
Structure du craton nord-américain et champs de kimberlites – phase 2

PROJET 2004-04

PAR : STEPHANE FAURE, Ph.D. géo.

EN COLLABORATION AVEC :
FRANCINE FALLARA, M. Sc. géo., URSTM-UQAT

AVRIL 2005



AVERTISSEMENT

Ce document présente certains résultats des travaux de recherche du CONSOREM (Consortium de Recherche en Exploration minérale) rendus publics pour le bénéfice de l'ensemble de la communauté géologique, ceci après la période de confidentialité prévue aux règlements généraux du CONSOREM.

Bien que ce document ait subi un processus d'évaluation interne, des erreurs ou omissions peuvent s'y retrouver et seul CONSOREM en assume la responsabilité.

Le contenu du document demeure la propriété de son auteur et du CONSOREM et peut être reproduit en totalité ou en partie à des fins non- commerciales en citant la référence suivante :

Faure, S. et Fallara, F. 2005. Structure du craton nord-américain et champs de kimberlites – phase 2. Rapport du projet CONSOREM 2004-04, 28 p.

Toutefois, la reproduction multiple de ce document, en tout ou en partie, pour diffusion à des fins commerciales est interdite, sauf avec la permission écrite de CONSOREM.

CONSOREM

Université du Québec à Chicoutimi
555, boulevard de l'Université
Chicoutimi, QC, G7H 2B1

Tél. : (418) 545-5011 poste 5634

Courriel : consorem@uqac.ca
Site Web: www.consorem.ca

RÉSUMÉ

Le potentiel diamantifère d'une région dépend d'abord des conditions favorables de pressions et de températures fossilisées à plus de 150 km de profondeur dans le manteau lithosphérique sous continental. Les régions du manteau tectoniquement stables des cratons archéens sont particulièrement fertiles puisque des diamants piégés ont été préservés depuis l'Archéen et subséquemment remontés à la surface par des kimberlites. La connaissance de l'architecture 3D de racines archéennes devient donc incontournable pour l'exploration régionale du diamant.

Des images bi- et tridimensionnelles sont utilisées afin de démontrer les correspondances et les différences existant entre les grandes entités géologiques à la surface et la signature sismique du manteau lithosphérique sous le continent nord-américain. Pour l'exploration du diamant, les régions sous les cratons où les ondes sismiques voyagent rapidement sont des régions anciennes et favorables à la préservation des diamants et à la génération de magmas kimberlitiques.

De nouveaux éléments de réflexion sont présentés dans le but de mieux comprendre la localisation des kimberlites diamantifères versus celles qui ne le sont pas et conséquemment proposer de nouvelles régions pour l'exploration du diamant au Canada et aux États-Unis. La structure du manteau supérieur sous l'Amérique du Nord à partir de la tomographie régionale d'ondes de surface est corrélée spatialement avec les champs de kimberlites, les failles régionales, les entités géologiques et les réseaux de dykes de diabase.

La majorité des champs de kimberlites sont localisés à la périphérie des racines cratoniques les plus profondes (170 à 200 km). Ils sont corrélés verticalement avec de fortes pentes et/ou des changements abrupts de direction dans la morphologie du manteau. Ces caractéristiques sont interprétées comme des structures profondes ou des limites entre des blocs mantelliques.

TABLE DES MATIERES

AVERTISSEMENT.....	i
Résumé	ii
Table des matières.....	iii
Liste des figures.....	iii
1 Introduction	1
2 Problématique.....	1
3 Objectifs.....	2
4 Méthodologie	2
5 Dichotomie entre la géologie de surface et la signature sismique du manteau	3
5.1 Modèle tomographique et domaines sismiques de la lithosphère nord-américaine	4
5.2 Profils verticaux de sismicité sous la croûte continentale nord-américaine	5
5.3 Morphologie des racines lithosphériques en 3D	5
6 Morphologie de la racine lithosphérique et géologie.....	6
6.1 Structure du manteau lithosphérique et géologie de surface.....	6
6.2 Structure du manteau lithosphérique et failles régionales	7
6.3 Structure du manteau lithosphérique et champs de kimberlites	8
7 Guide d'exploration à l'échelle du craton	9
8 Conclusions	10
Remerciements.....	10
Références	11
Cahier des figures.....	15

LISTE DES FIGURES

Figure 1. A) Coupe idéalisée d'un craton et des domaines lithosphériques sous-jacents. B) Champ de stabilité du diamant et lieux de formation des kimberlites. C) Modification de la lithosphère par un panache mantellique. D) Fragmentation, ajout de matériel lithosphérique, ou érosion de la racine.....	15
Figure 2. Variations des vitesses d'ondes S sous le continent nord-américain, à 150 km de profondeur, en relation avec la position des terrains archéens, protérozoïques et phanérozoïques	16
Figure 3. Domaines tectoniques archéens et protérozoïques sous les roches de couvertures	17
Figure 4. Socle archéen (quadrillé noir) et provinces géologiques sous les roches de couverture tel que proposé par Hoffman (1989) avec les variations de vitesses d'ondes S à 150 km de profondeur.	17
Figure 5. Domaines sismiques proposés dans le manteau lithosphérique sous le continent nord-américain.	18
Figure 6. Profils verticaux moyens des variations de vitesses d'ondes S pour les quatre domaines sismiques de la figure 5.....	18
Figure 7. Profils sismiques verticaux montrant les variations de vitesses d'ondes S (Godey, 2003) sous des kimberlites dans des domaines Archéen (A) et Archéen recyclé/Protérozoïque (B).....	19
Figure 8. Représentation 3D des racines des cratons nord-américains en utilisant la valeur moyenne des variations de vitesses sismiques de +6% (histogramme) tel que proposée par Godey (2003).	20
Figure 9. Morphologie 3D de l'enveloppe du domaine sismique Archéen établie selon le profil vertical de la figure 6 (vue vers le nord).	20
Figure 10. Enveloppe 3D projetée du domaine sismique Archéen en relation avec les failles majeures, les kimberlites et le bassin sédimentaire paléozoïque des Basses Terres de la Baie d'Hudson	21

Figure 11. Anomalie sismique de type Archéen recyclé/Protérozoïque combinée à une anomalie gravimétrique positive et centrée sur le bassin sédimentaire de la Baie d'Hudson.	21
Figure 12. Relation spatiale entre les essaims de dykes mafiques et l'enveloppe 3D projetée du domaine sismique Archéen	22
Figure 13. Corrélation spatiale entre des failles régionales (lignes bleues) et failles sous les roches de couvertures (tirets bleus) et l'enveloppe 3D projetée du domaine sismique Archéen.....	22
Figure 14. Gradients horizontaux des variations de vitesses d'ondes S calculés à 50 km de profondeur	23
Figure 15. Gradients horizontaux des variations de vitesses d'ondes S calculés à 100 km de profondeur	23
Figure 16. Localisation des champs de kimberlites du Canada en relation avec l'enveloppe 3D projetée du domaine sismique Archéen.....	24
Figure 17. Localisation des champs de kimberlites du Canada en relation avec les enveloppes 3D projetées des domaines sismiques archéen et archéen recyclé/protérozoïque.....	24
Figure 18. Représentations 3D de la lithosphère nord-américaine montrant la distribution des champs de kimberlites.	25
Figure 19. Histogramme des profondeurs minimales de formation des magmas kimberlitiques estimées à partir de xénolithes mantelliques de l'Amérique du Nord.....	26
Figure 20. Profils des variations de vitesses sismiques et de gradients horizontaux à 170 km de profondeur, sous les cratons de l'Alberta et de la Province de Lac des Esclaves (A) et sous celui de la Province de Supérieur (B), montrant les limites de blocs mantelliques et les blocs crustaux en surface avec les champs de kimberlites.	27
Figure 21. Carte des gradients horizontaux des variations de vitesses d'ondes S montrant que la majorité des champs de kimberlites sont localisés dans de fortes pentes de gradients à la limite de blocs mantelliques de composition/ températures différentes	28
Figure 22. Détails de la figure 21 montrant la concentration et l'alignement du champ de kimberlites de Lac de Gras sur une forte pente de gradient.	28

1 INTRODUCTION

La majorité des diamants remontés à la surface par les kimberlites proviennent de la racine des cratons archéens. Les diamants ont été formés à l'Archéen et au Protérozoïque et sont, ou ont été, préservés dans la lithosphère sous-continentale à des profondeurs variant de 140 à plus de 300 km (Eggler, 1986). Le champ de stabilité du diamant et les conditions géochimiques dans le manteau lithosphérique ont pu être préservés et demeurés intacts depuis la formation des diamants sous des cratons archéens stables. Des événements tectonothermiques (rift, orogénèse, point chaud) subséquents ont pu modifier, transformer ou détruire la lithosphère sous-jacente (Artemieva et Mooney, 2002 ; [Figure 1](#)). Les modèles géophysiques et l'étude des xénolithes mantelliques indiquent également que le manteau lithosphérique sous-continentale est hétérogène en température et en composition (Perry et al. 2003, Griffin et al. 2004). Cette hétérogénéité est le résultat de l'amalgamation de micro-continentes durant l'Archéen, de collages de ceintures mobiles depuis le Protérozoïque et d'événements tectonothermiques qui contrôlèrent entre autres l'emplacement du magmatisme d'origine mantellique (de Wit et al. 1992; Bleeker, 2003).

L'approche en exploration régionale pour trouver des champs de kimberlites diamantifères consiste à chercher dans les roches archéennes exposées en surface ou en sub-surface (sous certaines plateformes par exemple), ce qui revient à appliquer communément la règle de Clifford (1966). Ce projet vise à montrer par des images bi- et tridimensionnelles les correspondances et les différences qui existent entre les grandes entités géologiques à la surface et la signature sismique du manteau lithosphérique sous le continent nord-américain. Pour l'exploration du diamant, les régions sous les cratons où les ondes sismiques voyagent rapidement sont des régions anciennes et favorables à la préservation des diamants et à la génération de magmas kimberlitiques. Des vitesses d'ondes sismiques rapides suggèrent à la fois un manteau lithosphérique très appauvri (en Fe et/ou Al) et des températures relativement froides, c'est-à-dire inférieures à la température moyenne mantellique (Perry et al., 2003; Godey et al., 2004).

De nouveaux éléments de réflexion sont présentés dans le but de mieux comprendre la localisation des kimberlites diamantifères versus celles qui ne le sont pas et conséquemment proposer de nouvelles régions pour l'exploration du diamant au Canada et aux États-Unis. La structure du manteau supérieur sous l'Amérique du Nord à partir de la tomographie régionale d'ondes de surface est corrélée spatialement avec les champs de kimberlites, les failles régionales, les entités géologiques et les réseaux de dykes de diabase.

2 PROBLEMATIQUE

Avec la majorité des modèles tomographiques de l'Amérique du Nord, on peut observer une dichotomie entre la position des unités archéennes en surface et la signature sismique sous-jacente qui caractérise typiquement les racines des cratons. La reconnaissance d'une signature sismique archéenne typique et non perturbée est essentielle pour cibler des secteurs à haut potentiel diamantifère.

Les modèles tomographiques génèrent des données spatiales dans les trois dimensions, mais ils sont généralement présentés en plans pour des profondeurs spécifiques, ou en sections. Il n'y a pas une vue d'ensemble montrant la morphologie tridimensionnelle des différents domaines sismiques, en particulier pour la racine des cratons. Il y a donc une déficience au niveau de la représentation visuelle dans l'espace 3D.

Latéralement, le manteau lithosphérique à la périphérie des cratons archéens se modifie progressivement ou rapidement en composition et en températures en un manteau lithosphérique généralement plus jeune, géochimiquement plus enrichi, et plus chaud (Thybo et al. 2000; Artemieva et al. 2002; [figure 1](#)). Verticalement, la limite inférieure du manteau lithosphérique sous les cratons est définie comme l'interface entre le manteau lithosphérique stable et le manteau asthénosphérique dynamique et convectif (nommé LAB pour *Lithosphere-Asthenosphere Boundary*). Établir une morphologie cohérente de la racine des cratons archéens relève du défi parce

que, latéralement et verticalement, les conditions aux limites ne sont pas régies par les mêmes lois dynamiques et thermiques. La position de cette limite varie dans l'espace selon que l'on utilise des données pétrologiques (xénolithes mantelliques), thermiques (flux de chaleur) ou sismiques (Artémévia et Mooney, 2001).

L'emplacement en surface des kimberlites est contrôlé à la fois par le lieu de formation des magmas kimberlitiques, entre 150 et 300 km de profondeur (Boyd et al. 1985), et vers la surface par des accidents tectoniques majeurs extensifs ou compressifs en marge de cratons archéens (White et al. 1995; Vearncombe et Vearncombe, 2002). Les magmas ultramafiques alcalins (kimberlite, lamproïte, lamprophyre, meimechite, alnoïte) et les carbonatites indiquent que les structures hôtes de ces magmas sont connectées en profondeur avec le manteau de la lithosphère sous-continentale (Haggerty, 1994). On connaît cependant mal la géométrie, la distribution spatiale et la nature de ces structures profondes et les chemins d'emprunt des magmas mantelliques à l'échelle des cratons, en particulier dans la partie supérieure du manteau lithosphérique. L'existence de structures translithosphériques n'est documentée que régionalement et dans quelques cas dans le monde (Dirks et Hielke, 2002; Davis et al. 2003). La reconnaissance et la nature de ces structures à l'échelle continentale sont donc essentielles pour la compréhension globale des cratons et pour l'exploration du diamant.

3 OBJECTIFS

L'objectif principal de ce projet est d'avoir une meilleure compréhension de l'architecture 3D de la lithosphère continentale et une connaissance accrue du lieu de formation des kimberlites dans le manteau lithosphérique sous-continentale. Le but est d'apporter de nouveaux arguments pour l'exploration diamantifère en déterminant les principaux facteurs favorables à la fertilité d'un territoire sur le continent nord-américain. Des outils, une méthodologie et une réflexion sont présentés dans le but de reconnaître des zones potentielles de préservation du diamant dans le manteau lithosphérique et des structures régionales propices à la mise en place de kimberlites diamantifères.

Plus spécifiquement, le projet il vise à :

- Déterminer l'architecture des racines des cratons archéens ;
- Identifier les racines archéennes modifiées par des événements tectonothermiques subséquents ;
- Établir des relations spatiales entre sutures lithosphériques, en profondeur, et entre failles, géologie et kimberlites, en surface ;
- Trouver des guides d'exploration régionale basés sur la signature sismique du manteau lithosphérique.

4 METHODOLOGIE

La principale source d'information utilisée et sur laquelle reposent les interprétations de ce travail est un modèle de tomographie télésismique. La tomographie consiste à étudier la distribution dans l'espace des vitesses de propagation des ondes sismiques. Elle procure une image tridimensionnelle de la structure du manteau lithosphérique en termes de vitesses sismiques ou de perturbations de vitesses sismiques ; il s'agit en fait d'une cartographie structurale des vitesses sismiques. Les vitesses sont calculées à partir de l'analyse des sismogrammes des ondes de surface produites par des séismes lointains et enregistrés aux stations sismologiques permanentes. La vitesse des ondes sismiques est une fonction complexe des propriétés physiques (température et pression), chimiques et minéralogiques du manteau. Elle permet d'apprécier les variations de température ou les différences de composition minéralogique. Pour une structure géologique faite de roches dont la composition chimique est fixée, des vitesses sismiques anormalement élevées seront le signe de températures plus faibles et inversement.

Les conditions de pression et de température dans le manteau lithosphérique sont estimées à partir de la pétrologie des xénolithes dans les kimberlites et autres appareils magmatiques remontant du matériel mantellique. Ces données sont ponctuelles (au-dessus de la kimberlite) et l'information recueillie est discontinue verticalement. Cependant, l'étude des xénolithes donne les conditions de formation du matériel mantellique in situ et pour une période géologique donnée. La tomographie télésismique a l'avantage de procurer une information continue dans l'espace. Cependant, elle reflète de façon relative les conditions actuelles de température et la composition de la lithosphère, et non celle au moment de la mise en place des kimberlites.

Les modèles sont calculés à partir du mode fondamental des ondes de surface et sont interprétés en termes de vitesses de cisaillement. Le modèle utilisé est celui de Stéphanie Godey (Godey, 2003). La structure du manteau supérieur de 30 à 250 km, subdivisé en tranches de 5 km, est obtenue par l'inversion des vitesses de phases en vitesse d'ondes S. Les résultats sont exprimés en termes de vitesses relatives (variation de vitesses des ondes S en %), c'est-à-dire des écarts de vitesses par rapport à la moyenne des vitesses du modèle de référence PREM (*Primary Earth Model*). Le détail de la méthode et la discussion concernant le modèle sont présentés dans la thèse de Godey (2003) et dans un article récent (Godey et al., 2004). La résolution moyenne du modèle est estimée à 800 km (Godey, 2003). Les anomalies de petites dimensions (≤ 800 km) ne peuvent être reconstruites, car soit la couverture de rais est insuffisante, soit le type de données utilisées est inadéquat. Par contre, aux É-U et dans l'ouest du Canada, cette résolution varie entre 400 et 600 km.

5 DICHOTOMIE ENTRE LA GEOLOGIE DE SURFACE ET LA SIGNATURE SISMIQUE DU MANTEAU

Depuis les premiers travaux de Jordan (1975), de nombreux modèles tomographiques lithosphériques régionaux ont été proposés pour l'Amérique du Nord (Grand, 1994; Van der Lee et Nolet, 1997; Frederiksen et al. 2001). La majorité des auteurs ont indiqué qu'il y avait à l'échelle du continent une correspondance spatiale entre la géologie de surface et les différents domaines de vitesses d'ondes sismiques dans le manteau. Par exemple, le modèle utilisé ici (Godey, 2003) montre de grandes vitesses sous le Canada et l'est des États-Unis, des Rocheuses à la Côte Atlantique. Cette signature sismique positive suggère une épaisse lithosphère coïncidant avec l'extension en surface à la fois des roches d'âge archéen et protérozoïque du craton nord-américain. Le modèle montre aussi de faibles vitesses sous la Cordillère de l'Ouest, du Canada au Mexique. Ces vitesses reflètent les propriétés d'un manteau marqué par une activité tectonique intense associée à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque nord-américaine et aux phénomènes d'extension prenant place dans la région du *Basin and Range*.

À l'échelle régionale cependant, il existe une différence notable à plusieurs endroits sur le continent entre les provinces géologiques et les variations de vitesses d'ondes S dans le manteau ; une observation également partagée par Shapiro et al. (2004 ;

Figure 2). Les domaines de vitesses d'ondes les plus rapides (+8% de variation) sont alignés plus ou moins selon un axe E-O, voire même NO-SE, alors que les terrains archéens sont globalement orientés NE-SO. Les vitesses les plus rapides sont observées principalement sous les provinces archéennes, notamment au centre de la Province de Supérieur au Québec et sous les provinces de Rae et des Esclaves dans les Territoires du Nord-Ouest (TNO;

Figure 2 et Figure 3). Des signatures sismiques similaires à celles observées sous la croûte archéenne sont également observées sous des roches de couvertures du Paléozoïque en Alberta (Terrain de Taltson), dans le centre des États-Unis au sud des Grands Lacs, et sous la Baie d'Hudson. Même en considérant les différents domaines protérozoïques et archéens interprétés sous les roches de couvertures tels que proposés par Hoffman (1990), il existe des signatures sismiques typiquement archéennes sous certaines ceintures d'âge protérozoïque comme sous les orogènes trans-Hudsonien et grenvillien (**Figure 4**). Ceci indique que des racines mantelliques de même nature que celles observées sous les cratons archéens sont présentes sous une croûte continentale d'âge protérozoïque et phanérozoïque. Des datations Re-Os, Rb-Sr et U-Pb faites sur des xénolithes mantelliques et crustaux de l'Alberta (Davis et al., 1995; Ross, 2002), de la Saskatchewan (Griffin et al. 2004), de l'Île de Somerset (Schmidberger et al., 2002; Irvine et al. 2003) et de la région de Williams Ranch dans le nord du Montana près de la frontière Canada –

États-Unis (Carlson et al. 1998) indiquent que le manteau lithosphérique sous-jacent à la croûte protérozoïque est d'âge archéen ([Figure 4](#)).

En résumé, les parties froides du manteau susceptibles de préserver les diamants et de générer des magmas kimberlitiques ne sont pas restreintes uniquement aux domaines archéens en surface, mais également sous des orogènes protérozoïques et des roches de couvertures protérozoïques et phanérozoïques.

Par ailleurs, on observe des vitesses d'ondes plus lentes (entre +4% et +6% de variation) sous les terrains archéens de la Terre de Baffin, du sud de la Province de Supérieur et du SO de la Province de Lac des Esclaves. Cette signature sismique est typique du manteau lithosphérique qui caractérise les terrains protérozoïques et plus récents (

[Figure 2](#)) et indique que des parties de manteau lithosphérique archéen ont été affectées (érodées, recyclées ou perturbées) par des événements tectoniques et/ou thermiques subséquents. Par exemple, l'anomalie de vitesses plus lentes au sud de la Province de Supérieur au Québec et en Ontario serait reliée au réchauffement et à la modification de la lithosphère lors du passage du point chaud « Great Meteor » au cours du Jurassique et du Crétacé (Heaman et Kjarsgaard, 2000; Rondenay et al. 2000).

5.1 Modèle tomographique et domaines sismiques de la lithosphère nord-américaine

En identifiant les différents domaines sismiques du manteau lithosphérique, on corrèle indirectement des blocs de compositions et/ou de températures similaires. Le modèle tomographique permet ainsi d'identifier en particulier les régions « froides » où les ondes sismiques voyagent rapidement et qui sont représentatives des racines lithosphériques archéennes. La section précédente montre qu'il existe une correspondance partielle entre la géométrie 2D des grands ensembles géologiques de surface et les domaines sismiques en profondeur. Pour l'ensemble de l'Amérique du Nord, cinq domaines sismiques ont été identifiés dans le manteau lithosphérique indépendamment des corrélations avec la géologie de la croûte continentale ([Figure 5](#)) : 1) Archéen, 2) Archéen recyclé/Protérozoïque, 3) Paléozoïque, 4) Cordillères et 5) domaine océanique (ce domaine ne sera pas discuté).

Le domaine sismique Archéen est un domaine relativement homogène et monolithique de vitesses sismiques rapides et dont les valeurs ont été fixées arbitrairement à plus de +6% de variation. Le contour en plan de ce domaine correspond à la projection verticale de toutes les valeurs $\geq +6\%$ ([Figure 5](#)). Ce noyau sismique homogène correspond en surface avec les moitiés nord des provinces de Supérieur et de Lac des Esclaves et les parties centre et sud des provinces de Hearne et de Rae ([Figure 3](#) et [Figure 4](#)). Il englobe également trois régions de vitesses d'ondes sismiques rapides sous le Yukon, l'Alberta et la Baie d'Hudson.

Le domaine sismique Archéen recyclé/Protérozoïque est caractérisé par une plus grande hétérogénéité des variations de vitesses d'ondes S (valeurs entre +3 et +6%) que le domaine archéen ([Figure 5](#)). Ce domaine est sous-jacent à la majorité des orogènes protérozoïques, comme par exemples celui de Grenville, du Trans-Hudsonien, du Penokéen, de Wopnay et de Thelon (Hoffman, 1989). Il est présent également sous les cratons archéens, au sud des provinces de Supérieur et de Lac des Esclaves et au NE des provinces de Hearne et de Rae ([Figure 3](#)).

Dans l'ensemble, le domaine sismique Paléozoïque coïncide avec la projection en profondeur de la chaîne paléozoïque Ouachitas – Appalaches, les Plaines centrales, et la partie Est des Cordillères ([Figure 3](#) et [Figure 5](#)). Dépendamment de la profondeur, les variations de vitesses d'ondes S dans ce domaine sont entre +1 et +5%.

Les vitesses faibles du domaine sismique situé sous les Cordillères reflètent les propriétés d'un manteau marqué par une activité tectonique intense associée à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque nord-américaine et les phénomènes d'extension qui prennent place dans la région du *Basin and Range* (Godey, 2003; [Figure 5](#)). Les variations de vitesses d'ondes S dans ce domaine sont négatives et de l'ordre de 0 à -4%.

5.2 Profils verticaux de sismicité sous la croûte continentale nord-américaine

Un profil vertical moyen des variations de vitesses d'ondes S a été défini pour chacun des quatre domaines sismiques identifiés dans la section précédente ([Figure 6](#)). Les profils verticaux permettent d'établir, en fonction de la profondeur, la signature sismique caractéristique de chacun des blocs lithosphériques de températures et de compositions différentes. Polet et Anderson (1995) ont utilisé des profils verticaux afin d'estimer la profondeur moyenne des racines lithosphériques des cratons archéens et des terrains paléozoïques du globe. L'innovation ici est que le profil pour chacun des quatre domaines sismiques du continent nord-américain est dressé. Pour chaque domaine sismique, la moyenne des variations de vitesses d'ondes S est calculée avec une marge correspondant à \pm un écart type pour chaque intervalle de 5 km, entre 30 et 250 km de profondeur.

Les profils verticaux pour l'Archéen, l'Archéen recyclé/Protérozoïque et le Paléozoïque, montrent une courbure typique du domaine continental, avec une augmentation des variations de vitesses d'ondes S depuis 30 km jusqu'à une centaine de km de profondeur, et une diminution des vitesses (augmentation de la chaleur) par la suite jusqu'à l'asthénosphère ([Figure 6](#)). Pour les Cordillères par contre, le profil vertical montre une inversion avec un domaine de vitesses d'ondes sismiques faibles (températures chaudes) près de la surface et, par la suite, augmentation des vitesses témoignant que la plaque pacifique plus froide subducte en profondeur dans l'asthénosphère.

Le profil vertical moyen du domaine Archéen se distingue des autres profils par le fait que sa courbure est plus accentuée et qu'il n'y a aucun chevauchement des variations de vitesses d'ondes S entre 90 et 165 km de profondeur avec le profil Archéen recyclé/Protérozoïque adjacent, à l'exception des valeurs plus grandes que les écarts types ([Figure 6](#)). Deux sections de ce profil sont droites; entre 30 et 55 km de profondeur et entre 190 et 250 km. La fin de la première droite à 55 km pourrait correspondre à l'interface croûte continentale – manteau lithosphérique, c'est-à-dire approximativement la profondeur moyenne du Moho sous les cratons archéens de l'Amérique du Nord (Perry et al., 2002). Le début de la seconde droite, soit aux environs de 185 km de profondeur, correspondrait à la profondeur moyenne de l'interface Lithosphère-Asthénosphère (LAB). Au-delà de 185 km, les vitesses sismiques et, indirectement, les températures et/ou la composition sont plus homogènes à cause de la convection dans l'asthénosphère. Les données thermobarométriques de xénolithes mantelliques dans les kimberlites d'Ekati (TNO) et d'Attawapiskat (Ontario) indiquent que le LAB à l'époque de la mise en place des kimberlites était à une profondeur comprise entre 180 et 200 km de profondeur (Griffin et al. 2004; [Figure 7](#)).

Le profil vertical moyen pour le domaine Archéen recyclé/Protérozoïque montre une courbure moins accentuée que le profil Archéen typique ([Figure 6](#)). Les données de ce profil chevauchent celles du domaine Paléozoïque dans le premier 100 km de profondeur, alors qu'elles se chevauchent avec celles du profil Archéen à partir de 165 km de profondeur. Le profil Archéen recyclé/Protérozoïque est linéaire entre 170 et 250 km, ce qui laisse croire que la base de la lithosphère (LAB) est à 170 km pour les racines des cratons d'âge protérozoïque. Dans ce domaine sismique, les données thermobarométriques de xénolithes dans plusieurs kimberlites indiquent que le LAB à l'époque de la mise en place des kimberlites était à une profondeur comprise entre 165 et 180 km principalement (Griffin et al., 2004; [Figure 7](#)).

5.3 Morphologie des racines lithosphériques en 3D

Une représentation possible de la racine lithosphérique peut être construite en utilisant simplement une valeur fixe de variation de vitesses d'ondes S. Godey (2003) suggère la valeur de +6% comme étant la base lithosphérique des cratons nord-américains ([Figure 8](#)). Cependant, dans les parties supérieures de la lithosphère continentale, l'utilisation d'une valeur spécifique de variation de vitesses d'ondes S comme limite structurale des cratons n'est pas réaliste, puisqu'il y a un espace entre les enveloppes +6% et le Moho. On ne connaît donc pas bien la géométrie entre 50 et 100 km de profondeur.

Une autre représentation possible de la racine lithosphérique peut être construite en utilisant les profils verticaux de chacun des quatre domaines sismiques identifiés précédemment. L'enveloppe de la racine des cratons nord-américains peut être construite en reportant, dans l'espace situé entre 30 et 250 km de profondeur, les valeurs moyennes des variations de vitesses d'ondes S calculées. Pour chaque intervalle de 5 km et pour une profondeur

donnée, le contour de la valeur moyenne d'un profil vertical est rapporté dans l'espace 3D ([Figure 9](#)). Cette approche permet de mieux définir latéralement la géométrie de l'enveloppe du manteau lithosphérique de chaque domaine sismique, directement sous le Moho, jusqu'aux environs de 150 à 175 km de profondeur. Au-delà de cette profondeur, la signature du profil sismique vertical est principalement influencée par l'asthénosphère, ce qui crée une fausse représentation de la racine lithosphérique avec une ouverture de l'enveloppe lithosphérique vers le bas. La combinaison des deux approches devient donc une issue acceptable pour définir la morphologie des racines cratoniques. L'enveloppe de la lithosphère de type Archéen a été construite en recoupant à la base la géométrie établie à partir des profils verticaux par l'enveloppe +6%.

Comparaison des enveloppes entre l'Archéen et l'Archéen recyclé/Protérozoïque.

L'enveloppe pour le Protérozoïque est de forme plus complexe que la racine archéenne, notamment aux États-Unis où un rift intra continental sous les Grands Lacs a été actif au cours du Protérozoïque. L'enveloppe externe de la racine protérozoïque se situe entre 500 et 1000 km de la racine archéenne, à l'exception du sud de la Province de Supérieur (Québec et Ontario) et de la périphérie du craton sous l'Alberta, où l'espace entre les enveloppes est de moins de 200 km.

6 MORPHOLOGIE DE LA RACINE LITHOSPHERIQUE ET GEOLOGIE

Les enveloppes définies pour le manteau lithosphérique archéen et archéen recyclé/protérozoïque sont comparées avec la géologie de surface : ensembles géologiques, essaims de dykes, failles régionales et champs de kimberlites. La principale difficulté lorsqu'on veut établir des correspondances spatiales entre la géologie et la structure sismique dans le manteau vient de la résolution des modèles tomographiques. Le modèle tomographique utilisé permet de résoudre mathématiquement des anomalies de longueur d'ondes supérieures à 400 km (Godey, 2003). Les résultats présentés dans les sections suivantes permettent de croire que la géométrie de certains ensembles géologiques et failles régionales en surface est en grande partie guidée par la morphologie et les discontinuités observées par sismique dans le manteau lithosphérique.

6.1 Structure du manteau lithosphérique et géologie de surface

À l'échelle continentale, des corrélations spatiales sont observées au Canada, entre le domaine sismique du manteau archéen et certains ensembles géologiques et essaims de dykes protérozoïques. Par exemple, le bassin sédimentaire paléozoïque des Basses Terres de la Baie d'Hudson est localisé au centre d'une racine archéenne située sous le Québec et l'Ontario (

[Figure 10](#)). Les limites nord et sud du bassin coïncident avec celles de la racine mantellique. Le cœur du bassin sédimentaire correspond verticalement à une anomalie sismique de type Archéen recyclé/Protérozoïque combinée à une anomalie gravimétrique positive ([Figure 11](#)). Une plus grande subsidence du bassin aurait eu lieu au-dessus de cette anomalie. Au SE de la Baie d'Hudson, l'enveloppe archéenne épouse la forme des anomalies gravimétriques positives sous les Îles de Belcher. Au centre et au nord du Québec, la limite Est de la racine archéenne est orientée NNE-SSO. Cette limite ne semble pas coïncider avec aucune structure ou domaine géologique particulier en surface, si ce n'est que cette bordure passe entre le nord de la Fosse du Labrador et l'Est de la Ceinture de Cape Smith et épouse, à 200 km de distance, la forme du dôme métamorphique de la Sous-province d'Ashuanipi. Cependant, cette bordure NNE-SSO délimite un domaine d'anomalies gravimétriques positives à l'Ouest et un domaine d'anomalies plus négatives à l'Est ([Figure 11](#)).

Les essaims de diabases sont des intrusions mafiques qui proviennent de profondeurs variant entre 60-80 km dans le manteau supérieur (Ernst et Bucchan, 2004). Les dykes remontent vers la surface le long de plans d'anisotropie à

travers la croûte continentale. Plusieurs essaims de dykes se sont mis en place depuis la fin de l'Archéen dans le continent nord-américain, en particulier au Canada ([Figure 12](#)). L'essaim protérozoïque du Mackenzie (1200 Ma) est le plus important réseau de dykes au monde (Ernst et al., 1995). Sa longueur dépasse 2000 km, depuis l'Arctique canadien jusqu'au NO de l'Ontario, où un autre essaim de dykes, celui de Matachewan (d'âge archéen), prend le relais. L'essaim de Mackenzie, comme de nombreux autres réseaux de dykes dans l'Arctique canadien et au Nord du Québec, est parallèle à l'enveloppe du manteau lithosphérique archéen telle que définie par tomographie. Cette corrélation spatiale suggère que les chemins d'emprunt de ces magmas mantelliques sont guidés par une fabrique préexistante dans le manteau supérieur : zone de sutures orogéniques, failles majeures et/ou limite entre deux blocs lithosphériques.

6.2 Structure du manteau lithosphérique et failles régionales

Les modèles rhéologiques montrent que le comportement d'une lithosphère relativement froide et réfractaire (craton archéen) est cassant jusqu'à 80 km de profondeur (Ranalli, 1997). Jusqu'à une profondeur de 200 à 300 km, les déformations sont anisotropes et focalisées horizontalement ou verticalement sous la forme de fluage par dislocation (Karato et Wu, 1993). Des évidences de sutures fossiles dans le manteau ont été proposées uniquement le long de certaines structures et pour quelques cratons (Achauer et Masson, 2002; Davis et al. 2003; Eaton et Vasudevan, 2004). L'enracinement dans la lithosphère profonde d'accidents majeurs comme le cisaillement sud-armoricain (Judenherc *et al.*, 2002) ou le Sillon Houiller (Granet *et al.*, 1998) a été démontré, mais actuellement, il n'existe aucune étude à l'échelle du continent nord-américain qui documente la relation spatiale entre la géométrie des structures dans le manteau lithosphérique et la géologie en surface.

Dans l'Est du Canada, au nord et au sud de la Baie d'Hudson, une correspondance spatiale existe entre les limites nord et sud de la racine archéenne et des failles bordières orientées ONO-ESE, comme la faille Winisk dans le nord de l'Ontario (

[Figure 10](#)). Dans les Prairies, l'Ouest Canadien, le TNO et le Nunavut, la forme de la racine archéenne est plus complexe. Au nord de l'Ontario et du Manitoba, les structures de la ceinture protérozoïque du Trans-Hudsonien sont orientées E-O et s'incurvent de manière antihoraire vers la Saskatchewan, où elles deviennent N-S sous les roches de couverture ([Figure 3](#); [Figure 13](#); Hoffman, 1990; Bank et al., 1998). Cette forme arquée du patron structural épouse la structure du manteau sous-jacent, ce qui suggère que la tectonique crustale de ce secteur est guidée par la morphologie du premier 100km de profondeur du manteau supérieur. A la frontière entre les TNO et l'Alberta et la Saskatchewan, un nœud structural caractérisé par des changements brusques dans l'orientation de failles est observé à la limite nord de la racine archéenne. La Faille Bathurst, située au NE de la Province archéenne du Lac des Esclaves, s'inscrit dans le prolongement NO d'une suture mantellique qui se prolonge vers le SE sur plus de 500 km de longueur vers la Baie d'Hudson ([figure 12](#)). Dans l'Ouest canadien, la trace du piedmont de la Cordillère épouse en surface la marge ouest de la racine d'un craton de nature sismique archéenne située sous l'Alberta.

Le calcul du gradient horizontal des variations de vitesses d'ondes S permet d'accentuer les contrastes et de mieux préciser les limites (zones de sutures) entre des blocs mantelliques de composition et de température différentes. Le calcul du gradient horizontal n'améliore pas la résolution du modèle. Cependant, la correspondance spatiale entre les cartes de gradients et certaines entités géologiques et failles régionales à la surface permet de croire que cette approche contribue à localiser des changements rhéologiques dans le manteau lithosphérique; zones de sutures et structures profondes par exemples. Dans l'Ouest Canadien, les failles du Piedmont de la Cordillère épousent la carte des gradients horizontaux calculés à 50 km de profondeur. Le cisaillement du Grand Lac des Esclaves, orienté ENE-OSO, déplace ou borde des blocs mantelliques entre les champs de kimberlites de Buffalo Head Hills en Alberta et celui du Lac des Esclaves dans les TNO ([Figure 14](#)). Au Québec et en Ontario, plusieurs éléments sur les cartes de gradients horizontaux à 100 km de profondeur coïncident avec des failles régionales et des limites de sous-provinces géologiques ([Figure 15](#)). Au Québec, la limite entre les sous-provinces de Bienville au nord et d'Opinaca et d'Opatoca au sud se situe au-dessus d'un changement rapide des variations de vitesses sismiques. Le prolongement de cette limite vers l'Ouest correspond en Ontario à la Faille Winisk, une structure qui délimite également deux blocs mantelliques de rhéologie distincte. En Ontario, la faille de Kapuskasing est une structure crustale majeure orienté

NNE qui délimite à l'Ouest des roches granulitiques et à l'Est des roches métamorphisées au faciès des schistes verts à amphibolites (Percival et al., 1989; Percival et West, 1994). Selon les cartes de gradients horizontaux, cette structure à vergence Est est visible dans le manteau de 50 à 100 km de profondeur.

6.3 Structure du manteau lithosphérique et champs de kimberlites

En se basant sur les modèles tomographiques de Grand (1994), Ritsema et van Heijst (2000), Goes et van der Lee (2002), van der Lee (2001) et Griffin et al. (2004) ont noté que les principaux champs de kimberlites de l'Amérique du Nord sont localisés autour d'une racine « sismiquement » rapide. Entre 175-250 km de profondeur, cette racine est de forme ovale, orientée N-S et centrée sous le Nunavut, la Baie d'Hudson, le Manitoba et l'Ontario (Figure 2 de Griffin et al. 2004).

Malgré le fait que la forme de la racine définie avec le modèle de Godey (2003) ne coïncide pas avec celle proposée par Griffin et al. (2004), les relations spatiales vont dans le même sens. Selon le modèle, la majorité des kimberlites contenant des micro et/ou macro diamants sont localisées dans une racine de type archéenne (Birch et Buffalo Head Hills) ou dans un manteau lithosphérique de type Archéen recyclé/Protérozoïque en périphérie d'une racine de type archéenne (Figure 16). Les mines de diamant dans les TNO et les projets au stade avancé d'évaluation, comme Star en Saskatchewan (champ de Fort à la Corne), Victor en Ontario (champ d'Attawapiskat), et Renard au Québec (champ d'Otish), sont tous situés à moins de 150 km de la bordure de la racine archéenne proposée. Les exceptions sont les kimberlites du Colorado et du Wyoming, mais cela s'explique parce que la lithosphère sous-jacente a été modifiée au cours du Cénozoïque par des activités tectonothermales liées à l'orogénie Laramide (Figure 17; Carlson et al. 2004). La réponse sismique actuelle dans cette région ne reflète pas les conditions à l'époque de la mise en place des kimberlites. Les kimberlites d'Otish (Québec), de Wemindji (Québec), d'Attawapiskat (Ontario) et de Wekusko Lake (Saskatchewan) sont alignées parallèlement au sud du contact vertical de la racine lithosphérique, dans une mince bande de lithosphère de type Archéen recyclé/Protérozoïque (Figure 17). Le champ de Fort à la Corne en Saskatchewan est localisé directement au-dessus de la marge SE de la racine archéenne (Figure 16). L'exception correspond aux champs de Birch Hills et de Buffalo Head Hills, en Alberta, qui sont localisés au cœur de la racine d'un craton archéen situé sous cette province (Figure 16). La base de cette racine sismique est située à 180 km de profondeur et correspond à la profondeur du LAB estimée à partir d'études thermo-barométriques faites sur des xénolithes mantelliques (Aulbacha et al., 2004).

Dans les TNO, le champ du Lac de Gras, sous la Province de Lac des Esclaves, est localisé au-dessus d'un manteau stratifié (Griffin et al. 1999). Entre 100 et 140 km de profondeur sous cette province géologique, le manteau est ultra appauvri, composé d'harzburgite à grenats (sans clinopyroxène) et varie en âge entre 3,3 et 4,0 Ga. De 140 à 200 km de profondeur, le manteau est moins appauvri, d'âge archéen, mais plus jeune que 3,3 Ga (Pearson et al. 1999; Griffin et al. 1999). Cette partie profonde serait dérivée d'un panache mantellique. L'enveloppe sismique de la racine archéenne correspond à cette partie lithosphérique la plus profonde et la moins appauvrie du manteau. La partie du manteau supérieur ultra appauvri a une signature sismique d'un manteau archéen recyclé/protérozoïque, une modification qui résulte de l'activité du panache mantellique archéen sous-jacent. Fait à noter, l'approfondissement de la lithosphère vers le SO, tel que documenté à partir des xénolithes mantelliques et la géophysique (Jones et al. 2003; Griffin et al., 2004), coïncide avec la morphologie de la racine archéenne définie par la tomographie sismique (Figure 18). Les champs de kimberlites de Lac de Gras (TNO) et de l'Île Victoria, (Arctique canadien) sont orientés globalement NO-SE comme l'orientation moyenne de la racine archéenne (Figure 13).

Les autres champs de kimberlites qui sont peu ou pas diamantifères sont tous situés loin de la racine archéenne, généralement en bordure de l'enveloppe Archéen recyclé/Protérozoïque (Figure 17).

7 GUIDE D'EXPLORATION A L'ECHELLE DU CRATON

La tomographie sismique montre que certaines parties du manteau lithosphérique sous les cratons archéens de l'Amérique du Nord ont été affectées par des événements tectonothermiques post-achéens. Par exemple, la moitié sud de la Province de Supérieur a une signature géophysique distincte par rapport à la partie nord, du fait que les vitesses sismiques observées sont plus faibles que dans les racines archéennes typiques. Le sud de cette province, soit à partir du sud de la Baie-James, montre toutes les caractéristiques géophysiques d'un manteau de type archéen recyclé/protérozoïque. Les études de xénolithes mantelliques dans les kimberlites du Sud de la Province de Supérieur (Coral Rapids, Kirkland Lake et Cobalt) vont dans le même sens (Griffin et al., 2004). Du nord vers le sud, le manteau lherzolithique devient plus fertile (enrichi) et/ou montre des signes plus abondants de métasomatisme. D'autre part, le gradient géothermique estimé dans les intrusions de Coral Rapids (Kapusasing) par exemple est de l'ordre de 50 mW/m² et correspond à des valeurs typiquement protérozoïques (Griffin et al. 2004). La limite de ce changement à la fois thermique, géochimique et sismique dans le manteau lithosphérique apparaît au sud du champ d'Attawapiskat, des kimberlites de Wemindji et du champ d'Otish. Du point de vue de l'exploration, le territoire situé au sud de cette limite est considéré moins propice parce que le champ de stabilité du diamant a probablement été modifié, ou possiblement détruit. Les kimberlites situées au sud de cette limite contiennent parfois des micro ou macro diamants, mais elles demeurent actuellement non économiques. C'est donc tout le corridor d'une centaine de kilomètres de largeur, orienté E-O, et contenant les kimberlites d'Otish, de Wemindji, et d'Attawapiskat qui est une cible d'exploration régionale. Ce corridor se prolonge vers l'Ouest jusqu'en Saskatchewan, suivant le nord de la Province de Supérieur sur plus de 1200 km à partir du champ d'Attawapiskat (

[Figure 10](#) et [Figure 16](#)).

Les terrains archéens en surface sont les premiers visés pour l'exploration régionale. Les régions montrant des signatures sismiques de type archéen sous des roches de plateformes ou sous des ceintures protérozoïques sont également des secteurs d'intérêts pour l'exploration. Par exemple, des régions avec des vitesses sismiques rapides sont situées directement sous le rift du Lac Cambrien à l'ouest de la Fosse du Labrador. Un manteau de même signature que celui observé sous les kimberlites d'Otish est présent entre la Fosse du Labrador et le champ de dykes kimberlitiques des Torngats (

[Figure 2](#)). Même si une grande superficie du territoire situé entre les provinces de Supérieur et Lac des Esclaves, la Baie d'Hudson et l'Océan Arctique ont été affectés par la tectonique au cours du Protérozoïque. La signature tomographique dans le manteau lithosphérique sous-jacent est comparable à celle observée sous les cratons archéens hôtes de kimberlites diamantifères. Cette région est donc susceptible d'abriter d'autres champs de kimberlites.

Dans le but de mieux comprendre la localisation en surface des champs de kimberlites de l'Amérique du Nord, il est nécessaire également de mieux comprendre le lieu de formation des magmas kimberlitiques dans le manteau lithosphérique en fonction des informations de la tomographie télésismique. Les données thermobarométriques provenant de l'étude de xénolithes mantelliques de kimberlites nord-américaines (Griffin et al., 2004) indiquent que les profondeurs minimales de formation des magmas kimberlitiques varient entre 120 et 200 km de profondeur avec une médiane à 170 km de profondeur ([Figure 19](#)). Deux profils de variations de vitesses sismiques et de gradients horizontaux ont été construits avec les variations de vitesses d'ondes sismiques à 170 km de profondeur. Les deux sections faites respectivement sous les cratons de l'Alberta et du Lac des Esclaves ([Figure 20a](#)) et du Supérieur ([Figure 20b](#)) montrent que les magmas kimberlitiques se forment, ou cheminent, en périphérie de blocs mantelliques de type Archéen, à l'exception des kimberlites de l'Alberta. Le long de ces deux sections, les champs de kimberlites projetés verticalement à 170 km de profondeur sont principalement localisés près de discontinuités majeures ou secondaires (zones de sutures dans les blocs mantelliques), comme c'est le cas pour les kimberlites de l'Alberta. Les champs de kimberlites sont également situés dans des fortes pentes de gradients horizontaux entre des crêtes de forts et faibles gradients, c'est-à-dire entre des blocs mantelliques de rhéologie/composition différente ([Figure 20](#)).

En plan, la correspondance spatiale entre les kimberlites et les gradients horizontaux est particulièrement éloquent pour la profondeur de 170 km ([Figure 21](#) et [Figure 22](#)). On note que la majorité des kimberlites sont localisées

verticalement au-dessus de changements rapides de gradients, c'est-à-dire aux limites de blocs de composition/températures différentes. Dans l'Est de l'Amérique du Nord, c'est le cas pour les champs de kimberlites des Torngats, du Groenland, d'Otish, du Témiscaminque, de Coral Rapids et de Prairie Creek (ÉU), de même que toutes les intrusions au front des Appalaches (Figure 21). Dans l'Ouest américain, les lamproïtes dans le SO de l'Alberta sont situés le long d'un changement brusque du gradient horizontal, au front de la Cordillère. La majorité des kimberlites du champ de Lac de Gras s'alignent parallèlement à une pente abrupte qui occupe une direction NO-SE (Figure 22). Il est à noter cependant que plusieurs projets diamantifères avancés comme Jéricho et Snap Lake (TNO), Star (Saskatchewan) et Victor (Nord de l'Ontario) sont localisés au centre de gradients faibles ou élevés, c'est-à-dire au cœur de blocs mantelliques (Figure 21). Cette observation suggère que les kimberlites connues les plus diamantifères sont localisées au centre de blocs mantelliques et ne sont pas associées nécessairement à des discontinuités majeures ou secondaires. Les kimberlites moins ou non diamantifères sont par contre localisées en périphérie de blocs mantelliques, le long de zones de sutures. La fertilité en diamant pourrait en quelque sorte être guidée par une certaine « perméabilité » du manteau lithosphérique avec des zones moins fertiles en périphérie des blocs mantelliques.

8 CONCLUSIONS

Cette étude porte sur l'évaluation de la tomographie télésismique comme guide d'exploration pour le diamant à l'échelle de la province géologique. Les représentations 2D et 3D des données sismiques mettent en relief la dichotomie qui existe entre la position des roches archéennes affleurantes et sub-affleurantes et celle des différents domaines sismiques identifiés dans le manteau lithosphérique nord-américain. Des signatures typiques d'un manteau archéen (vitesses sismiques rapides) se retrouvent sous moins de la moitié de la superficie des roches archéennes exposées à la surface. Les mêmes signatures sismiques sont également observées sous des roches de couvertures et des ceintures protérozoïques et paléozoïques. L'implication pour l'exploration du diamant est qu'il ne faut pas explorer uniquement dans les cratons archéens exposés en surface, mais également dans des roches protérozoïques au-dessus de signatures sismiques de type Archéen. Ces domaines de vitesses sismiques rapides réunissent généralement les conditions favorables de préservation du diamant depuis leur formation.

La dérivée calculée en plan sur les variations de vitesses d'ondes S permet de localiser les variations brusques de vitesses sismiques (gradients horizontaux). Il s'agit d'une approche permettant de mieux localiser les limites structurales de blocs mantelliques. La correspondance spatiale (verticale) entre ces limites structurales et certaines entités géologiques et structures majeures à la surface laisse croire qu'il existe des structures trans-lithosphériques qui servent de chemins d'emprunt pour les magmas kimberlitiques. Les kimberlites les plus fertiles en diamants sont verticalement localisées au cœur de blocs mantelliques (plan situé à 170 km de profondeur). Les kimberlites moins diamantifères sont verticalement localisées au-dessus de pentes de gradients horizontaux qui marquent des changements rhéologiques et thermiques dans le manteau.

Les résultats et les interprétations présentés dans ce rapport sont basés sur un modèle tomographique et devraient idéalement être contre vérifiés en utilisant d'autres modèles. La récurrence des mêmes observations à partir de modèles différents pourrait alors considérablement renforcer les interprétations.

REMERCIEMENTS

De sincères remerciements sont adressés à Stéphanie Godey, qui a fourni les données de tomographie sismique et des renseignements précieux, de même qu'à Francine Fallara pour avoir construit le modèle 3D géo-intégré. Des échanges avec Jean-Claude Mareschal et Alexandro Forte (UQAM) et Nicolai Shapiro (Colorado) ont aussi été fort appréciés. L'étudiant Tomi Lebeau a contribué à générer les profils sismiques verticaux. La révision et la mise en forme de ce document ont été réalisées par Marie-Line Tremblay et Isabelle Lapointe.

REFERENCES

- Achauer, U. et Masson, F. 2002. Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities. *Tectonophysics* 358: 17 – 37.
- Aulbacha, S., Griffin, W.L., O'Reilly S.Y., et McCandless, T. E. 2004. Genesis and evolution of the lithospheric mantle beneath the Buffalo Head Terrane, Alberta (Canada). Volume 77, Issues 1-4, September 2004, Pages 413-451
- Artemieva, I.M., et Mooney, W.D. 2001. Thermal structure and evolution of Precambrian lithosphere: a global study. *J. Geophys. Res.* 106: 16387–16414.
- Artemieva, I. et Mooney, W.D. 2002. On the relations between cratonic lithosphere thickness, plate motions, and basal drag. *Tectonophysics*, 358: 211-231.
- Artemieva, I.M., Mooney, W.D., Perchuc, E. et Thybo, H. 2002. Processes of lithosphere evolution: new evidence on the structure of the continental crust and uppermost mantle. *Tectonophysics* 358: 1-15.
- Bank, C.G., Bostock, M.G. et Ellis, R.M. 1998. Lithospheric mantle structure beneath the Trans-Hudson orogen and the origin of diamondiferous kimberlites. *Journal of Geophysical Research*, 103: 10,103-10,114.
- Bleeker, W. 2003. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos* 71: 99– 134
- Boyd, F.R., Gurney, J.J. et Richardson S.H. 1985. Evidence for a 150-200 km thick Archean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry. *Nature* 315: 387-389.
- Carlson, R.W., Irving, A.J., Hearn, B.C., 1998. Chemical and isotopic systematics of peridotite xenoliths from the Williams Kimberlite, Montana: clues to processes of lithosphere formation, modification and destruction. *Proceeding 7th Int. Kimberlite Conference*, Cape Town, 90-98.
- Carlson, R.W., Irving, A.J. Schulze, D.J. et Carter Hearn, B. Jr. 2004. Timing of Precambrian melt depletion and Phanerozoic refertilization events in the lithospheric mantle of the Wyoming Craton and adjacent Central Plains Orogen. *Lithos* 77 : 453-472.
- Clifford, T. N. 1966 : Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. *Earth Planet Sci. Lett.* 1, pp. 421-434.
- Davis, W.J., Berman, R. et Kjarsgaard, B. 1995. U-Pb Geochronology and Isotopic studies of crustal xenoliths from the Archean Medicine Hat Block, northern Montana and southern Alberta : Paleoproterozoic reworking of Archean Lower crust. *Dans Lithoprobe (Alberta Transects)*, 329-334.
- Davis, W.J., Jones A.G., Bleeker W. et Grütter H. 2003. Lithosphere development in the Slave craton: a linked crustal and mantle perspective. *Lithos* 71: 575– 589.
- de Wit, M. J., 1992. Formation of an Archean continent. *Nature* 357: 553-562.
- Dirks, P.H. et Hielke J.A. 2002. Crust-mantle decoupling and the growth of the Archean Zimbabwe craton. *Journal of African Earth Sciences*, 34 : 157-166.
- Eaton, D. et Vasudevan, K., 2004. Skeletonization of aeromagnetic data. *Geophysics* 69 : 478-488.
- Eggler, D.H. 1986. Kimberlites: how do they form? In *Kimberlite and related rocks*, volume 1. p. 489-504.
- Ernst, R.W. et Buchan, K. L., 2004. Large igneous province (LIPs) in Canada and adjacent regions: 3 Ga to present. *Geoscience Canada* 31: 103-126.

- Ernst, R.E., Head, J.W., Parfitt, E., Grosfils, E., Wilson, L., Isachsen, C.E., Bowring, S.A., 1995. Evolution of the Slave craton. *Geology* 22, 917–920. 1995. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. *Earth-Sci. Rev.* 39, 1–58.
- Frederiksen, A.W., Bostock, M.G. et Cassidy, J.F. 2001. S-wave velocity structure of the Canadian upper mantle, *Phys. Earth planet. Inter.*, 124: 175–191.
- Godey, S. 2003. Structure of the uppermost mantle beneath north America: regional surface wave tomography and thermo-mechanical interpretation. Thèse de Doctorat, Université Utrecht, Netherlands, 121 p.
- Godey, S., Deschamps, F. et Trampert, J. 2004. Thermal and compositional anomalies beneath the north American continent. *Journal of Geophysical Research*, 109: B01308, 13 p.
- Goes, S. et van der Lee, S., 2002. Thermal structure of the North American uppermost mantle inferred from seismic tomography. *Journal of Geophysical Research* 107.
- Grand, S. P. 1994. Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans, *J. Geophys. Res.*, 99: 11,591-11,621.
- Granet M., Glahn A. and Achauer U., 1998: Anisotropic measurements in the Rhine Graben area and the French Massif Central: Geodynamic implications. *Pure and Appl. Geophys.*, 151, 333-364.
- Griffin W.L., O'Reilly, S.Y., Doyle, B.J., Pearson, N.J., Coopersmith, H., Kivi, K., Malkovets, V. et Pokhilenko, N. 2004. Lithosphere mapping beneath the North American plate. *Lithos*, 77: 873-922
- Griffin WL, Doyle BJ, Ryan CG, Pearson NJ, O'Reilly SY, Davies R, Kivi K, Van Achterbergh E, Natapov LM. 1999. Layered Mantle Lithosphere in the Lac de Gras Area, Slave Craton: Composition, Structure and Origin. *J Petrol* 40: 705-727
- Haggerty, S.E. 1994. Superkimberlites, a geodynamic diamond window to the Earth. *EPSL*, 122:57-69.
- Heaman, L.M. and Kjarsgaard, B.A., 2000. Timing of eastern North American kimberlite magmatism: continental extension of the Great Meteor hotspot track? *Earth and Planetary Science Letters*, 178: 253-268.
- Hoffman, P. F. 1989. Precambrian geology and tectonic history of North America. Dans Bally, A. W. et Palmer, A. R. (eds). *The Geology of North America – An overview*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, vol A: 447-512
- Hoffman, P.F. 1990. Subdivision of the Churchill Province and extend of the Trans-Hudson orogen. *Geological Association of Canada, Special Paper* 37: 15-39.
- Irvine. G.J., Pearson, D.G., Kjarsgaard, B.A., Carlson, R.W., Kopylova, M.G. et Dreibus, G. 2003. A Re–Os isotope and PGE study of kimberlite-derived peridotite xenoliths from Somerset Island and a comparison to the Slave and Kaapvaal cratons. *Lithos* 71: 461– 488.
- Jones, A.G., Lezaeta, P. Ferguson, I. J., Chave A. D., Evans, R. L., Garcia, X. et Spratt, J. 2003. The electrical structure of the Slave craton. *Lithos* 71: 505– 527.
- Jordan, T. H. 1975. The continental tectosphere: Geophysics and space physics, *Rev. Geophys.*, 13: 1-12.
- Judenherc, S., Granet, M., Brun, J.-P., Poupinet, G. et Plomerova, J. 2002. Images of lithospheric heterogeneities in the Armorican segment of the Hercynian Range in France. *Tectonophysics*, 358: 121-134.
- Karato, S-I. et Wu, P. 1993. Rheology of the upper mantle. A synthesis. *Science*, 260: 771-779.

- Pearson, N.J., Griffin, W.L., Doyle, B.J., O'Reilly, S.Y., van Achterbergh, E., Kivi, K., 1999. Xenoliths from kimberlite pipes of the Lac de Gras area, Slave Craton, Canada. *Proc. 7th Int. Kimberlite Conf.*, Red Roof Design, Cape Town, 644 – 658.
- Percival, J.A., Green, A.G., Milkereit, B., Cook, F.A., Geis, W. et West, G.F. 1989. Seismic reflection profiles across deep continental crust exposed in the Kapuskasing uplift structure. *Nature*, 342: 416-419.
- Percival, J.A. et West, G.F. 1994. The kapuskasing uplift: a geological and geophysical synthesis. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31: 1256– 1286.
- Perry, H.K.C., Forte, A.M., et Eaton, D.W.S. 2003. Upper mantle thermochemical structure below North America from seismic-geodynamic flow models. *Geophys. J. Int.* 154: 279-299.
- Perry, H.K.C., Eaton, D.W.S et Forte, A.M. 2002. LITH5.0 : a revised crustal model for Canada based on Lithoprobe results. *Geophysical. J. Int.*, 150 : 285-294.
- Polet, J. et Anderson, D.L. 1995. Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies. *Geology*, 23: 205-208.
- Ranalli, G. 1997. Rheology of the lithosphere in space and time. *Dans Orogeny through time*, J-P. Burg et M. Ford éd. Geological Society, Special Publication 121: 19-37
- Ritsema, J. et van Heijst, H. 2000. New seismic model of the upper mantle beneath Africa. *Geology*, 28: 63-66.
- Rondenay, S., Bostock, M.G., Hearn, T.M., White, D.J., Wu, H., Sénéchal, G., Ji, S., et Mareschal, M. 2000. Teleseismic studies of the lithosphere below the Abitibi–Grenville Lithoprobe transect. *Can. J. Earth Sci.* 37: 415–426.
- Ross, G.M. 2002. Evolution of Precambrian continental lithosphere in Western Canada: results from Lithoprobe studies in Alberta and beyond. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39: 413– 437.
- Thybo, H., Perchuc, E., and Zhou, S., 2000. Intraplate earthquakes and a seismically defined lateral transition in the upper mantle. *Geophysical Research Letters* 27, 3953 – 3956.
- Schmidberger, S.S., Simonetti, A, Francis, D., and Gariépy, C., 2002. Probing Archean lithosphere using the Lu-Hf isotope systematics of peridotite xenoliths from Somerset Island kimberlites, Canada. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**: 245-259.
- Shapiro, N.M., Ritzwoller, M.H., Mareschal, J.C. et Jaupart, C. 2004. Lithospheric structure of the Canadian Shield inferred from inversion of surface-wave dispersion with thermodynamic a priori constraints. Geological Society, London, Special Publications, v. 239, 175-194.
- UNESCO, 2000. Carte géologique mondiale en format numérique.
- Van der Lee, S., 2001. Deep below North America. *Science* 294, 1297–1298.
- Van der Lee, S. et Nolet, G. 1997. Upper mantle S velocity structure of North America, *J. geophys. Res.*, 102: 22 815 - 22 838.
- Vearncombe, S. et Vearncombe, J.R. 2002. Tectonic controls on kimberlite location, southern Africa. *Journal of Structural Geology*, 24: 1619-1625.
- Wheeler, J.O., Hoffman, P.F., Card, K.D., Davidson, A., Sanford, B.V., Okulitch, A.V. et Roest, W.R. (comp.). 1997. Carte géologique du Canada, Commission géologique du Canada, Carte numérique D1860A.

White, S.H., Boorder, H., Smith, C.B. 1995. Structural controls of kimberlite and lamproite emplacement. *Journal of Geochemical Exploration*, 53: 245-264.

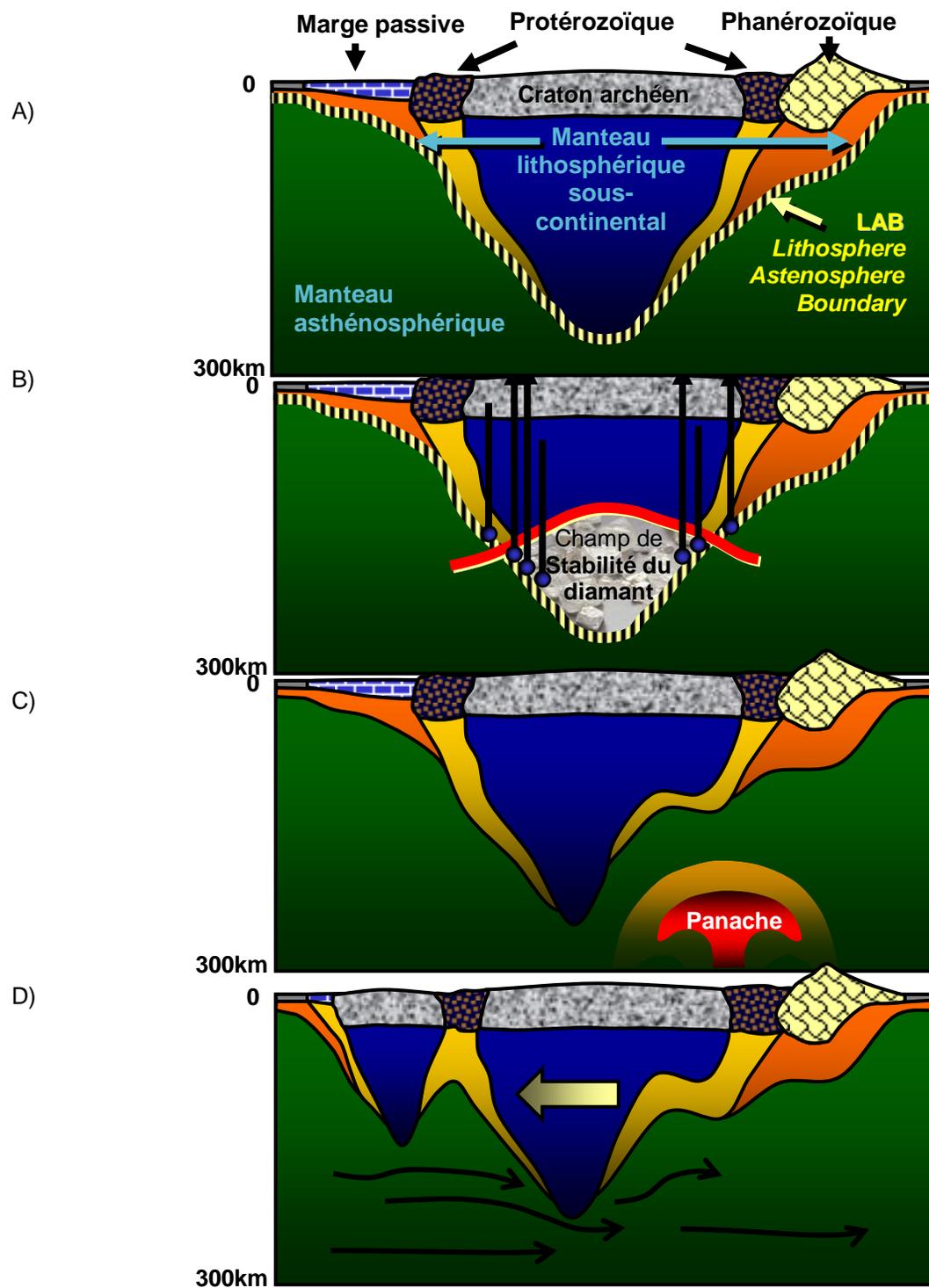


Figure 1. A) Coupe idéalisée d'un craton et des domaines lithosphériques sous-jacents. B) Champ de stabilité du diamant et lieux de formation des kimberlites. C) Modification de la lithosphère par un panache mantellique. D) Fragmentation, ajout de matériel lithosphérique, ou érosion de la racine. [Retour au texte](#)

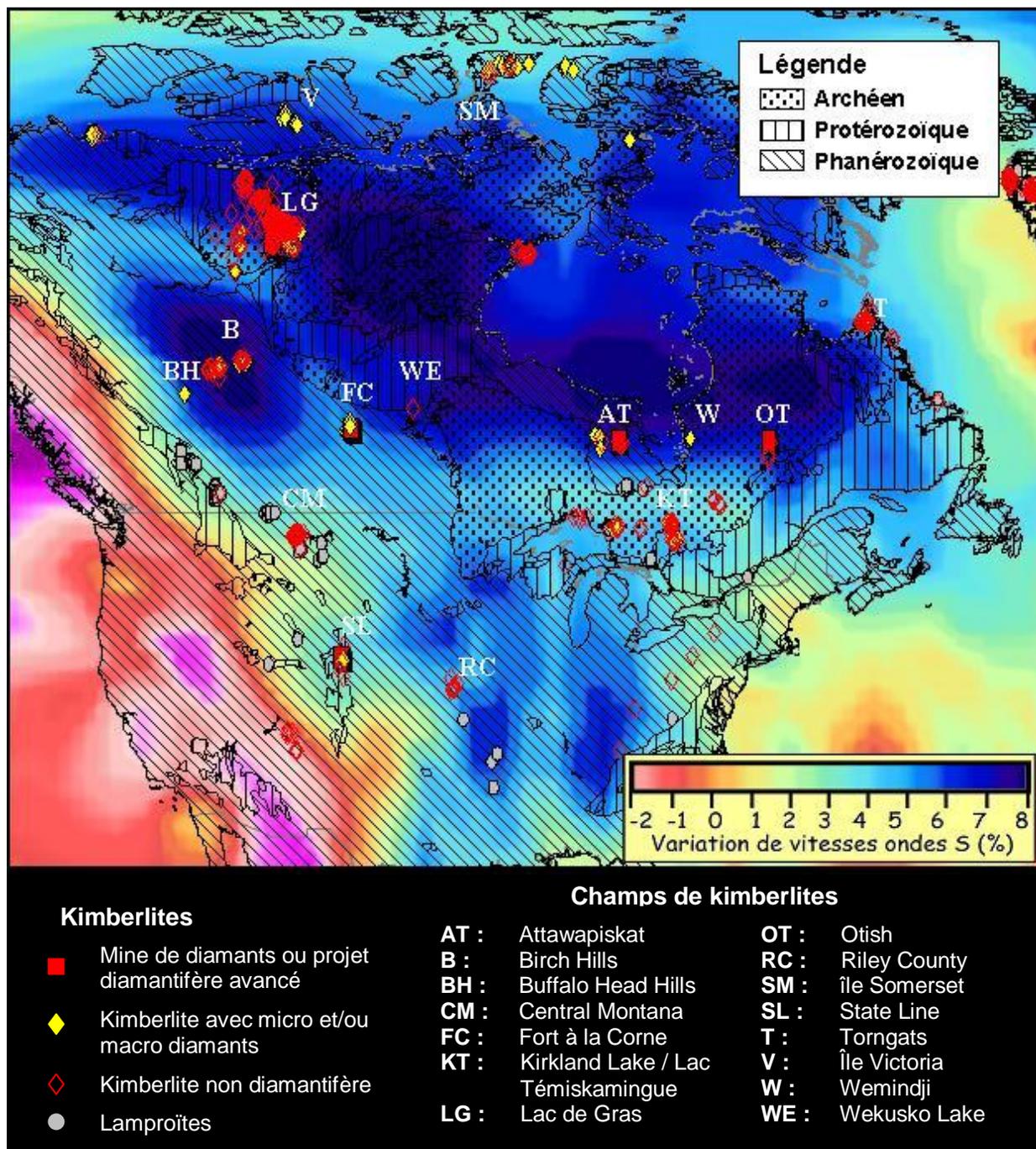


Figure 2. Variations des vitesses d'ondes S sous le continent nord-américain, à 150 km de profondeur, en relation avec la position des terrains archéens, protérozoïques et phanérozoïques (UNESCO, 2000). Données tomographiques de Godey (2003). Les vitesses inférieures à la moyenne du modèle de référence PREM (0%) sont illustrées en rouge et correspondent à des régions anormalement chaudes (Ouest des É-U par exemple). Les zones en bleu sont des régions anormalement froides, c'est-à-dire ayant des températures inférieures à la température moyenne mantellique et où les ondes s'y propagent rapidement. Ces zones également appauvries en fer correspondent généralement aux racines des cratons. [Retour au texte](#)

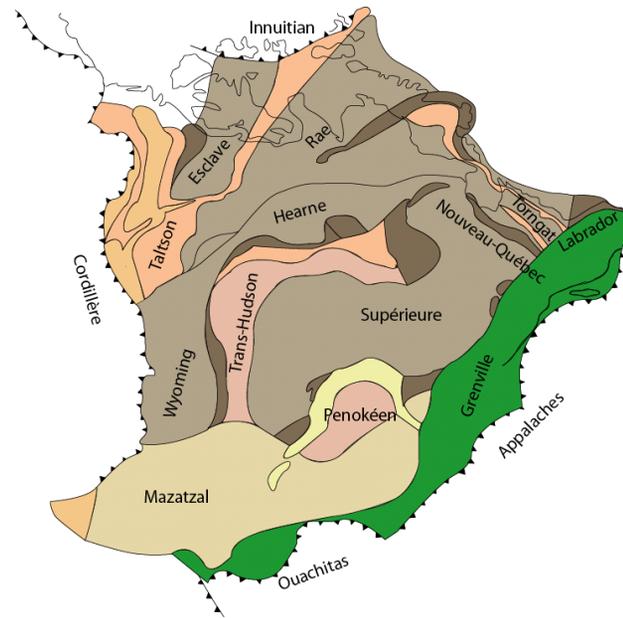


Figure 3. Domaines tectoniques archéens et protérozoïques sous les roches de couvertures proposés par Hoffman (1989). [Retour au texte](#)

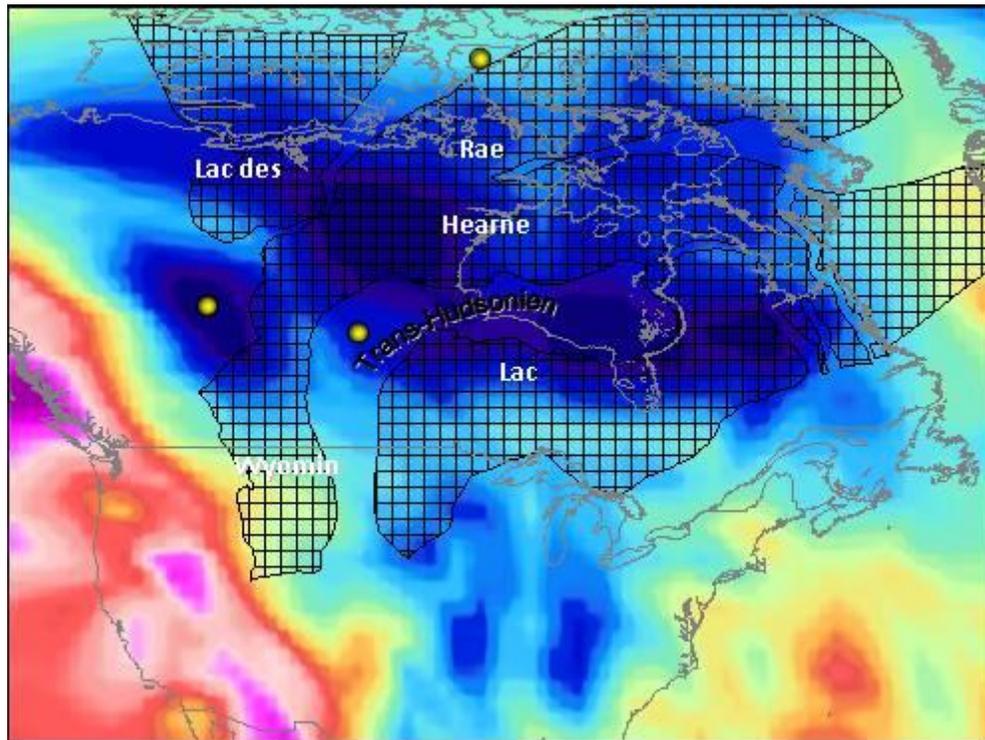


Figure 4. Socle archéen (quadrillé noir) et provinces géologiques sous les roches de couverture tel que proposé par Hoffman (1989) avec les variations de vitesses d'ondes S à 150 km de profondeur. Points jaunes : âges Re-Os et Sm-Nd archéens calculés à partir de xénolithes mantelliques (Schmidberger et al., 2002; Irvine et al. 2003; Griffin et al., 2004). Même légende qu'à la figure 2. [Retour au texte](#)

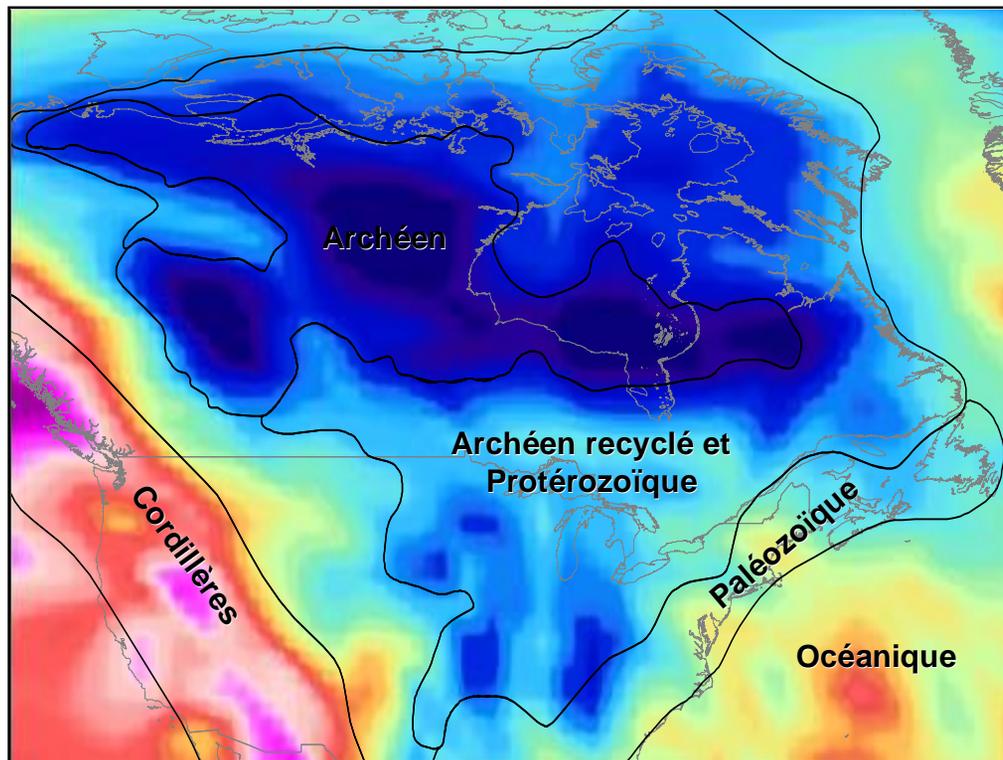


Figure 5. Domaines sismiques proposés dans le manteau lithosphérique sous le continent nord-américain. Modèle tomographique de Godey (2003). Même légende qu'à la figure 2. [Retour au texte](#)

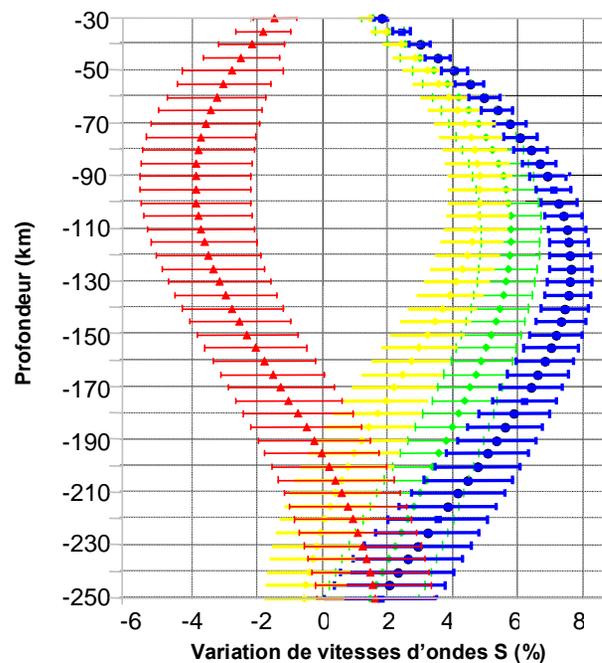


Figure 6. Profils verticaux moyens des variations de vitesses d'ondes S pour les quatre domaines sismiques de la figure 5. Les symboles indiquent les moyennes et les barres horizontales l'écart type, pour les domaines sismiques Archéen (bleu), Archéen recyclé/Protérozoïque (vert), Paléozoïque (jaune) et les Cordillères (rouge). [Retour au texte](#)

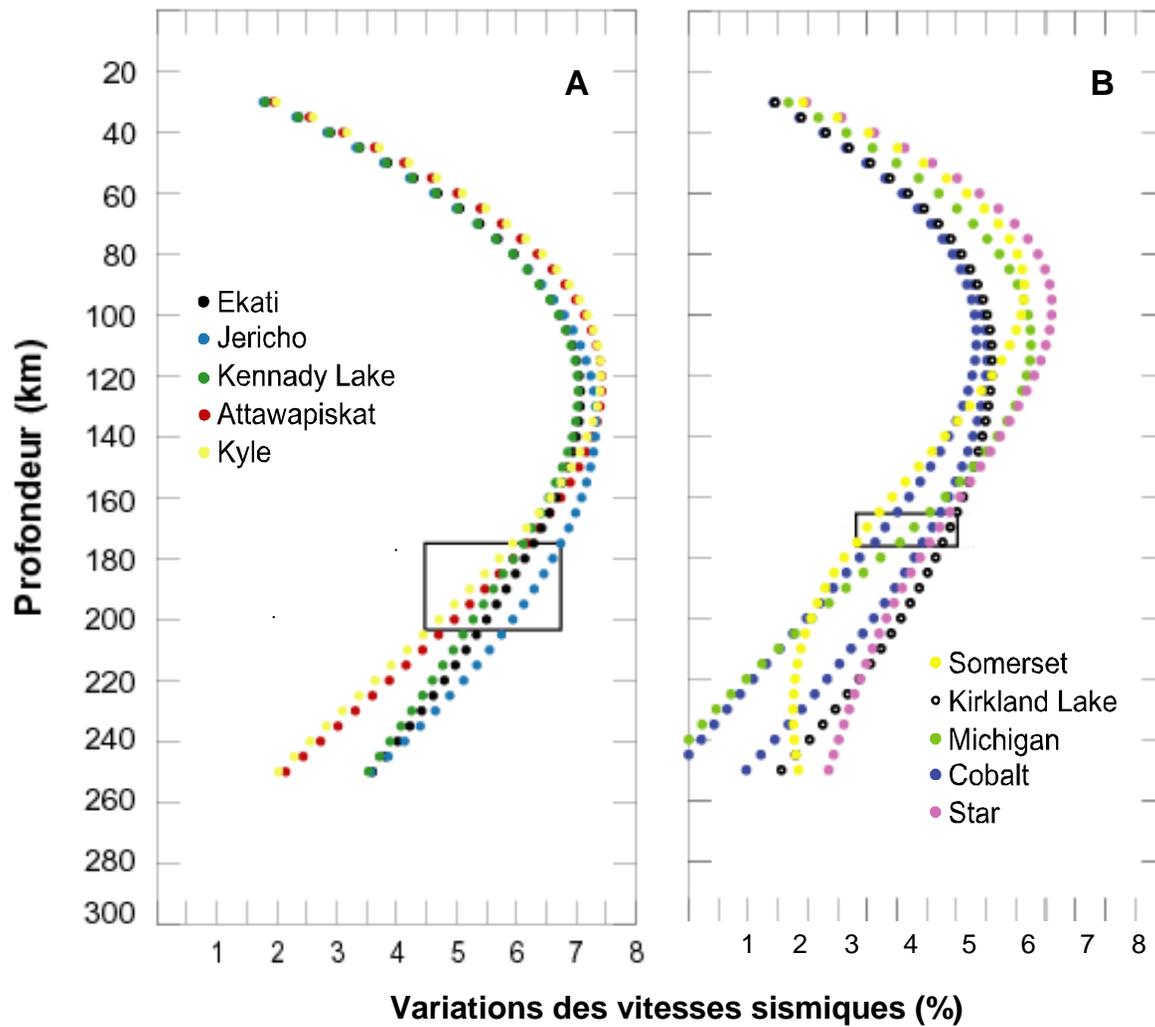


Figure 7. Profils sismiques verticaux montrant les variations de vitesses d'ondes S (Godey, 2003) sous des kimberlites dans des domaines Archéen (A) et Archéen recyclé/Protérozoïque (B). L'encadré indique la profondeur du LAB estimée d'après les données thermobarométriques de xénolithes mantelliques dans les kimberlites (Griffin et al. 2004). [Retour au texte](#)

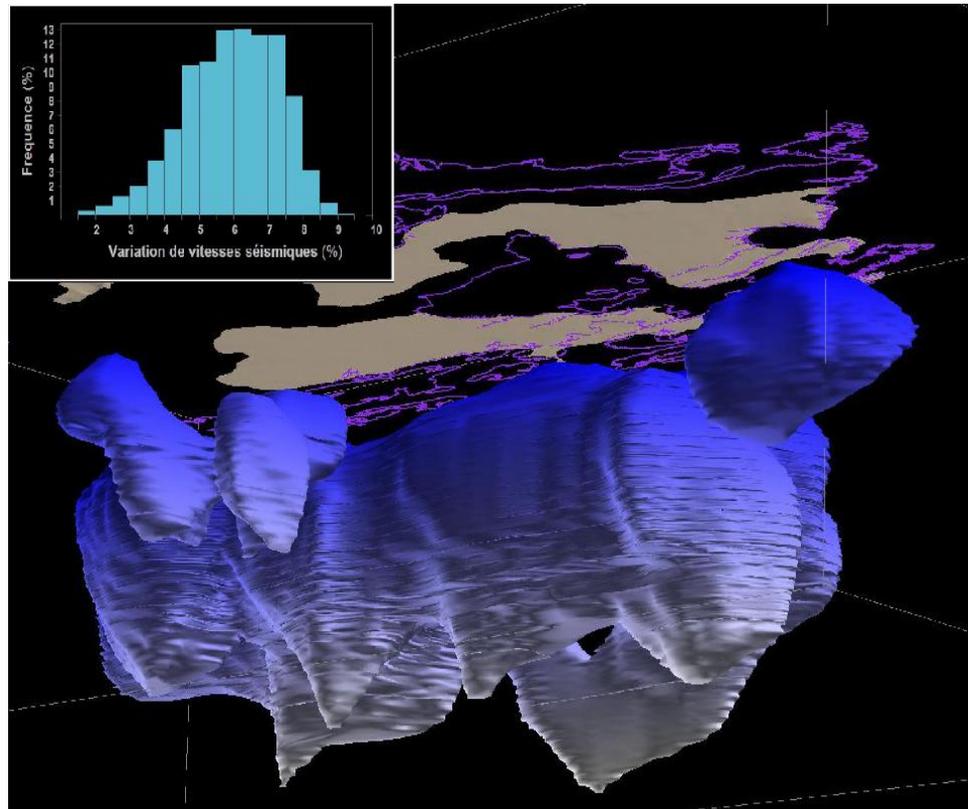


Figure 8. Représentation 3D des racines des cratons nord-américains en utilisant la valeur moyenne des variations de vitesses sismiques de +6% (histogramme) tel que proposée par Godey (2003). Le volume correspondant à cette valeur est modélisé avec le modèleur Gocad et est interprété comme la signature typique d'un manteau archéen.

[Retour au texte](#)

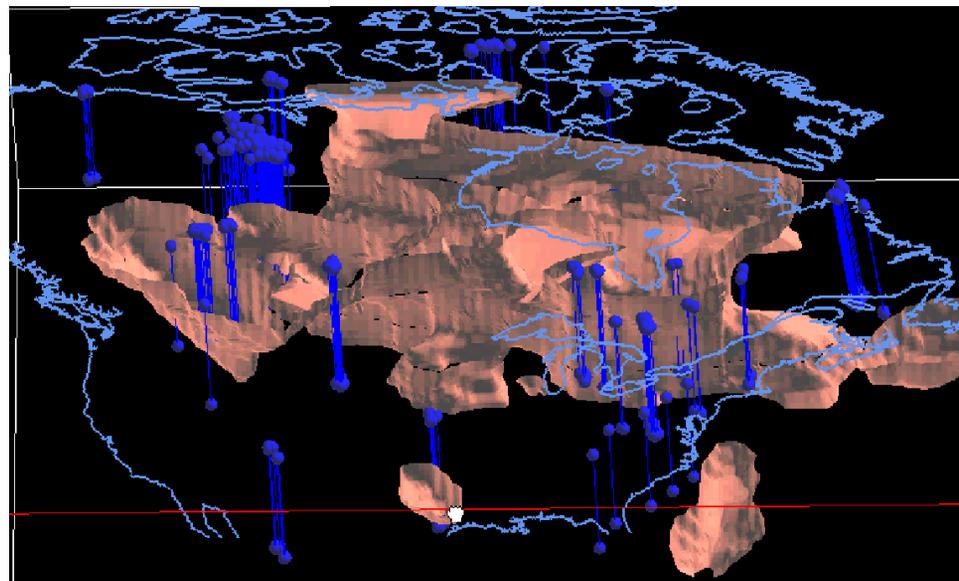


Figure 9. Morphologie 3D de l'enveloppe du domaine sismique Archéen établie selon le profil vertical de la figure 6 (vue vers le nord). [Retour au texte](#)

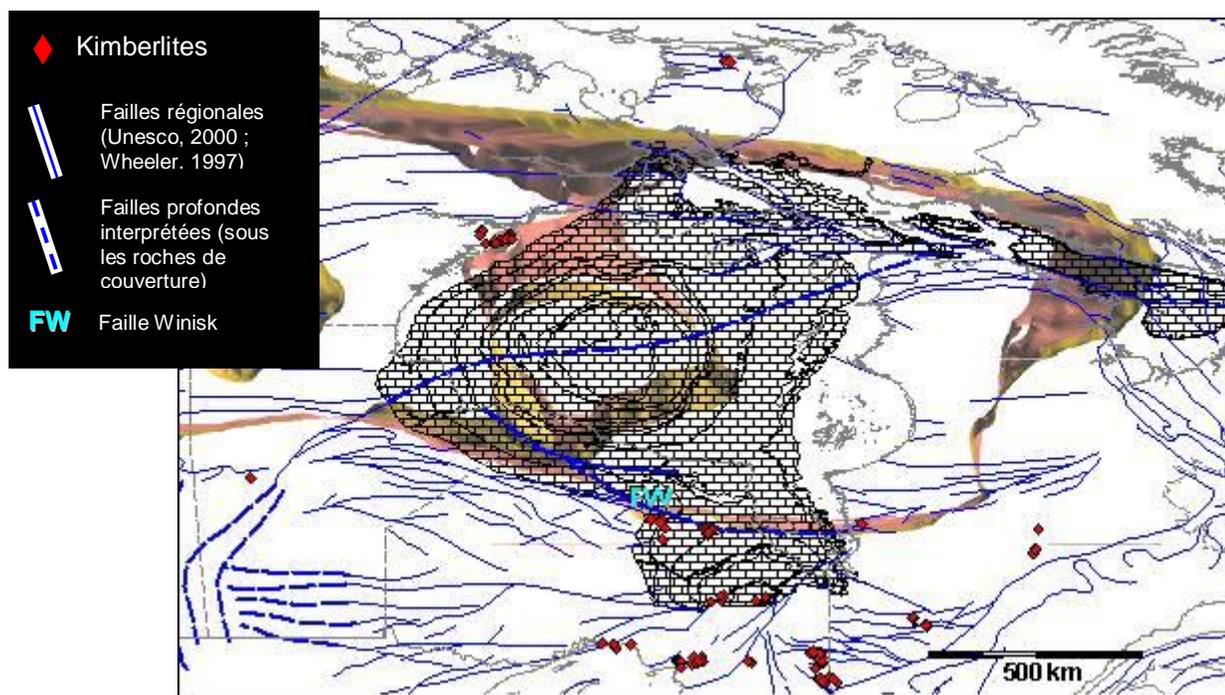


Figure 10. Enveloppe 3D projetée du domaine sismique Archéen en relation avec les failles majeures, les kimberlites et le bassin sédimentaire paléozoïque des Basses Terres de la Baie d'Hudson (Wheeler et al., 1997). Jaune : entre 50 et 75 km de profondeur ; Rose-orangé : entre 75 et 100 km de profondeur. [Retour au texte](#)

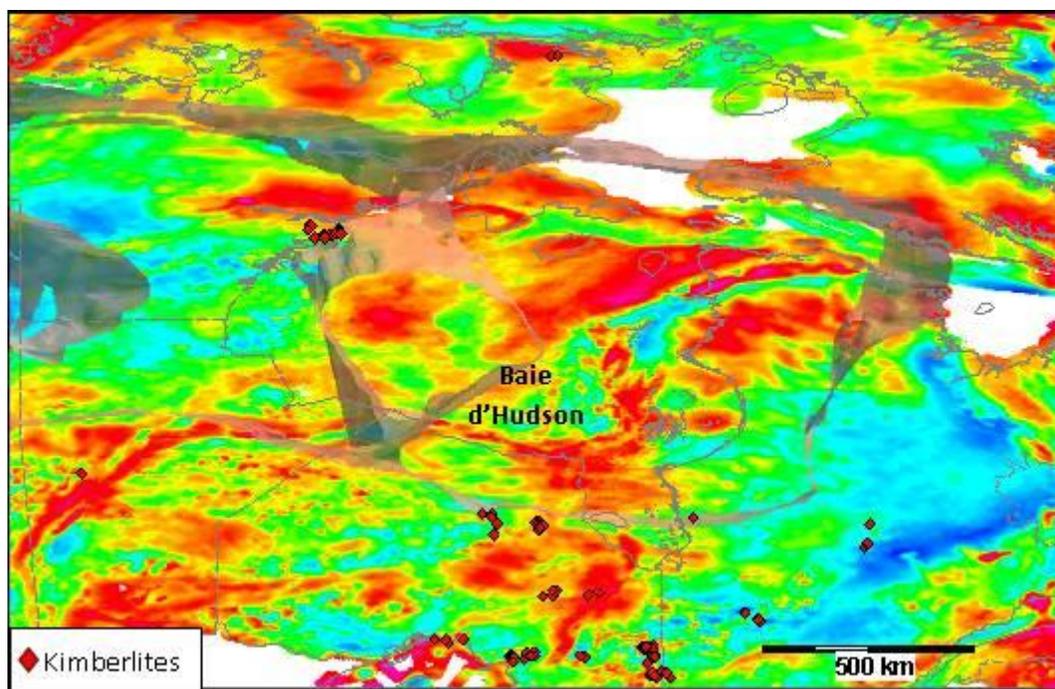


Figure 11. Anomalie sismique de type Archéen recyclé/Protérozoïque combinée à une anomalie gravimétrique positive et centrée sur le bassin sédimentaire de la Baie d'Hudson. Enveloppe 3D projetée du domaine sismique Archéen : détails figure 10 ; anomalies de Bouguer : quadrillage gravimétrique du Canada (<http://gdcinfo.agg.nrcan.gc.ca/>). [Retour au texte](#)

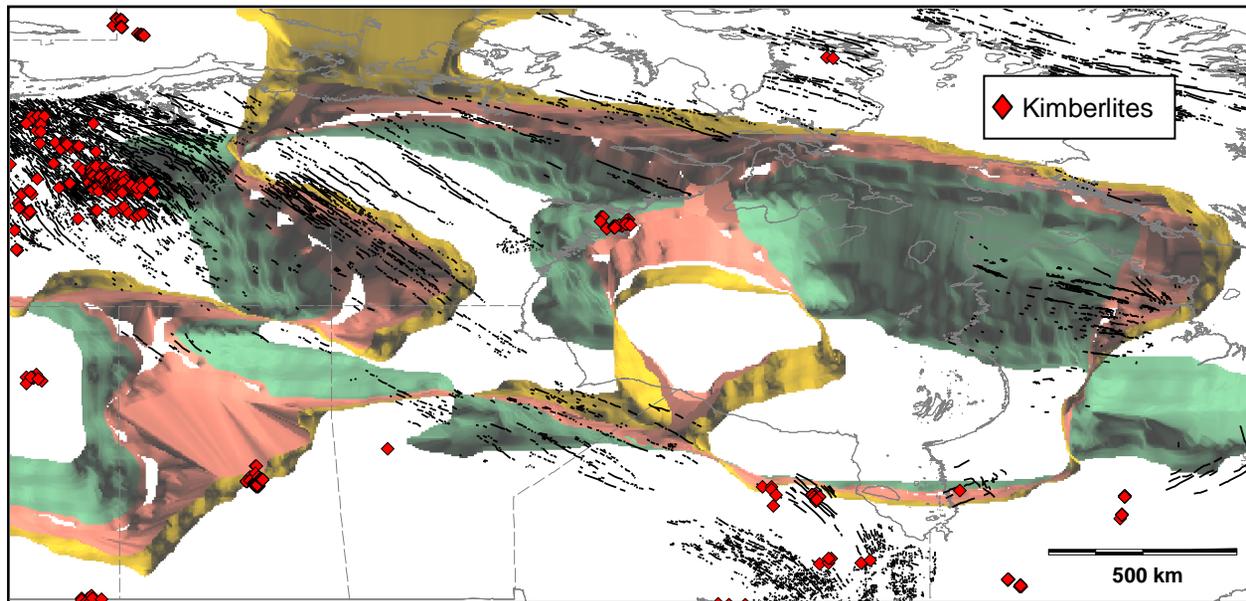


Figure 12. Relation spatiale entre les essaims de dykes mafiques et l'enveloppe 3D projetée du domaine sismique Archéen (détails figure 10). Noter les correspondances entre l'orientation de l'enveloppe et les essaims de dykes de Mackenzie. Nomenclature selon Ernst et Buchan, 2004. [Retour au texte](#)

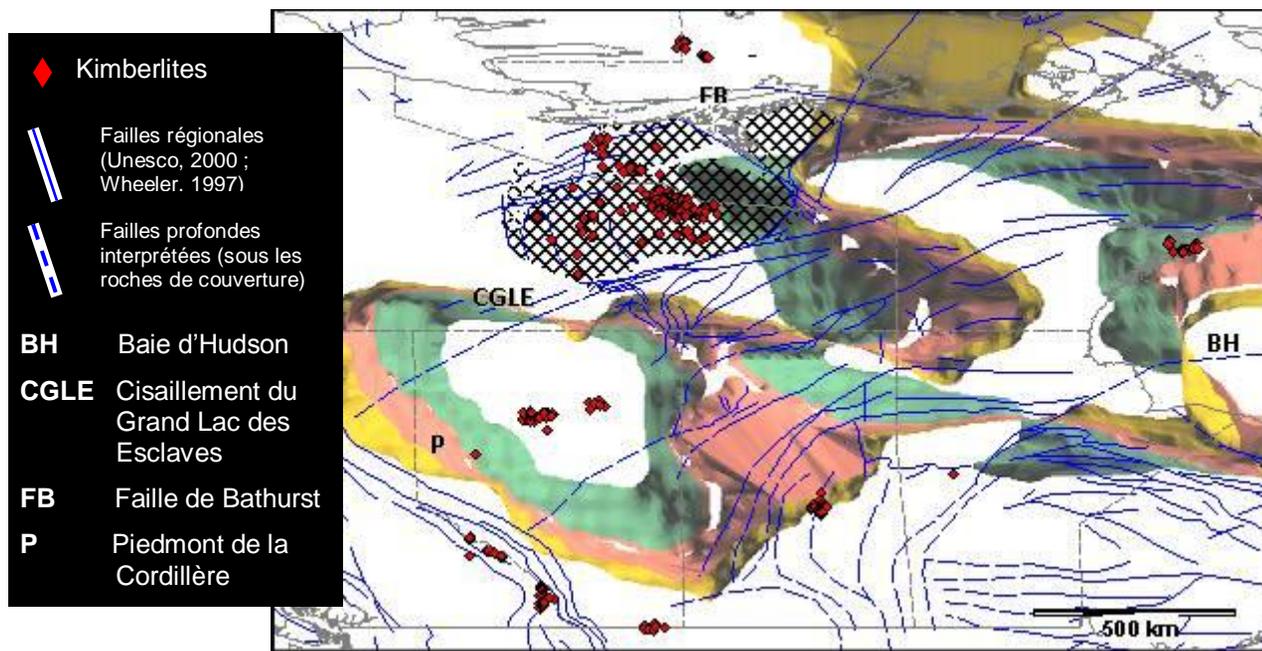


Figure 13. Corrélation spatiale entre des failles régionales (lignes bleues) et failles sous les roches de couvertures (tirets bleus) et l'enveloppe 3D projetée du domaine sismique Archéen (détails figure 10). Province de Lac des Esclaves : quadrillé noir. [Retour au texte](#) ; [Retour au texte \(section 6.3\)](#)

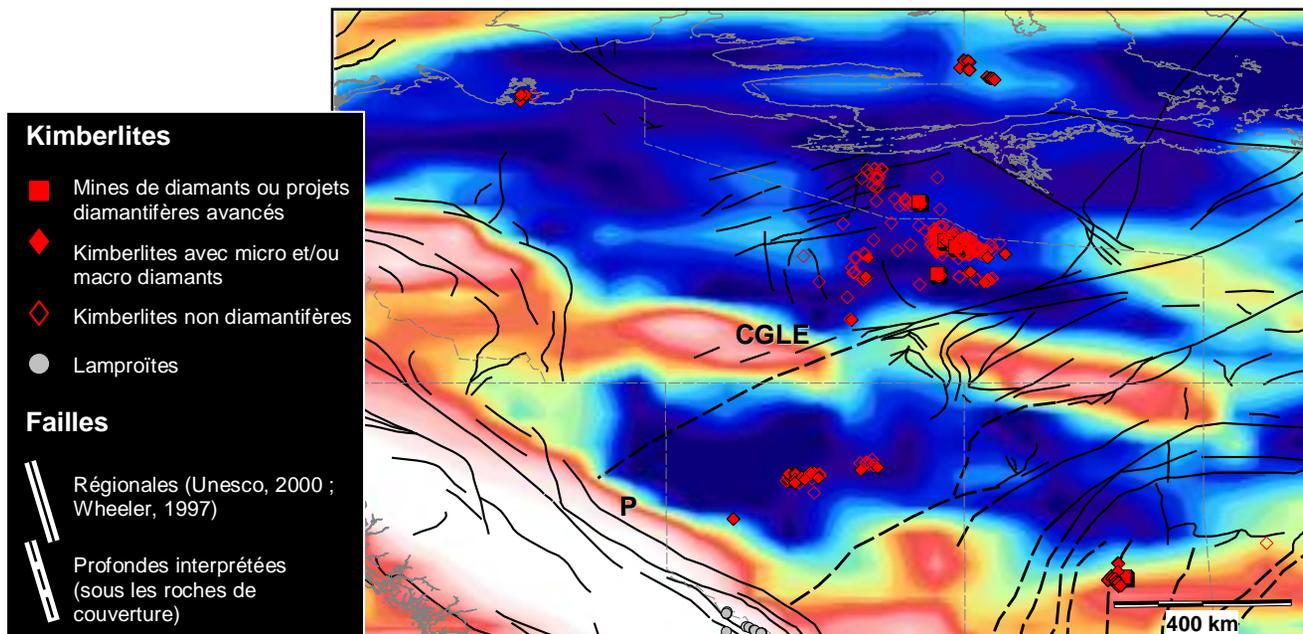


Figure 14. Gradients horizontaux des variations de vitesses d'ondes S calculés à 50 km de profondeur (données de Godey, 2003). À noter la correspondance spatiale entre le Piedmont (P) et le changement brusque du gradient au front de la Cordillère, de même que le mouvement senestre apparent de forts gradients de part et d'autre du Cisaillement du Grand Lac des Esclaves (CGLE). [Retour au texte](#)

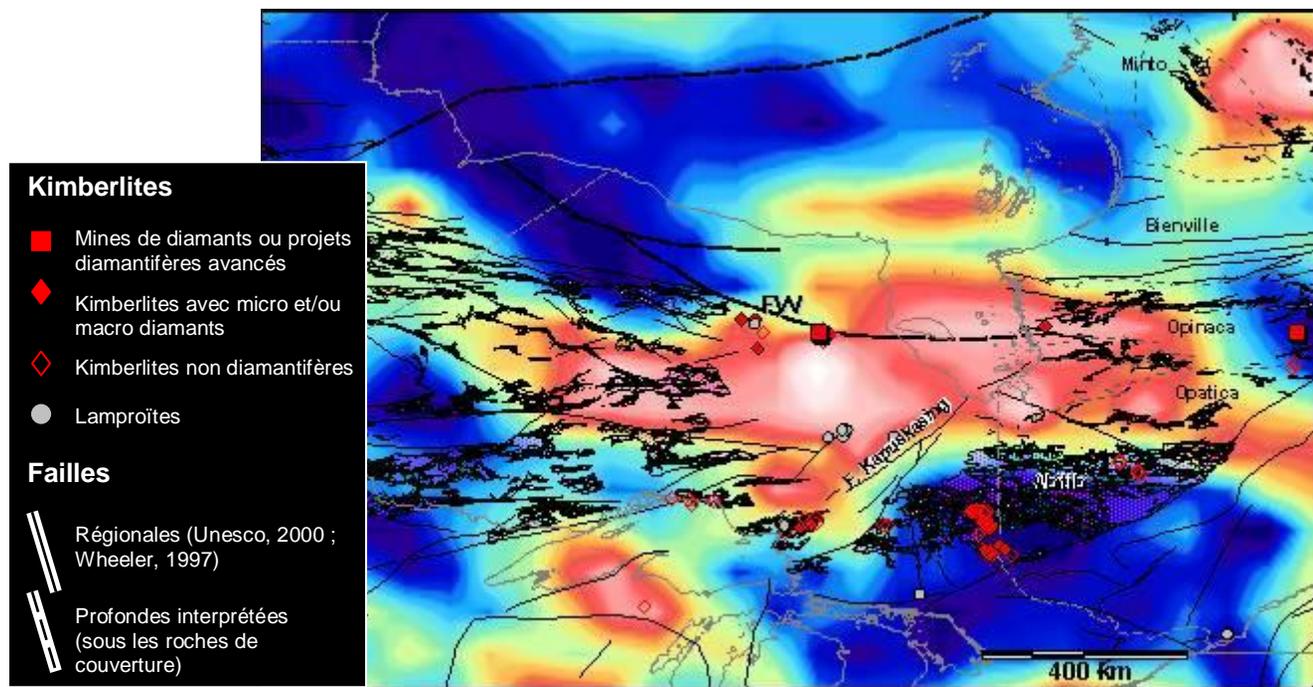


Figure 15. Gradients horizontaux des variations de vitesses d'ondes S calculés à 100 km de profondeur (données de Godey, 2003). Ceintures de roches vertes selon Wheeler (1997). FW : Faille Winisk. [Retour au texte](#)

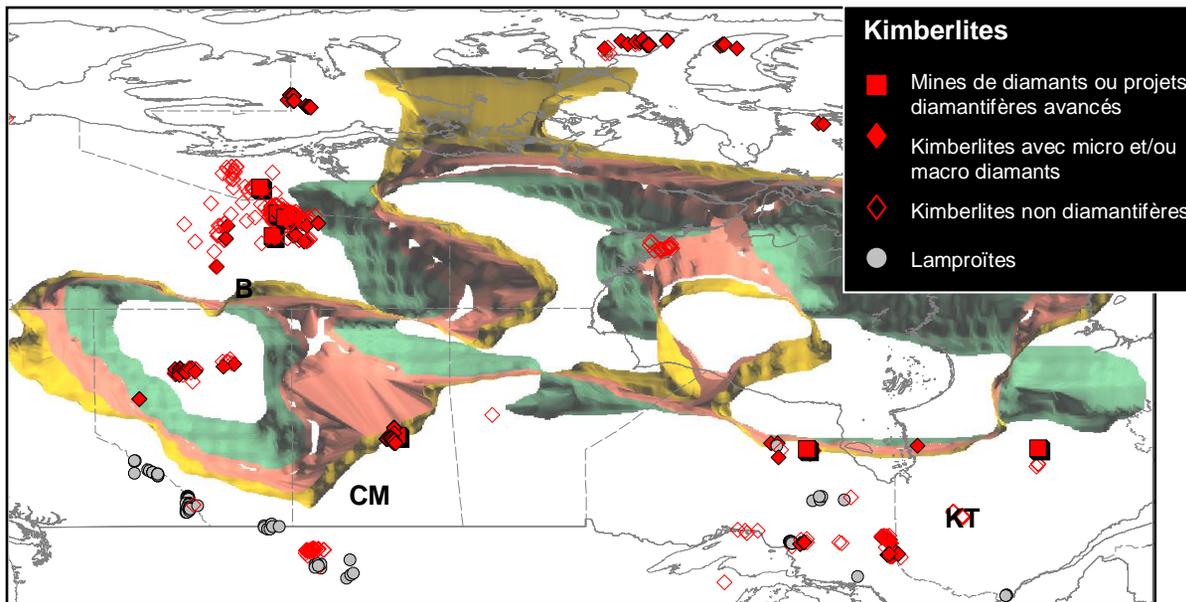


Figure 16. Localisation des champs de kimberlites du Canada en relation avec l'enveloppe 3D projetée du domaine sismique Archéen (détails figure 10). **B:** Birch Hills, **CM:** Central Montana, **KT:** Kirkland Lake Lac Témiskamingue. [Retour au texte](#)

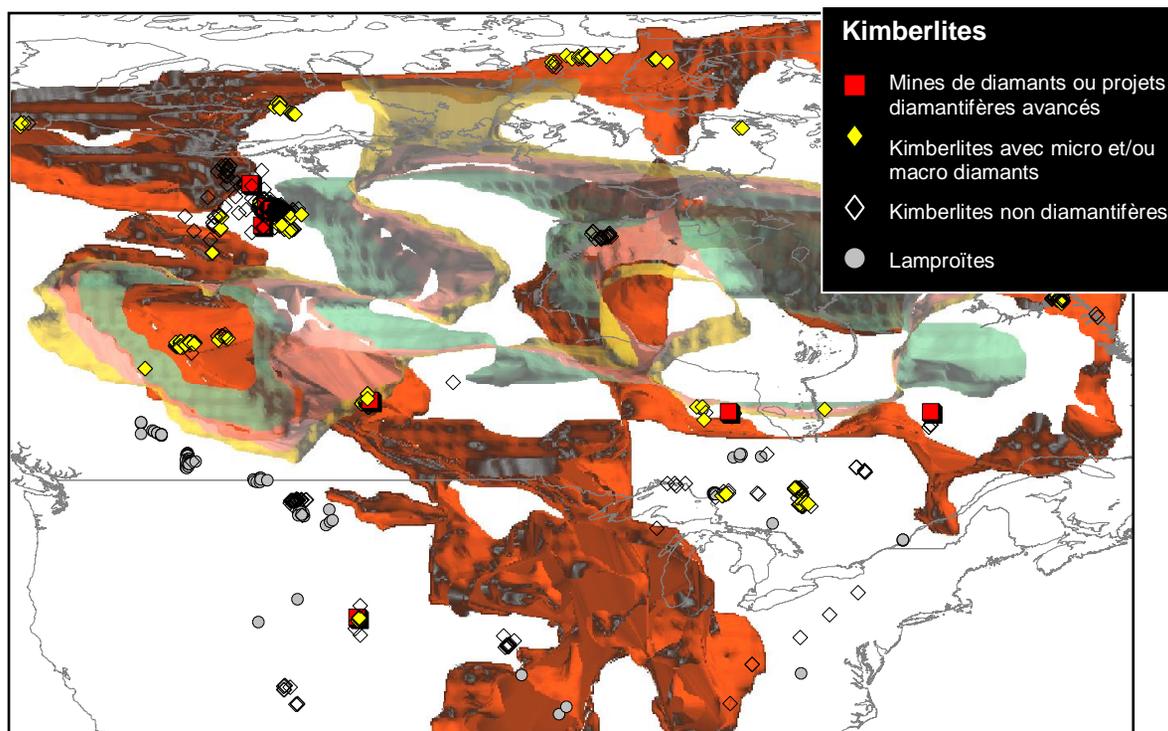


Figure 17. Localisation des champs de kimberlites du Canada en relation avec les enveloppes 3D projetées des domaines sismiques archéen et archéen recyclé/protérozoïque. [Retour au texte](#)

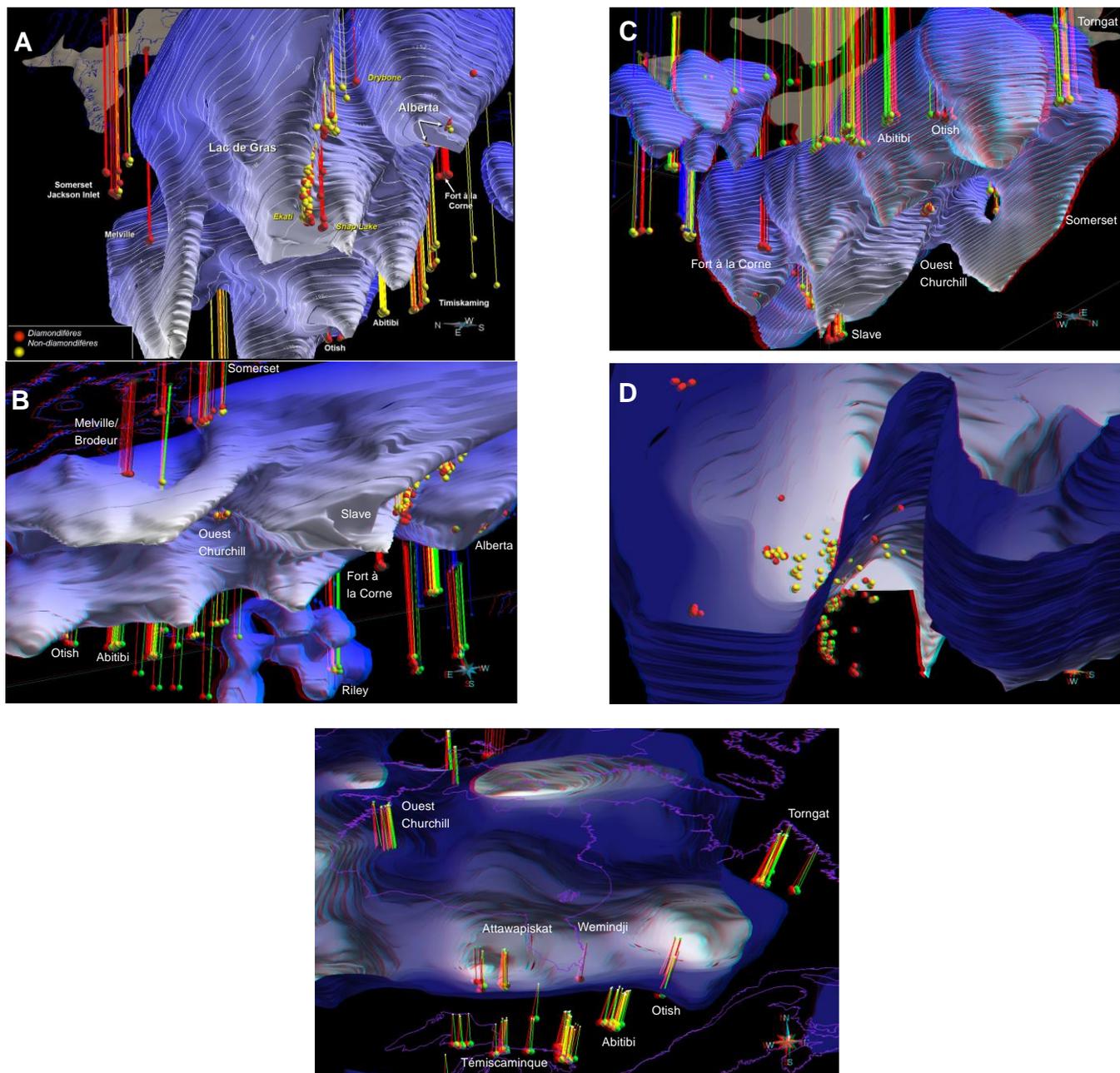


Figure 18. Représentations 3D de la lithosphère nord-américaine montrant la distribution des champs de kimberlites. À noter la correspondance entre la localisation des sources de magmas en profondeur (selon les données de xénolithes mantelliques) et l'enveloppe du manteau archéen. **A)** Vue vers l'ESE montrant le champ de kimberlites de Slave. **B)** Vue vers le SE montrant les kimberlites de l'Arctique (coin supérieur gauche) ne concordant pas avec la position du manteau archéen. Dans cette région, le métasomatisme mantellique est responsable de la morphologie observée. **C)** Vue vers le NO montrant les champs de Témiscaminque, de Kirkland Lake et de l'Abitibi (en haut au centre) et des Monts Torngat situés à l'extérieur du manteau typiquement archéen. **D)** Vue plongeante vers le NE du champ de kimberlites de Slave montrant la proximité des sources de magmas kimberlitiques par rapport à l'enveloppe du manteau archéen. **E)** Vue plongeante vers le nord montrant la position favorable des champs d'Attawapiskat et d'Otish.

[Retour au texte](#)

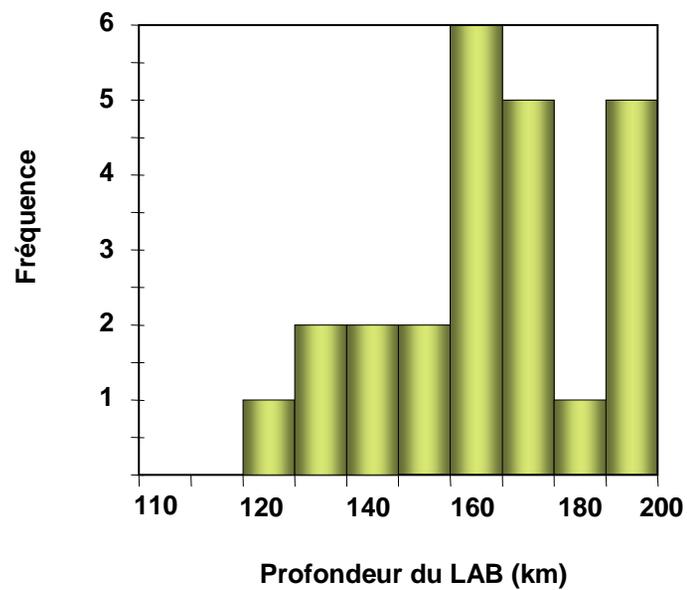


Figure 19. Histogramme des profondeurs minimales de formation des magmas kimberlitiques estimées à partir de xénolithes mantelliques de l'Amérique du Nord (données de Griffin et al. 2004). [Retour au texte](#)

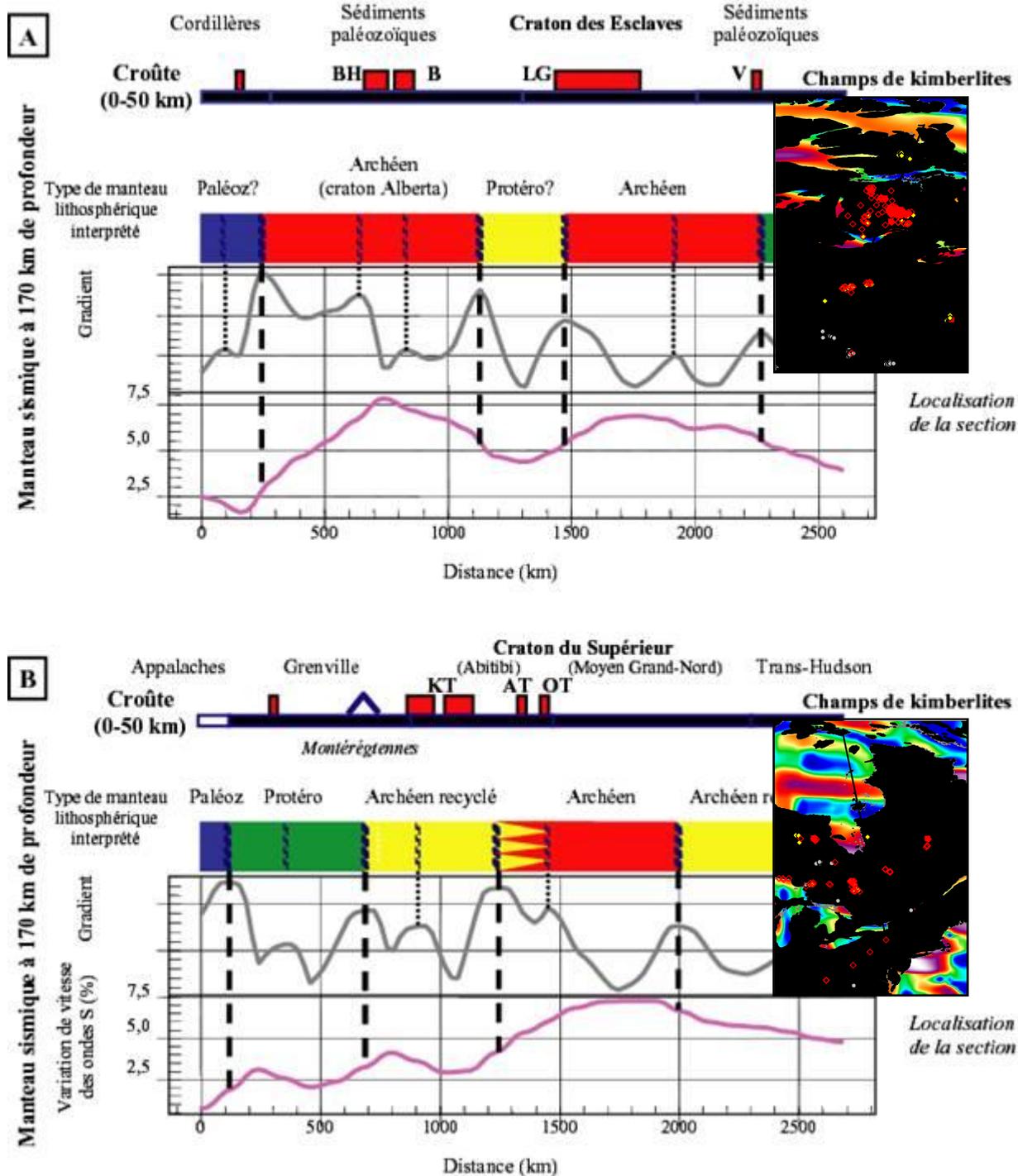


Figure 20. Profils des variations de vitesses sismiques et de gradients horizontaux à 170 km de profondeur, sous les cratons de l'Alberta et de la Province de Lac des Esclaves (A) et sous celui de la Province de Supérieur (B), montrant les limites de blocs mantelliques et les blocs crustaux en surface avec les champs de kimberlites. Localisation des sections sur les cartes couleurs des gradients horizontaux des variations de vitesses d'ondes S. Légende pour les noms des kimberlites : figure 2. [Retour au texte](#)

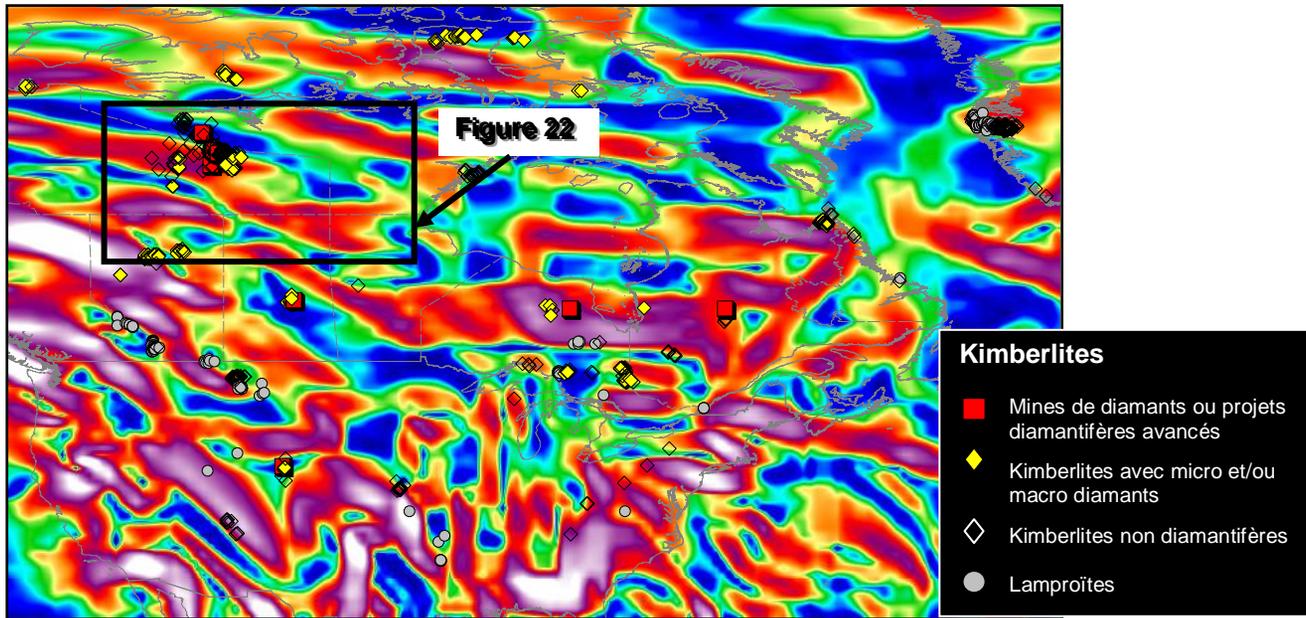


Figure 21. Carte des gradients horizontaux des variations de vitesses d'ondes S montrant que la majorité des champs de kimberlites sont localisés dans de fortes pentes de gradients à la limite de blocs mantelliques de composition/ températures différentes. [Retour au texte](#)

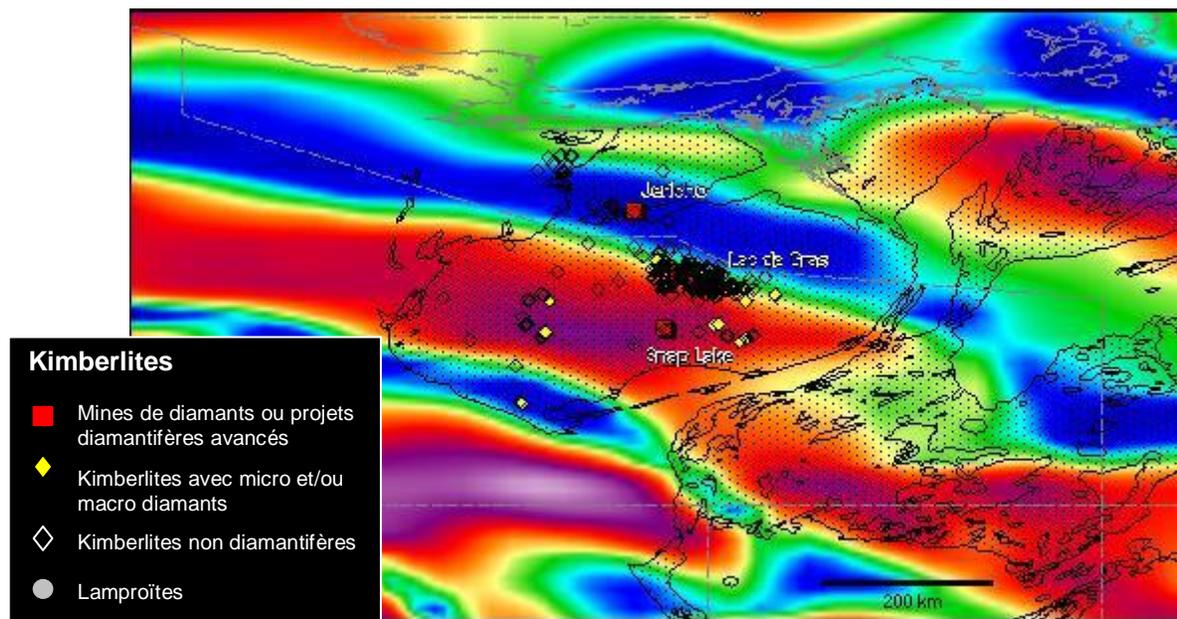


Figure 22. Détails de la figure 21 montrant la concentration et l'alignement du champ de kimberlites de Lac de Gras sur une forte pente de gradient. [Retour au texte](#)