

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

STRUCTURE TRIDIMENSIONNELLE DU MANTEAU SUPÉRIEUR
SOUS L'EST DU BOUCLIER CANADIEN ET LE NORD DES APPALACHES
PAR LA TOMOGRAPHIE DES ONDES P

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
MÉLANIE VILLEMAIRE

AOÛT 2011

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Ce projet n'aurait pu être mené à terme sans l'aide et le support de bon nombre de personnes. J'aimerais d'abord remercier Fiona A. Darbyshire, professeure à l'Université du Québec à Montréal, pour m'avoir offert l'opportunité de participer à ce projet. À cet égard, je dirais que si j'ai finalement atteint le fil d'arrivée, c'est grâce à quelques-unes de ses nombreuses qualités, soit une diligente disponibilité et une grande patience face à mes nombreuses questions. Enfin, grâce à l'acuité dont elle a fait preuve pour décoder les nombreux obstacles qui ont jalonné ma route tout au long de la progression du projet, ainsi qu'à ses conseils judicieux pour les surmonter.

Plusieurs personnes ont apporté leur soutien lors du travail de terrain pour l'installation des nouvelles stations en sol québécoises : Mingzhou Li, Robert Moucha, Paul Auerbach, David Bernard ainsi que les gens du projet POLARIS. Tous furent d'une aide incomparable. L'expédition dont j'ai moi-même fait partie en 2007 n'aurait pas été aussi profitable sans leur agréable présence.

Un merci tout particulier à Ian Bastow dont les conseils et l'aide, notamment, lors de ses visites à Montréal, m'ont été des plus précieux. Ce fut un plaisir de le connaître et de travailler avec lui. J'espère avoir l'occasion de remettre cela dans le futur.

Merci à John VanDecar de m'avoir permis d'utiliser ses codes de tomographie et à Andrew Frederiksen pour ses conseils quant à la manière de les utiliser. Également, merci à Bertrand Deshaies qui a gracieusement accepté de réviser mes textes. Son coup d'œil averti a grandement contribué à en améliorer la forme.

Sur une note plus personnelle, je tiens à remercier mes parents qui n'ont pas ménagé leur support au cours des dernières années. Merci à mon époux, Jean-François Charland, pour sa patience, pour son indéfectible soutien ainsi que pour son aide à la révision des textes. Finalement, un gros merci à ma fille Annaëlle qui, inconsciemment, a cédé en partie sa maman pendant de si longs mois au bénéfice des études. Elle ne saura jamais à quel point ses petits sourires candides m'ont remonté le moral.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	ix
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGNES ET DES ACRONYMES	x
LISTE DES SYMBOLES.....	xi
RÉSUMÉ.....	xii
CHAPITRE I	
INTRODUCTION.....	1
1.1 Généralités	1
1.2 Historique de la mise en place	5
1.3 Travaux géophysiques antérieurs.....	11
1.4 Sommaire du mémoire	17
CHAPITRE II	
RÉSEAU SÉISMIQUE ET DONNÉES TÉLÉSÉISMQUES.....	18
2.1 Réseau sismique POLARIS-UQÀM.....	18
2.2 Instrumentation.....	21
2.3 Autres stations sismiques utilisées	22
2.4 Acquisition des données	23
2.5 Contrôle de la qualité des données	25
2.6 Temps d'arrivée résiduels relatifs.....	27
2.7 Résumé.....	35
CHAPITRE III	
TOMOGRAPHIE SÉISMIQUE.....	36
3.1 Généralités	36
3.2 Paramétrage du modèle	39
3.3 Régularisation et inversion linéaire	44

3.4	Test de résolution	48
3.5	Résumé.....	51
CHAPITRE IV		
MODÈLE DE VITESSE DU MANTEAU SUPÉRIEUR DU NORD-EST DE L'AMÉRIQUE DU NORD . 52		
4.1	Régularisation.....	52
4.2	Résultats.....	54
4.2.1	Corridor de faible vitesse (CFV)	59
4.2.2	Anomalie de haute vitesse (HV1).....	60
4.2.3	Corridor de haute vitesse (HV2).....	60
4.2.4	Autres anomalies de vitesse	61
4.3	Résumé.....	62
CHAPITRE V		
DISCUSSION		
5.1	Causes de l'hétérogénéité sismique dans le manteau.....	63
5.2	Contraste entre les manteaux Archéen et Protérozoïque	65
5.3	Contraste entre les manteaux Précambrien et Paléozoïque	66
5.4	Point chaud Great meteor.....	71
5.5	Tectonique : passée ou actuelle ?	76
5.6	Résumé.....	79
CHAPITRE VI		
CONCLUSION		
APPENDICE A		
DESCRIPTION DES INSTALLATIONS DU RÉSEAU POLARIS-UQÀM		83
APPENDICE B		
INFORMATIONS SUR LES STATIONS SÉISMQUES UTILISÉES		86
APPENDICE C		
ÉVÉNEMENTS TÉLÉSÉISMQUES.....		89
APPENDICE D		
ANALYSE DES TEMPS D'ARRIVÉE RÉSIDUELS RELATIFS		94
APPENDICE		
SPHÈRES RÉSIDUELLES.....		107
RÉFÉRENCES.....		113

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Carte de localisation générale de la région d'étude	2
1.2	Carte géologique simplifiée de la région d'étude	4
1.3	Résultat d'un profil de réflexion sismique pour la partie sud de la ligne 48 du transect Abitibi-Grenville du projet Lithoprobe	4
1.4	Schéma simplifié des processus primaires de la formation de la croûte archéenne	6
1.5	Proposition de trace continentale du point chaud Great Meteor	10
1.6	Carte géologique simplifiée indiquant l'emplacement des principaux profils du transect Abitibi-Grenville du projet Lithoprobe	11
1.7	Résultats des analyses de biréfringence.....	13
1.8	Anomalies de vitesse à 150 km de profondeur selon le modèle tomographique de <i>Frederiksen et al. (2007)</i>	15
1.9	Modèle de tomographie sismique NA07 fait à partir des ondes S	16
2.1	Emplacement des stations sismiques du réseau de L'UQÀM.....	19
2.2	Installation à la station CHGQ.....	19
2.3	Station type du réseau POLARIS-UQÀM.....	20
2.4	Localisation des stations sismographiques utilisées lors de cette étude	22
2.5	Provenance des secousses sismiques analysées.....	24
2.6	Exemple de séismogrammes de l'onde P	26
2.7	Séismogrammes ayant été filtrés.....	30

2.8	Carte des temps d'arrivée résiduels relatifs moyens	31
2.9	Variation du temps d'arrivée résiduel relatif en fonction de l'azimut arrière et de la distance entre l'hypocentre de la secousse et la station	33
2.10	Sphères résiduelles des temps de parcours	34
3.1	Représentation tridimensionnelle du paramétrage utilisé	40
3.2	Exemple de courbe de compromis.....	46
3.3	Test de résolution de l'inversion linéaire	49
4.1	Compromis entre la réduction des temps d'arrivée résiduel et la rugosité du modèle pour différentes inversions linéaires du modèle ABIG	53
4.2	Tranches du modèle de vitesse ABIG pour le haut du manteau supérieur	55
4.3	Tranches du modèle de vitesse ABIG pour le bas du manteau supérieur.....	56
4.4	Tranches du modèle de vitesse ABIG pour le haut du manteau inférieur	57
4.5	Coupes transversales au travers du modèle ABIG	58
4.6	Carte géologique simplifiée de la région à l'étude.....	59
4.7	Coupe transversale de l'anomalie de haute vitesse HV2	60
4.8	Tranche et coupes transversales des anomalies HV3 et FV1.....	61
5.1	Modèle d'amincissement de la lithosphère par délamination sous un orogène convergent	69
5.2	Flux de vitesse et anomalies de vitesse sismique	70
5.3	Déduction du tracé du point chaud	74
5.4	Modèle de détachement d'une portion de la racine lithosphérique.....	78
D.1	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour la station ACCN	94
D.2	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations ALGO, BANO, BELQ et BUKO.	95
D.3	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations CHGQ, CRLO, DAQ et DMCQ.	96

D.4	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations DPQ, EEO, FFD et FRNY.	97
D.5	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations GAC, GRQ, HSMO et KAPO.....	98
D.6	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations KILO, LATQ, LG4Q et LSQQ.....	99
D.7	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations MALO, MATQ, MDV et MOQ.....	100
D.8	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations MRHQ, MSNO, NEMQ, et NMSQ.....	101
D.9	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations OTRO, PECO, PEMO, et PKME.....	102
D.10	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations PLVO, PQI, QCQ, et RSPO.....	103
D.11	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations SUMO, TIMO, TRQ, et VLDQ.....	104
D.12	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations WBO, WCNY, WEMQ, et WLVO.....	105
D.13	Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations WVl et YOSQ.....	106
E.1	Sphères résiduelles pour les stations ACCN, ALGO et BANO.....	107
E.2	Sphères résiduelles pour les stations BELQ, BUKO, CHGQ, CRLO, DAQ, DMCQ, DPQ, EEO et FFD.....	108
E.3	Sphères résiduelles pour les stations FRNY, GAC, GRQ, HSMO, KAPO, KILO, LATQ, LG4Q et LSQQ.....	109
E.4	Sphères résiduelles pour les stations MALO, MATQ, MDV, MOQ, MRHQ, MSNO, NEMQ, NMSQ et OTRO.....	110
E.5	Sphères résiduelles pour les stations PECO, PEMO, PKME, PLVO, PQI, QCQ, RSPO, SUNO et TIMO.....	111
E.6	Sphères résiduelles pour les stations TRQ, VLDQ, WBO, WCNY, WEMQ, WLVO, WVl et YOSQ.....	112

LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
1.1	Résumé des événements tectoniques et géologiques majeurs ayant formé la région à l'étude.....	6
2.1	Réseaux et stations utilisés.....	23
3.1	Espacement entre les nœuds du modèle.....	41
4.1	Paramètres d'aplatissement et de lissage utilisés afin de construire la courbe de compromis.....	53
B.1	Localisation et appartenance des stations utilisées.....	86
B.2	Information sur le matériel utilisé pour chacune des stations.....	88
C.1	Liste d'informations sur les foyers séismiques enregistrés durant l'étude.....	89

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGNES ET DES ACRONYMES

ABIG	Modèle tomographique de vitesse utilisé dans ce travail
AG	Transect Abitibi-Grenville du projet Lithoprobe
CNDC	Centre National des Données Canadiennes
Ga	Milliard d'années
GPS	Global Positioning System – Système de positionnement global
iasp91	Table de temps de parcours des ondes sismiques de <i>Kennett et Engdahl (1991)</i>
IRIS	Incorporated Research Institutions for Seismology
KSZ	Zone structurale de Kapuskasing
Ma	Million d'années
mccc	Corrélation croisée à canaux multiple (<i>VanDecar et Crosson, 1990</i>)
POLARIS	Portable Observatories for Lithospheric Analysis and Research Investigating Seismicity
RMS	moyenne quadratique
SAC	Seismic Analysis Code
SEED	Standard for the Exchange of Earthquake Data
UQÀM	Université du Québec à Montréal
VPN	Virtual Private Network

LISTE DES SYMBOLES

t_{RES_i}	Temps d'arrivée résiduels relatifs
Δt_{ij}	Temps d'arrivée relatifs
δV_P	Anomalie de vitesse des ondes P (%)
V_P	Vitesse des ondes P (kms^{-1})

RÉSUMÉ

Certaines études sismiques du manteau supérieur, menées sous le Bouclier Canadien, indiquent la présence d'anomalies de faible vitesse à l'intérieur de la lithosphère de la région. Le manque de couverture vers l'est et le sud-ouest empêchait auparavant la conscription de la géométrie 3D de ces anomalies. L'ajout de plusieurs stations au Québec et aux États-Unis permet une nouvelle analyse des structures de vitesse sismique par l'utilisation de la tomographie des ondes P. Ce nouveau réseau couvre un territoire d'environ 1750 par 1550 kilomètres répartis sur trois provinces géologiques soit, le Supérieur, le Grenville et les Appalaches. De cette manière, il a été possible de mieux comprendre la complexité mantellique de l'est de l'Amérique du Nord.

Les temps d'arrivée relatifs des ondes P furent calculés par la méthode de corrélation croisée à canaux multiples de *VanDecar et Crosson (1990)*. Les structures de vitesse sismique furent ensuite déterminées à partir d'une inversion tomographique des temps d'arrivée résiduels relatifs selon la méthode de *VanDecar (1991)*.

L'analyse du modèle résultant montre la présence de caractéristiques lithosphériques semblables entre les provinces du Supérieur et de Grenville, toutes deux d'âge précambrien. Elle montre également une lithosphère beaucoup plus mince sous la Province des Appalaches, d'âge paléozoïque. De plus, l'asthénosphère située sous cette dernière a une vitesse moyenne beaucoup plus faible que celle située sous la lithosphère précambrienne. Cela est peut-être dû à la déshydratation d'une plaque en subduction.

La délimitation d'un corridor de faible vitesse positionne assez bien l'emplacement des provinces ignées associées au passage du point chaud Great Meteor. Il est également possible d'observer des traces de plaques en subduction à deux endroits. La première plaque se trouve dans la lithosphère sous la Province d'Opatoca et semble reliée au processus d'accrétion de la Province du Supérieur. La seconde, quant à elle, se trouve dans le manteau inférieur et pourrait constituer la plaque Farallon, en subduction à partir de la marge ouest du continent.

Enfin, cette étude a permis d'affirmer l'importance de deux processus ayant contribué au remodelage du manteau sous l'est de l'Amérique du Nord soit, la subduction et l'interaction de la lithosphère continentale avec un point chaud.

Mots-clés : Tomographie, sismologie, modélisation, manteau, Amérique du Nord

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 GÉNÉRALITÉS

La présente étude porte sur une vaste région (Figure 1.1), riche au point de vue géologique. Elle comprend le centre, le sud et l'ouest de la province du Québec, l'est de l'Ontario et les états du nord-est des États-Unis, c'est-à-dire, le Maine, le Massachusetts, le Vermont, le New Hampshire et l'État de New York.

Près de 3 milliards d'années d'histoire géologique terrestre y sont racontées. Tout commence par ce qui pourrait être la naissance de la tectonique des plaques alors que de nombreux terranes s'accrètent les uns aux autres, créant ainsi la Province du Supérieur, durant l'Archéen. L'histoire se poursuit ensuite durant le Mésoprotérozoïque, par la mise en place de la Province de Grenville, associée à la formation du mégacontinent Rodinia. Arrive ensuite l'accrétion de la Province des Appalaches entre le début de l'Ordovicien et la fin du Carbonifère. C'est alors que se ferme l'océan Iapetus pour former le mégacontinent que l'on connaît sous le nom de la Pangée (vers 300 Ma, *Landry et Mercier, 1992*). L'histoire se termine ensuite par l'arrivée d'intrusions volcaniques au Crétacé inférieur, ce qui aura pour conséquences la mise en place de la province ignée des Montérégiennes, au Québec, et des Montagnes Blanches, aux États-Unis.

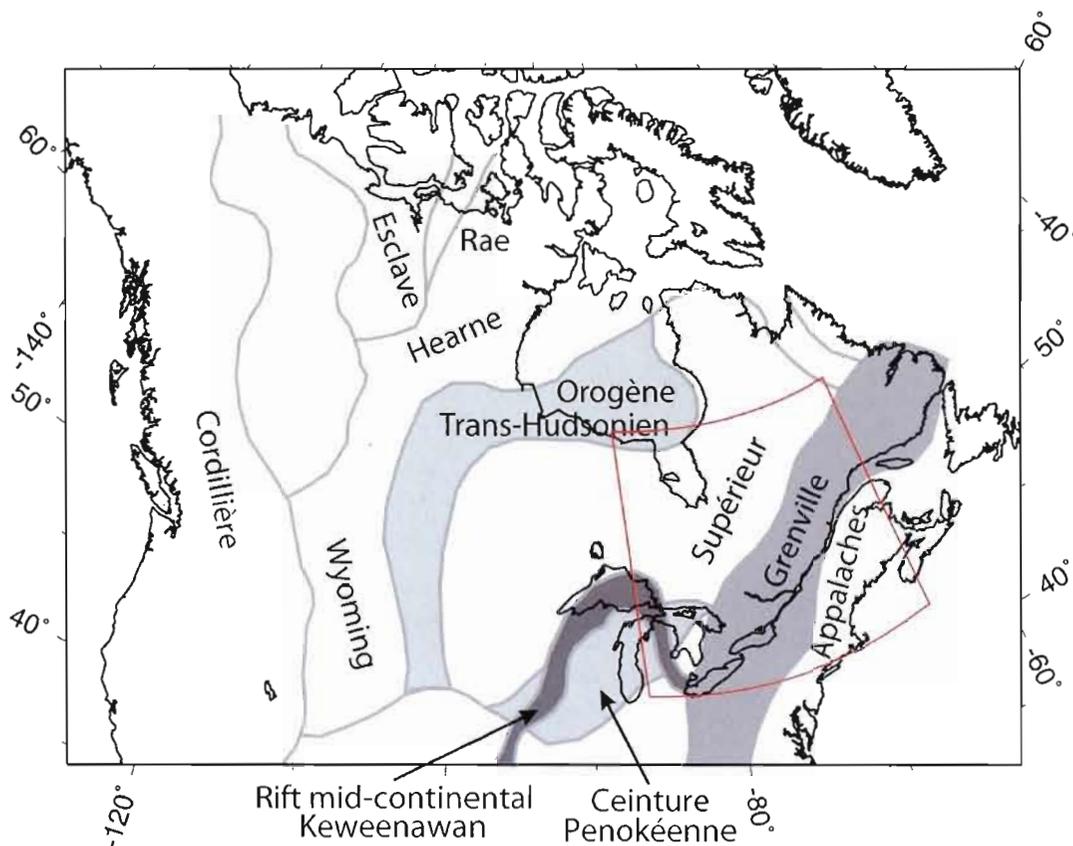


Figure 1.1 : Carte de localisation générale de la région d'étude qui se situe entre 41,5° et 55,5° N et entre -86° et -65° W. (modifié de Darbyshire et al, 2007)

Au cours des dernières années, une grande variété d'études ont permis d'accroître significativement les connaissances sur l'évolution lithosphérique de cette région, demeurée tectoniquement stable depuis plus d'un milliard d'années. Les études sismiques, menées à partir de tremblements de terre, ont fourni d'importantes informations sur la nature de la lithosphère ainsi que sur les processus tectoniques ayant contribué à son évolution.

Plusieurs caractéristiques de la région seront étudiées dans ce mémoire. En premier lieu, la présence de matériel crustal et lithosphérique ayant été accreté à différentes époques soit, la Province du Supérieur à l'Archéen, la Province de Grenville au Protérozoïque et la Province des Appalaches au Paléozoïque. Il serait intéressant de comparer les propriétés sismologiques de ces différentes provinces géologiques afin de

déterminer s'il est possible d'observer une certaine relation entre ces propriétés et l'âge des provinces géologiques. Cela est d'autant plus intéressant qu'une étude menée juste au nord de cette région, par *Darbyshire et Eaton (2010)*, montre qu'il n'y a pas de relation claire entre l'âge de la croûte et les propriétés sismologiques de la lithosphère, sous la région de la baie d'Hudson, dans l'intervalle située entre l'Archéen et le Protérozoïque. Il en va de même pour différents cratons à travers le monde (p. ex. *Simons et al., 1999* pour l'Australie, *Bruneton et al., 2004* pour la Scandinavie). L'absence de différences selon *Darbyshire et Eaton (2010)*, suggérerait que, soit le processus de formation de ces racines lithosphériques fut similaire pour les deux époques, soit la racine assemblée pendant le Protérozoïque fut en fait composée de matériaux ayant initialement été formés sous les cratons archéens adjacents.

En deuxième lieu, une caractéristique de la région est la présence de plusieurs sous-provinces formant la Province du Supérieur (voir Figure 1.2 et la Section 2.2). De nombreuses études menées dans cette province présentent la teneur des contacts entre ces différents terranes. Une de ces études, menée par *Calvert et al. (1995)*, propose un modèle tectonique pour le processus collisionnel entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatoca. Le modèle retenu se base sur la présence d'un décollement crustal visible dans les relevés sismiques. Par ailleurs, des études de réfraction sismique, menées par *Winardhi et Mereu (1997)*, tendent à confirmer ces résultats. Une interprétation de ces relevés, faite par *Clowes et al. (2010)* et présentée à la Figure 1.3, illustre comment une portion de la plaque descendante pourrait avoir été emprisonnée à la base du nouvel assemblage crustal, alors qu'une partie du terrane de l'Abitibi était également obductée par-dessus celui d'Opatoca. Il serait donc également intéressant de vérifier si cette portion de croûte subductée est visible grâce à la tomographie sismique. Auquel cas, cela viendrait appuyer les conclusions de *Calvert et al. (1995)*.

Finalement, un autre point d'intérêt à propos de la géologie de la région à l'étude est la présence d'intrusions tardives de matériel volcanique, de type point chaud, s'étant

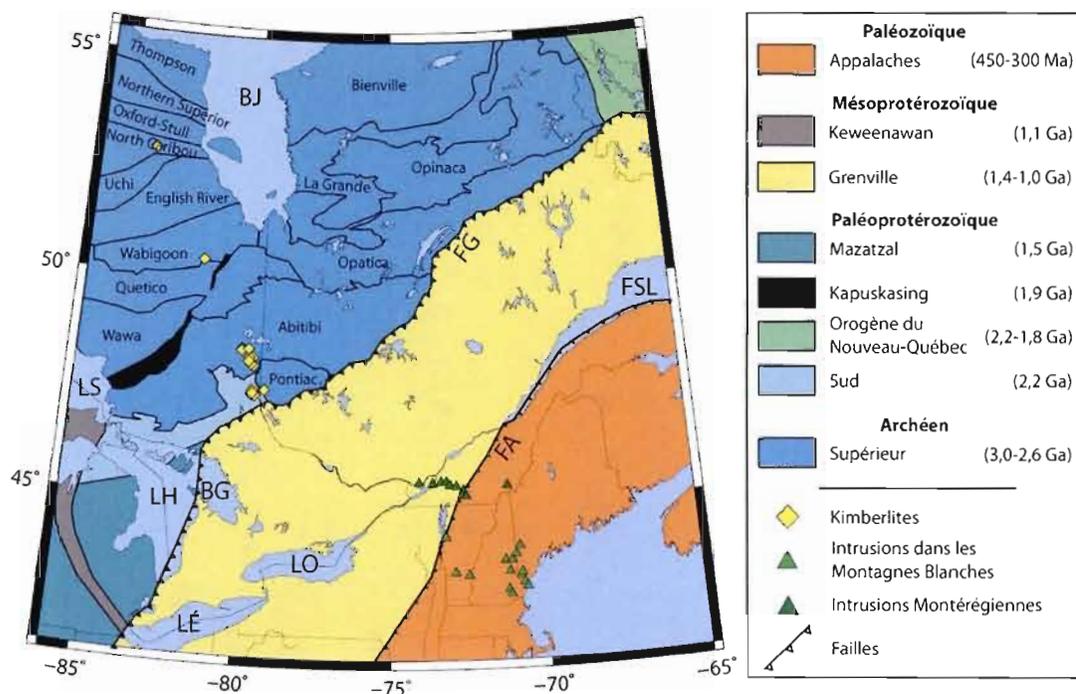


Figure 1.2 : Carte géologique simplifiée de la région d'étude. Les lignes noires indiquent les limites entre les différentes sous-provinces et les ceintures composant la Province du Supérieur. BJ = Baie James; BG = Baie Georgienne; LS = Lac Supérieur; LH = Lac Huron; LÉ = Lac Érié; LO = Lac Ontario; FSL = Fleuve St-Laurent; FG = Front de Grenville; FA = Front appalachien (Card et Ciesielski, 1986; Eaton et Frederiksen, 2007 et Clowes, communication personnelle)

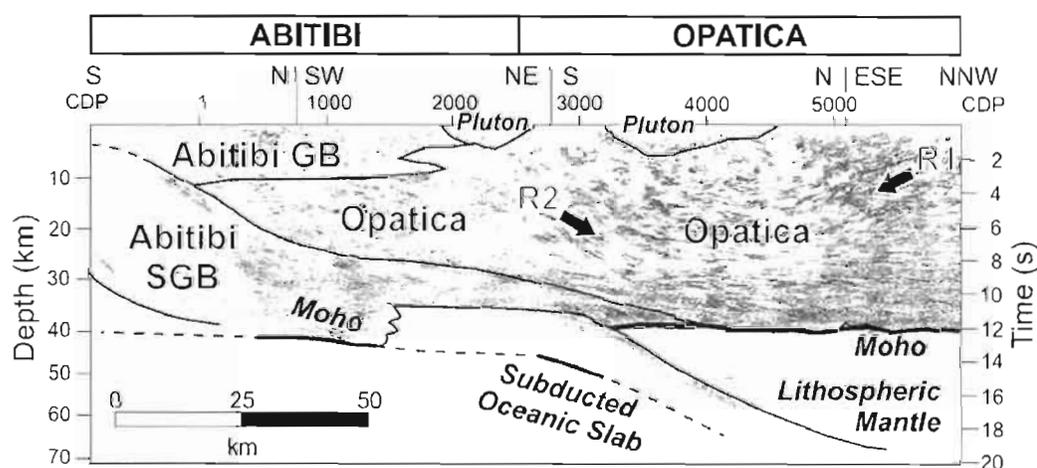


Figure 1.3 : Résultat d'un profil de réflexion sismique pour la partie sud de la ligne 48 du transect Abitibi-Grenville du projet Lithoprobe. R1 et R2 indiquent des zones de plongement inverse. GB= Ceinture de roches vertes, SGB = ceinture de roches vertes inférieure (Clowes et al., 2010).

mises en place lors du Mésozoïque (*Sleep, 1990*). Plusieurs auteurs (p. ex. *Rondenay et al., 2000a* et *2000b*; *Levin et al., 2000a*; *Aktas et Eaton, 2006*; *Frederiksen et al., 2007* et *Eaton et Frederiksen, 2007*) ont pu observer certaines anomalies de faible vitesse dans la structure lithosphérique. Ces anomalies semblent être liées aux traces de surface laissées par ce phénomène. *Heaman et Kjarsgaard (2000)* ont même pu faire le lien entre ces anomalies et certains champs de kimberlites, par exemple celui de Kirkland Lake et celui de Rapide-des-Quinze, situés au nord-ouest et au sud de la baie James, dans la Province du Supérieur. Ils ont effectivement observé une progression de l'âge de ces kimberlites, ainsi que leur alignement avec la série magmatique des Montérégiennes – Montagnes Blanches – New England Seamounts. La présence de ce corridor d'anomalies structurales n'est plus à démontrer, toutefois il n'a jamais été vraiment circonscrit à cause du manque de récepteurs sismiques du côté de la province du Québec.

1.2 HISTORIQUE DE LA MISE EN PLACE

Un résumé des événements tectoniques majeurs, ayant façonné la région à l'étude, est présenté dans le Tableau 1.1. La portion nord de la région fait partie de la Province du Supérieur, le plus grand craton d'âge archéen au monde (*Ludden et Hynes, 2000*). Cette province fut constituée par l'assemblage en alternance de fragments continentaux et océaniques (*Percival, 2007*). Ces fragments ont un alignement général est-ouest et sont composés de plutons volcaniques, comme les granites et les roches vertes, de matériel métasédimentaire, de matériel plutonique et de gneiss à haut grade métamorphique (*Card et Ciesielski, 1986*). Les blocs continentaux, retrouvés dans la région à l'étude, sont les sous-provinces Northern Superior, North Caribou et Opatica. L'âge du matériel rocheux de ces blocs continentaux est supérieur à 2,5 Ga. Dans le cas du terrane Northern Superior, l'âge du matériel atteint cependant plus de 3,8 Ga (*Davis, 2003*).

Tableau 1.1 : Résumé des événements tectoniques et géologiques majeurs ayant formé la région à l'étude. Les références sont fournies dans le texte.

Date (Ga)	Événement
3,0 - 2,6	Assemblage du craton de la Province du Supérieur
2,8 - 2,6	Orogénie kénoraniennne : fin de l'assemblage de la Province du Supérieur
2,49 - 2,45	Formation de l'essai de dykes de Matachewan
2,2	Formation de la Province du Sud et du filon-couche de Nipissing
1,9 - 1,8	Orogénie pénokéenne (marge SE du Supérieur) Orogénie trans-hudsonnienne (marge N et W du Supérieur) Soulèvement de la zone structurale de Kapuskasing
1,65 - 1,60	Orogénie de Mazatzal (marge SE du Supérieur)
1,27	Intrusion de dykes dans la région de Sudbury
1,1	Formation du rift continental de Keweenaw (marge S du Supérieur)
1,1 - 1,0	Orogénie grenvillienne (marge S du Supérieur)
0,59	Ouverture des grabens d'Ottawa-Bonnechère et du lac Timiskaming
0,50 - 0,45	Orogénie taconique : 1 ^{ère} phase de formation des Appalaches
0,42 - 0,40	Orogénie acadienne : 2 ^e phase de formation des Appalaches
0,32 - 0,26	Orogénie alléghanienne : 3 ^e phase de formation des Appalaches
0,21 - 0,14	Mise en place de champs de kimberlites au passage du point chaud Great Meteor
0,13 - 0,10	Mise en place des Montérégiennes et des Montagnes Blanches au passage du point chaud Great Meteor

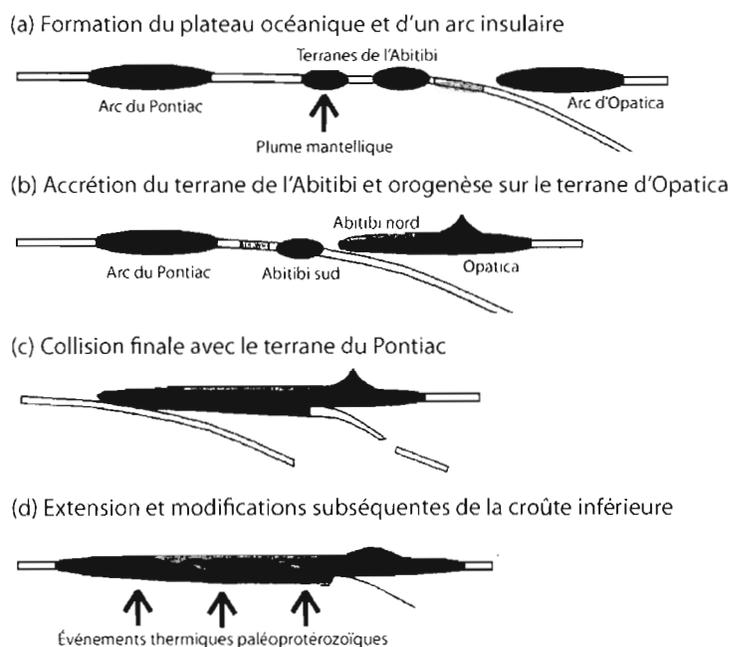


Figure 1.4 : Schéma simplifié des processus primaires de la formation de la croûte archéenne pour les sous-provinces d'Opatca, de l'Abitibi et du Pontiac (traduit de Calvert et Ludden, 1999).

Les sous-provinces d'Opatoca et de l'Abitibi se trouvent au centre de la région à l'étude. Il est donc important d'en préciser la nature. Le terrane d'Opatoca, composé de gneiss tonalitique et de granite, aurait été, selon toute vraisemblance, séparé du terrane de l'Abitibi par une zone de subduction à vergence nord, et ce, jusqu'à la collision qui eut lieu aux environs de 2,69 Ga (*Calvert et al., 1995, Clowes et al., 1998*). La sous-province de l'Abitibi est considérée comme étant la plus vaste ceinture de roches vertes et de granite au monde. Sa situation géographique par rapport à la région d'intérêt en fait une zone très importante pour l'étude en cours. Elle comprend une série d'ensembles volcaniques, mafique à felsique, ayant des âges de 2,73 à 2,70 Ga. Ces dernières sont recoupées par des intrusions plutoniques étant soit synvolcaniques, soit syntectoniques (*Ludden et Hubert, 1986*). Selon *Bédard et Ludden (1997)*, il y aurait une certaine progression vers des roches plus jeunes en se déplaçant du nord vers le sud, et ce, tout autant pour la ceinture de roche verte que pour les plutons. Ces données géochronologiques impliquent qu'il y a d'abord eu accréation avec la sous-province d'Opatoca au nord et, ensuite, avec la sous-province de Pontiac, au sud (*Figure 1.4, Calvert et Ludden, 1999*).

Le point culminant de l'assemblage de la Province du Supérieur fut l'orogénèse kénoraniennne (2,72 – 2,69 Ga *Frederiksen et al., 2007*). Cette orogénèse fut causée par la collision entre la Province du Supérieur et le microcontinent, connu sous le nom de Minnesota River Valley. La croûte, encore immature, fut alors remaniée par l'intrusion de matériel mantellique, de même que par la fusion de la croûte profonde. Ceci a causé un épaissement tectonique de la croûte dans la ceinture d'Opatoca et dans la sous-province du Pontiac. La maturation de cette croûte archéenne continuera ainsi pendant 200 Ma (*Ludden et Hynes, 2000*).

Il y eut ensuite l'apparition d'immenses essaims de dykes. Le plus ancien à pénétrer la croûte précoce fut celui de Matachewan, centré au sud-est de la Baie Georgienne, le long de la marge sud-est de la Province du Supérieur (*Ernst et Buchan, 2001*). Cet essaim aurait été mis en place aux alentours de 2,49 - 2,45 Ga et serait associé à une période de

distensions continentales et de ruptures, dues au passage d'un point chaud sous le protocontinent (*Darbyshire et al., 2007*). Vers 2,2 Ga, un second point chaud, situé cette fois dans l'Ungava, au nord-est de la province du Québec, crée un essaim de dykes géants. Cette fois, des indices de son passage sont retrouvés à plus de 1400 km au sud-ouest. En effet, la Province du Sud serait en partie composée du filon-couche de Nipissing qui aurait, selon *Ernst et Buchan (2001)*, été alimenté par le point chaud d'Ungava, via les dykes de Senneterre.

Le craton archéen est bordé par des ceintures orogéniques d'âges protérozoïques. Au Nord et à l'Ouest se trouve l'orogène Trans-Hudsonien, formé par l'assemblage des cratons du Supérieur, de Rae-Hearne, du Wyoming, de Sask ainsi que de la Province de Nain dans le nord-est du Québec/Labrador, entre 1,85 et 1,78 Ga (*Whitmeyer et Karlstrom, 2007*). La collision entre les Provinces de Nain et du Supérieur eut pour conséquence la formation de la fosse du Labrador, située au nord-est de la région à l'étude. Au sud se trouve la limite de l'orogénie pénokéenne qui eut lieu entre 1,87 et 1,83 Ga par l'accrétion d'un arc océanique à la Province du Supérieur (*Whitmeyer et Karlstrom, 2007*). La mise en place de la zone structurale de Kapuskasing, séparant les sous-provinces de Wawa et de l'Abitibi. Pourrait être reliée, selon *Percival et Peterman (1994)* et *Hoffman (1988)*, à l'orogénèse pénokéenne. Ce nouvel ensemble continental est connu sous le nom de Laurentia. À ce nouveau continent vint s'ajouter l'orogénèse de Mazatzal, le long de la marge sud-est (1,65 - 1,60 Ga, *Whitmeyer et Karlstrom, 2007*). Cette dernière fut causée par la collision entre Laurentia et une série d'arcs insulaires et de domaines d'arrière-arc. Les orogénèses labradorienne et pinwarienne, (respectivement, 1,68 - 1,66 Ga et 1,50 - 1,45 Ga, *Ludden et Hynes, 2000*), situées toutes deux à l'est de la région à l'étude, seraient des extensions de cet orogène dont la suture s'étend de l'ouest du Mexique au Labrador.

À Laurentia vient ensuite s'ajouter la Province de Grenville, qui serait le résultat de deux phases orogéniques soit, l'orogénèse elzévirienne (1,29 - 1,25 Ga), causée par l'accrétion de terranes d'arcs en Ontario, dans l'ouest du Québec et dans le nord de l'État de

New York (*Ludden et Hynes, 2000 et leurs références*), et l'orogénèse Grenvillienne (1,08 - 0,98 Ga, *Corriveau et al., 2007*). Cette dernière, qui résulte d'une collision continent-continent, entre Laurentia et plusieurs microcontinents, est associée à la formation du mégacontinent de Rodinia à la toute fin du Mésoprotérozoïque. Pendant la mise en place de ces deux ceintures orogéniques, les contractions NO-SE le long de la marge sud de Laurentia furent accompagnées par une série d'extensions intracratoniques (p. ex. le rift continental de Keweenawan – 1,1 Ga) et par l'intrusion de grandes quantités de matériel mafique (p. ex. l'essai de dykes mafiques de la région de Sudbury dans la Province du Sud – 1,27 Ga) (*Whitmeyer et Karlstrom, 2007*).

La dislocation de Rodinia le long de la marge est de Laurentia ne commencera que vers 620 Ma alors qu'une série de rifts et de grabens sépare le mégacontinent (*Whitmeyer et Karlstrom, 2007*). Deux de ces grabens, celui d'Ottawa-Bonnechère, ainsi qu'un de ses bras, le graben du lac Timiskaming, se trouvent dans la région d'étude. La formation de ces derniers découle possiblement de l'ouverture d'un bras de mer avorté, créé au début de la fragmentation de Rodinia, par un panache précédant le développement de l'océan Iapetus, vers 590 Ma (*Kamo et al, 1995*).

Près de 128 Ma plus tard, suite à l'inversion de la direction de mouvement des masses continentales (*Wilson, 1966*), l'océan Iapetus était déjà sur son déclin. Le premier événement orogénique, marquant la fermeture de l'océan, fut la collision entre un arc insulaire et la marge continentale de Laurentia, entre 462 et 440 Ma (*Castonguay et Tremblay, 2003*). Cet événement est connu en Amérique du Nord, comme étant l'orogénèse taconique. La collision marquera le début de la formation de la chaîne appalachienne. Une seconde collision, entre Laurentia et le microcontinent Avalonia, se produira lors de l'orogénèse acadienne (420 - 400 Ma, *van Staal, 2007*), marquant la création du continent Laurussia. À cela vint s'ajouter une troisième phase orogénique, la phase alléghanienne, causée par la collision entre Laurussia et Gondwana (325 - 265 Ma, *Hatcher, 2005*). La fin de

cette orogénèse marque la disparition de l’océan Iapetus et la fin de la mise en place des principaux éléments de la Pangée.

La Pangée, alors située au niveau de l’Équateur, se déplacera lentement vers le nord-ouest, jusqu’au moment de sa dislocation (vers 180 Ma, Landry et Mercier, 1992). Suite à l’ouverture de l’Atlantique Nord, entre les nouveaux continents Gondwana et Laurentia, ce dernier continua sa course vers le nord-ouest. Tout au long de ce déplacement, la Province du Supérieur passa au-dessus d’un point chaud, formant ainsi, entre 214 et 146 Ma (Heaman et Kjarsgaard, 2000), toute une série d’intrusions kimberlitiques. Cette dernière s’étend possiblement de l’ouest de la baie d’Hudson (situé au nord de la baie James) à la frontière entre le Québec et l’Ontario (Figure 1.5). La continuation de la trace du point chaud, au-delà du craton archéen, est démontrée par la présence d’intrusions magmatiques mises en place entre 130 et 100 Ma (Heaman et Kjarsgaard, 2000), le long d’un corridor bien défini. On y retrouve, entre autres, les

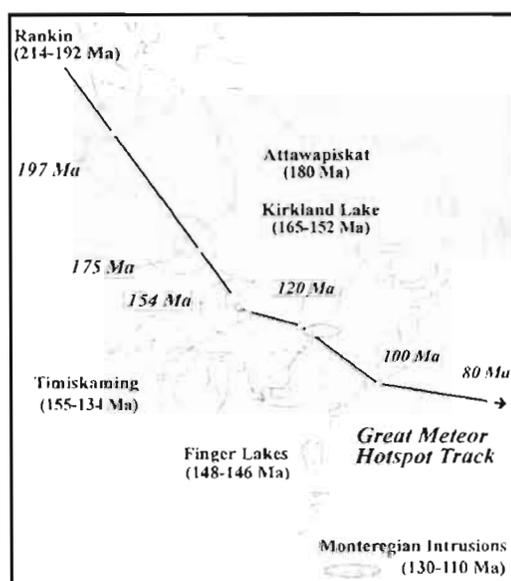


Figure 1.5 : Proposition de trace continentale du point chaud Great Meteor circonscrite par le rajeunissement progressif des kimberlites de l’est de l’Amérique du Nord. Les cercles ouverts représentent les différentes positions antérieures de la plaque nord-américaine, basée sur des reconstructions antérieures (tiré de Heaman et Kjarsgaard, 2000).

provinces ignées des Montérégiennes, dans le sud du Québec, des Montagnes Blanches, en Nouvelle-Angleterre, ainsi que des « New-England Seamounts », dans l’Océan Atlantique (Sleep, 1990).

1.3 TRAVAUX GÉOPHYSIQUES ANTÉRIEURS

La croûte et le manteau supérieur sous la région d’intérêt ont été l’objet d’analyses diverses, grâce à un projet de recherche d’envergure nationale, Lithoprobe¹. Ce dernier a débuté en 1980 et comprend différentes régions d’études, nommées transects, réparties à travers le Canada. Les travaux menés le long du transect Abitibi-Grenville (AG), se trouvant au cœur de la région d’intérêt (Figure 1.6), aident grandement à la compréhension des structures crustales et mantelliques de la zone.

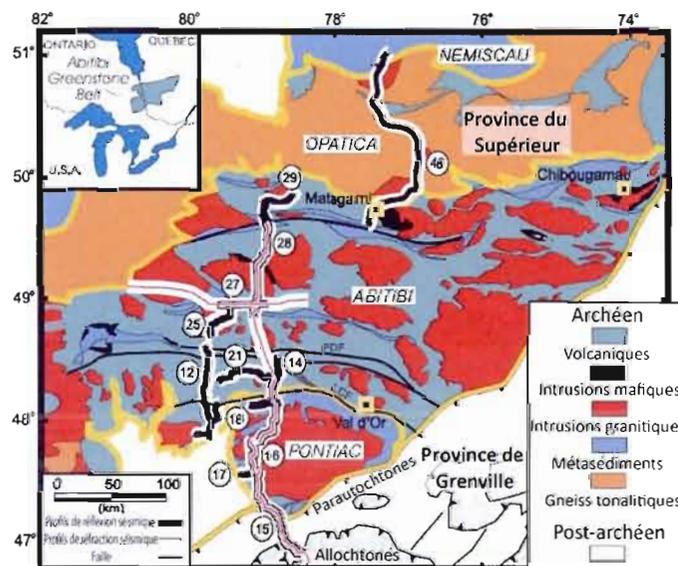


Figure 1.6 : Carte géologique simplifiée indiquant l’emplacement des principaux profils du transect Abitibi-Grenville du projet Lithoprobe. La localisation des profils de réfraction sismique est indiquée par les lignes roses et celle des profils de réflexion sismique est indiquée par des lignes noires épaisses numérotées, plus minces lorsque les profils se chevauchent (modifié de Clowes et al. 1998).

¹ www.lithoprobe.ca

Des études de réflexion sismique menées le long de ce transect ont permis de faire la lumière sur l'évolution tectonique de la croûte et du manteau supérieur (*Kellett et al., 1994; Calvert et al., 1995; Ludden et Hynes, 2000; Clowes et al., 2010*). Ce qui en ressort principalement est l'analyse de *Calvert et al. (1995)*, mentionnée à la section 1.1, au sujet du processus d'accrétion tectonique entre les sous-provinces d'Opatoca et de l'Abitibi. De plus, les analyses de réfraction sismique démontrent, notamment, que la croûte archéenne présente dans la Province du Supérieur s'étend horizontalement vers le sud, jusqu'à environ 140 km sous la Province de Grenville (*Winardhi et Mereu, 1997; White et al., 2000 et références incluses*).

Plusieurs études magnétotelluriques ont également été menées le long du transect, afin d'obtenir des modèles de conductivité électrique de la croûte terrestre et du manteau supérieur. Dans cette perspective, une anisotropie électrique fut mise à jour, entre 50 et 150 km de profondeur, sous la sous-province du Pontiac, dans l'est de la Province de l'Abitibi et sous le nord de la Province de Grenville (*Mareschal et al., 1995; Sénéchal et al., 1996; Boerner et al., 2000*). Cette anisotropie reste constante des deux côtés du Front de Grenville, possiblement à cause de la présence de matériaux mantelliques d'âge archéen, s'étendant sous les terranes parautochtones de la Province de Grenville (*Mareschal et al., 1995*). D'autres études, analysant le flux de chaleur et les anomalies de gravité, furent menées au cours des dernières années grâce au projet Lithoprobe (*Mareschal et al., 2000; Perry et al., 2010*). Ces études ont démontré qu'il n'y avait pas de changement apparent du flux de chaleur au travers du Front de Grenville, entre les provinces du Supérieur et de Grenville. Ceci pourrait également être dû à l'extension de la croûte archéenne de la Province du Supérieur sous la Province de Grenville (*Perry et al., 2010*).

Certains chercheurs ont mené des analyses de biréfringence des ondes de cisaillement, surtout des ondes SKS (*Sénéchal et al., 1996; Ji et al., 1996; Rondenay et al., 2000a et 2000b; Eaton et al., 2004; Frederiksen et al., 2006*). Ces analyses tendent à montrer qu'il n'y a aucune variation de l'anisotropie sismique au travers du front de

Grenville. Cette anisotropie ne provient donc pas de la croûte, mais plutôt de la portion de lithosphère située sous celle-ci, dans le manteau. Ces deux anisotropies correspondraient, selon *Sénéchal et al., (1996)* aux axes fossilisés de la déformation maximale dans la lithosphère sous-crustale. Cette anisotropie pourrait également être de nature asthénosphérique, car selon *Frederiksen et al. (2006)*, la direction la plus rapide correspond étroitement à celle du mouvement absolu des plaques tectoniques. Cette correspondance serait due à l'alignement des cristaux dans le flux mantellique et serait donc évocateur d'une contribution asthénosphérique significative au fractionnement des ondes SKS.

De plus, les observations faites par *Eaton et al. (2004)* exposent des motifs cohérents, en lien à la fois avec des ceintures géologiques et avec des anomalies de vitesse situées dans le manteau supérieur et cela, pour trois différents domaines (Figure 1.7).

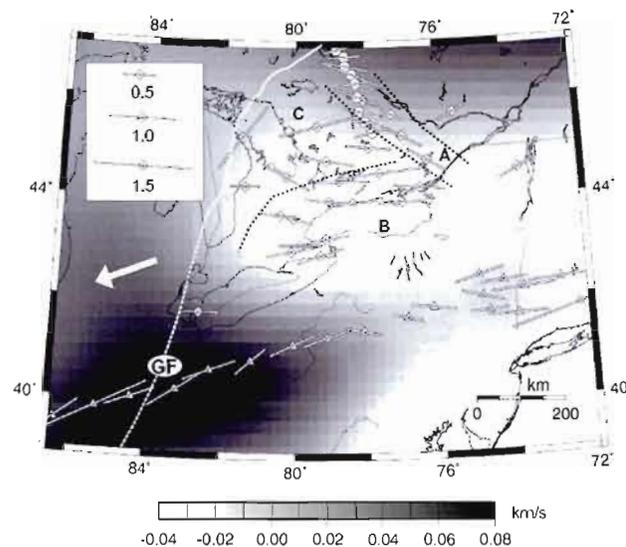


Figure 1.7 : Résultats des analyses de biréfringence superposés aux résultats obtenus grâce à des analyses tomographiques d'ondes de surface. La flèche blanche indique la direction absolue du mouvement des plaques tectoniques. GF = Front de Grenville. Les trois domaines: A = coïncide avec le graben d'Ottawa-Bonnechère; B = centré au nord du lac Ontario, dans une région ayant des vitesses d'ondes de cisaillement du manteau supérieur anormalement basses aux alentours de 210 km de profondeur, et qui seraient interprétées comme étant un « divot » dans la racine lithosphérique du craton nord-américain; C = situé près de la baie Georgienne. (tiré d'*Eaton et al., 2004*)

D'autres ont utilisé la tomographie d'ondes de surface (*Li et al., 2003; Darbyshire et al., 2007; Darbyshire et Lebedev, 2009*). Ceux-ci ont mis en évidence des variations à grande échelle dans la structure des provinces du Supérieur et de Grenville, reflétant ainsi la complexité de l'histoire tectonique du nord de l'Ontario et de l'ouest du Québec. De plus, *Darbyshire et Lebedev (2009)* ont démontré que l'est de l'Ontario comprend des vitesses de phase isotropique plus lentes que la moyenne régionale. La direction des vitesses anisotropes les plus élevées est généralement NO-SE. Cet alignement pourrait résulter de la présence de structures lithosphériques liées, soit à la mise en place de champs de dykes au Protérozoïque, soit à celle de rifts au Paléozoïque ou encore, au passage du point chaud Great Meteor.

Plusieurs auteurs ont mené des études d'inversion du temps de parcours des ondes P et S. Cette technique d'analyse permet d'imager les variations latérales de la vitesse du manteau sous un réseau sismique (*Rondenay et al., 2000a et 2000b; Levin et al., 2000a; Aktas et Eaton, 2006; Frederiksen et al., 2007*). Les résultats de leurs études font ressortir une anomalie très allongée de faible vitesse, par rapport à la moyenne de la région (Figure 1.8). Ce corridor, aligné NO-SE est situé entre 50 et 300 km de profondeur et s'étend du sud-ouest de la Baie-James à l'océan Atlantique. Il est possible de voir une correspondance entre ce corridor d'anomalie et l'alignement Kimberlites – Montérégienne – Montagnes Blanches – New-England Seamounts mentionné plus haut. Par contre, *Eaton et Frederiksen (2007)* ont observé un décalage de plusieurs centaines de kilomètres vers le sud-ouest, par rapport aux traces laissées à la surface. Ils interprètent ce décalage comme étant la preuve d'une déformation lithosphérique ayant eu lieu au cours des derniers 170 Ma. La trace reconstruite du passage du point chaud correspond par contre parfaitement avec l'emplacement d'un « divot » de faible vitesse identifié par *van der Lee et Nolet (1997)*, par *Fouch et al. (2000)* et par *Eaton et al. (2004)*. Ainsi, les résultats d'études télésismiques, obtenus par ces différents auteurs, confirment l'importance de deux processus fondamentaux dans le remodelage de la lithosphère sous la région. Ces processus sont, la

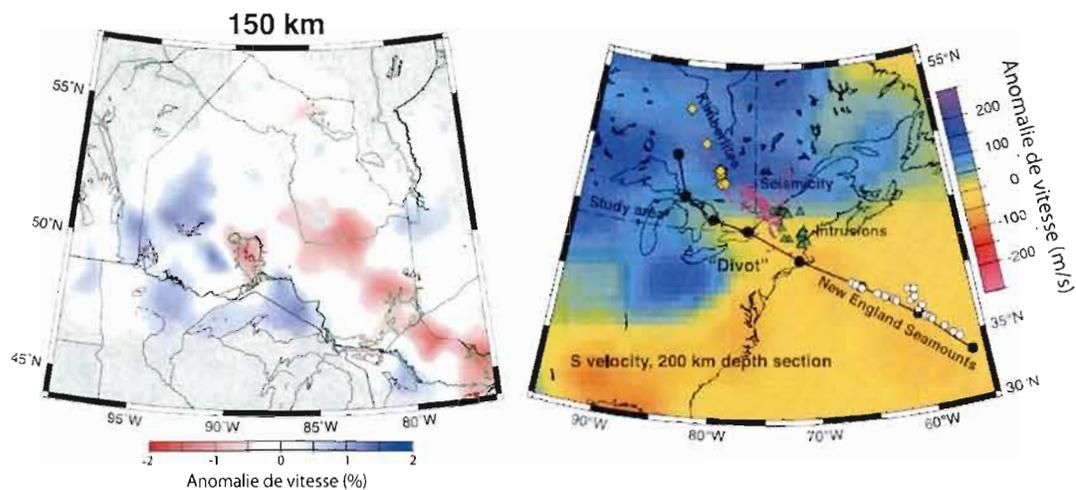


Figure 1.8 : Anomalies de vitesse à 150 km de profondeur (à gauche) selon le modèle tomographique de Frederiksen et al. (2007). La figure de droite montre la prolongation de la trace du point chaud superposé à un modèle tomographique d'ondes de surface. La ligne noire montre la trace reconstruite du passage de ce point chaud. On y retrouve également l'emplacement des différentes structures de surface qui y seraient reliées : kimberlites, intrusion, montagnes sous-marines, foyers séismiques. (tiré d'Eaton et Frederiksen., 2007).

subduction associée à l'assemblage des blocs continentaux et la modification du craton par l'interaction avec un point chaud le long d'une ancienne zone de rift. La mise en place de celle-ci eut pour conséquence d'affaiblir le craton, créant ainsi des zones de faiblesse permettant au magma de s'infiltrer vers la surface.

Des études réalisées à plus grande échelle viennent corroborer les résultats obtenus à l'échelle régionale. Les modèles tomographiques mondiaux (p. ex. Li et al., 2008) et continentaux (p. ex. van der Lee et Nolet, 1997; Bedle et van der Lee, 2009) font ressortir la prédominance de matériel à haute vitesse, se situant sous la grande majorité du Bouclier Canadien (Figure 1.9). L'épaisseur de cette couche de matériel à haute vitesse est estimée en moyenne à 250 km, avec des épaisseurs plus élevées à certains endroits, entre autres, sous la Province du Supérieur (van der Lee et Frederiksen, 2005). Les premières évidences d'une incursion de matériels asthénosphériques à l'intérieur de la lithosphère furent apportées par van der Lee et Nolet (1997). Leur modèle tomographique, fait à l'échelle de l'Amérique du Nord, révèle la présence d'un « divot » lithosphérique majeur à faible vitesse,

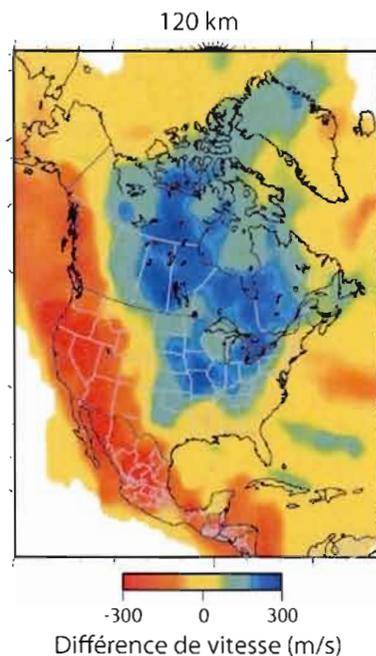


Figure 1.9 : Modèle de tomographie sismique NA07 fait à partir des ondes S. La vitesse est relative à un modèle terrestre 1D (tiré de *Bedle et van der Lee, 2009*)

s'étendant au travers de la Nouvelle-Angleterre jusqu'aux Grands Lacs. Celui-ci correspond bien à celui imagé par *Eaton et al. (2004)* et est présenté par *Eaton et Frederiksen (2007)* comme une zone ayant subi les effets combinés d'une perturbation due à la chaleur résiduelle, et de changements compositionnels de la lithosphère lors du passage du point chaud Great Meteor. Selon *van der Lee et Nolet (1997)*, la zone de basse vitesse du « divot » s'étend profondément dans le manteau supérieur et communique avec une autre zone de faible vitesse. Cette dernière se trouve à être parallèle à la Province des Appalaches et s'étendrait jusqu'à la zone de transition à l'intérieur du manteau. Cette zone peut aussi être observée sur le modèle global de *Li et al. (2008)* et ce, possiblement jusqu'à une profondeur de 750 km.

De nombreuses études tomographiques ont donc été menées dans la région, mais la plupart ont porté sur la région des Grands Lacs (*Aktas et Eaton, 2006*), en Ontario

(Frederiksen et al., 2007), aux États-Unis (Levin et al., 1995), et le long de la frontière Québec-Ontario (Rondenay et al., 2000a et 2000b). Or, le corridor de faible vitesse observé par ces études se trouve généralement à l'extrémité de leurs zones d'étude. Le manque de stations sismiques du côté du Québec empêchait la collecte de données sur une région plus étendue. Afin de remédier à ce manque, 7 nouvelles stations sismiques ont été installées sur le territoire québécois. La région d'étude est également beaucoup plus grande que pour les travaux antécédents, ce qui permet d'utiliser un réseau plus élaboré, comprenant un total de 47 stations, situées dans les provinces de l'Ontario et du Québec, ainsi que dans le nord-est des États-Unis. La zone d'études couvre ainsi une superficie de près de 2 406 000 km², répartie sur trois provinces géologiques.

1.4 SOMMAIRE DU MÉMOIRE

Ce mémoire présente le résultat d'une étude portant sur les structures de vitesse à l'intérieur du manteau supérieur. Au Chapitre 2 il sera question de l'acquisition et de la préparation des données en vue de leur analyse. Le Chapitre 3 introduira la tomographie sismique et évalue le pouvoir de résolution des données du réseau. Les structures de vitesse étant déterminées à partir d'une analyse de tomographie du temps de parcours des ondes P, selon la méthode de *VanDecar (1991)*, cette analyse permet d'imager les hétérogénéités du manteau supérieur, et ce, en utilisant une inversion linéaire des moindres carrés des temps d'arrivée résiduels relatifs des ondes sismiques passives. Cette inversion des données sera décrite au Chapitre 4. Une analyse attentive des images tomographiques, ainsi qu'une comparaison de celles-ci avec les données de différentes analyses, récoltées au cours des dernières années, dans cette même région, sera exposée au Chapitre 5. Finalement, les conclusions seront présentées au Chapitre 6.

CHAPITRE II

RÉSEAU SÉISMIQUE ET DONNÉES TÉLÉSÉISMQUES

Ce chapitre explique comment les données du projet ont été récoltées et traitées en vue de l'analyse par inversion tomographique. On y trouve des informations à propos des différents réseaux sismiques utilisés ainsi que sur l'installation de 7 nouvelles stations. Il y a également des explications sur les méthodes appliquées pour tester la fiabilité des données et pour déterminer les temps de parcours des ondes P. Finalement, afin de se faire une idée générale des tendances de vitesse associées au manteau supérieur de la région à l'étude, une analyse préliminaire des temps d'arrivée résiduels relatifs est présentée.

2.1 RÉSEAU SÉISMIQUE POLARIS-UQÀM

Afin de pallier le manque de couverture sismographique du côté québécois de la région à l'étude, de nouvelles stations sismiques ont dû être installées. Les cinq premières stations (MATQ, BELQ, NEMQ, CHGQ, LATQ) furent mises en place au mois d'août 2007. Il a ensuite fallu déplacer NEMQ (appelée maintenant NMSQ) en septembre 2009, car les données recueillies jusqu'alors n'étaient pas d'une qualité satisfaisante. Deux nouvelles stations (LSQQ, DMCQ) furent également installées en septembre 2009 afin de parfaire la couverture du réseau (Figure 2.1).

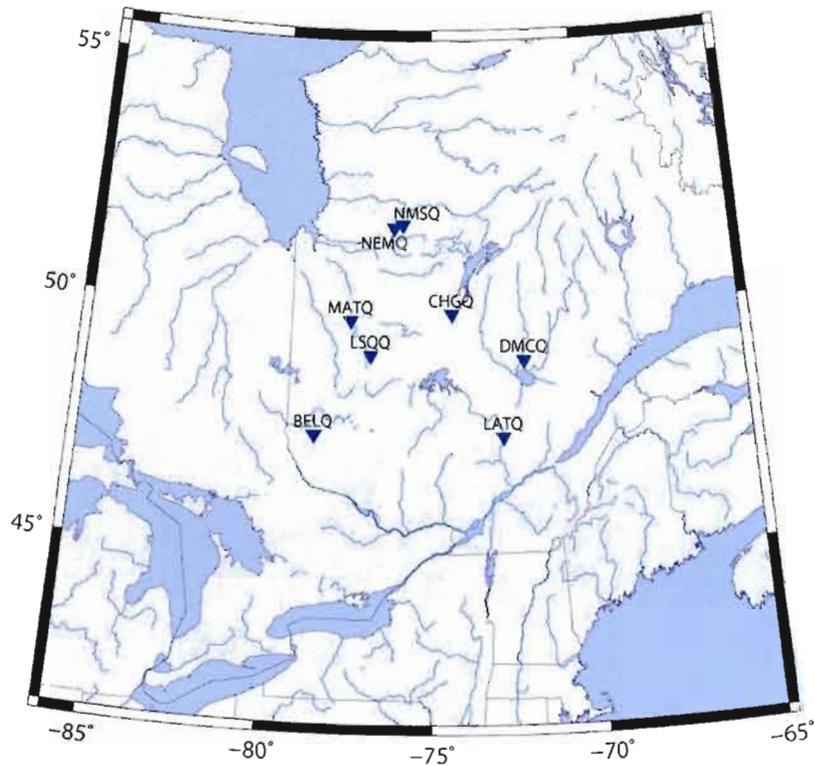
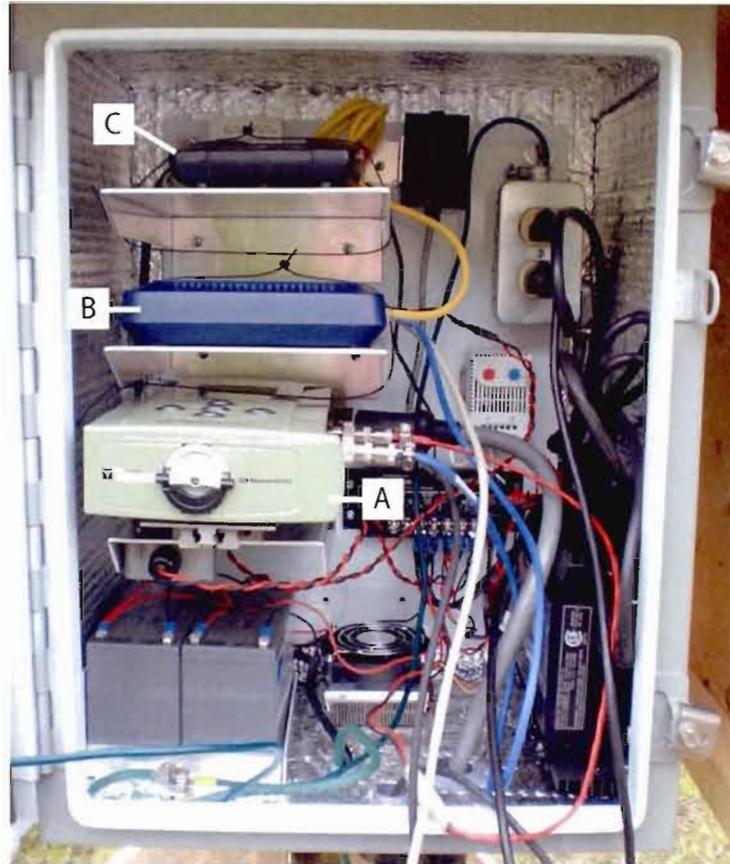


Figure 2.1 : Emplacement des stations sismiques du réseau de L'UQÀM. Ces stations furent installées au cours des étés 2007 et 2009.



Figure 2.2 : Installation à la station CHGQ Le sismomètre est protégé par une voûte métallique A fixée au roc et ayant un lourd couvercle cadénassé alors que la boîte de communication B est protégée par une boîte de bois et est fixée à une poutre enfoncée profondément dans le sol.

(a) Boite de communication



(b) Séismomètre



Figure 2.3 : Station type du réseau POLARIS-UQÀM. La boîte de communication (a) contient A, un numériseur; B, un VPN et C, un modem permettant au VPN de transmettre les données via internet. Le séismomètre (b) est bien protégé des intempéries par une alternance de conduits de plastique et de matériaux isolants.

Les stations ont généralement été placées sur des terrains privés et clôturés, par exemple, le terrain de particulier, d'une compagnie d'électricité, d'une compagnie téléphonique, etc. afin de protéger l'équipement du vandalisme. La plupart des stations sont situées sur la roche afin d'obtenir des données d'une meilleure qualité. Une description plus détaillée de chaque installation est fournie à l'Appendice A et une station sismographique typique est illustrée aux Figure 2.2 et Figure 2.3. Cinq des séismomètres sont des CMG-3ESP de la compagnie Güralp et les deux autres sont des Trillium 120PA de la compagnie Nanometrics, décrits à la Section 2.2.

2.2 INSTRUMENTATION

Comme mentionné précédemment, la plupart des séismomètres à large bande, utilisés pour les stations POLARIS-UQÀM, sont des modèles CMG-3ESP, manufacturés par la compagnie Güralp Systems Ltd. Ce modèle couvre la totalité du spectre sismique et le spectre de réponse aux vitesses est plat, entre 100 s et 50 Hz. Les deux autres séismomètres sont des Trillium 120PA, manufacturés par la compagnie Nanometrics. La principale différence entre ces deux types de séismomètre est que le Trillium 120PA possède un spectre de réponse aux vitesses qui est, quant à lui, plat entre 120 s et 50 Hz. Chacune des stations enregistre des données à 100 échantillons/seconde.

Les numériseurs utilisés quant à eux sont des Taurus développés également par la compagnie Nanometrics Inc. Ces instruments conservent les données acquises durant plusieurs mois sans nécessiter l'apport de beaucoup d'énergie. Qui plus est, ils disposent d'un convertisseur de données analogues en données digitales (ADC) de 24-bit, ainsi que d'un disque dur et d'une horloge GPS. Les données sont transmises en temps réel par un VPN (Virtual Private Network) via internet au Centre national des Données Canadiennes² (CNDC) basé à Ottawa.

² <http://earthquakescanada.nrcan.gc.ca/stndon/CNDC/index-fra.php>

2.3 AUTRES STATIONS SÉISMQUES UTILISÉES

En addition aux stations installées par l'équipe de l'UQÀM, et afin d'obtenir une bonne répartition des stations sur toute la zone d'étude, il a fallu utiliser les données de 39 autres stations appartenant à différents réseaux canadiens et américains (Tableau 2.1). Le principal réseau utilisé est le réseau POLARIS (Portable Observatories for Lithospheric Analysis and Research Investigating Seismicity), duquel font également partie les stations du réseau POLARIS-UQÀM.

En tout, l'étude utilise 20 stations réparties dans l'ouest du Québec, 19 dans l'est de l'Ontario, 3 dans l'État du Maine, 3 dans le nord de l'état de New York, une dans l'État du Vermont et une dans l'État du New Hampshire (Figure 2.4). Une liste détaillée de la localisation et des spécificités de chacune de ces stations est présentée à l'APPENDICE B.

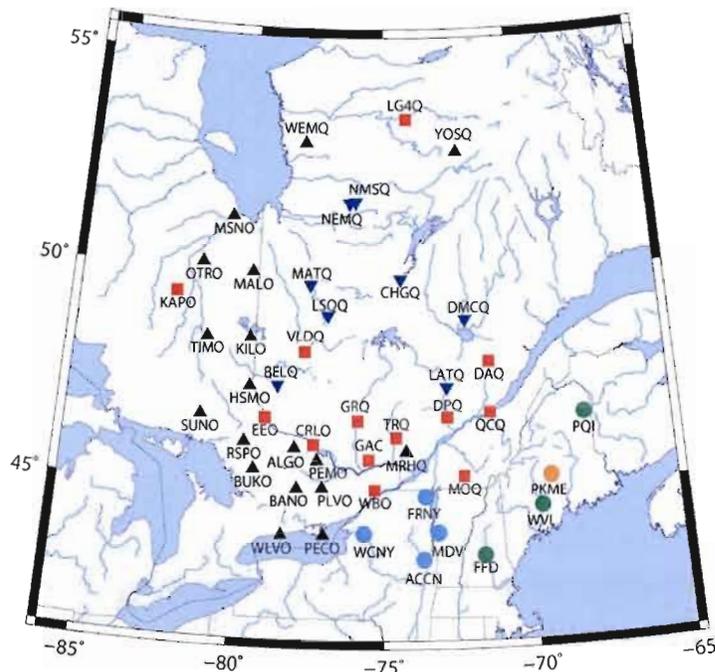


Figure 2.4 : Localisation des stations sismographiques utilisées lors de cette étude. On y trouve les réseaux CNSN (carrés rouges), US (rond jaune), PAL (ronds bleus), POLARIS (triangles noirs), POLARIS-UQÀM (triangles bleus inversés) et WES (ronds verts).

Tableau 2.1 : Réseaux et stations utilisés

Réseaux	Stations
Canadian National Seismograph Network (CNSN), Ottawa, Canada	CRLO, DAQ, DPQ, EEO, GAC, GRQ, KAPO, LG4Q, MOQ, QCQ, TRQ, VLDQ, WBO
United States National Seismic Network (US), USA	PKME
Lamont-Doherty Earth Observatory (PAL), Palisades, New-York, USA	ACCN, FRNY, MDV, WCNY
POLARIS, Ottawa, Canada	ALGO, BANO, BUKO, HSMO, KILO, MALO, MRHQ, MSNO, OTRO, PECO, PEMO, PLVO, RSPO, SUNO, TIMO, WEMQ, WLVO, YOSQ
POLARIS-UQÀM, Montréal, Canada	BELO, CHGQ, DMCQ, LATQ, LSQQ, MATQ, NEMQ, NMSQ
Weston Observatory (WES), Boston College, Weston, Massachusetts, USA	FFD, PQI, WVVL

2.4 ACQUISITION DES DONNÉES

Durant les 27 mois d'acquisition des données, soit du 1^{er} octobre 2007 au 31 décembre 2009, des informations au sujet de tous les tremblements de terre de magnitude $m_b \geq 5.5$ (Figure 2.5a) ont été obtenues à partir du site Internet de IRIS Data Management Center SeismiQuery³ et de celui du CNDC pour les stations du réseau POLARIS.

Des données de 956 tremblements de terre en format SEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data) furent donc téléchargées sur le serveur LINUX de l'Université du Québec à Montréal. Il s'agit d'un format au standard international pour les échanges de données sismiques digitales. Afin de pouvoir les traiter, il a d'abord fallu les transférer en un format appelé SAC (Seismic Analysis Code). Les séismogrammes des 956 événements

³ <http://www.iris.edu/SeismiQuery>

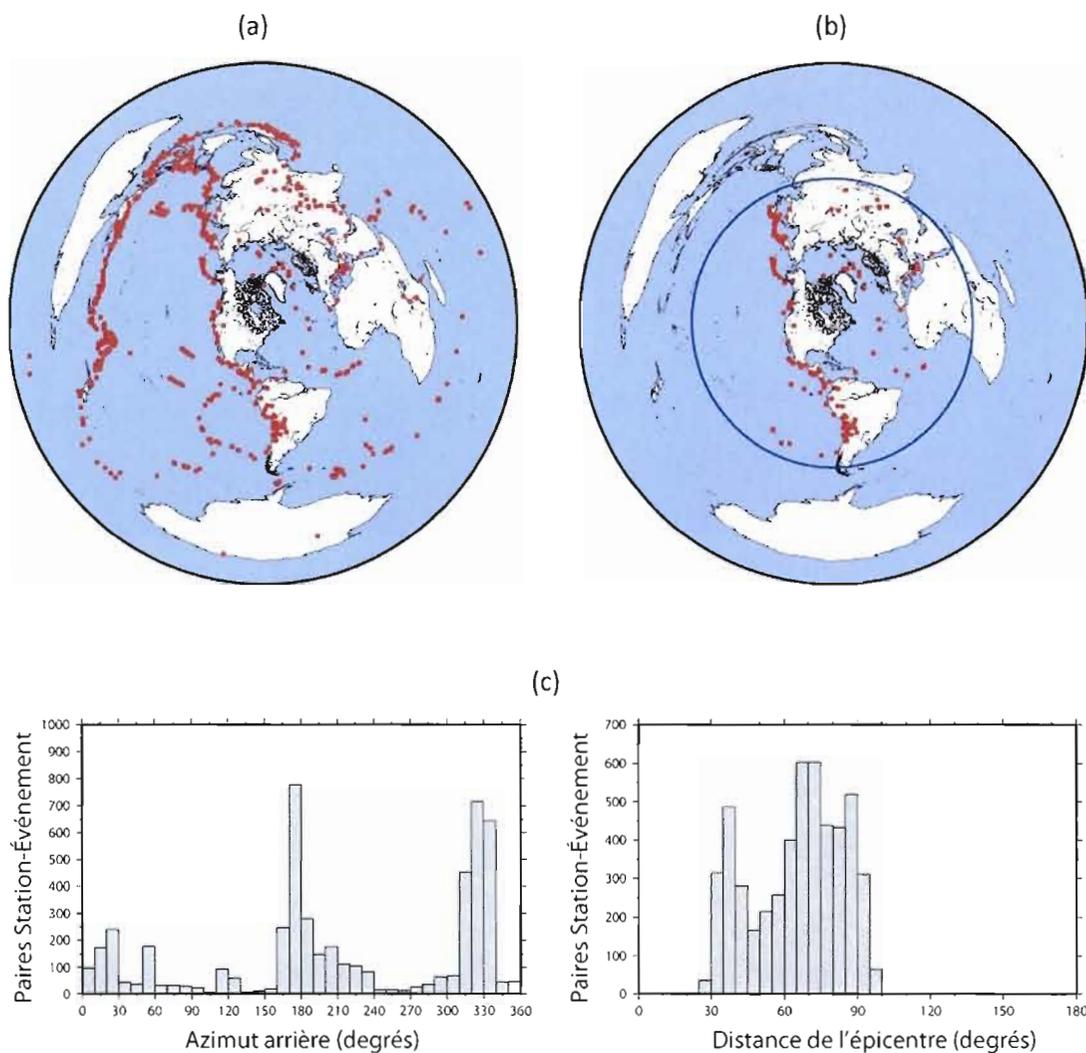


Figure 2.5 : Provenance des secousses sismiques analysées. (a) Carte azimuthale des 956 événements de magnitude $m_b \geq 5.5$ ayant eu lieu durant les 27 mois d'enregistrement de cette étude. (b) Carte azimuthale indiquant la provenance des 184 événements sélectionnés pour les analyses. Le cercle bleu représente la limite (105°) au-delà de laquelle les ondes P ne sont plus visibles. (c) Histogrammes de la distribution des 5127 paires station-événement utilisées pour cette étude, en fonction de l'azimut arrière et de la distance entre les hypocentres et les stations.

enregistrés furent ensuite inspectés visuellement afin de ne conserver que les événements ayant un rapport signal sur bruit suffisant pour au moins une dizaine de stations. Sur cette base, 184 événements ont été sélectionnés puis analysés plus en détail. Les informations au sujet des hypocentres de ces événements sont fournies à l'APPENDICE C et illustrées aux Figures 2.5b et 2.5c.

Les données récoltées à partir des différents réseaux doivent d'abord être traitées avant d'être analysées et archivées.

2.5 CONTRÔLE DE LA QUALITÉ DES DONNÉES

Il arrive, dans certains cas, que la première arrivée des ondes P soit visible sans qu'il soit nécessaire de filtrer les données (Figure 2.6a). Toutefois, il convient de signaler que ce n'est pas la norme (Figure 2.6c). Afin de procéder à la sélection manuelle du premier sommet ou de la première dépression, selon ce qui est le plus visible et identifiable à travers le réseau pour les ondes P, un filtrage des ondes est nécessaire. Pour ce faire, un filtre Butterworth de zéro-phase avec 3 pôles, 2 passes et une limite de fréquence entre 0,5 et 3 Hz est utilisé. Son effet sur des séismogrammes possédant de bonnes ou de moins bonnes composantes verticales est illustré respectivement aux Figure 2.6b et Figure 2.6d. Les données sont ensuite séparées en trois catégories : mauvaise, acceptable ou bonne et ce, selon la facilité avec laquelle il était possible de sélectionner manuellement la première arrivée des ondes P. Seuls les séismogrammes des catégories « acceptable » et « bonne » ont pu être conservés pour la suite des analyses.

Afin d'obtenir les meilleures corrélations croisées de temps de parcours à travers l'ensemble du réseau, il incombe de s'assurer que la réponse instrumentale soit la même pour toutes les stations. Le réseau comprend des séismomètres à large bande et d'autres, de courte période. En conséquence de quoi, les réponses diffèrent d'une station à l'autre.

Qui plus est, les réponses instrumentales de certaines stations du réseau POLARIS ont été modifiées entre le début et la fin de la collecte de données. Il importe donc de standardiser les fichiers de réponses SEED obtenues par IRIS et le CNDC. Pour ce faire, il suffit de retirer, pour chacune des stations, la réponse originelle aux données initiales. De la sorte, il est possible de conserver les mêmes réponses par rapport aux mouvements du sol pour chaque station et ce, peu importe le type d'instrument utilisé.

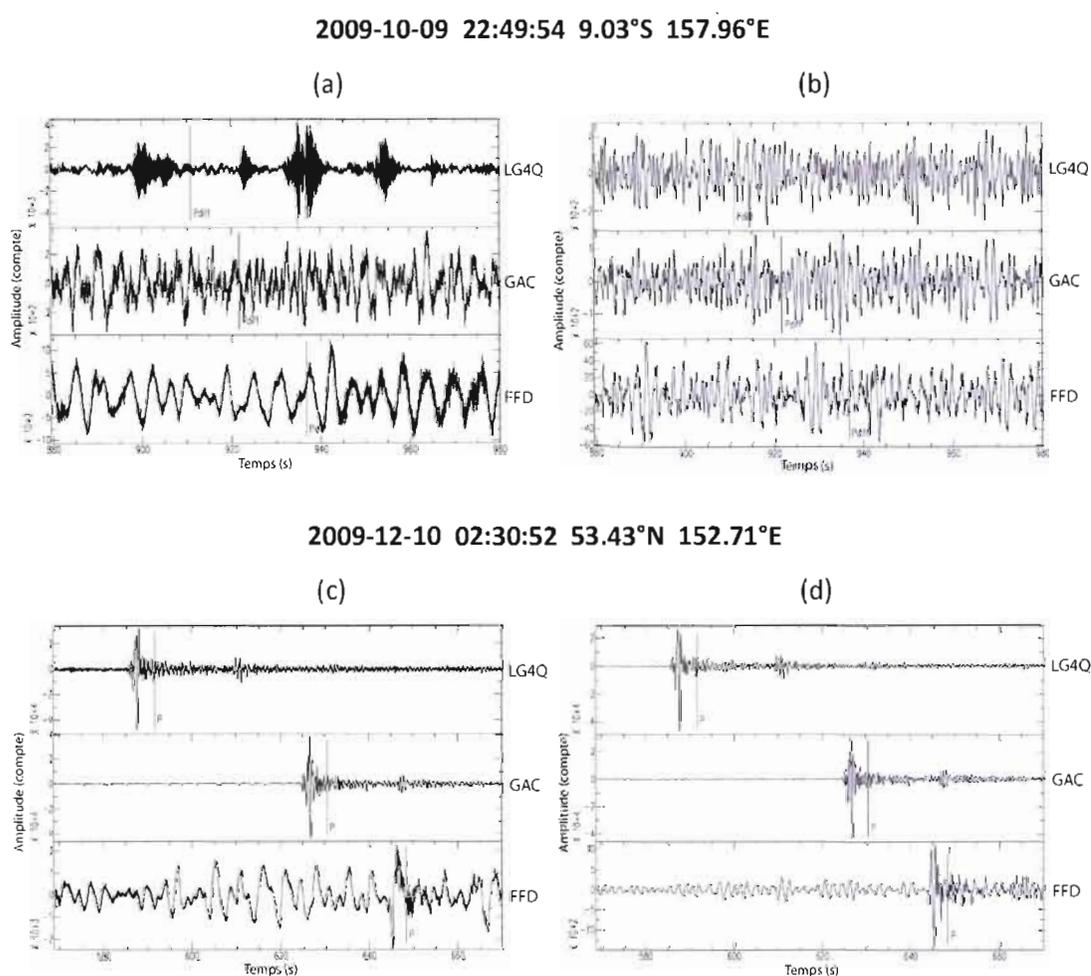


Figure 2.6 : Exemple de séismogrammes de l'onde P; 100 secondes de données sont illustrées. **(a)** et **(b)** montrent respectivement des séismogrammes non traités et filtrés, pour un événement n'ayant pas été conservé en raison de la piètre qualité des données enregistrées. **(c)** et **(d)**, quant à eux, montrent respectivement des séismogrammes non traités et filtrés, pour un événement qui a été conservé. Le filtre utilisé est le même dans les deux cas, il s'agit d'un filtre Butterworth de zéro-phase avec 3 pôles, 2 passes et une limite de fréquence entre 0,5 et 3 Hz. L'indication P (ou Pdiff) sur les séismogrammes représente le temps d'arrivée théorique de l'onde P selon la table des temps de parcours *iasp91* (Kennett et Engdahl, 1991).

Les temps d'arrivée furent ensuite déterminés de manière plus précise en utilisant la méthode de corrélation croisée à canaux multiples (*multi-channel cross correlation* ou *mccc*) de *VanDecar et Crosson (1990)*, avec les mêmes filtres que pour la sélection manuelle (voir la Section 2.6).

2.6 TEMPS D'ARRIVÉE RÉSIDUELS RELATIFS

Il peut s'avérer difficile de déterminer le temps de parcours absolu d'une phase sismique avec précision, car le moment de la première arrivée de l'onde n'est pas toujours évident à observer (Figure 2.6d) en présence de bruit de fond. Il est donc plus approprié, lors d'études régionales, de calculer les temps d'arrivée résiduels relatifs (t_{RES_i}) plutôt qu'absolus. Les t_{RES_i} d'un événement sont des temps de parcours ayant été normalisé en y soustrayant la moyenne des temps d'arrivée de chacune des stations pour ce même événement. Ce calcul est nécessaire afin de ne pas être induit en erreur par les temps d'arrivée régionaux qui sont, dans le cas présent, plus rapides que ce qui serait attendu par le modèle global *iasp91* (*Kennett et Engdahl, 1991*). Afin de calculer les t_{RES_i} , cette étude utilise la méthode de *mccc* de *VanDecar et Crosson (1990)*. Cette méthode permet d'isoler la variation latérale du temps de parcours, due à des structures situées le long de la trajectoire des ondes-P (*Bastow, 2005*). Cette technique consiste d'abord à sélectionner sur le séismogramme le premier sommet ou la première dépression généré par l'arrivée de l'onde P, visible pour tout le réseau (voir la Section 2.5).

La corrélation croisée est ensuite calculée à partir des données incluses à l'intérieur d'une fenêtre de 3 secondes. Cette dernière contient à la fois la sélection manuelle du temps d'arrivée et un ou deux cycles de l'onde P. Ce stratagème minimise la contamination qui pourrait être due à une arrivée secondaire de l'onde (*Bastow, 2005*). Toutes les paires d'ondes pour un même événement sont ensuite corrélées afin d'obtenir le temps d'arrivée relatif Δt_{ij} entre les paires de stations i, j (*VanDecar et Crosson, 1990*). Le temps d'arrivée

relatif pour chaque station peut donc être obtenu grâce à la minimisation des moindres carrés des résidus (res_{ij}) de chaque station, car

$$res_{ij} = \Delta t_{ij} - (t_i - t_j), \quad (2.1)$$

et que t_i et t_j représentent les temps d'arrivée associés avec la i^e et la j^e traces.

La méthode de *mccc* fournit un moyen de quantifier l'erreur associée à chaque temps d'arrivée. L'écart type (σ_i) de la distribution des résidus (res_{ij}) associés avec la i^e trace est obtenu par

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{1}{n-2} \sum_{j \neq i} res_{ij}^2}, \quad (2.2)$$

où n est le nombre de station. L'écart type moyen des temps d'arrivée relatifs déterminé dans cette étude est de 0.12 s. Cette valeur d'erreur du temps d'arrivée est très acceptable. En comparaison, *Sol et al. (2002)* ont obtenu une valeur de 0,2 s dans le Bouclier Canadien, *Bastow (2005)* a également obtenu une valeur de 0,2 s le long du Rift Nord-Éthiopien, alors que *Schimmel et al. (2003)* ont, pour leur part, 0,37 s dans le sud-est du Brésil, tandis que *Allen et al. (2002)* ont obtenu un écart type moyen de 0,1 en Islande. La valeur de l'écart type moyen sera utilisée par la suite (voir la Section 3.4) comme étant une estimation du bruit présent dans les données réelles.

Afin d'obtenir une estimation plus précise du temps d'arrivée, *VanDecar et Crosson (1990)* considèrent que l'utilisation de l'incertitude de temps, calculée à partir des moindres carrés (Équation 2.2) est préférable à l'utilisation du coefficient de corrélation croisée. En effet, il est à noter qu'habituellement, l'écart type (σ_i^{res}) a une forte corrélation négative avec la moyenne des coefficients de corrélation croisée. Par contre, lorsque du bruit de haute fréquence est présent dans une onde, la relation peut être différente et il devient alors difficile de s'y fier.

Le coefficient de corrélation croisée peut cependant être utile pour d'autres applications parce qu'il fournit un moyen efficace pour évaluer la qualité des données (VanDecar et Crosson, 1990). Dans cette étude, tous les résultats ayant obtenu un coefficient de moins de 0,8 furent systématiquement éliminés. Les Figure 2.7a et Figure 2.7b donnent un exemple de l'application de la méthode *mccc* au réseau, en présentant les données avant et après son application. Une vérification visuelle des résultats de la corrélation croisée permet de contre-vérifier la qualité des données. Il est alors possible de retirer certaines traces et de refaire le processus afin de ne conserver que les meilleurs résultats. La Figure 2.7b montre bien la qualité de l'alignement obtenue par l'application de cette méthode.

Les t_{RES_i} pour chaque station i sont donnés par

$$t_{RES_i} = t_i - (t_{e_i} - \bar{t}_e), \quad (2.3)$$

où t_i représente le temps d'arrivée relatif pour la station i ; t_{e_i} représente le temps de parcours théorique basé sur le modèle *iasp91*, et \bar{t}_e représente la moyenne des temps d'arrivée prévus pour un événement donné. Les t_{RES_i} positifs équivalent à des arrivées qui sont en retard par rapport à ce qui serait attendu. Pour leur part, les résultats négatifs équivalent à des arrivées étant à l'avance. Il va de soi que les résultats de t_{RES_i} restent toujours relatifs à la région dans laquelle l'étude est menée. Dans le cas présent, les temps d'arrivée absolus se trouvent à être plus rapides que les temps prévus par le modèle de référence global (*iasp91*) pour toute la région. Ainsi, même les t_{RES_i} négatifs ne sont en fait que moins rapides à l'échelle globale.

Étant donné que l'inversion des moindres carrés est très sensible à la présence de valeurs « aberrantes », il est important, avant de procéder à l'application de cette méthode, de bien analyser les t_{RES_i} . En effet, leur analyse permet d'identifier et d'éliminer systématiquement les valeurs qui, s'écartant trop de la moyenne, peuvent résulter d'une

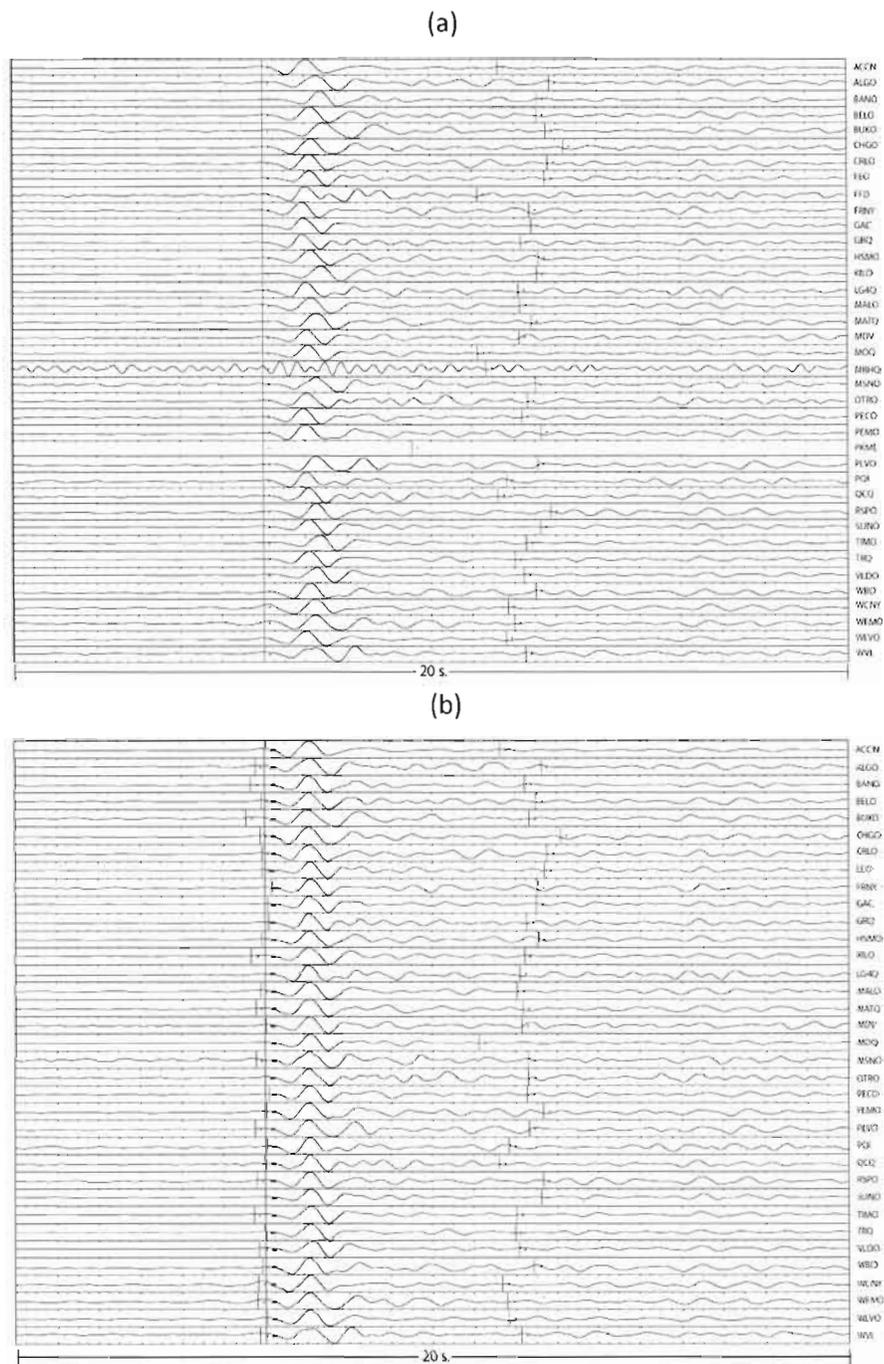


Figure 2.7 : Séismogrammes ayant été filtrés. (a) Les séismogrammes de chaque station sont alignés sur la sélection manuelle de l'arrivée de l'onde P. (b) Les séismogrammes sont alignés sur la sélection optimisée, par la méthode de *mccc*, de l'arrivée de l'onde P. Les lignes verticales situées au milieu des séismogrammes indiquent le temps d'arrivée théorique de l'onde P, selon la table des temps de parcours *iasp91*, démontrant ainsi à quel point la région tout entière est rapide.

erreur due, la plupart du temps, à un mauvais fonctionnement du GPS. Ce type d'erreur survient lorsque le GPS n'indique pas le bon temps d'arrivée de l'onde. Les causes peuvent être variées et fausser grandement les calculs. Il est alors préférable de retirer ces données de l'analyse.

La Figure 2.8 présente une carte de la moyenne des t_{RES_i} pour l'ensemble des stations. Il est possible de constater que la moyenne des résidus diffère entre le nord-ouest, le centre et le sud-est. Les temps d'arrivée associés avec la Province du Supérieur sont relativement plus rapides d'environ 3 s, ceux associés à la Province de Grenville se rapprochent de la moyenne régionale, tandis que ceux associés à la Province des Appalaches sont relativement plus lents d'environ 4 s.

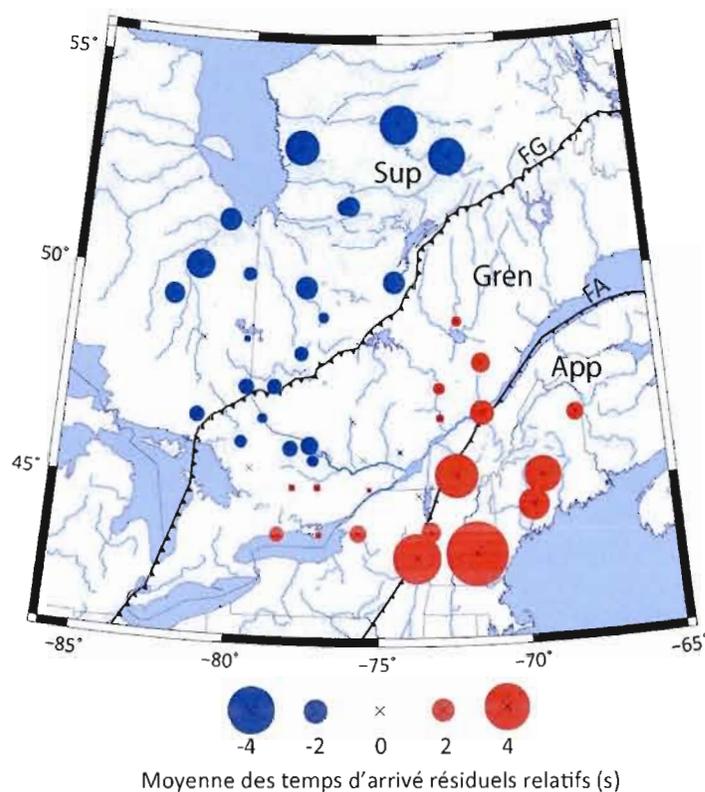


Figure 2.8: Carte des temps d'arrivée résiduels relatifs moyens. Les cercles bleus et rouges indiquent respectivement si le temps d'arrivée résiduel relatif moyen pour chacune des stations est négatif (relativement à l'avance) ou positif (relativement en retard). Sup = Province du Supérieur; Gren = Province de Grenville; App = Appalaches; FG = Front de Grenville; FA = Front appalachien.

La création de graphiques de t_{RES_i} en fonction de l'azimut arrière et de la distance de l'hypocentre des événements peut donner une bonne idée des variations latérales de la croûte et du manteau supérieur. La Figure 2.9 présente de tels graphiques pour les stations LG4Q, GAC et FFD (Figure 2.4), respectivement situées dans les Provinces du Supérieur, de Grenville et des Appalaches. Les résultats observés aux Figure 2.8 et Figure 2.9 sont évidemment comparables. De manière générale, les temps d'arrivée sont plus rapides pour les stations associées à la province du Supérieur, plus lents pour celles situées dans les Appalaches et se trouvent aux environs de la moyenne régionale pour les stations de trouvant dans la Province de Grenville. Les graphiques pour toutes les stations sont présentés à l'APPENDICE D. L'analyse de ces graphiques peut être très utile dans l'identification des valeurs anormales (*outliers*) de la banque de données. En effet, les valeurs qui se retrouvent trop à l'écart de la moyenne sont systématiquement retirées de la base de données afin d'éviter une contamination des résultats par des valeurs douteuses.

Les projections stéréographiques présentées à la Figure 2.10 représentent des sphères résiduelles. Ce type de graphique montre les temps de parcours résiduels de tous les événements analysés, pour les mêmes trois stations. Dans cette figure, les croix indiquent des événements dont les temps de parcours, enregistrés à la station, sont plus lents que ceux de la moyenne du réseau; et les cercles représentent des événements dont les temps de parcours sont plus rapides. Des temps de parcours lents signifient qu'il y a une ou des anomalies de faible vitesse le long du trajet événement-station, alors que des temps de parcours plus rapides indiquent plutôt la présence d'anomalies de haute vitesse. La projection stéréographique utilisée permet de visualiser rapidement la provenance de l'événement, par rapport à la localisation de la station analysée.

Pour la station LG4Q, les ondes en provenance du sud-ouest arrivent généralement assez rapidement, ceux arrivant du nord-est le sont un peu moins alors que les temps de parcours venant du nord-ouest et du sud-est sont plutôt lents. Bien entendu, il est possible

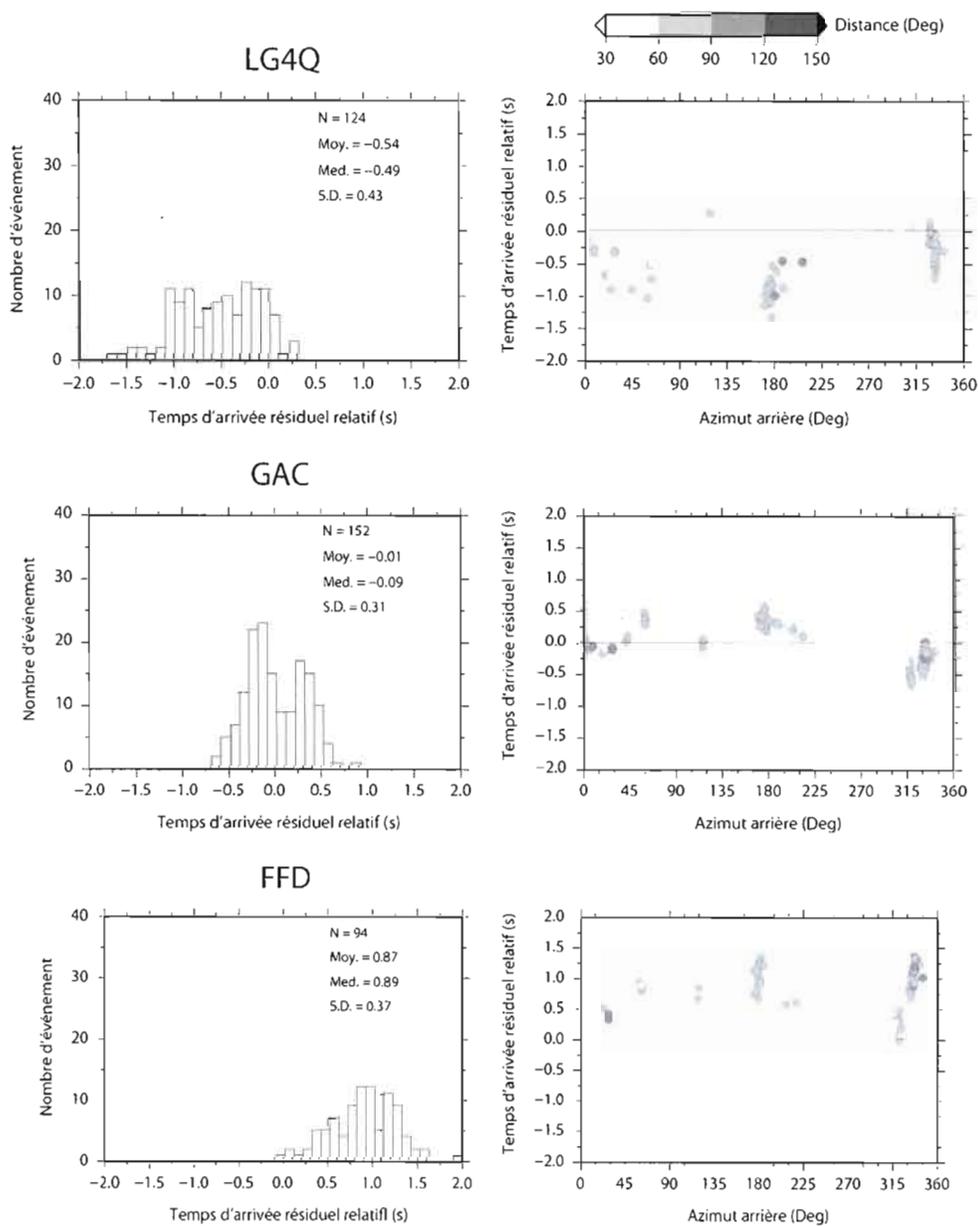


Figure 2.9: Variation du temps d'arrivée résiduel relatif en fonction de l'azimut arrière et de la distance entre l'hypocentre de la secousse et la station pour les stations LG4Q, GAC et FFD (présentées à la Figure 2.4). Ces stations sont situées respectivement dans la Province du Supérieur, dans la Province de Grenville et dans la Province des Appalaches. Des temps d'arrivée négatifs indiquent une arrivée relativement précoce par rapport à la moyenne régionale alors que des temps d'arrivée positifs indiquent une arrivée relativement tardive. N = nombre d'événements enregistré par la station; Moy. = temps d'arrivée résiduel relatif moyen; Med. = temps d'arrivée résiduel relatif médian; S.D. = Écart type de la distribution des temps d'arrivée résiduels relatifs.

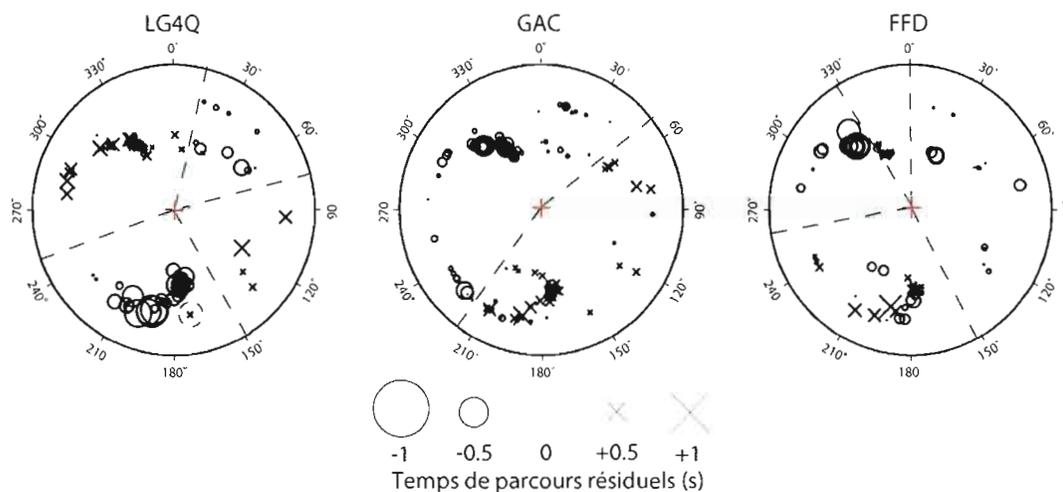


Figure 2.10: Sphères résiduelles des temps de parcours. Les croix représentent des temps de parcours plus lents que la moyenne, impliquant ainsi la présence d'anomalies de faible vitesse le long du trajet événement-station. À l'inverse, les cercles représentent des temps de parcours plus rapides témoignant de la présence d'anomalies de haute vitesse. Les + indiquent la position de la station et les lignes pointillées donnent des séparations approximatives des zones ayant des temps rapides ou lents.

qu'il y ait des exceptions, comme c'est le cas pour l'événement encerclé à la station LG4Q, dont le temps de parcours est lent alors qu'il est rapide pour les événements en provenance du sud. La séparation entre les temps de parcours rapides et lents pour la station GAC se présente différemment. En effet, les temps de parcours plus lents ont tous une provenance située entre $\approx 50^\circ$ et 230° , alors que les temps de parcours sont rapides pour les autres directions, et ce, à quelques exceptions près. Finalement, les temps de parcours recensés à la station FFD sont moins bien séparés. À l'exception d'une petite portion entre 330° et 360° où les temps de parcours sont un peu plus lents que la moyenne, il y a des trajectoires plus rapides dans toutes les directions. Il est également intéressant de noter que les événements situés entre $\approx 150^\circ$ et 260° présentent une grande variation dans les temps de parcours, passant de très lents à moyennement rapides. Toutes les sphères résiduelles sont présentées à l'APPENDICE E.

2.7 RÉSUMÉ

Il a été démontré dans ce chapitre que des données téléséismiques de qualité ont été obtenues grâce aux 47 stations utilisées. Les temps d'arrivée résiduels relatifs ont été calculés en utilisant la méthode de *mccc* de *VanDecar et Crosson (1990)*. Finalement des analyses préliminaires ont permis de cerner de manière précoce la présence de zones ayant différentes vitesses sous la région à l'étude. Il sera question, dans le prochain chapitre, de l'utilisation de la méthode de tomographie sismique de *VanDecar et Crosson (1990)* sur les données, afin d'illustrer, en trois dimensions, les structures de vitesse présentes dans le manteau supérieur sous la région.

CHAPITRE III

TOMOGRAPHIE SÉISMIQUE

Le chapitre précédent présentait les différentes étapes de préparation des données en vue de l'analyse de tomographie sismique qui sera traitée dans ce chapitre. Dans un premier temps, les principes fondamentaux de ce type d'analyse seront traités. Ensuite, les étapes de paramétrage, de régularisation et d'inversion linéaire du modèle seront abordées. Finalement, il sera question des tests de résolution qui, appliqués au modèle permettent d'en évaluer la conformité avec les données réelles.

3.1 GÉNÉRALITÉS

Le terme tomographie est dérivé du grec « *tomo* » signifiant tranche. Il s'agit d'un terme général décrivant une technique d'imagerie permettant de reconstruire un objet en trois dimensions à partir d'une série de mesures effectuées par tranche depuis l'extérieur de cet objet (*Bastow, 2005*). Cette technique est beaucoup utilisée dans l'imagerie médicale ainsi qu'en géophysique. Plus récemment, certains chercheurs ont même démontré son utilité dans le domaine de l'astrophysique.

La toute première inversion tomographique de données géophysiques fut présentée dans les années '70 par Aki, Christofferson & Husebye (*Aki et al., 1977*). Cette méthode permet de récupérer les structures de vitesse à partir du temps de parcours des ondes

transversales (onde P dans le cas de *Aki et al., 1977*), enregistré par un réseau sismique. La grande majorité des images de tomographie sismique sont basées sur la distribution spatiale de la vitesse des ondes sismiques. Cette vitesse est déterminée en utilisant les données de temps de parcours entre l'hypocentre de l'événement et plusieurs stations sismiques distribuées à travers la région à l'étude. Les sources d'événements sismiques pour ce type d'étude sont très variées, par exemple, des phases télé-sismiques, les ondes P et S de tremblements de terre locaux et de longues distances, des ondes de surface, des explosions, etc.

La première étape d'une analyse de tomographie sismique est la linéarisation du problème inverse. Le processus s'effectue par perturbation d'un modèle initial, ainsi que des paramètres permettant d'en décrire les perturbations. Les rayons sismiques sont ensuite tracés au travers du modèle entre chaque paire source-récepteur (*Aki, 1993*).

Le modèle d'inversion des temps d'arrivée résiduels relatifs (t_{RES_i}) utilisé dans cette étude est celui de *VanDecar (1991)*. Plusieurs chercheurs ont déjà eu recours à cette méthode dans d'autres régions du globe (*Schimmel et al., 2003; Bastow, 2005*) et leurs résultats furent très concluants. À certains égards, l'approche de *VanDecar (1991)* présente plus d'avantages que les autres méthodes et c'est pourquoi elle a été utilisée dans cette étude. *Bastow (2005)* en souligne par ailleurs quelques-uns.

- Les structures de vitesse sont décrites par des fonctions lisses (spline) au lieu de l'être par des blocs.
- La trajectoire des rayons est courbée et non pas représentée par des segments droits.
- Les anomalies de temps de parcours, associées à une région dans laquelle un manque de rayons nuit à la résolution de la structure crustale, sont tout de même prises en compte lors de la procédure d'inversion.

- La procédure d'inversion tient compte des petites variations de l'angle d'incidence et de l'azimut arrière, causées, entre autres, par les hétérogénéités lointaines.
- Une méthode itérative d'inversion de matrice plutôt qu'une inversion directe permet de trouver une solution même lorsqu'il y a un grand nombre d'inconnus.

L'approche de VanDecar (1991) résout également le problème de contamination de la structure du manteau par les anomalies de longueur d'onde crustal, plus courte, en incluant la correction des stations statiques (station static corrections) dans la procédure d'inversion. Étant donné que ce type d'étude télésismique ne permet pas une très bonne résolution de la croûte en raison du manque de croisement des rayons à faibles profondeurs (10-40 km), cette approche est donc bien appropriée pour ce type de recherche.

Bien que préférée aux autres méthodes disponibles, celle-ci n'en demeure pas moins complexe. Il est donc important de se pencher sur la formalisation du problème tomographique ainsi que sur les moyens de le résoudre.

D'abord, le temps de parcours entre les points A et B (t_{AB}) est supposé par l'intégrale du parcours

$$t_{AB} = \int_{L_0} \frac{1}{v_0(\mathbf{r})} dl, \quad (3.1)$$

où L_0 correspond au trajet de l'onde entre A et B, trajet qui est ensuite subdivisé en élément de longueur dl . $V_0(\mathbf{r})$ représente la valeur intrinsèque de la vitesse des ondes sismiques et \mathbf{r} est un vecteur de coordonnées spatiales (r, θ, ϕ) . Il est alors assumé que le trajet des ondes est perpendiculaire aux fronts de celle-ci, comme cela est le cas dans un milieu isotrope (VanDecar, 1991).

L'Équation 3.1 décrit un problème non linéaire, étant donné que la trajectoire de l'intégrale dépend de la fonction à intégrer elle-même. Ainsi, de petites modifications dans

la trace de l'onde ne produiront que des changements de deuxième ordre dans le temps de parcours, t (Bastow, 2005).

Ensuite, la « lenteur » (slowness) $s(\mathbf{r})$, est définie comme l'inverse de la vitesse, $V(\mathbf{r})$,

$$s(\mathbf{r}) = \frac{1}{V(\mathbf{r})}. \quad (3.2)$$

En considérant l'allure de $s + \Delta s$ (près de s) et le résultat du temps de parcours $t + \Delta t$ (près de t), il est possible de substituer les valeurs perturbées dans l'Équation 3.1 sans modifier l'intégration L_0 .

$$t + \Delta t = \int_{L_0} (s(\mathbf{r}) + \Delta s(\mathbf{r})) d\mathbf{l}. \quad (3.3)$$

La soustraction de l'Équation 3.1 à l'Équation 3.3 donne la relation linéaire de premier ordre entre les perturbations de temps et de « lenteur »,

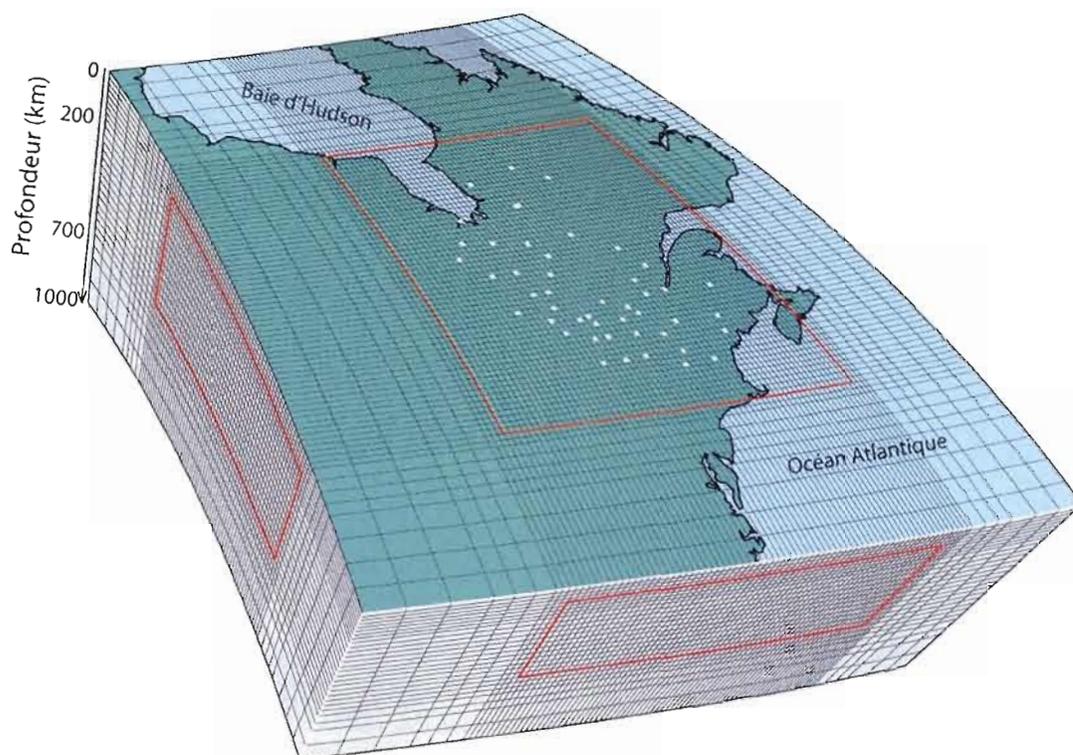
$$\Delta t = \int_{L_0} \Delta s(\mathbf{r}) d\mathbf{l}. \quad (3.4)$$

Ainsi, la « lenteur » le long d'une trace d'onde connue est définie comme étant la somme des perturbations de vitesse le long du chemin parcouru. Afin que l'Équation 3.4 puisse être représentée sous une forme matricielle pouvant être résolue numériquement, il est primordial de choisir un moyen convenable pour discrétiser les champs de « lenteur » ($\Delta s(\mathbf{r})$).

3.2 PARAMÉTRAGE DU MODÈLE

Le modèle d'inversion des t_{RES_i} de VanDecar (1991) paramètre la « lenteur » en utilisant des splines sous tension (splines under tension) contraintes dans une série de nœuds réguliers. Ces nœuds, situés aux intersections des lignes NS, EW et verticales forment une

grille située en dessous du réseau sismique. La Figure 3.1 présente les endroits où les splines sont fixées à l'intérieur de cette grille. Celle-ci consiste en 28 nœuds de profondeur, entre 0 et 1000 km, 77 nœuds entre 35° et 62°N, et 85 nœuds entre 54° et 96°W. L'espacement de la grille est moins élevé dans la partie centrale, là où une plus grande densité de rayons permet une meilleure résolution. En revanche, elle diminue graduellement en s'en éloignant. Cet espacement est présenté dans le Tableau 3.1.



Nombre de nœuds en profondeur = 28; latitude = 77; longitude = 85
 Nombre total de nœuds = 183260

Figure 3.1: Représentation tridimensionnelle du paramétrage utilisé pour représenter les vitesses de parcours sous le nord-est du continent nord-américain. Les nœuds s'étendent de 0 à 1000 km de profondeur, de 35° à 62°N et de -54° à -96°W. Les intersections des lignes noires indiquent la position des nœuds. La boîte rouge encadre la région centrale (100 à 600 km de profondeur, 41,5-55,5°N, 86-65°W) du modèle, là où il est attendu que les structures soient résolues. Les petits carrés blancs représentent les stations utilisées.

Tableau 3.1: Espacement entre les nœuds du modèle

Profondeur		Latitude		Longitude	
Km	Distance entre les noeuds (km)	Coord. (°N)	Distance entre les noeuds (°)	Coord. (°W)	Distance entre les noeuds (°)
0-200	25	35-39	1	54-60	2
200-700	33,33	39-41	0,5	60-63	1
700-800	50	41-56	0,25	63-87	0,33
800-1000	100	56-58	0,5	87-90	1
		58-62	1	90-96	2

La résolution et la profondeur minimum de l'imagerie sont affectées par la distance moyenne entre les stations ainsi que par le nombre et la distribution des événements enregistrés. Selon *Bastow (2005 et références incluses)*, l'extension d'une bonne résolution en profondeur pour ce type d'inversion tomographique est entre les 2/3 et une fois l'étendue du réseau sismique. Ainsi, sous le réseau utilisé pour la présente étude ($\approx 1750 \times 1550$ km), la résolution tombera à des niveaux inacceptables à une profondeur dépassant 1000 km. Comme le modèle n'atteindra pas de telles profondeurs, ceci n'est pas un sujet d'inquiétude.

La zone paramétrée présentée à la Figure 3.1 continue à l'extérieur de la région centrale marquée par la boîte rouge ($41,5-55,5^\circ\text{N}$, $86-65^\circ\text{W}$, 100-600 km) et ce, même si les structures s'y trouvant ne sont pas exposées dans la présente étude. Cette approche fut conçue afin d'éviter d'introduire, dans la région d'intérêt, certaines structures se trouvant dans les régions externes. Bien que cela puisse également occasionner la disparition de structures se trouvant bien dans la région à l'étude, le but principal consiste à ne laisser entrer dans le modèle intérieur que le minimum de structures exigées par les données (*VanDecar, 1991*). C'est que, la présence d'anomalies en profondeur influence de façon appréciable les t_{RES_i} obtenus. Ainsi, afin d'éviter que les résultats ne subissent de la distorsion, il importe de ne pas limiter l'inversion à la zone se situant à l'intérieur de la boîte mais de faire l'inversion de structures dans une région aussi grande que possible. Car, selon *VanDecar (1991)*, cela est nécessaire pour obtenir les structures lisses permettant

d'effectuer le traçage des rayons en trois dimensions. Les nœuds situés à l'extérieur de la boîte sont contraints de ne présenter aucune anomalie afin que le modèle en trois dimensions puisse fusionner facilement avec le modèle de vitesse radiale terrestre, basé sur la table des temps de parcours *iasp91* (Kennett & Engdahl, 1991).

Il est également utile d'effectuer une inversion sur les paramètres des différentes stations, afin d'éviter une contamination des structures mantelliques par les longueurs d'onde plus courtes et afin de compenser pour les structures locales peu profondes (VanDecar, 1991). Finalement, l'inversion permet d'apporter des corrections aux temps de parcours relatifs pour chaque événement. Ainsi, il est possible de prendre en compte :

- des incertitudes de premier ordre au sujet du temps et du lieu exact de l'émission de l'onde;
- de même que des hétérogénéités de vitesse à grande échelle, situées autant dans le manteau inférieur qu'à la source (Bastow, 2005).

VanDecar (1991) formule l'équation du temps de parcours non pondéré pour la $i^{\text{ième}}$ trace comme étant,

$$P_{ij}^{k-1} \Delta s_j^{(k)} + h_r^{(k)} + e_q^{(k)} = \Delta t_i^{(k-1)}, \quad (3.5)$$

où, $P_{ij}^{k-1} = \left[\frac{\delta t_i}{\delta s_j} \right]_{s=s^{(k-1)}}$,

$\Delta s_j^{(k)}$ = perturbation de « lenteur » à $s^{(k-1)}$ pour le nœud j , $h_r^{(k)}$ = correction temporelle pour la station r lors de l'itération k , $e_q^{(k)}$ = correction temporelle pour l'événement q lors de l'itération k , et $\Delta t_i^{(k-1)}$ = temps de parcours résiduel pour la $i^{\text{ième}}$ trace relative au modèle $(k - 1)$.

Certaines parties du modèle pourraient être trop limitées par la non-régularisation du système décrit par l'Équation 3.5. À l'opposé, d'autres sections pourraient ne pas l'être

suffisamment. Selon *Bastow (2005)*, ceci n'est pas une raison pour réduire le paramétrage, étant donné que le rang du système augmente en fonction de la régularisation de l'inversion. L'inclusion du terme de régularisation (**F**) dans l'Équation 3.6 crée un système de rang n (nombre de rayons) qui permettra le calcul d'une solution grâce à la méthode des moindres carrés.

Le système pondéré d'équation linéaire pour l'itération fut donc présenté par *VanDecar (1991)* comme étant

$$\begin{pmatrix} \text{WP} & \text{WH} & \text{WE} \\ \lambda\text{F} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta\mathbf{s}^{(k)} \\ \mathbf{h}^{(k)} \\ \mathbf{e}^{(k)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \text{W}\Delta\mathbf{t}^{(k-1)} \\ -\lambda\text{F}\{\sum_{i=0}^{k-1} \Delta\mathbf{s}^{(i)}\} \end{pmatrix}, \quad (3.6)$$

où,

$$W_{ij} = \begin{cases} \frac{1}{\sigma_i^{res}} & \text{si } i = j \\ 0 & \text{si } i \neq j \end{cases} \text{ matrice } n \times n,$$

$$H_{ir} = \begin{cases} 1 & \text{si le rayon } i \text{ est enregistré à la station } r \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \text{ matrice } n \times (\# \text{ station}),$$

$$E_{iq} = \begin{cases} 1 & \text{si le rayon } i \text{ provient de l'événement } q \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \text{ matrice } n \times (\# \text{ événement}),$$

$$F_{ij} = \begin{cases} \delta_{ij} & \text{pour un amortissement simple} \\ \text{filtre}_{ij} & \text{sinon} \end{cases} \text{ matrice } m \times m.$$

λ = pondération de l'amortissement ($\lambda = \lambda_{damp}$), de l'aplanissement ($\lambda = \lambda_{flat}$), ou du lissage ($\lambda = \lambda_{smooth}$); n = nombre de rayons, et m = nombre de nœuds dans le modèle. $\mathbf{0}$ dans l'Équation 3.6 représente une matrice nulle de taille appropriée. σ_i est la matrice de pondération, \mathbf{W}_{ij} est la déviation standard du résidu dérivé de la corrélation croisée décrite à l'Équation 2.2. Le terme de régularisation (**F**) est la somme de trois types d'opérateurs servant à la régularisation : l'amortissement, l'aplanissement et le lissage qui seront décrits plus en détail à la Section 3.3.

3.3 RÉGULARISATION ET INVERSION LINÉAIRE

La quantité de variables du système d'équations 3.5 et 3.6 est si grande (183 260 valeurs inconnues de perturbation de « lenteur » et 5 016 t_{RES_i} de l'onde P) que même en l'absence de la moindre erreur, il est impossible d'obtenir une solution unique pour l'inversion. Il s'avère donc nécessaire de déterminer un moyen approprié de régulariser l'inversion.

La nécessité de faire cette régularisation se justifie par son aptitude à supprimer les gradients spatiaux. La méthode utilisée par *VanDecar (1991)* est la minimisation de l'approximation d'éléments finis, 7-points, à l'opérateur Laplacien ($\nabla^2 s$). Cette méthode a pour but de sanctionner la rugosité (deuxième dérivé) du modèle de « lenteur » final et de produire un modèle plus lisse ajusté aux données.

L'opérateur Laplacien minimise la rugosité du modèle final en égalisant le côté droit de l'Équation 3.6 avec la rugosité négative des perturbations du modèle précédent (*VanDecar, 1991*). λ représente la pondération appliquée au terme de lissage ($\lambda = \lambda_{smooth}$). De la même façon, F est utilisé pour minimiser le gradient (première dérivée) du modèle final et λ correspond maintenant à la pondération appliquée au terme d'aplanissement ($\lambda = \lambda_{flat}$).

La contrainte imposée à l'itération k pour le lissage du modèle final est obtenue en fixant la rugosité du modèle à zéro. Nous avons donc, selon *VanDecar (1991)*,

$$\lambda \mathbf{F}s^{(k)} = 0, \quad (3.7)$$

où, étant donné que $s^{(k)} = \Delta s^{(k-1)}$,

$$\lambda \mathbf{F}(\Delta s^{(k)} + s^{(k-1)}) = 0. \quad (3.8)$$

Afin de lisser la perturbation finale à partir de s^0 il suffit de résoudre

$$\lambda \mathbf{F} \sum_{i=0}^k \Delta s^i = 0, \quad (3.9)$$

où, étant donné que $\sum_{i=0}^k \Delta s^k = \Delta s^k + \sum_{i=0}^{k-1} \Delta s^i$,

$$\lambda \mathbf{F} \Delta s^{(k)} = -\lambda \mathbf{F} \sum_{i=0}^{k-1} \Delta s^i, \quad (3.10)$$

s^0 correspond au paramètre de lenteur du modèle initial. Ce modèle représente la moyenne des profils de vitesse à une seule dimension pour la région entière. Les perturbations de lenteur (s) sont donc relatives à cette moyenne. À ce sujet, il est important de souligner que les informations sur les vitesses absolues sont retirées du calcul du modèle.

L'Équation 3.10 est utilisée à l'intérieur de l'Équation 3.6. La procédure utilisée, soit la procédure de fluage (creeping procedure), contraint les perturbations relatives aux résultats de l'itération précédente (*VanDecar, 1991*). Cette technique est préférée à une procédure sautante (jumping procedure) lissant le modèle total, par l'ajout de contraintes telles que celles utilisées ici (*Shaw, 1986*).

Comme mentionné précédemment, le terme de régularisation (\mathbf{F}) utilisé dans l'Équation 3.6 peut être défini comme étant la somme de trois types d'opérateur servant à la régularisation : l'amortissement, l'aplanissement et le lissage.

Un modèle final peut ensuite être choisi en analysant l'impact qu'ont les changements des différents opérateurs de régularisation (λ dans l'Équation 3.6) sur la qualité de l'ajustement du modèle sélectionné aux données (*Bastow, 2005*). Ce type d'analyse est habituellement réalisé par la création d'une courbe de compromis (trade-off curve) (Figure 3.2). Cette courbe compare l'adaptation des données, soit la moyenne quadratique (RMS) de la réduction des temps de parcours résiduels (%), à la RMS de la rugosité du modèle (s/km^3). Chaque point se trouvant le long de la courbe de compromis

représente un modèle possible et permet d'obtenir un compromis entre une version bien ajustée aux données observées et une version plus simple. Il n'y a pas de solution prédéterminée permettant de choisir un point plutôt qu'un autre le long de la courbe de compromis. Il existe cependant différentes philosophies parmi la communauté scientifique (p.ex. *Bastow, 2005*) :

Mappage : Les niveaux de régularisation peuvent être ajustés jusqu'à l'obtention du modèle désiré, permettant du coup une meilleure interprétation du milieu.

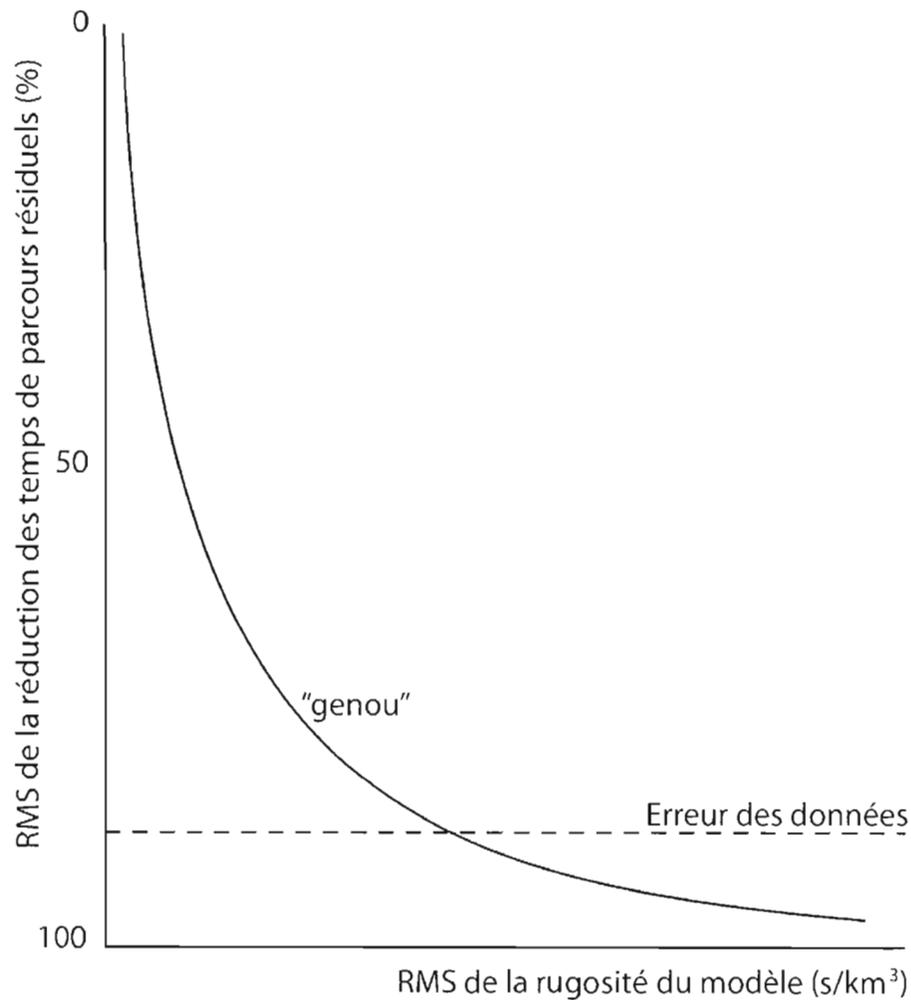


Figure 3.2: Exemple de courbe de compromis. Chaque point le long de la courbe représente une solution possible pour le modèle, permettant ainsi un équilibre entre la rugosité du modèle et l'ajustement du modèle aux données (*Bastow, 2005*).

Calage sur les données : Les niveaux de régularisation peuvent également être ajustés afin d'obtenir un modèle correspondant aux données (si leur précision est connue) et ainsi prendre tout en compte à l'exception du bruit.

Compromis : Lorsqu'il n'est pas possible d'avoir confiance dans la complexité du modèle ou dans la possibilité d'erreur dans les données, il est alors possible de choisir le « genou » de la courbe de compromis.

De manière simplifiée, la résolution de l'Équation 3.6 implique un calcul de la formule

$$\mathbf{m} = (\mathbf{P}^t \mathbf{P})^{-1} \mathbf{P}^t \mathbf{t}, \quad (3.11)$$

où \mathbf{m} représente la perturbation de « lenteur » du modèle, \mathbf{P} représente la matrice des dérivées partielles et \mathbf{t} , le temps de parcours des données.

S'il est supposé que les distributions de probabilité, à partir de laquelle les données de temps de parcours furent établies, ont une forme gaussienne, et que la matrice \mathbf{C} décrit la covariance, il peut alors être démontré que

$$\mathbf{m} = (\mathbf{P}^t \mathbf{C}^{-1} \mathbf{P})^{-1} \mathbf{P}^t \mathbf{C}^{-1} \mathbf{t}. \quad (3.12)$$

L'application telle quelle de ce type d'équation dans l'obtention des moindres carrés demanderait une grande quantité d'espace disque, surtout dans le cas où la matrice \mathbf{P} serait très large, ce qui est le cas ici. *Bastow (2005)* assume qu'il faut 4 octets pour une seule entrée de la matrice. Ainsi, il faudrait 134 Gb de RAM pour entreposer la matrice nécessaire à la présente étude soit de 183260x183260. L'inversion d'une telle matrice demanderait encore davantage de mémoire et de temps de traitement, rendant ainsi le processus lourd et difficile d'accès. En outre, le besoin de calculer de nombreuses inversions afin de pouvoir créer la courbe de compromis démontre la nécessité de trouver une approche différente et ainsi résoudre le problème de l'inversion. *VanDecar (1991)* profite plutôt de la faible densité

de la matrice de dérivation partielle, étant donné que la plupart des éléments sont nuls, en utilisant la méthode de gradients conjugués (*Hestenes et Stiefel, 1952*) qui ne requiert pas le stockage de l'ensemble de la matrice. Toutes les inversions présentées dans cette étude ont nécessité 2000 itérations bien que *VanDecar (1991)* considère que la solution devient convergente après seulement 200-300 itérations. En effet, selon lui, tout en prenant davantage de temps à calculer, en utiliser davantage ne mène nullement à une amélioration significative du modèle. Les progrès réalisés en informatique depuis les années '90, permettent de faire un plus grand nombre d'itérations en moins de temps que lors des travaux de *VanDecar (1991)*. Comme le temps requis par le processus d'inversion n'est plus un facteur aussi déterminant, il devient possible de travailler en utilisant un nombre d'itérations très élevé, soit de 2000 pour la présente étude, et d'obtenir un niveau de confiance supérieur quant aux résultats.

3.4 TEST DE RÉOLUTION

Il est important de s'assurer que la résolution du modèle permette une bonne correspondance entre les résultats de l'inversion et ce qui se trouve réellement sous la région à l'étude. Pour ce faire, un test de résolution doit être appliqué au modèle. Ce dernier est réalisé en générant un modèle artificiel (Figure 3.3a et Figure 3.3b) contenant des sphères ayant, en alternance, des anomalies de basse et de haute vitesse ($\pm 4\%$). Celles-ci ont un diamètre de 150 km, décrit par des fonctions gaussiennes, et sont placées à 150, 350, 550, 750 et 950 km de profondeur. Il suffit alors de faire passer les différents rayons à travers ce modèle en damier afin d'obtenir des données synthétiques de temps de parcours. Il devient ainsi possible de procéder à leur inversion dans le but de récupérer au maximum le modèle synthétique. L'approche en damier fournit, quant à elle, un guide utile pour l'évaluation de la fiabilité des résultats de l'inversion. Elle permet d'évaluer la sensibilité du modèle en mettant en évidence les régions ayant une bonne couverture de rayon, ainsi que la possibilité d'étalement (*smearing*) latéral et en profondeur des anomalies.

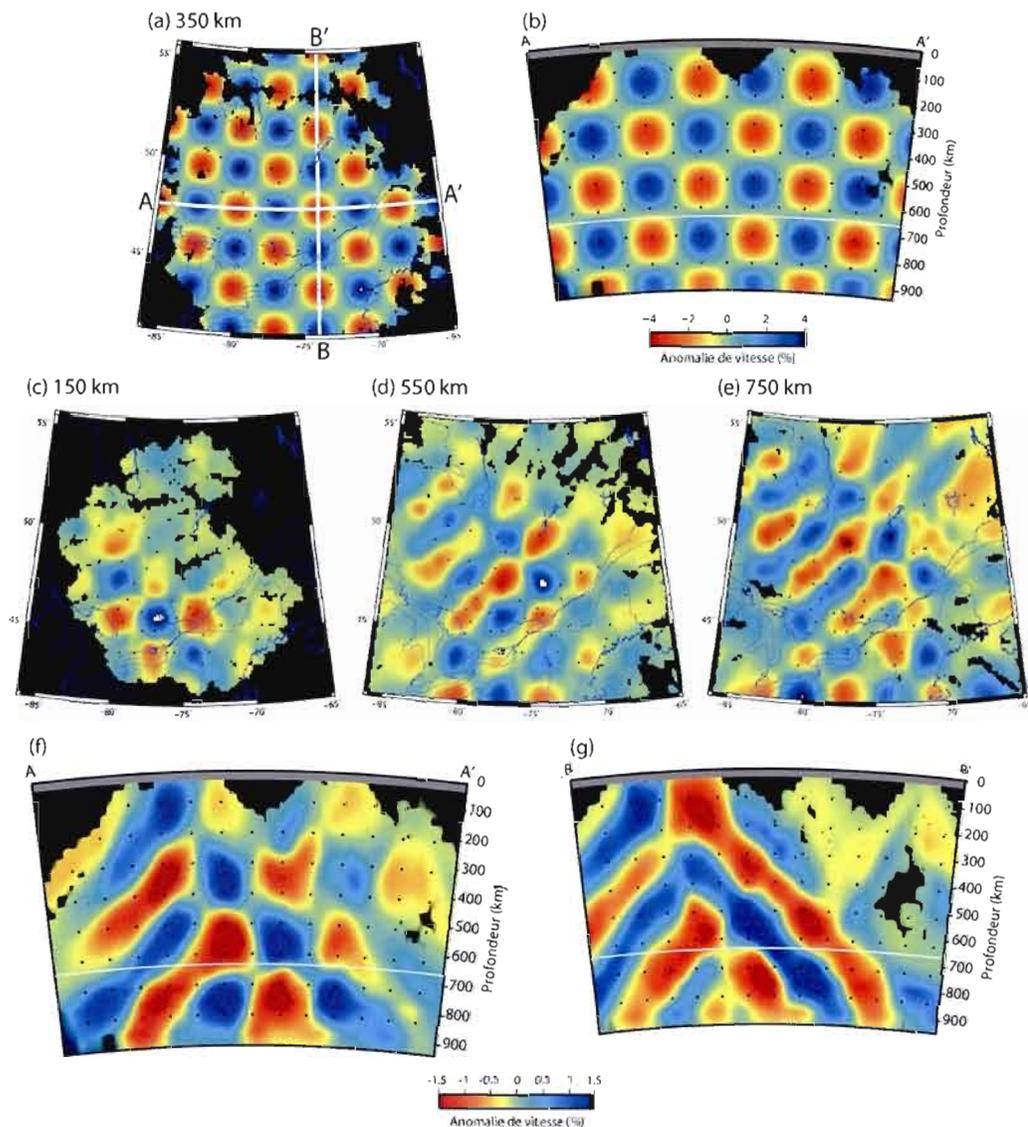


Figure 3.3: Test de résolution de l'inversion linéaire. (a) présente une tranche à travers le modèle synthétique en damier à 350 km de profondeur. (b) représente une coupe transversale (A-A') à travers le modèle entrant. Des sphères de 150 km de diamètre (définies par une fonction gaussienne) de $\pm 4\%$ d'anomalie de vitesse sont réparties en couches à des profondeurs de 150, 350, 550, 750 et 950 km dans le but de stimuler les hétérogénéités de vitesse se trouvant dans la partie supérieure du manteau sous la région à l'étude. (c), (d) et (e) sont des tranches horizontales prises à travers le modèle sortant, à des profondeurs de 150, 550 et 750 km. (f) et (g) sont des coupes transversales (A-A' et B-B' respectivement) du modèle sortant. La bande grise se trouvant au sommet des coupes transversales dissimule la partie supérieure du modèle qui ne peut être résolu là où les rayons sont pratiquement tous verticaux et parallèles les uns aux autres. Les zones ayant une très faible densité de rayon (moins de 10 rayons par 15 km^3) sont noires. L'emplacement des stations est représenté sur les tranches horizontales par de petits carrés noirs.

Lors des tests de résolution, le paramétrage du modèle ainsi que la régularisation de l'inversion restent identiques à ce qui est utilisé pour l'inversion des données observées. Le tracé des rayons se fait alors à travers une Terre à une seule dimension, tel que défini par la table de temps de parcours du modèle *iasp91*. Le bruit est également ajouté aux temps de parcours synthétiques, en tant que composante gaussienne de résidus d'erreur de temps. Le bruit des données réelles de cette étude est représenté par un écart type estimé par la méthode *mccc* (VanDecar & Crosson, 1990) à 0.12 s.

La Figure 3.3 présente les structures de vitesse récupérées à partir du test de résolution en damier. Les sphères extraites sont presque toutes distinctes les unes des autres et séparées par des anomalies se rapprochant de zéro. Cela indique que la résolution latérale est satisfaisante jusqu'à un minimum de 550 km de profondeur. Il est également possible d'observer un certain étalement vertical des données, surtout en profondeur, dans la partie sud-ouest de la région (Figure 3.3f et Figure 3.3g). La présence d'étalement n'est jamais souhaitable, car il peut en résulter la génération d'artéfacts pouvant être pris pour des structures réelles. Il est donc toujours important d'estimer quantitativement la gravité de l'étalement et de porter une attention particulière à cette source d'erreur, afin d'obtenir une fiabilité des résultats qui soit convenable.

La valeur de cette approche en damier, lors de l'évaluation de la résolution du modèle, est cependant limitée. En effet, les structures à petite échelle constituant le modèle en damier ne sont pas nécessairement représentatives des structures réelles existantes sous la zone d'étude (Bastow, 2005). De plus, il n'est pas si simple d'évaluer la valeur des amplitudes récupérées lors d'une inversion. Pour autant, une bonne résolution des différentes structures ne signifie pas que ces dernières seront toutes aussi bien récupérées par le modèle à une échelle différente. Selon Lévêque et al. (1993), de graves erreurs d'interprétation peuvent également être commises par l'utilisation de cette approche. La source de ces erreurs serait la manière arbitraire de choisir le modèle utilisé pour l'inversion. Ils apportent de plus l'idée que cette méthode puisse bien capter des structures

plus petites alors que certaines, beaucoup plus grandes, resteraient très mal définies. D'autres tests de résolution, n'ayant pas été utilisés dans le cadre de ce mémoire, peuvent aider à pallier les défauts de l'approche en damier, en donnant des résultats plus réalistes (Bastow, 2005; Frederiksen et al., 2007). Ces autres approches permettent de vérifier la fiabilité de certaines fonctionnalités du modèle. Ainsi, il est possible d'insérer une zone de haute vitesse, ou encore un panache de basse vitesse dans le modèle et d'observer si les résultats du dit test sont compatibles avec les données réelles.

3.5 RÉSUMÉ

La tomographie sismique a été introduite dans ce chapitre. Il fut aussi fait mention de la supériorité de la méthode de *VanDecar (1991)* par rapport aux techniques d'analyse tomographique plus anciennes. Le pouvoir de résolution des données télésismiques décrites au chapitre 2 a de plus été évalué grâce à l'inversion d'un modèle synthétique. Le résultat de cette inversion préfigure une résolution d'image prometteuse pour les étapes subséquentes. Il sera question, dans le prochain chapitre, des résultats obtenus par l'inversion des données observées.

CHAPITRE IV

MODÈLE DE VITESSE DU MANTEAU SUPÉRIEUR DU NORD-EST DE L'AMÉRIQUE DU NORD

Ce chapitre présente les résultats de l'inversion des données de temps de parcours enregistrées entre octobre 2007 et décembre 2009 pour le modèle sélectionné. On y trouve également une description du modèle ABIG et des principales anomalies de vitesse observées.

4.1 RÉGULARISATION

La Figure 4.1 présente la courbe de compromis, ajustée aux données, entre la RMS de la réduction des temps de parcours résiduels, et la rugosité du modèle. Les niveaux d'aplanissement ($\lambda = \lambda_{flat}$ dans l'équation 3.6) et de lissage ($\lambda = \lambda_{smooth}$) ont été choisis de manière à ce que chacun des termes, s'il est appliqué seul, produise la même RMS de la réduction des temps de parcours résiduels que l'autre. L'échelle absolue de la réduction résiduelle est sensible à la sélection des données. Il ne faut donc pas accorder d'importance aux valeurs individuelles, mais plutôt à la forme de la courbe (*VanDecar, 1991*). Le plus grand compromis entre la rugosité du modèle et la réduction des résidus se trouve entre les niveaux de régularisation A et H. Lorsqu'on applique des valeurs d'aplanissement et de lissage plus faibles, la rugosité du modèle de vitesse augmente rapidement, sans

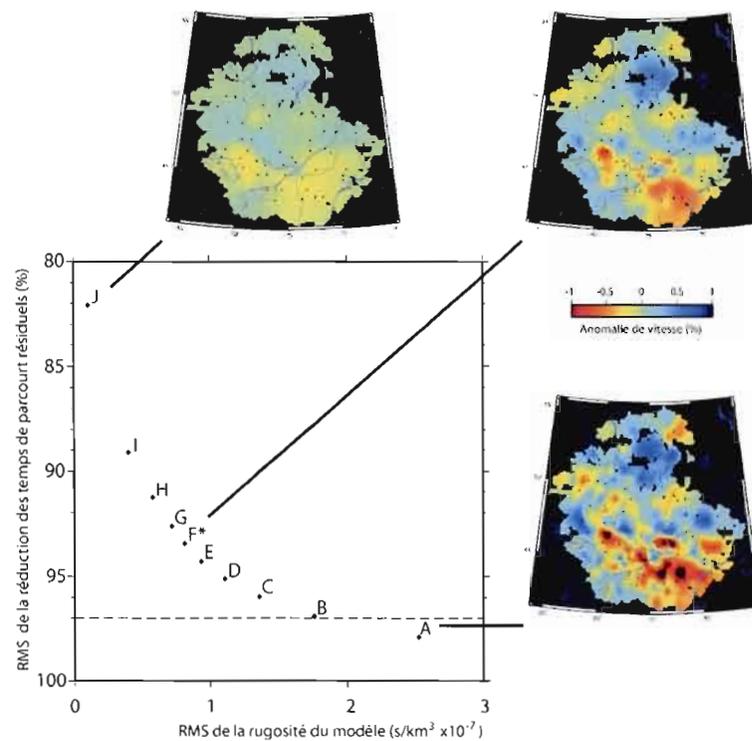


Figure 4.1 : Compromis entre la réduction des temps d'arrivée résiduel et la rugosité du modèle pour différentes inversions linéaires du modèle ABIG. Les lettres A à J réfèrent aux différents paramétrages de lissage et d'aplanissement qui sont présentés dans le Tableau 4.1. La ligne horizontale à 97% indique l'erreur type des données, dérivée de la méthode mccc (VanDecar & Crosson, 1990). Les tranches, prises à une profondeur de 200 km, démontrent comment une modification dans le niveau de régularisation peut changer l'image obtenue par le modèle tomographique.

Tableau 4.1 : Paramètres d'aplanissement et de lissage (λ_{flat} et λ_{smooth} dans l'Équation 3.6) utilisés afin de construire la courbe de compromis (Figure 4.1). Les paramètres choisis sont ceux du groupe F. La colonne % réfère à la RMS de la réduction des temps d'arrivée relatifs résiduels obtenus pour chacune des inversions.

	Aplanissement	Lissage	%
A	300	5 833	97,92
B	600	11 666	96,91
C	900	17 500	95,96
D	1 200	23 332	95,13
E	1 500	29 165	94,28
F*	1 800	35 000	93,44
G	2 100	40 831	92,64
H	2 700	52 497	91,26
I	3 900	75 829	89,1
J	12 000	233 320	82,1

amélioration du modèle quant à l'ajustement aux données observées. Avec des valeurs plus élevées, l'ajustement aux données s'affaiblit considérablement pour chaque petit changement dans la rugosité du modèle.

Les modèles calculés pour cette étude prennent en compte environ 93% (entre 0,41 et 0,03 seconde) de la réduction des RMS des temps d'arrivée résiduels relatifs. La RMS de l'estimation d'erreurs des données, environ 0,12 s, calculée par le mccc (*VanDecar & Crosson*) à la Section 2.6, est donc considérée de manière optimiste pour l'ajustement du modèle aux données observées.

4.2 RÉSULTATS

L'inversion des données de temps de parcours du modèle final (ABIG) est régularisée selon les paramètres de **F** (Tableau 4.1). La sélection du modèle détaillé s'appuie sur deux critères. D'abord, envisager comme étant optimiste, les estimations d'erreurs standards des données, dérivées de la méthode mccc (*VanDecar & Crosson, 1990*). Puis, effectuer la sélection sur le genou de la courbe de compromis, tel qu'expliqué à la Section 3.3.

Les Figure 4.2, Figure 4.3 et Figure 4.4 présentent des tranches horizontales à travers le modèle ABIG. La Figure 4.5 présente, quant à elle, quatre coupes transversales passant au travers du modèle. Il est possible d'observer plusieurs anomalies de vitesse, autant rapides que lentes. Certaines de ces anomalies semblent plus importantes que d'autres. Dans le cas de la zone d'étude, il s'agit d'un corridor de faible vitesse (CFV sur la Figure 4.2) situé dans la partie sud; d'une zone de haute vitesse (HV1 sur la Figure 4.2) dans la partie nord; ainsi qu'un corridor de haute vitesse (HV2 sur la Figure 4.3) situé en profondeur dans le centre-ouest de la région.

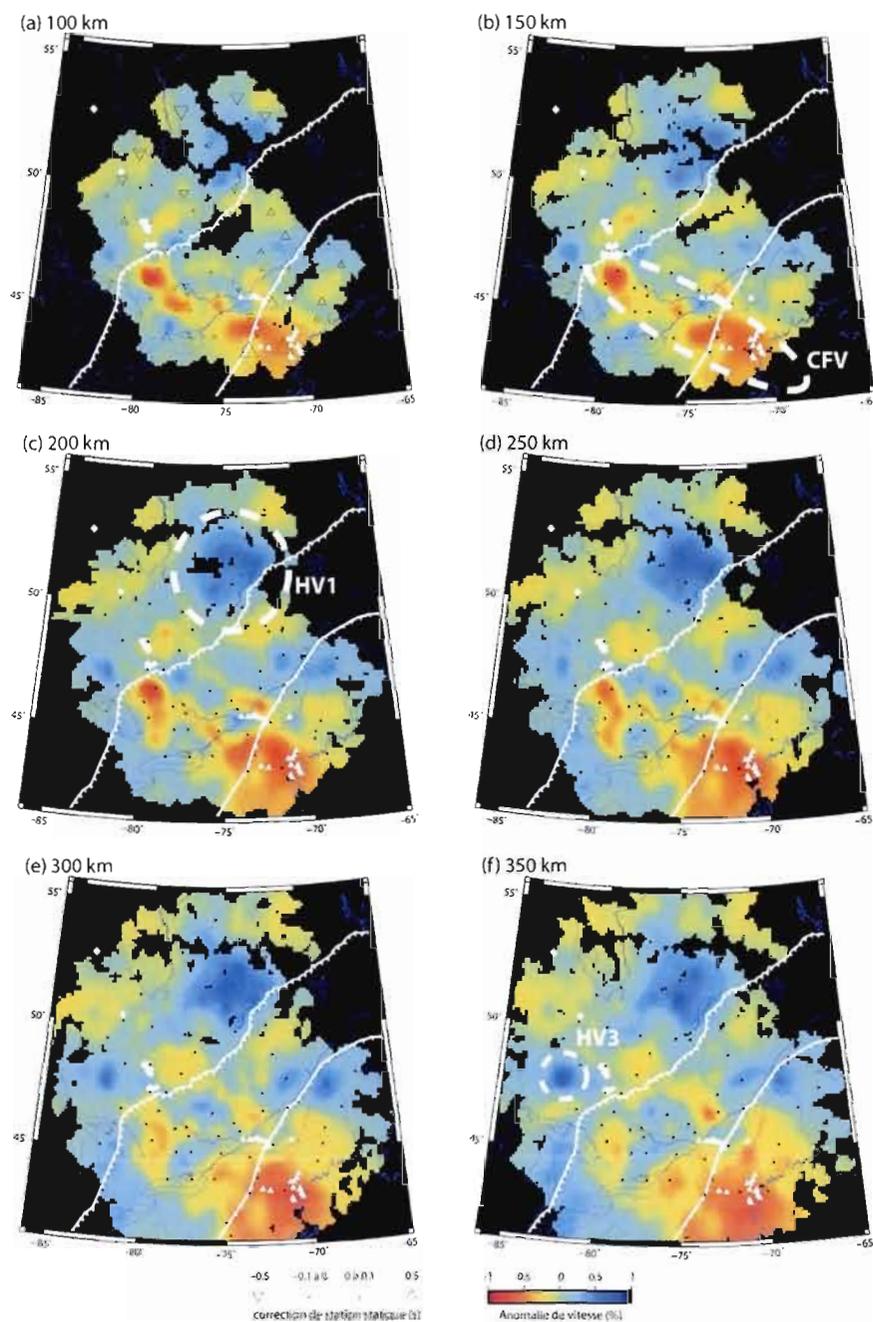


Figure 4.2 : Tranches du modèle de vitesse ABIG pour le haut du manteau supérieur à (a) 100, (b) 150, (c) 200, (d) 250, (e) 300 et (f) 350 km de profondeur. (a) présente également les corrections de station statique (Section 3.1). CFV correspond à un corridor de faible vitesse pouvant être observé entre 100 et 300 km de profondeur dans le nord-ouest, mais s'étendant jusqu'à 900 km de profondeur dans le sud-est. HV1 correspond à une anomalie de haute vitesse de grande échelle, observée entre 100 et 450 km de profondeur. HV3 correspond à un alignement vertical de plusieurs petites anomalies. Les lignes blanches représentent le Front de Grenville, au nord-ouest, et le Front appalachien, au sud-est. Les losanges blancs représentent les champs de kimberlites et les triangles blancs, les intrusions magmatiques du mésozoïque. Les triangles noirs, pour leur part, indiquent l'emplacement des stations sismiques utilisées.

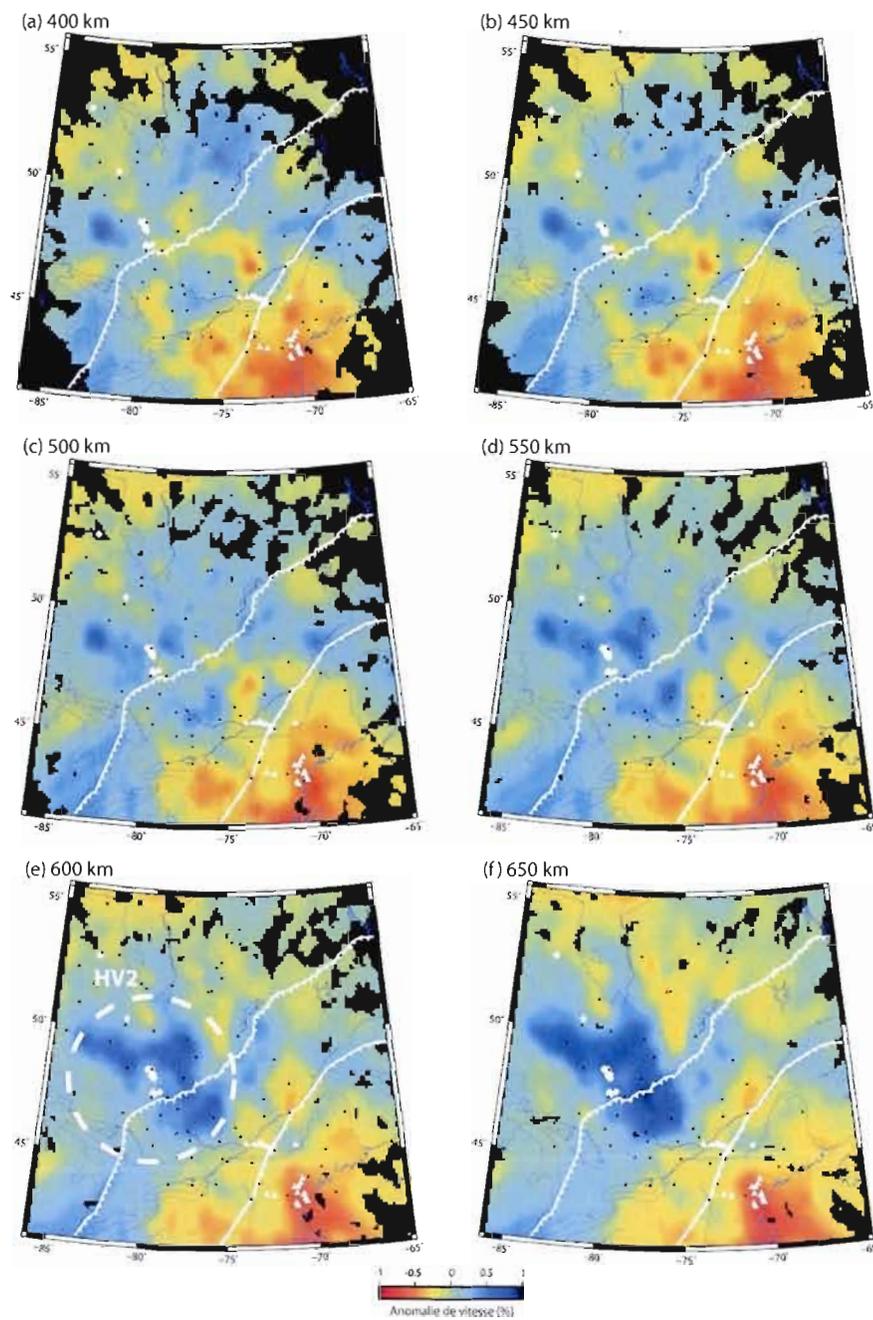


Figure 4.3 : Tranches du modèle de vitesse ABIG pour le bas du manteau supérieur à (a) 400, (b) 450, (c) 500, (d) 550, (e) 600 et (f) 650 km de profondeur. HV2 correspond à une anomalie de haute vitesse, de grande échelle, observée entre 500 et 950 km de profondeur.

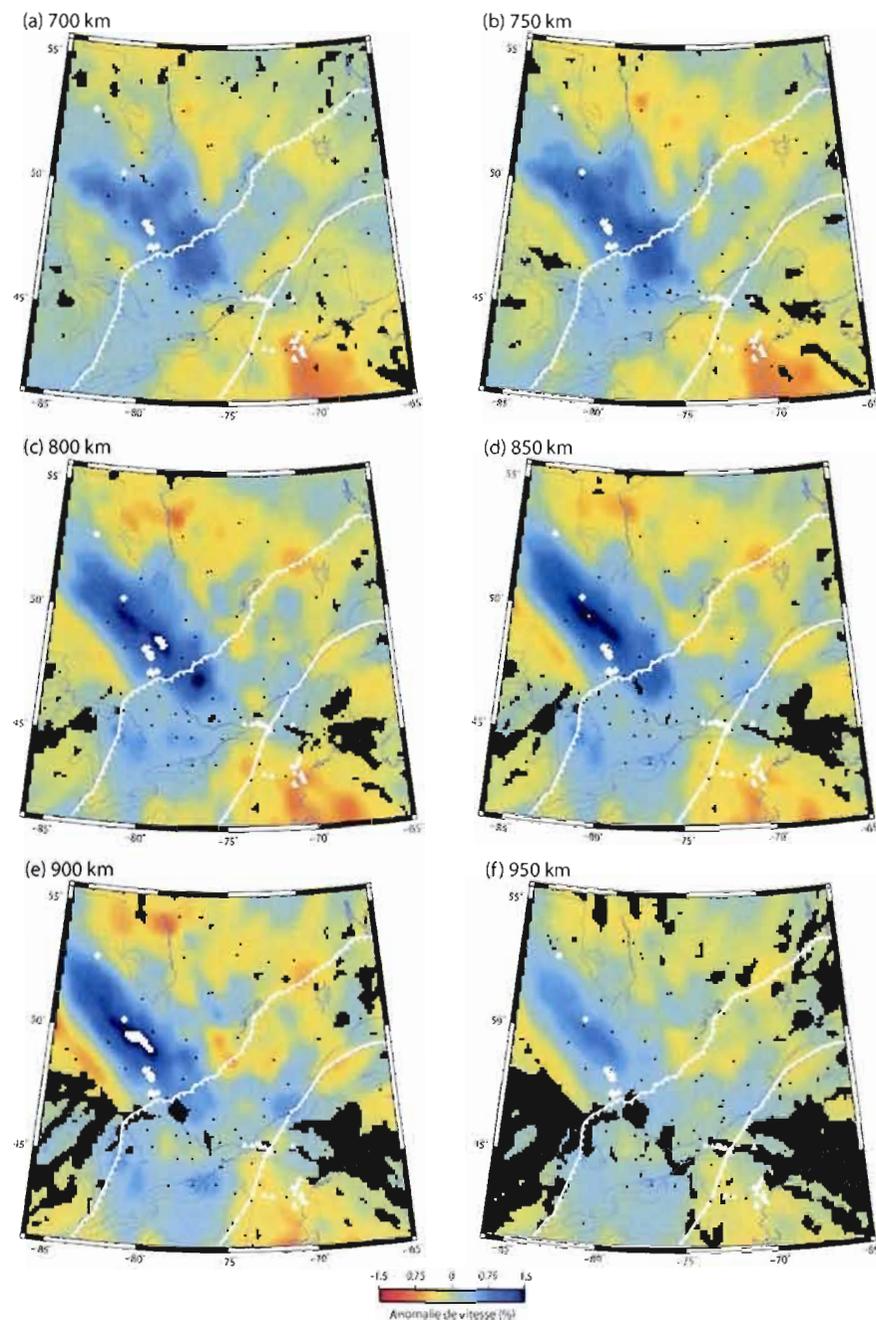


Figure 4.4 : Tranches du modèle de vitesse ABIG pour le manteau inférieur à (a) 700, (b) 750, (c) 800, (d) 850, (e) 900 et (f) 950 km de profondeur. L'échelle passe de $\pm 1\%$, pour les tranches précédentes, à $\pm 1,5\%$, pour celles présentées plus haut, afin d'éviter qu'il y ait saturation.

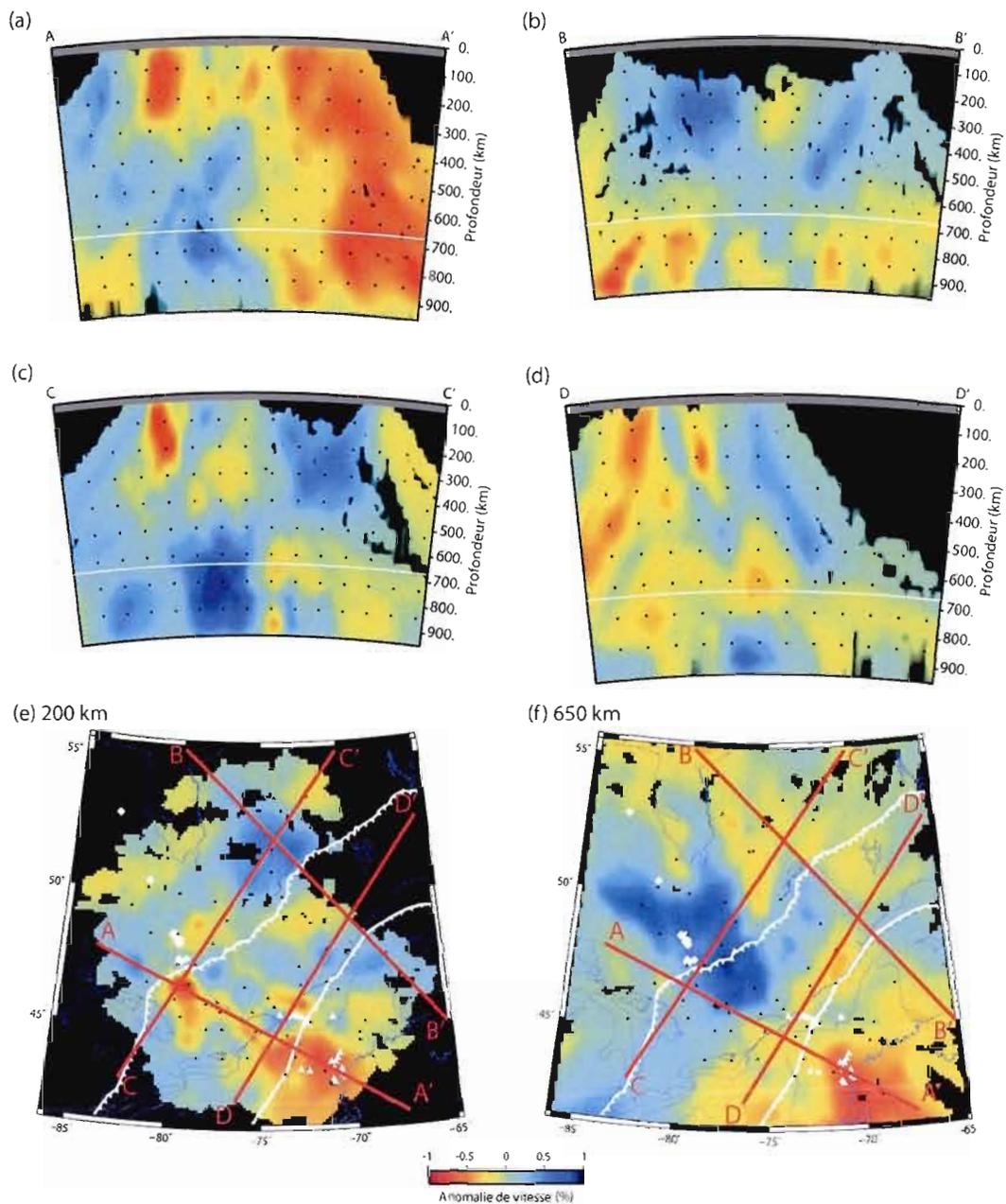


Figure 4.5 : Coupes transversales au travers du modèle ABIG. La coupe (a) longe le corridor de faible vitesse CFV; la coupe (b) traverse HV1; la coupe (c) se trouve perpendiculaire à CFV et traverse les anomalies de haute vitesse HV1 et HV2; et finalement, la coupe (d) traverse CFV. Les tranches (e) et (f) indiquent l'emplacement des coupes transversales à 200 et 650 km de profondeur. La ligne blanche, présente à 660 km de profondeur sur les coupes transversales, indique la limite de transition entre le manteau supérieur et le manteau inférieur.

4.2.1 CORRIDOR DE FAIBLE VITESSE (CFV)

Il est possible d'observer une zone d'anomalies de faible vitesse ($\delta V_p/V_p$ entre -1,0 et -0,25%, par rapport à la moyenne régionale, Figure 4.2a) dans la partie sud de la zone d'étude. Elle ne semble pas pénétrer à l'intérieur de la Province du Supérieur. Ce corridor, à peu près linéaire, est perpendiculaire au front de Grenville (Figure 4.6) et légèrement incliné vers le nord-est (Figure 4.5c). Il semble composé de plusieurs anomalies de très faible vitesse, liées entre elles par des zones de vitesse modérément basse. Dans le nord-ouest de la zone d'étude, il est possible d'observer ce corridor entre 100 et 300 km de profondeur. Toutefois, il descend jusqu'à 900 km de profondeur lorsqu'il traverse le Front appalachien, dans sa portion sud-est (Figure 4.5a et Figure 4.5d). Sur chacun des flancs de cette anomalie de faible vitesse, il est possible d'observer (Figure 4.2) de petites zones correspondant à des structures de plus forte vitesse ($\delta V_p/V_p$ entre 0,25 et 0,5%). Les tests de résolution, présentés au Chapitre 3, indiquent la présence d'étalement vers le sud et vers l'ouest, dans la zone où se situe CFV. Il est donc fort possible que la circonscription de ce corridor de faible vitesse soit biaisée. Ainsi, l'interprétation de ces anomalies devra être faite avec prudence.

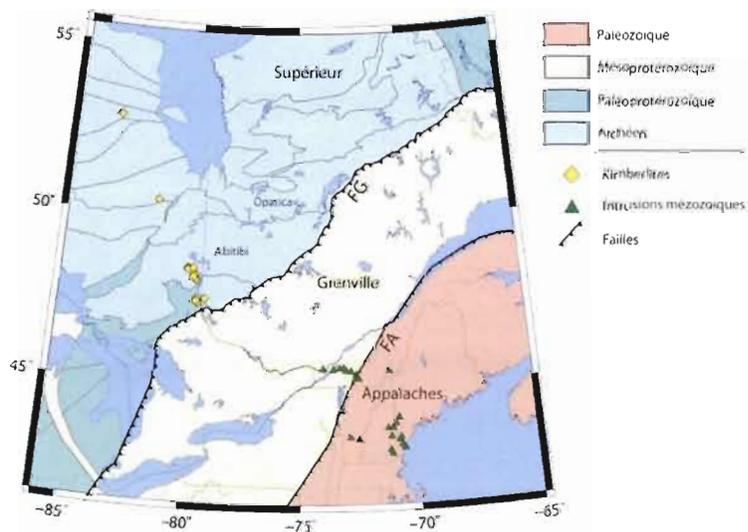


Figure 4.6 : Carte géologique simplifiée de la région à l'étude. FG = front de Grenville; FA = front appalachien.

4.2.2 ANOMALIE DE HAUTE VITESSE (HV1)

Une anomalie de haute vitesse (HV1, δV_p entre 0,25 et 0,75%, Figure 4.2c) se trouve dans le nord de la région à l'étude. Son emplacement coïncide avec le terrane d'Opatica. Les coupes transversales (Figure 4.5b et Figure 4.5c) présentent cette anomalie comme un sphéroïde d'environ 300 km de diamètre, contenu entre 100 et 450 km de profondeur. Les tests de résolution ne présentant aucun indice d'étalement, il est donc raisonnable de croire que l'emplacement et la superficie de cette anomalie soient avérés.

4.2.3 CORRIDOR DE HAUTE VITESSE (HV2)

La seconde zone d'anomalie de haute vitesse (HV2, δV_p entre 0,5 et 1,5%, Figure 4.3e et Figure 4.4) semble être, quant à elle, un corridor quasi cylindrique (Figure 4.7) et linéaire, de direction NO-SE, dans le centre-ouest de la région à l'étude. Ses dimensions sont estimées à 400 – 500 km de diamètre et d'environ 800 – 900 km de longueur. Cette anomalie se trouve à un niveau plus profond que les autres anomalies. Sa limite supérieure se trouve aux alentours de 500 km. Toutefois, il est difficile de connaître la limite

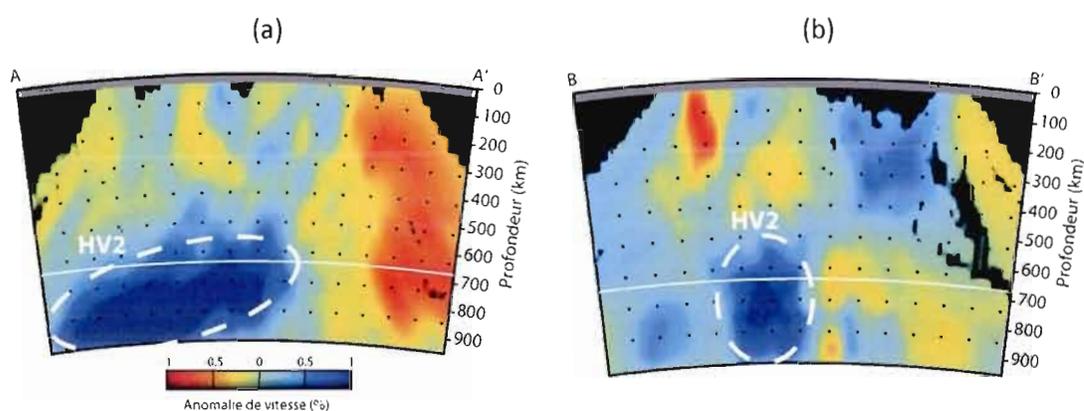


Figure 4.7 : Coupe transversale de l'anomalie de haute vitesse HV2. (a) est parallèle au corridor d'anomalie (A = 52°N 86°W; A' = 42°N 69°W) et **(b)** est à peu près perpendiculaire (B = 43°N 82°W; B' = 55°N 70°W).

d'extension en profondeur, parce qu'il atteint la limite inférieure de résolution du modèle ABIG. Sa portion nord-ouest est bordée de deux anomalies de faible vitesse. Comme pour le corridor CFV, situé environ 200 km au-dessus, la présence d'étalement vers le sud et vers l'ouest commande une certaine prudence dans l'interprétation de la zone. Néanmoins, comme l'élongation du corridor est horizontale, son étirement peut être jugé fiable.

4.2.4 AUTRES ANOMALIES DE VITESSE

D'autres anomalies, beaucoup plus petites cependant, sont également visibles dans le modèle. Il y a, entre autres, une série de petites anomalies de haute vitesse (HV3, $\delta V_p/V_p$ entre 0,5 et 0,75%, Figure 4.8), d'environ 100 km de diamètre, s'étalant entre la zone structurale de Kapuskasing, à la surface, et HV2, à environ 700 km de profondeur. À première vue, ces anomalies semblent reliées entre elles, mais la présence d'étalement vers le nord (Figure 4.8b) pourrait contribuer à créer cette illusion. Ainsi, bien que ces anomalies descendent jusqu'à HV2, il ne semble pas qu'elles y soient reliées.

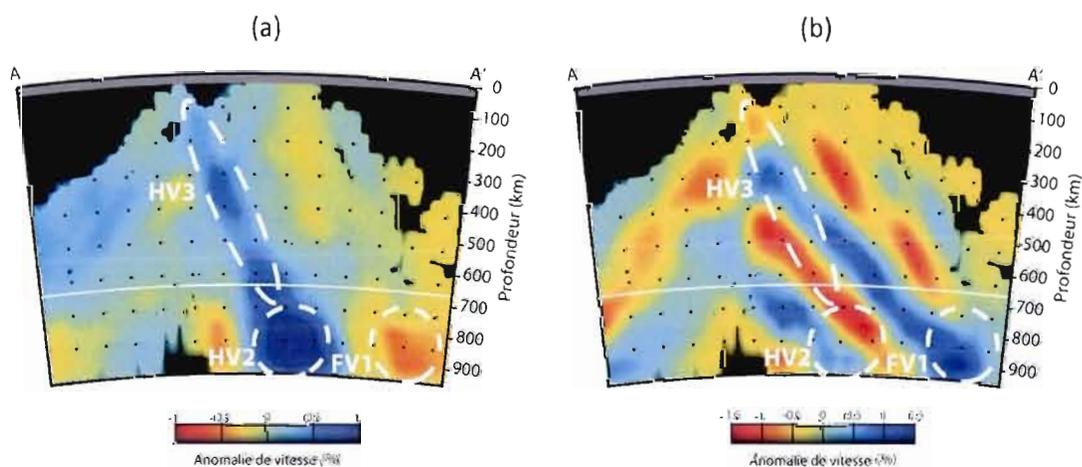


Figure 4.8 : Tranche et coupes transversales des anomalies HV3 et FV1. (a) et (b), présentent respectivement des coupes transversales à travers le modèle ABIG et le test de résolution de l'inversion linéaire, appliqué sur les données à la Section 3.4, pour HV3 et FV1 (A = 42°N 82,5°W; A' = 55,5°N 82°W). HV2 y est également représenté.

L'anomalie HV2 est bordée par deux anomalies de faible vitesse. L'une, située au sud-ouest de HV2, lui semble directement reliée. L'autre, au nord-est, entre 750 et 900 km (FV1, δV_p entre -0,5 et -1,0%, Figure 4.8a), est plus diffuse. À cet égard, malgré sa proximité avec HV2, son caractère différent ne permet pas d'affirmer avec certitude qu'elle y est reliée. Finalement, ces anomalies de faible vitesse situées en bordure de la région couverte par l'étude doivent être interprétées avec la plus grande prudence.

4.3 RÉSUMÉ

Ce chapitre présente l'application de la régularisation de la procédure d'inversion linéaire des moindres-carrées de *VanDecar (1991)*, expliquée au Chapitre 3. Cette régularisation permet d'illustrer les structures de vitesse des ondes P. Les images tomographiques montrent une hétérogénéité significative de la vitesse du manteau supérieur sous le nord-est de l'Amérique du Nord. De plus, les anomalies observées sont de l'ordre de $\pm 1\%$ dans le manteau supérieur et de $\pm 1,5\%$ dans le manteau inférieur. Dans le prochain chapitre, les images tomographiques seront analysées attentivement. Elles seront également comparées avec les données de différentes analyses, récoltées au cours des dernières années dans cette même région.

CHAPITRE V

DISCUSSION

Ce chapitre présente une analyse ainsi qu'une interprétation des images tomographiques présentées au Chapitre 4. Les résultats obtenus par la procédure d'inversion linéaire des moindres carrées de *VanDecar (1991)* sont également comparés avec les résultats de travaux antérieurs menés à proximité de la région à l'étude.

5.1 CAUSES DE L'HÉTÉROGÉNÉITÉ SÉISMIQUE DANS LE MANTEAU

Les images tomographiques, présentées au Chapitre 4, ont montré une hétérogénéité significative de la vitesse des ondes sismiques dans le manteau supérieur sous le nord-Est de l'Amérique du Nord. Cependant il n'est pas simple de déterminer la cause des hétérogénéités sismiques à l'intérieur de la lithosphère et du manteau, étant donné qu'un certain nombre de facteurs peuvent affecter la vitesse sismique (*Bastow, 2005*). Parmi ces facteurs, il y a d'abord la température, qui est l'un de principaux paramètres contrôlant la dynamique et la rhéologie du manteau (*Goes et al., 2000*). Par contre, à cause de sa sensibilité à la vitesse sismique, la température diminue, entre autres, avec la progression en profondeur (*Cammarano et al., 2003*). Par exemple, le long d'un adiabat de 1300°C dans le manteau, cette sensibilité serait de $-0,75 \pm 0,15\%$ / 100°C à ≈ 200 km de profondeur et diminuerait jusqu'à $-0,23 \pm 0,05\%$ / 100°C à ≈ 800 km.

Deuxièmement, la composition du matériel joue un rôle dans les variations de vitesse. Cependant, selon *Rondenay et al. (2000a)*, son apport ne semblerait pas dépasser 1% de la variation dans le manteau supérieur, ce qui devient négligeable, à moins qu'il n'y ait appauvrissement ou enrichissement en fer ou en magnésium d'une partie du matériel. Toutefois, *Griffin et al. (1998 in Goes et al., 2000)* affirment, quant à eux, que les variations de composition dans le manteau lithosphérique continental pourraient expliquer une bonne part des anomalies de vitesse observées. À de plus grandes profondeurs cependant, le rôle de la composition devient plus important à cause de la diminution de la sensibilité à la température, comme mentionné précédemment (*Cammarano et al. 2003*).

Troisièmement, la présence de fusion partielle ou d'eau dans le système peut également affecter la vitesse sismique (*Sobolev et al. 1996*). En effet, la déshydratation des minéraux hydratés à l'intérieur d'une croûte en subduction tend à diminuer le solidus du manteau, entraînant ainsi la fusion du matériel mantellique situé en dessous (*Kelley et al., 2006*). La fusion partielle réduirait alors le contraste de température nécessaire à l'explication des anomalies de vitesse (*Bastow, 2005*).

Finalement, la présence d'anisotropie peut également jouer un rôle dans la variation de la vitesse de propagation des ondes (*Rondenay et al., 2000a*). Le modèle tomographique utilisé dans le cadre de cette étude assume que les structures de vitesse sont isotropes. Selon *Goes et al. (2000)*, la présence d'anisotropie biaise l'estimé de la vitesse obtenue par ce type de modèle dans les régions où les azimuts arrière, pour chaque événement sismique, ne sont pas suffisamment bien répartis autour du globe. Ces régions sont habituellement celles où l'on retrouve de l'étalement, et où la résolution est moindre, comme c'est le cas le long des bordures de la région à l'étude.

5.2 CONTRASTE ENTRE LES MANTEAUX ARCHÉEN ET PROTÉROZOÏQUE

Les résultats présentés au Chapitre 4 ne montrent aucune différence notable de la vitesse des ondes sismiques dans le manteau au travers du Front de Grenville. Ainsi, pour les provinces du Supérieur et de Grenville, les variations dans la vitesse à l'intérieur d'une même province ne sont pas plus grandes que celles entre ces dernières, à l'exception, bien entendu, des quelques anomalies ayant été détaillées à la Section 4.2. En effet, la vitesse moyenne, autant pour la Province du Supérieur que pour celle de Grenville, serait d'environ 0,1% plus rapide que la moyenne régionale avec, dans les deux cas, une variation interne d'environ 0,6%. Ces résultats sont également visibles dans différentes études antérieures. Or, tel que précité à la Section 1.1, une étude menée autour de la baie d'Hudson, par *Darbyshire et Eaton (2010)*, montre qu'il n'y a pas de relation claire entre l'âge de la croûte et les propriétés sismologiques de la lithosphère, dans l'intervalle située entre l'Archéen et le Protérozoïque. Des études menées sur différents cratons à travers le monde (*Simons et al., 1999* pour l'Australie; *Bruneton et al., 2004* pour la Scandinavie) donnent des résultats analogues.

À la lumière de ces résultats, *Darbyshire et Eaton (2010)* suggèrent que l'absence de différence puisse avoir deux causes possibles. La première serait un processus de formation et d'évolution des racines lithosphériques qui serait similaire pour les deux époques; la deuxième serait le fait que la racine protérozoïque de la Province de Grenville soit en fait composée de matériaux initialement formés sous le craton archéen de la Province du Supérieur. *Mareschal et al. (1995)* expliquent également que l'anisotropie, mesurée à partir de relevés magnétotelluriques, reste constante de part et d'autre du front de Grenville. Ils interprètent ceci comme étant dû à la présence de matériels mantelliques, d'âge archéen, s'étendant sur une bonne distance, soit 140 km (*Winardhi & Mereu, 1997; White et al., 2000*) sous la Province de Grenville. *Sénéchal et al. (1996)*, grâce à la biréfringence des ondes S, obtiennent des directions d'anisotropie semblables et en viennent à la même conclusion. Des études de flux thermiques, menées par *Mareschal et al. (2000)* montrent un

phénomène semblable. Finalement, dans l'interprétation de leur modèle continental, *Bedle & van der Lee (2009)*, associent les deux provinces, soit celles du Supérieur et de Grenville, à la lithosphère du craton nord-américain. Cette association s'appuie justement sur les fortes similitudes des propriétés sismiques de ces deux provinces. Selon eux, la limite orientale du craton serait le Front appalachien, et non le Front de Grenville comme il est généralement admis.

5.3 CONTRASTE ENTRE LES MANTEAUX PRÉCAMBRIEN ET PALÉOZOÏQUE

Il en va autrement pour ce qui est de la relation entre les propriétés des provinces précambriennes et paléozoïques, situées de part et d'autre du front appalachien (voir Figure 1.2). Le contraste entre les deux zones se voit d'abord dans les propriétés des lithosphères respectives. En effet, la lithosphère précambrienne est beaucoup plus épaisse (archéen \approx 200 km, protérozoïque \approx 175 km, *Bedle et van der Lee, 2009*) que celle d'âge paléozoïque (\approx 100 km, *Li et al., 2002*). De plus, les Figures 4.3 et 4.4, de même que la coupe transversale (a) de la Figure 4.5, montrent une délimitation claire et nette entre la vitesse moyenne de la Province de Grenville, environ 0,15% plus rapide que la moyenne régionale, et celle de la Province des Appalaches qui est environ 0,45% plus lente que la moyenne régionale. Ainsi, ce qui fut interprété à la l'Article 4.2.1, comme étant la continuité, en profondeur, du corridor de faible vitesse (CFV), semble plutôt représenter la vitesse moyenne de la Province des Appalaches toute entière. Cependant, une portion de cette anomalie de faible vitesse doit également représenter la continuité de CFV.

Selon *Nataf et Ricard (1996)*, la formule

$$\frac{1}{V_p} \frac{\delta V_p}{\delta T} = -0,9 \times 10^{-4} \text{ K}^{-1}$$

permet le calcul de variation de température en fonction du pourcentage d'anomalie obtenu pour une analyse tomographique des ondes P. Ainsi, à pression constante, une

diminution de la vitesse de 0,9% correspondrait à une augmentation de la température mantellique de 100°C. Considérant que la vitesse moyenne du matériel situé dans le manteau paléozoïque est de -0,45% et que celle du manteau précambrien est de 0.1%, toujours par rapport à la moyenne régionale, la différence de température entre ces deux zones serait, en moyenne, de 60°C. Le minimum de température dans le manteau paléozoïque, là où l'anomalie de faible vitesse est à son maximum, soit à -0,9%, se trouverait donc à être d'environ 100°C au-dessus de la moyenne, et ce, dans la mesure où ces anomalies sont entièrement dues à une variation de température. La différence entre la vitesse moyenne pour le manteau paléozoïque et l'anomalie de -0,9% pourrait signifier que cette dernière aurait une provenance différente de celle du matériel environnant, ce dont il sera question à la prochaine section.

Van der Lee et Nolet (1997) suggèrent, grâce au modèle NA95, que la zone de faible vitesse résulte de l'hydratation du manteau, associée à la subduction de l'océan Iapetus, il y a environ 400 Ma. *van der Lee et al. (2008)* ajoutent à cela, suite à l'analyse du modèle tomographique NA04, la proposition que la provenance du phénomène d'hydratation soit beaucoup plus profonde. En fait, selon eux, il serait possible qu'une plaque en subduction conserve une partie de son hydratation, au-delà des 150 premiers kilomètres durant lesquels elle subit une phase de déshydratation majeure. Ainsi, deux plaques en subduction pourraient avoir contribué à la diminution de la vitesse du matériel situé sous les Appalaches : une plaque reliée à la subduction de l'Océan Iapetus sous Laurussia, lors de l'orogénie acadienne au Paléozoïque; de même que la plaque de Farallon, subductée durant le Mésozoïque sous l'ouest de l'Amérique du Nord, à partir de l'Océan Pacifique. La théorie de la subduction d'âge paléozoïque serait cependant plus hasardeuse, selon *van der Lee et al. (2008)*, étant donné qu'il est difficile d'expliquer comment le bas du manteau supérieur aurait pu rester avec le continent sus-jacent. Étant donnée la vitesse à laquelle se déplace la plaque nord-américaine, il est peu probable que l'entièreté du manteau supérieur y soit restée attachée pendant une période dépassant 100 Ma (*VanDecar et al., 1995* in *van der Lee et al., 2008*). La théorie reliée à la subduction de la plaque Farallon est cependant

plausible. En effet, de nombreuses études à l'échelle continentale (p.ex. *Grand, 1997; Forte et al., 2010; Sigloch, 2011*) présentent une zone d'anomalie de haute vitesse sous l'est de l'Amérique du Nord qu'ils interprètent comme étant les restes subductés de l'ancienne plaque Farallon.

Par contre, les modèles tomographiques NA95 et NA04 sont basés sur un modèle de référence global. Leurs anomalies de faibles vitesses, situées sous la croûte paléozoïque, représentent du matériel lent, par rapport à la référence globale. Cependant, les anomalies de faibles vitesses, imagées par le modèle ABIG, sont basées sur la moyenne régionale, légèrement rapide par rapport au modèle global. Par conséquent, comme il a été expliqué au Chapitre 2, ce qui est lent sur le modèle ABIG n'est probablement que « moins rapide » par rapport au modèle global. Il incombe donc de faire très attention lors de leur comparaison. S'il est hasardeux de se fier à une comparaison directe entre les modèles globaux et le modèle ABIG, les interprétations de *van der Lee et Nolet (1997)* et de *van der Lee et al. (2008)* ne sont pas pour autant écartées.

Une autre théorie, expliquant la présence de matériel de faible vitesse sous la croûte d'âge paléozoïque, implique l'idée que la lithosphère paléozoïque serait beaucoup plus mince que celle des provinces précambriennes, soit en moyenne ≈ 100 km contre 175-200 km. *Levin et al. (2000b)*, proposent que ce contraste latéral soit dû à une délamination de la lithosphère ayant eu lieu lors de l'orogénèse acadienne, au paléozoïque. Comme il est démontré à la Figure 5.1, suite à la collision initiale, le matériel lithosphérique, plus dense que le matériel adjacent, continue de subduire. La retraite de la dalle (« slab ») s'éloignant de l'orogène induit une extension horizontale de l'asthénosphère au fur et à mesure qu'il remplit le vide laissé par la délamination de la lithosphère.

Les images obtenues grâce au modèle ABIG indiquent la présence de matériel ayant une plus faible vitesse seulement à partir de 150 ou 200 km de profondeur (Figure 4.3).

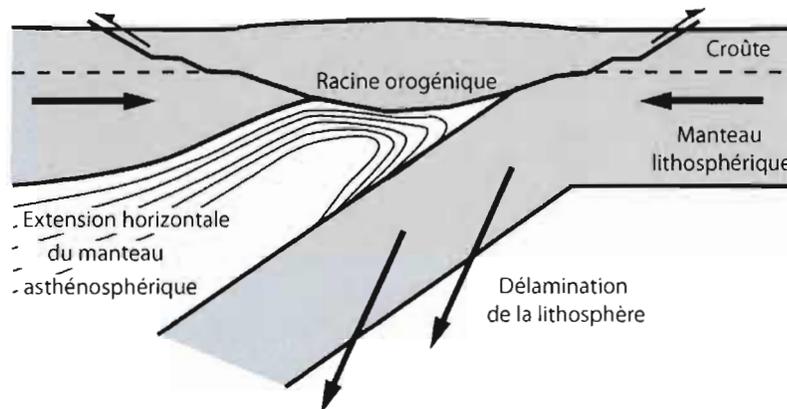


Figure 5.1 : Modèle d'amincissement de la lithosphère par délamination sous un orogène convergent. Les minces lignes dans le manteau supérieur représentent la déformation de l'extension horizontale de l'asthénosphère. (traduit de *Levin et al., 2000b*)

Cette apparition de matériel de plus faible vitesse pourrait indiquer la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère sous la croûte paléozoïque. La présence de trace d'ondes quasi verticales sous le modèle peut cependant occasionner l'étalement vertical des données, ce qui n'est pas toujours évident à discerner par le test de résolution en damier. Ainsi, il est possible que les modèles utilisant la tomographie des ondes P situent la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère plus basse qu'elle ne l'est en réalité.

D'autres éléments doivent cependant être pris en considération afin de comprendre l'étendue de la zone de faible vitesse, car la proposition de *Levin et al. (2000b)* à elle seule ne peut suffire à en expliquer la profondeur. D'entrée de jeu, une analyse attentive du modèle global de *Li et al. (2008)* permet d'observer que, quelque part entre 450 et 750 km de profondeur, leur anomalie de faible vitesse, située approximativement au même endroit que l'anomalie dont il est fait mention ici, semble entrer en contact avec le matériel, plus chaud, ravitaillant la dorsale médio-atlantique. Il est possible qu'il s'agisse d'un contact avec une zone de déplacements latéraux de matériel mantellique, s'éloignant de la dorsale grâce à la convection du manteau. La Figure 5.2 présente une coupe transversale E-O permettant d'observer la direction des flux de vitesse à l'intérieur du manteau jusqu'à une profondeur

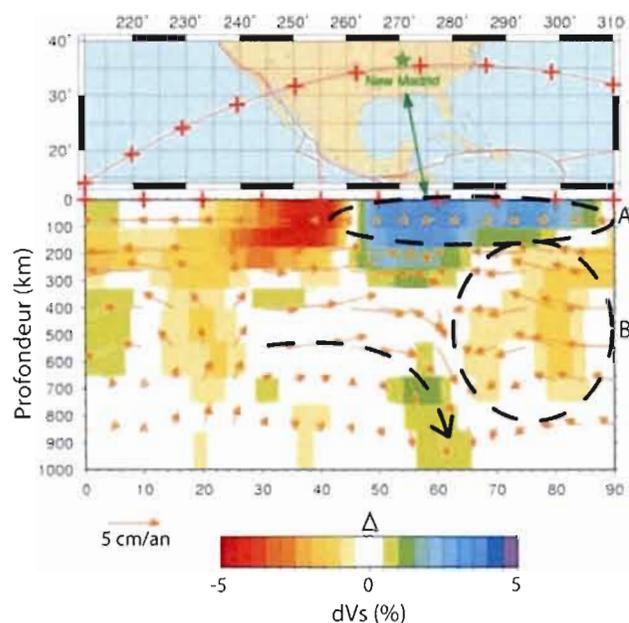


Figure 5.2 : Flux de vitesse et anomalies de vitesse sismique pour le modèle TX05WM (Simmons *et al.* 2006). La direction et l'amplitude des flux sont indiquées par les flèches alors que les blocs de couleur représentent les anomalies de vitesse sismique, obtenue à partir des ondes de cisaillement. Le cercle A indique l'emplacement de la portion de lithosphère dont il est question dans cette étude. Elle est plus épaisse dans le centre du continent, là où se trouve le matériel précambrien et plus mince à l'est, là où est le matériel paléozoïque. Le cercle B indique la zone d'anomalie de faible vitesse, située sous la lithosphère paléozoïque. La flèche noire indique l'emplacement probable de l'ancienne plaque Farallon. (modifié de Forte *et al.*, 2007)

de 1000 km. Le déplacement de matériel mantellique vers l'ouest à partir de la dorsale, située à l'est de la zone délimitée par la figure, est bien visible. Il est également possible de voir, sur cette figure, certains flux s'enfonçant dans le manteau, et qui pourraient représenter, selon Forte *et al.* (2007), la subduction, toujours active, de l'ancienne plaque Farallon. La présence de la zone de plus faible vitesse est également bien visible sur la Figure 5.2 et pourrait être causée, du moins en partie, par l'arrivée de matériel plus chaud contribuant à la diminution de la vitesse dans cette région du modèle. Toutefois, si ce lien avec la convection mantellique n'est qu'une hypothèse, celui avec le passage du point chaud Great Meteor, au Mésozoïque, est beaucoup plus certain.

5.4 POINT CHAUD GREAT METEOR

La région à l'étude a subi, au Mésozoïque, l'influence du passage du point chaud Great Meteor, qui se trouve actuellement sous la plaque africaine (28°O, 33°N selon *Duncan, 1984*). La trace laissée dans l'ouest de l'océan Atlantique par différentes intrusions, depuis des millions d'années, est très bien définie. Il en va de même de son association avec l'alignement continental d'intrusions alcalines, soit les Montérégiennes, les Montagnes Blanches, ainsi que les champs kimberlitiques situés au nord-ouest et au sud de la Baie James (*Heaman et Kjarsgaard, 2000; Rondenay et al, 2000a et 2000b; Frederiksen et al, 2007*). L'anomalie de vitesse CFV du modèle ABIG, illustrée à la Figure 4.2a, correspond bien à ce que les différents auteurs ont interprété comme étant la trace laissée dans le manteau supérieur par le passage de ce point chaud, au Crétacé.

La coupe transversale de la figure 4.5a, quant à elle, permet d'observer des différences notables entre les portions nord-ouest et sud-est de l'anomalie. Tout d'abord, la portion nord-ouest de l'anomalie CFV, située sous la Province de Grenville, est limitée aux 250-300 km supérieurs, soit principalement à la lithosphère. Elle est composée d'une série d'anomalies et non d'une suite ininterrompue de matériel de plus faible vitesse. Le modèle ABIG ne propose pas de continuité vers le nord-ouest, au-delà du Front de Grenville. Cependant, d'autres études (p.ex. *Frederiksen et al., 2007*) ont permis d'observer ce corridor jusqu'au nord-ouest de la baie James. Par contre, il faut à nouveau noter que ces modèles sont relatifs à une moyenne régionale, qui montre ici une grande différence entre l'ouest (plus vite) et l'est (plus lent). Les présents travaux se situant exclusivement dans la partie est de la région d'étude de *Frederiksen et al. (2007)*, ne doivent pas être comparés directement avec cette dernière. Cette portion de l'anomalie est également beaucoup plus étroite que la portion sud-est. Ceci est probablement dû à l'interaction du point chaud avec l'épaisse lithosphère cratonique. L'intrusion du matériel de plus faible vitesse ne pouvait alors se faire qu'à l'intérieur de certaines zones de faiblesse, associées à la réactivation d'anciennes structures de rift, comme le graben d'Ottawa-Bonnechère (*Aktas et Eaton, 2006*).

La portion sud-est de l'anomalie CFV est située sous les roches paléozoïques de la Province des Appalaches, là où la lithosphère est beaucoup plus mince. Le signal du point chaud, pour la tranche à 100 km, et possiblement celle à 150 km, semble s'élargir et devenir plus diffus. Ce phénomène d'étalement latéral du matériel d'un point chaud est confirmé par *Sleep (2007)*. À cet endroit, il devient difficile de distinguer la part de l'anomalie appartenant au point chaud et la part causée par d'autres facteurs, et ce, selon les diverses théories exposées à la section précédente qui tentent d'expliquer les différences de vitesse sous la portion paléozoïque du continent. Les seuls endroits où il est possible d'observer clairement le passage du point chaud sont ceux où les valeurs d'anomalie sont beaucoup plus faibles soit, jusqu'à -0,9%. Mais encore, il est possible que cette valeur d'anomalie résulte du cumul de diverses sources. Cependant, il peut être présumé que la trace du point chaud dans la lithosphère paléozoïque ne s'étend pas beaucoup plus en profondeur que sous le précambrien.

Comme mentionnée à la Section 5.4, une anomalie de cette ampleur, si elle n'était due qu'à la température, signifierait la présence de matériel à 100°C de plus que la moyenne du matériel environnant (*Nataf et Ricard, 1996*). Or, en présumant que la température joue effectivement un rôle dans la variation de vitesse de cette anomalie, il importe d'en déterminer la teneur. D'abord, *Eaton et Frederiksen (2007)* ont observé, par le biais d'une modélisation de l'évolution de l'anomalie thermique d'un point chaud, un refroidissement ainsi qu'un élargissement de la zone de chaleur initiale, au fil du temps. Par conséquent, en connaissant la température initiale des intrusions, de même que le moment de leur mise en place, il devient possible de déterminer la chaleur résiduelle. À ce sujet, il est admis que le matériel mis en place par un point chaud en activité a une température située entre $\approx 150^{\circ}\text{C}$ et 300°C (*Darbyshire et al., 2000 et références incluses*). De plus, il est estimé que le matériel fut mis en place il y a un peu plus de 100 Ma. Il ne devrait alors subsister aujourd'hui que le quart de la température, soit entre 45° et 75°C , sur une région deux fois plus large (J.-C. Mareschal, communication personnelle, novembre 2010). Or, si

seulement 45 à 75% de l'anomalie de vitesse peut être justifiée par la température, une bonne partie reste toujours à expliquer.

Selon plusieurs auteurs (p.ex. *Rondenay et al., 2000a et 2000b; Eaton et Frederiksen, 2007*), le corridor de faible vitesse serait une zone de contraste, non seulement thermique, mais également compositionnel et du à l'anisotropie. Premièrement, la composition du matériel intrusif pourrait occasionner une variation de sa vitesse. Le magma généré, lors du passage du point chaud sous la province ignée des Montérégiennes, varie en composition entre le nord-ouest et le sud-est. Les intrusions les plus anciennes, soient celles qui sont au nord-ouest, sont enrichies en fer et appauvries en silicate. Au fur et à mesure que le point chaud se déplace vers le sud-est, le contenu en silicate augmente et celui en fer diminue. Ceci est dû au fait que la lithosphère située sous les Appalaches est riche en silicate donc, que le magma y étant généré l'est également (*Eby, 1987; Lazarenkov, 2010*). Étant donné que l'appauvrissement en fer du craton précambrien est reconnu comme étant une des composantes majeures de ses caractéristiques géophysiques, une intrusion qui en est enrichie est très visible dans les profils sismiques. Par contre, comme mentionné à la Section 5.1, les variations de vitesse associées à des variations compositionnelles n'excèdent généralement pas 1% de la vitesse (*Sobolev et al., 1996*). En conséquence, bien que ce facteur ait certainement joué un rôle, il ne peut expliquer l'écart restant.

Deuxièmement, l'anisotropie pourrait également contribuer à un changement de vitesse, comme il fut mentionné à la Section 5.1. Bien que le modèle ABIG soit isotrope et donc, ne détecte pas la présence d'anisotropie, cette dernière fut illustrée par *Eaton et al. (2004)*. Ceux-ci ont effectivement remarqué la présence d'anisotropies NO-SE, alors que les anisotropies environnantes sont généralement de direction E-O. Ces directions NO-SE se retrouvent le long d'un corridor d'environ 100 km de large. *Rondenay et al. (2000a et 2000b)* ont également remarqué cette zone et proposent que sa présence soit attribuable à la tentative de rifting ayant contribué à la formation du graben de Ottawa-Bonnechère.

À la lumière de ces informations, il est possible d'affirmer que bien que la température ait un rôle important à jouer dans la variation de la vitesse sismique de l'anomalie CFV, d'autres facteurs sont également en cause pour expliquer son entièreté. Par contre, les données recueillies dans la présente étude ne permettent pas de bien établir le rôle relatif de chacun de ces facteurs, soit la variation compositionnelle et la présence d'anisotropie.

Dans un autre ordre d'idée, il est possible de voir à la Figure 5.3, un léger décalage entre le nord-ouest de l'anomalie de vitesse CFV et les traces laissées à la surface par le point chaud. Il y a, de plus, un décalage général, de quelques centaines de kilomètres vers l'est, de l'anomalie par rapport à la prédiction de l'emplacement du tracé du point chaud. Ce second décalage est interprété par *Eaton & Frederiksen (2007)* comme une déformation

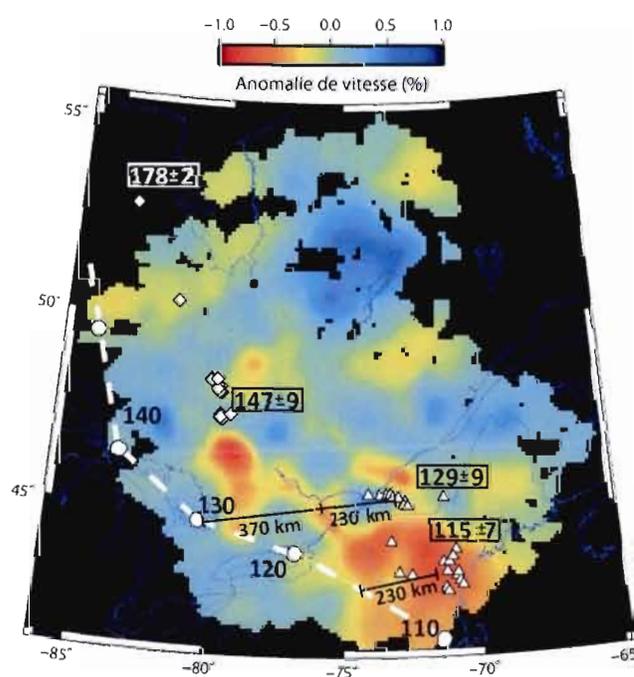


Figure 5.3 : Déduction du tracé du point chaud. La trace est superposée au modèle ABIG, à 200 km de profondeur. Les nombres encadrés représentent les âges moyens en Ma, \pm l'écart type, des éléments de surface créés par le passage du point chaud. La ligne blanche pointillée indique une projection de son emplacement à différentes époques (indiquées en Ma). Les lignes noires relient le centroïde des Montérégiennes, au nord, et des Montagnes Blanches, au sud, avec le point correspondant à la même époque sur la projection du tracé. (modifié d'*Eaton & Frederiksen, 2007*).

lithosphérique au cours des derniers 170 Ma. *Frederiksen et al. (2007)* proposent un modèle de déformation dans lequel les 200 premiers kilomètres de l'ouest de la Province du Supérieur n'auraient subi que très peu de déformation, tandis que la partie est de cette province, plus fragile, aurait subi un cisaillement causé par l'écoulement mantellique.

Finalement, comme il a été mentionné à l'Article 4.2.1, l'anomalie CFV est bordée par des zones de plus haute vitesse. L'interprétation de celles-ci est plutôt spéculative. Il pourrait s'agir, soit de zones de résidus appauvris par la fusion du manteau, ou de zones de transition dans la fabrique mantellique (anisotropie) (*Rondenay et al. 2000a*). Ces deux hypothèses sont reliées à la présence d'un point chaud. Une autre hypothèse serait également valable pour expliquer la présence de ces anomalies sur le modèle. *Frederiksen et al. (2007, Figure 8)* ont effectué de nombreux tests de résolution lors de la création de leur modèle. Un de ceux-ci consistait à mettre un corridor synthétique de faible vitesse à l'emplacement présumé de l'anomalie. Leur résultat montre la présence d'étroites anomalies de haute vitesse bordant le corridor de faible vitesse. C'est donc dire que les deux zones de hautes vitesses pourraient n'être que des artéfacts.

En résumé, le corridor d'anomalie de faible vitesse CFV correspond à la trace lithosphérique du passage d'un point chaud. Les différentes intrusions semblent plus étroites sous la partie précambrienne du continent et plus larges et diffuses dans la lithosphère paléozoïque. Cette anomalie peut être expliquée en grande partie par un apport de matériel plus chaud et enrichi en fer, ainsi que par la présence d'anisotropie. Finalement, un certain décalage, probablement causé par du cisaillement à l'intérieur de la lithosphère, est observé entre la projection de la trajectoire du point chaud sous le continent et l'anomalie observée.

5.5 TECTONIQUE : PASSÉE OU ACTUELLE ?

Certaines des anomalies de vitesse observées dans le modèle ABIG pourraient être dues à la tectonique des plaques qui fut active au Précambrien et au Paléozoïque, comme mentionné au Chapitre 1. Certaines des anomalies observées au Chapitre 4 peuvent être expliquées par différents processus tectoniques.

C'est le cas de l'anomalie de haute vitesse HV1, observée entre 100 et 450 km à la Figure 4.2. Son emplacement, juste sous la sous-province d'Opatoca, correspond à l'endroit même où certains auteurs (*Calvert et al., 1995; Winardhi et Mereu, 1997*) observent la présence d'un décollement crustal, visible dans les relevés de réflexion et de réfraction sismique du projet Lithoprobe (Figure 1.3). *Clowes et al. (2010)* interprètent ce phénomène comme étant une indication de la subduction de la sous-province de l'Abitibi sous l'arc insulaire d'Opatoca, lors de leur accréation il y a environ 2,69 Ga. Une portion de la plaque descendante pourrait donc être toujours emprisonnée à la base du nouvel assemblage lithosphérique. Ce type de structure est également visible sur des relevés sismiques de la partie ouest de la Province du Supérieur. De même, elles ont été observées par des analyses de tomographie des ondes P, menées par *Sol et al. (2002)*. Toutefois, les travaux de ces derniers ont une valeur limitée pour deux raisons : la linéarité de leur réseau ainsi que la grande quantité d'étalement dans leur modèle.

Il est également possible que l'anomalie HV2 (Figure 4.3 et 4.4) soit tout simplement les vestiges d'une dalle en subduction résidant aujourd'hui dans la zone de transition. Celle-ci serait reliée à un processus d'accréation, ayant eu lieu soit il y a $\approx 1,0$ Ga, quelque part au sud-ouest du Bouclier Canadien, soit il y a $\approx 0,4$ Ga sous la Province des Appalaches. Par contre, comme il a été discuté à la Section 5.2, la conservation de cette dalle, sous l'est du Bouclier Canadien, est peu probable à une telle profondeur étant donnée la vitesse de déplacement du continent nord-américain, vers le nord-ouest, et la convection mantellique, vers l'ouest. Une autre option impliquant la tectonique dans l'explication de la présence de cette anomalie serait compatible avec les observations de plusieurs auteurs (p.ex. *Grand,*

1994; Grand et al., 1997; Forte et al., 2007; Forte, et al., 2010; Sigloch, 2011). En effet, l'alignement NO-SE de HV2 ainsi que la profondeur à laquelle il est possible de l'observer dans le modèle ABIG, correspondent avec l'emplacement probable de l'ancienne plaque Farallon, dont il a été fait mention plus tôt dans ce chapitre.

La plaque Farallon est en subduction à partir de la marge ouest des continents nord-américain et sud-américain depuis environ 800 Ma. Elle a ainsi contribué à la formation des Andes en Amérique du Sud et des Montagnes Rocheuses, au Canada (Schmid et al., 2002). Au cours de la subduction, la plaque Farallon fut scindée en plusieurs morceaux. Ces morceaux sont les plaques Nazca, en Amérique du Sud; Cocos, en Amérique Centrale; et Juan de Fuca, en Amérique du Nord (Schellart et al., 2010). Il ne subsiste pratiquement plus rien aujourd'hui de cette ancienne plaque qui se trouve presque entièrement sous le continent américain. Seules les plaques Nazca, Cocos et Juan de Fuca, qui sont toujours entraînées vers l'ouest le long de la zone de subduction, existent toujours.

La présence d'anomalies de faible vitesse bordant HV2 fut exposée à l'Article 4.2.3. Celle située au sud-ouest de la plaque descendante est difficilement explicable. Il pourrait s'agir du même phénomène que pour les anomalies de haute vitesse bordant CFV, exposé à la section précédente. L'anomalie bordant HV2 au nord-est (FV1) pourrait cependant être interprétée différemment. Par contre, son emplacement, en bordure de la région couverte par le modèle ABIG, rend son interprétation délicate. Il est cependant possible que l'anomalie FV1 puisse être reliée à une anomalie de faible vitesse, tel qu'il est possible d'observer dans certains modèles continentaux. Ainsi, Forte et al. (2010) observent, grâce au modèle TX05WM (Simmons et al., 2006) utilisant les ondes de cisaillement (c.-à-d. S, SKS et SKKS), la présence d'une très grande zone d'anomalies de faible vitesse située sous la baie d'Hudson, entre 400 et 1000 km de profondeur. Cette zone pourrait être interprétée de la même manière que la zone de faible vitesse située sous les Appalaches soit, qu'elle ait été créée par l'hydratation du manteau, associée à la subduction de la plaque Farallon (van der Lee et al., 2008).

Finalement, la présence de l'anomalie de haute vitesse HV3 est très difficile à interpréter. En effet, le manque d'information au sujet de ce qui se passe à plus de 200 km sous la zone structurale de Kapuskasing (KSZ) empêche d'interpréter cette anomalie avec précision. Il est cependant possible de présenter des hypothèses sur lesquelles d'autres chercheurs pourront peut-être se baser. La géométrie de cette anomalie rend peu probable sa comparaison avec les autres portions de lithosphère subductée, ce dont il fut question précédemment. D'abord, il ne s'agit pas d'un seul morceau comme pour les anomalies HV1 et HV2 mais bien d'une série d'anomalies alignées le long d'un axe quasi vertical. Aussi, les anomalies sont assez petites. Elles font à peine 100 km de diamètre si on calcule l'effet de l'étalement; rien de comparable avec les dimensions des anomalies HV1 et HV2 qui, elles, représentent fort probablement des portions de lithosphère en subduction. Il est cependant possible que cette série d'anomalies puisse être due à un détachement de la racine lithosphérique. En effet, comme démontré à la Figure 5.4, ce type de phénomène cause l'enfoncement de matériel lithosphérique plus froid, dans une asthénosphère plus chaude, ainsi que de la délamination dans le manteau supérieur. Comme mentionné précédemment, HV3 se trouve sous KSZ. Par contre, bien que celle-ci soit reconnue comme étant une zone

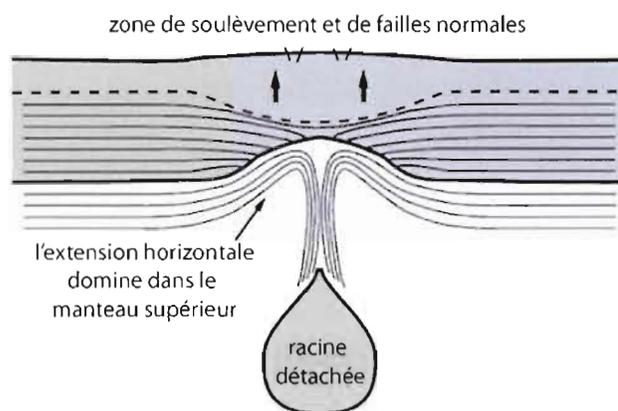


Figure 5.4 : Modèle de détachement d'une portion de la racine lithosphérique. Les minces lignes dans le manteau supérieur représentent la déformation de l'extension horizontale de l'asthénosphère. Leur convergence indique la composante d'extension qui est parallèle à ces lignes. (traduit de *Levin et al., 2000b*)

de soulèvement, ce qui correspond bien à la définition de ce type de structure, il semble que cette zone ait subi un épaissement crustal et lithosphérique et non l'inverse (*Hammer et al., 2010*). De plus, s'il y avait eu un processus de détachement lithosphérique il y a environ 1,8 à 1,9 Ga sous KSZ, il y a bien peu de chance pour que les morceaux soient toujours présents au même endroit, tel qu'il fut expliqué précédemment. Par contre, le processus de détachement pourrait avoir eu lieu à une époque relativement récente, ailleurs sous le continent, et avoir dérivé dans l'asthénosphère jusqu'à son emplacement actuel.

En résumé, il est possible d'avancer que la tectonique des plaques, passée et présente, joue un rôle important dans le paysage lithosphérique du nord-est de l'Amérique du Nord.

5.6 RÉSUMÉ

Le présent chapitre a permis d'analyser les résultats obtenus au Chapitre 4 et de les comparer avec les résultats de différentes analyses menées au cours des dernières années. Il fut déterminé que la vitesse sismique du manteau supérieur de la région à l'étude est hétérogène et les causes possibles de ces variations de vitesse ont été présentées. Il fut également mention de la similitude entre les lithosphères archéennes et protérozoïques, ainsi que de la possibilité de différencier ces dernières de la lithosphère paléozoïque. Les conséquences du passage du point chaud Great Meteor ont été exposées de même que la présence de vestiges impliquant la tectonique des plaques, passée ou présente, dans le manteau supérieur.

CHAPITRE VI

CONCLUSION

L'analyse tomographique par l'inversion des temps de parcours des ondes P, selon la méthode de *VanDecar (1991)*, a permis de mieux imager le nord-est du continent nord-américain. L'étude fut menée à partir de 184 secousses sismiques enregistrées entre octobre 2007 et décembre 2010. Les résultats ont démontré une lithosphère latéralement hétérogène ($\delta V_p/V_p$ entre -1,0 et 1,5%) et riche en structure de vitesse, en accord avec les résultats des études précédentes.

Le but principal de cette étude était de mieux circonscrire le corridor d'anomalie de faible vitesse (CFV), observé précédemment sous la ceinture de roches vertes de la sous-province de l'Abitibi, la Province de Grenville; ainsi que sous celle des Appalaches par bon nombre d'auteurs. Cette circonscription n'a pu être possible qu'en élargissant la zone d'étude et en ajoutant quelques stations sismiques sur le territoire de la province du Québec. Avec une plus grande superficie du modèle, il devenait également possible d'explorer plus en détail le manteau supérieur, de même que le sommet du manteau inférieur qui n'avait auparavant été observé qu'à partir des modèles continentaux. Ainsi, plusieurs autres anomalies dignes d'intérêt ont pu être observées.

Il a été possible de comparer la lithosphère archéenne de celle datant du protérozoïque et de n'observer aucune distinction notable. Une seconde comparaison, entre le matériel précambrien et le matériel paléozoïque, permit de noter que la lithosphère

paléozoïque est beaucoup moins épaisse que les lithosphères plus âgées. De même, l'asthénosphère sous-jacente a une vitesse très faible par rapport à la moyenne régionale.

Le corridor de faible vitesse se limite principalement au 200 à 300 km supérieurs du modèle. Il a été déterminé qu'il s'agissait d'une série d'anomalies représentant un certain nombre d'intrusions, plutôt qu'une zone continue de faible vitesse. Dans le modèle ABIG, ce corridor est aligné NO-SE entre le Front de Grenville et l'océan Atlantique. Son extension peut cependant être observée, dans certains autres modèles régionaux, jusqu'au nord-ouest de la baie James.

Des indices d'activité de la tectonique des plaques, ayant eu lieu à différentes époques dans le manteau situé sous le nord-est du continent nord-américain, ont également été découverts dans deux zones d'anomalie bien distinctes de haute vitesse. La première, située dans la lithosphère au nord de la zone d'étude, représenterait les vestiges d'une plaque archéenne qui aurait été subductée vers le nord, entre les sous-provinces de l'Abitibi et d'Opatoca, lors de l'accrétion de la Province du Supérieur. La seconde, quant à elle, est située sous la zone de transition entre les manteaux supérieur et inférieur dans le centre-ouest de la région à l'étude. Il semblerait que cette zone soit le prolongement en profondeur de la plaque de Farallon toujours en subduction sous l'ouest de l'Amérique. La déshydratation en profondeur des minéraux hydratés de cette plaque pourrait d'ailleurs être responsable de la faible vitesse moyenne de l'asthénosphère située sous la portion paléozoïque de l'est du continent.

Deux autres zones d'anomalies ont pu être observées. La première, qui présente une série de petites anomalies de haute vitesse quasi verticalement, est située dans l'asthénosphère, entre la plaque de Farallon et la zone structurale de Kapuskasing. Toutefois, elle ne semble reliée à aucune des deux zones. La seconde est une zone d'anomalies de faible vitesse, située le long de la marge nord du modèle ABIG dans le manteau inférieur. Elle semble reliée à une anomalie de faible vitesse observée sous la baie

d'Hudson selon certains modèles continentaux. Il serait plutôt hasardeux, étant donné son emplacement, de se pencher davantage sur son interprétation.

À la lumière des résultats de cette étude, il est possible d'affirmer l'importance de deux processus fondamentaux dans le remodelage du manteau, situé sous le nord-est du continent nord-américain. Le premier étant la subduction, associée à la fois à l'assemblage de blocs continentaux, lors de l'accrétion de la Province du Supérieur à l'archéen, et à la déshydratation d'une plaque actuellement en subduction dans l'ouest du continent; et le deuxième, la modification de la lithosphère continentale par son interaction avec un point chaud le long d'une zone de rifts avortés.

Les chercheurs intéressés à sonder plus en détail les profondeurs du nord-est du continent nord-américain devraient orienter leurs recherches vers les deux anomalies qui n'ont pu être interprétées clairement. Cela permettrait une meilleure compréhension des processus dynamiques du manteau supérieur et du manteau inférieur. Par ailleurs, une étude tomographique de la région utilisant les ondes S serait également intéressante à mener. Ainsi, la comparaison des deux modèles permettrait de mieux cerner les limites réelles des différentes anomalies et d'identifier les facteurs contribuant aux variations de vitesse de toute la région, mais surtout de l'asthénosphère située sous la Province des Appalaches.

APPENDICE A

DESCRIPTION DES INSTALLATIONS DU RÉSEAU POLARIS-UQÀM

Bien que les stations ne soient pas identiques d'un site à l'autre, en raison des différents types de terrains sur lesquels elles ont été installées, elles suivent cependant le même principe. Nous retrouvons d'abord un séismomètre, installé sur une surface horizontale et protégé par 2 conduits de plastique de 1 et 2 pieds de diamètre. À l'intérieur de ceux-ci nous avons installé des feuilles isolantes, ramenées sur le dessus pour recouvrir l'appareil. Le tout se trouve dans un conduit métallique d'environ 3 pieds de diamètre, fixé au roc lorsque les conditions le permettent. Ce conduit de métal, servant de voûte de protection, est fermé par un lourd couvercle pouvant être cadenassé (Figure 2.2). Le séismomètre est ensuite relié par un câble à une boîte de communication (Figure 2.3). Cette dernière est fixée, la plupart du temps, à l'intérieur d'une boîte de bois la protégeant des intempéries. Elle-même est fixée sur une poutre de bois enfoncé dans le sol. On retrouve à l'intérieur de cette boîte de communication : un numériseur, servant à lire les données envoyées par le séismomètre; un « virtual private network » (VPN), servant à relayer les données aux archives à Ottawa; ainsi qu'un modem permettant au VPN de se connecter à Internet. Un petit ventilateur ainsi qu'un réchaud, servent à maintenir une température idéale pour les appareils et cela, hiver comme été. Finalement, une antenne GPS est fixée en hauteur par rapport à la boîte, afin de pouvoir obtenir des mesures de temps très précises.

Voici donc une brève description de chacun des sites d'installation.

Belleterre (BELQ) :

- Lieu d'installation : Terrain clôturé, appartenant à la compagnie Télébec, situé à 1,5 km du village.
- Description du terrain : Présence d'une antenne de télécommunication ainsi que d'un bâtiment appartenant à la compagnie.
- Type de terrain : Roche en place.

Chibougamau (CHGQ) :

- Lieu d'installation : Propriété privée située en bordure de la ville.
- Description du terrain : Affleurement rocheux situé à l'écart de la maison du citoyen.
- Type de terrain : Roche en place.

Dolbeau-Mistassini (DMCQ) :

- Lieu d'installation : Centre communautaire de Ste-Élisabeth-de-Proulx.
- Description du terrain : Sous-sol du bâtiment, situé directement sur l'affleurement rocheux.
- Type de terrain : Roche en place.

La Tuque (LATQ) :

- Lieu d'installation : Parc des Chutes de la Petite Rivière Bostonnais.
- Description du terrain : Pièce fermée au sous-sol du bâtiment d'accueil du parc.
- Type de terrain : Roche en place.
- Note : La présence des chutes à proximité ainsi que les déplacements à l'intérieur du bâtiment, lors des heures d'ouverture, contribuent à l'augmentation du bruit dans les données.

Lebel-sur-Quévillon (LSQQ) :

- Lieu d'installation : Terrain appartenant à la compagnie Télébec situé sur une colline à proximité de la ville.
- Description du terrain : Présence d'une antenne de télécommunication ainsi que d'un bâtiment appartenant à la compagnie.
- Type de terrain : Roche en place.

Matagami (MATQ) :

- Lieu d'installation : Terrain clôturé appartenant à la compagnie Cablevision Matagami, sur une petite colline en plein milieu du village.
- Description du terrain : Présence d'une antenne de télécommunication ainsi que d'un bâtiment appartenant à la compagnie.
- Type de terrain : Roche en place
- Note : Installation d'un magnétomètre dédié aux recherches de la Commission Géologique du Canada ainsi que d'une station GPS appartenant à l'Université de Western Ontario.

Nemaska (NEMQ) :

- Lieu d'installation : Terrain clôturé servant jadis à la télévision locale, situé au centre du village.
- Description du terrain : Terrain de sable sur lequel se trouve un bâtiment à l'abandon.
- Type de terrain : Dépôts meubles.
- Note : Le séismomètre et sa voûte de protection ont dû être enterrés dans le sable afin d'éviter tout contact avec la population locale. Lors de l'automne 2009, la station a été déplacée à Némiscau et renommée NMSQ.

Nemiscau (NMSQ):

- Lieu d'installation : Terrain appartenant au poste Nemiscau d'Hydro-Québec.
- Description du terrain : À proximité des résidences des employés
- Type de terrain : Roche en place.

APPENDICE B

INFORMATIONS SUR LES STATIONS SÉISMIQUES UTILISÉES

Tableau B.1 : Localisation et appartenance des stations utilisées. Les coordonnées de latitude (Lat), de longitude (Lon) et d'altitude (H) ont été tirées du registre de stations séismographiques du Centre Séismologique International⁴. CNSN = Canadian National Seismograph Network; PAL = Palissade; POLR = POLARIS; POLR* = POLARIS-UQAM; US = United States National Seismic Network; WES = Weston Observatory

Nom du site	Code	Province/État	Lat (°)	Lon (°)	H (m)	Réseau
Adirondack Community College	ACCN	New-York	43.3843	-73.6678	340	PAL
Algonquin Park	ALGO	Ontario	45.9544	-78.0509	235	POLR
Bancroft	BANO	Ontario	45.0198	-77.9280	360	POLR
Belleterre	BELQ	Québec	47.3980	-78.6874	355	POLR*
Buck Lake	BUKO	Ontario	45.4423	-79.3989	317	POLR
Chibougamau	CHGQ	Québec	49.9105	-74.3748	405,7	POLR*
Chalk River	CRLO	Ontario	46.0375	-77.3801	168	CNSN
Lac Daran	DAQ	Québec	47.9644	-71.2425	939	CNSN
Dolbeau-Mistassini	DMCQ	Québec	48.9646	-72.0680	197	POLR*
St-Jean-des-Piles	DPQ	Québec	46.6805	-72.7773	167	CNSN
Eldee	EEO	Ontario	46.6411	-79.0733	398	CNSN
Franklin Falls Dam	FFD	New-Hampshire	43.4701	-71.6533	131,1	WES
Flat Rock	FRNY	New-York	44.8350	-73.5883	223	PAL
Glen Almond	GAC	Québec	45.7033	-75.4783	62	CNSN
Grand-Remous	GRQ	Québec	46.6067	-75.8600	290	CNSN
Haileybury School of Mines, Cobalt	HSMO	Ontario	47.3708	-79.6657	306	POLR

À suivre...

⁴ <http://www.isc.ac.uk/>

Suite du tableau B.1

Nom du site	Code	Province/État	Lat (°)	Lon (°)	H (m)	Réseau
Kapuskasing	KAPO	Ontario	49.4504	-82.5079	210	CNSN
Kirkland Lake	KILO	Ontario	48.4970	-79.7233	322	POLR
La Tuque	LATQ	Québec	47.3836	-72.7819	163	POLR*
La Grande 4	LG4Q	Québec	53.6269	-74.0972	168	CNSN
Lebel-sur-Quévillon	LSQQ	Québec	49.0580	-76.9796	308	POLR*
McAlpine Lake	MALO	Ontario	50.0244	-79.7635	271	POLR
Matagami	MATQ	Québec	49.7589	-77.6376	280	POLR*
Middlebury	MDV	Vermont	43.9992	-73.1812	134	PAL
Mont-Orford	MOQ	Québec	45.3120	-72.2541	841	CNSN
Morin Heights	MRHQ	Québec	45.8870	-74.2127	422	POLR
Moosonee	MSNO	Ontario	51.2913	-80.6113	4	POLR
Nemaska	NEMQ	Québec	51.6837	-76.2576	197	POLR*
Némiscau	NMSQ	Québec	51.7133	-76.0237	275	POLR*
Otter Rapids	OTRO	Ontario	50.1818	-81.6286	109	POLR
Prince Edward County	PECO	Ontario	43.9340	-76.9939	92	POLR
Pembroke	PEMO	Ontario	45.6773	-77.2466	180	POLR
Peaks-Kenny State Park	PKME	Maine	45.2644	-69.8917	108,5	US
Plevna	PLVO	Ontario	45.0396	-77.0754	279	POLR
Presque Isle	PQI	Maine	46.6710	-68.0168	180	WES
Ville de Québec	QCQ	Québec	46.7789	-71.2758	91	CNSN
Restoule Provincial Park	RSPO	Ontario	46.0734	-79.7602	264	POLR
Sudbury Onaping	SUNO	Ontario	46.6438	-81.3442	369	POLR
Timmins	TIMO	Ontario	48.4659	-81.3032	392	POLR
Mont-Tremblant	TRQ	Québec	46.2222	-74.5556	853	CNSN
Val d'Or	VLDQ	Québec	48.1124	-77.4536	93	CNSS
Williamsburg	WBO	Ontario	45.0003	-75.2750	85	CNSN
West Carthage	WCNY	New-York	43.9810	-75.6549	245	PAL
Wemindji	WEMQ	Québec	53.0535	-77.9737	172	POLR
Wesleyville	WLVO	Ontario	43.9236	-78.3970	70	POLR
Waterville (Colby College)	WVL	Maine	44.5648	-69.6575	85	PAL
Ashton Mining of Canada Property	YOSQ	Québec	52.8666	-72.1998	649	POLR

Tableau B.2 : Information sur le matériel utilisé pour chacune des stations. Type: hBb = High Broadband; Bb = Broadband; ESP = Extremely Short Period.

Code	Type	(échantillon/s)	Code	Type	(échantillon/s)
ACCN	Bb	40	MOQ	ESP	100
ALGO	HBb	100	MRHQ	HBb	100
BANO	HBb	100	MSNO	HBb	100
BELQ	HBb	100	NEMQ	HBb	100
BUKO	HBb	100	NMSQ	HBb	100
CHGQ	HBb	100	OTRO	HBb	100
CRLO	ESP	100	PECO	HBb	100
DAQ	ESP	100	PEMO	HBb	100
DMCQ	HBb	100	PKME	Bb	40
DPQ	ESP	100	PLVO	HBb	100
EEO	ESP	100	PQI	Bb	40
FFD	Bb	40	QCQ	ESP	100
FRNY	Bb	40	RSPO	HBb	100
GAC	ESP/Bb	100/40	SUNO	HBb	100
GRQ	ESP	100	TIMO	HBb	100
HSMO	HBb	100	TRQ	ESP	100
KAPO	Bb	40	VLDQ	Bb	40
KILO	HBb	100	WBO	ESP	100
LATQ	HBb	100	WCNY	HBb	100
LG4Q	ESP	100	WEMQ	Bb	40
LSQQ	HBb	100	WLVO	HBb	100
MALO	HBb	100	WVL	Bb	40
MATQ	HBb	100	YOSQ	HBb	100
MDV	ESP	100			

APPENDICE C

ÉVÉNEMENTS TÉLÉSISMIQUES

Cette annexe comporte une liste d'informations concernant tous les événements utilisés pour cette étude. Les données furent récoltées à partir du centre d'archivage des données (DMC) de IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology), accessible via « SeismiQuery » au <http://www.iris.washington.edu/seismiquery/index.html>

Tableau C.1 : Liste d'informations sur les foyers sismiques enregistrés durant l'étude. Les latitudes et longitudes négatives équivalent respectivement à des coordonnées sud et ouest

Année	Mois	Jour	Heure	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (km)	Mb
2007	10	8	17:10:37.1500	43.517	146.708	55.3	5.6
2007	10	26	15:23:30.0400	54.520	-161.710	43.2	5.5
2007	11	14	17:44:04.3000	-23.215	-70.526	38.0	5.7
2007	11	15	15:03:08.7500	-22.867	-70.407	27.0	5.9
2007	11	15	15:05:58.3000	-22.980	-70.940	20.7	6.8
2007	11	16	03:13:00.1000	-2.500	-78.000	114.3	6.8
2007	11	18	05:40:12.0000	-22.670	-66.480	262.4	6.0
2007	11	20	17:55:54.7000	-22.220	-70.540	33.0	6.1
2007	11	21	12:55:05.6000	-25.020	-68.810	127.3	5.8
2007	11	24	05:02:06.8000	-23.772	-69.006	94.4	5.7
2007	11	26	13:51:37.8300	37.334	141.637	38.0	5.7
2007	11	26	21:56:12.8000	18.800	-101.580	70.1	5.8
2007	11	29	19:00:19.6000	15.060	-61.410	147.9	7.4
2007	12	16	08:09:19.1000	-22.914	-70.06	58.0	6.1
2007	12	19	10:24:33.7000	51.345	-179.493	30.0	5.5
2007	12	21	07:23:35.5100	51.244	-179.009	30.0	5.7
2007	12	21	07:24:35.6000	51.335	-178.963	35.0	6.1
2007	12	26	23:40:53.1000	-22.450	-68.627	106.6	5.6
2007	12	29	22:58:02.2100	52.210	-168.149	15.8	5.9
2008	1	1	06:32:27.9600	40.288	72.985	6.0	5.8
2008	1	5	01:56:50.0000	14.19	-91.41	108.7	5.6
2008	1	5	07:29:33.5000	-22.820	-68.484	103.0	5.7
2008	1	5	11:01:06.1100	51.254	-130.746	15.0	6.6

À suivre...

Suite du tableau C.1

Année	Mois	Jour	Heure	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (km)	mb
2008	1	5	11:44:48.1700	51.163	-130.542	10.0	6.5
2008	1	6	05:14:20.1800	37.216	22.693	75.0	6.2
2008	2	4	17:01:29.9800	-20.166	-70.037	35.0	6.3
2008	2	21	02:46:18.1900	77.079	18.571	12.0	6.1
2008	2	21	14:16:02.7100	41.153	-114.867	6.7	6.0
2008	3	1	18:51:26.6200	53.886	159.295	112.3	5.5
2008	3	3	09:31:02.5000	46.406	153.175	10.0	6.5
2008	3	6	09:38:43.4400	51.522	156.546	134.4	5.6
2008	3	10	09:43:01.5200	-28.337	-69.294	89.5	5.6
2008	3	13	08:41:07.3800	43.066	146.528	52.9	5.6
2008	3	14	10:45:32.5800	47.566	154.161	26.4	5.5
2008	3	22	21:24:11.2700	52.176	-178.716	132.0	6.1
2008	3	24	20:39:07.6300	-20.043	-68.963	120.0	6.2
2008	4	12	00:46:28.2300	43.879	147.501	64.4	5.7
2008	4	15	22:59:51.5000	51.856	-179.361	11.0	6.4
2008	4	28	00:06:28.1000	17.846	-100.171	56.9	5.8
2008	5	2	01:33:37.2400	51.864	-177.528	14.0	6.8
2008	5	19	10:08:36.3100	42.503	131.872	513.5	0.0
2008	5	23	19:35:34.7800	7.313	-34.897	8.0	6.5
2008	5	24	04:58:18.8700	42.386	-30.515	10.0	5.5
2008	5	24	19:20:42.4900	4.330	-73.764	8.9	5.9
2008	5	29	15:46:00.3200	64.005	-21.013	9.0	6.3
2008	6	4	17:03:06.6600	41.538	139.058	205.0	5.7
2008	6	13	23:43:45.3600	39.030	140.881	7.8	7.0
2008	6	14	00:20:11.9500	38.882	140.678	6.4	5.5
2008	6	15	08:37:17.2000	-36.623	-107.450	10.0	6.0
2008	6	25	23:37:11.9600	41.937	142.486	55.6	5.5
2008	6	29	20:53:04.8900	45.156	137.446	326.0	6.0
2008	7	5	02:12:04.4800	53.882	152.886	632.8	7.7
2008	7	6	01:00:08.8300	45.354	151.044	22.0	5.7
2008	7	6	09:08:21.2900	45.387	150.965	17.0	5.8
2008	7	8	09:13:07.4600	-15.986	-71.748	123.0	6.2
2008	7	15	03:26:34.7000	35.800	27.860	52.0	6.5
2008	7	17	22:51:55.3200	44.371	-129.417	10.0	5.7
2008	7	19	02:39:28.7000	37.552	142.214	22.0	7.0
2008	7	21	11:30:29.2800	37.186	142.051	22.0	6.0
2008	7	23	15:26:19.9500	39.802	141.464	108.0	6.8
2008	7	24	01:43:16.1400	50.967	157.584	27.0	6.2
2008	7	25	00:29:22.9700	51.279	178.982	21.0	5.9
2008	7	27	21:15:42.4000	-0.253	-18.287	17.0	5.9
2008	8	4	04:42:14.8500	49.852	156.380	76.9	5.8
2008	8	13	18:30:57.2700	83.550	114.516	10.0	5.7
2008	8	14	22:55:47.2300	7.292	-82.726	6.0	5.5
2008	8	16	04:01:08.6000	52.272	98.207	12.1	5.7
2008	8	26	21:00:36.6100	-7.641	-74.377	154.0	6.4
2008	8	27	01:35:32.1500	51.607	104.158	16.0	6.3
2008	8	28	15:22:23.2000	-0.252	-17.358	12.0	6.3
2008	9	3	11:25:14.4500	-26.736	-63.225	569.6	6.3

À suivre...

Suite du tableau C.1

Année	Mois	Jour	Heure	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (km)	mb
2008	9	10	16:12:04.0500	-20.262	-69.224	37.7	5.7
2008	9	13	09:32:01.4900	4.790	-75.517	132.9	5.9
2008	9	16	07:28:25.0200	0.902	-28.998	10.0	5.8
2008	9	18	11:58:47.4600	51.940	158.363	35.0	5.9
2008	9	22	07:31:59.1700	41.578	140.450	149.0	5.6
2008	9	24	02:33:05.5600	17.612	-105.497	12.0	6.4
2008	10	5	15:52:49.4000	39.533	73.824	27.4	6.9
2008	10	5	16:11:10.4200	39.508	73.888	35.0	5.6
2008	10	7	10:00:48.1200	79.817	-115.448	10.0	5.7
2008	10	12	20:55:41.4600	-20.123	-64.971	352.7	6.2
2008	10	16	19:41:25.7200	14.423	-92.364	24.0	6.7
2008	11	24	09:02:58.7600	54.203	154.322	492.3	7.3
2008	12	25	08:11:58.7900	49.128	-128.621	10.0	5.8
2009	1	3	20:23:20.1800	36.419	70.743	204.8	6.6
2009	1	4	23:12:59.2900	36.442	70.883	186.7	5.7
2009	1	8	19:21:35.6100	10.165	-84.197	14.0	6.1
2009	1	15	17:49:39.0700	46.857	155.154	36.0	7.5
2009	1	26	19:11:47.0200	51.955	-171.159	25.3	5.8
2009	1	29	22:28:05.9200	-8.108	-71.402	602.4	5.6
2009	1	31	21:51:52.1800	36.719	141.148	34.0	5.7
2009	2	2	17:53:21.8000	-13.582	-76.558	21.0	6.0
2009	2	6	02:58:35.6500	-27.987	-71.104	52.2	5.5
2009	2	9	14:09:02.9800	-6.567	-81.150	15.0	6.0
2009	2	15	09:24:31.7000	40.239	142.236	33.0	6.1
2009	2	16	02:22:50.0000	-29.134	-69.807	75.0	5.7
2009	2	16	23:16:38.5000	37.130	20.780	15.0	5.5
2009	2	28	00:35:56.7000	42.610	142.104	105.0	5.5
2009	3	5	19:41:40.7000	80.284	-1.832	10.0	5.5
2009	3	6	10:50:29.4100	80.324	-1.853	9.0	6.6
2009	3	7	14:33:04.9100	41.796	143.693	32.7	5.6
2009	3	11	13:06:53.5400	-31.885	-69.189	28.0	5.5
2009	3	11	17:24:36.6100	8.504	-83.219	14.0	5.9
2009	3	11	21:03:58.9800	8.493	-83.206	17.0	5.9
2009	3	15	03:14:31.9100	2.429	-95.124	10.0	5.8
2009	3	15	08:19:05.6800	-14.452	-70.365	189.7	5.7
2009	3	30	12:07:28.1800	51.535	-178.258	31.0	6.0
2009	4	3	17:54:50.3500	-27.842	-66.593	174.2	5.7
2009	4	6	01:32:39.0000	42.334	13.334	8.8	6.3
2009	4	7	04:23:33.1500	46.049	151.548	31.0	6.9
2009	4	7	17:47:37.0000	42.275	13.464	15.1	5.5
2009	4	14	03:04:27.1900	48.837	154.883	43.5	5.5
2009	4	17	02:08:08.7100	-19.584	-70.483	25.0	6.1
2009	4	18	19:17:58.9300	46.015	151.427	35.0	6.6
2009	4	21	05:26:11.5200	50.833	155.009	152.0	6.2
2009	4	27	16:46:28.5700	17.032	-99.446	35.0	5.8
2009	4	28	11:21:18.7700	42.653	144.950	14.7	5.9
2009	5	2	02:19:12.4700	54.531	-161.520	9.4	5.6
2009	5	3	16:21:47.0000	14.571	-91.169	123.8	6.2

À suivre...

Suite du tableau C.1

Année	Mois	Jour	Heure	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (km)	mb
2009	5	8	13:44:53.5000	-32.057	-69.678	111.9	5.6
2009	5	8	21:22:29.9100	58.128	164.258	8.7	5.6
2009	5	17	19:24:20.7200	82.516	-8.622	10.0	5.6
2009	5	21	12:33:55.6700	36.267	77.538	99.3	5.5
2009	5	22	00:24:21.1000	13.875	-90.742	69.1	5.5
2009	5	22	19:24:18.5000	18.114	-98.457	62.3	5.8
2009	5	28	08:24:45.0800	16.720	-86.233	10.0	7.3
2009	6	3	21:37:37.3200	19.553	-109.165	6.0	5.6
2009	6	5	03:30:33.0600	41.824	143.445	29.0	6.4
2009	6	6	05:52:43.3000	35.483	140.914	34.0	5.8
2009	6	8	05:13:14.6800	15.792	-86.865	10.0	5.5
2009	6	10	23:13:21.0800	-41.716	-83.995	10.0	5.7
2009	6	13	17:17:38.2900	44.724	78.864	14.5	5.8
2009	6	17	07:08:17.4800	51.606	-175.234	31.0	5.6
2009	6	19	14:04:59.0300	35.358	28.453	28.0	5.8
2009	6	22	18:15:39.9200	76.224	6.787	10.0	5.5
2009	6	22	19:28:05.1600	61.939	-150.704	64.6	5.6
2009	6	23	07:37:17.5700	38.850	142.389	37.0	5.7
2009	7	1	09:30:10.4100	34.164	25.471	19.0	6.4
2009	7	4	06:49:35.5100	9.590	-78.966	38.0	6.0
2009	7	6	14:53:12.2400	50.435	176.992	22.0	6.1
2009	7	8	19:23:37.7300	-36.004	-102.686	12.0	6.0
2009	7	14	18:38:08.5000	-21.822	-67.087	175.6	5.7
2009	8	5	09:13:12.3000	29.615	-113.789	10.0	5.7
2009	8	9	10:55:55.6100	33.167	137.941	297.0	7.1
2009	8	20	06:35:04.4300	72.200	0.944	6.0	6.0
2009	8	28	01:52:06.6400	37.696	95.718	13.0	6.2
2009	8	30	14:51:32.8900	-15.223	-172.571	11.0	6.6
2009	8	31	10:15:30.4600	37.617	95.836	10.0	5.9
2009	9	3	13:26:18.2400	31.142	130.024	165.5	6.2
2009	9	5	03:58:39.4600	-15.121	-70.248	210.2	5.8
2009	9	7	22:41:37.3600	42.660	43.443	15.0	6.0
2009	9	10	02:46:50.3500	48.317	154.192	36.0	6.0
2009	9	10	19:46:03.8700	-29.926	-111.824	10.0	5.5
2009	9	11	08:49:11.9600	48.294	154.230	35.0	5.8
2009	9	12	20:06:24.6700	10.705	-67.920	10.0	6.4
2009	9	17	23:21:38.5200	-29.144	-112.267	10.0	6.2
2009	9	21	08:30:13.9800	71.037	-7.670	10.0	5.6
2009	9	24	07:16:19.7500	18.822	-107.345	10.0	6.3
2009	9	30	19:03:17.3000	-15.551	-69.293	255.4	5.9
2009	10	4	11:04:07.9800	6.683	123.529	640.0	5.6
2009	10	6	01:59:39.2900	-4.533	-104.912	10.0	5.7
2009	10	6	17:22:50.8800	18.796	-107.527	10.0	5.5
2009	10	7	05:38:37.2800	52.157	178.052	138.4	5.6
2009	10	13	05:37:23.6900	52.754	-166.997	24.0	6.5
2009	10	13	20:21:53.2000	52.604	-167.118	14.0	6.4
2009	10	15	00:13:33.0800	52.853	-166.750	20.0	5.6
2009	10	15	17:48:21.8900	3.272	-103.823	10.0	6.0

À suivre...

Suite du tableau C.1

Année	Mois	Jour	Heure	Lat. (°)	Lon. (°)	Prof. (km)	mb
2009	10	22	00:51:39.2100	6.729	-82.579	18.0	5.9
2009	10	22	19:51:27.5200	36.517	70.950	185.9	6.2
2009	10	29	10:52:56.4700	18.911	-95.538	16.4	5.7
2009	10	29	17:44:31.2300	36.388	70.725	202.2	6.2
2009	11	4	18:41:44.3600	36.154	-33.874	10.0	5.9
2009	11	4	21:56:08.6300	37.645	95.759	3.0	5.6
2009	11	6	08:49:52.1500	-23.436	-64.465	5.0	5.6
2009	11	13	03:05:57.2200	-19.394	-70.321	27.0	6.5
2009	11	13	07:27:13.3600	-17.917	-64.095	608.0	5.8
2009	11	14	19:44:29.9300	-22.965	-66.641	220.4	6.2
2009	11	17	15:30:45.4000	52.131	-131.397	3.3	6.6
2009	11	20	19:31:26.1100	-0.180	-18.002	5.0	5.5
2009	11	22	22:07:47.7200	-39.636	-74.972	4.0	5.9
2009	11	23	06:08:39.6000	18.083	-105.597	34.8	5.6
2009	11	26	19:08:11.3600	13.514	-89.907	56.8	5.9
2009	12	10	02:30:52.5000	53.428	152.712	656.0	6.0
2009	12	17	01:37:46.5000	36.424	-9.933	10.0	5.7

APPENDICE D

ANALYSE DES TEMPS D'ARRIVÉE RÉSIDUELS RELATIFS

Cet appendice contient les histogrammes et les graphiques d'azimut arrière pour les temps d'arrivée relatifs calculés au Chapitre 2. Les histogrammes contiennent quelques statistiques à savoir : le nombre de paires station-événement enregistrées; et la moyenne, la médiane et la déviation standard des temps d'arrivée résiduels relatifs (s) pour chacune des stations. Les graphiques illustrent que les ondes sismiques arrivent aux différentes stations avec une assez bonne répartition des azimuts arrière et à la distance (en degré) entre les hypocentres et les stations. Les impacts de ces résultats sont discutés à la section 2.6.

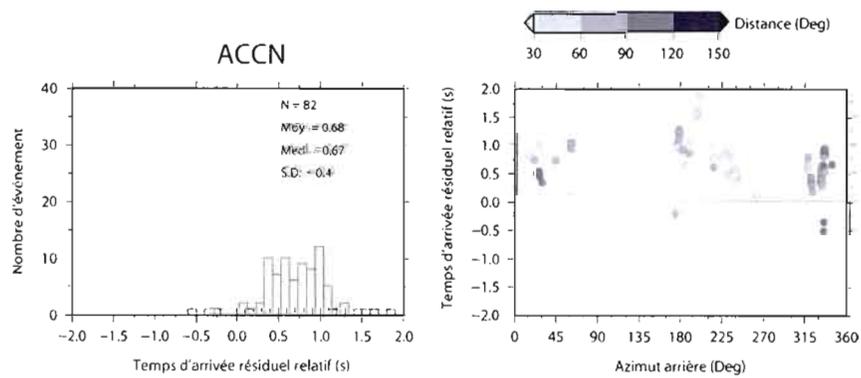


Figure D.1 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour la station ACCN

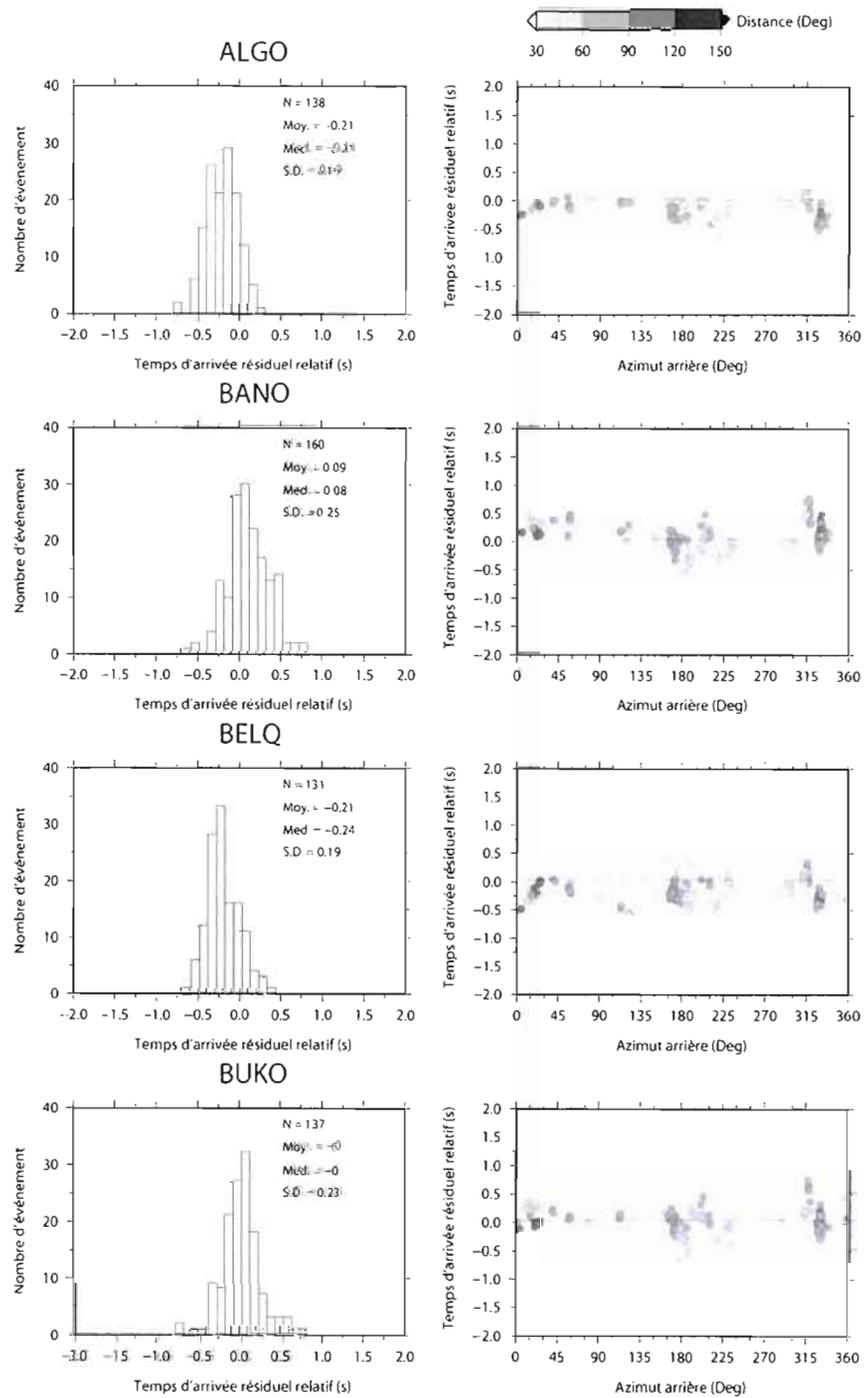


Figure D.2 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations ALGO, BANO, BELQ et BUKO.

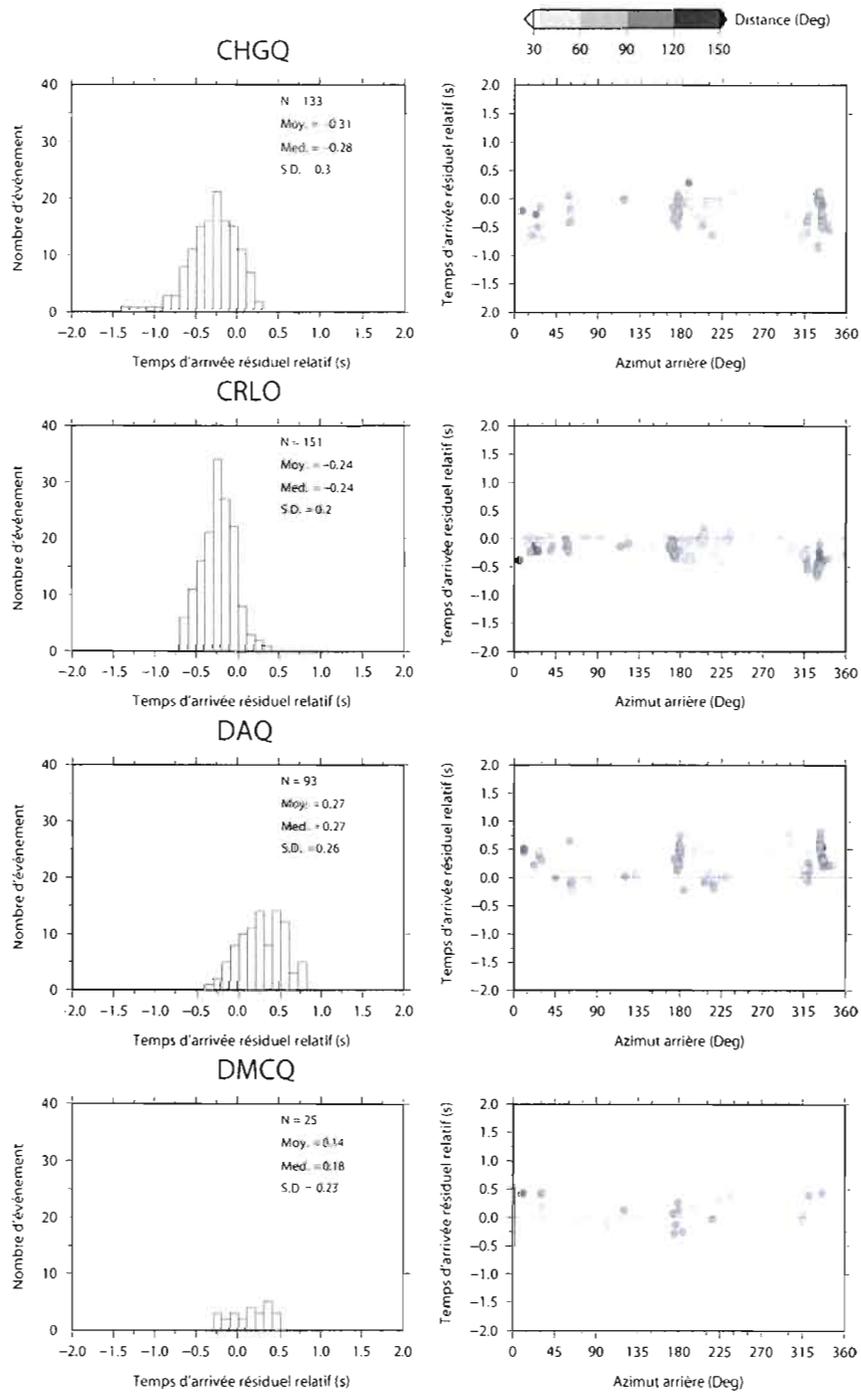


Figure D.3 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations CHGQ, CRLO, DAQ et DMCQ.

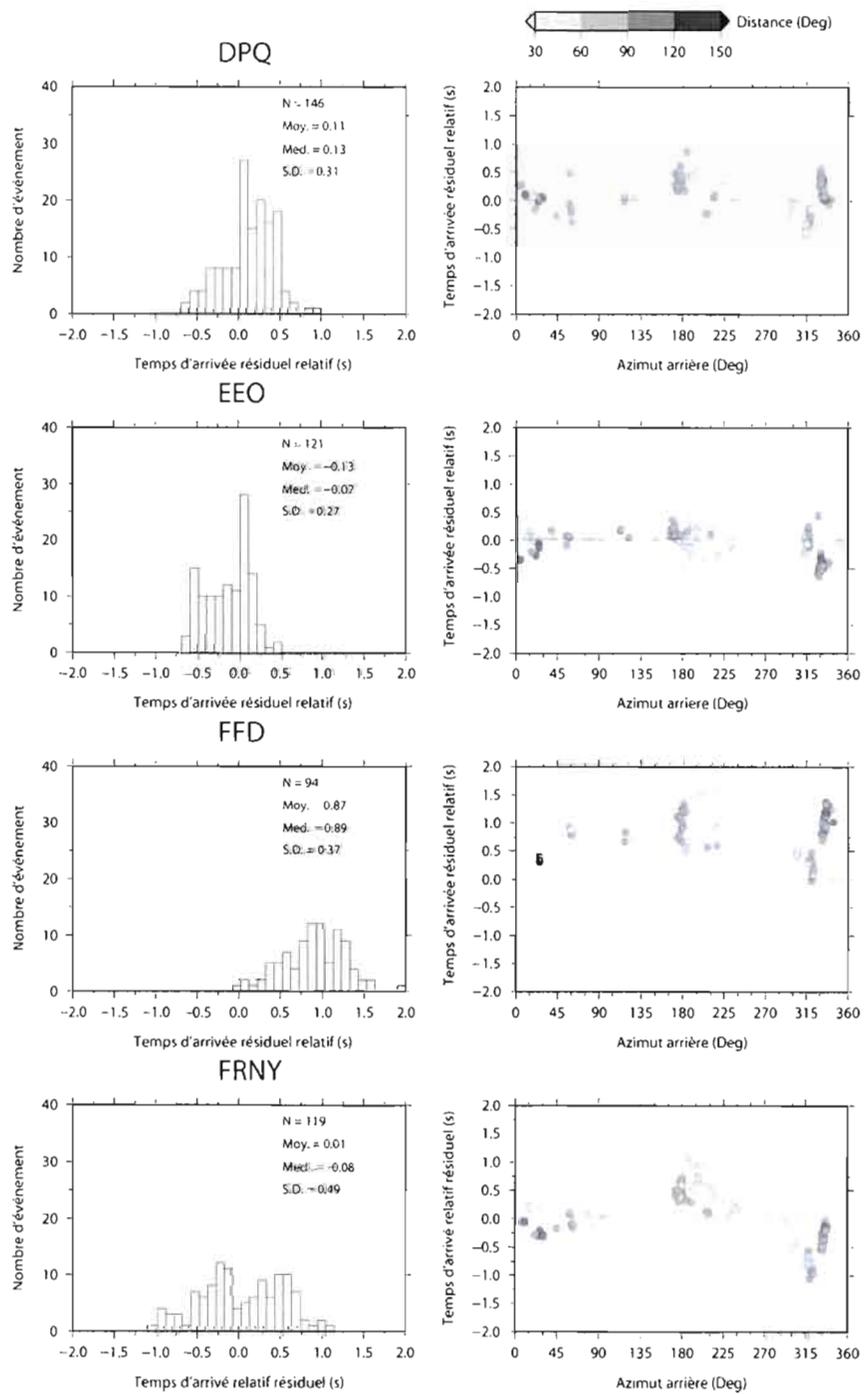


Figure D.4 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations DPQ, EEO, FFD et FRNY.

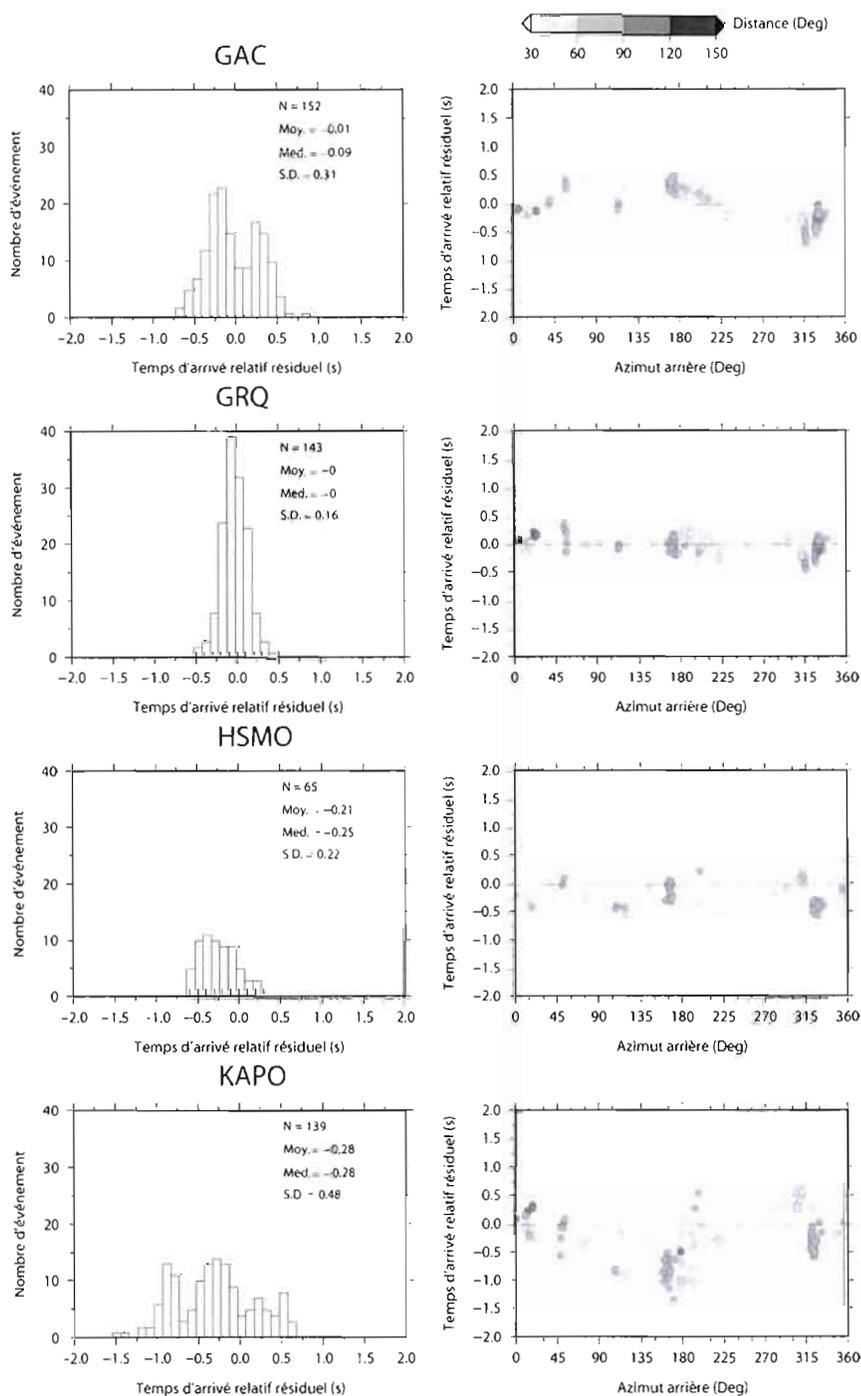


Figure D.5 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations GAC, GRQ, HSMO et KAPO.

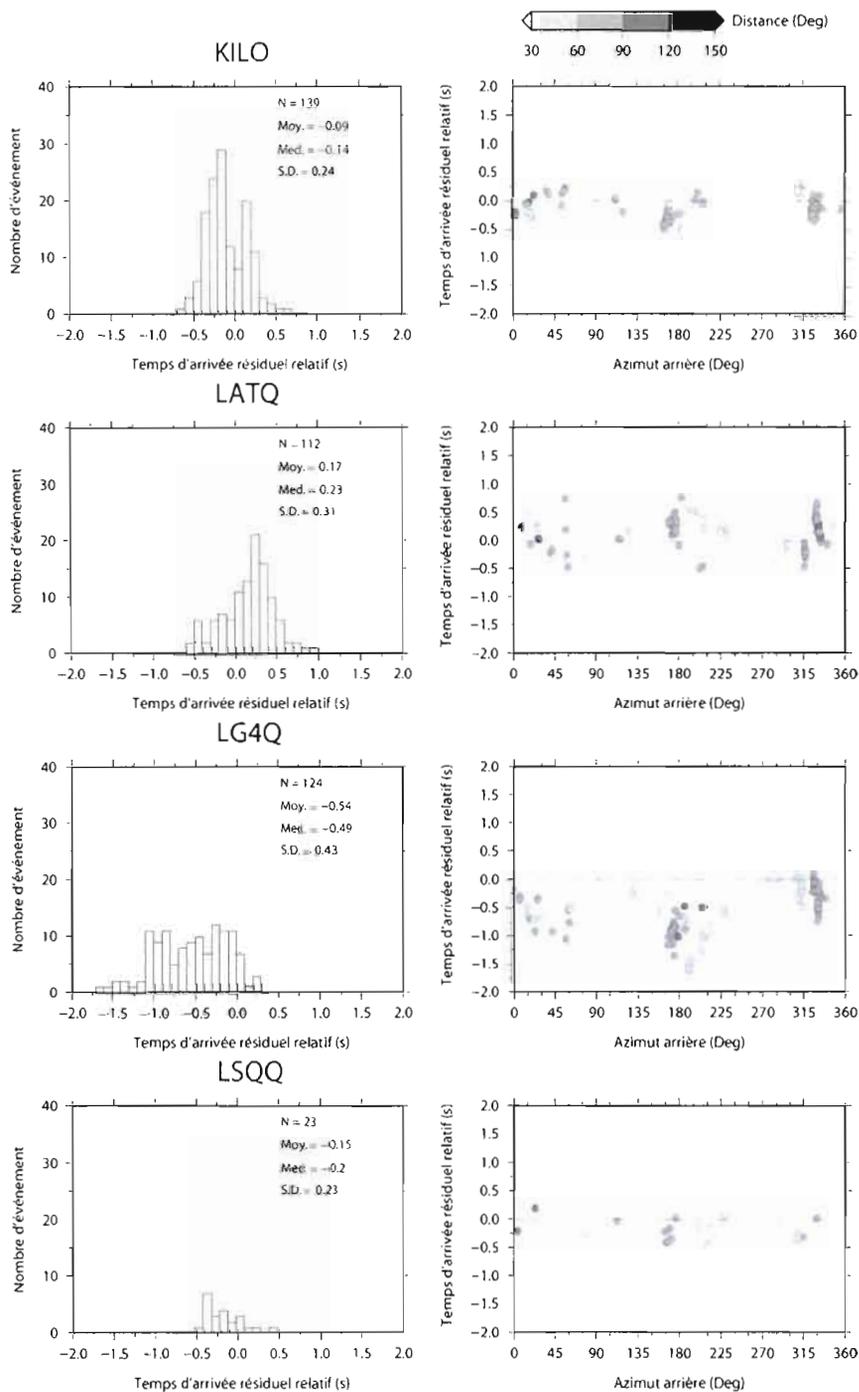


Figure D.6 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations KILO, LATQ, LG4Q et LSQQ.

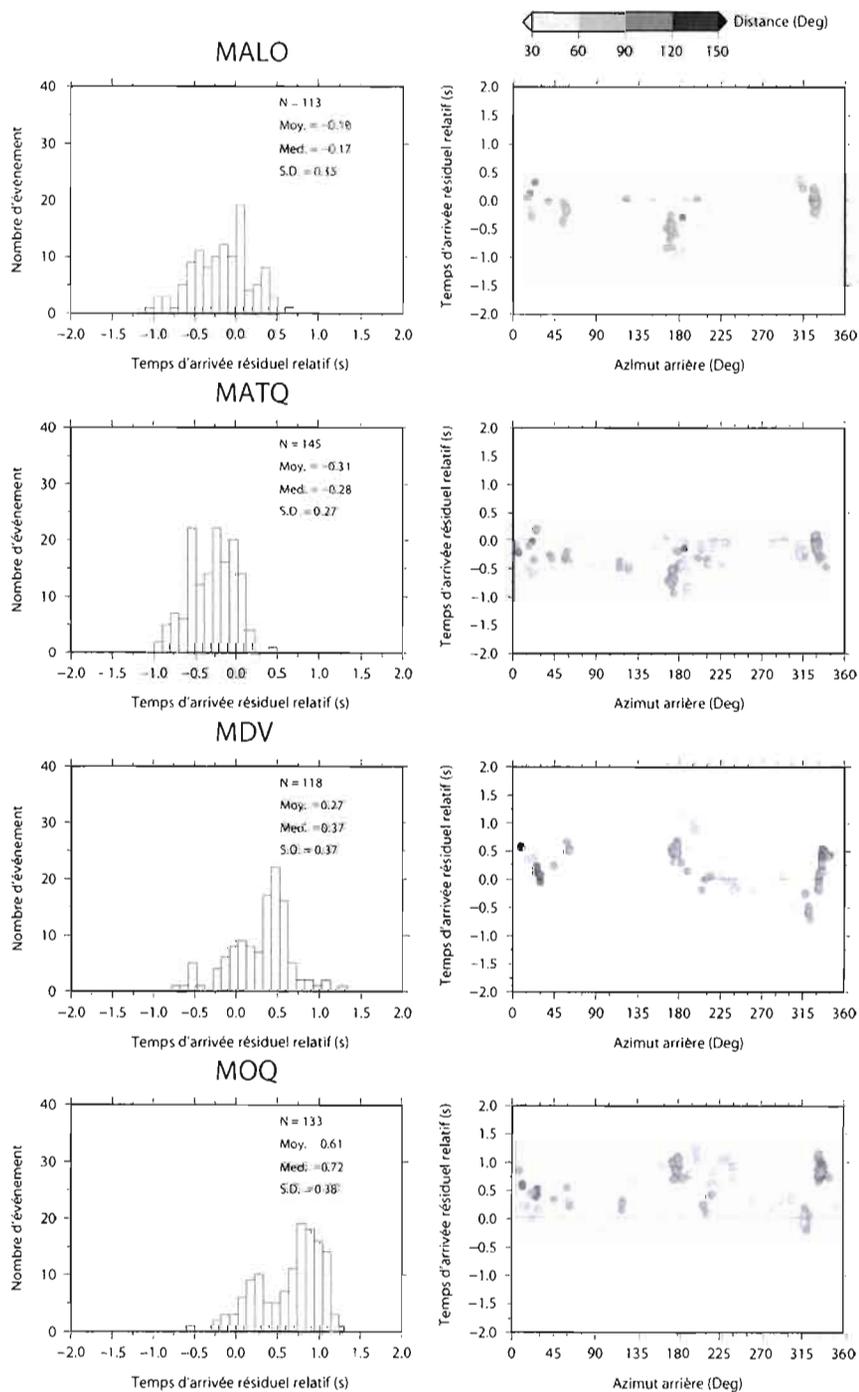


Figure D.7 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations MALO, MATQ, MDV et MOQ.

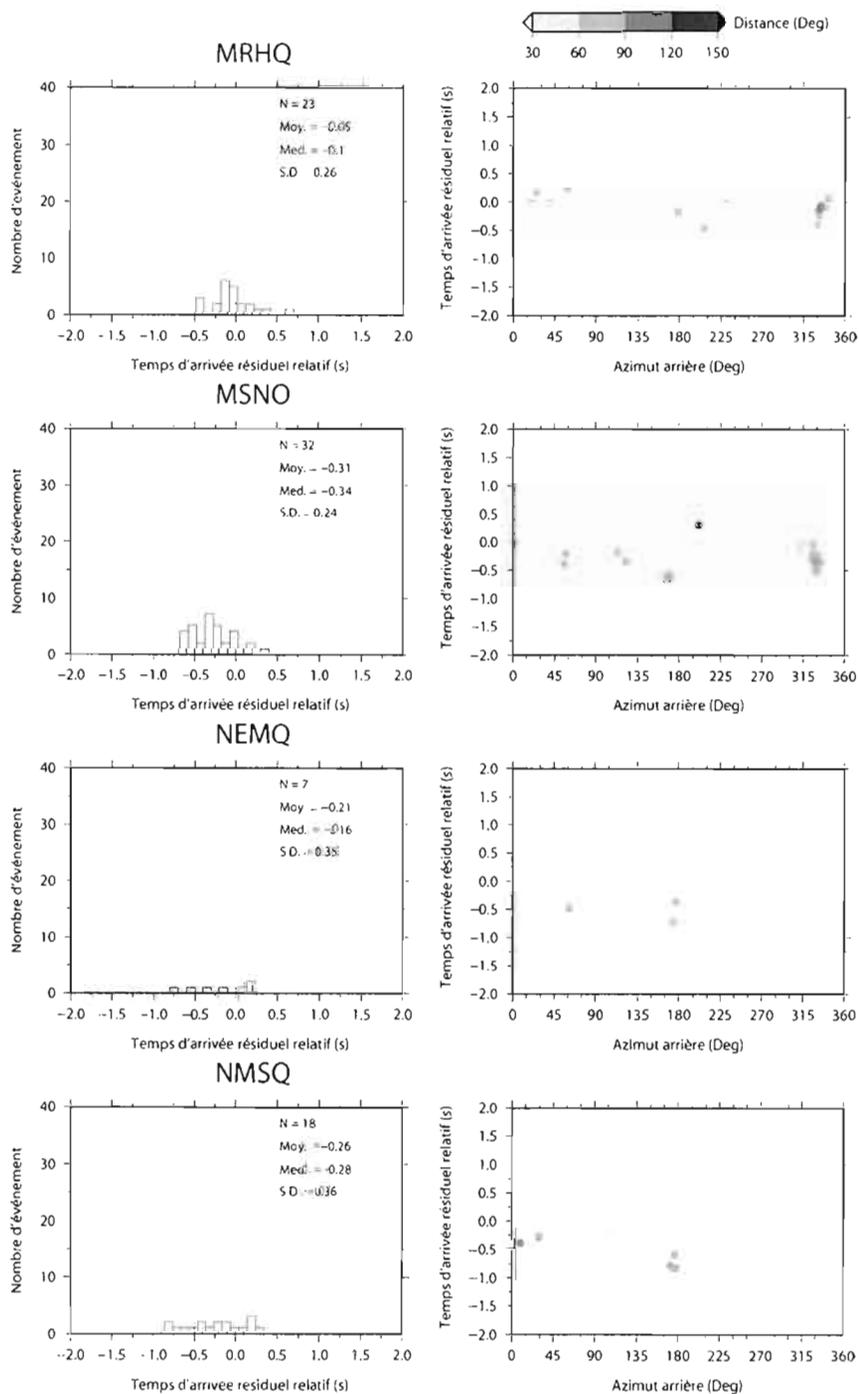


Figure D.8 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations MRHQ, MSNO, NEMQ, et NMSQ .

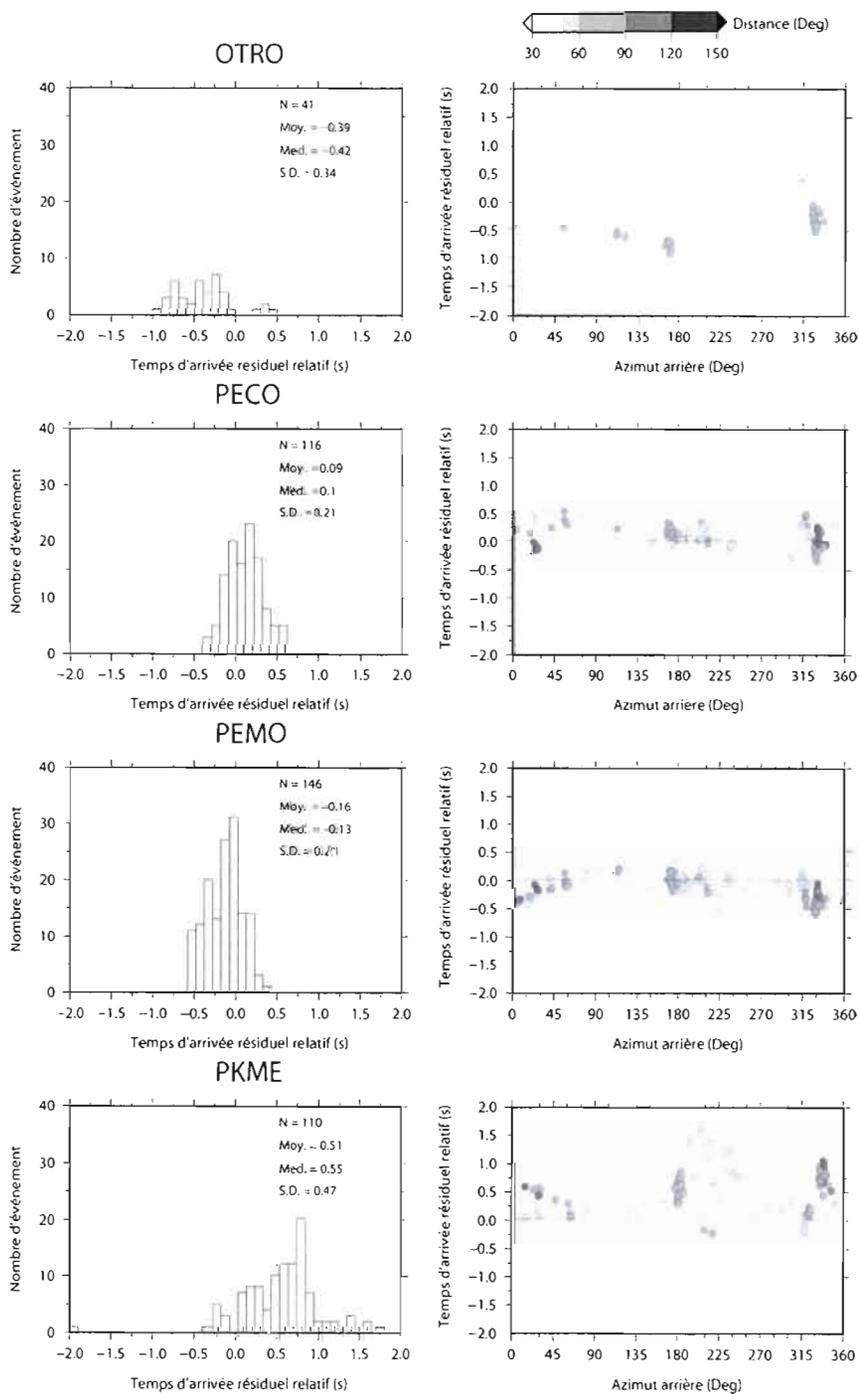


Figure D.9 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations OTRO, PECO, PEMO, et PKME.

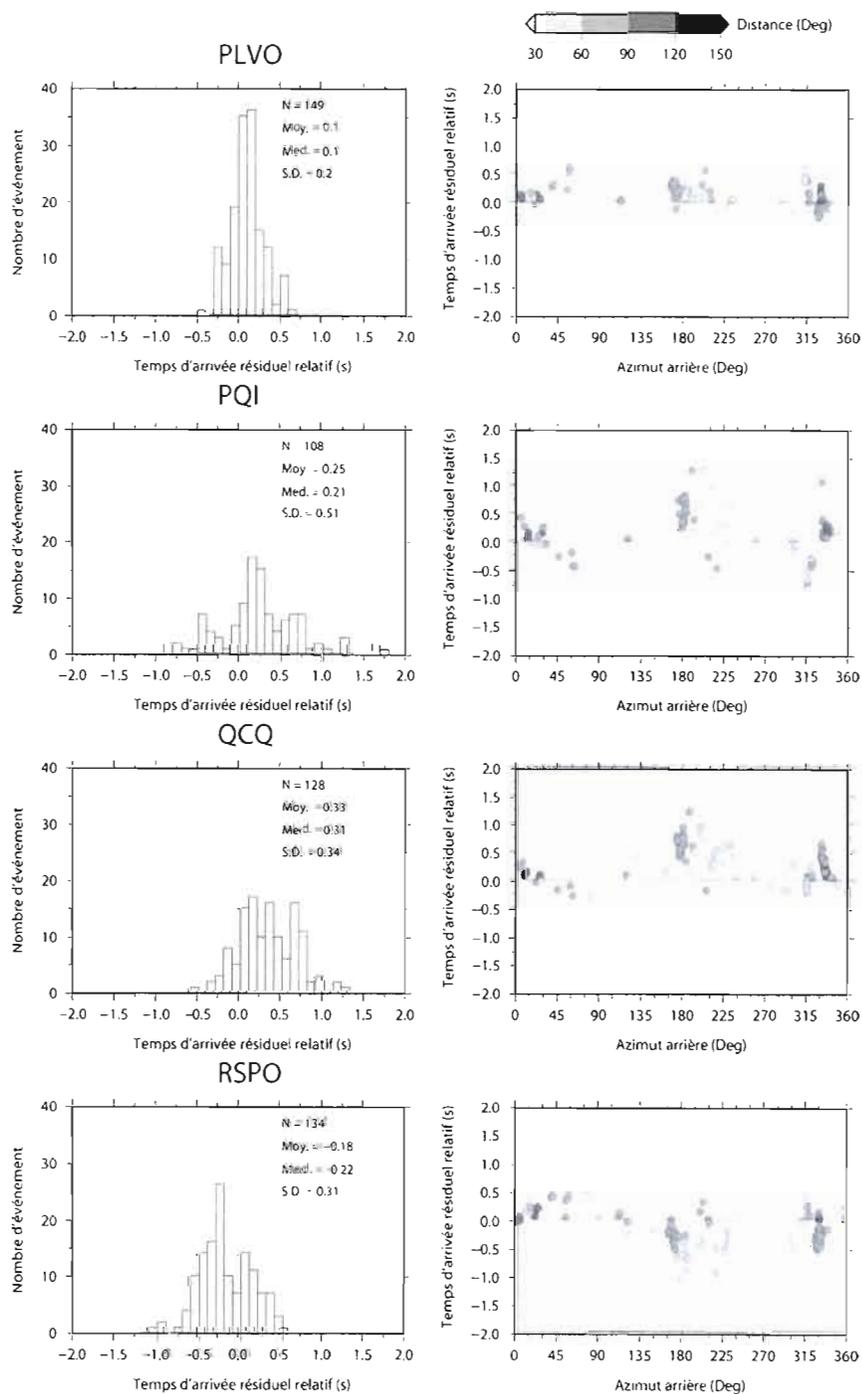


Figure D.10 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations PLVO, PQI, QCO, et RSPO.

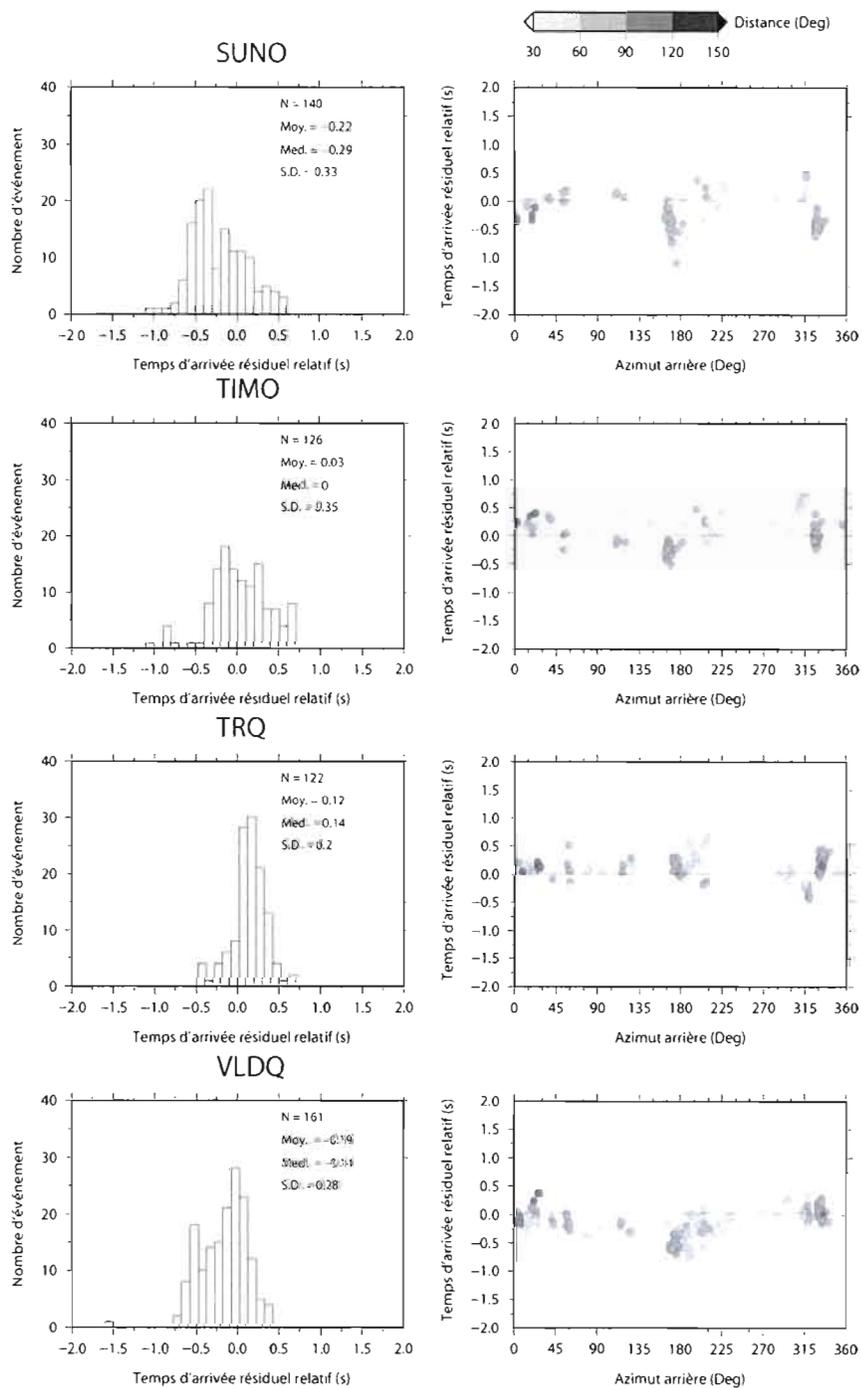


Figure D.11 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations SUMO, TIMO, TRQ, et VLDQ.

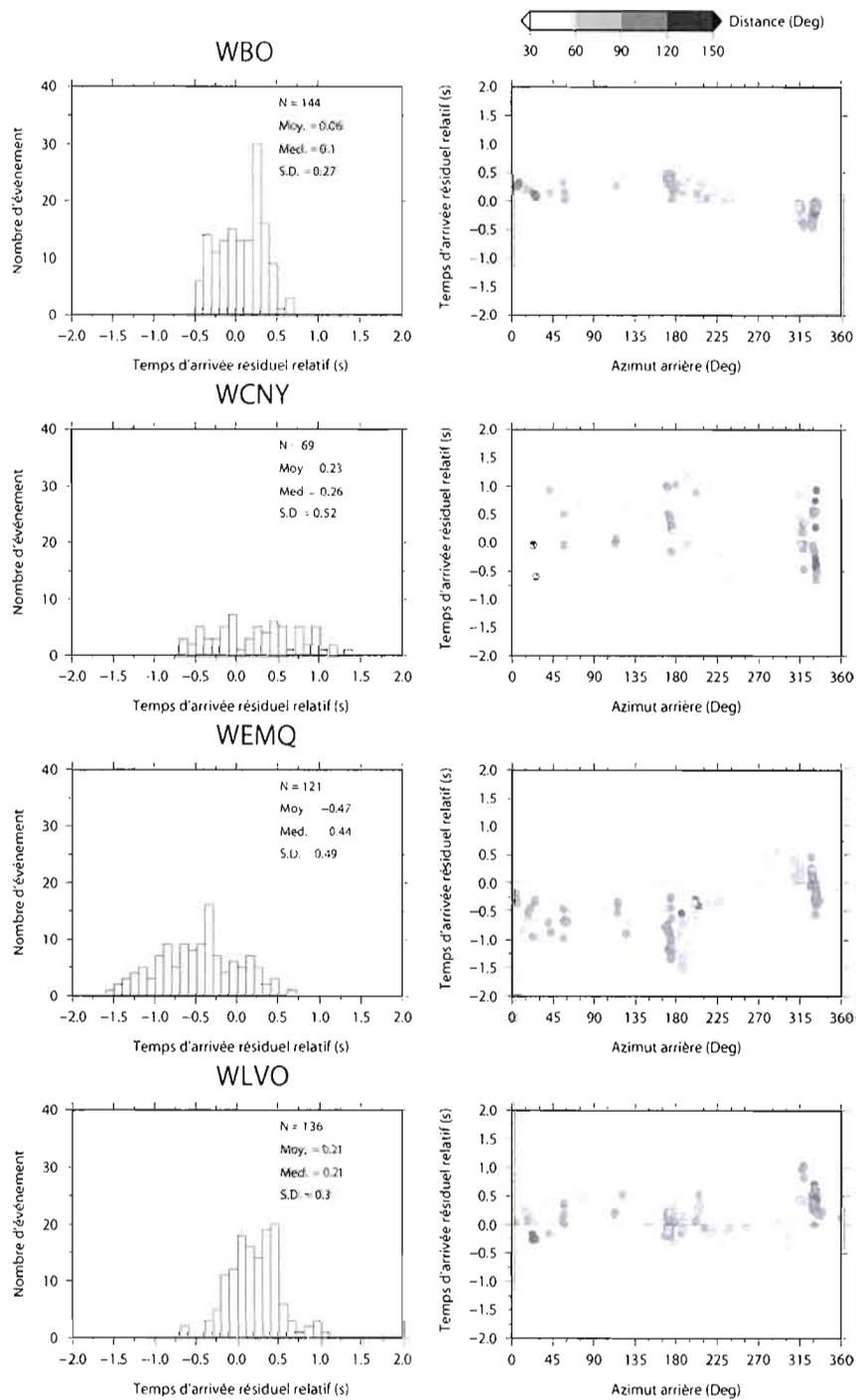


Figure D.12 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations WBO, WCNY, WEMQ, et WLVO.

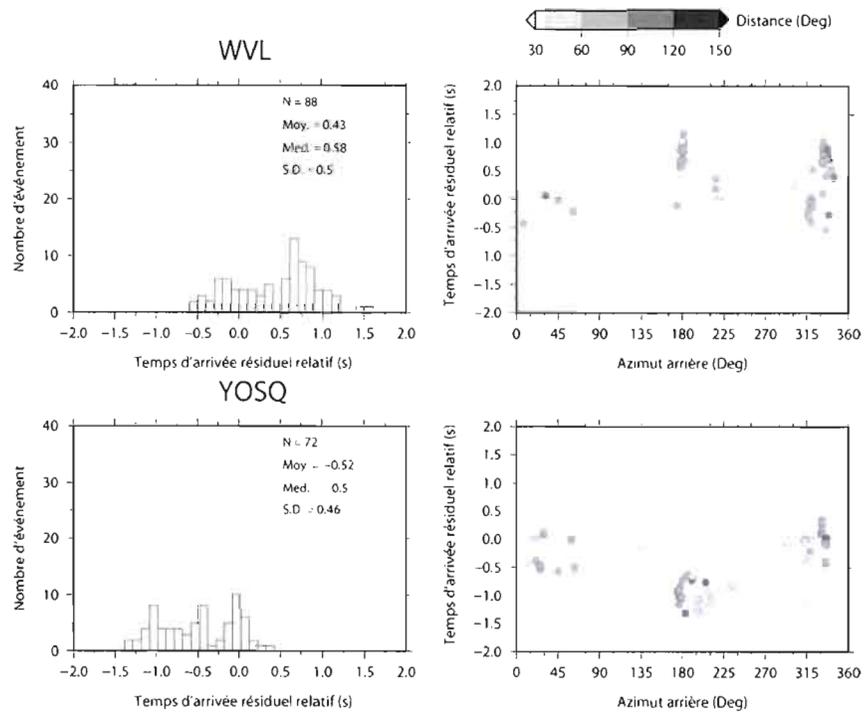


Figure D.13 : Temps d'arrivée résiduels relatifs pour les stations WWL et YOSQ

APPENDICE E

SPHÈRES RÉSIDUELLES

Les projections stéréographiques présentées dans cet appendice représentent les sphères résiduelles des temps de parcours calculés au Chapitre 2. Les croix représentent des temps de parcours plus lents que la moyenne, impliquant ainsi la présence d'anomalies de faible vitesse le long du trajet événement-station. Les cercles représentent, quant à eux, des temps de parcours plus rapides témoignant de la présence d'anomalies de haute vitesse. Il est à noter que sur ce type de projection les stations sont situées au centre du cercle. Les impacts de ces résultats sont discutés à la section 2.6.

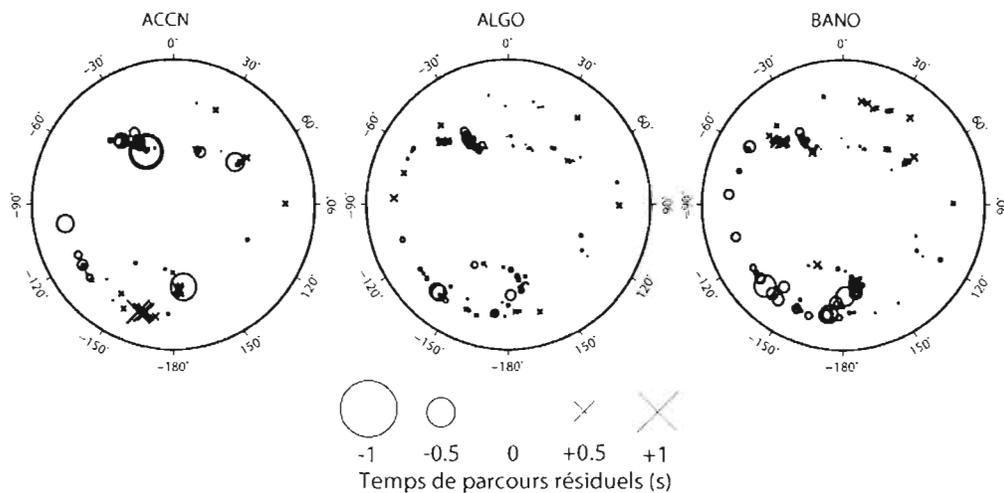


Figure E.1 : Sphères résiduelles pour les stations ACCN, ALGO et BANO

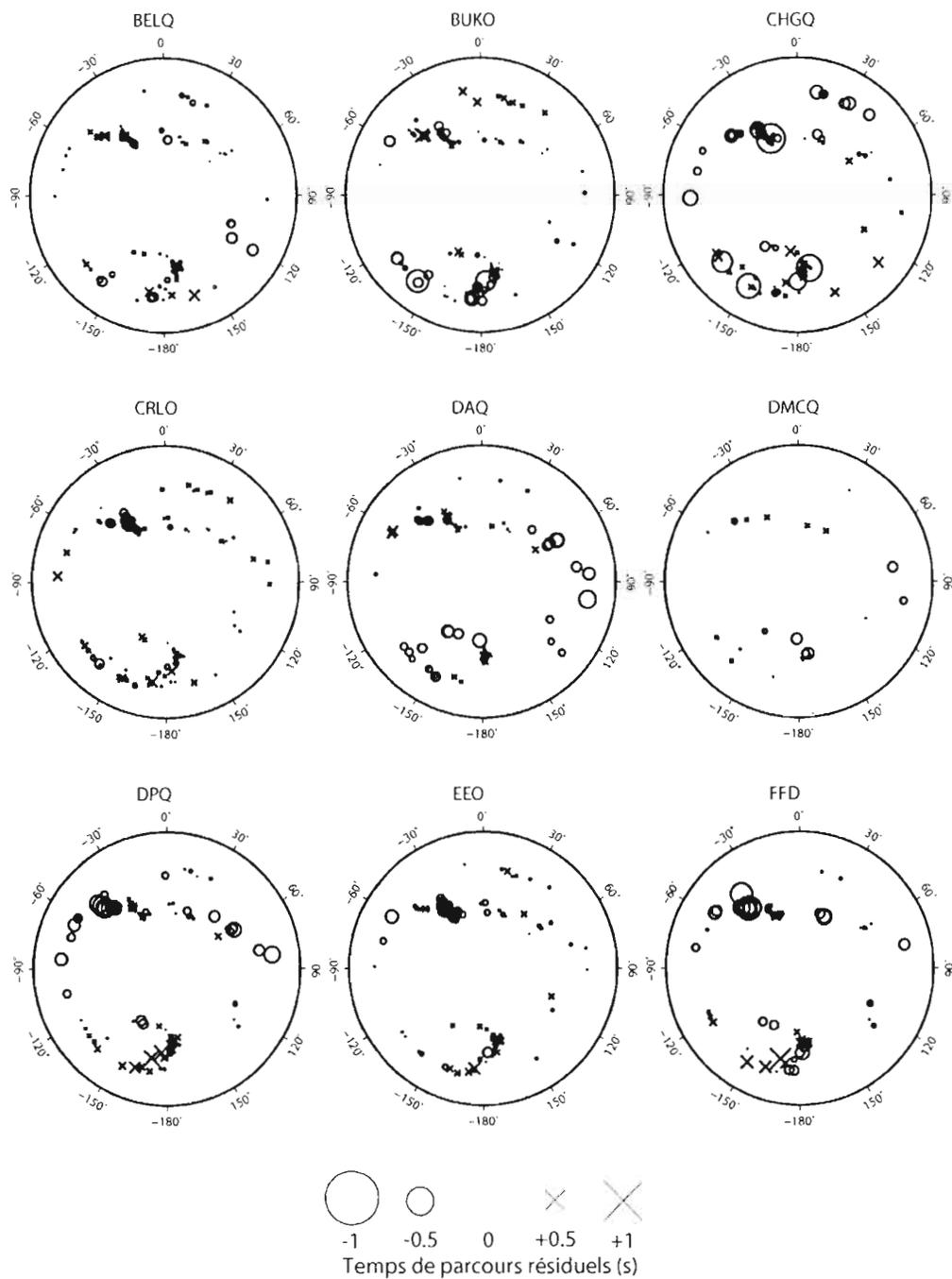


Figure E.2 : Sphères résiduelles pour les stations BELQ, BUKO, CHGQ, CRLO, DAQ, DMCQ, DPQ, EEO et FFD.

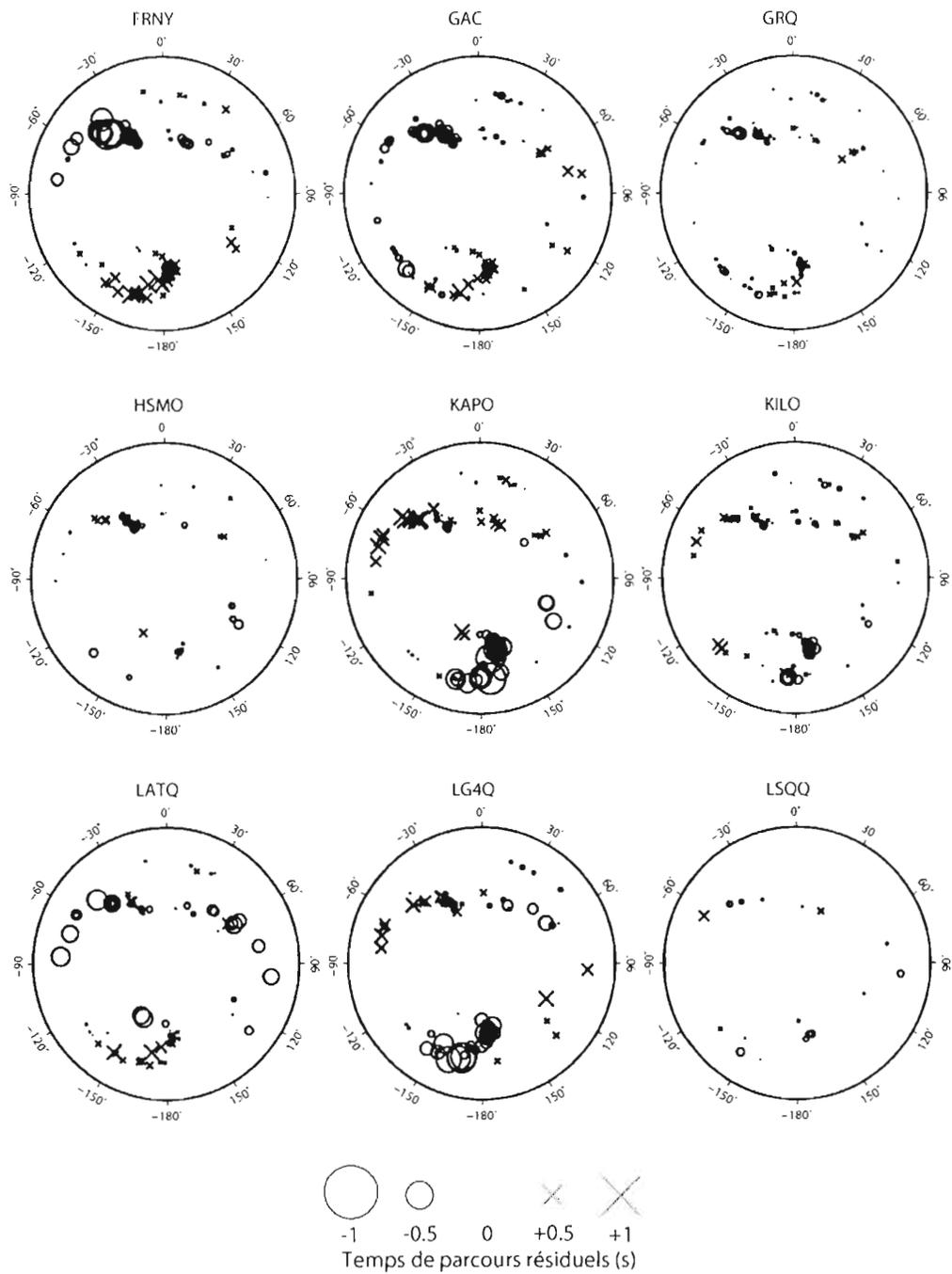


Figure E.3 : Sphères résiduelles pour les stations FRNY, GAC, GRQ, HSMO, KAPO, KILO, LATQ, LG4Q et LSQQ.

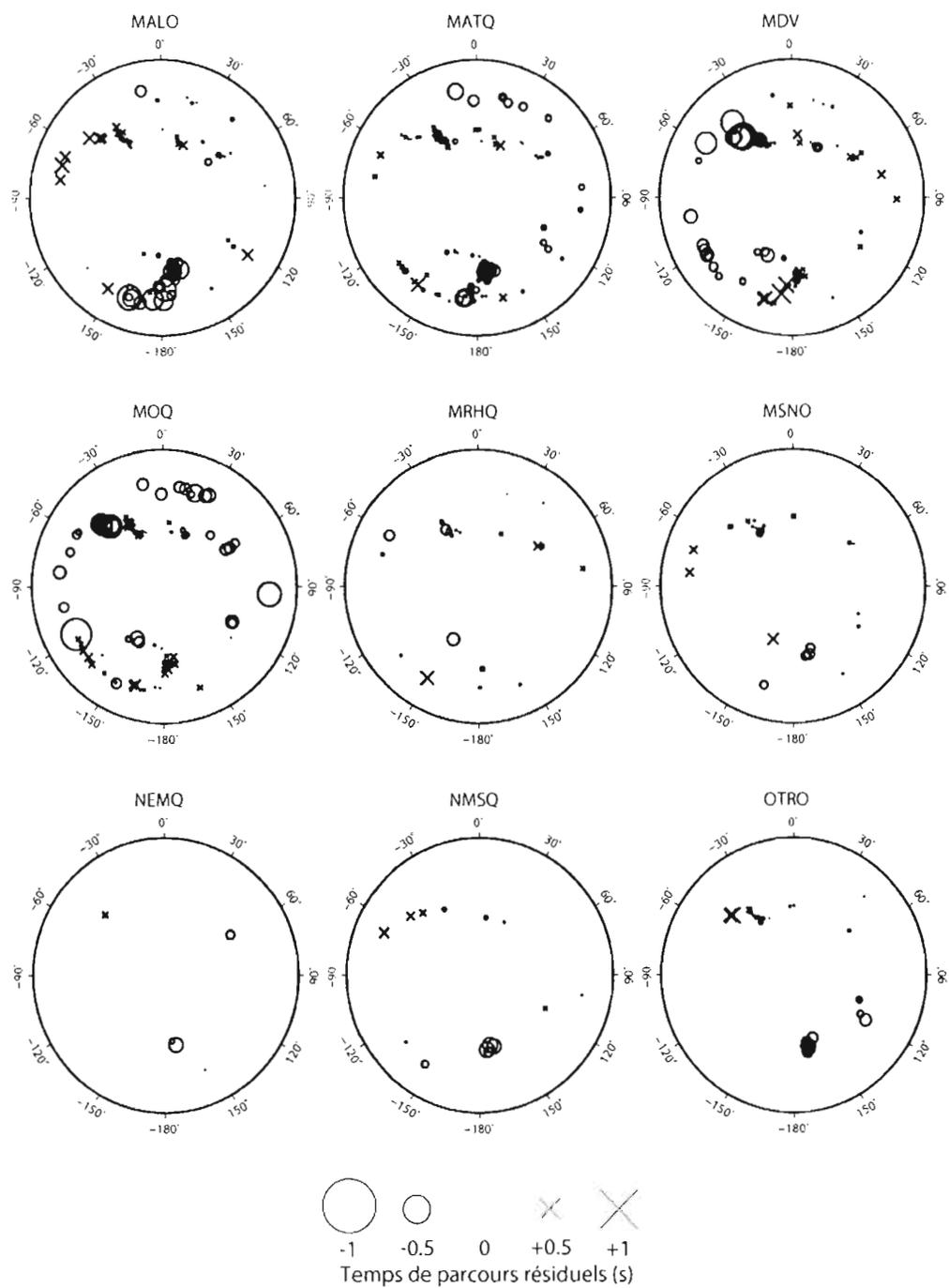


Figure E.4 : Sphères résiduelles pour les stations MALO, MATQ, MDV, MOQ, MRHQ, MSNO, NEMQ, NMSQ et OTRO.

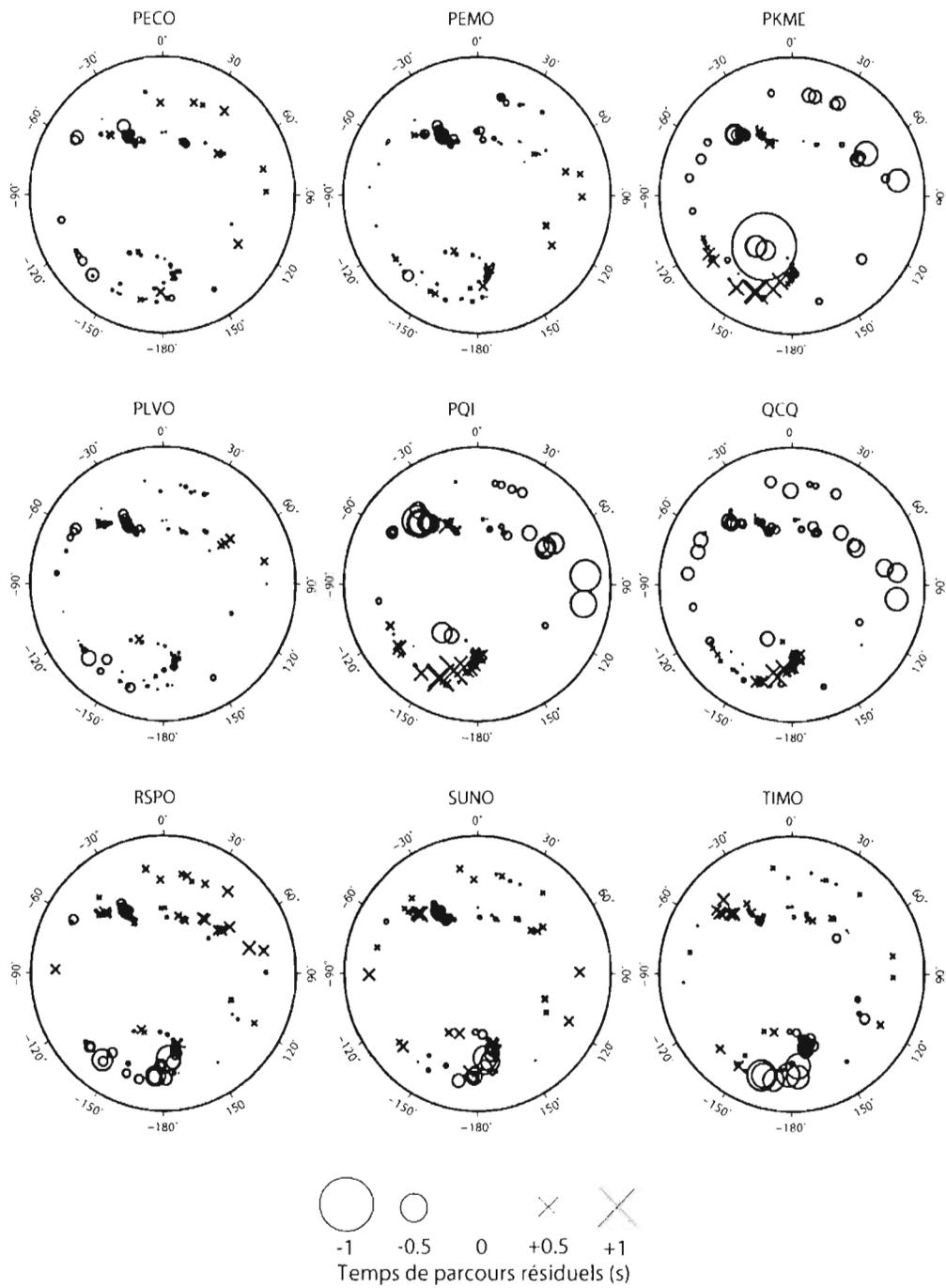


Figure E.5 : Sphères résiduelles pour les stations PECO, PEMO, PKME, PLVO, PQI, QCQ, RSPO, SUNO et TIMO.

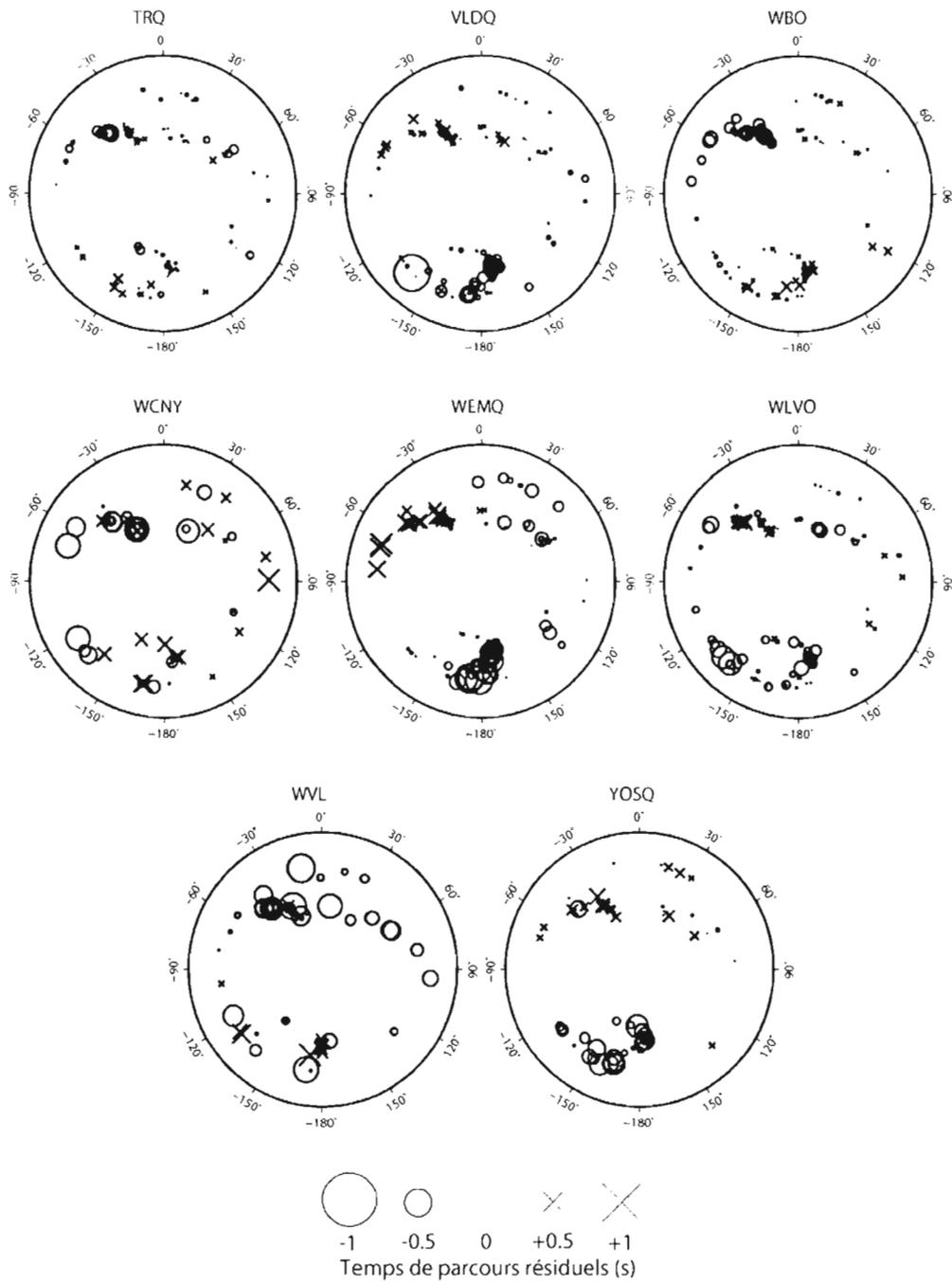


Figure E.6 : Sphères résiduelles pour les stations TRQ, VLDQ, WBO, WCNY, WEMQ, WLVO, WWL et YOSQ.

RÉFÉRENCES

- Aki, K. 1993. « Overview of seismic tomography ». In *Seismic tomography : Theory and practice*, sous la dir. de H. Iyer et K. Hirahara. p. 1-8. New-York : Chapman and Hall.
- Aki, K., A. Christofferson et E. S. Husebye. 1977. « Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 82, no. B2, p. 277-296.
- Aktas, K. et D. W. Eaton. 2006. « Upper-mantle velocity structure of the lower Great Lakes region ». *Tectonophysics*, vol. 420, no. 1-2, p. 267-281.
- Allen, R. M., G. Nolet, W. J. Morgan, K. Vogfjörð, B. H. Bergsson, P. Erlendsson, G. R. Foulger, S. Jakobsdóttir, B. R. Julian, M. Pritchard, S. Ragnarsson, et R. Stefánsson. 2002. « Imaging the mantle beneath Iceland using integrated seismological techniques ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. B12, 2325, doi:10.1029/2001JB000595.
- Bastow, I. D. 2005. « Upper-mantle seismic structure in a region of incipient continental break-up : Northern Ethiopian Rift ». Thèse de doctorat, Leeds, UK, University of Leeds, 194 p.
- Bédard, L. P., et J. N. Ludden. 1997. « Nd-isotope evolution of Archaean plutonic rocks in southeastern Superior Province ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 34, no. 3, p. 286-298.
- Bedle, H., et S. van der Lee. 2009. « S velocity variations beneath North America », *Journal of Geophysical Research*, vol. 114, B07308, doi:10.1029/2008JB005949.
- Boerner, D. E., R. D. Kurtz et J. A. Craven. 2000. « A summary of electromagnetic studies on the Abitibi-Grenville transect ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, no. 2-3, p. 427-437.
- Bruneton, M., H. A. Pedersen, V. Farra, N. T. Arndt, P. Vacher, U. Achauer, A. Alinaghi, J. Ansorge, G. Bock, W. Friederich, M. Grad, A. Guterch, P. Heikkinen, S.-E. Hjelt, T. L. Hyvönen, J.-P. Ikonen, E. Kissling, K. Komminaho, A. Korja, E. Kozlovskaya, M.V. Nevsky, H. Paulssen, N. I. Pavlenkova, J. Plomerova, T. Raita, O. Y. Riznichenko, R. G. Roberts, S. Sandoval, I. A. Sanina, N. V. Sharov, Z. H. Shomali, J. Tiikkainen, T. Wielandt, K. Willegalla, J. Yliniemi et Y. G. Yurov. 2004. « Complex lithospheric

- structure under the central Baltic Shield from surface wave tomography ». *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, no. B10, B10303, doi:10.1029/2003JB002947.
- Calvert, A. J., E. W. Sawyer, W. J. Davis et J. N. Ludden. 1995. « Archaean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior Province ». *Nature*, vol. 375, no. 6558, p. 670-674.
- Calvert, A. J., et J. N. Ludden. 1999. « Archean continental assembly in the southeastern Superior Province of Canada ». *Tectonics*, vol. 18, no. 3, p. 412-429.
- Cammarano, F., S. Goes, P. Vacher, D. Giardini. 2003. « Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities ». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 138, no. 3-4, p. 197-222, doi:10.1016/S0031-9201(03)00156-0.
- Card, K. D. et A. Ciesielski. 1986. « Subdivision of the Superior province of the Canadian shield ». *Geoscience Canada*, vol. 13, no. 1, p. 5-13.
- Castonguay, S. et A. Tremblay. 2003. « Tectonic evolution and significance of Silurian – early Devonian hinterland-directed deformation in the internal Humber zone of the southern Quebec Appalachians ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 40, no. 2, p. 255-268, doi:10.1139/E02-045.
- Clowes, R. M., F. A. Cook et J. N. Ludden. 1998. « Lithoprobe leads to new perspectives on continental evolution. *GSA Today*, vol. 8, no. 10, p. 1-7, doi:10.1139/E10-009.
- Clowes, R. M., D. J. White et Z. Hajnal. 2010. « Mantle heterogeneities and their significance: results from Lithoprobe seismic reflection and refraction – wide-angle reflection studies ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 47, no. 4, p. 409-443.
- Corriveau, L., S. Perreault et A. Davidson. 2007. « Prospective metallogenic settings of the Grenville Province ». In *Mineral deposits of Canada : A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods* sous la dir. de W. D. Goodfellow. p. 819-847. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5.
- Darbyshire, F. A., R. S. White, et K. F. Priestley. 2000. « Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study ». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 181, no. 4, p. 490-428.
- Darbyshire, F. A., D. W. Eaton, A. W. Frederiksen et L. Ertolahti. 2007. « New insights into the lithosphere beneath the Superior Province from Rayleigh wave dispersion and receiver function analysis ». *Geophysical Journal International : Seismology*, vol. 169, no. 3, p. 1 043-1 068, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03259.x.

- Darbyshire, F. A., et S. Lebedev. 2009. « Rayleigh wave phase-velocity heterogeneity and multilayered azimuthal anisotropy of the Superior Craton, Ontario ». *Geophysical Journal International : Seismology*, vol. 176, no. 1, p. 215-234, doi:10.111/j.1365-246X.2008.03982.x.
- Darbyshire, F. A., et D. W. Eaton. 2010. « The lithospheric root beneath Hudson Bay, Canada from Rayleigh wave dispersion : No clear seismological distinction between Archean and Proterozoic mantle ». *Lithos*, vol. 120, no. 1-2, p. 144-159.
- Davis, D. W. 2003. "Growth of the Archean Superior Craton as revealed by U-Pb geochronology and Hf isotopes in zircon". In *Short Papers – IV South American Symposium on Isotope Geology*, (Salvador, 24-27 août 2003), sous la dir. de Maria de Lourdes da Silva Rosa et al. (Organizers), p. 10-13. Salvador : CBPM; IRD.
- Duncan, R. A. 1984. « Age progressive volcanism in the New England Seamounts and the opening of the central Atlantic ocean ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, no. B12, p. 9 980-9 990, doi:10.1029/JB089iB12p09980.
- Eby, G. N. 1987. « The Montereian Hills and White Mountain alkaline igneous provinces, eastern North America ». In *Alkaline igneous rocks*, sous la dir. de J. G. Fitton et B. G. J. Upton, p. 433-447. Geological Society, Special Paper 30. Blackwell Scientific Publications, Oxford, England.
- Eaton, D. W. et A. Frederiksen. 2007. « Seismic evidence for convection-driven motion of the North American plate ». *Nature*, vol. 446, no. 7134, p. 428-431.
- Eaton, D., A. Frederiksen et S.-K. Miong. 2004. « Shear-wave splitting observations in the lower Great Lakes region: Evidence for regional anisotropic domains and keel-modified asthenospheric flow ». *Geophysical Research Letters*, vol. 31, L07610, doi:10.1029/2004GL019438.
- Ernst, R. E. et K. L. Buchan. 2001. « The use of mafic dyke swarms in identifying and locating mantle plumes ». In *Mantle plumes : Their identification through time*, sous la dir. de R. E. Ernst et K. L. Buchan, p. 247-265. Geological Society of America, Special Paper 352.
- Forte, A. M., J. X. Mitrovica, R. Moucha, N. A. Simmons, et S. P. Grand. 2007. « Descent of the ancient Farallon slab drives localized mantle flow below the New Madrid seismic zone ». *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L04308, doi:10.1029/2006GL027895.
- Forte, A. M., R. Moucha, N. A. Simmons, S. P. Grand, et J. X. Mitrovica. 2010. « Deep-mantle contributions to the surface dynamics of the North American continent ». *Tectonophysics*, vol. 481, no. 1-4, p. 3-15, doi:10.1016/j.tecto.2009.06.010.

- Fouch, Matthew J., K. M. Fisher, et E. M. Parmentier. 2000. « Shear-wave splitting, continental keels, and patterns of mantle flow ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, no. B3, p. 6255-6275.
- Frederiksen, A. W., I. J. Ferguson, D. Eaton, S.-K. Miong et E. Gowan. 2006. « Mantle fabric at multiple scales across an Archean-Proterozoic boundary, Grenville Front, Canada ». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 158, no. 2-4, p. 240-263, doi:10.1016/j.pepi.2006.03.025.
- Frederiksen, A. W., S.-K. Miong, F. A. Darbyshire, D. W. Eaton, S. Rondenay et S. Sol. 2007. « Lithospheric variations across the Superior Province, Ontario, Canada : Evidence from tomography and shear wave splitting ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, no. B7, B07318, doi:10.1029/2006JB004861.
- Goes, S., R. Govers, et P. Vacher. 2000. « Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, no. B5, p. 11 153-11 169.
- Grand, S. P. 1994. « Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, no. B6, p. 11 591-11 621.
- Grand, S. P., R. D. van der Hilst, et S. Widiyantoro. 1997. « Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth ». *GSA Today*, vol. 7, no. 4, p. 1-7.
- Griffin, W. L., S. Y. O'Reilly, C. G. Ryan, O. Gaul, et D. A. Ionov. 1998. « Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle : Geophysical and geodynamic implications ». In *Structure and Evolution of the Australian Continent*, Geodynamic Series, vol. 26, sous la dir. de J. Brown, p. 1-26, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Hammer, P. T. C., R. M. Clowes, F. A. Cook, A. J. van der Velden, et K. Vasudevan. 2010. « The Lithoprobe trans-continental lithospheric cross-sections : imaging the internal structure of the North American continent ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 47, no. 5, p. 821-857, doi:10.1139/E10-036.
- Hatcher, R. D., Jr. 2005. « Southern and central Appalachians ». In *Encyclopedia of geology*, sous la dir. de R. C. Selley, L. R. M. Cocks et I. R. Plinner, p. 72-81. Amsterdam : Elsevier Academic Press.
- Heaman, L. M. et B. A. Kjarsgaard. 2000. « Timing of eastern North American kimberlite magmatism : continental extension of the Great Meteor hotspot track? ». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 178, no. 3-4, p. 253-268.

- Hestenes, M. R. et E. Stiefel. 1952. « Method of conjugate gradients for solving linear systems ». *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, vol. 49, no. 6, p. 409-436.
- Hoffman, P. F. 1988. « United plates of America, the birth of a craton : Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia ». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 16, p. 543-603.
- Ji, S., S. Rondenay, M. Mareschal, et G. Senechal. 1996. « Obliquity between seismic and electrical anisotropies as a potential indicator of movement sense for ductile shear zones in the upper-mantle ». *Geology*, vol. 24, p. 1 033-1 036.
- Kamo, S. L., T. E. Krogh, et P. S. Kumarapeli. 1995. « Age of the Grenville dyke swarm, Ontario-Quebec : implication for the timing of Iapetan rifting ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, no. 3, p. 273-280.
- Kellett, R. L., A. E. Barnes, et M. Rive. 1994. « The deep structure of the Grenville Front : a new perspective from Western Quebec ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 31, no. 2, p. 282-292.
- Kelley, K. A., T. Plank, T. L. Grove, E. M. Stolper, S. Newman, et E. Hauri. 2006. « Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, B09208, doi:10.1029/2005JB003732.
- Kennett, B. L. N., et G. C. Engdahl. 1991. « Traveletimes for global earthquake location and phase identification ». *Geophysical Journal International*, vol. 105, no. 2, p. 429-465.
- Landry, B. et M. Mercier. 1992. « La planète terre ». Chap. in *Notion de géologie*, 3^e éd. rev. et augm., p. 15-36. Montréal : Édition Modulo.
- Lazarenkov, V. G. 2010. « Alkaline plumes of continents and oceans ». *Russian Geology and Geophysics*, vol. 51, no. 9, p. 965-971, doi:10.1016/j.rgg.2010.08.006.
- Lévêque, J.-J., L. Rivera, et G. Wittlinger. 1993. « On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions ». *Geophysical Journal International*, vol. 115, no. 1, p. 313-318.
- Levin, V., A. Lerner-Lam, et W. Menke. 1995. « Anomalous mantle structure at the Proterozoic-Paleozoic boundary in the northeastern US ». *Geophysical Research Letters*, vol. 22, no. 2, p. 121-124.

- Levin, V., W. Menke, et J. Park. 2000a. « No regional anisotropic domains in the Northeastern U.S. Appalachians ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, no. B8, p. 19 029-19 042.
- Levin, V., J. Park, M. T. Brandon, et W. Menke. 2000b. « Thinning of the upper-mantle during late Paleozoic Appalachian orogenesis ». *Geology*, vol. 28, no. 3, p. 239-242.
- Li, A., K. M. Fisher, S. van der Lee, et M. E. Wyession. 2002. « Crust and upper mantle discontinuity structure beneath eastern North America ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, no. B5, 2100, doi :10 :1029/2001JB000190.
- Li, A., D. W. Forsyth, et K. M. Fisher. 2003. « Shear velocity structure and azimuthal anisotropy beneath eastern North America from Rayleigh wave inversion ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. B8, 2362, doi:10.1029/2002JB002259
- Li, C., R. D. van der Hilst, E. R. Engdahl, et S. Burdick. 2008. « A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle ». *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 9, no. 5, Q05018, doi:10.1029/2007GC001806.
- Ludden, J., et C. Hubert. 1986. « Geologic evolution of the Late Archean Abitibi greenstone belt of Canada ». *Geology*, vol. 14, no. , p. 357-372.
- Ludden, J., et A. Hynes. 2000. « The Lithoprobe Abitibi-Grenville transect: two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, no. 2-3, p. 459-476.
- Mareschal, J.-C., C. Jaupart, C. Gariépy, L.Z. Cheng, L. Guillou-Frottier, G. Bienfait, et R. Lapointe. 2000. « Heat flow and deep thermal structure near the southeastern edge of the Canadian Shield », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, no. 2-3, p. 399-414.
- Mareschal, M., R. L. Kellett, R. D. Kurtz, J. N. Ludden, S. Ji, et R. C. Bailey. 1995. « Archaean cratonic roots, mantle shear zones and deep electrical anisotropy ». *Nature*, vol. 375, no. 6527, p. 134-137.
- Nataf, H. C., et Y. Ricard. 1996. « 3SMAC: An a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modelling ». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 95, no. 1-2, p. 101-122.
- Ojakangas, R. W., C. L. Matsch. 1982. *Minnesota's Geology*. Minneapolis, University of Minnesota Press, 255 p.

- Percival, J. A. 2007. « Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada ». In *Mineral deposits of Canada : A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods* sous la dir. de W. D. Goodfellow. p. 903-928. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5.
- Percival, J. A., et Z. E. Peterman. 1994. « Rb-Sr biotite and whole-rock data from the Kapuskasing uplift and their bearing on the cooling and exhumation history ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 31, no. 7, p. 1 172-1 181.
- Perry, C., C. Rosieanu, J.-C. Mareschal, et C. Jaupart. 2010. « Thermal regime of the lithosphere in the Canadian Shield ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 47, no. 4, p. 389-408, doi:10.1029/2002JB002259.
- Rondenay, S., M. G. Bostock, T. M. Hearn, D. J. White, and R. M. Ellis. 2000a. « Lithospheric assembly and modification of the SE Canadian Shield: Abitibi-Grenville teleseismic experiment ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 105, no. B6, p. 13 735-13 755.
- Rondenay, S., M. G. Bostock, T. M. Hearn, D. J. White, H. Wu, G. Sénéchal, S. Li, and M. Mareschal. 2000b. « Teleseismic studies of the lithosphere below Abitibi-Grenville Lithoprobe transect ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, no. 2-3, p. 415-426.
- Schellart, W. P., D. R. Stegman, R. J. Farrington, J. Freeman, et L. Moresi. 2010. « Cenozoic tectonics of western North America controlled by evolving width of Farallon slab ». *Science*, vol. 329, p. 316-319, doi:10.1126/science.1190366.
- Schimmel, M., M. Assumpção, et J.C. VanDecar. 2003. « Seismic velocity anomalies beneath SE Brazil from P and S wave travel time inversions ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. B4, 2191, doi:10.1029/2001JB000187.
- Schmid, C., S. Goes, S. van der Lee, et D. Giardini. 2002. « Fate of the Cenozoic Farallon slab from a comparison of kinematic thermal modeling with tomographic images ». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 204, no. 1-2, p. 17-32.
- Sénéchal, G., S. Rondenay, M. Mareschal, J. Guilbert et G. Poupinet. 1996. « Seismic and electrical anisotropies in the lithosphere across the Grenville Front, Canada ». *Geophysical Research Letters*, vol. 23, no. 17, p. 2 255-2 258.
- Shaw, P. R. 1986. « The accuracy of models derived by WKBJ waveform inversion ». *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, vol. 85, no. 2, p. 291-313.
- Sigloch, K. 2011. « Mantle provinces under North America from multifrequency P wave tomography ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 12, no. 2, doi:10.1029/2010GC003421

- Simmons, N. A., A. M. Forte, et S. P. Grand. 2006. « Constraining mantle flow with seismic and geodynamic data : A joint approach ». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 246, no. 1-2, p. 109-124, doi:10.1016/j.epsl.2006.04.003.
- Simons, F. J., A. Zielhuis, R. D. van der Hilst. 1999. « The deep structure of the Australian continent from surface wave tomography ». *Lithos*, vol. 48, no. 1-4, p. 17-43.
- Sleep, N. H. 1990. « Montereyan hotspot track: A long-lived mantle plume ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, no. B13, p. 21 983-21 990.
- Sleep, N. H. 2007. « Origins of the plume hypothesis and some of its implications ». In *Plates, Plumes and Planetary Process*, sous la dir. de G. R. Foulger et D. M. Jurdy, p. 29-45. Geological Society of America, Special Paper 430.
- Sobolev, S.V., H. Zeyen, G. Stoll, F. Werling, R. Altherr, et K. Fuchs. 1996. « Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central including effects of composition, mineral reactions, anharmonicity and partial melt ». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 139, no. 1-2, p. 147–163.
- Sol, S., C. J. Thompson, J.-M. Kendall, D. White, J. C. VanDecar et I. Asudeh. 2002. « Seismic tomographic images of the cratonic upper mantle beneath the Western Superior Province of the Canadian Shield : a remnant Archean slab? ». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 134, no. 1-2, p. 53-69.
- VanDecar, J. C. 1991. « Upper-mantle structure of the Cascadia subduction zone from non-linear teleseismic travel-time inversion ». Thèse de doctorat, Seattle, É-U, University of Washington, 165 p.
- VanDecar, J. C., and R. S. Crosson. 1990. « Determination of teleseismic relative phase arrival times using multi-channel cross-correlation and least-squares ». *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 80, no. 1, p. 150-169.
- VanDecar, J. C., D. E. James, et M. Assumpcao. 1995. « Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces ». *Nature*, vol. 378, no. 6552, p. 25-31.
- van der Lee, S., et G. Nolet. 1997. « Upper mantle S-velocity structure of North America ». *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, no. B10, doi:10.1029/97JB01168.
- van der Lee, S., et A. Frederiksen. 2005. « Surface wave tomography applied to the north American upper mantle ». In *Seismic Earth: Array analysis of broadband seismograph*, Geophysical Monograph Series, vol. 157, sous la dir. de A. Levander et G. Nolet, p. 67-80, American Geophysical Union, Washington, D.C.

- van der Lee, S., K. Regenauer-Lieb, et D. A. Yuen. 2008. « The role of water in connecting past and future episodes of subduction ». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 273, no. 1-2, p. 15-27, doi :10.1016/j.epsl.2008.04.041.
- van Staal, C. R. 2007. « Pre-carboniferous tectonic evolution and metallogeny of the Canadian Appalachians ». In *Mineral deposits of Canada : A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods* sous la dir. de W. D. Goodfellow. p. 793-818. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5.
- White, D. J., D. Forsyth, I. Asudeh, S. D. Carr, H. Wu, R. M. Easton et R. F. Mereu. 2000. « A seismic-based cross-section of the Grenville Orogen in southern Ontario and western Quebec », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, no. 2-3, p. 183-192.
- Whitmeyer, S. J. et K. E. Karlstrom. 2007. « Tectonic model for the Proterozoic growth of North America ». *Geosphere*, vol. 3, no. 4, p. 220-259.
- Wilson, J. T. 1966. « Did the Atlantic close and then re-open? ». *Nature*, vol. 211, p. 676-681.
- Winardhi, S. et R. F. Mereu. 1997. « Crustal velocity structure of the Superior and Grenville Provinces of the southeastern Canadian Shield ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 34, no. 8, p. 1 167-1 184.