

CHAPITRE IV

ÉVALUATION DU POTENTIEL AQUIFÈRE

En Abitibi-Témiscamingue, l'eau maintenue dans les eskers est l'une des principales sources d'eau potable pour les résidents. Toutefois, la répartition de ces réservoirs d'eau souterraine est mal connue. Pour en améliorer la gestion et la protection sur le territoire, il est essentiel de connaître le potentiel aquifère de chaque segment d'eskers de la région. L'évaluation de ce potentiel a été effectuée par l'analyse des caractéristiques géomorphologiques observables à la surface, lesquelles permettent d'identifier le milieu de mise en place des eskers selon la classification proposée par Veillette *et al.* (2004). Des indices lithostratigraphiques et hydrogéologiques ont aussi été utilisés pour hiérarchiser ce potentiel aquifère.

4.1 Le contexte de mise en place

Une première évaluation du milieu de mise en place a été rendue possible par la modélisation de la submersion glaciolacustre affectant le territoire. La présence du lac proglaciaire Barlow-Ojibway a été un facteur important dans l'assemblage sédimentaire de l'Abitibi, car la mise en place des différents sédiments varie selon la profondeur d'eau. Ainsi, en délimitant la zone submergée et en déterminant les zones où l'ampleur de la submersion implique une sédimentation particulière, il est possible d'identifier le milieu de mise en place des eskers. Les zones au-dessus du niveau maximal atteint par les eaux glaciolacustres et les zones de sédiments à grains fins, sous une épaisseur d'eau de 50 m ou plus pour l'Abitibi-Témiscamingue (Veillette, 1983), ont servi de base pour l'identification typologique des eskers.

4.1.1 La modélisation glaciolacustre et la profondeur d'eau maximale

Certains travaux ont déjà réalisé des modélisations numériques d'étendues glaciolacustres. C'est le cas de Leverington *et al.* (2000 et 2002) qui a reproduit les différents niveaux du lac glaciaire Agassiz et de Clark (2008) avec la reconstruction numérique du lac glaciaire Oshkosh au Wisconsin. Ces reconstitutions ont principalement servi à déterminer l'étendue de la submersion et le volume d'eau associé, à localiser les exutoires et à suivre l'évolution spatiale dans le temps des étendues d'eau. Dans ces régions, des lignes de rivages sont continues sur de grandes distances. Ce n'est pas le cas en Abitibi-Témiscamingue; les traces des anciens niveaux du lac Barlow-Ojibway se retrouvent de façon ponctuelle sur les plus hauts sommets de la région. Une modélisation nécessite forcément l'interpolation de ces données ponctuelles collectées à l'ensemble de la région. À ce jour, aucune étude n'a été effectuée afin de modéliser numériquement l'étendue de la submersion et de mesurer l'épaisseur maximale de la tranche d'eau sur l'Abitibi-Témiscamingue.

Sur des pentes inclinées composées de dépôts meubles, et dont la partie supérieure était située au-dessus du plus haut niveau glaciolacustre, des bandes concentriques de teintes blanchâtres sont visibles sur les photos aériennes. Elles correspondent aux endroits où les sédiments (till ou fluvioglaciaires) ont été lessivés par l'action des vagues (figure 4.1). Ces lignes de lessivage ont été observées à plusieurs endroits en Abitibi-Témiscamingue, à la Baie-James et en Ontario et sont associées aux limites maximales atteintes par le lac glaciaire Barlow-Ojibway (figure 4.2). L'altitude d'un grand nombre de ces limites a permis de déterminer celle du plan d'eau lors de la déglaciation et de cartographier son étendue. Les points d'altitude projetés sur l'axe N017° à partir de la région de Matawa, Ontario, (représentant l'axe du relèvement isostatique) permettent d'observer le gauchissement des altitudes maximales atteintes par ce lac proglaciaire (Veillette, 1994; figure 4.3A).

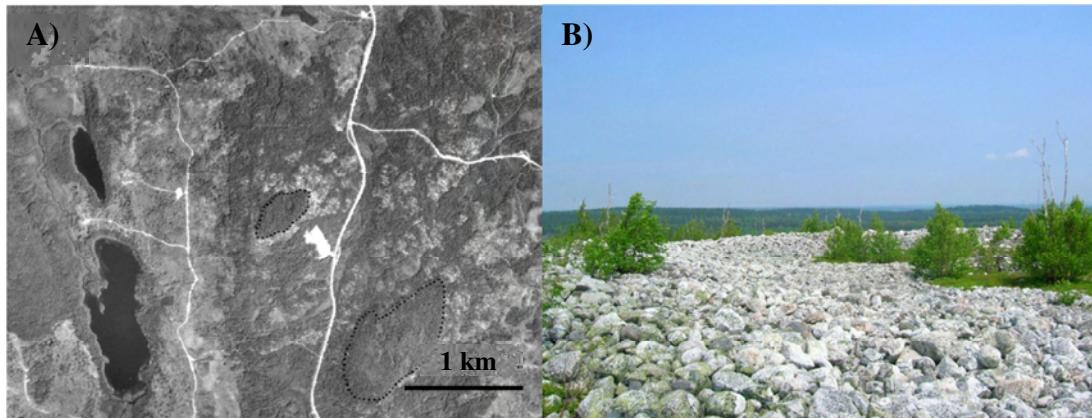


Figure 4.1 Limites de lessivage sur le pourtour des hautes collines (pointillé en A) et plages de blocs (B) correspondant au niveau maximal atteint par le lac Ojibway. Source : courtoisie J. J. Veillette.

Le relèvement isostatique est la réponse de la croûte terrestre suite à la fonte du glacier. La surface du sol se relève en fonction de la diminution du poids de la glace. Ce relèvement est différentiel puisqu'il atteint des valeurs différentes selon la distance de la marge glaciaire. Les endroits libérés plus rapidement des glaces, donc plus éloignés du front glaciaire, ont subi un relèvement plus hâtif comparativement aux endroits près du front glaciaire. Il en résulte donc une déformation de la surface submergée reconstituée à partir des lignes de rivage; cette déformation constitue le gauchissement.

Pour représenter numériquement l'étendue du lac glaciaire Barlow-Ojibway, nous avons déterminé la fonction mathématique représentant le mieux la surface courbe résultant du gauchissement. Afin d'obtenir un plan d'eau uniforme et minimiser les facteurs affectant les variations locales d'altitude du plan d'eau, nous avons calculé une courbe de tendance. Nous avons sélectionné les 100 points d'altitudes les plus représentatifs du niveau maximal de la submersion parmi les 145 points mesurés par Veillette (données inédites) afin d'estimer la paléo-surface du plan d'eau. Cette sélection s'est avérée nécessaire compte tenu de l'hétérogénéité des valeurs associées à différents facteurs affectant l'altitude des lignes de lessivage (irrégularité de la configuration de la marge glaciaire, fonte tardive de culots de glace, force des vents dominants). Certaines des données non retenues constituent des

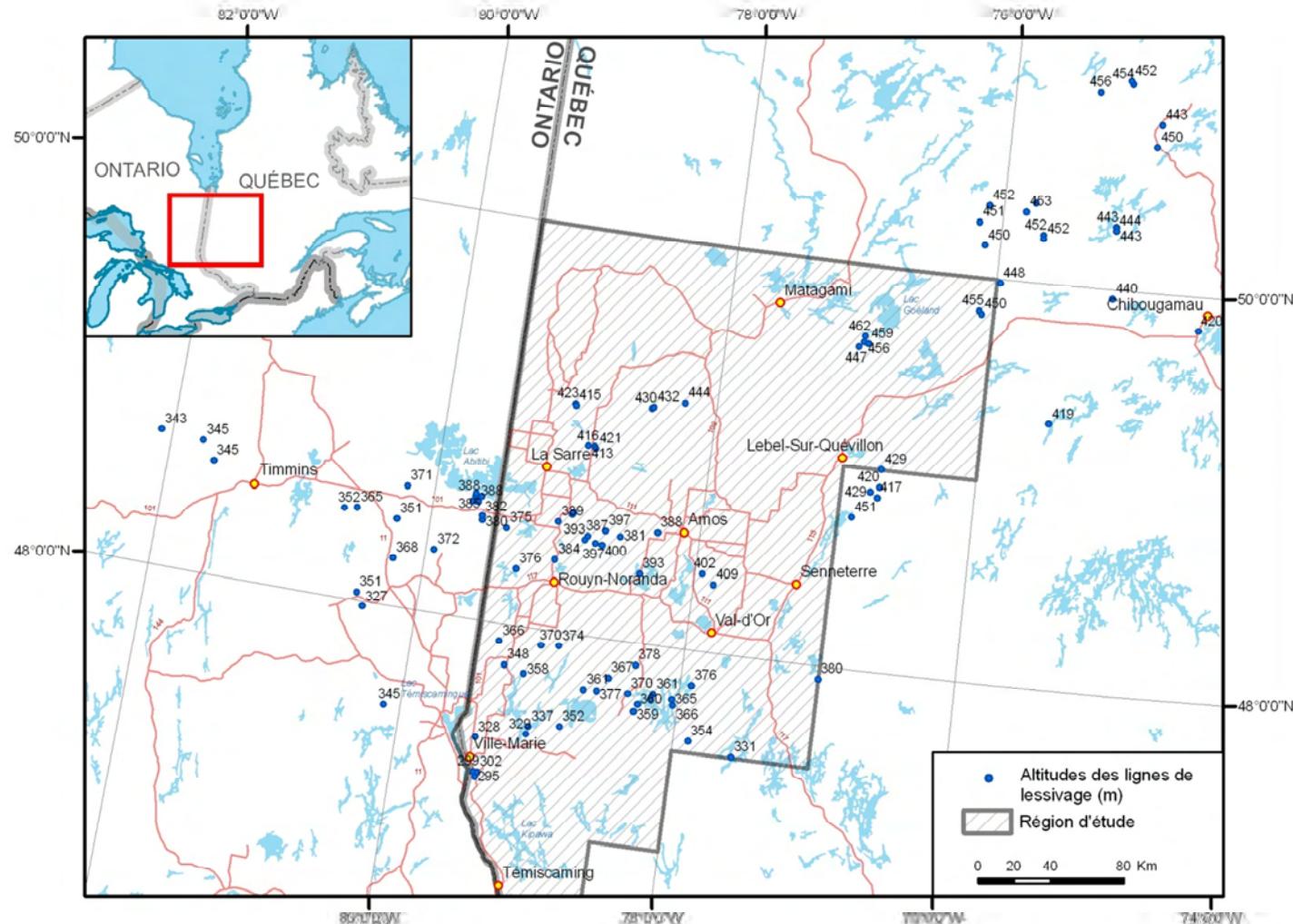
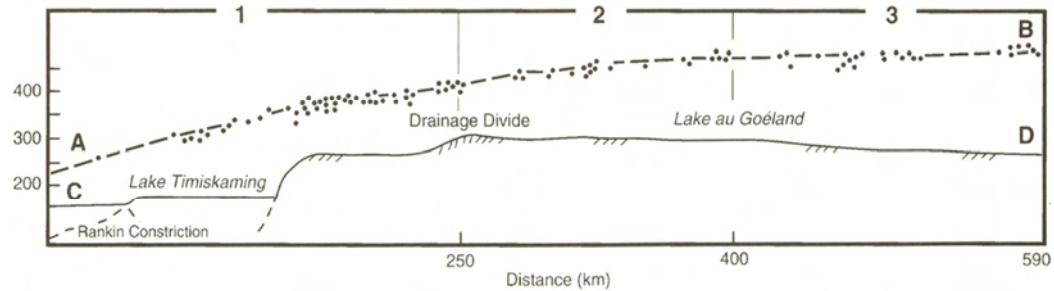


Figure 4.2 Répartition des altitudes des lignes de lessivage pour la submersion glaciolacustre Barlow-Ojibway collectées par Veillette (données inédites).

A)



B)

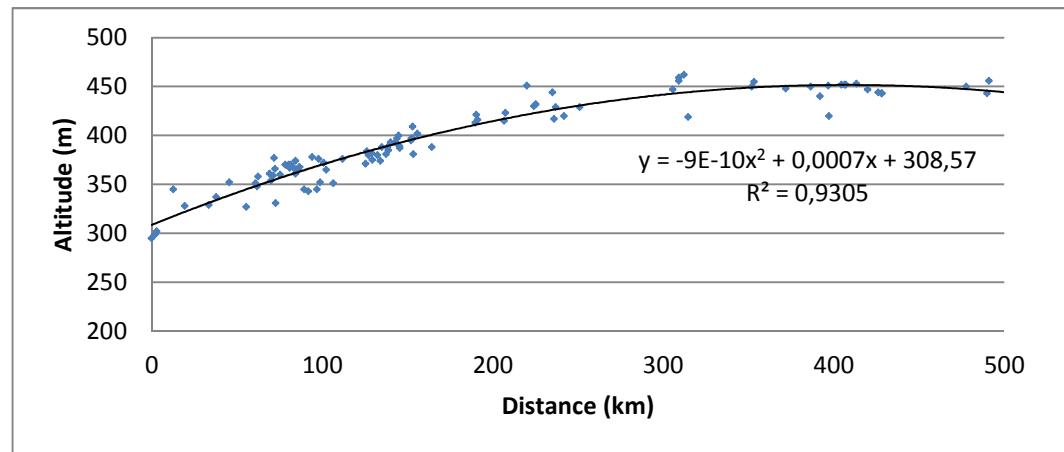


Figure 4.3 A) Distribution des altitudes des lignes de lessivage projetées sur l'axe N017° (tirée de Veillette, 1994). B) Courbe de tendance calculée pour les altitudes des lignes de lessivage reportées sur l'axe N017° utilisé pour la modélisation du niveau maximal du lac glaciaire Barlow-Ojibway.

niveaux intermédiaires donc plus bas que le niveau maximal. Les données choisies ont été projetées sur l'axe N017° établi par Vincent et Hardy (1979) et repris par Veillette (1994). La figure 4.3B illustre la courbe de tendance s'approchant le plus de la courbe résultant des données empiriques de Veillette (figure 4.3A).

La courbe de tendance suit une fonction polynomiale de deuxième ordre dont l'équation et le R^2 sont présentés sur le graphique (figure 4.3B). Le R^2 est l'indice de corrélation indiquant l'adéquation entre les données et la courbe, plus sa valeur est proche de 1, plus la corrélation est forte. Le coefficient de 0,9305 est donc indicateur d'une très bonne corrélation entre les données et la courbe calculée. L'outil *Trend* d'ArcGIS permet d'interpoler les données d'altitude et de reproduire cette courbe de tendance. Pour obtenir une surface qui recouvre l'ensemble de la région d'étude, nous avons dupliqué la courbe de tendance de chaque côté de l'axe initial. Cette méthode suit l'hypothèse que la variation des altitudes maximales glaciolacustres se fait de façon graduelle et selon l'axe N017° sur l'ensemble du territoire. L'axe des courbes de tendance utilisée pour modéliser la submersion glaciolacustre sur la région d'étude et les points d'altitude projetés sur cet axe sont présentés à la figure 4.4.

Les travaux de Veillette (1994) ont démontré que les données des altitudes maximales du plan d'eau tendaient vers la formation d'un plateau au nord du lac Goéland (figure 4.3A). L'utilisation d'une courbe polynomiale telle que présentée ne permet toutefois pas de reproduire adéquatement ce plateau. Ainsi, l'utilisation de cette fonction n'est valable que pour la partie ascendante de la courbe, soit au sud du lac Goéland correspondant à la limite nord de la région d'étude. L'utilisation de cette méthode est donc appropriée pour l'ensemble de notre région d'étude.

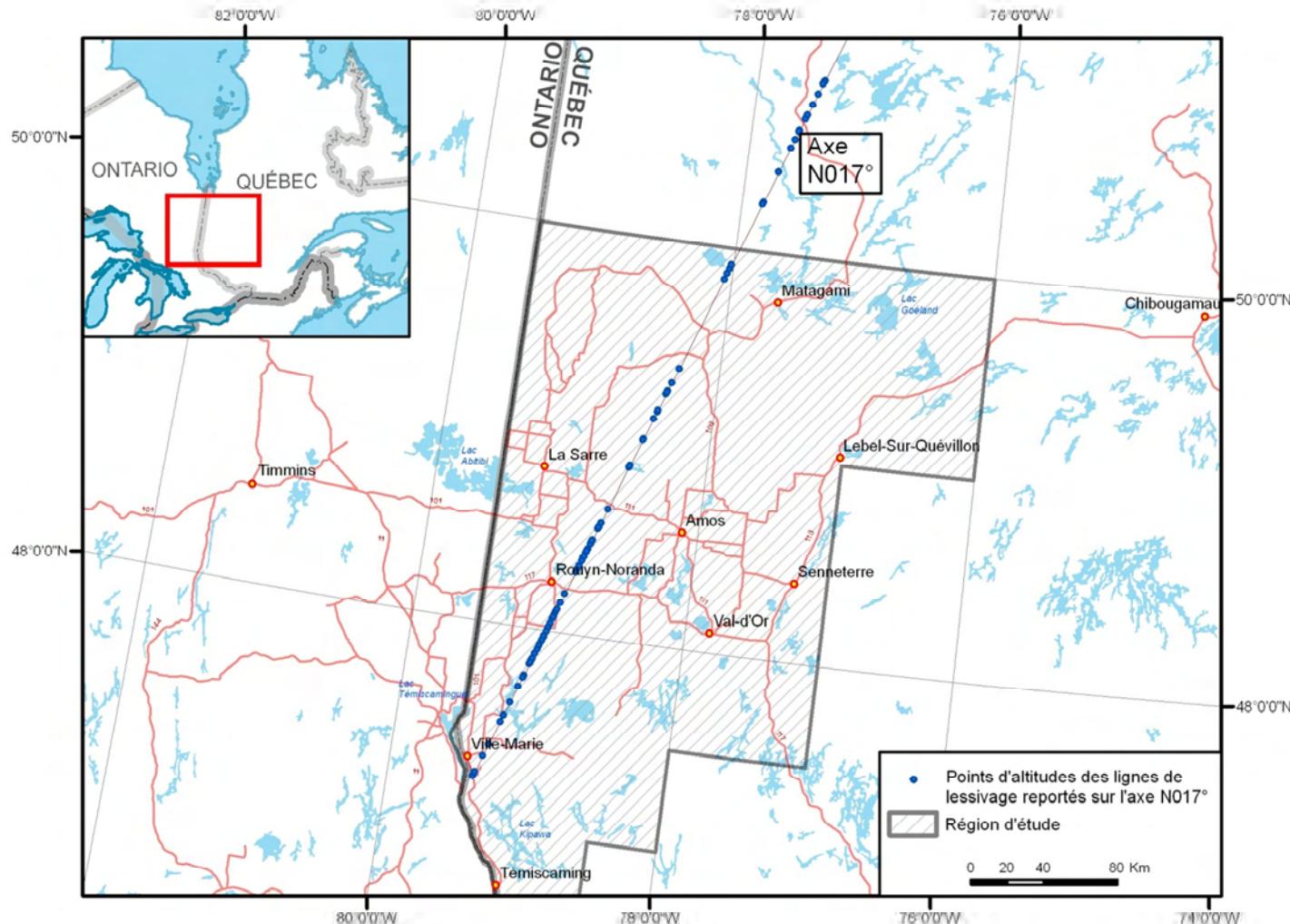


Figure 4.4 Altitudes de lignes de lessivage reportées sur l'axe N017° utilisé pour la modélisation du maximum de la submersion glaciolacustre Barlow-Ojibway.

La figure 4.5 montre les altitudes maximales de la submersion et les isolignes permettant d'observer le gauchissement modélisé. Plusieurs hauts-fonds dépassent les maximums submergés à l'intérieur de la zone d'étude et coïncident avec les zones déterminées dans les travaux antérieurs (voir les encadrés sur les cartes des formations en surface de la série de l'Abitibi; voir figure 1.2). La création d'isolignes linéaires est conforme aux représentations schématiques proposées par Teller et Clayton (1983) pour le gauchissement du niveau du lac glaciaire Agassiz dans le nord-ouest de l'Ontario, et par Vincent et Hardy (1979) et Veillette (1994) pour l'extension du lac glaciaire Barlow-Ojibway.

Une modélisation a aussi été effectuée pour obtenir l'estimation de l'étendue de la submersion. À défaut de reporter les altitudes sur l'axe N017° suivant le relèvement isostatique, les données ont été insérées dans l'outil *Trend* selon leur position géographique originale (figure 4.2). Ce modèle donne une estimation de l'ampleur du territoire submergé (Annexe A), mais il n'a pas été retenu pour la suite des travaux puisqu'il ne considère pas l'axe du relèvement isostatique et génère des isolignes concentriques improbables.

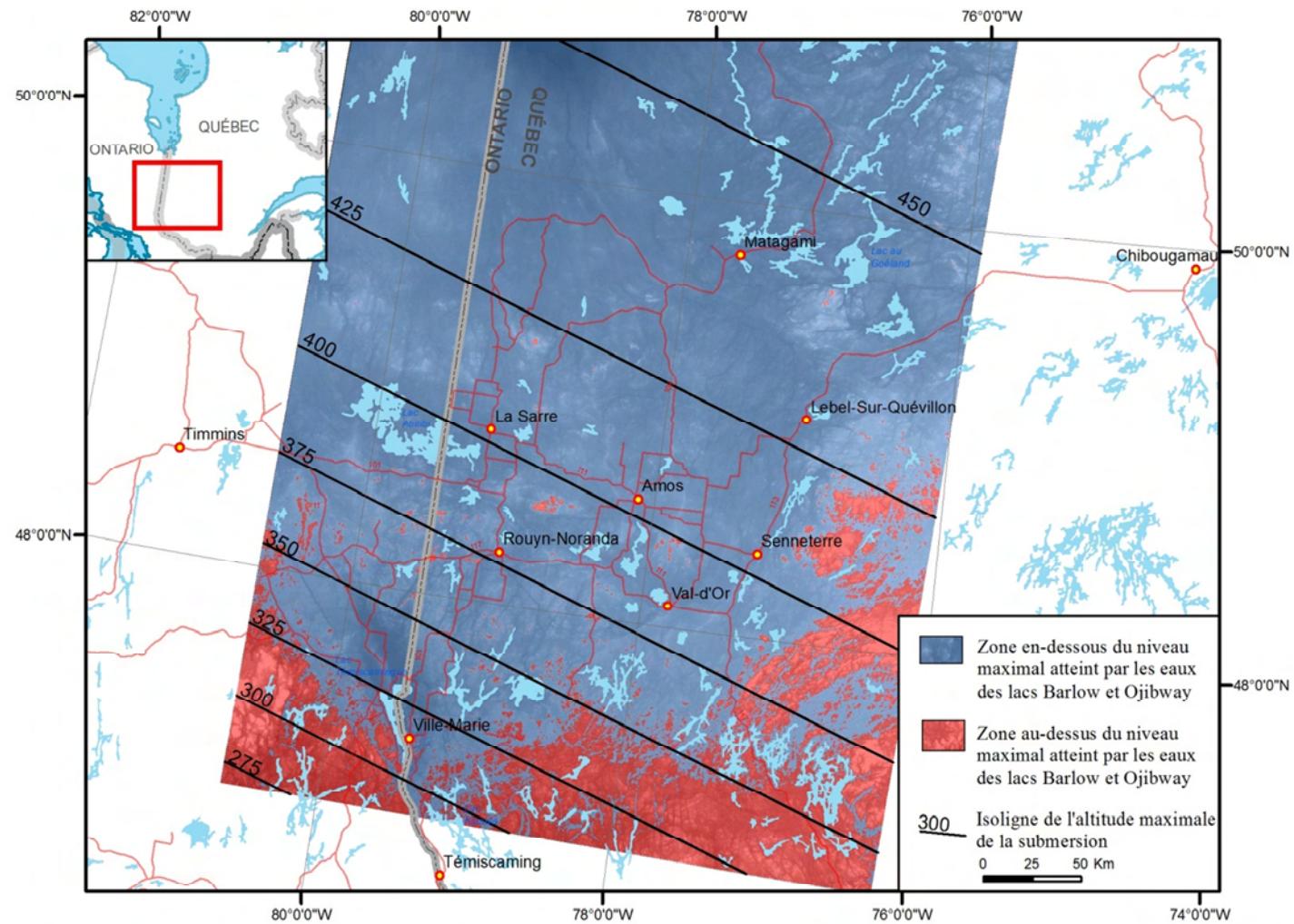


Figure 4.5 Modélisation de la limite de la submersion des lacs proglaciaires Barlow et Ojibway (partie sud) et isolines du gauchissement.

Grâce à la modélisation de la submersion glaciolacustre, la profondeur d'eau maximale submergeant la région d'étude a été obtenue en soustrayant l'élévation du terrain actuel aux altitudes maximales atteintes par le lac Barlow-Ojibway. Les modèles numériques d'altitude de terrain utilisés pour cette opération sont ceux fournis par la NASA.

$$\text{Altitudes}_{\text{modélisées}} - \text{Altitudes}_{\text{actuelles (NASA)}} = \text{Profondeur d'eau maximale}$$

L'épaisseur de la tranche d'eau a influencé la sédimentation glaciolacustre à l'ensemble de la région. Sa représentation cartographique (figure 4.6) permet de distinguer les différents milieux de mise en place des eskers présentés plus tôt. Les zones extérieures à la submersion sont en rouge tandis que les zones submergées sont en bleu et vert. Considérant que la sédimentation des argiles se fait dans un environnement d'eau profonde, minimalement entre 30 et 50 m (Veillette, 1996), il a été possible de déterminer les secteurs où les pixels ont une donnée de profondeur d'eau supérieure à 50 m et ainsi obtenir l'étendue minimale de la couverture argileuse (en bleu). Ainsi, avec trois intervalles de profondeur, nous avons pu effectuer une première distinction entre les types d'eskers (tableau 4.1).

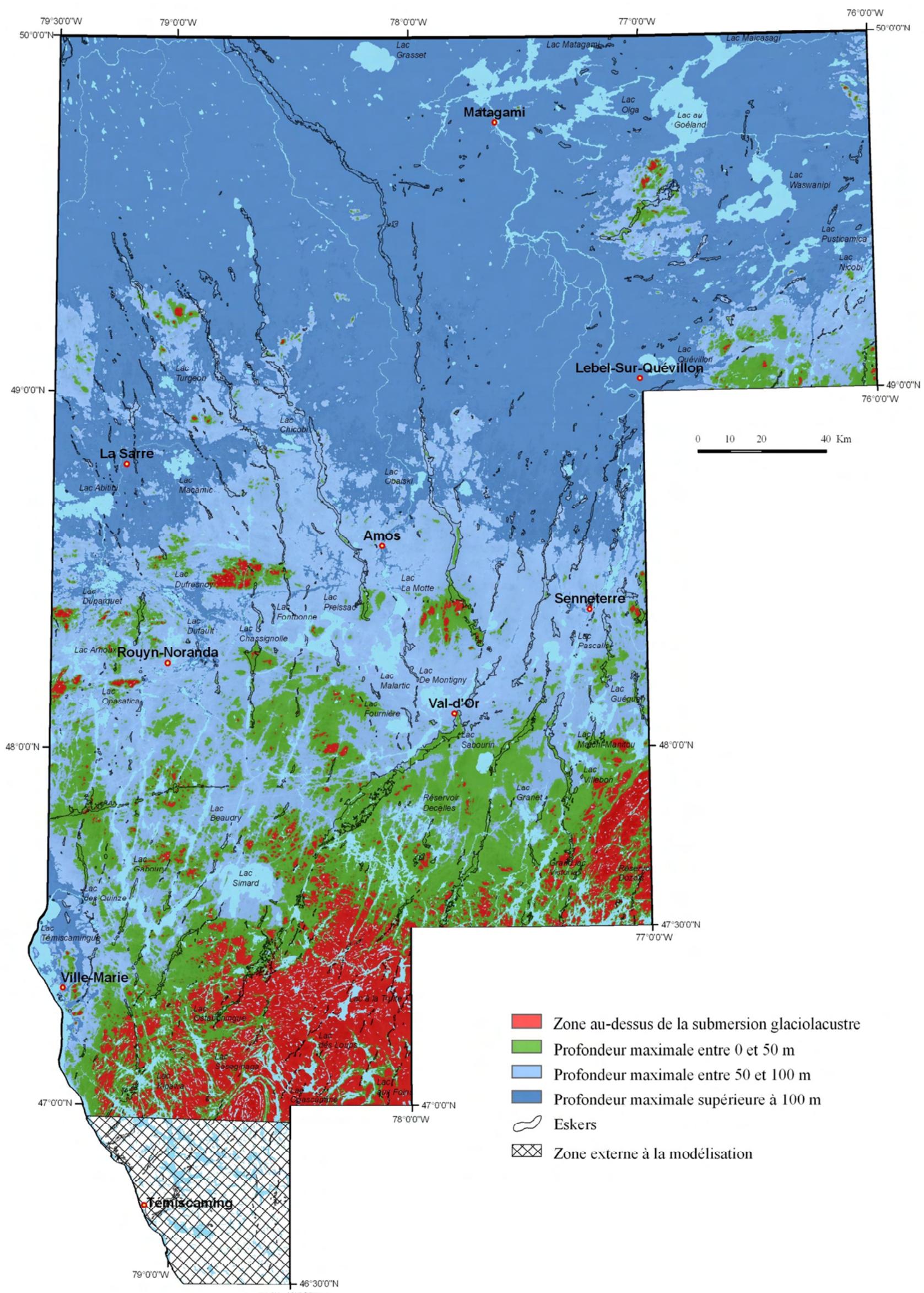


Figure 4.6 Profondeurs maximales du lac Barlow-Ojibway sur la région d'étude.

Tableau 4.1 Profondeur d'eau maximale de la submersion glaciolacustre Barlow-Ojibway associée aux milieux de mise en place (voir la figure 1.10 pour les types de milieux de mise en place). Les codes de couleur sont utilisés à la figure 4.6.

Caractéristique de la mise en place	Profondeur d'eau sur le territoire	Milieu de mise en place (selon Veillette <i>et al.</i> , 2004)	Couleur sur la figure 4.6
Au-dessus du niveau maximal de la submersion	Inférieure à 0 m (zone émergée)	A	rouge
Sous le niveau maximal de la submersion et au-dessus du niveau minimal des sédiments à grains fins	Entre 0 et 50 m	B	vert
Sous l'altitude minimale des sédiments à grains fins	Supérieure à 50 m	C et D	bleu

4.1.2 Identification des unités lithostratigraphiques à proximité des eskers

Les cartes de dépôts superficiels constituent des outils indispensables pour évaluer le contexte de mise en place des eskers. Le modèle de la submersion glaciolacustre nous a permis d'obtenir un premier aperçu de la répartition des types d'esker en fonction de la profondeur maximale atteinte par le paléolac. Toutefois, cette méthode est une approximation basée sur une courbe qui suit la tendance des données d'altitude ponctuelles, elle ne peut pas remplacer l'analyse des unités lithostratigraphiques au voisinage des eskers. L'utilisation des cartes de dépôts de surface offre des données beaucoup plus précises (figure 1.7). La présence des unités glaciolacustres (dépôts glaciolacustres d'eau profonde, sublittoraux et de plage) permet de valider le milieu de mise en place. Trois agencements (tableau 4.2) de ces unités caractérisent les différents milieux de mise en place.

La détermination des eskers de type D (voir figure 1.10) par l'identification des unités lithostratigraphiques à proximité des eskers s'avère, par définition, impossible compte tenu de leur enfouissement complet par des sédiments à grains fins. Les cartes de dépôts de surface montrent à l'aide de symboles particuliers la localisation probable d'eskers enfouis sous l'argile. La morphologie est souvent révélatrice même sous la couverture de sédiments à grains fins et la présence d'eskers enfouis est révélée par des chaînes de lacs de kettles qui percent la couverture de sédiments, et par des bancs d'emprunt dans les zones habitées. Dans le présent travail, on ne peut que caractériser les eskers émergeant des dépôts adjacents (types A, B, C de la figure 1.10).

Tableau 4.2 Présence des sédiments glaciolacustres en fonction du milieu de mise en place des eskers.

Milieu de mise en place (figure 1.10)	Esker situé sous le niveau maximal de l'argile	Présence de sables sublittoraux et/ou de plage
A	non	non
B	non	oui
C	oui	oui/non

4.1.2.1 Dépôts glaciolacustres sublittoraux et de plage

Les sédiments sublittoraux et de plage se sont déposés dans des environnements d'eau peu profonde du lac glaciaire Barlow-Ojibway et tapissent une large superficie du territoire abitibien. Ces sables résultent, en majorité, du remaniement par les eaux glaciolacustres des formations granulaires lors de l'exondation des terres. Partout, les sommets d'eskers ont subi des remaniements intenses lors de la présence ou de la baisse du lac excepté pour l'esker de type A mis en place en milieu subaérien. Les sédiments qui résultent de ces remaniements peuvent reposer sur les eskers ou sur les faciès d'eau profonde (sédiments à grains fins). La différenciation entre les types d'eskers B et C, tous deux caractérisés par la présence de ces sables, se fait par la délimitation de l'étendue des sédiments à grains fins. Dans le cas où la crête de l'esker apparaît faiblement à la surface, les sables d'exondation sont très peu apparents, néanmoins, cet esker appartient au type semi-enfoui (type C).

4.1.2.2 Dépôts glaciolacustres d'eau profonde (argile et silt)

La mise en évidence de la couverture argileuse sur le flanc des eskers permet de distinguer les eskers de type C de ceux des types A et B. À l'aide des cartes de dépôts de surface, on a délimité l'étendue de la plaine argileuse et ainsi divisé les segments d'eskers en fonction de la présence de sédiments à grains fins. La figure 4.7 montre la répartition des sédiments sublittoraux et de plage et la limite méridionale de la plaine argileuse.

4.1.3 Les hauts fonds

L'irrégularité du socle rocheux forme, à certains endroits dans la plaine argileuse, des hauts-fonds qui réduisent localement l'accumulation des sédiments à grains fins. Ces hauts-fonds sont localisables grâce à une plus faible profondeur d'eau et à l'absence de sédiments à grains fins à proximité. Ces deux caractéristiques permettent de les considérer comme étant mis en place à l'extérieur de la plaine argileuse et donc faisant partie des zones potentielles d'eskers de type B. Les eskers répondant à ces particularités sont identifiés à la figure 4.8.

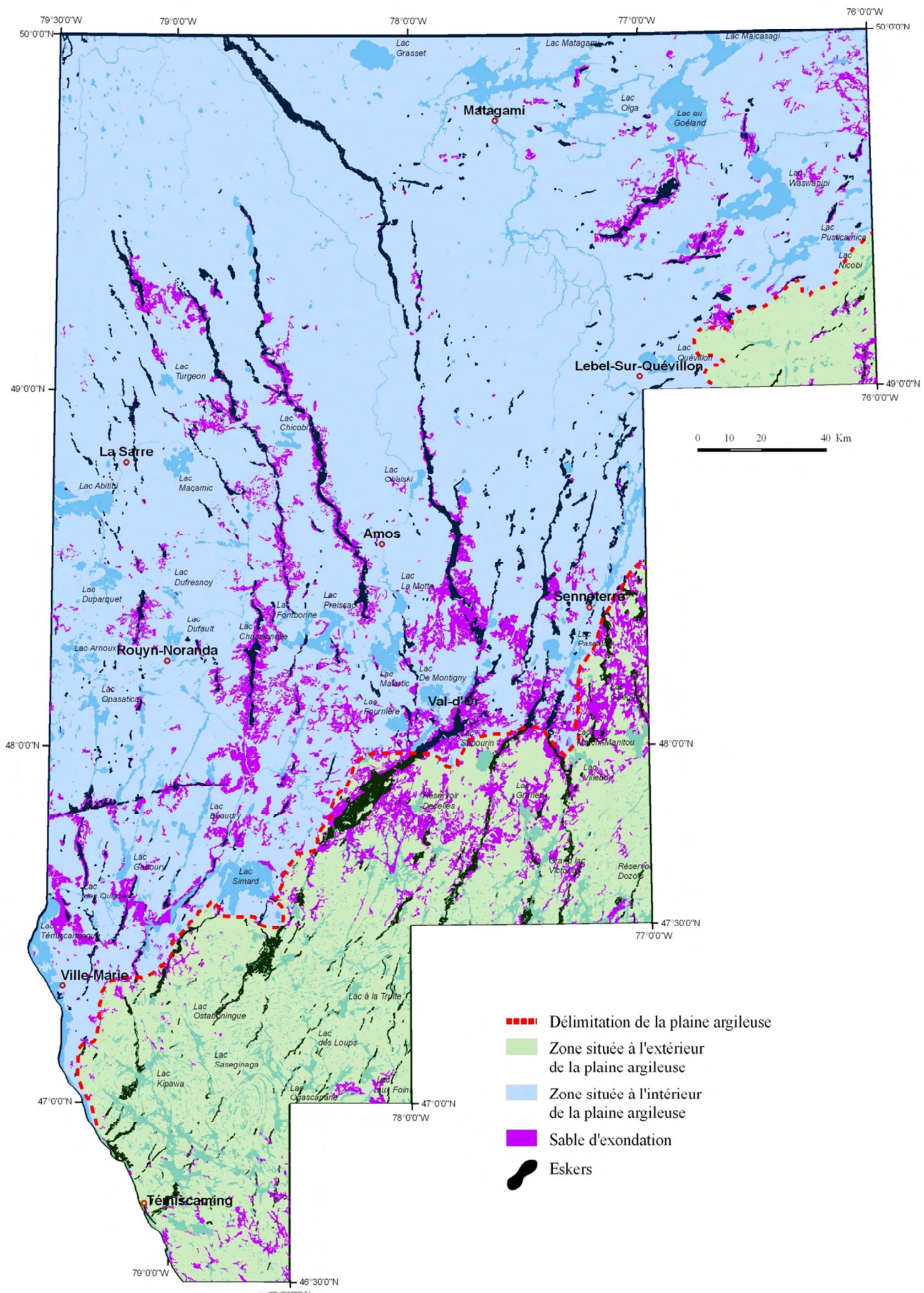


Figure 4.7 Répartition spatiale des dépôts glaciolacustres.

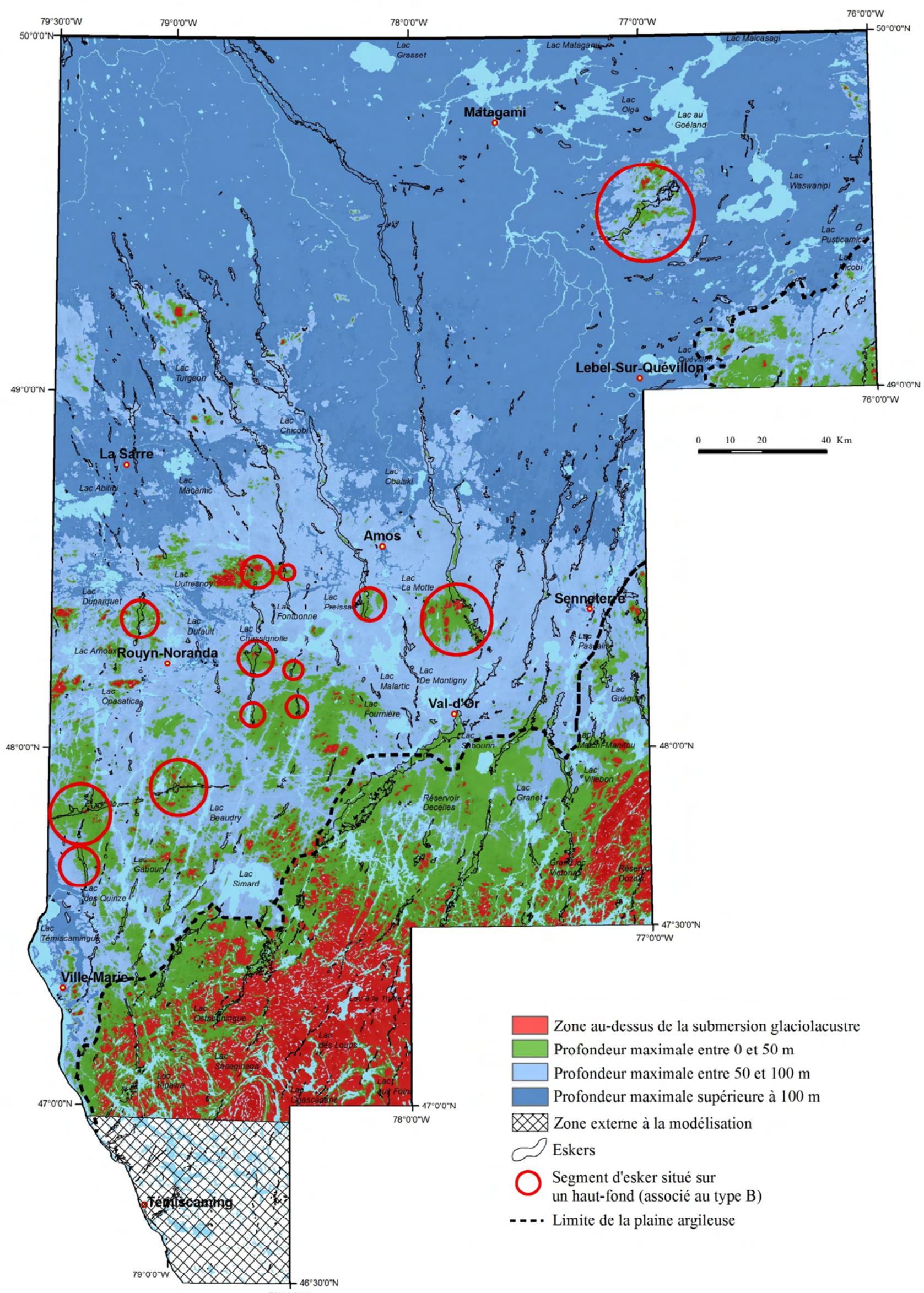


Figure 4.8 Segments d'eskers à l'intérieur de la plaine argileuse et situés sur des hauts-fonds.