
Fertilité en diamants et géométrie 3D du Craton nord-américain par tomographie sismique et modèle thermique

Ciblage des dépôts diamantifères

PROJET 2003-07 - Structure des cratons et champs de kimberlites

PAR : STEPHANE FAURE, PH.D. géo.

EN COLLABORATION AVEC :
GABRIEL VOICU, CONSOREM &
STEPHANIE GODEY, Centre Sismologique Euro-Méditerranéen

Avril 2004



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., Voicu, G. et Godey, S. 2004. Fertilité en diamants et géométrie 3D du Craton nord-américain par tomographie sismique et modèle thermique. Ciblage des dépôts diamantifères. Rapport du projet CONSOREM 2003-07 - Structure des cratons et champs de kimberlites, 22 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@ugac.ca
Site Web: www.consorem.ca

RÉSUMÉ

Une étude comparative entre un modèle de tomographie sismique et un modèle thermique a permis de définir la géométrie 3D de la quille lithosphérique et du champ de stabilité du diamant dans le manteau, sous les cratons archéens de l'Amérique du Nord.

Le modèle de tomographique sismique montre que les cratons archéens du Canada sont agglomérés entre 100 et 200 km de profondeur. Les racines lithosphériques sous les cratons s'individualisent vers 200km de profondeur pour ensuite atteindre un maximum de 250 km sous le craton du Lac des Esclaves. La tomographie révèle l'étendue des cratons sous la surface et les sédiments de couverture des prairies canadiennes et américaines. Des signatures tomographiques de cratons archéens sont observées sous l'Île et le Banc de Terre-Neuve. Les kimberlites sont corrélées verticalement avec les pentes les plus fortes à des profondeurs comprises entre 160 et 190 km autour des racines lithosphériques.

L'épaisseur et la morphologie de la croûte continentale nord-américaine sont mises en relation spatiale avec le modèle tomographique et la position des kimberlites. Une corrélation normale est observée entre la profondeur du Moho et l'épaisseur de la quille lithosphérique. Les kimberlites diamantifères sont corrélées verticalement avec des épaissements de la croûte continentale en bordure des cratons archéens. Ces épaissements, observés par d'autres études indépendantes, sont corrélés pour la première fois avec la position de kimberlites.

Un modèle thermique basé sur le flux de chaleur mesuré en surface est comparé au modèle tomographique. La correspondance entre les deux modèles est frappante. Elle démontre l'importance de la température pour expliquer les variations de vitesse des ondes sismiques dans le manteau. La limite Lithosphère – Asthénosphère (LAB; *Lithosphere-Asthenosphere Boundary*) définie sous le continent nord-américain est sensiblement la même entre les deux modèles. Le champ de fertilité du diamant est établi sous les cratons en fonction des modèles tomographique et thermique ainsi que des conditions de formation des diamants dans des kimberlites du globe. Au Canada, le champ de stabilité du diamant dans le manteau forme un arc de cercle depuis le Labrador jusqu'au craton du Lac des Esclaves. Il couvre entre autre, la Province de Supérieur et la portion NE du Grenville au Québec. Le champ diamantifère sous la Baie-James est jusqu'à 25% plus épais qu'ailleurs au Canada et couvre une région entre 500 et 700 km de diamètre. Conséquemment, le nord-ouest du Québec et le nord-est de l'Ontario présentent le meilleur potentiel pour l'exploration du diamant en Amérique du Nord.

TABLE DES MATIERES

Avertissement	i
Résumé	ii
Table des matières.....	iii
Liste des figures.....	iii
1 Introduction.....	1
2 Problématique et objectifs.....	1
3 Méthodologie.....	1
4 Résultats	2
4.1 Géométrie du Moho.....	2
4.2 Géométrie de la racine lithosphérique par tomographie sismique.....	3
4.3 Morphologie de la base de la lithosphère	4
4.4 Champ de stabilité du diamant sous le continent nord-américain.....	4
5 Comparaison entre la tomographie et des études sur les xénolithes.....	5
6 Conclusions.....	6
Remerciements.....	6
Références	7
Cahier de figures.....	10

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Profondeur du Moho en km d'après Perry et al. 2002 et compilation des travaux de LITHOPROBE avec lignes sismiques.....	10
Figure 2. Topographie du Moho sous l'Amérique du Nord d'après les données de la compilation.	11
Figure 3. Modèle 3D de la topographie du continent américain, la surface du Moho et le contour des cratons archéens de l'Amérique du Nord. Projection en profondeur des kimberlites avec nom des champs.	12
Figure 4. Variation de vitesses des ondes sismiques S sous le continent nord-américain par tranches de 50 km, d'après les données de Godey (2002).	13
Figure 5. Sections tomographiques montrant la géométrie de la racine lithosphérique sous les cratons archéens de l'Amérique du Nord, le Moho et la position des kimberlites. Variation de vitesses d'ondes sismiques S selon Godey (2002).	14
Figure 6. Profondeur en km de la racine lithosphérique d'après la variation de vitesses des ondes sismiques = 6% et position des kimberlites.....	14
Figure 7. Profondeur de l'isotherme 1300°C d'après les données d'Artemieva et Mooney (2001).	15
Figure 8. Bloc modèle de la racine lithosphérique définie par des variations de vitesses sismiques supérieures à 6% sous les cratons archéens..	15
Figure 9. Corrélation des profondeurs du LAB entre le modèle tomographique de Godey (2002) et le modèle thermique d'Artemieva et Mooney (2001)..	16

Figure 10. Modèle schématique d'un craton archéen et d'une quille lithosphérique sous-jacente, avec des isothermes, le LAB et la limite des champs de stabilité du graphite et du diamant.	16
Figure 11. Diagramme température vs profondeur montrant la fenêtre diamantifère, la limite du champ de stabilité du diamant, les géothermes archéens et les conditions de formation de diamants à travers le globe.	17
Figure 12. Isothermes 1100 et 1300°C sous les cratons archéens d'après les données d'Artemieva et Mooney (2001)..	17
Figure 13. Modèle thermique montrant la géométrie 3D de l'isotherme 1300°C et le champ de stabilité du diamant calculé avec le diagramme de la figure 11.	18
Figure 14. Champ de fertilité diamantifère projeté à la surface.	18
Figure 15. Profil tomographique sous les cratons archéens nord-américains montrant la variation de vitesses sismiques par tranches de 20 km entre 40 et 220 km de profondeur, puis par tranches de 10 km jusqu'à 250 km.	19
Figure 16. Profil tomographique moyen de la figure 15 montrant une correspondance entre les variations de vitesses sismiques et la composition du manteau sous deux cratons archéens au Canada.	19
Figure 17. A) Analyse du contenu en Mg dans des olivines du craton archéen du Lac des Esclaves et B) Section schématique montrant la morphologie du LAB d'après le contenu en Mg d'olivines analysées dans des kimberlites..	20
Figure 18. Stratigraphie dans le manteau sous le continent nord-américain établie à partir du contenu en Mg d'olivines mantelliques	21
Figure 19. Épaisseur du LAB sous le continent nord-américain défini à partir de la valeur de 90,5 Mg dans des olivines du manteau.....	21
Figure 20. Comparaison des profondeurs du LAB aux points de contrôle de la figure 19 avec les profondeurs estimées d'après : A) le modèle tomographique de Godey (2002) et B) le modèle thermique d'Artemieva et Mooney (2001).....	22

1 INTRODUCTION

La très grande majorité des diamants s'est formée à l'Achéen et au Protérozoïque. Pour que ces diamants soient préservés depuis l'Archéen ou le Protérozoïque, il faut des conditions idéales de préservation : une lithosphère épaisse (~200 km), des pressions élevées (45-60 Kbar) et des températures « froides » de l'ordre de 900 à 1300°C. Ces conditions idéales correspondent à la «fenêtre diamantifère». Le défi pour l'exploration diamantifère est de connaître ou de prédire le lieu de cette fenêtre dans le manteau lithosphérique et sous-jacent aux cratons archéens.

Trois approches sont généralement utilisées pour définir la géométrie de la racine lithosphérique sous les cratons archéens et, indirectement, les conditions idéales de pressions-température (Artemieva et Mooney, 2002) : 1) les études minéralogiques, pétrographiques et pétrologiques de xénolithes dans les kimberlites et les lamproïtes, 2) les modèles thermiques et 3) les modèles de tomographie sismique.

Cette étude met l'accent sur un modèle de tomographie sismique 3D du continent nord-américain. Une surface du Moho est proposée pour l'ensemble du continent et une comparaison est faite avec la signature tomographique sous-jacente. Le modèle tomographique est ensuite comparé à un modèle thermique et à des études sur l'épaisseur du manteau lithosphérique estimée à partir de xénolithes. En combinant les modèles tomographique et thermique, un champ de stabilité du diamant est proposé pour le Canada et le Nord des États-Unis.

2 PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS

À un stade d'exploration continentale, la problématique est de localiser les régions d'un craton qui sont les plus fertiles en diamants. L'étude des conditions de formation (pressions-températures) des xénolithes dans les kimberlites permet de reconnaître la fertilité ou la stérilité en diamants des intrusions kimberlitiques. Par contre, cette approche est ponctuelle et fragmentaire. Elle ne donne pas une image globale du champ fertile dans le manteau. Un territoire peut être condamné pour l'exploration parce qu'une kimberlite, ou un groupe de kimberlites, n'est pas diamantifère. Cela ne veut pas dire pour autant que cette région n'est pas fertile, car la fenêtre diamantifère n'a peut-être pas été échantillonnée lors de la remontée du magma kimberlitique ou parce que la source du magma est située dans le champ de stabilité du graphite (donc pas assez profonde).

Le principal objectif de cette étude est de présenter une géométrie 3D des cratons archéens nord-américains. Il s'agit de définir sous le continent les morphologies du Moho et de la quille lithosphérique, et l'image globale du champ de stabilité du diamant. Aucune étude, à notre connaissance, n'a montré les relations spatiales entre l'épaisseur de la croûte (Moho), la géométrie de la quille lithosphérique sous-jacente et le champ de stabilité du diamant.

3 METHODOLOGIE

La géométrie 3D du Moho a été construite en utilisant le modèle de Perry et al. (2002) et une compilation des travaux LITHOPROBE ([figure 1](#)). Ces données, majoritairement de sismique-réfraction, donnent une estimation de l'épaisseur de la croûte continentale. Un fichier numérique des profondeurs du Moho a été construit en utilisant les sections sismiques interprétées et les données ponctuelles. La morphologie du Moho est par la suite comparée dans un SIG avec la position des

kimberlites et des différents ensembles lithotectoniques de l'Amérique du Nord. Toutes les modélisations numériques 3D ont été réalisées par Gabriel Voicu avec le logiciel *Gemcom*.

Les données de tomographie sismique proviennent du modèle fait par Godey (2002). Ce modèle a été préféré aux autres parce qu'il est actuellement le seul à englober à la fois le Canada et les États-Unis. Le modèle tomographique utilise les ondes sismiques de surface et de courtes périodes (ondes S) qui sont générées par les tremblements de terre. Une image de la structure du manteau est construite en reliant une multitude de trajets entre des foyers de séismes choisis (émetteurs) et des stations d'enregistrement (récepteurs). L'ensemble des trajectoires d'ondes est maillé et analysé dans un modèle numérique. Les résultats sont exprimés en variations de vitesses des ondes S (%) par rapport à la moyenne globale des vitesses du modèle. Le modèle de référence utilisé est le PREM (*Preliminary Reference Earth Model*; Dziewonski et Anderson, 1981). Les données du modèle tomographique couvrent les profondeurs comprises entre 30 et 250 km avec un pas de 10 km. En plan, la couverture du modèle est comprise entre les longitudes 130W et 42W et les latitudes 30N et 76N avec une donnée à tous les 1°. La résolution de ce modèle est d'environ 800km (Godey, 2002), ce qui veut dire que des éléments structuraux différents ou des blocs de composition/température différentes inférieurs à 800 km ne peuvent être détectés.

Les modèles thermiques sont basés sur le flux de chaleur mesuré à la surface du globe et extrapolé en profondeur. Ils permettent d'avoir une image de la distribution de la température dans le manteau lithosphérique. Les isothermes sont calculées en utilisant des modèles mathématiques qui tiennent compte d'équations de la conductivité thermique. Le modèle thermique pour les isothermes 1100 et 1300°C nous a été fourni sur demande par madame Artemieva d'après une publication d'Artemieva et Mooney (2001). Les surfaces des isothermes ont été par la suite comparées au modèle tomographique de Godey (2002).

4 RESULTATS

Les résultats présentés dans cette section concernent les géométries 3D du Moho, de la racine du manteau lithosphérique, de la base de la lithosphère et du champ de stabilité du diamant sous le continent nord-américain.

4.1 Géométrie du Moho

La morphologie du Moho montre une assez bonne corrélation entre l'épaisseur de la croûte et les différents domaines lithotectoniques du continent nord-américain ([figure 2](#)). L'épaisseur moyenne de la croûte sous les cratons archéens nord-américains se situe entre 38 et 45 km ([figure 2b](#)), ce qui correspond à la moyenne de 42 ± 2 km déjà estimée pour le bouclier canadien (Clowes et al., 1992). La signature sous les terrains protérozoïques est sensiblement la même que sous les cratons, à l'exception de la l'île de Baffin où la profondeur du Moho est de ~ 37 km (Perry et al., 2002). L'épaisseur de la croûte est maximale sous les terrains paléo-mésozoïques à l'est des Cordillères ([figure 2a](#)). Cette relation est expliquée par le fait qu'il y a compensation isostatique sous les orogènes et les plateformes stables à cause, respectivement, du poids des chaînes de montagnes et des sédiments de couverture. Deux bourrelets de croûte épaisse (>45 km) sont observés en périphérie des cratons archéens. Ils sont typiquement associés à une succession d'orogènes et de collages tectoniques depuis le Protérozoïque (Perry et al., 2002).

A priori, il ne devrait pas y avoir de corrélation entre l'épaisseur de la croûte et la localisation des kimberlites parce que la source et la formation de ces appareils magmatiques se situent à plus de 100 km de profondeur. Pour le continent nord-américain, on note cependant que la majorité des provinces et des champs de kimberlites sont localisés au-dessus des deux bourrelets de croûte épaisse ([figure 2](#)

et [figure 3](#)). Le premier bourrelet, situé immédiatement en bordure des cratons archéens, montre une relation spatiale avec les champs des Monts Torngat, d'Otish, de Desmaraisville, du Témiscamingue, de Wawa, de Fort à la Corne, de Buffalo Head Hills et du Lac de Gras ([figure 2b](#)). Une association spatiale est aussi observée entre le bourrelet de croûte épaisse au front des Cordillères et les champs de lamprophyres de l'Alberta et de la frontière Canada-USA (Hyndman et Lewis, 1999) et des kimberlites du State Line aux États-Unis. Ce corridor est plus éloigné des cratons, ce qui expliquerait que les intrusions soient moins diamantifères.

4.2 Géométrie de la racine lithosphérique par tomographie sismique

Les premiers modèles de tomographie sismique ont montré que les vitesses des ondes sismiques sont plus élevées sous les cratons et qu'elles sont plus faibles sous les dorsales et l'océan Pacifique (Jordan, 1978; Anderson, 1990). La vitesse des ondes sismiques dépend de deux principaux facteurs, soit la densité (composition) et la température des roches (Jordan, 1975; Forte et Perry, 2000; Deschamps et al., 2002). L'importance relative entre ces deux facteurs n'est pas déterminée, mais de manière générale, le facteur de température prévaut davantage que la densité (Godey, 2002). La tomographie est donc un moyen indirect d'estimer la température relative dans le manteau lithosphérique.

Les variations des vitesses sismiques sont présentées de 50 à 250 km de profondeur et par tranches de 50 km ([figure 4](#)). C'est entre 50 et 100 km que la signature des cratons commence à apparaître puisque la limite inférieure du Moho varie entre 40 et 50 km de profondeur. Les variations de vitesses à 100 et 150 km de profondeur montrent que la majorité des cratons archéens affleurant en surface sont reliés ou agglomérés entre eux à cette profondeur. C'est également dans cet intervalle de profondeur que les régions les plus froides atteignent des dimensions latérales maximales. Les régions avec des variations de vitesses supérieures à 6% se corrélaient avec la majorité des cratons archéens connus à la surface de l'Amérique du Nord ([figure 4](#)). À partir de 100 km de profondeur, on note une zone de plus faibles vitesses sismiques dans le sud de la Province du Lac Supérieur. Cette zone correspond à l'emplacement des Ceintures de roches vertes de l'Abitibi et du NO ontarien et pourrait correspondre à une suture majeure entre le sud de cette province et le craton situé sous les prairies américaines (non-affleurant). Une autre hypothèse est que cette zone soit en partie la cicatrice laissée par le passage du point chaud « Great Meteor » au cours du Mésozoïque sous l'Ontario, le sud du Québec et le nord-est des É-U (Heaman et Kjarsgaard, 2000). En effet, l'effet thermique laissé par les rifts, les plumes et les points chauds peut durer jusqu'à 200 Ma (Ritsema et van Heijst, 2000).

Des signatures tomographiques de cratons archéens (variation de vitesses >6%) se distinguent sous l'île de Terre-Neuve, sous l'Alberta, et sous le Yukon vers l'Alaska ([figure 4](#)). Sous l'île et le Grand Banc de Terre-Neuve, un bloc du craton archéen ou protérozoïque, possiblement des continents Baltica ou Amazonia (Hoffman, 1991), aurait été préservé lors de l'ouverture et de la fermeture de l'Océan Iapétus (Orogénie appalachienne). Le prolongement du craton sous les Prairies canadiennes et vers le Yukon, sous une partie des Cordillères, a déjà été reconnu par plusieurs autres modèles tomographiques et par des études sur la contamination crustale de magmas basaltiques.

La [figure 5](#) montre en sections les variations d'épaisseurs de la croûte continentale et la forme de la quille lithosphérique sous les cratons d'après le modèle tomographique de Godey (2002). La limite des cratons archéens en surface correspond en moyenne avec les variations de vitesses >6%. Cette valeur est choisie afin délimiter dans le manteau lithosphérique l'enveloppe des cratons (quille lithosphérique). Cette enveloppe correspond à la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère (LAB). Sur les sections tomographiques, il apparaît clair que la majorité des cratons archéens sont reliés entre eux en profondeur. C'est en particulier évident pour le craton de la Province de Supérieur et celui du Lac des Esclaves ([figure 4](#) coupe à 150 km; [figure 5](#) section B-B'). Les racines de la quille

lithosphérique du craton nord-américain sont irrégulières et atteignent près de 250 km de profondeur au SE de la Province des Esclaves ([figure 4](#), coupes à 200 et 250 km).

La surface formée par les profondeurs de la valeur 6% est présentée en plan. Elle est mise en relation spatiale avec les provinces, et les champs de kimberlites et de lamproïtes de l'Amérique du Nord ([figure 6](#)). Griffin et al. (2003) observe que la majorité des kimberlites sont localisées là où l'épaisseur lithosphérique varie de manière importante. Notre modèle tomographique 3D renforce cette hypothèse. La grande majorité des kimberlites diamantifères sont situées sous les cratons archéens, en périphérie des racines lithosphériques profondes et où les pentes sont les plus fortes ([figure 5](#) et [figure 6](#)). On note également une corrélation spatiale entre la position des kimberlites et les profondeurs de l'isosurface 6% comprises entre 160 et 190 km. Cet intervalle de profondeur correspond à celui estimé pour la majorité des xénolithes trouvés dans les kimberlites des provinces de Supérieur et du Lac des Esclaves (Kopylova et McCammon, 2003).

4.3 Morphologie de la base de la lithosphère

La limite entre les manteaux lithosphérique et asthénosphérique (LAB) est une couche conductrice qui correspond à l'isotherme 1300°C (Artemieva et Mooney, 2001). La [figure 7](#) montre une carte de la profondeur de l'isotherme 1300°C sous une bonne partie du continent nord-américain. Dans l'Arctique canadien, les données sont insuffisantes parce qu'il n'y avait pas de mesure de flux de chaleur à cet endroit au moment où les travaux d'Artemieva et Mooney (2001) ont été réalisés.

Les profondeurs les plus élevées de l'isotherme 1300°C sont situées sous les cratons de Supérieur et du Lac des Esclaves ([figure 7](#)). Le LAB sous le craton de Supérieur atteint entre 175 et 223 km de profondeur, pour une moyenne à 180 km. Le LAB sous le craton du lac des Esclaves est moins profond, entre 180 et 200 km de profondeur, mais les données thermiques pour ce craton sont fragmentaires. Cet intervalle de profondeur correspondrait dans le manteau à une zone de péridotites cisillées (Kennedy et al., 2002).

Les profondeurs de l'isotherme 1300°C estimées sous le continent nord-américain correspondent au premier groupe de cratons dont l'épaisseur lithosphérique est relativement mince, comme c'est le cas pour les cratons d'Afrique du Sud, de l'ouest australien, de l'Inde, et du Brésil (Artemieva et Mooney, 2001, 2002). Le second groupe de cratons est caractérisé par des épaisseurs lithosphériques dépassant 300 km, comme les cratons de Sibérie, d'Afrique de l'Ouest et de la Baltique.

La surface de l'isotherme 1300°C se compare en 3D avec le modèle tomographique de Godey (2002). La correspondance entre les deux approches est frappante ([figure 8](#)). L'espace occupé par les vitesses sismiques dont la variation est $\geq 6\%$ est limité à la base par l'isotherme 1300°C, ce qui montre que le volume déterminé par la tomographie représente bien le cœur des cratons. La corrélation des profondeurs du LAB entre le modèle thermique et le modèle tomographique est bonne puisque 70% des données se corrélaient à ± 30 km ([figure 9](#)). Une meilleure corrélation est observée pour les profondeurs inférieures à 175 km.

4.4 Champ de stabilité du diamant sous le continent nord-américain

Le champ de stabilité du diamant en 3D est estimé en corrélaant le modèle thermique d'Artemieva et Mooney (2001) avec des données thermobarométriques de diamants étudiés dans des kimberlites (Stachel et al., 2000). La [figure 10](#) est une représentation schématique de la morphologie typique d'une quille lithosphérique sous un craton archéen (inspiré de travaux déjà publiés, notamment ceux des Australiens). Dans le manteau, les isothermes épousent plus ou moins la forme du LAB (isotherme

1300°C). Les températures les plus froides se trouvent au cœur de la racine lithosphérique. En effet, les gradients géothermiques mesurés à la surface des cratons sont plus faibles (38-42 mW/m²) que ceux mesurés en bordure des continents et dans les zones tectoniquement actives (> 45 mW/m²; Jaupart et al. 1998). La morphologie du champ de stabilité du diamant dans le manteau lithosphérique est à l'image inverse de celle du LAB et correspond à une forme de coupole. Cette relation entre isothermes et champ de stabilité du diamant s'exprime graphiquement ([figure 11](#)). Dans ce diagramme pression-température, sont indiquées des courbes de gradients géothermiques typiquement archéens, la limite de stabilité du diamant et la position estimée des conditions de formation de diamants à travers le monde (Stachel et al., 2000).

En utilisant le diagramme de la [figure 11](#), il est possible de connaître la profondeur minimale du champ de stabilité du diamant pour toutes températures comprises entre 900 et 1350°C (respectivement points jaunes et tirets noirs sur la [figure 11](#)). Les profondeurs des isothermes 900, 1000, 1200 et 1350°C sous le continent nord-américain ont été extrapolées à partir des isothermes 1100°C et 1300°C calculées par Artemieva et Mooney (2001; [figure 12](#)). À partir de cette gamme d'isothermes (de 900 à 1350°C), il est possible de reconstituer en 3D les profondeurs minimales du champ de stabilité du diamant ([figure 13](#)). La limite supérieure du champ fertile en diamants correspond à l'interface de stabilité diamant-graphite (lignes pointillées de couleur sur la [figure 14](#)). La limite inférieure de ce champ fertile correspond au LAB en marge de la quille lithosphérique (lignes grises sur la [figure 14](#)). Le volume compris entre ces deux limites est le champ de stabilité du diamant.

Les résultats de la [figure 14](#) montrent que le champ de stabilité du diamant est le plus proche de la surface à 140 km de profondeur partout autour de la Baie de James, depuis l'Abitibi jusqu'au Lac Supérieur. Les kimberlitiques de Wemindji, Ailly - Le Tac, Kirkland Lake, Wawa, Coral Rapids, et Attawapiskat (Kimberlite de Victor) font parties de ce territoire. Le champ de stabilité du diamant dans ce secteur est jusqu'à 25% plus épais qu'ailleurs au Canada (là où l'information existe). Le potentiel pour trouver des diamants est donc plus élevé à cet endroit. Dans la Province de Supérieur, la limite de ce champ fertile correspond en surface aux kimberlites du champ de New Liskeard (Cobalt) en Ontario. L'épaisseur du champ diamantifère diminue vers l'ouest au Manitoba après quoi il s'épaissit de nouveau vers le craton du Lac des Esclaves au NO. Les données de flux de chaleur sont manquantes dans la région du Lac de Gras, mais une crête diamantifère orientée NNO semble se dessiner vers les îles arctiques. Il apparaît que la Province de Grenville ne fait pas exception et que le potentiel diamantifère de cette province est à considérer, particulièrement pour les lamproïtes.

5 COMPARAISON ENTRE LA TOMOGRAPHIE ET DES ETUDES SUR LES XENOLITHES

Les profils tomographiques sont une façon de visualiser graphiquement la variation verticale des ondes sismiques sous les cratons ([figure 15](#)). Cette représentation permet de reconnaître les brisures, ou changement de variations des vitesses sismiques, dans la structure du manteau (Polet et Anderson, 1995). Elle donne une idée de la stratigraphie thermique et/ou lithologique sous les cratons. Les profils peuvent ensuite être comparés avec une stratigraphie du manteau établie par des études sur les xénolithes.

Des histogrammes de la variation des vitesses sismiques ont été construits à partir du modèle de Godey (2002) pour chaque tranche de 20 km de 40 à 220 km, puis par tranches de 10 km pour les 30km suivants ([figure 15](#)). Seules les données sous les cratons archéens affleurants ont été considérées. Les moyennes de chaque tranche sont reliées entre-elles pour donner un profil tomographique moyen. Ce profil moyen montre que les températures les plus froides sont situées entre 100 et 150 km de profondeur. Un changement brusque dans le profil se produit à environ 150 km de profondeur. Cette rupture des ondes sismiques se corrèle avec un changement brusque de composition observé dans le manteau sous le Lac de Gras et la Saskatchewan ([figure 16](#)).

Deux sections stratigraphiques du manteau ont été construites à travers l'Amérique du Nord par Griffin et al. (2003) et Kopylova et McCammon (2003). Ces sections sont basées sur l'étude ponctuelle de xénolithes dans des kimberlites et des intrusions alcalines. Des géothermobaromètres permettent de déterminer la profondeur de formation des xénolithes et des xénocristaux. Une stratigraphie dans le manteau peut être construite en utilisant la profondeur de cristallisation et le contenu en Mg d'olivines mantelliques ([figure 17](#) et [figure 18](#)). En particulier, la valeur de 90,5% Mg dans ces olivines correspondrait au LAB (Kopylova et McCammon, 2003). Une compilation des profondeurs du LAB à partir du contenu en Mg dans les olivines a été faite à partir des travaux de Griffin et al. (2003) et Kopylova et McCammon (2003). Les résultats sont présentés sur la [figure 19](#). Malgré le fait que les points de contrôle sont très disparates, ces études confirment l'augmentation de la profondeur du LAB vers le cœur des continents. Une énorme variation de profondeur du LAB est observée sous le craton du Lac des Esclaves, ce qui confirmerait que la topographie de l'interface Lithosphère-Asthénosphère est très irrégulière (Artemieva et Mooney, 2002).

L'estimation des profondeurs du LAB avec l'approche minéralogique ne s'accorde que partiellement avec les modèles tomographique et thermique utilisés. La corrélation des profondeurs du LAB entre les différentes approches montre des écarts de profondeurs allant de 2 à 55 km ([figure 20](#)). En général, l'étude des olivines du manteau indique des profondeurs du LAB plus grandes que les deux autres modèles. Cette observation vient contredire l'hypothèse avancée par Artemieva et Mooney (2002) qui proposent que les données recueillies à partir des xénolithes représentent des profondeurs plus superficielles que les modèles thermiques et tomographiques.

6 CONCLUSIONS

La géométrie 3D des racines lithosphériques sous les cratons archéens de l'Amérique du Nord a été construite avec un modèle récent de tomographie sismique. Les profondeurs estimées du LAB avec le modèle tomographique sont en accord avec celles estimées par un modèle thermique indépendant.

Les provinces et les champs de kimberlites en surface sont corrélés verticalement avec des épaissements de la croûte continentale en marge des cratons archéens exposés. Les kimberlites sont surtout localisées au-dessus des pentes les plus fortes du LAB. Ces pentes sont situées principalement au pourtour des racines lithosphériques entre 160 et 190 km de profondeur.

La géométrie 3D du champ diamantifère dans le manteau serait aussi établie pour la première fois. La région en Amérique du Nord où le réservoir diamantifère serait le plus épais est située sous la Baie-James et couvrirait un territoire entre 600 et 1000 km de diamètre.

REMERCIEMENTS

De sincères remerciements sont adressés à Stéphanie Godey et Irina Artemieva pour la collaboration qu'elles ont apportée à ce projet, notamment pour les bases de données et des discussions fructueuses. Des échanges avec Jean-Claude Mareschal (UQAM) sur la complexité du manteau ont aussi été fort appréciés. L'étudiant Dominique Gagné a contribué à la compilation des données pour le Moho. La révision et la mise en forme de ce document ont été réalisées par Marie-Line Tremblay et Isabelle Lapointe.

RÉFÉRENCES

- Anderson, D.L. 1990. Geophysics of the continental mantle: an historical perspective. Dans M.Menzies éditeur, Continental Mantle. Clarendon Press, Oxford, p. 1-30.
- Artemieva, I. et Mooney, W.D. 2001. Thermal structure and evolution of Precambrian lithosphere: a global study. Journal of Geophysical Research, **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.
- Boland, A.V. and Ellis, R.M. 1991. A geophysical model for the Kapuskasing uplift from seismic and gravity studies. Canadian Journal of Earth Sciences, **28**: 342-354.
- Bouzidi, Y., Schmitt, D.R., Burwash, R.A. and Kanasewich, E.R. 2002. Depth migration of deep seismic reflection profiles: crustal thickness variations in Alberta. Canadian Journal of Earth Sciences, **39**: 331-350.
- Burianyky, M.J.A., Kanasewich, E.R. and Udey, N. 1997. Broadside wide-angle seismic studies and three-dimensional structure of the crust in the southeast Canadian Cordillera. Canadian Journal of Earth Sciences, **34**: 1156-1166.
- Clowes, R.M., Cook, F.A, Green, A.G., Keen, C.E., Ludden, J.N. Percival, G.M., Quinlan, G.M. et West, G.F. 1992. LITHOPROBE – New perspectives on crustal evolution, Journal Canadien des Sciences de la Terre, **29** : 1831-1864.
- Deschamps, F., Trampert, J. et Snieder, R. 2002. Anomalies of temperature and iron in the uppermost mantle inferred from gravity data and tomographic models. Physics of the Earth and Planetary Interiors, **129**: 245-264.
- Dziewonski, A.M. et Anderson, D.L. 1981. Preliminary reference Earth model. Physics of the Earth and Planetary Interiors, **25**: 25297-25356.
- Eaton, D.W., Ross, G.M., Cook, F.A. and VanderVelden, A. 2000. Seismic imaging of the upper mantle beneath the Rocky Mountain foreland, southwestern Alberta. Canadian Journal of Earth Sciences, **37**: 1493-1507.
- Ferguson, I.J., Jones, A.G., Sheng, Y., Wu, X. and Shiozaki, I. 1999. Geoelectric response and crustal electrical-conductivity structure of the Flin Flon Belt, Trans-Hudson Orogen, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, **36**: 1917-1938.
- Forte, A. M. et Perry, K.C. 2000. Geodynamic evidence for a chemically depleted continental tectosphere. Science, **290**: 1940-1944.
- Godey, S. 2002. Structure of the uppermost mantle beneath North America: Regional surface wave tomography and Thermo-chemical interpretation. Université Utrecht, no. 222.
- Gorman, A.R., Clowes, R.M., Ellis, R.M., Henstock, T.J., Spence, G.D., Keller, G.R., Levander, A., Snelson, C.M., Burianyky, M.J.A., Kanasewich, E.R., Asudeh, I., Hajnal, Z. and Miller, K.C. 2002. Deep Probe: imaging the roots of western North America. Canadian Journal of Earth Sciences, **39**: 375-398.

Grandjean, G., Wu, H., White, D., Mareschal, M. and Hubert, C. 1995. Crustal velocity models for the Archean Abitibi greenstone belt from seismic refraction data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32: 149-166.

Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Doyle, B., Kivi, K., et Coopersmith, H.G. 2003. Lithospheric mapping beneath the North American Plate. 8th International Kimberlite Conference, Résumé.

Hajnal, Z., Stauffer, M.R., White, D.J., Lucas, S.B., Lewry, J., Clowest, M.R. and Ashton, K.E. 1994. Three dimensional seismic crustal signature of the western Trans-Hudson Orogen, Saskatchewan. Trans-Hudson Orogen Transect, Canada's National Lithoprobe Geoscience Project, p.113.

Hall, J., Marllier, F. and Dehler, S. 1998. Geophysical studies of the structure of the Appalachian orogen in the Atlantic borderlands of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35: 1205-1221.

Hall, J., Loudon, K.E., Funck, T. and Deemer, S. 2002. Geophysical characteristics of the continental crust along the Lithoprobe Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT): a review. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39: 569-587.

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. 1991. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out. *Science*, 252: 1409-252.

Hugues, S. and Luetgert, J.H. 1992. Crustal structure of the Southeastern Grenville Province, Northern New York State and Eastern Ontario. 1992. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, no. B12, pages 17, 455-17, 479.

Hyndman, R.D. et Lewis, T.J. 1999. Geophysical consequences of the Cordillera-Craton thermal transition in southwestern Canada. *Tectonophysics*, 306 : 397-422.

Hynes, A., Indares, A., Rivers, T. and Gobeil, A. 2000. Lithoprobe line 55: integration of out-of-plane seismic results with surface structure, metamorphism, and geochronology, and the tectonic evolution of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37: 341-358.

Jackson, H.R. 2002. Seismic refraction profiles in the Gulf of Saint Lawrence and implications for extend of continuous Grenville lower crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39: 1-17.

Jaupart, C., Mareschal, J.C., Guillou-Frottier, L., Davaille, A. 1998. Heat flow thickness of the lithosphere in the Canadian Shield. *Journal of Geophysical Research*, 102: 15269-15286.

Jordan, T.H. 1975. The continental tectosphere. *Rev. Geophy. Space Phys.* 13: 1-12.

Jordan, T.H. 1978. Composition and development of the continental tectosphere. *Nature*, 274: 544-548.

Kennedy, L.A, Russell, J.K., et Kopylova, M.G. 2002. Mantle shear zones revisited : the connection between the cratons and mantle dynamics. *Geology*, 30: 419-422.

Kopylova, M et McCammon, C. 2003. Composition and redox state of the Slave peridotitic mantle. 8th International Kimberlite Conference, Résumé.

Louden, K.E. and Fan, J. 1998. Crustal structures of Grenville, Makovik, and southern Nain provinces along the Lithoprobe ECSOOT Transect: regional seismic refraction and gravity models and their tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35: 583-601.

Mareschal, J.C., Jaupart, C., Cheng, L.Z., Rolandone, F., Gariépy, C., Bienfait, G., Guillou-Frottier, L. and Lapointe, R. 1999. Heat flow in the Trans-Hudson Orogen of the Canadian Shield : Implications for Proterozoic continental growth. *Journal of Geophysical Research*, vol.104, no. B12, pages 29, 007- 29, 024.

Martignole, J., Calvert, A.J., Friedman, R. and Reynolds, P. 2000. Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37: 291-306.

McMechan, G.A. and Spence, G.D. 1983. P-wave velocity structure of the Earth's crust beneath Vancouver Island. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 742-752.

Mereu, R.F. 2000. The complexity of the crust and Moho under the southeastern Superior and Grenville provinces of the Canadian Shield from seismic refraction- wide-angle reflection data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37: 439-458.

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.

Ritsema, J. et van Heijst, H. 2000. New seismic model of the upper mantle beneath Africa. *Geology*, 28: 63-66.

Shragge, J., Bostock, M.G., Bank, C.G. and Ellis, R.M. 2002. Integrated teleseismic studies of the southern Alberta upper mantle. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39: 399-411.

Spence, G.D. and Asudeh, I. 1993. Seismic velocity structure of the Queen Charlotte Basin beneath Hecate Strait. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30: 787-805.

Stachel, T., Harris, J.W., Tappert, R., et Brey, G.P. 2000. Peridotitic inclusions in diamonds from the Slave and the Kaapvaal Cratons - a first comparison. Slave-Kaapvaal Workshop, Abstracts. Disponible sur www.cg.nrcan.gc.ca/slave-kaapvaal-workshop/abstracts/stachel.pdf

Telmat, H., Mareschal, J.-C., Gariépy, C., David, J. and Antonuk, C.N. 2000. Crustal models of the eastern Superior Province, Quebec, derived from new gravity data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37: 385-397.

Thomas, M.D. and Teskey, D.J. 1994. An interpretation of gravity anomalies over the Midcontinent Rift, Lake Superior, constrained by GLIMPCE seismic and aeromagnetic data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31: 682-697.

Welford, J.K., Clowes, R.M., Ellis, R.M., Spence, G.D., Asudeh, I. and Hajnal, Z. 2001. Lithospheric structure across the craton-Cordilleran transition of northeastern British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38: 1169-1189.

Zelt, C.A and Ellis R.M. 1989. Seismic structure of the crust and upper mantle in the Peace River Arch Region, Canada. *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, no. B5 : 5729-5744.

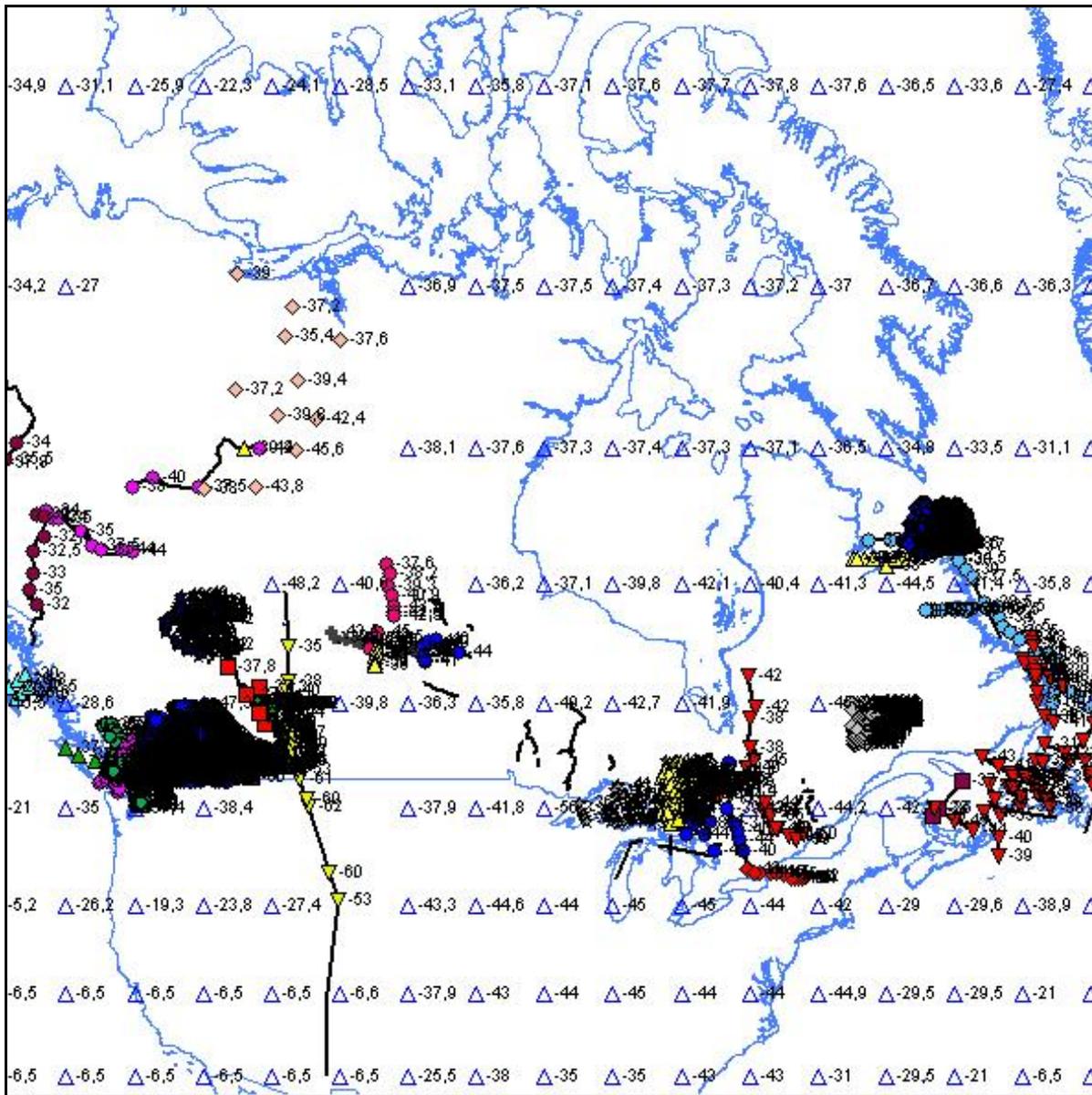


Figure 1. Profondeur du Moho en km d'après Perry et al. 2002 (triangles bleus vides) et compilation des travaux de LITHOPROBE avec lignes sismiques (autres symboles; Bank et al., 2000; Boland et Ellis, 1991; Bouzidi et al., 2002; Burianyk et al., 1997; Fergusson et al., 1999; Gorman et al., 2002; Grandjean et al., 1995; Hajnal et al., 1994; Hall et al., 1998; Hall et al., 2002; Hughes et al., 1992; Hynes et al., 2000; Jackson, 2002; Ludden et al., 2000; Thomas et al., 1999; Mareschal et al., 1999; Martignole et al., 2000; McMechan et Spence, 1983; Mereu, 2000; Shragge et al., 2002; Spence et Asudih, 1993; Telmat et al., 2000; Welford et al., 2001; Zelt et Ellis, 1989; Site Web Lithoprobe). [Retour au texte.](#)

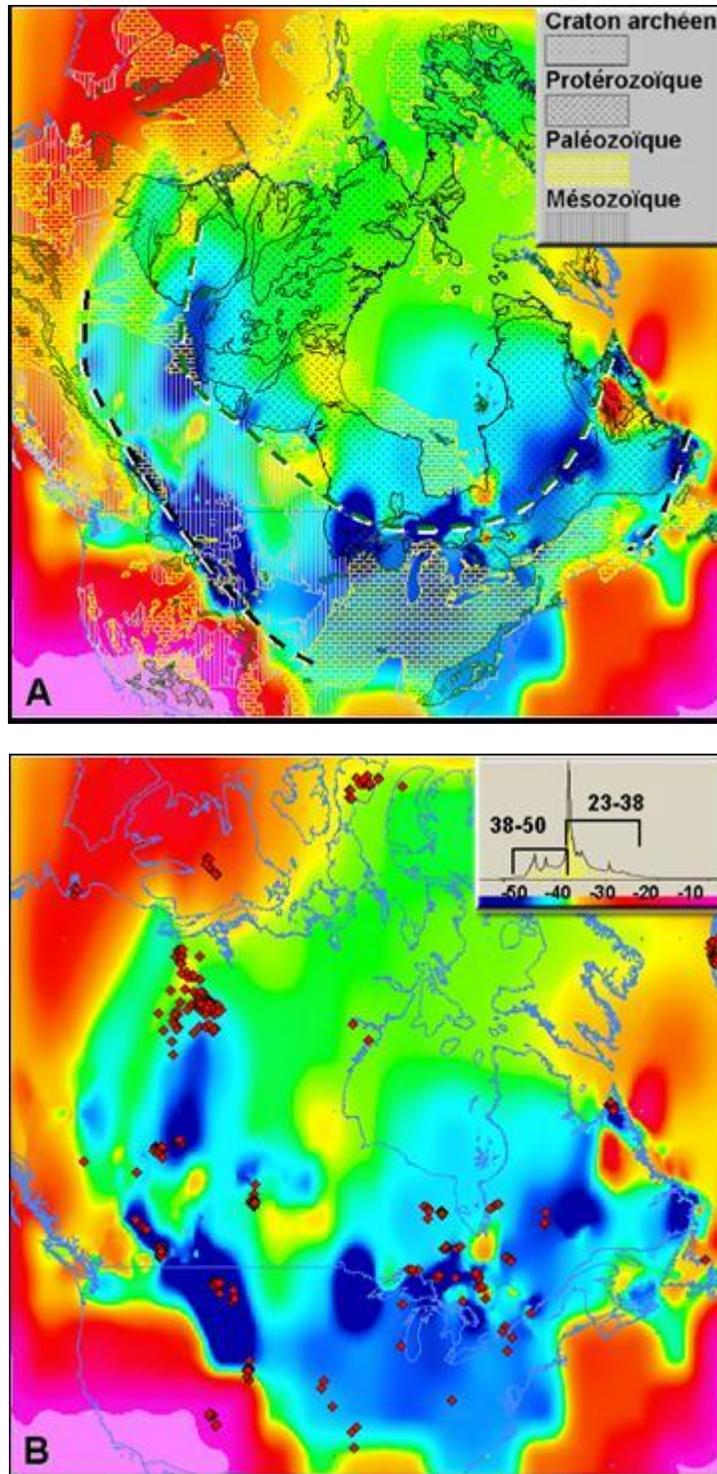


Figure 2. Topographie du Moho sous l'Amérique du Nord d'après les données de la compilation (Figure 1). A) Profondeur du Moho en fonction de l'âge des roches avec légende (Échelle des profondeurs sur l'image du bas). Les tirets verts et noirs représentent respectivement les bourrelets périphériques du Moho des cratons archéens et des Cordillères. B) Distribution des kimberlites (losanges rouges) par rapport à la profondeur du Moho. En vignette : Légende et charte des couleurs pour les profondeurs du Moho en km. [Retour au texte](#)

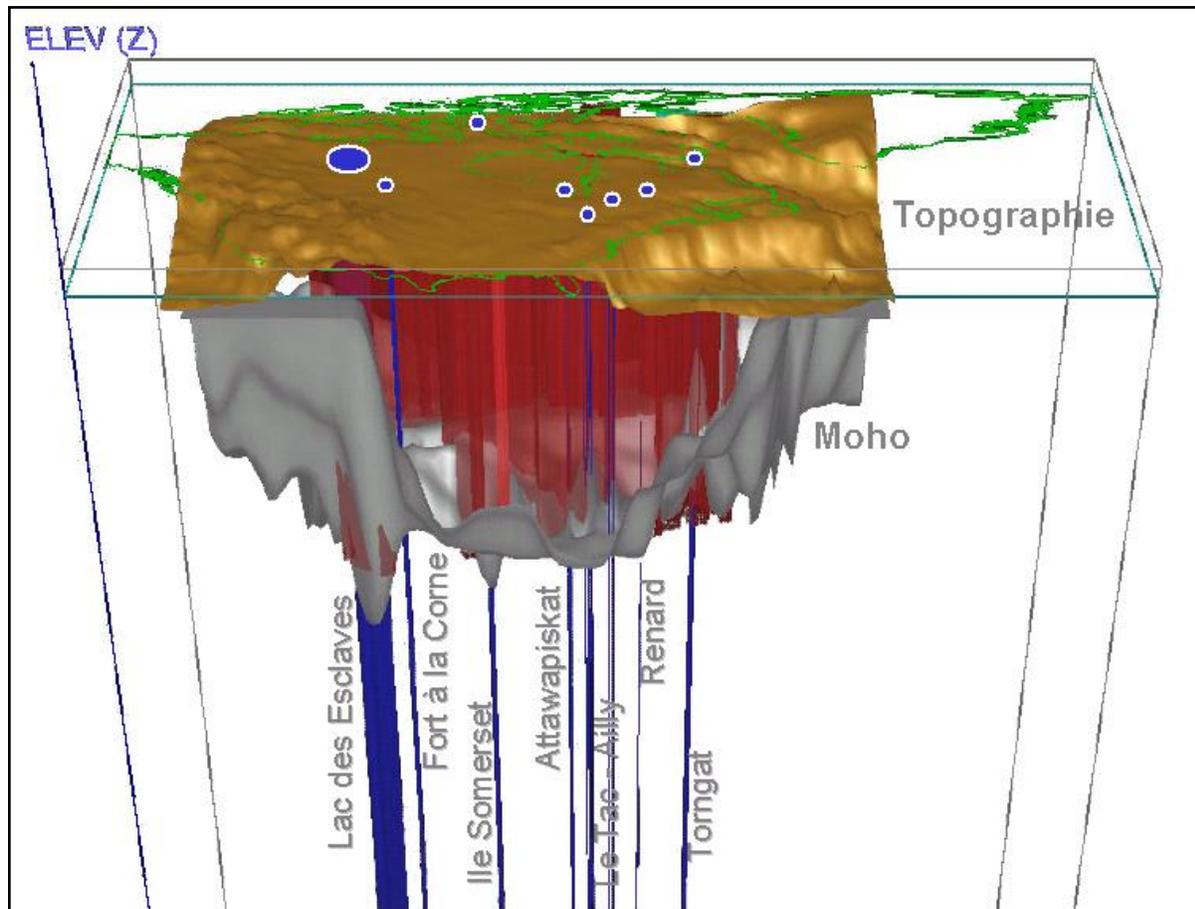


Figure 3. Modèle 3D de la topographie du continent américain, la surface du Moho (en gris) et le contour des cratons archéens de l'Amérique du Nord (surface rouge). Projection en profondeur (ligne bleue) des kimberlites (cercle bleu) avec nom des champs. [Retour au texte.](#)

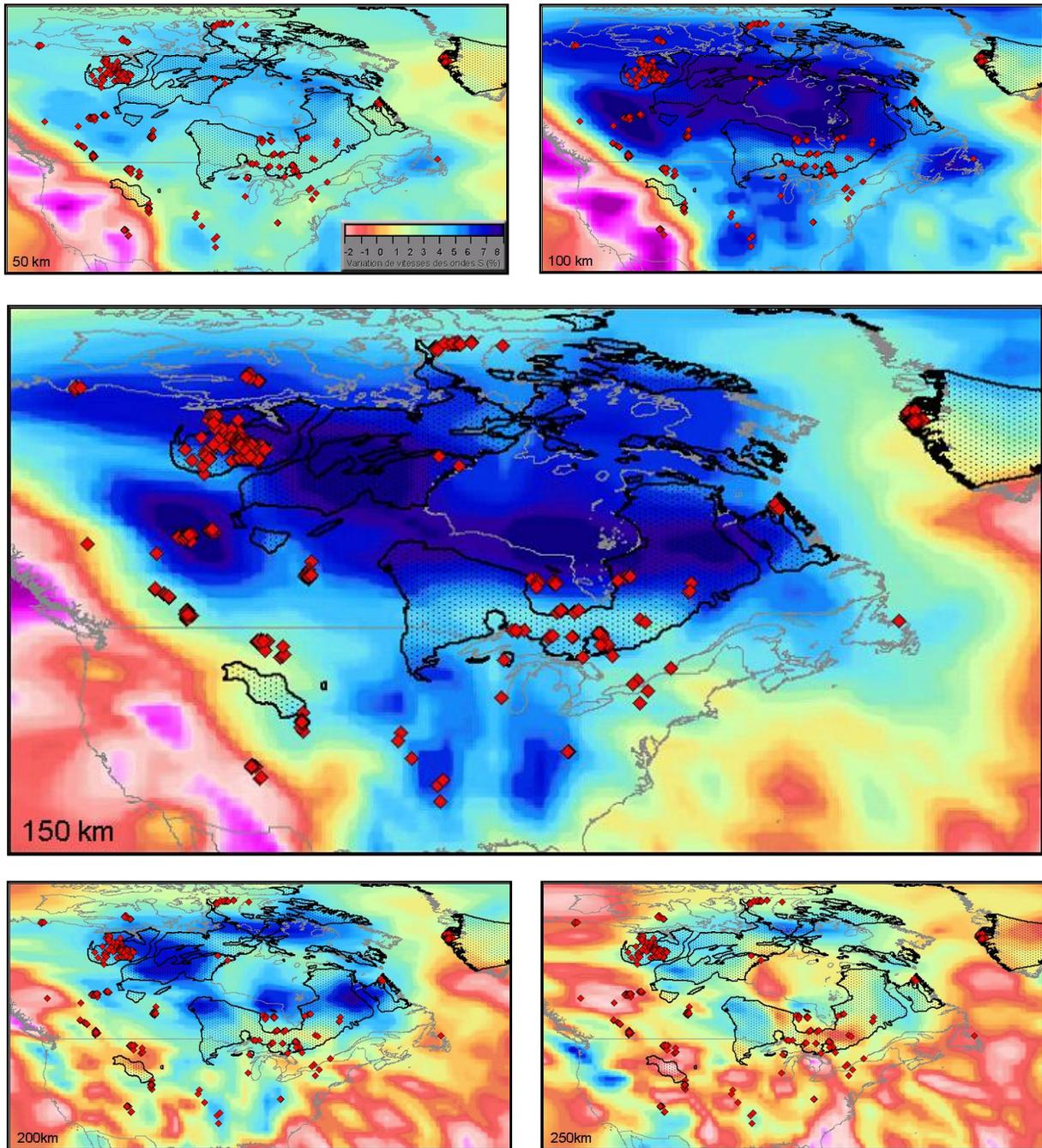


Figure 4. Variation de vitesses des ondes sismiques S sous le continent nord-américain par tranches de 50 km, d'après les données de Godey (2002). L'échelle des variations de vitesses est en % et dans le coin inférieur droit de la première image (50 km). Contours noirs : limites des cratons archéens en surface. [Retour au texte](#)

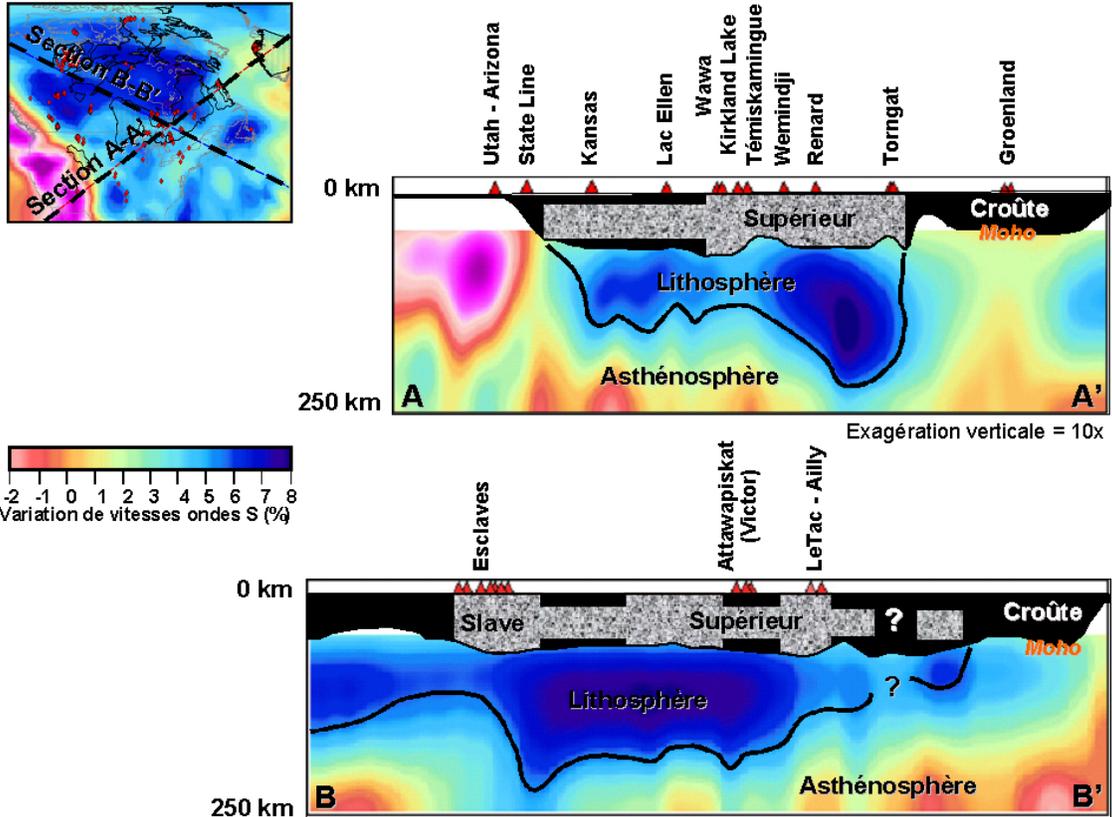


Figure 5. Sections tomographiques montrant la géométrie de la racine lithosphérique sous les cratons archéens de l'Amérique du Nord (gris), le Moho et la position des kimberlites (triangles rouges). Variation de vitesses d'ondes sismiques S selon Godey (2002). Ligne noire : limite LAB. [Retour au texte](#)

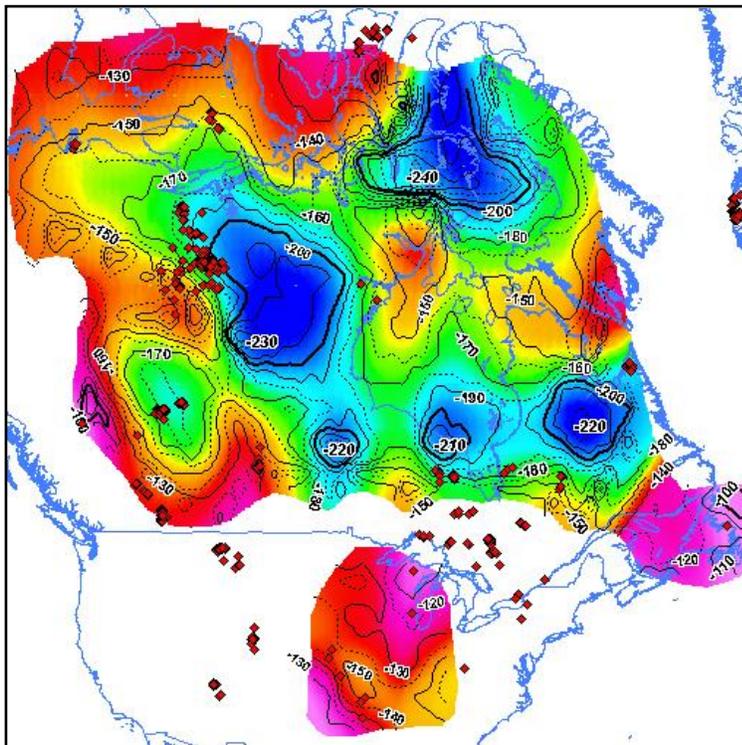


Figure 6. Profondeur en km de la racine lithosphérique d'après la variation de vitesses des ondes sismiques = 6% (contour en noir de la figure 5) et position des kimberlites (losanges rouges). [Retour au texte](#).

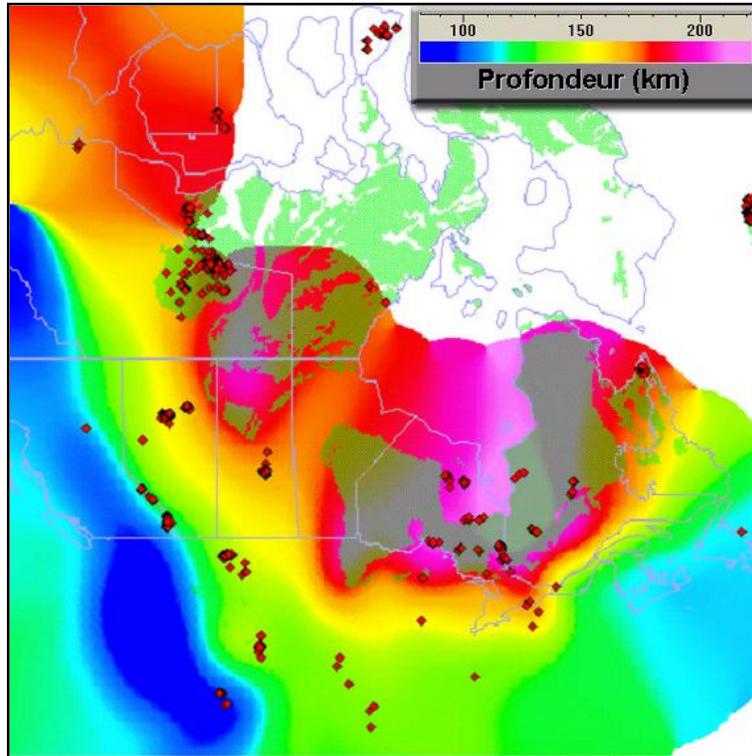


Figure 7. Profondeur de l'isotherme 1300°C d'après les données d'Artemieva et Mooney (2001). Positions des cratons archéens (vert) et des kimberlites (losanges rouges). [Retour au texte.](#)

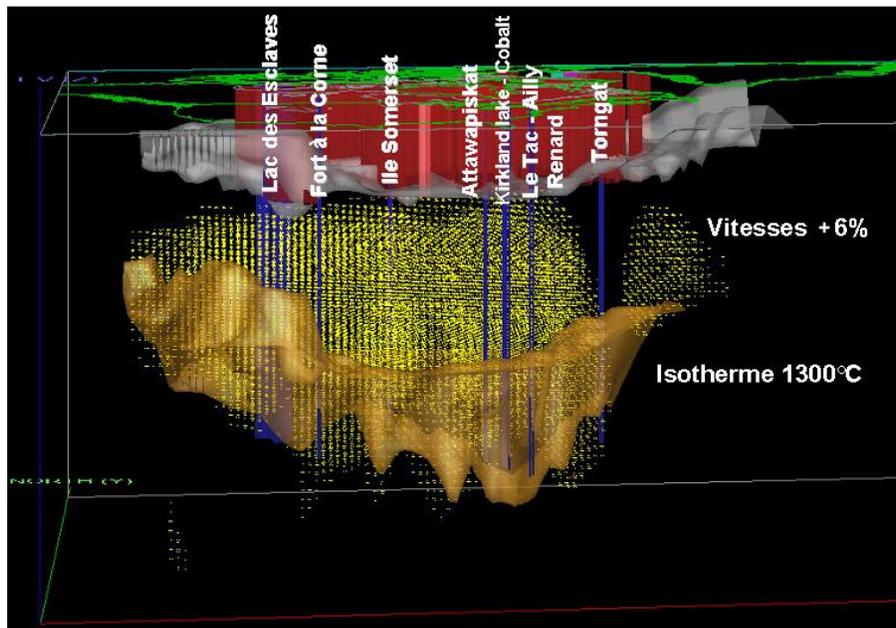


Figure 8. Bloc modèle de la racine lithosphérique définie par des variations de vitesses sismiques supérieures à 6% (points jaunes) sous les cratons archéens (en rouge). La coïncidence entre la surface de l'isotherme 1300°C et le modèle tomographique est frappante. Projections des kimberlites en bleu avec le nom des principaux champs. [Retour au texte.](#)

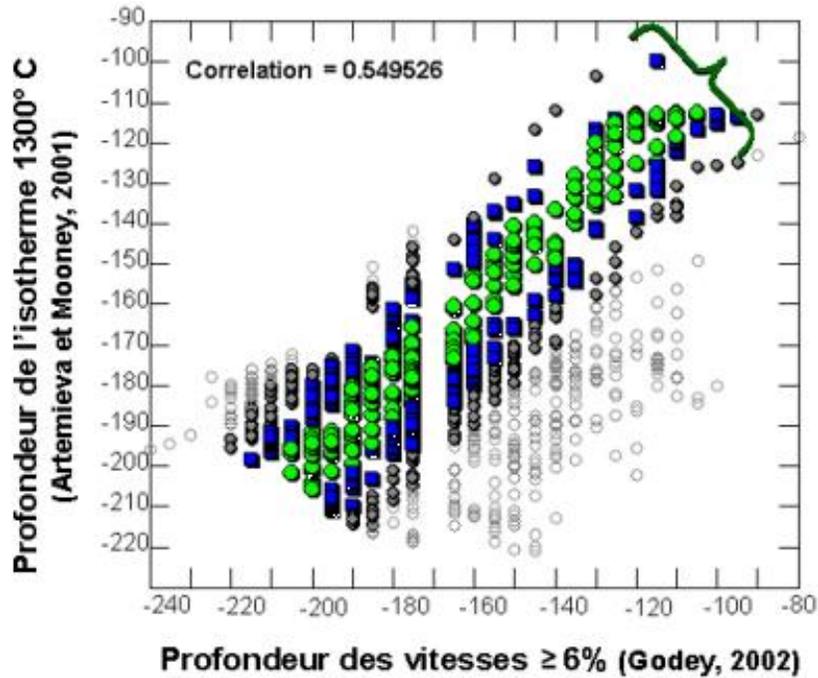


Figure 9. Corrélation des profondeurs du LAB entre le modèle tomographique de Godey (2002) et le modèle thermique d'Artemieva et Mooney (2001). Symboles pour les écarts de profondeur entre les deux modèles: cercle vert = <10 km d'écart; carré bleu = 10 à <20 km d'écart; petit cercle gris = 20 à <30 km d'écart. 70% des données se corrèlent à ± 30 km (parenthèse). [Retour au texte.](#)

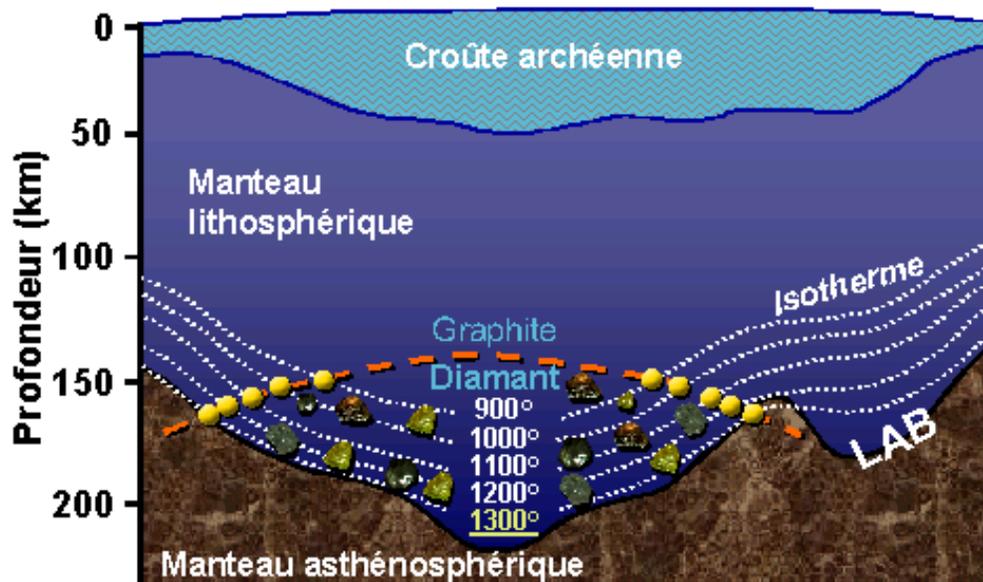


Figure 10. Modèle schématique d'un craton archéen et d'une quille lithosphérique sous-jacente, avec des isothermes, le LAB et la limite des champs de stabilité du graphite et du diamant (tirets rouges). Points jaunes : intersections entre les isothermes et la limite du champ de stabilité du diamant. [Retour au texte.](#)

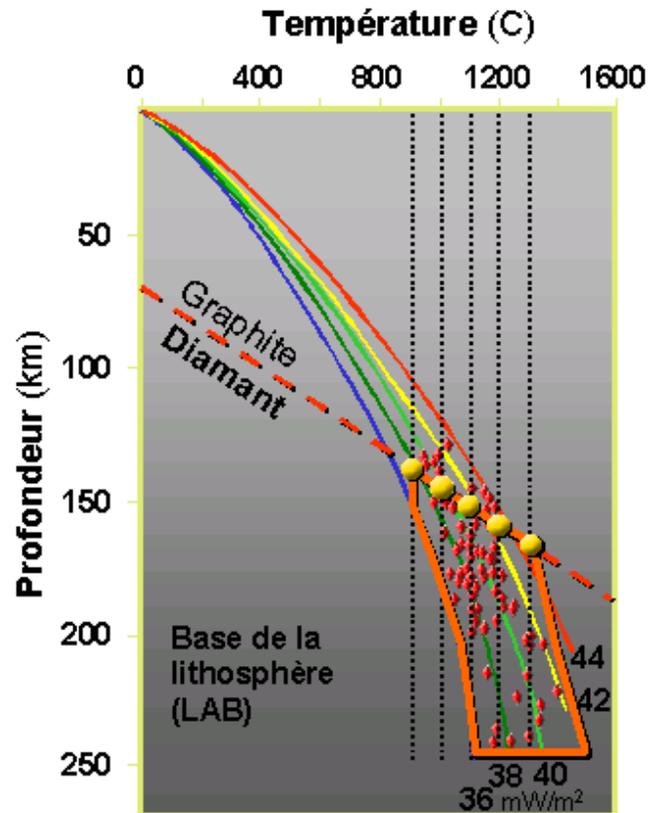


Figure 11. Diagramme température vs profondeur montrant la fenêtre diamantifère (cadre orangé), la limite du champ de stabilité du diamant (tirets rouges), les géothermes archéens (lignes de couleurs) et les conditions de formation de diamants à travers le globe (d'après Stachel et al., 2000). Lignes en tirets noirs : isothermes 900, 1000, 1100, 1200, 1300 et 1350°C. Points jaunes : intersections entre les isothermes et la limite du champ de stabilité du diamant de la figure 10. [Retour au texte](#)

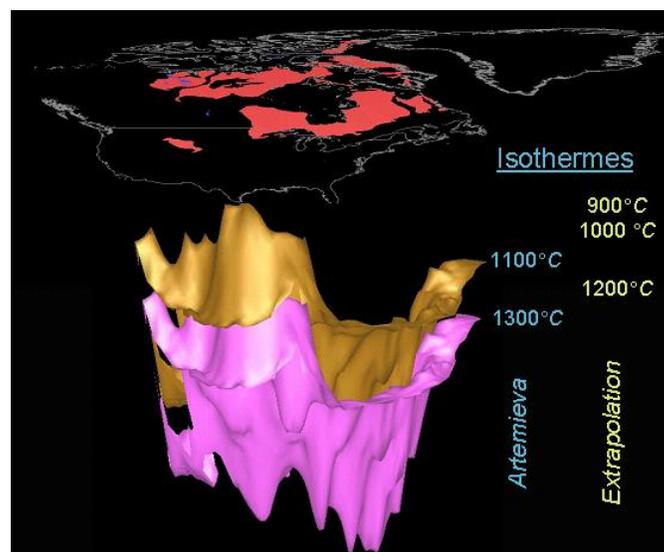


Figure 12. Isothermes 1100 et 1300°C sous les cratons archéens (en rouge) d'après les données d'Artemieva et Mooney (2001). Les isothermes 900, 1000, 1200, et 1350°C ont été extrapolés à partir de ces deux surfaces. [Retour au texte.](#)

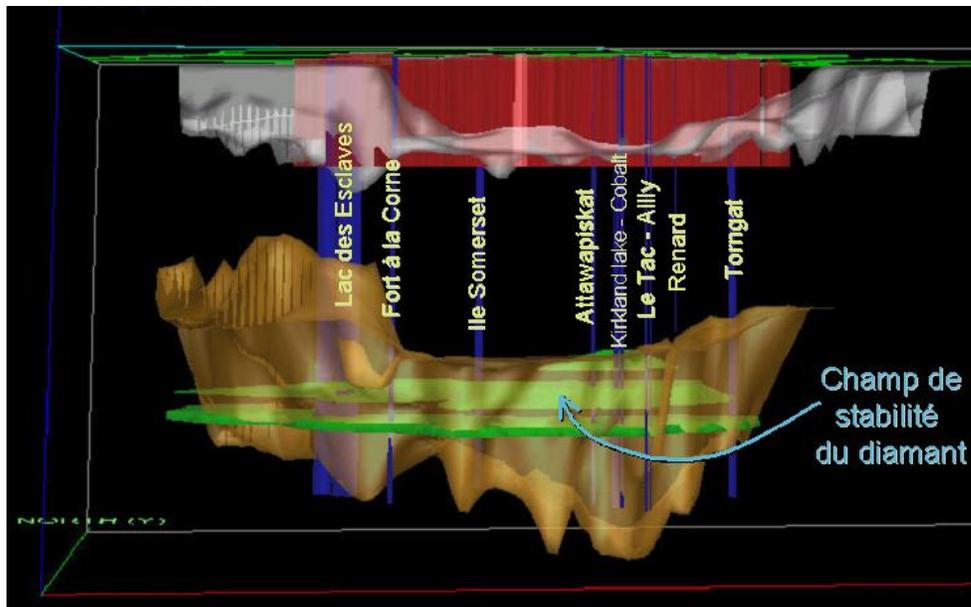


Figure 13. Modèle thermique montrant la géométrie 3D de l'isotherme 1300°C (enveloppe brune, d'après données d'Artemieva et Mooney, 2001) et le champ de stabilité du diamant (en vert) calculé avec le diagramme de la figure 11 (points jaunes). Cratons archéens (en rouge), topographie du Moho (en gris), et avec le nom de champs de kimberlites projetés à 200 km de profondeur. [Retour au texte.](#)

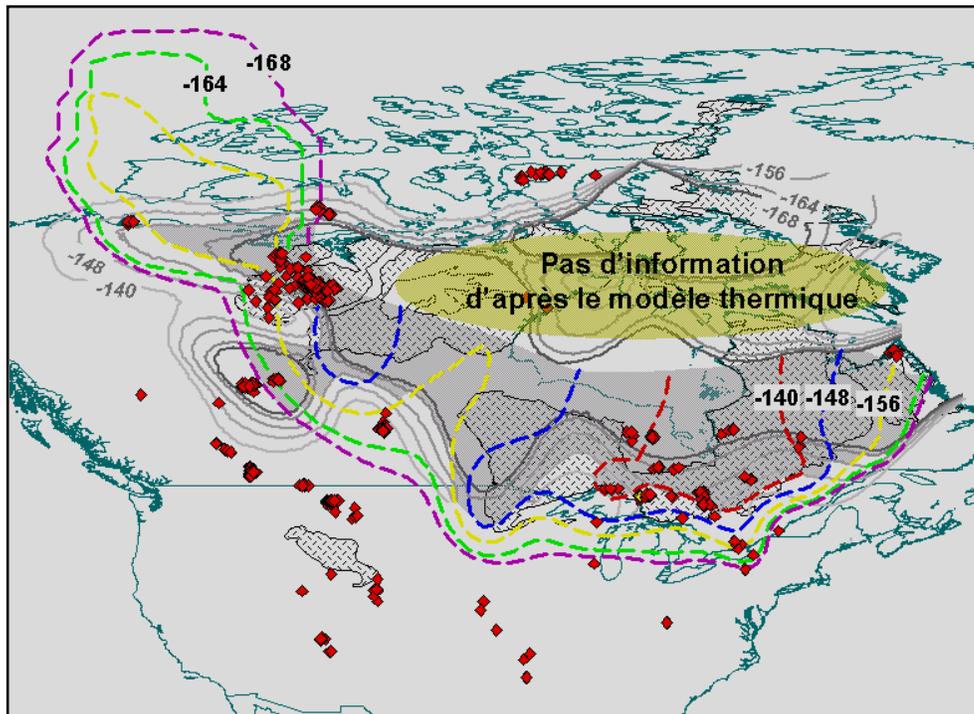


Figure 14. Champ de fertilité diamantifère projeté à la surface (surface grise). Contours des profondeurs de la limite des champs de stabilité du graphite et du diamant (en tirets de couleur), et profondeur en km du LAB calculée à partir du modèle tomographique (lignes grises). Cratons archéens (trame hachurée noire). [Retour au texte.](#)

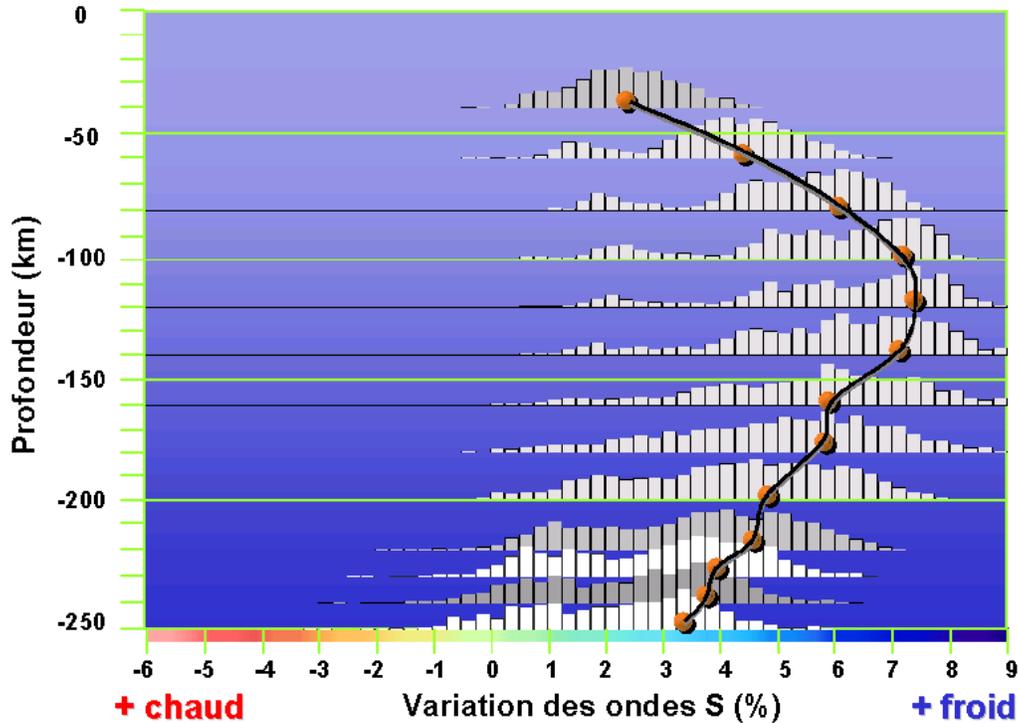


Figure 15. Profil tomographique sous les cratons archéens nord-américains montrant la variation de vitesses sismiques (histogrammes en blanc et gris) par tranches de 20 km entre 40 et 220 km de profondeur, puis par tranches de 10 km jusqu'à 250 km (d'après le modèle de Godey, 2002). Les moyennes de chaque tranche (point orange) sont reliées pour donner un profil tomographique moyen (ligne noire). [Retour au texte](#)

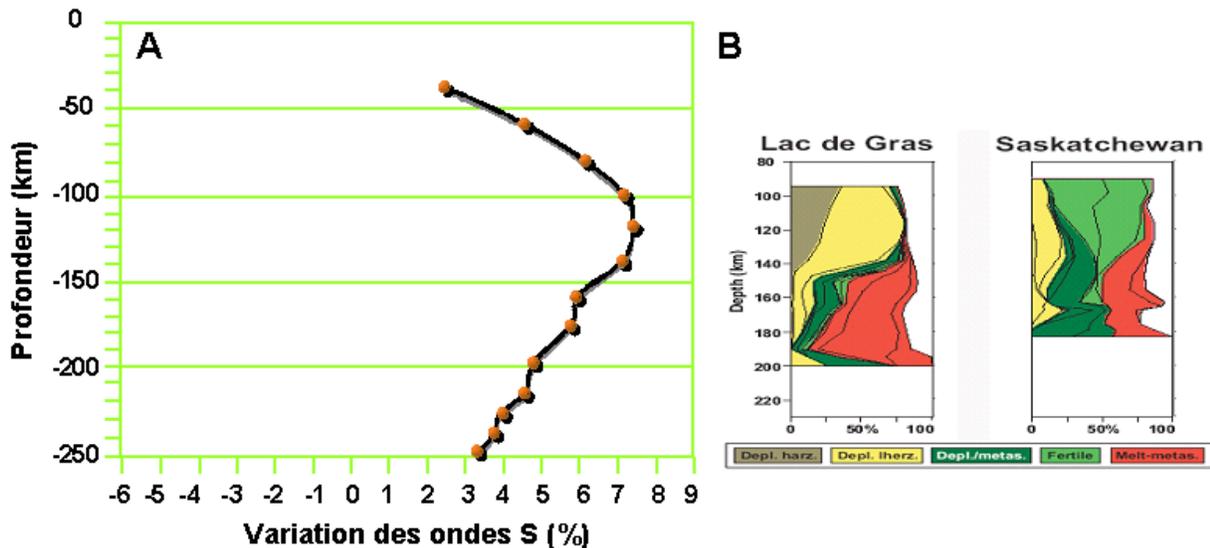


Figure 16. Profil tomographique moyen de la figure 15 montrant une correspondance entre les variations de vitesses sismiques et la composition du manteau sous deux cratons archéens au Canada (d'après les études de Griffin et al. (2003) sur la teneur en Mg d'olivines mantelliques). [Retour au texte](#).

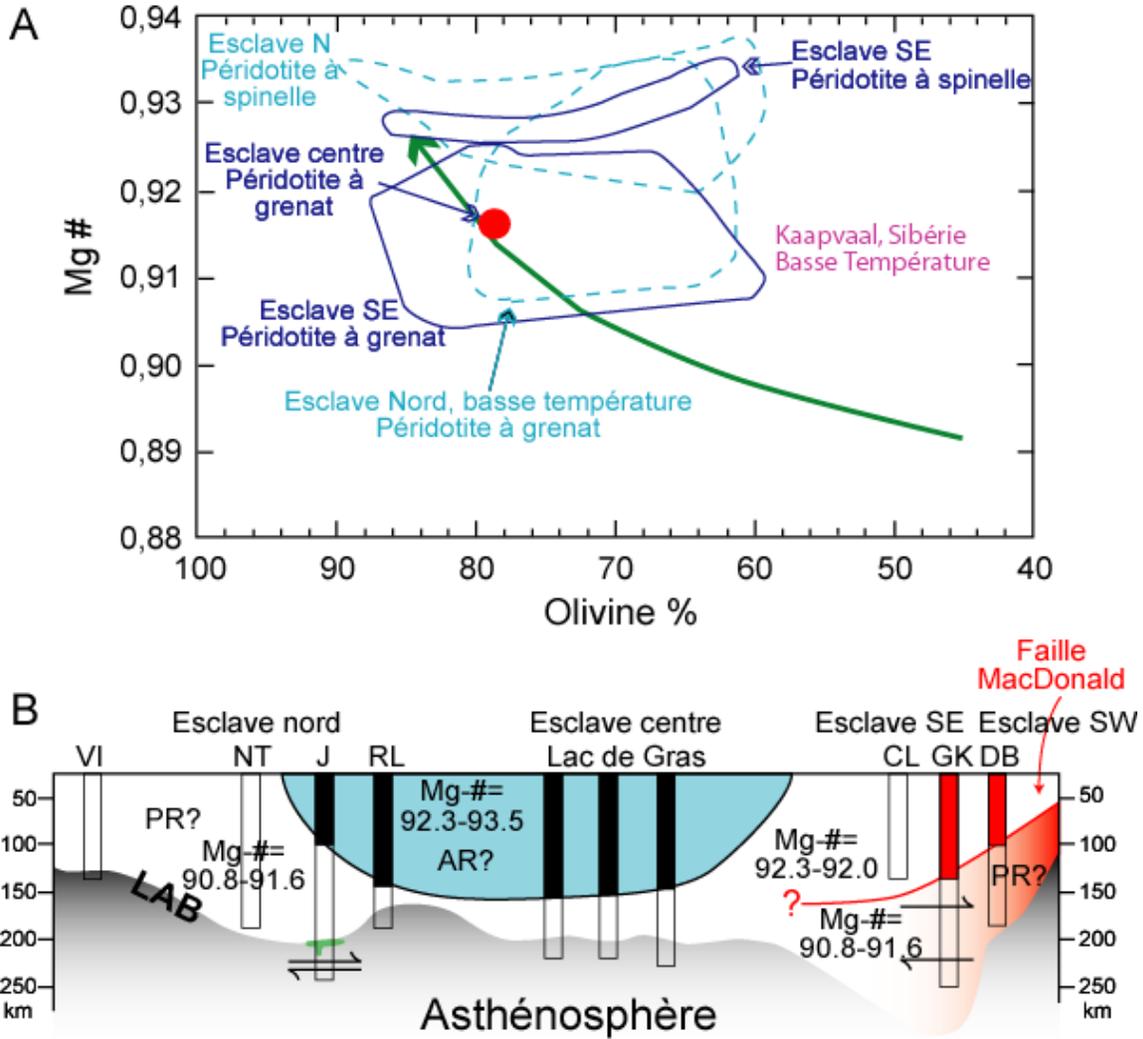


Figure 17. A) Analyse du contenu en Mg dans des olivines du craton archéen du Lac des Esclaves (d'après les travaux de Kopylova et McCammon, 2003). B) Section schématique montrant la morphologie du LAB d'après le contenu en Mg d'olivines analysées dans des kimberlites. Kimberlites de Victoria Island (VI), Ranch Lake (RL), Northern tills (NT), Jericho, (J), Lac de Gras, Camsell (CL), Gahcho Kue (GK) et de Dry Bone (DB). [Retour au texte.](#)

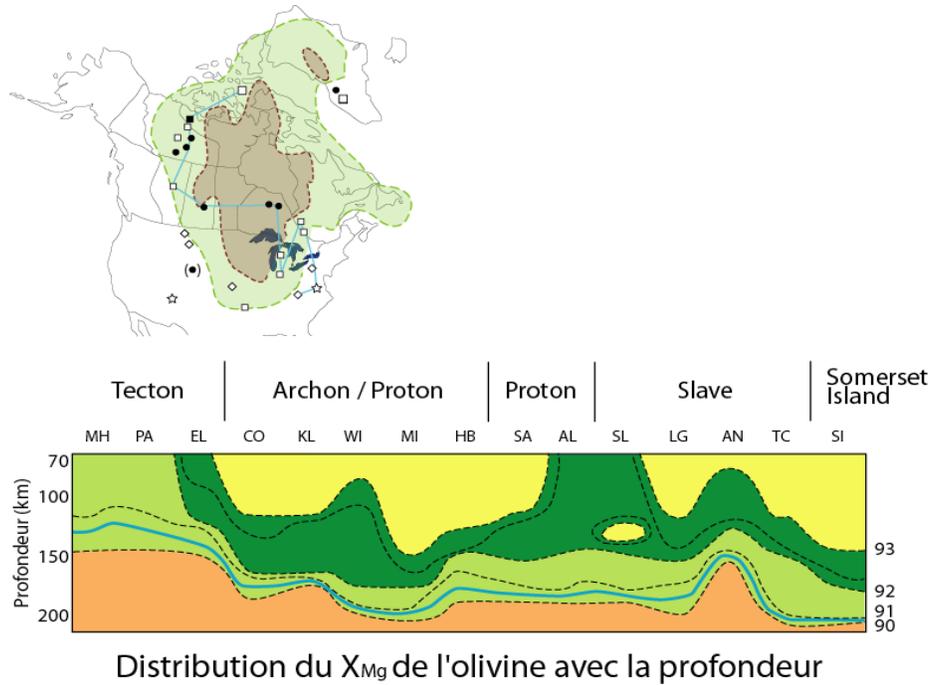


Figure 18. Stratigraphie dans le manteau sous le continent nord-américain établie à partir du contenu en Mg d'olivines mantelliques (modifié de Griffin et al., 2003). Ligne bleue : LAB [Retour au texte](#)

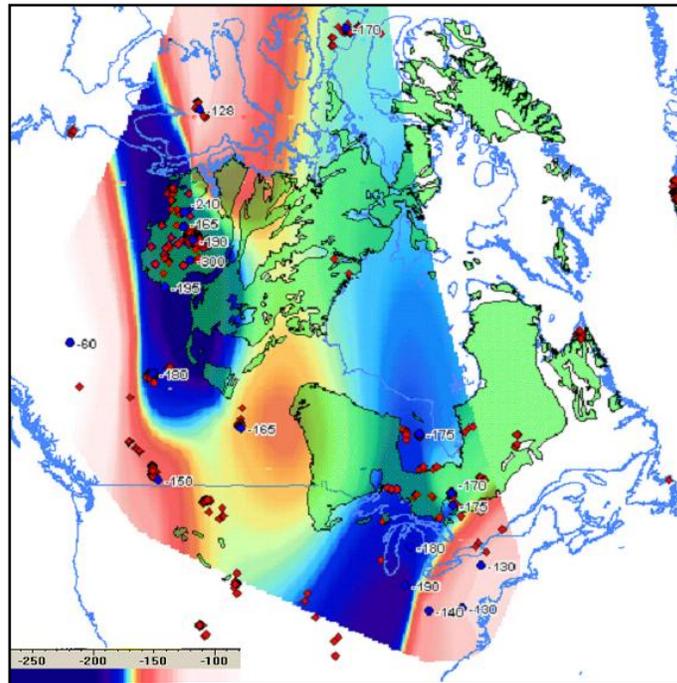


Figure 19. Épaisseur du LAB sous le continent nord-américain défini à partir de la valeur de 90,5 Mg dans des olivines du manteau, d'après les données ponctuelles (cercles bleu) de Griffin et al. (2003) et Kopylova et McCammon (2003). Échelle des profondeurs en km dans le coin inférieur gauche. [Retour au texte](#)

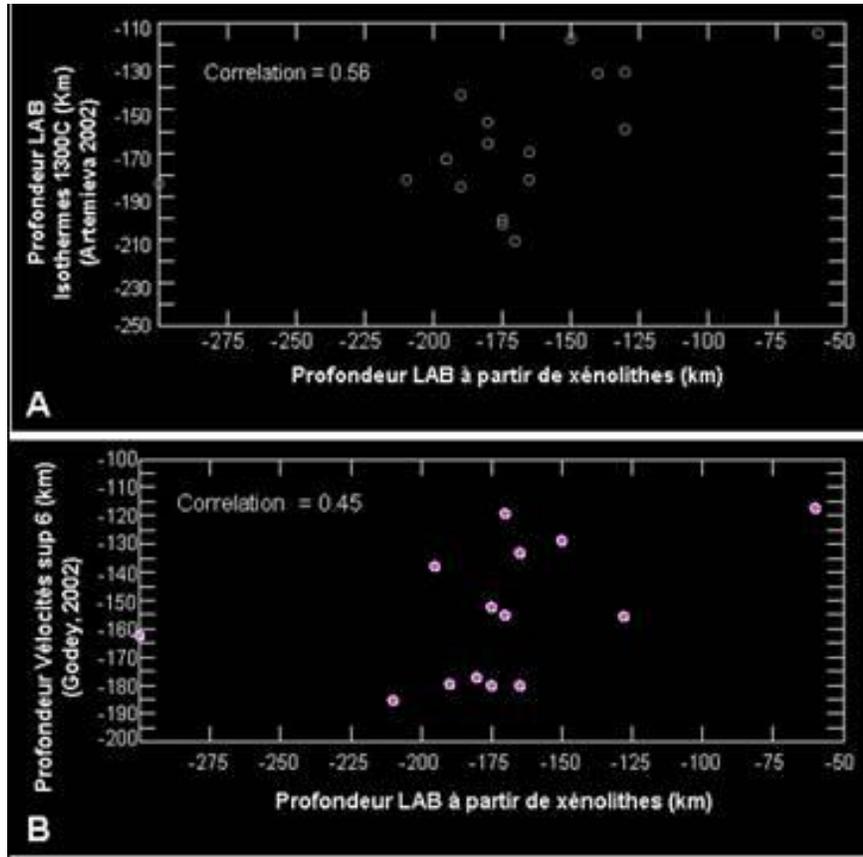


Figure 20. Comparaison des profondeurs du LAB aux points de contrôle de la figure 19 avec les profondeurs estimées d'après : A) le modèle tomographique de Godey (2002) et B) le modèle thermique d'Artemieva et Mooney (2001). Données pour l'axe des X d'après Griffin et al. (2003) et Kopylova et McCammon (2003). [Retour au texte](#)