

ÉVALUATION EN LABORATOIRE DES CARACTÉRISTIQUES THERMIQUES DU BASSIN SÉDIMENTAIRE DES BASSES-TERRES DU SAINT LAURENT

Maher Nasr, Jasmin Raymond & Michel Malo



Challenges from North to South
Des défis du Nord au Sud

Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Québec, Québec, Canada

ABSTRACT

An evaluation of the thermal properties in the laboratory was performed on fifty surface samples collected from the main formations of the St. Lawrence lowlands Basin (SLL). This study is part of a larger project targeted to assess the feasibility of producing electricity from deep geothermal energy in the province of Quebec. The samples were collected from the Quebec portion of the sedimentary basin, and form a representative collection of almost the entire stratigraphic column of the SLL Basin.

The results show that clay formations like the Utica and Sainte-Rosalie groups are the most insulating with a thermal conductivity of approximately $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ and a specific heat capacity near $850 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$. However, the sandstone formations represent the best heat conductors. The Potsdam sandstone for example shows a thermal conductivity higher than $6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ and a specific heat around $730 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$.

RÉSUMÉ

Une évaluation des propriétés thermiques en laboratoire a été effectuée sur une cinquantaine d'échantillons de surface issus des principales formations de la plateforme des Basses-Terres du Saint-Laurent (BTSL). Cette étude fait partie d'un plus vaste projet destiné à évaluer la possibilité de produire de l'électricité à partir de la géothermie profonde dans la province de Québec. Les échantillons ont été ramassés dans la portion québécoise du bassin sédimentaire et forment une collection quasi représentative de toute la colonne stratigraphique des BTSL.

Les résultats démontrent que les formations argileuses à l'instar des groupes d'Utica et de Sainte-Rosalie sont les plus isolantes, avec une conductivité thermique de l'ordre de $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ et une capacité thermique massique de près de $850 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$. En revanche, les formations gréseuses se présentent comme les meilleures unités conductrices de chaleur. Les grès de Potsdam par exemple montrent une conductivité thermique allant jusqu'à $6 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ et une chaleur massique de $730 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$.

1 INTRODUCTION

Mises à part les ressources énergétiques fossiles (gaz ou pétrole), un bassin sédimentaire peut renfermer une autre source d'énergie importante : la géothermie. Visée comme une source alternative durable pour diversifier les apports énergétiques et réduire les émissions de gaz à effet de serre, l'énergie géothermique est considérée dans les balances énergétiques de plusieurs pays. Les premiers succès de certains prototypes issus des bassins sédimentaires (Soultz-sous-Forêts en France, Landau et Insheim en Allemagne) ont favorisé le développement des recherches scientifiques dans ce domaine (Fuchs et Forster, 2010, 2014; Forster et al., 2006, 2010; Hartmann et al., 2005, 2008, Clauser 2006, 2014).

Dans ce contexte, la plateforme des Basses-Terres du Saint-Laurent (BTSL) fait l'objet d'études scientifiques visant la quantification du potentiel géothermique de ce bassin sédimentaire. Malgré leur grande échelle, les études faites sur l'ensemble de l'Amérique du nord ou du Canada ont été considérées longtemps comme les seules estimations connues des ressources géothermiques québécoises (dernièrement Grasby et al., 2011). À l'échelle provinciale, les travaux de Majorowicz et Minea (2012) représentent les premières études qui ont traité en détail du potentiel géothermique au Québec. Ils ont

démonstré l'existence des ressources géothermiques (conventionnelle ou non), au niveau du bassin des BTSL et dans le domaine appalachien. Les résultats présentés suggèrent une température $T > 120^\circ\text{C}$ dans plusieurs endroits du bassin à une profondeur de 4 km. Par ailleurs, Raymond et al. (2012) ont défini les détails d'une exploitation éventuelle : ils ont identifié le Groupe de Potsdam comme un possible réservoir géothermique conventionnel de basse température ($T > 80^\circ\text{C}$ à 3km) et le socle précambrien comme une cible potentielle pour les systèmes géothermiques ouvragés (EGS; Enhanced Geothermal System). Ils ont également identifié le rôle joué par certaines formations géologiques thermiquement isolantes (Utica, Sainte-Rosalie, Lorraine) quant au piégeage de la chaleur dans les formations sous-jacentes. Malgré la contribution originale de tels travaux, l'incertitude liée à l'analyse du potentiel géothermique des BTSL demeure élevée puisqu'une quantification des propriétés thermiques affectant les processus de transfert de chaleur dans le roc n'a pas été réalisée. L'objectif principal de notre travail est de fournir une évaluation en laboratoire des paramètres physiques d'intérêts, soit la conductivité et la capacité thermique. Cette étude vise ainsi à obtenir pour la première fois une caractérisation thermostratigraphique complète des BTSL.

2 CADRE GÉOLOGIQUE

Le bassin des BTSL est l'un des principaux domaines géologiques du Québec. Il est situé entre le Bouclier canadien, au nord, et le domaine des Appalaches, au sud. Il s'agit d'un vaste synclinal de direction NE-SO qui s'étale au sud de la province sur une superficie de 20 000 km² (Figure 1). Grâce aux ressources énergétiques qu'il renferme et à son étendue géographique englobant les principales agglomérations urbaines, le bassin des BTSL possède une importance socio-économique pour la province. De ce fait, il a été ciblé parmi les endroits propices pour accueillir un éventuel projet pilote visant la production d'électricité à partir de la géothermie profonde. Scientifiquement, le bassin des BTSL a fait l'objet de plusieurs études géologiques (Clark et Globensky, 1976 a, b, c; Globensky, 1987) portant essentiellement sur la lithologie et la subdivision stratigraphique du bassin. Globensky (1987) a divisé la colonne stratigraphique de ce bassin en neuf groupes (Figure 2).

Les trois groupes au sommet de la séquence sont ceux de Queenston, de Lorraine et de Sainte-Rosalie. Ce sont des unités silicoclastiques de l'Ordovicien supérieur formées essentiellement par des successions de shales (rouges ou noirs) et des grès ou des siltstones. Ensemble, ils peuvent cumuler une épaisseur totale qui peut dépasser facilement 1800 m. Minéralogiquement, l'illite représente l'élément dominant suivi du quartz et des feldspaths (Globensky, 1987).

Le Groupe d'Utica est composé de shales calcaires bien lités gris foncé à noir brunâtre. Les interlits sont constitués du siltstone dolomitique. Les analyses minéralogiques montrent une composition très riche en calcite (> 50%) puis en minéraux argileux.

Les Groupes de Trenton, de Black River et de Chazy sont les unités carbonatées du bassin. Ils présentent toutefois des passages dolomitiques, gréseux, conglomératiques ou argileux. De ce fait, la composition minéralogique de ces groupes est assez diversifiée aussi bien latéralement que verticalement (Globensky, 1987; Clark, 1964; Clark et Globensky, 1976c). Du point de vue pétrophysique, ces unités montrent une porosité moyenne de 0.88% et une perméabilité de 0.01 mD (Bédard et al., 2012).

Le Groupe de Beekmantown est représenté à la base par la Formation de Theresa (grès dolomitique) et au sommet par la Formation de Beauharnois (dolomie massive). La dolomite, le quartz et la calcite sont respectivement les principaux minéraux mis en évidence dans ce groupe. Le Beekmantown montre une porosité moyenne de l'ordre de 1.25 à 1.59% et une perméabilité entre 0.05 et 0.07 mD (Bédard et al., 2012).

Le Groupe de Potsdam est constitué de deux formations gréseuses : Covey Hill et Cairnside. Ce groupe est composé principalement par du quartz et d'autres minéraux accessoires comme la calcite, la dolomite et les feldspaths. C'est dans ces unités que la conductivité thermique la plus élevée du bassin a été enregistrée (Raymond et al., 2012). Le Potsdam est considéré aussi parmi les réservoirs potentiels avec une porosité et une perméabilité pouvant varier de 3.31 à 5.99% et de 0.12 à 8.89 mD, respectivement (TranNgoc et al., 2014).

Finalement, l'ensemble du bassin des BTSL repose en discordance sur le socle cristallin de Grenville. Les roches du socle contiennent beaucoup de minéraux feldspathiques et de quartz.

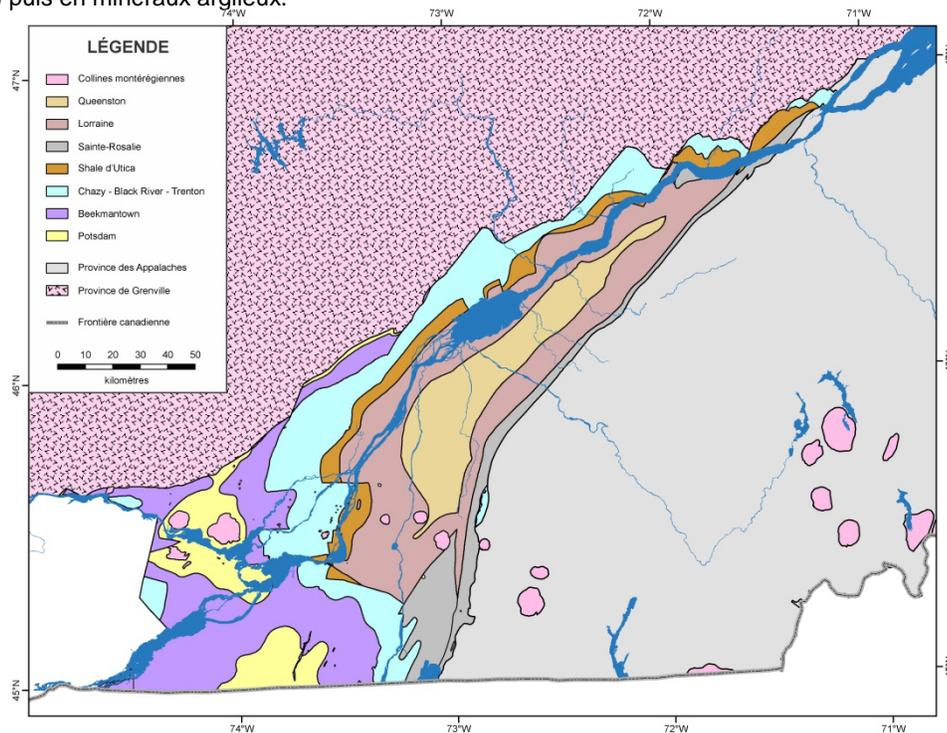


Figure 1: Carte géologique des BTSL d'après Globensky (1987).

		Groupe	Formation
ORDOVICIEN	S	Queenston	Bécanour
		Lorraine	Pontgravé
			Nicolet
	Sainte-Rosalie	Iberville	
		Sainte-Sabine/ Les Fonds	
	Utica		
	Trenton	Tétreauville/Neuville Montbail/Neuville Oueschambault Ouareau/Pont-Rouge	
	Black River	Pamela Louville Lévesque	
	Chazy	Laval	
	M	Beekmantown	Beauharnois
Thérèse			
C	Potsdam	Cairnside	
		Covey Hill	
		Socle du Grenville	

Figure 2: Colonne stratigraphique des BTSL, adoptée de Hofmann (1972), Globensky (1987), SaladHersi et al. (2003) et Comeau et al. (2004).

2 MÉTHODOLOGIE ET PRINCIPES DE BASE

Durant cette étude, l'évaluation des propriétés thermiques du bassin des BTSL a été faite sur des échantillons de surface. Les mesures ont été réalisées en laboratoire sauf pour certaines argiles de l'Utica qui montre un caractère friable qui rend ainsi l'échantillonnage difficile. Le choix d'exclure les mesures in situ est dicté par le fait que les agents météorologiques comme la température, le vent et l'humidité peuvent influencer considérablement les résultats. Par ailleurs, une campagne a été programmée pour échantillonner une collection représentative de toute la colonne stratigraphique du bassin des BTSL. Sur la cinquantaine d'échantillons ramassés, la conductivité thermique a été mesurée à l'aide d'une sonde à aiguille alors que la capacité thermique a été estimée grâce aux fractions minéralogiques décrites sur des lames minces.

2.1 Évaluation de la conductivité thermique :

La conductivité thermique est une propriété physique régissant la diffusion de la chaleur à l'état stationnaire. Elle définit la quantité de chaleur par unité de temps qui circule à travers une section transversale unitaire le long d'une unité de distance par unité de température (Clauser, 2014b). Cette grandeur peut être évaluée soit par des méthodes directes soit par des méthodes indirectes.

2.1.1 Méthode directe :

Pour la quantification directe de la conductivité thermique des échantillons, nous avons utilisé une technique de mesure appelée méthode de la sonde à aiguille. C'est une méthode standardisée sous la norme ASTM D5334. Elle consiste à insérer dans l'échantillon un élément chauffant que l'on suppose de longueur « infinie » et à analyser l'évolution de la température en fonction du temps. Dans notre cas, l'élément chauffant est une aiguille métallique d'un diamètre de 3.8 mm et d'une longueur de 60mm. L'enregistrement de la température se fait à l'interface échantillon/sonde. La conductivité thermique est déduite ensuite à partir de l'analyse du thermogramme (courbe de l'évolution de la température en fonction du temps). En effet, considérant un échantillon homogène et isotrope, la variation de la température à l'interface de l'aiguille en phase de chauffage peut être reproduite avec l'équation de la ligne-source infinie (Figures 3 et 4 et norme ASTM D5334-08):

$$\Delta T(R_s, t) = \frac{-q}{4\pi\lambda} Ei \left(\frac{-R_s^2}{4Dt} \right) \quad [1]$$

Où D ($m^2 s^{-1}$) est la diffusivité thermique, t est le temps (s), R_s (m) est le rayon de la sonde, q (Wm^{-1}) est la puissance injectée par unité de longueur et λ est la conductivité thermique ($Wm^{-1}K^{-1}$). Ei est l'intégrale exponentielle définie par :

$$Ei(x) = \int_{-\infty}^x \frac{e^t}{t} dt = \gamma + \ln(x) + x + o(x^2) \quad [2]$$

Où γ est la constante d'Euler. Développant l'équation 1 en série de Taylor-Young, on retrouve l'équation 3 (Rigacci, s.d) :

$$\Delta T(R_s, t) = \frac{q}{4\pi\lambda} \left[\ln\left(\frac{4Dt}{R_s^2} e^{\gamma}\right) + \frac{R_s^2}{4Dt} + o\left(\frac{R_s^4}{(4Dt)^2}\right) \right] \quad [3]$$

Pour des temps longs, le thermogramme présente une tendance asymptotique qui est évaluée selon une simplification de l'équation 3 :

$$\Delta T(t) = \frac{q}{4\pi\lambda} \ln(t) + \frac{q}{4\pi\lambda} \ln\left(\frac{4D}{R_s^2}\right) \quad [4]$$

Seule la partie asymptotique de la courbe de température en chauffage est utilisée pour déterminer la conductivité thermique. Ceci permet de minimiser l'effet de la résistance thermique au contact de l'aiguille sur le résultat final de mesure. Ainsi, pour chaque essai la pente de l'asymptote du thermogramme est ajustée avec la méthode des moindres carrés (Figure 4) et la conductivité thermique est déterminée selon la formule 5.

$$\lambda = \frac{q}{4\pi\alpha} \quad [5]$$

À noter que non seulement la courbe de chauffage peut être analysée, mais aussi la courbe de restitution de température. En effet, après un laps de temps t_1 , le chauffage est arrêté. La phase du refroidissement commence. Le retour de la température à l'équilibre est régi par l'équation suivante (norme ASTM D5334-08) :

$$\Delta T(R_s, t) = \frac{-q}{4\pi\lambda} \left[Ei\left(\frac{-R_s^2}{4Dt}\right) + Ei\left(\frac{-R_s^2}{4D(t-t_1)}\right) \right] \quad [6]$$

Suivant la même démarche appliquée sur l'équation 1, on arrive à exprimer aussi la valeur de la conductivité thermique pour la phase de restitution. De ce fait, la valeur de conductivité thermique attribuée sera une moyenne des valeurs déterminées pour chaque palier du thermogramme (Figure 3). L'appareil de mesure utilisé est capable de traiter numériquement les données recueillies dans les deux phases pour afficher enfin la valeur de la conductivité thermique. Cette valeur est corrigée ensuite par un coefficient de calibration déterminé par une mesure d'essai sur un étalon selon la norme ASTM D5334-08. Qualifiée d'une méthode en régime transitoire, les mesures réalisées grâce à cette technique ont une erreur relative de l'ordre de 10%. Certaines mesures ont été effectuées sur des échantillons saturés en eau lorsque les échantillons présentent une porosité apparente. D'autres mesures ont été réalisées sur une pâte formée d'eau et de roche réduite en poudre. Cette alternative a été utilisée pour les échantillons friables dans lesquels il est impossible de percer un trou, comme les shales. Seulement la conductivité thermique de la fraction solide est accessible avec cette technique. Rappelons enfin que toutes les mesures sont effectuées sous une température de 22 °C et sous une pression atmosphérique ambiante.

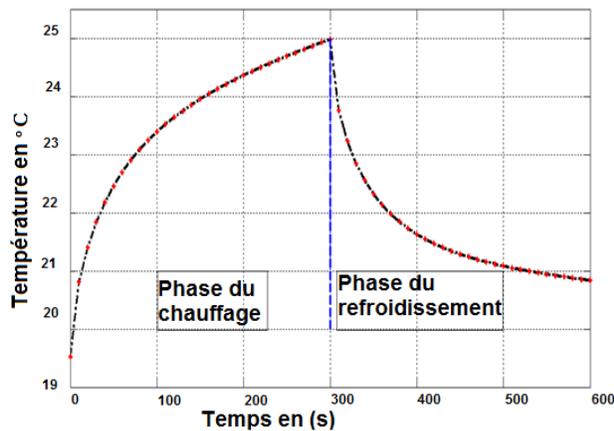


Figure 3: Thermogramme d'un essai de mesure avec la sonde à aiguille.

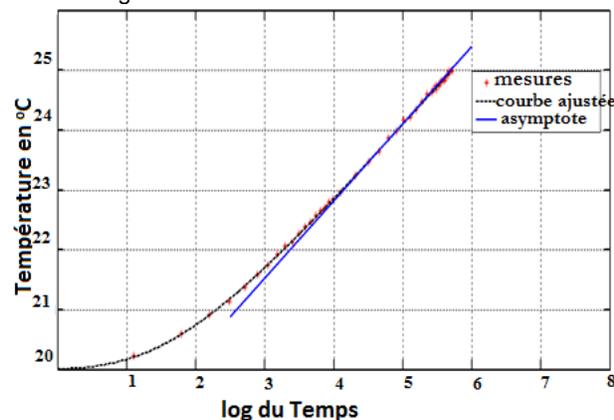


Figure 4: Détermination de la conductivité thermique à partir du thermogramme, cas de l'étalon, $\lambda=0.369\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$

2.1.2 Méthode indirecte :

Un calcul de la conductivité thermique selon la composition minéralogique et la porosité peut également être réalisé en identifiant les fractions et la nature des phases liquide et solide (Clauser, 2006). Cette alternative permet de donner un sens physique aux mesures attribuées aux échantillons tout en justifiant certaines valeurs extrêmes enregistrées. La fiabilité de cette méthode dépend de deux facteurs : la précision avec laquelle la minéralogie est déterminée et le choix de modèle adopté pour calculer la conductivité thermique. Pour notre projet, la minéralogie ainsi que la porosité de chaque échantillon ont été évaluées à partir d'observations microscopiques faites sur des lames minces. C'est une méthode relativement simple, rapide et peu coûteuse. En pratique, la minéralogie de chaque échantillon est réduite seulement aux teneurs des minéraux suivants : le quartz, la calcite, la dolomie, les minéraux argileux et les feldspaths. Concernant le modèle adopté pour calculer la conductivité thermique, une moyenne géométrique a été utilisée. C'est un modèle simple qui a montré une précision inférieure à 6%, surtout pour les structures où les pores communiquent bien (Clauser, 2014b). Mathématiquement, la prédiction de la conductivité thermique par une moyenne géométrique se fait selon :

$$\ln(\lambda) = \sum_{i=1}^n x_i \times \ln(\lambda_i) \quad [7]$$

où x_i et λ_i sont respectivement la fraction et la conductivité thermique de chaque composante (i) constituant l'échantillon. Les valeurs λ_i sont celles des minéraux à l'état pur. De ce fait, il y a une légère tendance à surestimer la conductivité thermique avec cette méthode.

2.2 Évaluation de la capacité thermique massique :

La capacité thermique massique (C_p en $\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) est la quantité de chaleur nécessaire pour élever la température d'un degré d'une masse unitaire de roche (Clauser, 2014a). C'est une grandeur extensive. C'est-à-dire qu'elle peut être déterminée par une moyenne arithmétique pondérée entre les différentes phases solide et liquide du roc (Waples, 2004):

$$iC_p = \frac{\rho_{sd} C_{p_{sd}} (1 - \phi) + \rho_w C_{p_w} \phi}{\rho_{rock}} \quad [8]$$

où $C_{p_{sd}}$ et C_{p_w} ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) sont, respectivement, les capacités thermiques des phases solide et liquide (eau), ρ_{sd} , ρ_w et ρ_{rock} (gcm^{-3}) sont les masses volumiques du squelette solide, de l'eau et de la roche et ϕ est la porosité.

À son tour, la capacité thermique de la phase solide peut être déterminée par une moyenne arithmétique des différents minéraux constituant la roche (équation 9).

$$C_{p_{sd}} = \sum_{i=1}^n x_i \times C_{p_i} \quad [9]$$

Dans l'équation 9, C_{p_i} ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$) est la capacité thermique de chaque minéral (i) constituant la roche (Waples,

2004) La fraction de chaque minéral a été déterminée à partir des observations faites sur des lames minces.

3 RÉSULTATS

3.1 Conductivité thermique

3.1.1 Répartition géographique de la conductivité thermique

Les conductivités thermiques déterminées en laboratoire sur un ensemble de 46 échantillons montrent des valeurs allant de $2 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ jusqu'à $6.9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Spatialement, la conductivité thermique est corrélée localement aux unités géologiques (Figure 5). La première conséquence de cette corrélation est la répartition non uniforme de la conductivité thermique: les valeurs les plus élevées sont

localisées principalement vers le sud-ouest où des déformations gréseuses affleurent en surface. Le reste de l'étendue géographique du bassin des BTSL montre des valeurs de conductivité modérées.

La deuxième conséquence de cette corrélation est la variation rapide de la conductivité thermique sur des courtes distances. Cet effet est plus remarquable de part et d'autre de l'axe du synclinal, aux extrémités des flancs. En effet, en fonction du pendage des couches, les formations seront plus étroites engendrant un changement plus rapide en surface de la lithologie ainsi qu'une variation de la conductivité thermique.

La direction NE-SO des formations parallèlement à l'axe du synclinal induit aussi une sorte d'anisotropie spatiale: la conductivité thermique varie plus selon la direction NO-SE que selon celle NE-SO.

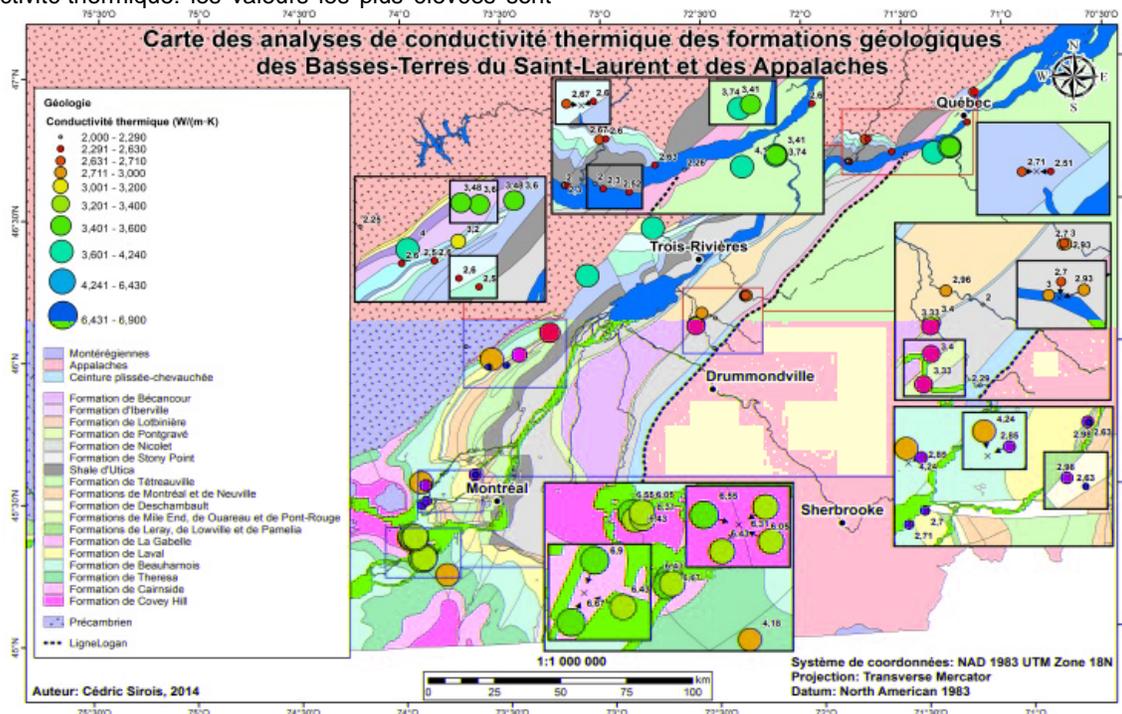


Figure 5: Répartition géographique de la conductivité thermique selon Cirois et al. (2015).

3.1.2 Conductivité thermique par groupe

Les tableaux 1 et 2 montrent la conductivité thermique moyenne par groupe estimée avec les deux méthodes présentées. Lors des estimations indirectes des conductivités thermiques, les valeurs λ_i sont prises pour des minéraux à l'état pur. De ce fait, il y a une légère tendance à surestimer la conductivité thermique avec l'approche indirecte.

La conductivité thermique la plus élevée est enregistrée pour le Groupe de Potsdam, soit $5.9 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Cette valeur relativement haute peut être expliquée par une minéralogie dominée par le quartz (jusqu'à 95%): un minéral qui présente une conductivité thermique de 7.6

$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (Serra, 1984), la plus élevée comparée aux autres minéraux.

D'autre part, le Groupe d'Utica se présente comme le groupe le plus isolant. Une valeur de $2.36 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ est enregistrée pour la fraction solide de ce groupe. En réalité, il faut envisager une conductivité thermique beaucoup plus faible dans les mesures où la fraction liquide sera prise en compte. Des mesures in situ confirment cet effet. Cette conductivité thermique faible est expliquée d'une part par la présence des minéraux argileux de faible conductivité thermique (Serra, 1984; Brigaud et Vasseur, 1989) au niveau du squelette solide et d'autre part par la porosité élevée.

Les autres groupes, soit Lorraine, Sainte-Rosalie, Chazy, Black River et Trenton, montrent des conductivités thermiques modérées allant de 2.37 à $2.78 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. C'est

le résultat d'une minéralogie faisant intervenir une combinaison de minéraux de faible et de haute conductivité thermique. Seul le Groupe de Beekmantown enregistre une moyenne qui dépasse $3.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. C'est la dolomite, un minéral à conductivité relativement élevée ($5.4 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (Fertl et Frost, 1980; Schon, 1996) qui en est la cause.

Concernant le socle cristallin, les échantillons analysés le présentent aussi comme un matériel avec une conductivité thermique faible dont la moyenne est $2.5 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$. Les observations microscopiques témoignent que la présence de minéraux feldspathiques en est l'origine (Serra, 1984; Brigaud et Vasseur, 1989). Toutefois, les quatre échantillons de socle disponibles pour cette étude ne sont pas suffisants pour évaluer la variabilité de la conductivité thermique des différentes formations du Grenville.

Il faut mentionner que des signes d'anisotropie ont été démontrés sur certains échantillons. En effet, en mesurant la conductivité suivant des directions différentes, on a mis en évidence dans certains cas une variation directionnelle de la conductivité thermique. Cette anisotropie a été remarquée surtout pour des échantillons provenant du Groupe de Potsdam. La conductivité thermique mesurée perpendiculairement au plan de stratification est supérieure à celle mesurée parallèlement au litage. Une différence maximum de 20% est enregistré.

Tableau 1. Conductivités thermiques mesurées ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)

Groupe	N d'éch ¹	Moyenne	Maximum	Minimum
Lorraine	7	2.37	2.96	1.91
Sainte Rosalie	4	2.78	4.1	2.26
Utica ²	4	2.36	2.69	1.93
Ch.-B.R.-Tr. ³	12	2.71	2.98	2.22
Beekmantown	9	3.56	4.24	2.7
Potsdam	7	5.91	6.9	4.77
Grenville	4	2.40	2.71	2.22

1-Nombre d'échantillons

2-Chazy-Black River-Trenton

3-Mesure faite sur la fraction solide seulement

Tableau 2. Conductivités thermiques estimées ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$)

Groupe	Moyenne	Maximum	Minimum
Lorraine	2.91	3.01	2.91
Sainte Rosalie	3.19	4.25	2.13
Utica	2.67	2.49	2.85
Ch.-B.R.-Tr. ¹	2.9	3.21	2.58
Beekmantown	3.99	5.05	3.07
Potsdam	6.14	6.96	5.85
Grenville	2.50	2.78	2.29

1-Chazy-Black River-Trenton

3.2 Capacité thermique :

Le tableau 3 montre les capacités thermiques massiques moyennes évaluées pour chaque groupe. À noter que ces estimations semi-quantitatives ont été réalisées pour une température de $20 \text{ }^\circ\text{C}$ et sous une pression atmosphérique ambiante. La capacité thermique de l'ensemble des échantillons varie entre $730 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ et $900 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$. La plage de variation de la capacité thermique

est de 22 %, ce qui est plus étroit que celle de la conductivité thermique, soit 71 %. Cet effet s'explique par la faible variabilité de la capacité thermique des minéraux et par l'influence de la fraction liquide sur la capacité thermique globale d'une roche. En effet, l'eau qui présente une capacité thermique 4 à 6 fois plus élevée qu'un minéral tend à limiter les variations de capacité thermique des roches, surtout pour celles qui ont une porosité semblable.

Pour la capacité thermique, les valeurs élevées sont estimées cette fois pour les groupes de Lorraine, Sainte-Rosalie, Utica, Chazy, Trenton, Black River et de Beekmantown. Ceci est expliqué par de fortes teneurs en eau pour les trois premiers groupes et par l'importance de la capacité thermique des solides pour les quatre derniers groupes.

D'autre part, la capacité thermique la plus faible a été estimée pour le socle de Grenville. Une fraction solide dominée par les minéraux feldspathiques et la très faible porosité sont les principales explications avancées. Le Groupe de Potsdam se présente entre les deux catégories précédentes : le squelette des solides possède une basse capacité thermique alors que la porosité affecte la capacité thermique totale de la roche ayant des valeurs moyennes.

Tableau 3. Capacité thermique massique ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)

Groupe	Moyenne	Maximum	Minimum
Lorraine	866	869	865
Sainte Rosalie	821	847	796
Utica	834 ²	839 ²	829 ²
Ch.-B.R.-Tr. ¹	851	884	830
Beekmantown	857	917	829
Potsdam	809	863	776
Grenville	734	744	732

1-Chazy-Black River-Trenton

3.3 Diffusivité thermique :

La diffusivité thermique (D) est une propriété physique gouvernant la diffusion transitoire de chaleur. Elle est définie par le rapport de la conductivité thermique et de la capacité thermique (Clauser, 2014b). C'est un paramètre qui permet de relier ainsi les deux paramètres précédents. La diffusivité thermique est une propriété intéressante à déterminer puisqu'elle décrit la rapidité avec laquelle se propage la chaleur dans le sous-sol. Pour l'évaluation de la diffusivité thermique, les conductivités thermiques mesurées ont été utilisées. Elles se révèlent plus précises que celle déterminées avec l'approche indirecte.

Pour le cas du bassin des BTSL, le tableau 4 montre que le Groupe de Potsdam a une diffusivité thermique plus élevée. Sa conductivité thermique importante combinée à sa capacité thermique modérée résulte en une diffusivité de l'ordre de $3 \text{ mm}^2\text{s}^{-1}$. Les autres groupes montrent des diffusivités thermiques modérées. Des valeurs de $1.2 \text{ mm}^2\text{s}^{-1}$ à $1.7 \text{ mm}^2\text{s}^{-1}$ sont enregistrées.

Tableau 4. Diffusivité thermique(mm^2s^{-1})

Groupe	Moyenne	Maximum	Minimum
Lorraine	1.12	1.92	0.97
Ste Rosalie	1.2	1.24	1.12
Utica	1.00	1.26	0.87
Ch.-B.R.-Tr.1	1.15	1.28	0.96
Beekmantown	1.53	1.85	1.20
Potsdam	3.02	3.38	2.69
Grenville	1.25	1.36	1.13

1-Chazy-Black River-Trenton

4 DISCUSSION ET CONCLUSION

Une évaluation des propriétés thermiques du bassin des BTSL à partir des échantillons de surface a été réalisée. La conductivité thermique a été mesurée en laboratoire avec une sonde à aiguille alors que la capacité thermique massique a été estimée d'une façon semi-quantitative à l'aide de descriptions minéralogiques.

Les résultats dégagés de cette étude se présentent sous forme d'une analyse détaillée des propriétés thermiques de chaque groupe. Ceci permettra de réduire l'incertitude lors de l'évaluation du potentiel géothermique du bassin des BTSL.

Les conductivités thermiques les plus élevées ont été enregistrées pour les groupes de Potsdam et de Beekmantown. On envisage au sein de ces unités un bon échange thermique et un gradient de température faible. En revanche, le caractère isolant des couches superficielles du bassin (Lorraine, Sainte-Rosalie et Utica) combiné aux épaisseurs importantes qu'elles peuvent cumuler pourrait former une couverture thermique. En présence d'un flux de chaleur donné, l'accroissement de température avec la profondeur sera plus important dans ces unités.

D'autre part, l'ensemble du bassin montre des capacités thermiques semblables. Les ressources géothermiques probables pour chaque unité seront principalement affectées par la température et le volume des réservoirs considérés. Les profondeurs auxquelles se situe chaque couche seront ainsi un facteur déterminant pour l'évaluation des ressources en place.

Des études supplémentaires peuvent être envisagées pour améliorer l'évaluation des propriétés thermiques. La méthode des barres divisées qui se révèle plus exacte que la méthode de la sonde à aiguille pourrait permettre d'obtenir des valeurs additionnelles de la conductivité thermique. Des mesures faites sur des carottes nous donneraient des données en profondeur pour mieux évaluer la répartition des propriétés thermiques dans un milieu tridimensionnel. Enfin, les analyses diagraphiques des sondages dans le bassin des BTSL pourraient être utilisées pour quantifier les variations verticales des paramètres thermiques et obtenir une stratigraphie thermique plus fine.

REFERENCES:

- ASTM International (2008). Standard Test Method for Determination of Thermal Conductivity of Soil and Soft Rock by Thermal Needle Probe Procedure. ASTM D5334-08. 100 Barr Harbor Drive, PO Box C700, West Conshohocken, PA 19428-2959, United States
- Bédard, K., Comeau, F.-A. et Malo, M. 2012. Capacité effective de stockage géologique du CO₂ dans le bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. Institut national de la recherche scientifique - Centre Eau Terre Environnement, INRSCO2-2012-V3.1, Québec, Québec, Canada, 21 pp, Available on the Internet:
- Brigaud, F. et Vasseur, G. 1989. Mineralogy, porosity and fluid control on thermal conductivity of sedimentary rocks, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 27(2): A77.
- Cirois, C., Raymond, J., Nasr, M., et Malo, M. 2015. Mapping the geexchange potential of the St. Lawrence Lowlands from thermal conductivity measurements of rock samples. Réunion conjointe, AGC-AGU-AMC-UGC, Montréal.
- Clark, T.H. et Globensky, Y. 1976a. Rapport géologique - Région de Sorel. Ministère des richesses naturelles - Direction générale des mines, Québec. RG-155. 64 pages.
- Clark, T.H. et Globensky, Y. 1976b. Rapport géologique - Région de Verchères. Ministère des richesses naturelles - Direction générale des mines, Québec. RG-190. 64 pages.
- Clark T.H. 1964. Région de Yamaska-Aston. Rapport Géologique RG 102. MRNF. 209 p.
- Clarke, J.M. et Schubert, C. 1899. The nomenclature of the New York series of geological formations. *Science*. 10 (259): 874-878,
- Clauser, C. 2006. Geothermal energy. In: Heinloth, K. (ed.), Landolt-Börnstein, Group VII: Advanced Materials and Technologies, Vol. 3: Energy Technologies, Subvol. C: Renewable Energies, Springer Verlag, Heidelberg Berlin, p 493-604.
- Clauser, C. 2014a. THERMAL STORAGE AND TRANSPORT PROPERTIES OF ROCKS, I: HEAT CAPACITY AND LATENT HEAT. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, 1423-1431.
- Clauser, C. 2014b. THERMAL STORAGE AND TRANSPORT PROPERTIES OF ROCKS, II: THERMAL CONDUCTIVITY AND DIFFUSIVITY. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, 1431-1449.
- Comeau, F.-A, Kirkwood, D., Malo, M., Asselin, E. et Bertrand, R. 2004. Taconian mélanges in the parautochthonous zone of the Quebec Appalachians revisited: implications for foreland basin and thrust belt evolution. *Canadian Journal of earth sciences*. 41 (12): 1473-1490,
- Fertl, W.H. et Frost, E. Jr. 1980. Evaluation of shaly clastic reservoir rocks. *J. Petrol. Tech.* 32(9): 1641-1646.
- Forster, A. et al. 2006. Baseline characterization of the CO₂SINK geological storage site at Ketzin, Germany. *Environ. Geosci.* 13(3): 145-161.
- Forster, A. et al. 2010. Reservoir characterization of a CO₂ storage aquifer: the Upper Triassic Stuttgart formation in the Northeast German Basin. *Mar. Petrol. Geol.* 27(10): 2156-2172.

- Fuchs, S. et Forster, A. 2010. Rock thermal conductivity of Mesozoic geothermal aquifers in the Northeast German Basin. *Chem. Erde- Geochem.*, 70(S3) : 1322.
- Globensky, Y. 1987. *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Québec, Canada. MM 85-02. 63 pages
- Grasby, S.E., Allen, D.M., Chen, Z., Ferguson, G., Jessop, A.M., Kelman, M., Ko, M., Majorowicz, J., Moore, M., Raymond, J. et Therrien, R. 2011. Geothermal energy resource potential of Canada, GSC, 6914, 322p.
- Hartmann, A., Rath, V. et Clauser, C. 2005. Thermal conductivity from core and well log data. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 42(7–8): 1042–1055.
- Hartmann, A., Pechinig, R. et Clauser, C. 2008. Petrophysical analysis of regional-scale thermal properties for improved simulations of geothermal installations and basin-scale heat and fluid flow. *Int. J. Earth Sci.*, 97(2):421–433
- Hofmann, H.J. 1972. stratigraphy of the Montreal Area. Geological Survey of Canada. 68p.
- Majorowicz, J. A. et Minea, V. 2012. Geothermal energy potential in the St-Lawrence River area, Quebec. *Geothermics* 43: 25-36.
- Majorowicz, J. A. et Minea, V. 2015. Geological, Economical and Environmental Assessment of Combined Geothermal Power and Heat Generation in Québec, Canada. Proceedings World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia,
- Raymond, J., Malo, M., Comeau, F.A., Bédard, K., Lefebvre, R. et Therrien, R. 2012. Assessing the geothermal potential of the St. Lawrence sedimentary basin in Québec, Canada. International Association of Hydrogeologists, Niagara Falls, Ontario, 8 p.
- Rigacci, A., s.d. La mesure de conductivité thermique à travers l'exemple des super-isolants de type aérogels (PDF). École des mines de Paris. centre énergétique et procédés. Paris, France. Tiré de http://www.materiatech-carma.net/html/pdf/clubmat32_CEP-ENSMP.pdf
- Salad Hersi, O., Lavoie, D. et Nowlan, G.S. 2003. Reappraisal of the Beekmantown Group sedimentology and stratigraphy, Montréal area, southwestern Quebec: implications for understanding the depositional evolution of the margin of eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences.*, 40 (2): 149-176
- Schon, J.-H. 1996. Physical properties of rocks, fundamentals and principles of petrophysics, in Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration. 18: 583. eds Helbig, K. & Treitel, S., Pergamon.
- Serra, O. 1984. Fundamentals of Well-Log Interpretation—The Acquisition of Logging Data, Elsevier.
- Tran Ngoc, T.D., Lefebvre, R., Konstantinovskaya, E. et Malo, M. 2014. Characterization of deep saline aquifers in the Bécancour area, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada: Implications for CO2 geological storage. *Environnemental Earth Sciences*. 72(1): 119-146.
- Waples, D.W. et Waples, J.S. 2004. Review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rocks, Minerals, and Subsurface Fluids. Part 1: Minerals and Nonporous Rocks. *Natural Resources Research*, 13(2): June 2004.
- Waples, D.W. et Waples, J.S. 2004. A Review and Evaluation of Specific Heat Capacities of Rocks, Minerals, and Subsurface Fluids. Part 2: Fluids and Porous Rocks. *Natural Resources Research*, 13(2): June 2004.