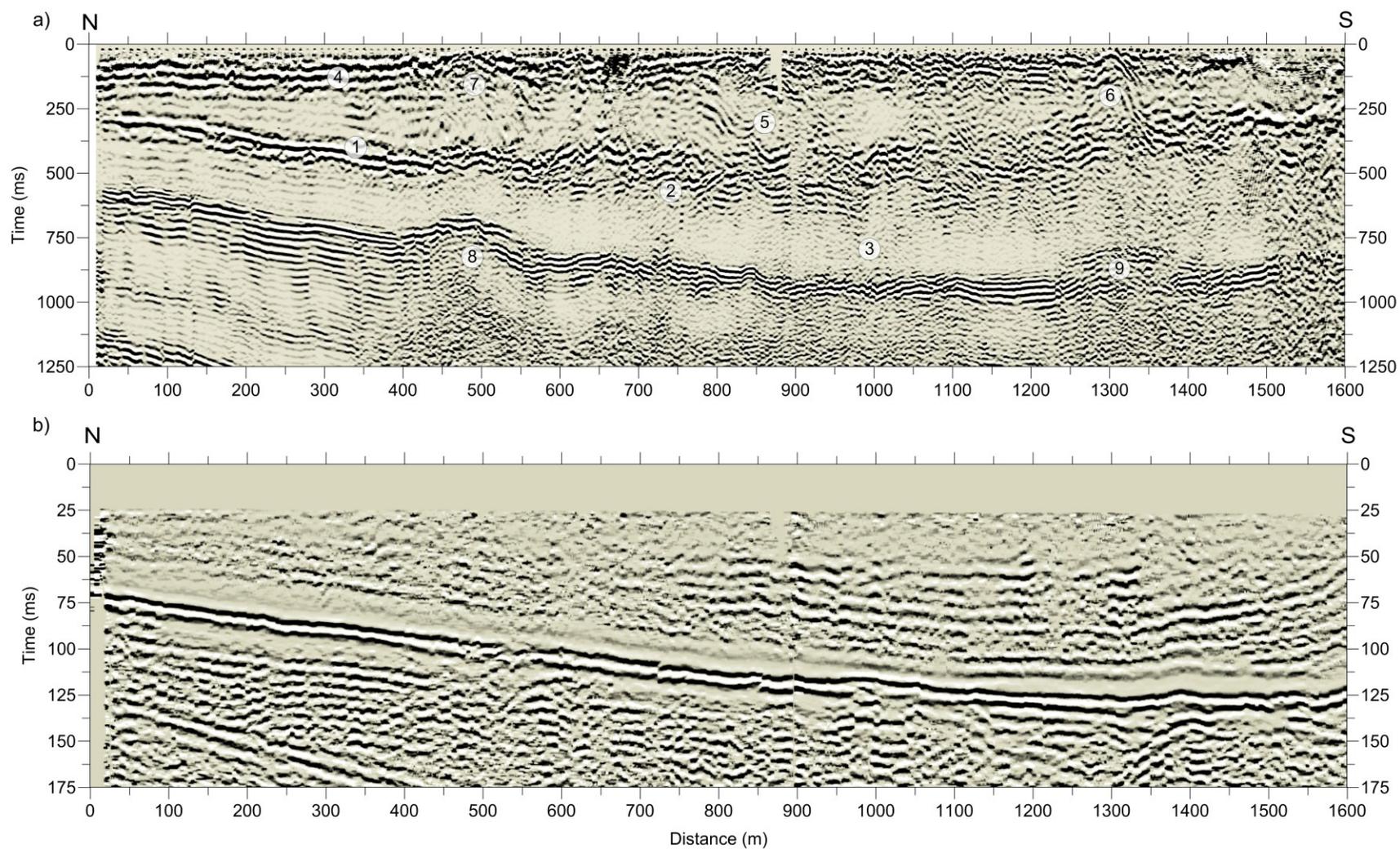


Figure 4.8: a) SV-wave stacked section in time and b) P-wave stacked section in time for the Buckingham case study. The very coherent SV reflections detected only with vertical geophones can be appraised in this example.

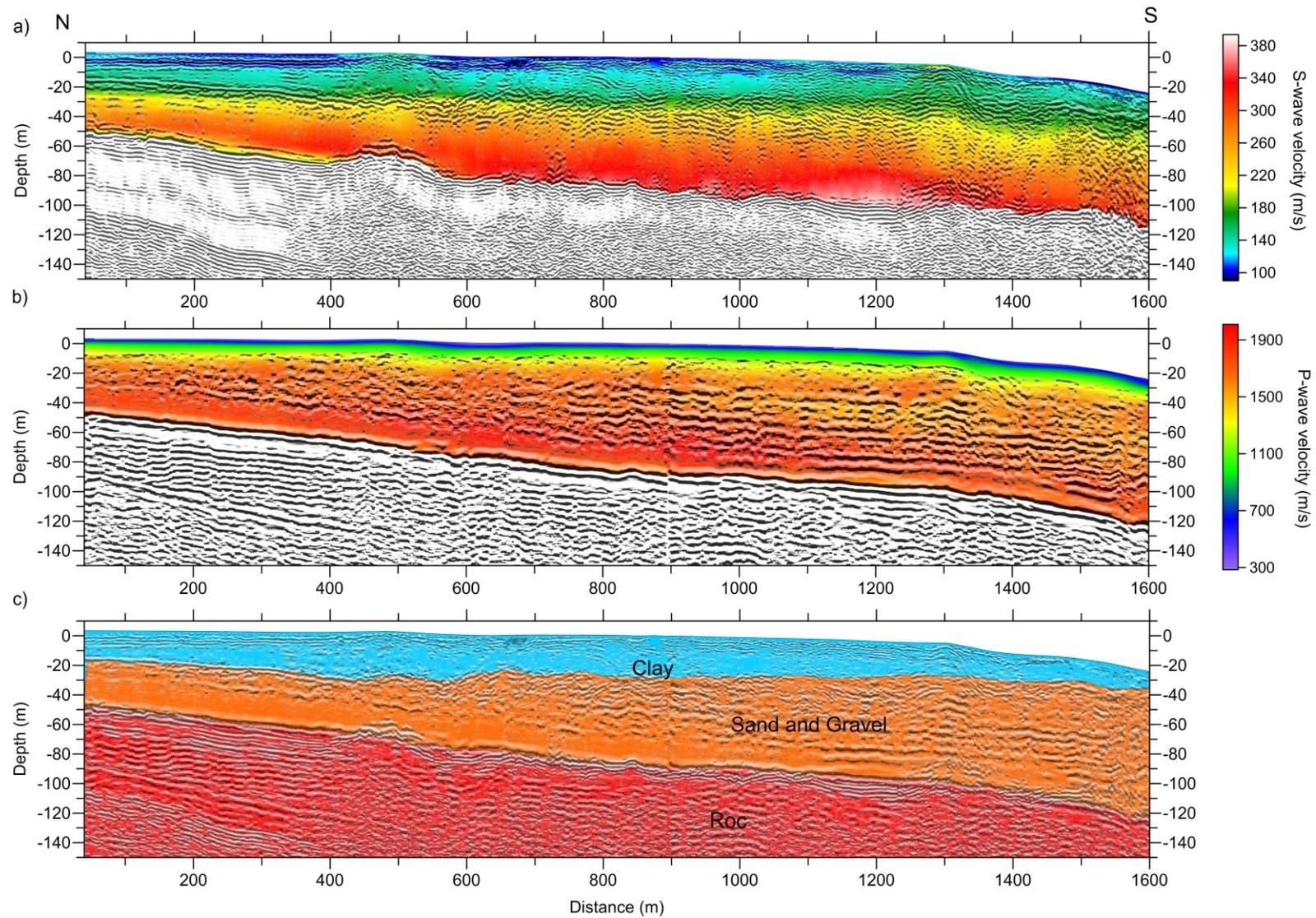


Figure 4.9: Stacked sections in depth overlaid by the combined velocity model for the Buckingham case study: a) SV-wave section and b) P-wave section. c) Hydrostratigraphic interpretation overlaid by both P- and SV-wave section.

The combined velocity models (Figure 4.9) are good interpretation tools. Because S-wave velocity can vary by as much as 4 folds between unconsolidated sediments, this seismic property is very useful to distinguish soft from hard materials. The difference in S-wave velocity is clear between the clay unit (150 m/s) and the sand and gravel unit (200 to 350 m/s) (Figure 4.9a). The variation in P-wave velocity is much more subtle for the same units (Figure 4.9b).

In summary, the processing workflow used in this seismic survey was successful in characterizing a confined aquifer at depths as great as 90 m with a resolution in the order of 2 m (Figure 4.9c). Only the seismic reflection method using SV-waves can achieve such results. This methodology leads to the velocity models and stacked sections of SV-waves and P-waves, providing much more information than the processing of P-waves alone. The combination of all this information leads to a very robust interpretation that confirms and clarifies the general picture given by nearby boreholes.

4.8.2 Filtering surface waves for SV-wave reflections processing

4.8.2.1 The Frequency Variant Linear Move Out Filter

It is critical to remove Rayleigh waves before performing CMP inversion of SV reflections. In the case of P-waves, the velocities of P- and Rayleigh waves are so different that most of the surface wave energy is removed with CMP stacking. However, because Rayleigh waves travel at a velocity of about 90 % of the velocity of SV-waves, surface waves often overlap and even hide SV reflections. For this reason, performing the CMP inversion of SV reflections without previously removing surface waves can lead to spurious reflections on the stacked section.

Surface waves are normally filtered using band-pass filters or f-k filters. However, the frequency spectrums of surface waves and SV-waves often overlap and band-pass filters cannot effectively remove surface waves without removing a significant part of the desired signal. f-k filters are not well adapted for this filtering since the energy of surface waves is difficult to identify in the f-k domain. Moreover, the use of a simple velocity fan is problematic because of the multimodal and dispersive nature of surface waves.

Park *et al.* (2002a) have proposed an effective method for filtering surface waves. Their method is described in the following. It is based on the same transformation as the MASW method. The observed modes of surface waves $c_i(\omega)$ and the frequency variant linear move out (FV-LMO) $\varphi(\omega, x)$ are used for this filter according to the following equation:

$$\varphi(\omega, x) = e^{i\omega x/c_i(\omega)} \quad (4.1)$$

Given an observed data $\dot{u}(x, t)$, its Fourier transform $\dot{U}(x, \omega)$ is calculated. The inverse FV-LMO correction is then applied:

$$\dot{U}_{FV-LMO}(\omega, x) = e^{-i\omega x/c_i(\omega)} \dot{U}(\omega, x) \quad (4.2)$$

This correction horizontally aligns each frequency of surface waves but anything that does not share the same dispersion relation is not aligned. By using an f-k filter, all horizontal energy is then removed. To obtain the filtered data, the FV-LMO correction is applied back and the inverse Fourier transform is performed. To filter all the energy of Rayleigh waves, the dispersion curve of each mode is identified and the FV-LMO filter is performed separately for each mode.

4.8.2.2 Shawville Case Study: a survey over a silt deposit

To illustrate the performance of the FV-LMO filter, a short seismic survey over a silt deposit is presented. Even if this filter was used for the Buckingham case study (compare figure 4.6d and figure 4.6a), the smaller length of the Shawville case study makes the effects of the FV-LMO filter more obvious. Along other geophysical investigations, this seismic line was part of an effort to extend laterally information from a piezocone penetration test (CPTu) performed nearby (Figure 4.3). The general objective was to build a hydrostratigraphic model used in transport modeling. The acquisition parameters are the same as for the Buckingham survey, except that each shot position was revisited only 2 times instead of 4 due to the shallower bedrock.

For the Shawville case study, the surface waves are very energetic (Figure 4.10a). They hide some reflections and even overlap the bedrock reflection at 300 ms. After the FV-LMO filtering (Figure 4.10c), nearly all the surface waves are gone and new reflections appear as shown by the blue arrows. Also, a PS reflection that was nearly hidden by surface waves appears after the FV-LMO filter. In comparison, the application a velocity fan reject filter in the f-k domain (Figure 4.10a) leaves most of the surface wave energy intact.

The depth stacked sections for the Shawville survey are shown in figure 4.11. They were produced with a processing flow similar to the Buckingham case study. On the SV-wave section after FV-LMO filtering (Figure 4.11b), the bedrock reflection at a depth of about 25 m is more pronounced, the reflection at a depth of about 12.5 m is better distinguished and several reflections close to the surface appear much more clearly than on the SV-wave section after only pass-band filtering (Figure 4.11a). The contamination by surface waves is evident in figure 4.11a. The stacking of the linear arrivals of surface waves causes the dipping features for depths above 15 m. These results show the importance of filtering surface waves where new features become apparent and false reflections are avoided.

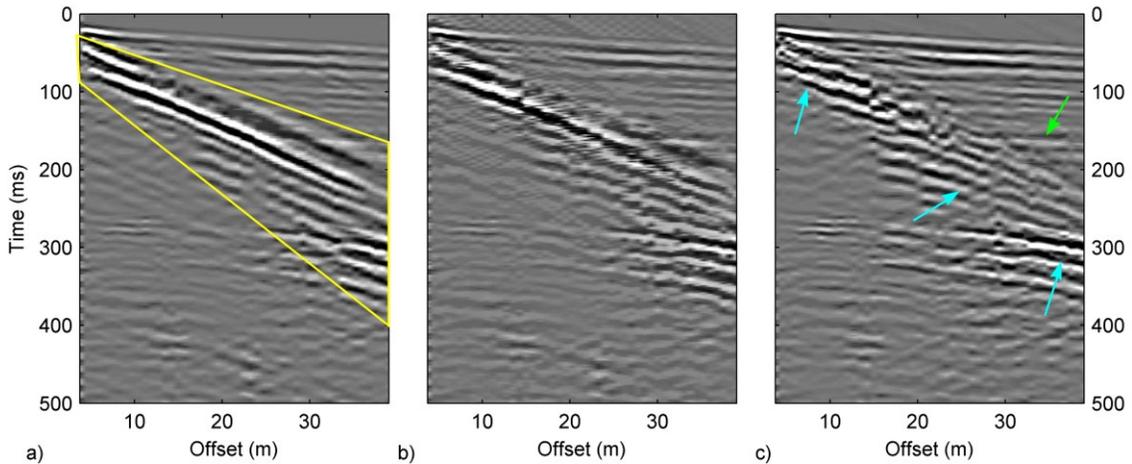


Figure 4.10: Shot gather no. 3 along the Shawville survey line: a) without filtering, the targeted Rayleigh waves are located in the yellow frame, b) f-k filtering for velocities between 130 and 250 m/s, and c) FV-LMO filtering as proposed by Park *et al.* (2002a), with the blue arrows showing SV reflections and the green arrow showing converted wave reflections, allowing a better identification of the reflections than without filtering.

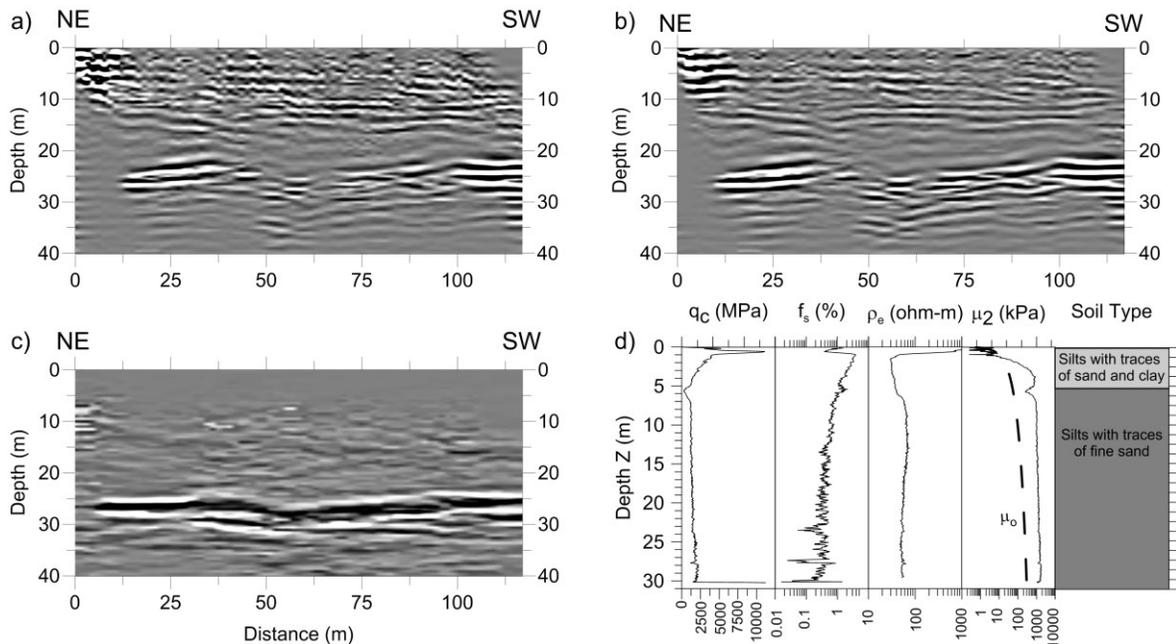


Figure 4.11: Depth stacked sections for the Shawville case study: a) SV-wave section after an Ormsby band-pass filter with corner frequencies of 30, 50, 200, and 300 Hz, b) SV-wave section after FV-LMO filtering and c) P-wave section. d) Results from a piezocone penetration test performed close to the survey line (modified from Comeau *et al.*, 2012): q_c is the cone resistance, f_s is the friction ratio, ρ_e is the electrical resistivity, and μ_2 is the pore pressure.

On the P-wave stacked section (Figure 4.11c), only the bedrock reflection appears. The discontinuity of the bedrock reflection at a distance of 50 m in the SV-wave section also appears in the P-wave section, but is smoothed due to the longer wavelength of P-waves.

Early SV-wave reflections are confirmed by the CPTu carried out a few meters away from the survey line. According to the CPTu logs (Figure 4.11d), a superficial 5 m thick sandy silt layer overlays a deep clayey silt unit. At depths larger than 13 m, the friction ratio becomes noisier indicating the presence of a sandier clay deposit. This correlates very well with the seismic section, on which two main reflections appear above the bedrock: one at a depth of 5.3 m at the contact between the sandy silt unit and the clayey silt unit, and the other at a depth of 12.5 m due to traces of fine sand. Penetration refusal on the bedrock occurred at a depth of 30 m which is coherent with the seismic sections. The results of the seismic survey confirm the lateral extension of the units obtained from the CPTu interpretation and this information can therefore be extended spatially along the line.

4.8.2.3 Lake Green Case Study: a survey over a sand deposit

Another example of the use of the FV-LMO filter is presented for a seismic survey over a sand deposit. A shot gather from this survey is shown in figure 4.12. No SV-wave reflection appears in this shot gather and only back-scattered surface wave patterns are present where SV reflections should be found. Moreover, surface waves are also difficult to distinguish since other arrivals are superposed over them. To check if the reflections are hidden by Rayleigh waves, the shot gather in figure 4.12a was processed using the FV-LMO filter applied in both directions to remove back scattered surface waves (Figure 4.12c). Using the MASW velocity model and the depth to bedrock obtained from P-wave reflections processing, expected SV reflections were calculated using the NMO equation. This region is shaded in red in figure 4.12c. There is still no coherent reflection because the particle motion is more or less horizontal for this survey. This is supported by the velocity profile found from the inversion of the fundamental mode of Rayleigh waves (inset in figure 4.12b). There is no S-wave velocity inversion and the S-wave velocity increases regularly in depth from 200 to in excess of 300 m/s in the first 8 m in the sand deposit. In such conditions, the seismic ray paths coming at the surface are almost vertical for short offset and the particle motion due to the propagation of S-waves is in the horizontal plane. Thus, for the Lake Green survey, horizontal geophones are necessary to record S-wave reflections contrary to the Buckingham and Shawville case studies over clay and silts deposits.

4.8.3 Sainte-Cécile-de-Masham case study: reprocessing a seismic survey with a non-optimal geometry

The effective acquisition of SV-wave reflections requires very short geophone and shot spacing and a high CMP fold. However, seismic surveys such as seismic refraction tomography are not conducted with such short spacing for financial and efficiency reasons. Nevertheless, SV-waves are still generated and reflection events can be recorded during those surveys if the record length of the seismograph is long enough. These reflections can be processed to gather useful information on the study site. As an example, the reprocessing of a seismic refraction survey is presented in this section.

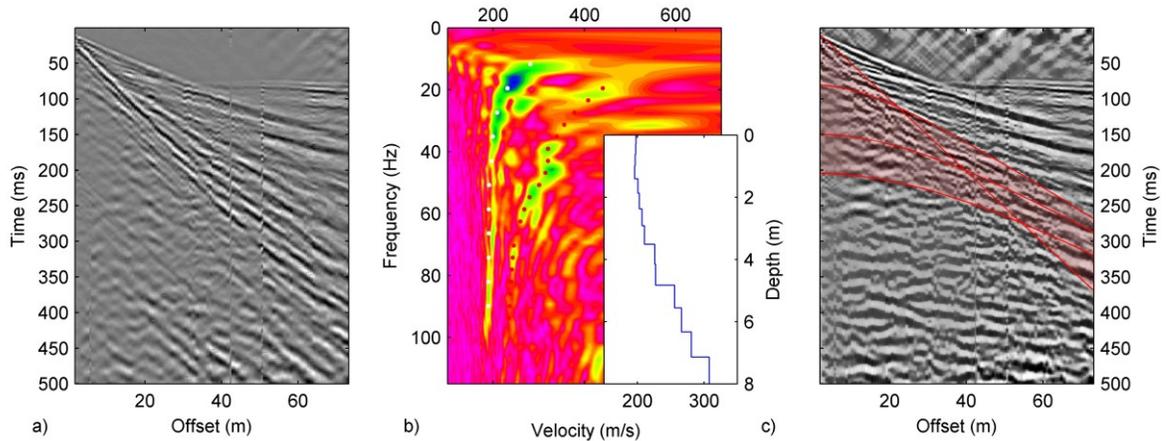


Figure 4.12: A shot gather along the survey line of Lake Green case study: a) without filtering, b) dispersion analysis of surface waves where the fundamental mode is identified by white dots and the superior modes by the red dots (the inset shows the velocity model obtained by the inversion of the fundamental mode), and c) the filtered shot gather with the region shaded in red where SV reflections should be found.

The survey of Sainte-Cécile-de-Masham case study was part of a field campaign for identifying potential sites for the installation of groundwater monitoring wells. Two geophysical methods were used: induced polarization profiling and seismic refraction tomography. The seismic source for this study was a Betsy gun firing 12 gauge blanks. Spacing of 5 and 15 m between geophones and shots respectively was used. A second survey with spacing of 10 and 30 m respectively was also carried out. The two datasets were used herein. With such geometry, SV-wave reflections are strongly aliased and difficult to identify on shot gathers. In figure 4.13, a SV-wave reflection is identified but its strong aliasing is quite evident. For most of the CMPs in this survey, SV-wave reflections could not be identified as easily as in this example. The semblance velocity analysis is very difficult and unproductive under such conditions.

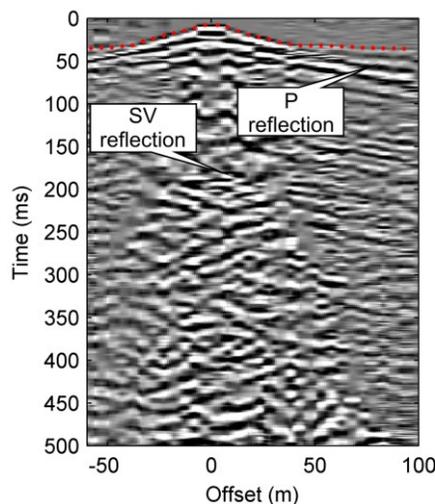


Figure 4.13: A CMP gather of the seismic refraction tomography survey of Sainte-Cécile-de-Masham case study. First breaks are identified by red dots. A strongly aliased SV-wave reflection is identified at 175 ms.

The easiest method to produce a stacked section for such a low fold survey is to perform several constant velocity stacks of the whole line for velocity values near the velocity estimate given by the MASW method. The most coherent section is then chosen as the final stacked section. This methodology was used to obtain the results shown in figure 4.14. A single stacking velocity of 182 m/s was used for the whole line. The SV-wave stacked section is far less impressive than the previous examples since the acquisition parameters were not optimized for seismic reflection processing. However, the bedrock contact appears as a coherent reflection and can be followed along all the survey line for both P- and SV-wave stacked sections (Figure 4.14a and Figure 4.14b).

In both stacked sections, the coherency of the bedrock reflection is lost between positions 75 and 150 m. Diffraction hyperbolas can be observed in figure 4.14a while a discontinuity is apparent in the P-wave section (Figure 4.14b). This is interpreted as a zone of fractured rocks (Figure 4.14f). This interpretation is also supported by the models of electrical resistivity and chargeability, and P-wave refraction tomogram (Figure 4.14c, Figure 4.14d and Figure 4.14e respectively). The zone of fractured rocks is characterized by a decrease in electrical resistivity, an increase in electrical chargeability and a decrease in P-wave velocity in depth. Water-filled fractures decrease the bulk resistivity of the rock at this location while conductive water in a fractured resistive rock creates polarizable surfaces that lead to high values in chargeability. P-wave velocity in rock also decreases from 5000 to around 3500 m/s due to the rock fractures. This interpretation is summarized in figure 4.14f.

Without the identification of the fractured rocks in the seismic reflection sections, it would have been difficult to explain and correlate the electrical resistivity and chargeability anomalies to the P-wave refraction tomogram. Both P- and SV-wave stacked sections provide two more independent representations of the lithology without any additional field measurements. It also helps the interpretation of the refraction tomography which displays smooth variations in P-wave velocity where sharp contrasts are expected making the assessment of the depth to bedrock contact rather imprecise. The excellent match between SV-wave reflections and seismic tomography in figure 4.14e increases the confidence level on the localization of the bedrock contact. This methodology can be applied to other shallow seismic surveys, in particular 1D and 2D MASW surveys and P-wave reflection surveys. In particular, the inversion of MASW often needs to be constrained. The processing of the SV-wave reflections can then bring these constraints on stratigraphic contacts and S-wave velocities.

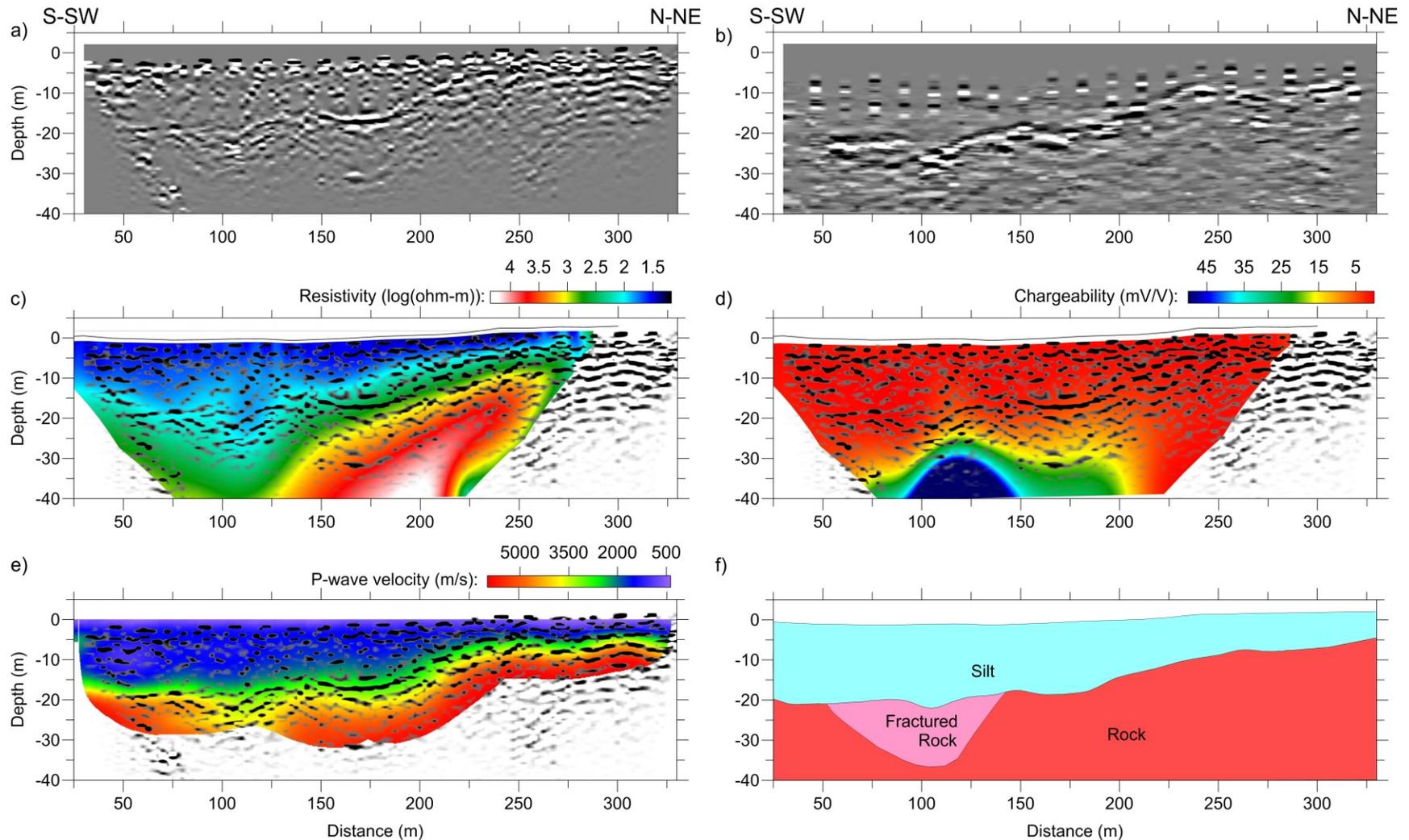


Figure 4.14: Results for the Sainte-Cécile-de-Masham case study: a) SV-wave stacked section, b) P-wave stacked section, c) and d) models of electrical resistivity and chargeability according to the inversion of the induced polarization profiling, e) model of P-wave velocity from seismic refraction tomography. The models in c), d), and e) are superposed by the SV-wave stacked section. f) Interpretative cross-section from the synthesis of the hydrogeophysical investigation. A zone of fractured rocks in depth is located between 75 and 150 m in distance.

4.9 Conclusions

The use of SV-wave reflections in a combined processing workflow can provide very useful results with high resolution. SV-wave reflections are not commonly used to their full extent in seismic engineering for many reasons. First, SV-waves reflections are better recorded and observed using engineering seismographs with many channels and short geophone spacing. Affordable multichannel engineering seismographs were not available until recently.

Second, SV-wave reflections are polarized and particle motion varies from vertical to horizontal in the inline plane. For recording these reflections in any conditions, vertical and horizontal geophones are required. As multicomponent geophones are seldom used in shallow seismic investigations, SV-wave reflection surveys are not common. As discussed previously, according to specific site conditions such as a stiff surface layer inducing an inversion in S-wave velocity near the surface, the incoming seismic energy can be polarized in the vertical direction making feasible the acquisition of SV-wave reflection surveys with only vertical geophones. As shown herein through four case studies in the Outaouais region, Quebec, Canada, several field conditions are favourable to SV-wave reflection surveys with this methodology; for instance, over clays (Buckingham and Sainte-Cécile-de-Masham case studies) or silts (Shawville case study), and more generally on roadbeds built over soft soils. As shown by the Lake Green case study, SV-waves cannot be recorded by vertical geophones on sand deposits in absence of inversion in S-wave velocity. As a rule of thumb, SV-wave reflection surveys can be carried out using vertical geophones in the presence of soft soils and two components geophones should be used in the case of harder sediments as sand, till or gravel.

Third, the conversion between SV- and P-waves at interfaces produces a more complex system than SH-waves. For this reason, most of the research has been focused on SH-waves (Helbig and Mesdag, 1982). However, this complexity can be used to increase the survey efficiency because information can be obtained from many propagation modes: Rayleigh waves, first arrivals, and P-wave, SV-wave and PS-wave reflections. Also, contrary to SH-waves, no special sources are required to generate SV-waves and a simple sledgehammer or a buffalo gun is sufficient as shown herein.

The processing of SV-wave reflections can also be more complex and time consuming than P-wave reflections due to their high sensitivity to the stacking velocity. A careful velocity analysis must be performed as small errors in stacking velocity can lead to a severe loss of coherence in the stacked section. However, the processing of Rayleigh waves with MASW can help to build a suitable velocity model.

Surface waves interference during stacking can also be problematic. The FV-LMO filter is much more efficient at removing surface waves than a simple f-k filter. Surface waves should not be considered as noise. On the

contrary, their processing can help for SV-wave reflection processing as long as reflections are sufficiently energetic. Furthermore, Rayleigh waves are generally produced in any seismic surveys and their processing can bring an estimation of the SV velocities of the first few meters of soil. This information should be used more often.

Similarly, the processing of P- and especially SV-wave reflections can add great value to many shallow seismic surveys without any additional acquisition costs. Efforts should also be given in recording SV-wave and P-wave reflections during seismic surveys even if these arrivals are not the main goal. For SV-wave processing, geophone spacing should be reduced and as many channels as possible should be used; at least 48-channel engineering seismograph is recommended. The record length should also be longer than what is usually recommended for P-waves since S-wave velocities in soil are very low.

Finally, the proposed combined workflow is only a first step in using the information from all propagation modes simultaneously. A more rigorous way would be to develop a single inversion scheme for all the modes, as in full waveform inversion based on the elastic wave equation. However, the proposed workflow has the merit to be based on inversion algorithms readily available and a direct implementation can be made at low costs.

4.10 Complément 1

Pour le levé sismique effectué à Shawville, deux lignes de tomographie de résistivité électrique ont été acquises de part et d'autres du levé. Ces lignes n'ont pas été incluses dans le précédent manuscrit étant donné qu'elles n'étaient pas directement pertinentes au message véhiculé dans cet article. Elles sont donc présentées dans ce complément à la figure 4.15.

La figure 4.15 présente les deux modèles de résistivité électrique ainsi que le levé sismique de Shawville. Le modèle combinant ces trois levés fait près de 2 km de long. Sur les modèles de résistivité électrique, une couche peu résistive autour de 40 ohm-m est présente en surface. Ceci correspond bien aux valeurs attendues pour les silt argileux dans la région et est cohérent avec l'essai CPT de la figure 4.11. La résistivité augmente jusqu'à des valeurs de 8000 ohm-m, ce qui correspond au socle rocheux. À noter que pour le deuxième levé, la profondeur d'investigation est trop faible pour obtenir la valeur vraie du roc.

L'échelle de ce levé montre la faible extension spatiale du levé sismique de Shawville. Les profondeurs au roc du levé sismique et des levés de résistivité électriques correspondent assez bien. De plus, la faille dans le roc présent sur la ligne sismique est corroborée par le contraste irrégulier de l'interface résistive dans le modèle de résistivité électrique. À noter que les deux anomalies résistives en profondeur aux distances de 300 et 440 m sont dues à des objets métalliques en surface et ne représentent pas des anomalies géologiques.

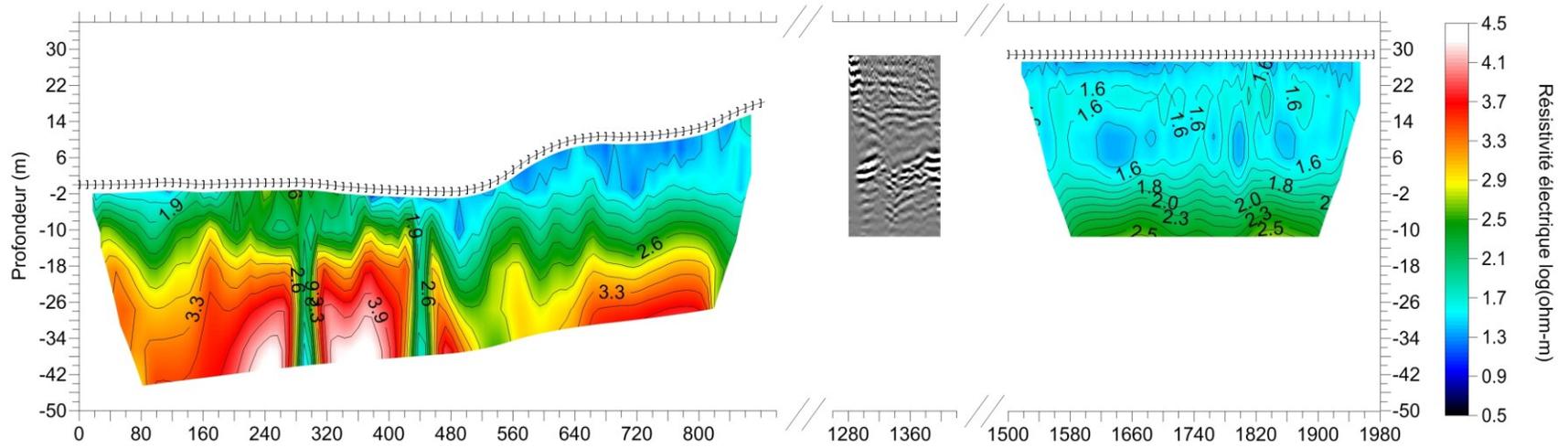


Figure 4.15 : Profil de résistivité électrique pour le site de Shawville.

4.11 Complément 2

Le manuscrit précédent ne présente qu'un exemple de tir pour la troisième étude de cas du lac Green pour un site sableux. Quoiqu'aucune réflexion des ondes SV n'apparaisse sur les tirs, ce levé a cependant pu être traité pour les réflexions des ondes P et la tomographie de sismique réfraction. Les résultats de ce traitement sont présentés à la figure 4.16. Puisque ce site est caractérisé par un fort contraste de vitesse causé par la nappe phréatique, l'approche de la sommation par horizon (Miller et Xia, 1998) a été adoptée. Ainsi, trois réflexions ont été identifiées: 1) celle de la nappe, 2) celle du dessus de dépôt de till et 3) celle du contact au roc. Elles ont été sommées séparément pour obtenir la section en temps de la figure 4.16a. Tel que montré à la figure 4.16b, la correspondance entre le résultat de la tomographie de sismique réfraction et la section de sismique réflexion en profondeur est excellente: la réflexion à la nappe correspond à un changement de vitesse de 500 à 1500 m/s, une réflexion délimite un dépôt d'une vitesse entre 2000 et 2800 m/s qui est interprété comme une couche de till et la variation topographique du réflecteur au roc correspond très bien au changement de vitesse entre 2000 et 5000 m/s. Cette interprétation est résumée à la figure 4.16c sous la forme d'une coupe hydrostratigraphique interprétative. Cette correspondance confirme les résultats de la tomographie de sismique réfraction effectuée par Rayfract ainsi que le traitement de sismique réflexion car ces méthodes sont indépendantes. De plus, cet exemple illustre la capacité des ondes P à identifier la nappe phréatique. En effet, un lac se situe à environ 30 m au nord-est de la ligne. Le niveau d'eau de ce lac se situait à environ 5 m sous le niveau de la ligne ce qui correspond bien à l'ordre de grandeur de la profondeur de la nappe identifiée sur le levé.

4.12 Complément 3

La quatrième étude de cas de Sainte-Cécile-de-Masham montre un exemple de retraitement d'une tomographie de sismique réfraction effectuée lors de la première phase d'acquisition des levés géophysiques du Projet PACES en Outaouais en 2011. Au total, six levés de sismique réfraction ont été effectués au cours de cette phase. Ce complément présente les résultats du retraitement des cinq autres levés. Leur localisation est présentée à la figure 4.17.

Il est important de noter que ces tomographies de sismique réfraction n'étaient pas optimisées pour la sismique réflexion des ondes P et SV. Par conséquent, la qualité des profils présentés aux figures suivantes est jugée passable en comparaison à l'excellente qualité des profils précédents dont l'acquisition était optimisée pour la sismique réflexion. Cependant, le retraitement de ces tomographies a permis de mettre en valeur des données sismiques, notamment au niveau des réflexions des ondes P et SV, qui avaient été

ignorées lors du premier traitement et d'augmenter la valeur économique de ces levés tout en fournissant un léger effort de traitement supplémentaire.

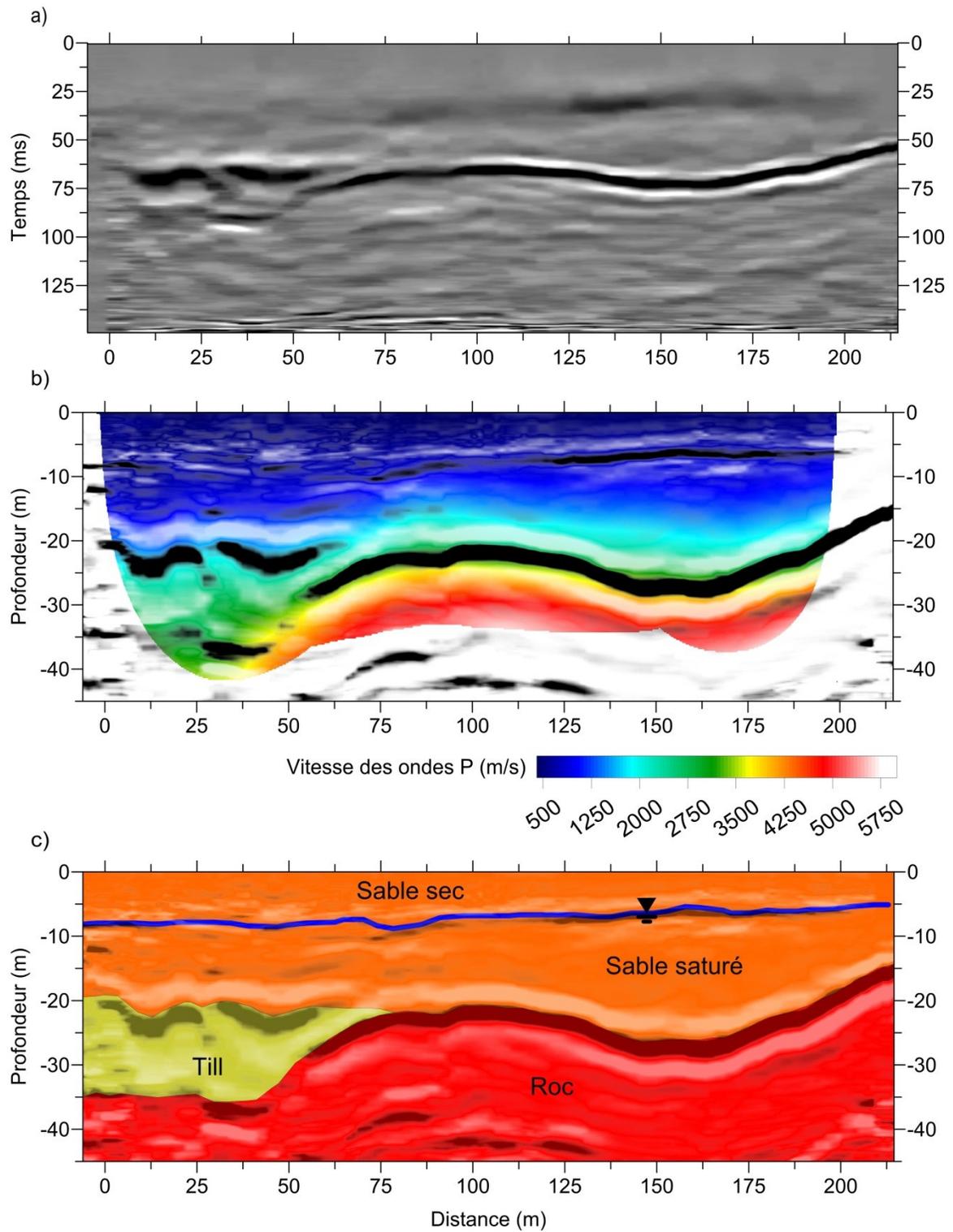


Figure 4.16: Étude de cas du lac Green dans un dépôt sableux: a) profil sommé en temps des ondes P, b) profil sommé en profondeur des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et c) coupe hydrostratigraphique interprétative.

4.12.1 Levé de Thurso (haut)

Pour ce levé, tant le traitement des ondes SV que celui des ondes P ont été possibles (Figure 4.18). Encore une fois, il y a une excellente correspondance entre la tomographie de sismique réfraction et les profils de sismique réflexion pour la profondeur du contact au roc. À partir de 80 m de distance sur le profil des ondes SV (Figure 4.18a), le réflecteur au roc se dédouble. Ceci n'est pas le cas pour le profil des ondes P (Figure 4.18b). Ce phénomène est interprété comme une mince couche de till qui est indétectable par les ondes P en raison de leur trop grande longueur d'onde. Cette mince couche crée les multiples observables sur le profil des ondes S (Figure 4.18a). De plus, à cet endroit, la vitesse des ondes P obtenue des réfractons est entre 2000 et 2600 m/s (Figure 4.18b), ce qui vient appuyer cette interprétation. Quoique moins évidente, ce phénomène se produit aussi entre 0 et 20 m de distance. Finalement, un gradient de vitesse marqué à 2,5 m de profondeur indique le niveau de la nappe sur la tomographie de sismique réfraction (Figure 4.18b). Comme l'espacement des géophones était trop grand pour avoir une bonne couverture à faible profondeur, la nappe n'apparaît pas sur le profil sommé des ondes P. Ceci montre que même pour les ondes P, un faible espacement entre les géophones est avantageux pour mettre en valeur une réflexion à la nappe phréatique.

4.12.2 Levé de Thurso (bas)

Ce levé se situe à 80 m au sud de la fin du levé de Thurso (haut). Contrairement au levé précédent, aucune section SV n'a pu être obtenue, car le temps d'enregistrement était trop court étant donné la profondeur du contact au roc. Ceci montre l'importance d'avoir un temps d'acquisition assez long même lors d'une tomographie de sismique réfraction. Néanmoins, un profil des ondes P a pu être obtenu (Figure 4.19a). Un réflecteur important qui comporte plusieurs multiples apparaît sur ce profil. Il s'agit du contact au roc alors que les multiples sont causés par la présence d'une couche de till (Figure 4.19b) comme pour le levé de Thurso (bas) de la figure 4.18.

4.12.3 Levé de la rue du Sous-bois

Étant donné que la profondeur au roc est relativement importante pour ce site, deux espacements de géophones de 5 et 10 m ont été utilisés. En raison de la faible puissance de détonation des cartouches à blanc utilisées dans le fusil Betsy comme source sismique, les premières arrivées ne sont pas claires pour tous les tirs. Ceci cause une importante incertitude sur l'identification des premières arrivées. Le modèle de vitesse obtenu de la tomographie de sismique réfraction est jugé erroné dans de telles conditions. Ceci est visible sur le profil sommé des ondes P de la figure 4.20a où le modèle de vitesse ne corrèle pas bien au profil sommé des ondes P entre 12 et 60 m de distance. En effet, pour cette partie du levé, les premières arrivées de la réfraction au roc sont grandement affectées par le bruit et elles sont difficiles à identifier. Dans ce cas, une plus grande confiance est accordée au profil de sismique réflexion lors de l'interprétation pour identifier les

contacts stratigraphiques (Figure 4.20b). Une source de plus grande énergie aurait été requise afin d'obtenir des résultats plus fiables pour ce site.

4.12.4 Levé de la piste cyclable

Ce levé a été effectué le long d'une piste cyclable dans la ville de Gatineau. La présence de tuyaux d'égout sous la piste cyclable a grandement affecté les résultats du levé de polarisation provoquée (les modèles de résistivité et de chargeabilité électrique ne sont pas montrés ici) et possiblement de la tomographie de sismique réfraction. Pour ce site, des profils sommés des ondes SV (Figure 4.21a) et P (Figure 4.21b) ont été obtenus. Les profondeurs des premiers réflecteurs cohérents sur ces deux coupes ne correspondent pas: elle est environ 4 m moins profonde sur le profil des ondes SV. Ceci est probablement causé par une conversion temps-profondeur erronée. Le profil des ondes SV est considéré comme celui qui donne les bonnes profondeurs. En raison de la présence de plusieurs réflecteurs sous le premier réflecteur cohérent pour les deux profils et des vitesses obtenues par la sismique réfraction, une couche de till est interprétée sous la couche superficielle d'argile (Figure 4.21c). Cette couche pourrait aussi être composée d'un sable et gravier compact.

4.12.5 Levé du Parc des trembles

Le dernier levé présenté dans ce complément a été effectué dans un parc à Gatineau. La présence d'un remblai sableux en surface rendait problématique l'utilisation des mesures sismiques en raison d'une forte atténuation. Tel que montré à la figure 4.22a, le profil sommé des ondes P est peu cohérent. Une réflexion à 25 m de profondeur est tout de même visible et correspond à un changement de vitesse de 2700 à 4000 m/s sur le modèle de la tomographie de sismique réfraction. La profondeur du roc peut donc être estimée avec assez de confiance à 25 m selon ces résultats. La couche caractérisée par des vitesses entre 1700 et 2400 m/s au-dessus du roc est interprétée comme un till ou une couche de sable et gravier. En couplant la sismique réfraction à la sismique réflexion, une interprétation plus robuste a pu être obtenue.

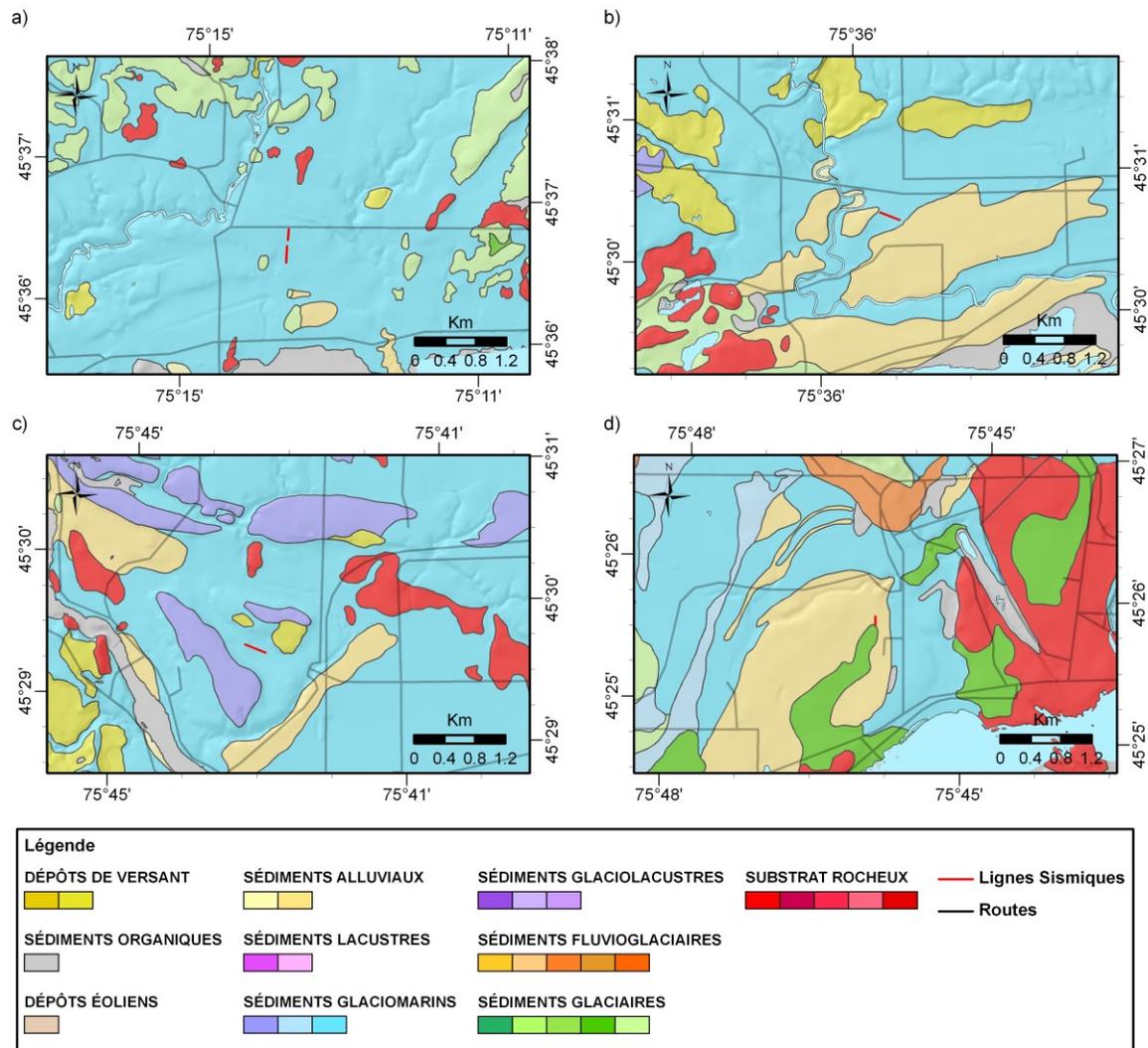


Figure 4.17 : Cartes du quaternaire montrant les levés sismiques de Thurso (haut) et Thurso (bas) au nord et au sud respectivement en a), le levé de la rue du Sous-Bois en b), le levé de la piste cyclable en c) et le levé du Parc des trembles en d).

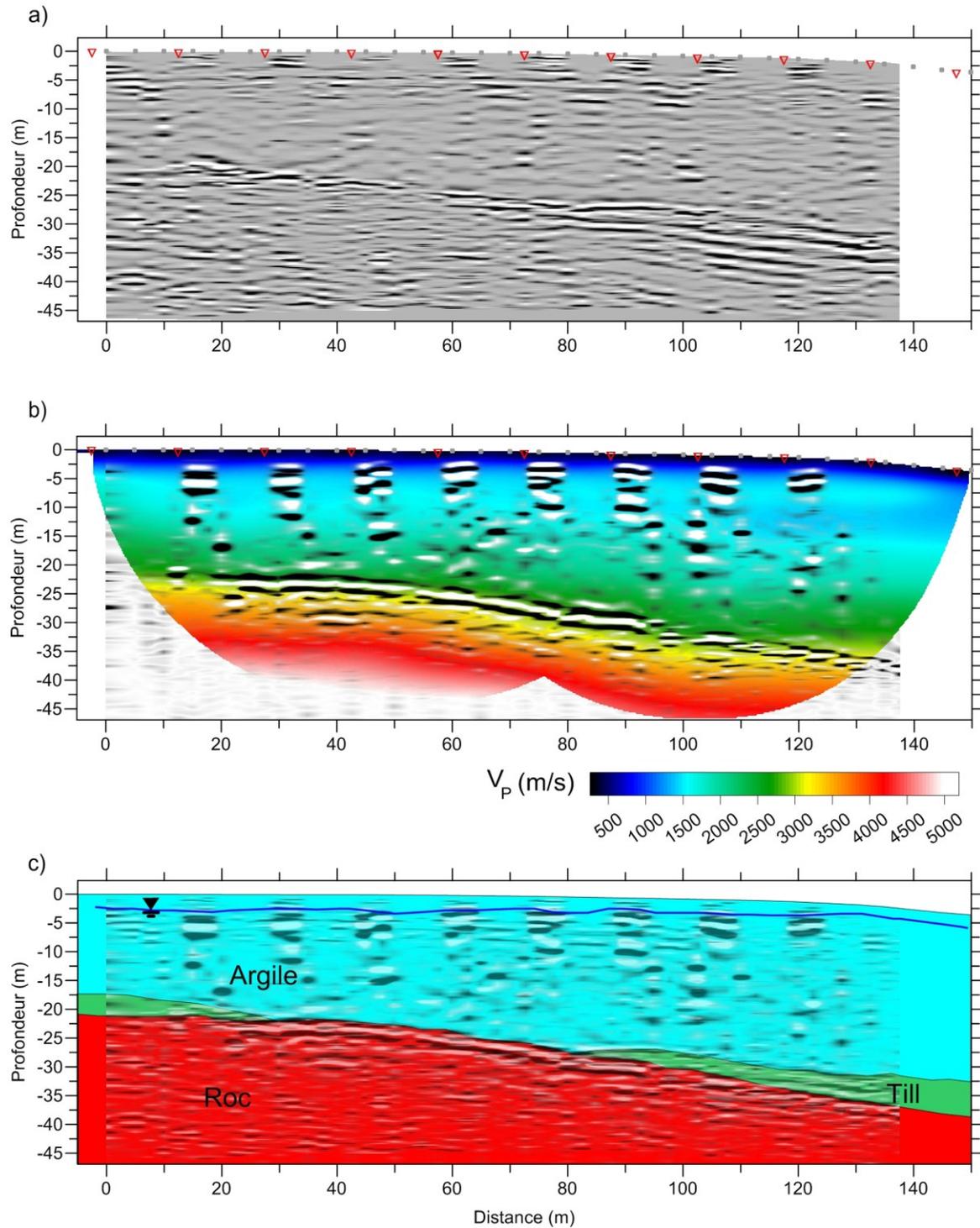


Figure 4.18: Retraitement de la tomographie de sismique réfraction du levé Thurso (haut): a) profil sommé des ondes SV, b) profil sommé des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et c) coupe hydrostratigraphique interprétative.

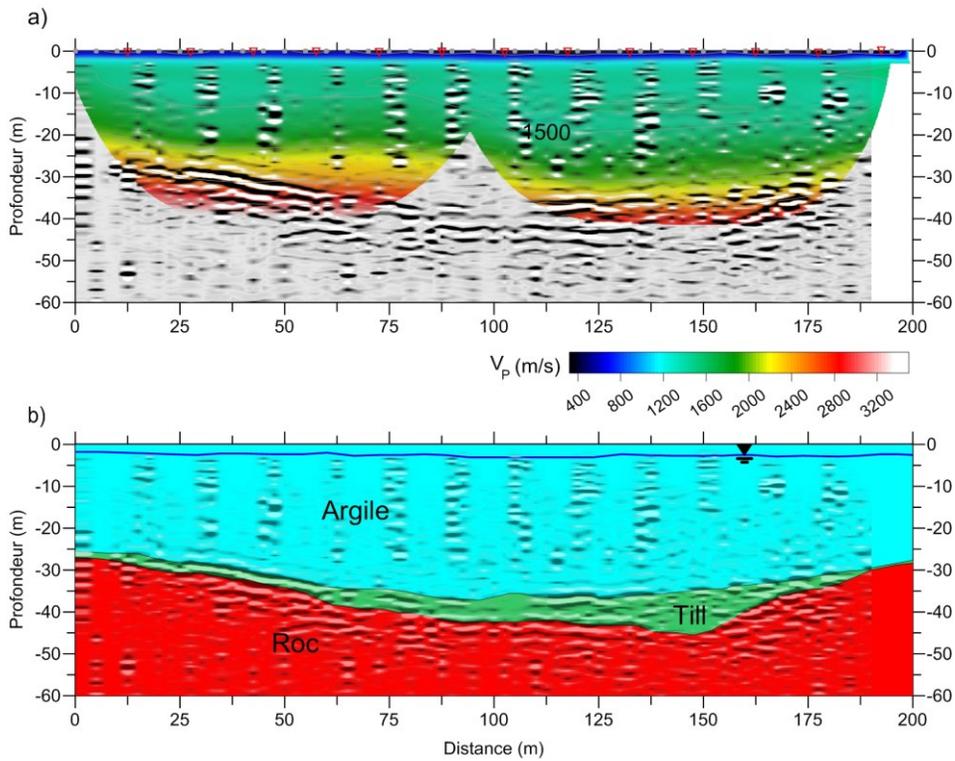


Figure 4.19: Retraitement de la tomographie de sismique réfraction du levé Thurso (bas): a) profil sommé des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et b) coupe hydrostratigraphique interprétative.

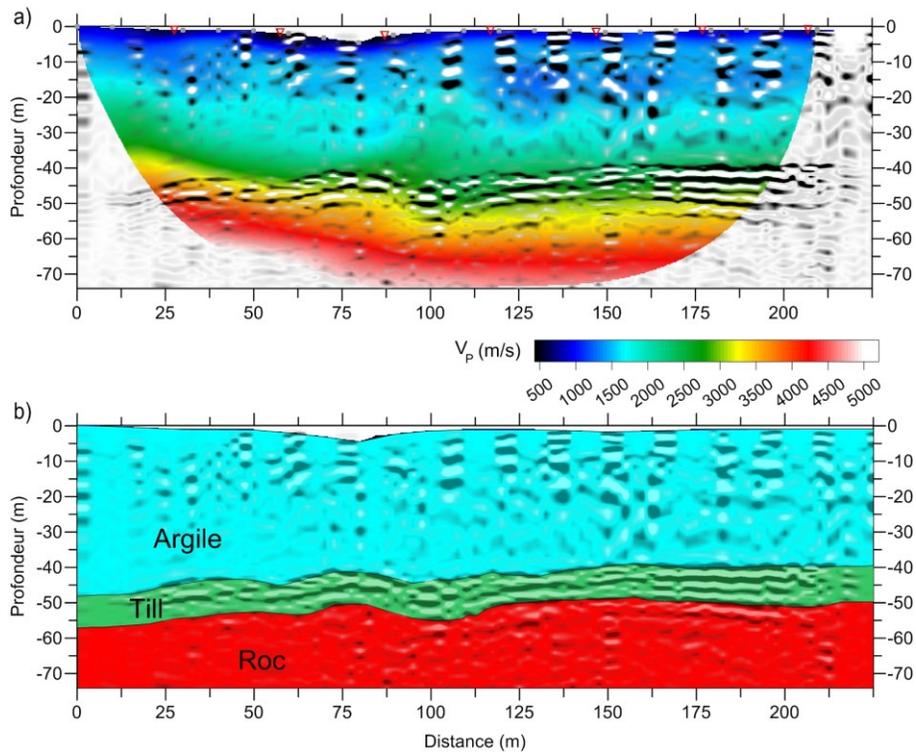


Figure 4.20: Retraitement de la tomographie de sismique réfraction du levé de la rue du Sous-bois: a) profil sommé des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et b) coupe hydrostratigraphique interprétative.

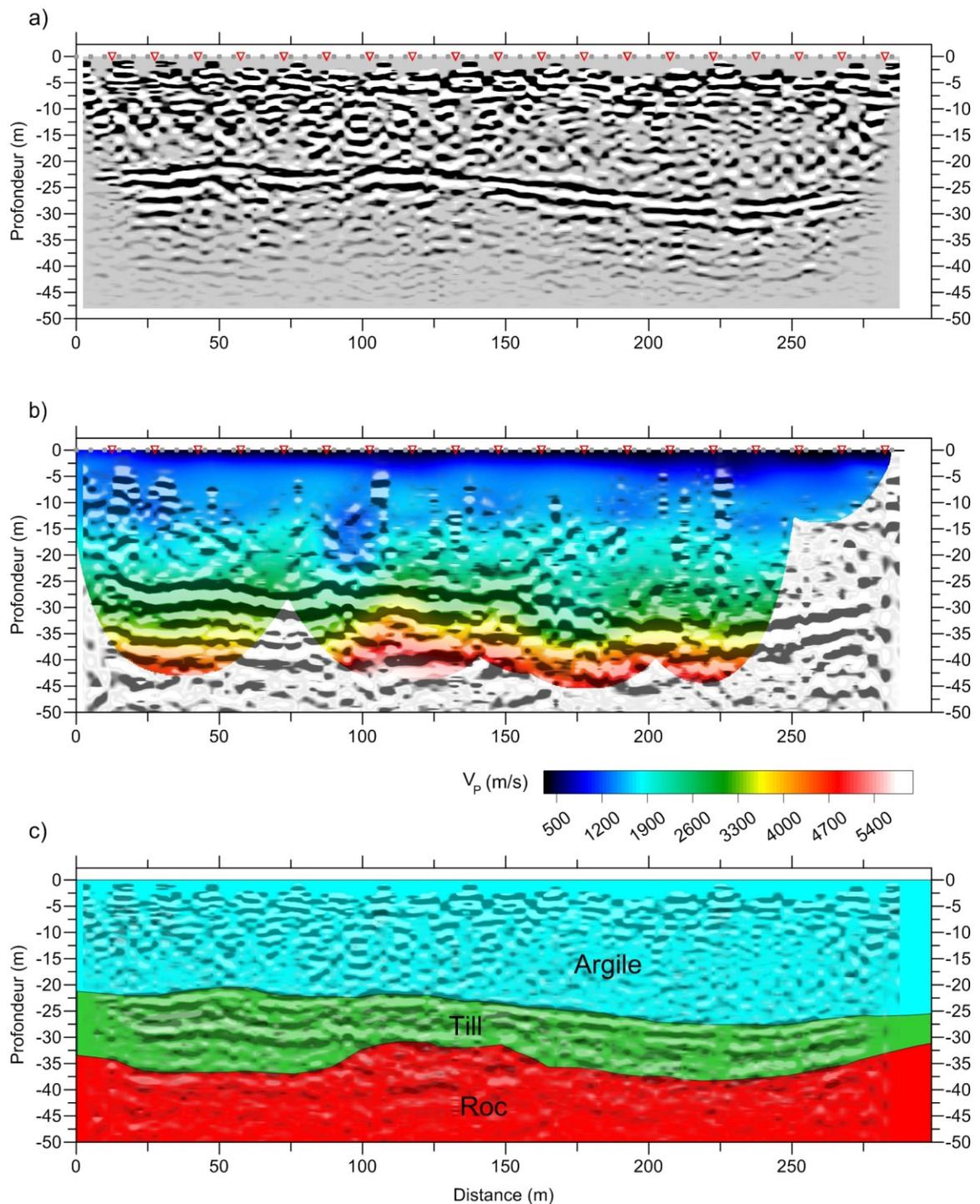


Figure 4.21: Retraitement de la tomographie de sismique réfraction le long de la piste cyclable à Gatineau: a) profil sommé des ondes SV, b) profil sommé des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et c) coupe hydrostratigraphique interprétative.

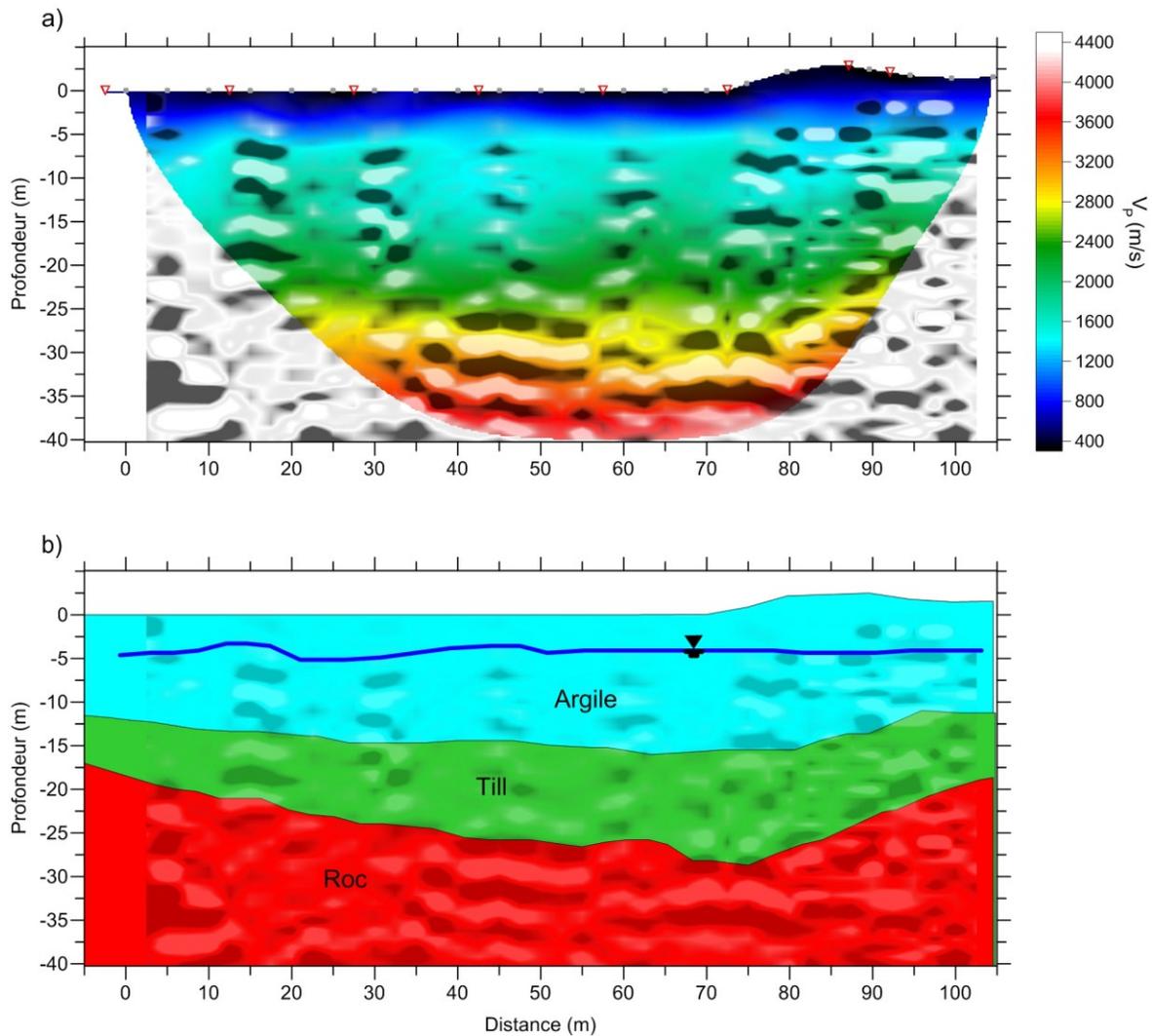


Figure 4.22: Retraitement de la tomographie du levé du Parc des trembles: a) profil sommé des ondes P superposé au modèle de vitesse des ondes P obtenu de l'inversion de la tomographie de sismique réfraction et b) coupe hydrostratigraphique interprétative.

4.13 Complément 4

Dans ce manuscrit, l'efficacité du filtre FV-LMO est testée à la section 4.6.2. Ce complément présente le code MATLAB qui a été développé au cours du présent projet de recherche à la maîtrise (tableau 4.3). Pour que ce code fonctionne, le groupe de fonctions MATLAB appelé CREWES (Margrave, 2003) doit être installé. Les fonctions de CREWES utilisées dans ce code sont identifiées en commentaires.

Tableau 4.3: Code MATLAB du filtre des ondes de surface FV-LMO.

```

1  fonction seisfiltshift = filtmasw_memoire(seis,t,x,freqv,vF,dv)
2  %Prend un regroupement de trace et filtre les ondes de surface
3  %seis: regroupement de traces, chaque trace est une colonne
4  %t: vecteur de temps se secondes

```

```

5 %x: vecteur des positions en mètres
6 %freqv:vecteur des fréquences de la courbe de dispersion
7 %vecteur des vitesses de phase de la courbe de dispersion
8 %dv: paramètre qui détermine la finesse du filtre. Augmenter pour un
9 %filtre plus sélectif à la courbe de dispersion et diminuer pour éviter
10 %d'introduire du bruit. Devrait être entre 1000 et 10000.
11
12
13
14
15 % classe les traces en fonction du départ
16 [xsort order]=sort(x);
17 seis=seis(:,order);
18 xsort=xsort(:);vf=vf(:);
19
20 %Calcul du déplacement en temps pour chaque départ et chaque fréquence
21 dt=(1./vf)*abs(xsort');
22
23
24
25 seis=zeros(1,size(seis,2));seis;
26 t=[0;t(:)];
27
28 %Gain agc qui sera enlevé après filtrage
29 seisshift=aec(seis); %fonction aec de CREWES
30 aecscale=seis./seisshift;
31 aecscale(isnan(aecscale))=0;
32
33
34 nt=length(t);
35
36 %Déplacement dans le temps de chaque fréquence pour toutes les traces
37 afin
38 %d'aligner horizontalement chaque fréquence de la relation de dispersion
39 for i=1:length(x)
40     [traceshift,tshift]=statv(seisshift(:,i),t,-dt(:,i),freqv);
41     seisshift(:,i)=traceshift;
42 end
43
44 % on place la zone de haute énergie au centre de la matrice pour éviter
45 % d'introduire du bruit
46 seisshift=[seisshift(round(nt/2)+1:end,:);seisshift(1:round(nt/2),:)];
47
48
49 %Transformation fk
50 [spec,f,kx]=fktran(seisshift,tshift,xsort); %fonction fktran de CREWES
51
52
53 %Détermination des fréquences à filtrer
54 f1=find(f>=min(freqv),1);
55 f2=find(f>=max(freqv),1);
56 k0=find(kx==0);
57 taperf=mwindow(length(f1:f2),5); %fonction mwindow de CREWES
58
59 %Mise à zéro des fréquences filtrées avec une largeur de bande en k qui
60 %augmente en fréquence selon dv

```

```

61 for i=f1:f2
62     dk=round((f(i))*2*pi/dv/abs(kx(2)-kx(1)));
63     spec(i,k0-dk:k0+dk)=spec(i,k0-dk:k0+dk).*(1-mwindow(length(k0-
64 dk:k0+dk),50)*taperf(i+1-f1));
65 end
66
67 %retour dans l'espace du temps et des distances
68 seisfilt=ifktran(spec,f,kx); %fonction ifktran de CREWES
69 seisfilt=seisfilt(1:length(tshift),1:length(x));
70
71 % on remet le tir au bon temps
72 seisfilt=[seisfilt(round(nt/2)+1:end,:);seisfilt(1:round(nt/2),:)];
73
74 %Déplacement inverse dans le temps selon la relation de dispersion
75 seisfiltshift=seisfilt;
76 for i=1:length(x)
77     seisfiltshift(:,i)=statv(seisfilt(:,i),t,dt(:,i),1,freqv);
78 end
79
80
81 %Enlève le gain AGC
82 seisfiltshift=seisfiltshift.*aecscale;
83 seisfiltshift=seisfiltshift(2:end, :);
84 %On remet les traces dans l'ordre initial
85 seisfiltshift(:,order)=seisfiltshift;
86
87
88
89 function [trout,tout]=statv(trin,t,dt,freqv)
90
91
92 %transforme la trace dans le domaine de Fourier
92 [Trin,f]=fftrl(trin,t);
93
94 %Détermine le déplacement dans le temps de chaque fréquence
95 dt1=dt(1);
96 dtend=dt(end);
97 dt=interplq(freqv,dt,f);
98 dt(find(f<min(freqv)))=dt1;
99 dt(find(f>max(freqv)))=dtend;
100
101
102
103 % Déplacement de phase
104 shiftr=exp(-i*2.*pi*dt.*f);
105 Trout=Trin.*shiftr;
106 % transformée inverse
107 [trout, tout]=ifftrl(Trout,f);
108
109 %Vérifie que la trace est de la bonne longueur
110 if length(trout)<length(trin)
111     trout=[trout;0];
112     tout=t;
113 end
114

```

Conclusion

Les mesures sismiques sont de plus en plus utilisées pour les investigations à faible profondeur en raison du développement de nouvelles méthodes de traitement telles que la tomographie de sismique réfraction, l'analyse multicanaux des ondes de surface MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) et la sismique réflexion des ondes S. Quoique ce projet de recherche ait été réalisé dans un contexte hydrogéologique, les méthodes sismiques illustrées dans ce travail peuvent être appliquées à plusieurs domaines des sciences de la Terre dont notamment la géotechnique, l'étude des risques naturels, l'environnement ou l'exploration minérale. Peu importe le domaine d'application, le géophysicien est appelé à donner une image des propriétés du sous-sol la plus précise et représentative possible. Plusieurs difficultés sont associées aux diverses méthodes de traitement du signal sismique. La tomographie de sismique réfraction requiert une identification précise des premières arrivées qui n'est pas toujours possible dans le cas d'atténuation importante du signal sismique et l'utilisation d'une source sismique de faible puissance. De plus, de longs déports sont requis pour enregistrer les réfractons qui se produisent pour des contacts stratigraphiques à grande profondeur. La méthode du MASW possède une profondeur d'investigation limitée et requiert la connaissance des profondeurs des différents contacts lithologiques afin de contraindre l'inversion à l'aide d'un modèle en couches de différentes vitesses des ondes de cisaillement. La sismique réflexion des ondes SV requiert des géophones horizontaux et verticaux. Pour obtenir un modèle de vitesse, la présence de réflexions hyperboliques est aussi nécessaire, ce qui n'est pas toujours le cas. La sismique réflexion des ondes P est complètement aveugle à des profondeurs inférieures à 10 m à cause des différentes phases qui se propagent et elle possède une résolution fortement limitée par les grandes longueurs d'onde des ondes P qui sont de l'ordre de 15 m dans les dépôts meubles saturés.

Tous les modes de propagation utilisés par les méthodes sismiques précédentes sont enregistrés lors de tirs sismiques standards qui utilisent des géophones verticaux. En se basant sur cette observation, les résultats obtenus de ce projet de recherche ont montré que le couplage de ces méthodes de traitement permet d'obtenir des modèles du sol plus robustes et précis à partir des mêmes données sismiques sous la forme de profils sommés en profondeur des ondes P et SV superposés aux modèles respectifs 2D des vitesses de propagation des ondes P et SV. L'approche qui a été développée et adoptée dans ce projet de recherche a été appliquée sur neuf levés sismiques acquis lors du projet PACES en Outaouais.

Au chapitre 3, il a été montré comment la méthode de la sismique réflexion des ondes SV et la méthode du MASW peuvent être combinées pour produire un modèle de vitesse des ondes de cisaillement du sol plus complet. La démonstration de cette méthodologie a été effectuée par le biais d'une ligne sismique d'une longueur de 1600 m acquise à Buckingham (Québec) durant le projet PACES en Outaouais. La configuration

Conclusion

de ce levé était optimisée pour l'analyse et le traitement conjoint de l'ensemble des modes de propagation (les premières arrivées des ondes directes et réfractées à l'angle critique, les ondes P et SV réfléchies et les ondes de Rayleigh). Pour vérifier les résultats de la méthodologie proposée, un essai de pénétration au piézocône sismique SCPTu (Seismic piezoCone Penetration Test) a été effectué aux abords de cette ligne. Une configuration surface-forage d'une source sismique en surface et d'accéléromètres triaxiaux insérés dans le fût du pénétromètre en profondeur a été employée pour obtenir des tomogrammes de vitesses des ondes P et S. Il ressort de ces travaux que le MASW peut apporter un modèle de vitesse des ondes S pour des profondeurs plus faibles que la sismique réflexion des ondes SV, et que leur utilisation combinée a permis de construire un modèle de vitesse des ondes S de la surface jusqu'au contact au roc pour le site de Buckingham.

Au chapitre 4, une méthodologie plus complète qui regroupe le traitement des ondes P et SV et des ondes de Rayleigh est proposée pour la même ligne sismique. Cette méthodologie se base sur la tomographie de sismique réfraction, le MASW, la sismique réflexion des ondes SV et la sismique réflexion des ondes P. Elle permet d'obtenir les modèles de vitesse et les profils sommés en profondeur des ondes P et des ondes SV. La superposition de chaque profil sur leur modèle de vitesse respectif fournit une image sismique en coupe de détails où non seulement les contacts stratigraphiques apparaissent comme des réflexions cohérentes, mais aussi la nature des couches entre les contacts est déduite des vitesses des ondes P et SV. Ce chapitre propose aussi l'application d'un filtre FV-LMO des ondes de surface qui facilite grandement le traitement en sismique réflexion et qui aide à la compréhension des différentes arrivées sismiques. De plus, le retraitement de six levés de tomographie de sismique réfraction a montré que, même si un levé n'est pas conçu pour le traitement des réflexions, il est tout de même possible d'obtenir des informations pertinentes des réflexions des ondes P et parfois des ondes SV. Même si la qualité des profils obtenus le long de ces lignes de levé est jugée passable à comparer à l'excellente qualité des profils du site d'études de Buckingham (Québec), le traitement de ces levés optimisés pour la sismique réfraction a permis de mettre en valeur des données sismiques existantes et d'augmenter leur valeur économique en fournissant un léger effort de traitement supplémentaire.

Pour les projets en hydrogéologie tel le projet PACES en Outaouais, les mesures sismiques sont parmi les méthodes géophysiques les plus performantes. En effet, la sismique réflexion offre un compromis entre la profondeur d'investigation et la résolution plus intéressante que le géoradar, qui ne peut pas atteindre le roc pour la plupart des sites d'intérêt. De plus, la sismique offre une imagerie moins ambiguë que la tomographie de résistivité électrique qui est très sensible aux propriétés du fluide. Dans le meilleur des mondes, ces trois méthodes devraient être utilisées pour caractériser un même site. Pour les raisons précédentes, les mesures

sismiques devraient être priorisées lorsque le budget est limité, sauf pour des cas où les propriétés du fluide sont d'intérêt comme dans l'étude de contaminants.

La caractérisation hydrogéophysique effectuée dans le cadre du projet PACES n'a que partiellement atteint ses objectifs. En effet, dû aux contraintes physiques des méthodes et aux coûts d'acquisition et de traitement des mesures géophysiques choisies, la variabilité spatiale régionale des dépôts meubles n'a pu être estimée convenablement. Les levés de polarisation provoquée, de géoradar et de sismique réfraction ont permis de caractériser localement la géologie, ce qui a facilité le choix de la localisation de nouveaux forages, mais leur extension spatiale était beaucoup trop faible pour couvrir convenablement le territoire de l'Outaouais. Cette lacune pourrait être partiellement comblée par des mesures sismiques acquises par des chariots sismiques qui permettent d'acquérir plus de 6 km linéaires de ligne sismique par jour. L'approche proposée dans ce mémoire est directement applicable aux données acquises avec de tels systèmes. Des levés aéroportés électromagnétiques transitoires dans le domaine du temps seraient une autre avenue, qui permettrait une couverture spatiale encore plus étendue, mais dont les informations sont beaucoup moins complètes et fiables.

La méthodologie proposée dans ce mémoire de maîtrise n'est qu'un point de départ dans le traitement conjoint des modes de propagation sismique. En effet, ce travail s'est limité à combiner les résultats produits par différentes méthodes de traitement. Pour profiter au maximum de la redondance des informations transportées par les différents modes de propagation sismique, une méthode d'inversion qui utiliserait simultanément l'ensemble de ces modes devrait être développée. Il existe bel et bien des algorithmes de tomographie qui utilisent tant les réflexions que les réfractions (Zhang *et al.*, 1998b; Hobro *et al.*, 2003) mais ceux-ci ne tiennent pas en compte des ondes de surface. Une méthode plus robuste mais plus coûteuse en temps de calcul est l'inversion complète du champ d'onde qui tente de reproduire les tirs sismiques en utilisant une approche par différence finie ou éléments finis de l'équation d'onde (Tarantola, 1984; Brossier, 2011). En particulier, il serait possible en théorie d'obtenir les modèles de vitesse ainsi que le facteur de qualité Q des ondes P et des ondes S en utilisant l'équation viscoélastique. Cette approche permettrait d'utiliser l'information complète du système couplé que forment les ondes P et SV. De plus, la modélisation complète du champ d'onde permettrait d'augmenter la résolution des modèles de vitesse finaux, ce qui est critique pour les investigations à faible profondeur. Néanmoins, les algorithmes d'inversion basés sur l'équation d'onde sont hautement non-linéaire et requièrent un bon modèle de départ. L'approche présentée dans ce mémoire permettrait d'obtenir un meilleur modèle initial que les approches standards.

À terme, pour que les méthodes sismiques soient appliquées à plus grandes échelles pour les projets à faible budget, comme les projets en ingénierie ou en environnement, leur logistique de terrain et de traitement des

Conclusion

données doit être simplifiée. Cette simplification est déjà entreprise pour l'acquisition sur le terrain avec les chariots sismiques qui réduisent de beaucoup le temps d'acquisition. Sur le plan du traitement des données, les méthodes sismiques demeurent le territoire de spécialiste et nécessitent des efforts considérables. Ainsi, en plus d'une méthode de traitement qui utilise l'ensemble des différents modes de propagation, une automatisation partielle est souhaitable. La progression de la puissance de calcul des processeurs donne espoir que ce sera possible dans un avenir plus ou moins rapproché.

Bibliographie

Aki, K., & Richards, P. G. (2002). *Quantitative seismology: Theory and methods*. University Science Books.

Aylsworth, J. M., Lawrence, D. E., & Guertin, J. (2000). Did two massive earthquakes in the Holocene induce widespread landsliding and near-surface deformation in part of the Ottawa Valley, Canada?. *Geology*, 28(10), 903-906.

Bachrach, R., & Nur, A. (1998). High-resolution shallow-seismic experiments in sand, Part I: Water table, fluid flow, and saturation. *Geophysics*, 63(4), 1225-1233.

Bard, P. Y., & Bouchon, M. (1980). The seismic response of sediment-filled valleys. Part 1. The case of incident SH waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(4), 1263-1286.

Bélanger J. R., Moore A., & Prigent A. (1997). *Surfacial Geology, digital map, Thurso Quebec (31G/11)*. Geological Survey of Canada, Open File Issue 3477

Benjumea, B., Hunter, J. A., Aylsworth, J. M., & Pullan, S. E. (2003). Application of high-resolution seismic techniques in the evaluation of earthquake site response, Ottawa Valley, Canada. *Tectonophysics*, 368(1), 193-209.

Beres, M., & Haeni, F. P. (1991). Application of Ground-Penetrating-Radar Methods in Hydrogeologie Studies. *Ground Water*, 29(3), 375-386.

Binley, A., & Kemna, A. (2005). DC resistivity and induced polarization methods. In *Hydrogeophysics* (pp. 129-156). Springer Netherlands.

Birkelo, B. A., Steeples, D. W., Miller, R. D., & Sophocleous, M. (1987). Seismic reflection study of a shallow aquifer during a pumping test. *Ground Water*, 25(6), 703-709.

Bodet, L., Abraham, O., Bitri, A., Leparoux, D., & Côte, P. (2004, February). Effect of dipping layers on seismic surface waves profiling: a numerical study. In *17th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*.

Bourbié, T., Coussy, O., Zinszner, B. (1986). *Acoustique des milieux poreux* (No. 27). Editions Technip.

Boyce, J. I., & Koseoglu, B. B. (1996). Shallow seismic reflection profiling of waste disposal sites. *Geoscience Canada*, 23(1).

Bibliographie

Bradford, J. H., Sawyer, D. S., Zelt, C. A., & Oldow, J. S. (1998). Imaging a shallow aquifer in temperate glacial sediments using seismic reflection profiling with DMO processing. *Geophysics*, 63(4), 1248-1256.

Braile, L. (2010) *Seismic Wave Demonstrations and Animations*.

<http://web.ics.purdue.edu/~braile/edumod/waves/WaveDemo.htm> , 29 novembre 2013.

Brossier, R. (2011). Two-dimensional frequency-domain visco-elastic full waveform inversion: Parallel algorithms, optimization and performance. *Computers & Geosciences*, 37(4), 444-455.

Buchen, P. W., & Ben-Hador, R. (1996). Free-mode surface-wave computations. *Geophysical Journal International*, 124(3), 869-887.

Büker, F., Green, A. G., & Horstmeyer, H. (1998). Shallow seismic reflection study of a glaciated valley. *Geophysics*, 63(4), 1395-1407.

Campanella, R. G., & Stewart, W. P. (1992). Seismic cone analysis using digital signal processing for dynamic site characterization. *Canadian Geotechnical Journal*, 29(3), 477-486.

Cardimona, S. J., Clement, W. P., & Kadinsky-Cade, K. (1998). Seismic reflection and ground-penetrating radar imaging of a shallow aquifer. *Geophysics*, 63(4), 1310-1317.

Carr, B. J., Hajnal, Z., & Prugger, A. (1998). Shear-wave studies in glacial till. *Geophysics*, 63(4), 1273-1284.

Cerveny, V. (2005). *Seismic ray theory*. Cambridge University Press.

Chapman, C. (2004). *Fundamentals of seismic wave propagation*. Cambridge University Press.

Comeau, G., Ayotte, S., Molson, J., Lemieux, J.M., Moreno, A., Therrien, R., Therrien, P., Moncoudiol, N., Roy, É., Dabbadie, M., & Lamarche, L. (2011). *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines en Outaouais. Rapport d'étape I*, Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, mars 2011, 81 p.

Comeau, G., Molson, J., Lemieux, J.M., Talbot, M.C., Therrien, R., Montcoudiol, N., Ayotte, S., Bérubé, S., Fabien-Ouellet, G., Fiset, P., Fortier, R., Graf, T., Moreno, A., & Sterckx, A. (2012). *Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines en Outaouais. Rapport d'étape II*, Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, mars 2012, 54 p.

Crampin, S. (1985). Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting. *Geophysics*, 50(1), 142-152.

- Dahlen, F. A., & Tromp, J. (1998). *Theoretical Global Seismology*. Princeton University Press
- Daniels, D. J. (Ed.). (2004). *Ground penetrating radar* (Vol. 1).
- Daniels, D. J., Gunton, D. J., & Scott, H. F. (1988, August). Introduction to subsurface radar. In *Radar and Signal Processing*, IEE Proceedings F (Vol. 135, No. 4, pp. 278-320).
- Davies, K. J., & King, R. F. (1992). The essentials of shallow reflection data processing. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 25(3), 191-206.
- Davis, J. L., & Annan, A. P. (1989). Ground-Penetrating Radar for High-Resolution Mapping of Soil and Rock Stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37(5), 531-551.
- Doll, W. E., Miller, R. D., & Xia, J. (1998). A noninvasive shallow seismic source comparison on the Oak Ridge Reservation, Tennessee. *Geophysics*, 63(4), 1318-1331.
- Dorman, J., & Ewing, M. (1962). Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and crust-mantle structure in the New York-Pennsylvania area. *Journal of Geophysical Research*, 67(13), 5227-5241.
- Edge, A. B. (Ed.). (1931). *The Principles and Practice of Geophysical Prospecting*. University Press.
- Erickson, E. L., Miller, D. E., & Waters, K. H. (1968). Shear-Wave Recording Using Continuous Signal Methods Part II: Later Experimentation. *Geophysics*, 33(2), 240-254.
- Eslami, A., & Fellenius, B. H. (1997). Pile capacity by direct CPT and CPTu methods applied to 102 case histories. *Canadian Geotechnical Journal*, 34(6), 886-904.
- Fabien-Ouellet, G., Fortier, R., & Giroux, B. (2014). Joint Acquisition and Processing of Seismic Reflections and Surface Waves in a Sensitive Clay Deposit in the Outaouais Region (Québec), Canada. In *Landslides in Sensitive Clays* (pp. 241-252). Springer Netherlands. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-007-7079-9_19
- Fabien-Ouellet, G., Fortier, R., (2014) Using all seismic arrivals in shallow seismic investigations, *Journal of Applied Geophysics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.12.009>
- Finn, W. L., & Wightman, A. (2003). Ground motion amplification factors for the proposed 2005 edition of the National Building Code of Canada. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30(2), 272-278.
- Ghose, R., & Goudswaard, J. (2004). Integrating S-wave seismic-reflection data and cone-penetration-test data using a multiangle multiscale approach. *Geophysics*, 69(2), 440-459.

Bibliographie

Ghose, R., Nijhof, V., Brouwer, J., Matsubara, Y., Kaida, Y., & Takahashi, T. (1998). Shallow to very shallow, high-resolution reflection seismic using a portable vibrator system. *Geophysics*, 63(4), 1295-1309.

Goforth, T., & Hayward, C. (1992). Seismic reflection investigations of a bedrock surface buried under alluvium. *Geophysics*, 57(9), 1217-1227.

Golub, G. H., & Reinsch, C. (1970). Singular value decomposition and least squares solutions. *Numerische Mathematik*, 14(5), 403-420.

Greenhalgh, S. A., Suprajitno, M., & King, D. W. (1986). Shallow seismic reflection investigations of coal in the Sydney Basin. *Geophysics*, 51(7), 1426-1437.

Guy, E. D., Nolen-Hoeksema, R. C., Daniels, J. J., & Lefchik, T. (2003). High-resolution SH-wave seismic reflection investigations near a coal mine-related roadway collapse feature. *Journal of Applied Geophysics*, 54(1), 51-70.

Hagedoorn, J. G. (1959). The Plus-Minus Method of Interpreting Seismic Refraction Sections. *Geophysical Prospecting*, 7(2), 158-182.

Haines, S. S., & Ellefsen, K. J. (2010). Shear-wave seismic reflection studies of unconsolidated sediments in the near surface. *Geophysics*, 75(2), B59-B66.

Hardage, B. A. (1985). Vertical seismic profiling. *The Leading Edge*, 4(11), 59-59.

Hawkins, L. V. (1961). The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations. *Geophysics*, 26(6), 806-819.

Heisey, J. S., Stokoe, I. I., & Meyer, A. H. (1982). Moduli of pavement systems from spectral analysis of surface waves. *Transportation Research Record*, (852).

Heisey, J. S., Stokoe, I. I., Hudson, W. R., & Meyer, A. H. (1981). Determination of in situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves (Master's thesis, University of Texas at Austin).

Helbig, K., & Mesdag, C. S. (1982). The Potential of Shear-Wave Observations. *Geophysical Prospecting*, 30(4), 413-431.

Hobro, J. W., Singh, S. C., & Minshull, T. A. (2003). Three-dimensional tomographic inversion of combined reflection and refraction seismic traveltimes. *Geophysical Journal International*, 152(1), 79-93.

- Holzschuh, J. (2002). Low-cost geophysical investigations of a paleochannel aquifer in the Eastern Goldfields, Western Australia. *Geophysics*, 67(3), 690-700.
- Hunter, J. A., Benjumea, B., Harris, J. B., Miller, R. D., Pullan, S. E., Burns, R. A., & Good, R. L. (2002). Surface and downhole shear wave seismic methods for thick soil site investigations. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(9), 931-941.
- Hunter, J. A., Pullan, S. E., Burns, R. A., Gagne, R. M., & Good, R. L. (1984). Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph-some simple techniques. *Geophysics*, 49(8), 1381-1385.
- Hurtubise, M.A., Milette, S., Daigneault, R.A., Roy, M., & Lamothe M., (2012). Géologie des formations superficielles de la région de Thurso (31G11). Carte présentée au Ministère des ressources naturelles et de la Faune du Québec, échelle 1 :50 000.
- Ivanov, J., Miller, R. D., Lacombe, P., Johnson, C. D., & Lane Jr, J. W. (2006). Delineating a shallow fault zone and dipping bedrock strata using multichannel analysis of surface waves with a land streamer. *Geophysics*, 71(5), A39-A42.
- Ivanov, J., Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (2000, February). Mapping Poisson's ratio of unconsolidated materials from a joint analysis of surface-wave and refraction events. In *Proc. Symp. on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP 2000)*, Arlington, Va (pp. 11-17).
- Jarvis, K. D., & Knight, R. (2000). Near-surface VSP surveys using the seismic cone penetrometer. *Geophysics*, 65(4), 1048-1056.
- Jarvis, K. D., & Knight, R. J. (2002). Aquifer heterogeneity from SH-wave seismic impedance inversion. *Geophysics*, 67(5), 1548-1557.
- Jefferson, R. D., Steeples, D. W., Black, R. A., & Carr, T. (1998). Effects of soil-moisture content on shallow-seismic data. *Geophysics*, 63(4), 1357-1362.
- Jeng, Y. (1995). Shallow seismic investigation of a site with poor reflection quality. *Geophysics*, 60(6), 1715-1726.
- Jol, H. M. (Ed.). (2009). *Ground penetrating radar theory and applications*.
- Jolly, R. N. (1953). Deep-hole geophone study in Garvin County, Oklahoma. *Geophysics*, 18(3), 662-670.

Bibliographie

Jones, R. (1958). In-Situ Measurement of the Dynamic Properties of Soil by Vibration Methods. *Geotechnique*, 8(1), 1-21.

Jongierius, P., & Helbig, K. (1988). Onshore high-resolution seismic profiling applied to sedimentology. *Geophysics*, 53(10), 1276-1283.

Kanlı, A. I., Tildy, P., Prónay, Z., Pinar, A., & Hermann, L. (2006). VS30 mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey. *Geophysical Journal International*, 165(1), 223-235.

Keiji, T., Toshihiko, S., & Tsuneo, I. (1982). S wave velocity in the ground and the damping factor. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 26(1), 327-333.

Kansas Geological Survey, Winseis, <http://www.kgs.ku.edu/software/winseis/winseis.html>

Kirsch, R. (2011). *Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology*. Environmental & Engineering Geoscience, Springer.

Knapp, R. W., & Steeples, D. W. (1986a). High-resolution common-depth-point seismic reflection profiling: Instrumentation. *Geophysics*, 51(2), 276-282.

Knapp, R. W., & Steeples, D. W. (1986b). High-resolution common-depth-point reflection profiling: Field acquisition parameter design. *Geophysics*, 51(2), 283-294.

Krawczyk, C. M., Polom, U., Trabs, S., & Dahm, T. (2012). Sinkholes in the city of Hamburg—New urban shear-wave reflection seismic system enables high-resolution imaging of subsurface structures. *Journal of Applied Geophysics*, 78, 133-143.

Lai, C. G., & Rix, G. J. (1998). Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation for near-surface site characterization. School of Civil and Environmental Engineering, Georgia Institute of Technology. 258 p.

Lai, C. G., Rix, G. J., Foti, S., & Roma, V. (2002). Simultaneous measurement and inversion of surface wave dispersion and attenuation curves. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(9), 923-930. [http://dx.doi.org/10.1016/S0267-7261\(02\)00116-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0267-7261(02)00116-1)

Lanz, E., Maurer, H., & Green, A. G. (1998). Refraction tomography over a buried waste disposal site. *Geophysics*, 63(4), 1414-1433. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1444443>

- LeBlanc, A. M., Fortier, R., Allard, M., Cosma, C., & Buteau, S. (2004). Seismic cone penetration test and seismic tomography in permafrost. *Canadian geotechnical journal*, 41(5), 796-813.
- LeBlanc, A. M., Fortier, R., Cosma, C., & Allard, M. (2006). Tomographic imaging of permafrost using three-component seismic cone-penetration test. *Geophysics*, 71(5), H55-H65.
- Lecomte, I., Gjøystdal, H., Dahle, A., & Pedersen, O. C. (2000). Improving modeling and inversion in refraction seismics with a first-order Eikonal solver. *Geophysical Prospecting*, 48(3), 437-454.
- Leduc, E., Daigneault, R.A., Roy, M., & Lamothe, M. (2013a). Géologie des formations superficielles de la région de Cobden (31F10). Carte présentée au Ministère des Ressources Naturelles du Québec, échelle de 1 :50 000.
- Leduc, E., Daigneault, R.A., Roy, M., & Lamothe, M. (2013b). Géologie des formations superficielles de la région d'Arnrior-Quyion (31F08-31F09). Carte présentée au Ministère des Ressources Naturelles du Québec, échelle de 1 :50 000.
- Levin, F. K., & Lynn, R. D. (1958). Deep-hole geophone studies. *Geophysics*, 23(4), 639-664.
- Lin, C. P., Chang, C. C., & Chang, T. S. (2004). The use of MASW method in the assessment of soil liquefaction potential. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24(9), 689-698.
- Loke, M. H. (2000). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies.
- Long, M., & Donohue, S. (2007). In situ shear wave velocity from multichannel analysis of surface waves (MASW) tests at eight Norwegian research sites. *Canadian Geotechnical Journal*, 44(5), 533-544.
- Margrave, G. F. (2003). *Numerical Methods of Exploration Seismology with algorithms in MATLAB*. Department of Geology and Geophysics, University of Calgary, 225 p.
- Marquardt, D. W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society for Industrial & Applied Mathematics*, 11(2), 431-441.
- Martínez, K., & Mendoza, J. A. (2011). Urban seismic site investigations for a new metro in central Copenhagen: Near surface imaging using reflection, refraction and VSP methods. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 36(16), 1228-1236.
- McDonal, F. J., Angona, F. A., Mills, R. L., Sengbush, R. L., Van Nostrand, R. G., & White, J. E. (1958). Attenuation of shear and compressional waves in Pierre shale. *Geophysics*, 23(3), 421-439.

Bibliographie

Meiners, E. P., Lenz, L. L., Dalby, A. E., & Hornsby, J. M. (1972). Recommended standards for digital tape formats. *Geophysics*, 37(1), 36-44.

Milkereit, B., Stümpel, H., & Rabbel, W. (1986). Shear-Wave Reflection Profiling for Near-Surface Lignite Exploration. *Geophysical Prospecting*, 34(6), 845-855.

Miller, R. D., Pullan, S. E., Waldner, J. S., & Haeni, F. P. (1986). Field comparison of shallow seismic sources. *Geophysics*, 51(11), 2067-2092.

Miller, R. D., & Steeples, D. W. (1990). A shallow seismic reflection survey in basalts of the Snake River Plain, Idaho. *Geophysics*, 55(6), 761-768.

Miller, R. D., Steeples, D. W., & Myers, P. B. (1990). Shallow seismic reflection survey across the Meers fault, Oklahoma. *Geological Society of America Bulletin*, 102(1), 18-25.

Miller, R. D., & Xia, J. (1997). Delineating paleochannels using shallow seismic reflection. *The Leading Edge*, 16(11), 1671-1674.

Miller, R. D., & Xia, J. (1998). Large near-surface velocity gradients on shallow seismic reflection data. *Geophysics*, 63(4), 1348-1356. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1444436>

Miller, R. D., Xia, J., Park, C. B., & Ivanov, J. M. (1999). Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. *The Leading Edge*, 18(12), 1392-1396.

Milligan, P. A., Rector III, J. W., & Bainer, R. (2000). 3-D velocity imaging in the shallow subsurface using multi-well, multi-offset, VSP data: a case study from the Lawrence Livermore National Laboratory site. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 5(1), 27-37.

Motazedian, D., & Hunter, J. (2008). Development of an NEHRP map for the Orleans suburb of Ottawa, Ontario. *Canadian Geotechnical Journal*, 45(8), 1180-1188.

Myers, P. B., Miller, R. D., & Steeples, D. W. (1987). Shallow seismic reflection profile of the Meers fault, Comanche County, Oklahoma. *Geophysical Research Letters*, 14(7), 749-752.

Nazarian, S., & K. H. Stokoe (1984). In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves. *Proceedings of the World Conference on Earthquake Engineering*. Vol. 8..

Nettleton, L. L. (1940). *Geophysical prospecting for oil* (Vol. 960). New York: McGraw-Hill.

- Omnes, G. (1978). Exploring with SH-waves: *Can. Soc. Expl. Geophys. J.*, 14, 40-49.
- O'Neill, A., Dentith, M., & List, R. (2003). Full-waveform P-SV reflectivity inversion of surface waves for shallow engineering applications. *Exploration Geophysics*, 34(3), 158-173. <http://dx.doi.org/10.1071/EG03158>
- Pakiser, L. C., & Warrick, R. E. (1956). A preliminary evaluation of the shallow reflection seismograph. *Geophysics*, 21(2), 388-405.
- Palmer, D. (1981). An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics*, 46(11), 1508-1518.
- Palmer, J. R., Hoffman, D., Stephenson, W. J., Odum, J. K., & Williams, R. A. (1997). Shallow seismic reflection profiles and geological structure in the Benton Hills, southeast Missouri. *Engineering Geology*, 46(3), 217-233.
- Park, C. B., Miller, R. D., Steeples, D. W., & Black, R. A. (1996). Swept impact seismic technique (SIST). *Geophysics*, 61(6), 1789-1803.
- Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1998, January). Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. In *SEG Expanded Abstracts* (Vol. 17, No. 1, pp. 1377-1380).
- Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3), 800-808.
- Park, C. B., Miller, R. D., & Ivanov, J. (2002a). Filtering surface waves. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2002* (pp. SE19-SE19). Society of Exploration Geophysicists.
- Park, C. B., Miller, R. D., & Miura, H. (2002b). Optimum field parameters of an MASW survey. *Exp. Abs. : SEG-J, Tokyo*.
- Pei, D. (2007). Modeling and inversion of dispersion curves of surface waves in shallow site investigations. Thèse de doctorat, University of Nevada, États-Unis.
- Polom, U., Arsyad, I., & Kümpel, H. J. (2008). Shallow shear-wave reflection seismics in the tsunami struck Krueng Aceh River Basin, Sumatra. *Advances in Geosciences*, 14(14), 135-140.
- Pugin, A., Pullan, S. E., & Sharpe, D. R. (1999). Seismic facies and regional architecture of the Oak Ridges Moraine area, southern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36(3), 409-432.

Bibliographie

Pugin, A., & Pullan, S. E. (2000). First-Arrival Alignment Static Corrections Applied to Shallow Seismic Reflection Data 1. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 5(1), 7-15.

Pugin, A., Larson, T., & Phillips, A. (2002). Shallow high-resolution shear-wave seismic reflection acquisition using a land-streamer in the Mississippi River floodplain: potential for engineering and hydrogeologic applications. *SAGEEP*.

Pugin, A. J., Larson, T. H., Sargent, S. L., McBride, J. H., & Bexfield, C. E. (2004). Near-surface mapping using SH-wave and P-wave seismic land-streamer data acquisition in Illinois, US. *The Leading Edge*, 23(7), 677-682.

Pugin, A. J. M., Pullan, S. E., Hunter, J. A. (2008). SV-wave and P-wave high resolution seismic reflection using vertical impacting and vibrating sources. In *21st EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*.

Pugin, A. J. M., Pullan, S. E., & Hunter, J. A. (2009). Multicomponent high-resolution seismic reflection profiling. *The Leading Edge*, 28(10), 1248-1261.

Pugin, A. J., & Pullan, S. E. (2011). Seismic reflection surveying in regional hydrogeology: An example from the Montérégie region, Quebec. In *Proceedings of Geohydro 2011—Joint Meeting of the Canadian Quaternary Association (CANQUA) and the Canadian Chapter of the International Association of Hydrogeologists (IAHCNC)*, 28–31 August 2011, Quebec City, Canada.

Pugin, A. M., Brewer, K., Cartwright, T., Pullan, S. E., Perret, D., Crow, H., & Hunter, J. A. (2013a). Near surface S-wave seismic reflection profiling—new approaches and insights. *First Break*, 31(2).

Pugin, A. J. M., Pullan, S. E., & Duchesne, M. J. (2013b). Regional hydrostratigraphy and insights into fluid flow through a clay aquitard from shallow seismic reflection data. *The Leading Edge*, 32(7), 742-748.

Pugin, A. J. M., Pullan, S. E., & Hunter, J. A. (2013c). Shear-wave high-resolution seismic reflection in Ottawa and Quebec City, Canada. *The Leading Edge*, 32(3), 250-255.

Pullan, S. E. (1990). Recommended standard for seismic (*radar*) data files in the personal computer environment. *Geophysics*, 55(9), 1260-1271.

Pullan, S.E., Pugin, A. J., Hunter, J.A., & Brooks, G.R. (2011). Mapping Disturbed Ground Using Compressional and Shear Wave Reflection Sections. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2011*.

- Rawlinson, N., Pozgay, S., & Fishwick, S. (2010). Seismic tomography: A window into deep Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 178(3), 101-135.
- Robertson, P. K., Campanella, R. G., Gillespie, D., & Greig, J. (1986). Use of piezometer cone data. In *Use of in situ tests in geotechnical engineering* (pp. 1263-1280). ASCE.
- Robertson, P. K., Woeller, D. J., & Finn, W. D. L. (1992). Seismic cone penetration test for evaluating liquefaction potential under cyclic loading. *Canadian Geotechnical Journal*, 29(4), 686-695.
- Robinson, D. A., Binley, A., Crook, N., Day-Lewis, F. D., Ferré, T. P. A., Grauch, V. J. S., & Slater, L. (2008). Advancing process-based watershed hydrological research using near-surface geophysics: a vision for, and review of, electrical and magnetic geophysical methods. *Hydrological Processes*, 22(18), 3604-3635.
- Rubin, Y., & Hubbard, S. S. (Eds.). (2005). *Hydrogeophysics* (Vol. 50). Springer.
- Schmelzbach, C., Green, A. G., & Horstmeyer, H. (2005). Ultra-shallow seismic reflection imaging in a region characterized by high source-generated noise. *Near Surface Geophysics*, 3(1), 33-46.
- Schuster, G. T., & Quintus-Bosz, A. (1993). Wavepath eikonal travelttime inversion: Theory. *Geophysics*, 58(9), 1314-1323.
- Schwab, F. A., & Knopoff, L. (1972). Fast surface wave and free mode computations. *Methods in Computational Physics*, 11, 87-180.
- Schweig, E. S., Shen, F., Kanter, L. R., Luzietti, E. A., VanArsdale, R. B., Shedlock, K. M., & King, K. W. (1992). Shallow seismic reflection survey of the Bootheel lineament area, southeastern Missouri. *Seismological Research Letters*, 63(3), 285-295.
- Seismic Unix, http://www.seismicunix.com/w/Main_Page, 2011, 28 novembre 2013.
- Shearer, P. M. (1999). *Introduction to seismology*. Cambridge University Press
- Sheehan, J. R., Doll, W. E., Mandell, W. A., (2005). An evaluation of methods and available software for seismic refraction tomography analysis. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 10(1), 21-34. <http://dx.doi.org/10.2113/JEEG10.1.21>
- Shields, R. R., & Sopper, W. E. (1969). An Application of Surface Geophysical Techniques to the Study of Watershed Hydrology. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 5(3), 37-49.

Bibliographie

- Shuey, R. T. (1985). A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, 50(4), 609-614.
- Simmons, J., & Backus, M. (2001). Shear waves from 3-D–9-C seismic reflection data: Have we been looking for signal in all the wrong places?. *The Leading Edge*, 20(6), 604-612.
- Skvortsov, A. G., Goriainov, N. N., Tsarov, A. M., Hunter, J. A., Burns, R. A., & Pullan, S. E. (1992). High-resolution shear-wave reflection technique for permafrost engineering applications: New results from Siberia. In 1992 SEG Annual Meeting.
- Slater, L. (2007). Near surface electrical characterization of hydraulic conductivity: From petrophysical properties to aquifer geometries—A review. *Surveys in Geophysics*, 28(2-3), 169-197.
- Steeple, D. W., Schmeissner, C. M., & Macy, B. K. (1995). The evolution of shallow seismic exploration methods. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 1(A), 15-24.
- Steeple, D. W., & Miller, R. D. (1998). Avoiding pitfalls in shallow seismic reflection surveys. *Geophysics*, 63(4), 1213-1224.
- Steeple, D. W. (2005). Shallow seismic methods. In *Hydrogeophysics* (pp. 215-251). Springer Netherlands.
- Stern, W. (1930). Principles, methods and results of electrodynamic thickness measurement of glacier ice. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 18, 24.
- Strutt, J. W. (1885). On waves propagated along the plane surface of an elastic solid. *Proc. London Math. Soc.*, 17(253), 4-11.
- Stümpel, H., Kähler, S., Meissner, R., & Milkereit, B. (1984). The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. *Geophysical Prospecting*, 32(4), 662-675.
- Tarantola, A. (1984). Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation. *Geophysics*, 49(8), 1259-1266.
- Telford, W. W. M., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics* (Vol. 1). Cambridge University Press.
- Van der Veen, M., Spitzer, R., Green, A. G., & Wild, P. (2001). Design and application of a towed land-streamer system for cost-effective 2-D and pseudo-3-D shallow seismic data acquisition. *Geophysics*, 66(2), 482-500.

- Wang, Z., Madin, I. P., & Woolery, E. W. (2003). Shallow SH-wave seismic investigation of the Mt. Angel Fault, northwest Oregon, USA. *Tectonophysics*, 368(1), 105-117.
- Ward, S. H. (Ed.). (1990). *Geotechnical and environmental geophysics* (Vol. 1). Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists.
- White, D. J., (1989). Two-Dimensional Seismic Refraction Tomography. *Geophysical Journal International*, 97(2), 223-245. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb00498.x>
- Woolery, E. W., Street, R. L., Wang, Z., & Harris, J. B. (1993). Near-surface deformation in the New Madrid Seismic zone as imaged by high resolution SH-wave seismic methods. *Geophysical Research Letters*, 20(15), 1615-1618.
- Wuenschel, P. C. (1976). The vertical array in reflection seismology-some experimental studies. *Geophysics*, 41(2), 219-232.
- Xia, J., Miller, R. D., & Park, C. B. (1999). Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves. *Geophysics*, 64(3), 691-700.
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., (2000). Advantages of calculating shear-wave velocity from surface waves with higher modes. In *Proceedings of the 70th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 1295-1298. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1815633>
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., Hunter, J. A., Harris, J. B., & Ivanov, J. (2002). Comparing shear-wave velocity profiles inverted from multichannel surface wave with borehole measurements. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22(3), 181-190.
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., & Tian, G. (2003). Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes. *Journal of Applied Geophysics*, 52(1), 45-57.
- Xia, J., Xu, Y., Miller, R. D., & Ivanov, J., (2012). Estimation of near-surface quality factors by constrained inversion of Rayleigh-wave attenuation coefficients. *Journal of Applied Geophysics* 82(2012), 137-144. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.03.003>
- Xu, C., & Butt, S. D. (2006). Evaluation of MASW techniques to image steeply dipping cavities in laterally inhomogeneous terrain. *Journal of Applied Geophysics*, 59(2), 106-116.

Bibliographie

Yamamoto, T. (1974). Seismic Refraction Analysis of Watershed Mantle Related to Soil, Geology and Hydrogeology. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 10(3), 531-546.

Yilmaz, Ö. (2001). *Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data* (No. 10). SEG Books.

Young, R. A., & Hoyos, J. (2001). Near-surface, SH-wave surveys in unconsolidated, alluvial sediments. *The Leading Edge*, 20(9), 936-948.

Zhang, J., & Toksöz, M. N., (1998a). Nonlinear refraction travelttime tomography. *Geophysics*, 63(5), 1726-1737. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1444468>

Zhang, J., Ten Brink, U. S., & Toksöz, M. N. (1998b). Nonlinear refraction and reflection travel time tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 103(B12), 29743-29757.