

**RESSOURCES ÉNERGÉTIQUES DES  
BASSINS SÉDIMENTAIRES**

GRUPE DE RECHERCHE



**Évaluation des ressources géothermiques  
des Îles-de-la-Madeleine**

RAPPORT FINAL

Par

**Hubert Langevin**

**Félix-Antoine Comeau**

**Jasmin Raymond**

**Michel Malo**

**24 juillet 2019 – Québec**

**Document scientifique et technique I410**



## **Remerciements**

De sincères remerciements sont dédiés à toute l'équipe de l'INRS travaillant en géothermie, à l'équipe de Mines Seleine, à la Municipalité des Îles-de-la-Madeleine, dont Jean-Michel Leblanc qui a commenté les travaux, ainsi qu'au personnel de la carothèque du Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles qui nous a reçus chaleureusement. Cette étude a été financée par les Fonds de recherche du Québec – nature et technologies dans le cadre du programme Projet de recherche en équipe.



## Résumé

En raison de son isolement avec le reste de la province, l'archipel des Îles-de-la-Madeleine doit produire, de façon autonome, l'électricité et la chaleur nécessaire pour ses habitants en consommant des combustibles fossiles. La présente étude a pour objectif d'évaluer les ressources géothermiques contenues dans le sous-sol et ainsi, évaluer leur faisabilité d'exploitation en vue de réduire les émissions de gaz à effet de serre de la centrale thermique. Afin d'évaluer adéquatement ces ressources, il est nécessaire de connaître la température du sous-sol de l'archipel à plusieurs kilomètres de profondeur, laquelle est affectée par les variations que peut subir la conductivité thermique du roc en profondeur. À la suite d'une campagne d'échantillonnage, les propriétés thermiques des différentes lithologies présentes en surface et en profondeur ont été analysées en laboratoire. Le flux de chaleur terrestre représentatif de la région a été déterminé en fonction de mesures de température d'anciens puits d'exploration pétrolière et gazière. La propagation de chaleur a ensuite été analysée numériquement en deux dimensions afin d'identifier les endroits potentiels pour l'exploitation de systèmes géothermiques. En raison de la présence de dômes de sel aux Îles-de-la-Madeleine, il y a un contraste de conductivité thermique important entre l'halite ( $7 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ), composante principale des dômes de sel, et les roches sédimentaires ( $2 \text{ à } 3 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) bordant ces dômes. Cette géométrie crée une hausse du gradient géothermique au-dessus des dômes de sel, qui est toutefois atténuée par l'effet de la température et de la pression sur la conductivité thermique du roc en profondeur. Le gradient géothermique peut alors atteindre  $42 \text{ °C km}^{-1}$  à 850 m de profondeur ou encore  $60 \text{ °C km}^{-1}$ , mais pour une distance verticale limitée à moins de 200 m. Ces hausses du gradient géothermique pourraient être exploitées dans le but de diversifier l'approvisionnement énergétique de l'archipel.



## Table des matières

Remerciements.....	ii
Résumé.....	iv
Liste des figures .....	ix
Liste des tableaux.....	x
Liste des symboles .....	xii
1. Introduction.....	1
1.1 Mise en contexte.....	1
1.2 Problématique.....	1
1.3 Objectifs du projet.....	2
2. Stratigraphie du bassin de Madeleine .....	2
2.1 Groupe de Horton .....	2
2.2 Groupe de Windsor.....	3
2.2.1 Formation de Havre-aux-Maisons .....	3
2.2.2 Formation de Cap-au-Diable .....	3
2.3 Groupe de Riversdale .....	4
2.4 Groupe de Pictou .....	4
2.5 Formation de Cap-aux-Meules .....	4
2.5.1 Membre de l'Étang-du-Nord .....	4
2.5.2 Membre de l'Étang-des-Caps .....	4
3 Méthodologie .....	4
3.1 Température en profondeur.....	4
3.2 Données de porosité .....	5
3.2.1 Mesures en laboratoire avec le perméamètre et porosimètre combiné (AP-608 de Coretest Systems) .....	5
3.2.2 Mesures en forage.....	5
3.2.3 Évaluation de l'impact de la pression.....	6
3.3 Propriétés thermiques du roc.....	6
3.3.1 Évaluation de la conductivité thermique des unités géologiques saturées .....	6
3.3.2 Évaluation de l'impact de la température .....	7
3.3.3 Calcul de la conductivité thermique selon la profondeur .....	7
3.4 Génération de chaleur interne .....	7
3.4.1 Diagraphies.....	8

3.4.2 Revue de la littérature.....	8
3.5 Flux de chaleur terrestre.....	8
3.5.1 Gradient géothermique.....	8
3.5.2 Évaluation du flux de chaleur dans chaque puits .....	8
.....	9
3.6 Simulation de la température du roc en profondeur.....	9
3.6.1 Simulation de la température en 1D.....	9
3.6.2 Simulation de la température en 2D.....	9
4. Résultats.....	10
4.1 Porosité.....	10
4.2 Génération de chaleur interne .....	10
4.3 Conductivité thermique.....	10
4.4 Comparaison de la simulation de la température avec et sans variation des propriétés thermiques et hydrauliques.....	11
4.5 Simulation de la température en 2D.....	12
5. Discussion.....	13
6. Recommandations.....	14
7. Conclusion .....	15
Références.....	16
ANNEXE A- Lithostratigraphie détaillée des Îles-de-la-Madeleine .....	19
.....	21
ANNEXE B – Cartes géologiques et affleurements.....	23
ANNEXE C – Photos des appareils techniques utilisés .....	27
ANNEXE D – Résultats des mesures de propriétés thermiques.....	33
ANNEXE E – Calibration de la simulation de la décroissance de la porosité .....	39
ANNEXE F – Calcul des températures et flux de chaleur.....	47
ANNEXE G – Profil de température dans les puits pétroliers et dans le puits de surface ETANG2.....	51



## Liste des figures

Figure 1: Réseau de chaleur urbain avec source d'énergie géothermique. Tiré de Géothermie perspectives ( <a href="http://www.geothermie-perspectives.fr">http://www.geothermie-perspectives.fr</a> ) .....	1
Figure 2: Fonctionnement d'un système de chauffage au diesel. Tiré de Conseils thermiques ( <a href="https://conseils-thermiques.org">https://conseils-thermiques.org</a> ).....	1
Figure 3: Distribution du flux de chaleur en surface dans l'Est du Canada. Tiré de Majorowicz et Minea (2015). .....	2
Figure 4: Évolution de la température en surface selon Tarasov et Peltier (2007), incluant la tendance inférée à Sept-Îles. ....	5
Figure 6: Coupe géologique schématique tirée de Brisebois (1981) présentant les unités géologiques des Îles-de-la-Madeleine ainsi que les profils de température extraits des simulations numériques du modèle en 2D. ....	9
Figure 5: Maillage triangulaire établi dans le modèle numérique. ....	9
Figure 7: Comparaison des profils de température simulés en une dimension selon deux scénarios.....	11
Figure 10: Gradient géothermique simulé selon une conductivité thermique dépendant de la température et de la pression.....	12
Figure 9: Simulation de la température de l'archipel selon une conductivité thermique dépendante de la température et de la pression.....	12
Figure 8: Conductivité thermique calculée selon la variation de la température et de la pression dans le modèle numérique. ....	12
Figure 11: Profils de température et comparaison du gradient géothermique au-dessus des couches de sel. ....	13
Figure 12: Profil de température et comparaison du gradient géothermique au-dessus de dômes de sel à des profondeurs superficielles. ....	13
Figure 13: Diagramme de Lindal montrant les différentes utilisations des ressources géothermiques selon la température.....	14
Figure 14: Colonne stratigraphique entre les diapirs de sel à gauche. À droite, colonne stratigraphique représentant les diapirs de sel des Îles-de-la-Madeleine.....	21
Figure 15: Carte géologique de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine avec les affleurements et les puits d'observation visités.....	25
Figure 16: Carte géologique présentant le positionnement des puits pétroliers et gaziers autour de l'archipel.....	26
Figure 17: Composantes du TCScan de LGM Lippmann. ....	29
Figure 18: Échantillon d'halite blanche pure à 95% sur le TCScan de LGM Lippmann. ....	29
Figure 19: Échantillon d'halite impure avec sylvite et argiles sur le TCScan de LGM Lippmann. ....	30
Figure 20: Compteur de flux de chaleur FOX50 ouvert avec un échantillon de sel.....	30
Figure 21: Porosimètre et perméamètre de Coretest systems. ....	31
Figure 22: Échantillon d'halite sur la partie inférieure du réceptacle du porosimètre et perméamètre de Coretest systems. ....	31
Figure 24: Comparaisons entre les valeurs théoriques et mesurées de la décroissance en fonction de la pression dans le Membre de l'Étang-du-Nord. ....	41

Figure 23: Comparaisons entre les valeurs théoriques et mesurées de la décroissance en fonction de la pression dans le Membre de l'Étang-des-Caps. ....	41
Figure 25: Différence de la conductivité thermique globale pour des échantillons secs et saturés en eau. ....	42
Figure 26: Relation inversement proportionnelle entre la porosité et la conductivité thermique d'un échantillon de sel en conditions saturées en eau. ....	43
Figure 27: Relation de la conductivité thermique de la halite pure à 95% en fonction de la température. ....	44
Figure 28: Relation de la conductivité thermique de la halite impure mélangée à de la sylvite et de l'argile en fonction de la température. ....	45
Figure 29: Profil de température du puits BRION ISLAND No.1 comparant la température interpolée dans le puits au modèle numérique. ....	53
Figure 30: Profil de température du puits SHELL SOQUIP AMOCO BRADELLE L-49. ....	54
Figure 31: Profil de température du puits CAP-ROUGE F-52. ....	55
Figure 32: Profil de température du puits CABLEHEAD E-95. ....	56
Figure 33: Profil de température du puits BEATON POINT F-70. ....	56
Figure 34: Profil de température du puits EASTPOINT E-47. ....	56
Figure 35: Profil de température du puits EASTPOINT E-49. ....	56

### Liste des tableaux

Tableau 1: Facteurs de compaction des unités géologiques. ....	6
Tableau 2: Coefficient de correction de la conductivité thermique en fonction de la température (Vosteen et Schellschmidt, 2003). ....	7
Tableau 3: Production de chaleur interne selon le type de roc (Pasquale et al. [2017] et de Khutorskoi et al. [2010]). ....	8
Tableau 4: Porosité moyenne des lithologies selon les analyses de laboratoire sans pression de confinement et les essais inventoriés en forage. ....	10
Tableau 5: Production de chaleur interne des unités géologiques selon l'analyse des diagraphies. ....	10
Tableau 6: Valeurs calculées de la conductivité thermique des unités géologiques en condition saturée sous pression et température ambiante. ....	10
Tableau 7: Tableau de la conductivité thermique des échantillons en condition sèche. ....	35
Tableau 8: Comparaisons entre les conductivités thermiques mesurées au TCScan et au FOX50 en condition sèche ou saturée. ....	38
Tableau 9: Correction des températures en fond de puits. Calcul du flux de chaleur associé à chacun de ces puits. ....	49



## Liste des symboles

Symboles	Nom	Unité
$A$	Production de chaleur interne	$\mu\text{W m}^{-3}$
$B$	Facteur de compaction	$\text{m}^{-1}$
$erf$	Fonction d'erreur	-
$f$	Facteur de correction adimensionnel	-
$GR$	Mesure de la diagraphie du rayonnement gamma naturel	API
$Q$	Flux de chaleur	$\text{mW m}^{-2}$
$t$	Temps	s
$T$	Température	$^{\circ}\text{C}$ ou K
$\Delta T$	Différence de température	$^{\circ}\text{C}$
$\nabla T$	Gradient thermique	$^{\circ}\text{C m}^{-1}$
$TCS$	Temps depuis la fin de la circulation de la boue de forage	h
$z$	Profondeur	m
Lettres grecques	Nom	Unité
$\alpha$	Diffusivité thermique	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
$\lambda$	Conductivité thermique	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
$\Delta\lambda$	Différence de conductivité thermique	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
$\theta$	Porosité de la roche	-

Indices	Nom
$BHT$	Mesure de température en fond de puits ( <i>bottom-hole temperature</i> )
$DST$	Essai de pression aux tiges ( <i>drill stem test</i> )
$eff$	Paramètre effectif représentant le comportement moyen d'un paramètre à une certaine échelle
$fluide$	Paramètre d'un fluide
$globale saturée$	Paramètre global en condition saturée en eau
$globale sèche$	Paramètre global en condition saturée en air
$i$	Variation moyenne entre la température d'une période glaciaire et de la température actuelle
$in situ$	Condition du milieu naturel
$matrice estimée$	Paramètre de la matrice rocheuse
$matrice calculée$	Paramètre de la matrice rocheuse calculé
$s$	Paramètre à la surface
$z$	Profondeur $z$
$0$	Paramètre à l'état initial
$0^{\circ}\text{C}$	Paramètre correspondant à une température de $0^{\circ}\text{C}$
$1$	Fin de la période glaciaire
$2$	Début de la période glaciaire
$25^{\circ}\text{C}$	Paramètre correspondant à une température de $25^{\circ}\text{C}$

Unité	Nom
API	Rayonnement gamma naturel – American Petroleum Institute
$^{\circ}\text{C}$	Degré Celsius
h	Heure
K	Kelvin
km	Kilomètre

m	Mètre
mW	Milliwatt
s	Seconde
W	Watt
$\mu$ W	Microwatt

# 1. Introduction

## 1.1 Mise en contexte

La Municipalité des Îles-de-la-Madeleine désire trouver de nouvelles alternatives pour transiger vers les énergies renouvelables et ainsi, réduire les émissions de gaz à effet de serre (GES) de l'archipel produite par sa centrale thermique. Toutefois, cette centrale reste un moteur économique important pour la communauté en étant un employeur de choix pour les travailleurs de la région. Contrairement à l'énergie solaire et l'éolien, l'énergie géothermique utilise des systèmes d'exploitation thermiques dont les applications sont similaires à ceux des centrales au diesel. L'exploitation des ressources géothermiques pourrait ainsi contribuer à maintenir des emplois locaux liés au domaine de l'énergie. En effet, divers types de systèmes géothermiques peuvent être localement exploités selon le cadre géologique et les besoins énergétiques (Figure 1 et Figure 2).

De par son histoire géologique, le sous-sol des Îles-de-la-Madeleine est constitué de plusieurs dômes de sel, nommés diapirs, ayant des épaisseurs variant de moins d'un kilomètre jusqu'à 5 km. Le sel est un minéral conduisant mieux la chaleur que les roches bordant les diapirs. Dans la croûte terrestre, cette chaleur provient de la désintégration des éléments radioactifs contenus dans le roc et dans le manteau terrestre pouvant ainsi provoquer une hausse locale du gradient géothermique à la rencontre de ces dômes. De plus, ces îles présentent un potentiel puisqu'elles sont situées dans l'Est du Canada, une région reconnue pour avoir un flux de chaleur plus élevé que la moyenne du territoire continental le bordant à l'ouest, soit la province de Québec. Malgré le potentiel géothermique de ce secteur, un faible nombre de travaux ont été réalisés à ce sujet, dont une seule étude à l'échelle régionale par Majorowicz et Minea (2015).

## 1.2 Problématique

L'énergie géothermique représente une source non intermittente indépendante des conditions atmosphériques pouvant être facilement intégrée à des microréseaux. Cette énergie est exploitée par le biais de forages pour capter l'eau souterraine réchauffée naturellement en profondeur par la chaleur produite du manteau terrestre. Cependant, il est nécessaire de bien caractériser le sous-sol pour évaluer le potentiel des ressources et assurer le bon fonctionnement des systèmes.

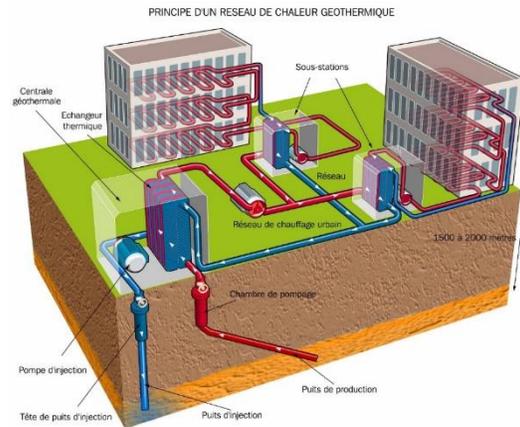


Figure 1: Réseau de chaleur urbain avec source d'énergie géothermique. Tiré de *Géothermie perspectives* (<http://www.geothermie-perspectives.fr>)

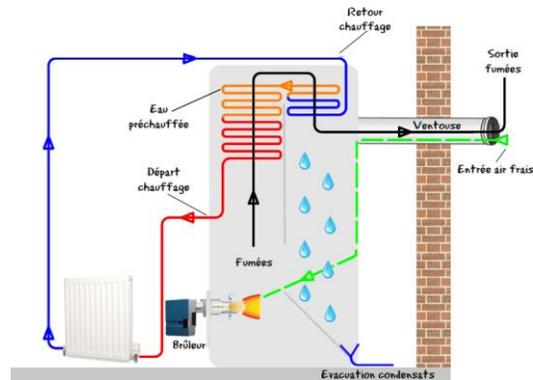


Figure 2: Fonctionnement d'un système de chauffage au diesel. Tiré de *Conseils thermiques* (<https://conseils-thermiques.org>).

En premier lieu, une évaluation des ressources géothermiques profondes à grand échelle est de mise. Pour ce faire, il est nécessaire d'étudier la variation des propriétés thermiques sur plusieurs kilomètres de profondeur avec les mesures de température disponibles dans les puits.

Les travaux réalisés par Majorowicz et Minea (2015) sont basés sur des valeurs théoriques de propriétés thermiques qui ne varient pas selon la température et la pression imposées en profondeur. La distribution de la température sous les îles est alors peu précise et le potentiel des ressources géothermiques demeure méconnu. Ainsi, il est apparu nécessaire de mesurer et de compiler des données thermiques propres à la région et d'interpréter adéquatement les propriétés du sous-sol pour définir de façon plus représentative la température à plusieurs kilomètres de profondeur. Une variation des propriétés thermiques a également été considérée pour simuler la température du sous-sol à l'aide

d'un modèle numérique conduisant la chaleur. L'hypothèse considérée dans le présent travail est qu'un effet important de la température et de la pression sur les propriétés thermiques des roches des Îles-de-la-Madeleine peut diminuer le contraste de conductivité thermique entre le sel et les roches sédimentaires en profondeur.

Les travaux visent à brosser un meilleur portrait de l'utilisation potentielle de l'énergie géothermique pour répondre aux objectifs de la transition énergétique.

### 1.3 Objectifs du projet

Ce travail a pour objectif d'améliorer l'évaluation des ressources géothermiques profondes sur le territoire des Îles-de-la-Madeleine. Cette étude fait partie d'un projet de recherche subventionné par le Fonds de recherche du Québec - Nature et technologies (FRQNT) qui a pour but d'évaluer les ressources géothermiques des bassins sédimentaires du sud du Québec. Pour arriver à

une meilleure définition de la température en profondeur et ainsi des ressources géothermiques, il faut :

- Analyser en laboratoire les propriétés thermiques et hydrauliques des unités géologiques ;
- Construire un modèle numérique afin de simuler les transferts thermiques et la distribution de la température ;
- Analyser le contexte des ressources géothermiques aux Îles-de-la-Madeleine.

## 2. Stratigraphie du bassin de Madeleine

### 2.1 Groupe de Horton

Ces roches sédimentaires sont présentes en profondeur dans le bassin des Maritimes. Les parties les plus profondes notées par Howie et Barss (1975) indiquent que ce groupe peut avoir

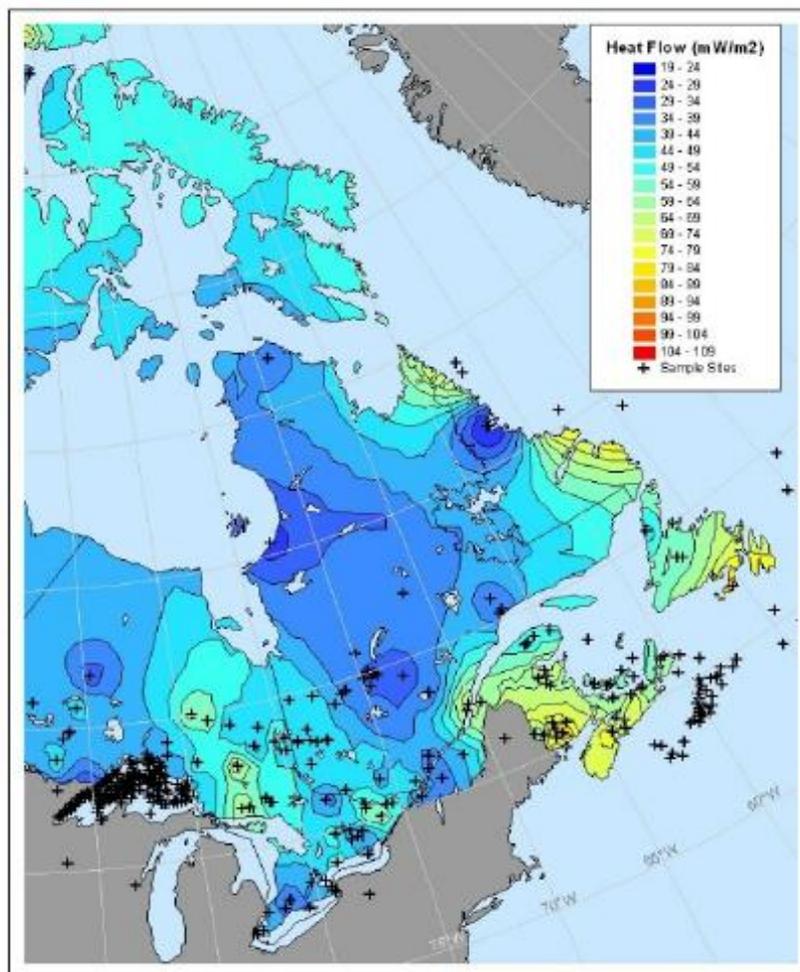


Figure 3: Distribution du flux de chaleur en surface dans l'Est du Canada. Tiré de Majorowicz et Minea (2015).

une puissance de plus de 4 km. La base des dômes de sel n'a jamais été atteinte en forage dans le socle sous-jacent. Il a cependant été corrélé que le Groupe de Horton soit situé sous le Groupe de Windsor par Brisebois (1981). Il a été possible d'échantillonner le Groupe de Horton seulement avec la carotte #3 (9648-9687 pieds) dans le puit pétrolier SHELL SOQUIP AMOCO BRADELLE L-49 qui est à une centaine de kilomètres au nord-ouest des Îles-de-la-Madeleine (Figure 16, Annexe B). Les sédiments analysés dans le cadre de cette étude correspondent à la phase la plus tardive de ce groupe. Les matériaux sont d'origine d'érosion active qui produit des sédiments grossiers et hétérogènes. Ils sont essentiellement composés de grès rouge à 50%, de siltstone rouge à 15%, de conglomérat à 20% et de shale rouge à 15% selon le rapport de forage existant.

## 2.2 Groupe de Windsor

Les lithologies de ce groupe sont autant présentes en surface qu'en forage. Il est principalement composé de deux formations : celle de Havre-aux-Maisons et la formation appelée dans cette étude le sel du groupe de Windsor. Cependant, cette formation géologique liée aux dômes de sel n'est pas présente en surface. Elle a été échantillonnée à une profondeur d'environ 600 m sous la mer dans la mine de sel Seleine, propriété de K+S Sel de Windsor Ltée, présente à Grosse-Île. Les sédiments de la Formation de Havre-aux-Maisons ont été échantillonnés quant à eux en surface, aux abords des remontées diapiriques des dômes de sel. Il est à noter que les calcaires présents en surface dans la Formation de Havre-aux-Maisons ont été interprétés comme des lithologies qui ont remontées à la surface par le mouvement diapirique du sel. C'est pour cette raison que les calcaires présents en profondeur dans la coupe schématique de Brisebois (1981) ont été corrélés avec ceux échantillonnés dans la Formation de Havre-aux-Maisons.

L'épaisseur du Groupe de Windsor est variable puisqu'il y a eu remobilisation des lithologies avec le temps. Les dômes de sel peuvent atteindre 5 km d'épaisseur par endroit. L'halite est présente en majorité dans les dômes. Il y a une alternance de bandes d'anhydrite et d'halite allongées parallèlement à la forme des dômes. La proportion d'halite est majoritairement pure à 95% avec quelques impuretés de sylvite et d'argiles rouges ou vertes. L'anhydrite est répartie en rubanement variable, représentant moins de 3% aux centres

des dômes jusqu'à 88% de la roche sur les bordures des diapirs.

### 2.2.1 Formation de Havre-aux-Maisons

Cette formation est composée majoritairement de mudrock silteux rouge ou vert peu consolidé et métamorphisé pour une proportion de 50 à 80% selon les affleurements ainsi que de lits de carbonates composés de grès et de mudrock calcaires constituant environ 8% de la formation. Des grès et siltstones rouges à gris-verdâtre sont aussi présents pour environ 10% de la Formation de Havre-aux-Maisons. Le gypse est quant à lui présent à 5% de cette formation et il compose les affleurements en forme de dôme en surface. Des veines de gypse décimétriques sont disposées sans orientation préférentielle dans des diaclases et elles sont présentes à 2% de l'affleurement. De la dolomite beige est présente à moins de 1% de la brèche d'effondrement. Il y a finalement dans la partie sud des Îles-de-la-Madeleine, des roches volcanoclastiques beiges ou des tuffs volcaniques qui peuvent constituer 10% de la formation. Il y a également des roches volcaniques de coulées ou de dykes pouvant avoir été fracturés et incorporés représentant 1% des fragments de la brèche formée lors de l'effondrement des strates (Brisebois, 1981).

La Formation de Havre-aux-Maisons ne comporte pas d'épaisseur typique, car elle varie beaucoup de section en section autant en affleurements superficiels qu'en forage. Elle est située au-dessus des dômes de sel et représente les interactions diagénétiques entre les sédiments sus-jacents et les évaporites.

### 2.2.2 Formation de Cap-au-Diable

Elle est composée en majorité de laves basaltiques alcalines très fracturées ayant une minéralogie primaire peu préservée. Ce basalte est recoupé par de petits stocks de gabbros et de diabase qui composent quant à eux de 5 % de l'affleurement. Il y a également présence de lits détachés de dolomite cristalline beige représentant environ 1 % de l'affleurement. Les fractures et les pores sont généralement remplis de calcite.

L'épaisseur de l'affleurement typique est de 150 m. Il n'a pas été possible de déterminer l'épaisseur véritable et cette observation est la plus épaisse des affleurements de surface et des forages.

### 2.3 Groupe de Riversdale

Ce groupe n'est pas présent en surface sur l'archipel des Îles-de-la-Madeleine. Les sédiments de ce groupe sont principalement des grès, des siltstones, des mudstones et des shales gris-verdâtre. Les lithologies de ce groupe ont été échantillonnées à partir des carottes de forage #2 (7328-7388 pieds) du puits pétrolier SHELL-AMOCO-SOQUIP BRADELLE L-49. Ce groupe est similaire au Groupe de Canso qui est composé de grès et de siltstones. Puisqu'il ne fut pas possible d'échantillonner le Groupe de Canso, ce groupe est corrélé avec les propriétés physiques et thermiques du Groupe de Riversdale qui présente une épaisseur approximative de 1500 m.

### 2.4 Groupe de Pictou

Ce groupe n'a pas été échantillonné en surface. Les roches de ce groupe sont principalement des grès et des siltstones verdâtres selon Brisebois (1981). Les roches de ce groupe ont été échantillonnées à l'aide de la carotte de forage #1 du puits pétrolier SHELL-AMOCO-SOQUIP BRADELLE L-49, puisqu'il n'affleure pas aux Îles-de-la-Madeleine. Les échantillons récupérés sont tous des grès. Ce groupe est très semblable en composition avec le Groupe de Cumberland qui est composé de grès et de siltstones également. Puisque le Groupe de Cumberland n'est pas représenté sous forme de carotte de forage dans ce puits, il a été corrélé avec les mêmes propriétés physiques et thermiques que le Groupe de Pictou. Le Groupe de Pictou présente une épaisseur qui pourrait atteindre près de 5 km à l'Est des Îles-de-la-Madeleine.

### 2.5 Formation de Cap-aux-Meules

Cette Formation n'a pu être corrélée à un Groupe géologique en particulier, cependant, elle provient de l'âge permien (Brisebois, 1981). En surface, ces sédiments reposent en discordance d'érosion sur les roches des formations du Groupe de Windsor. En forage, il a été observé que ces roches reposent en concordance sur le Groupe de Pictou. Chaque membre de cette formation est généralement homogène dans l'ensemble de l'archipel. Les sédiments sont terrigènes et ils ont une couleur rouge ou grise-verdâtre. Les membres de la Formation de Cap-aux-Meules se différencient par la structure typique à chacune. Le Membre de l'Étang-du Nord présente quelques alternances de bancs de grès alors que pour le Membre de l'Étang-des-Caps, sa composition est principalement du grès avec de grandes

stratifications obliques. La couleur grise-verdâtre des sédiments est associée à la cimentation post-sédimentaire de calcite dû au passage de fluide réducteur au travers de la porosité et des fractures. Les nodules ferreux témoignent également de ce fluide réducteur. Généralement, ces sédiments sont beaucoup plus consolidés que les rouges. Ces sédiments semblent avoir été déposés dans un milieu désertique en fonction de leur couleur rouge et de leur absence de fossiles.

#### 2.5.1 Membre de l'Étang-du-Nord

Ce sont des matériaux terrigènes rouges et gris-verdâtre qui sont composés de grès à 80%, de siltstones à 8%, de mudrock à 10%, de conglomérat calcaireux à 1% et de calcaire microcristallin dolomitique à 1%. Le mudrock n'a pu être échantillonné puisqu'il était friable. Il y a présence de quartz mono et poly-cristallin en majorité dans les roches. Les échantillons récoltés sont situés en surface en forage. Les épaisseurs qui ont été observées en forage et en section superficielle indiquent une épaisseur variable des sédiments. La section type indique une épaisseur de 150 mètres (Globensky et al., 1993), alors que des sections dans des forages ont démontrées des épaisseurs supérieures.

#### 2.5.2 Membre de l'Étang-des-Caps

95% de ce membre est représenté par des grès, alors que le reste de l'unité est composé de siltstones. Les grains sont en grande majorité du quartz poly et monocristallins. Les échantillons récoltés proviennent d'affleurements et de carottes de forage. L'épaisseur type du membre de l'Étang-des-Caps est évaluée à 370 mètres environ (Globensky et al., 1993).

## 3 Méthodologie

### 3.1 Température en profondeur

Afin d'évaluer de façon représentative la température du sous-sol, il est nécessaire de valider les simulations numériques avec des températures en fond de puits (*bottom hole temperature*, BHT), lesquelles sont corrigées pour obtenir la température d'équilibre de la roche. Les BHT ont été corrigées pour l'effet refroidissant de la circulation de la boue de forage, selon l'équation empirique proposée par Zare-Reisabadi et al. (2014), puisque le gradient géothermique et le contexte géologique de cette étude est similaire à celui des Îles-de-la-Madeleine. Les conditions environnantes de la prise de données en profondeur étant les mêmes,

l'utilisation de cette méthode empirique apparait appropriée :

$$\Delta T = T_s + f(T_{\text{BHT}} - T_s) \quad (1)$$

$$f = 1.012 - (0.0057 \cdot \ln(TSC)) + \left(\frac{375.42}{z}\right) \quad (2)$$

où  $\Delta T$  est la correction de température à additionner à la mesure en fond de puits ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $f$  est un facteur adimensionnel,  $T_s$  et  $T_{\text{BHT}}$  sont la température à la surface et en fond de puits respectivement ( $^{\circ}\text{C}$ ) et TCS est le temps depuis la fin de la circulation de la boue de forage (h).

Un autre facteur affectant la température du sous-sol et le gradient géothermique est la variation du climat passé à la surface de la Terre. Pour calculer le gradient géothermique non-perturbé par les dernières glaciations, l'évolution de la température en surface à Sept-Îles (Figure 4) a été considérée selon les travaux de Tarasov et Peltier (2007) ainsi que de Mareschal et al. (1999). Les températures sont donc intégrées dans une relation qui dépend de la température du sous-sol ainsi que de la durée de la période glaciaire ou interglaciaire :

$$\Delta T(z, t) = \sum T_i \left( \operatorname{erf} \frac{z}{2\sqrt{\alpha \cdot t_1}} - \operatorname{erf} \frac{z}{2\sqrt{\alpha \cdot t_2}} \right) \quad (3)$$

où  $\Delta T(z, t)$  est la différence de température à additionner à la température d'équilibre pour le calcul du flux de chaleur corrigée ( $^{\circ}\text{C}$ ) dépendant de la profondeur  $z$  (m) ainsi que les temps depuis le début ( $t_1$ ) et la fin ( $t_2$ ) d'une période glaciaire (s),  $T_i$  est la différence moyenne à la surface entre la température d'une période glaciaire et aujourd'hui ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $\alpha$  est la diffusivité thermique de la roche ( $0,8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) et erf est la fonction d'erreur.

### 3.2 Données de porosité

Des mesures de porosité sont nécessaires pour analyser l'influence du fluide dans les pores de la roche. Ce fluide est normalement moins conducteur que la matrice de la roche et ceci a un effet considérable dans le transfert de chaleur. La porosité des unités géologiques a été évaluée à l'aide d'échantillons récoltés en surface pour mesurer leurs propriétés hydrauliques en laboratoire. Il a également été possible d'obtenir des mesures de porosité dans les lithologies non visibles en surface avec l'échantillonnage de carottes de puits pétroliers et gaziers autour de l'archipel.

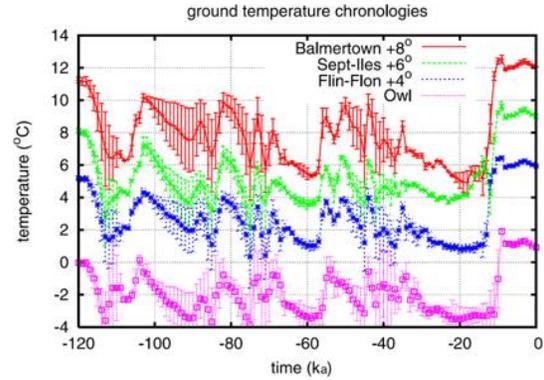


Figure 4: Évolution de la température en surface selon Tarasov et Peltier (2007), incluant la tendance inférée à Sept-Îles.

#### 3.2.1 Mesures en laboratoire avec le perméamètre et porosimètre combiné (AP-608 de Coretest Systems)

La porosité sous différentes pressions de confinement a été évaluée sur une plage variant de 0-7500 psi pour certains échantillons. Les échantillons ont été coupés en cylindre avec une longueur minimale de 3,40 cm et un diamètre de 2,54 cm. Ces mesures ont été effectuées à l'aide du porosimètre/perméamètre de la compagnie Coretest Systems (Figure 21 et Figure 22, Annexe C). Une pression différentielle est mesurée au travers de l'échantillon pour calculer la porosité selon la loi de Boyle. Les résultats pour chaque échantillon avec les différentes pressions de confinement appliquées ont été ajoutés à la base de données du Laboratoire Ouvert de Géothermie (LOG) de l'INRS. Une moyenne pondérée de chaque unité géologique a été calculée à l'aide de ces données.

#### 3.2.2 Mesures en forage

Comme les échantillons de forage devaient être intacts après leur emprunt, il n'a pas été possible de mesurer les propriétés hydrauliques en laboratoire. Cependant, il a été possible d'estimer ces valeurs avec les porosités analysées sur les carottes de forages par la compagnie Shell Canada. Ces carottes de forages ont toutes été récupérées dans des horizons lithologiques poreux où l'accumulation d'hydrocarbures est probable. Afin d'éviter une surestimation de la porosité des unités géologiques en raison du biais des données, la porosité évaluée en forage a donc été arbitrairement réduite de moitié. En fonction de la profondeur et de la pression qu'elles se trouvaient, la porosité des lithologies a été calculée pour une

profondeur de 0 m, sans pression lithostatique selon une approche utilisée par Pasquale et al. (2017) :

$$\theta_0 = \frac{\theta_z}{e^{(-B \cdot z)}} \quad (4)$$

où  $\theta_0$  est la porosité sans pression appliquée sur la roche,  $\theta_z$  est la porosité à la profondeur  $z$  et  $B$  est le facteur de compaction ( $m^{-1}$ ).

Tableau 1: Facteurs de compaction des unités géologiques.

Unité géologique	B ( $m^{-1}$ )
Membre de l'Étang-des-Caps	284*
Membre de l'Étang-du-Nord	115*
Groupe de Pictou	284
Groupe de Riversdale	284
Formation de Cap-au-Diable	-
Formation de Havre-aux-Maisons	461
Calcaires du Groupe de Windsor	180
Groupe de Windsor (sel)	1*
Groupe de Horton	284

\*Déterminé à l'aide des mesures du porosimètre et perméamètre combiné

### 3.2.3 Évaluation de l'impact de la pression

La porosité des matériaux géologiques varie avec la pression appliquée. Ainsi, lorsque la profondeur augmente, la pression augmente. Cette pression va réduire la porosité primaire de la roche. Il est possible d'estimer cet effet grâce à des relations impliquant des facteurs de compaction selon la nature de la matrice rocheuse et de la profondeur. Ces relations ont été vérifiées et comparées à partir de plusieurs échantillons de la même lithologie et mesurées à diverses pressions de confinement au LOG à l'aide d'un porosimètre à l'hélium.

$$\theta_z = \theta_0 \cdot e^{(-B \cdot z)} \quad (5)$$

### 3.3 Propriétés thermiques du roc

La conductivité thermique des matériaux géologiques peut augmenter en fonction de la porosité qui diminue en profondeur alors qu'elle peut diminuer en fonction de la température qui augmente en profondeur. L'eau contenue dans les pores de ces matériaux peut également augmenter la conductivité thermique d'un échantillon sec,

car la conductivité thermique de l'eau est plus élevée que celle de l'air. Ces aspects ont été considérés dans l'évaluation de la conductivité thermique des matériaux géologiques qui constituent le modèle numérique.

La conductivité thermique des unités géologiques a d'abord été mesurée en condition sèche à température ambiante avec le scanneur infrarouge du LOG. Ensuite, à l'aide du compteur de flux de chaleur du LOG (Figure 20, Annexe C), la conductivité thermique de quelques échantillons a été mesurée en régime permanent en condition sèche et saturée en eau distillée (Langevin et al., 2019).

#### 3.3.1 Évaluation de la conductivité thermique des unités géologiques saturées

L'évaluation des ressources géothermiques est effectuée à grande échelle. La profondeur des zones d'intérêt peut atteindre 10 km. Puisque les îles ne présentent une élévation pouvant seulement atteindre 150 m au-dessus du niveau de la mer, les parties du sol non saturées sont donc négligées. La conductivité thermique du roc doit alors être saturée en eau afin d'obtenir une meilleure représentativité dans les résultats.

En ayant évalué la conductivité thermique globale de tous les échantillons en condition sèche, où le fluide principal est l'air ( $0,026 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  à  $25 \text{ }^\circ\text{C}$ ), il est possible de calculer une moyenne géométrique de la conductivité thermique sèche pour chaque unité géologique. La conductivité thermique de la matrice  $\lambda_{\text{matrice calculée}}$  ( $\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) est calculée pour chaque unité :

$$\lambda_{\text{matrice calculée}} = \left( \frac{\lambda_{\text{globale sèche}}}{\lambda_{\text{air}}^{\theta_0}} \right)^{1/(1-\theta_0)} \quad (6)$$

où  $\lambda_{\text{globale sèche}}$  est la conductivité thermique en condition sèche de l'échantillon incluant la matrice et la porosité ( $\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ).  $\lambda_{\text{air}}$  est la conductivité thermique de l'air à  $25 \text{ }^\circ\text{C}$  ( $\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ).

En raison des variations que peut engendrer le calcul de la conductivité thermique matricielle de l'équation 6, il est nécessaire d'effectuer une correction de la conductivité thermique de la matrice calculée. À l'aide des conductivités thermiques évaluées par les appareils en laboratoire, l'écart de conductivité thermique global des échantillons secs et saturés en eau permet d'établir une relation empirique avec leur porosité corrigeant la situation (Figure 25, Annexe E). Cette correction doit être soustraite de

la conductivité thermique de la matrice calculée à l'équation 6 pour obtenir une conductivité thermique de la matrice estimée ( $W m^{-1} K^{-1}$ ) :

$$\lambda_{matrice\ estimée} = \lambda_{matrice\ calculée} - (11,639 \cdot \theta - 0,979) \quad (7)$$

Par la suite, la conductivité thermique globale de l'échantillon saturé en eau  $\lambda_{globale\ saturée}$  ( $W m^{-1} K^{-1}$ ) (la conductivité thermique de l'eau est de  $0,6 W m^{-1} K^{-1}$  à  $25^\circ C$ ) doit être calculée. Pour ce faire, l'équation 6 est utilisée à nouveau sous cette forme :

$$\lambda_{globale\ saturée} = \lambda_{matrice\ estimée}^{1-\theta_0} \lambda_{eau}^{\theta_0} \quad (8)$$

### 3.3.2 Évaluation de l'impact de la température

Le compteur de flux de chaleur (FOX50 de TA Instruments) a permis de mesurer la conductivité thermique d'échantillons secs d'halite de  $20$  à  $160^\circ C$ . Deux catégories compositionnelles ont été établies pour l'ensemble des dômes de sel présent aux îles. Il y a d'abord le sel blanc pur à  $95\%$  qui contient de légères alternances d'anhydrite comptant pour  $5\%$  de la roche. La seconde catégorie est de la halite impure qui peut être mélangée à de la sylvite et des argiles. Chaque catégorie a été pondérée en fonction de leur volume estimée dans les dômes de sel lors de la campagne de terrain, soit de  $0,95$  pour la halite pure à  $95\%$  et de  $0,05$  pour la halite impure. La relation suivante a été établie en pondérant les termes de l'équation moyenne établie pour chaque catégorie (Figure 27 et **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**, Annexe E) :

$$\lambda_{sel} = -0,891 \cdot \ln(T) + 9,035 \quad (9)$$

où  $\lambda_{sel}$  est la conductivité thermique du sel ( $W m^{-1} K^{-1}$ ) et  $T$  est la température ( $^\circ C$ ).

De plus, Vosteen et Schellschmidt (2003) ont élaboré des relations empiriques entre la température et la conductivité thermique d'échantillons de roches sédimentaires et magmatiques provenant de la côte Est des États-Unis. Cette corrélation qui permet de calculer la conductivité thermique en fonction de la température, a été utilisée pour les roches des Îles-de-la-Madeleine autre que le sel :

$$\lambda = \frac{\lambda_{0^\circ C}}{a + T \left( \frac{b - c}{\lambda_{0^\circ C}} \right)} \quad (10)$$

où

$$\lambda_{0^\circ C} = 0,53 \cdot \lambda_{25^\circ C} + 0,5 \cdot \sqrt{1,13 \cdot \lambda_{25^\circ C}^2 - 0,42 \cdot \lambda_{25^\circ C}} \quad (11)$$

pour les roches magmatiques, et

$$\lambda_{0^\circ C} = 0,54 \cdot \lambda_{25^\circ C} + 0,5 \cdot \sqrt{1,16 \cdot \lambda_{25^\circ C}^2 - 0,39 \cdot \lambda_{25^\circ C}} \quad (12)$$

pour les roches sédimentaires.

$\lambda_{0^\circ C}$  est la conductivité thermique à  $0^\circ C$ ,  $\lambda_{25^\circ C}$  est la conductivité thermique à  $25^\circ C$ ,  $a$ ,  $b$  ( $K^{-1}$ ) et  $c$  ( $W m^{-1} K^{-2}$ ) sont des coefficients pour corriger la conductivité thermique en fonction de la température.

Tableau 2: Coefficient de correction de la conductivité thermique en fonction de la température (Vosteen et Schellschmidt, 2003).

	Coefficients		
	a	b ( $K^{-1}$ )	c ( $W m^{-1} K^{-2}$ )
Magmatique	0,99	$3,00 \times 10^{-3}$	$4,20 \times 10^{-3}$
Sédimentaire	0,99	$3,40 \times 10^{-3}$	$3,90 \times 10^{-3}$

### 3.3.3 Calcul de la conductivité thermique selon la profondeur

Afin de calculer adéquatement la conductivité thermique des unités géologiques en profondeur, il est d'abord nécessaire de calculer la conductivité thermique globale en condition saturée en eau des unités géologiques selon la section 3.3.1. Ces valeurs sont calculées selon une porosité soumise à une pression ambiante  $\theta_0$ . À l'aide de l'équation 5, il est possible d'ajuster cette conductivité thermique globale saturée  $\lambda_{globale\ saturée}$  en fonction de la profondeur en remplaçant  $\theta_0$  par  $\theta_z$  qui est la porosité à une profondeur  $z$  (m).

Afin de considérer l'impact de la température sur la conductivité thermique, la conductivité thermique découlant du précédent calcul est mise en relation avec l'équation 9, pour le sel du Groupe de Windsor, et l'équation 10 pour les roches des Îles-de-la-Madeleine autre que le sel.

Finalement, un calcul itératif est effectué pour déterminer la porosité, la conductivité thermique et la température selon la profondeur.

### 3.4 Génération de chaleur interne

Les éléments radioactifs contenus en quantité mineure dans les roches peuvent produire de la chaleur au cours de leur processus de désintégration. Cette génération de chaleur

interne a été évaluée pour chaque lithologie du modèle selon les diagraphies en forage disponibles.

### 3.4.1 Diagraphies

La génération de chaleur interne a été évaluée selon les mesures diagraphiques du rayonnement gamma naturel permettant d'établir une valeur de production de chaleur interne calculée  $A_{calculé}$  ( $\mu\text{W m}^{-3}$ ) à chaque mesure prise en profondeur (Bücker et Rybach, 1996) :

$$A_{calculé} = 0,0158 (GR - 0,8) \quad (13)$$

Les données disponibles ont permis de réaliser ce calcul au niveau des puits SHELL SOQUIP AMOCO BRADELLE L-49 et SAREP BRION ISLAND NO.1. Une moyenne de la production de chaleur interne  $A$  ( $\mu\text{W m}^{-3}$ ) a été calculée en fonction des valeurs associées aux unités géologiques selon les rapports de forage.

### 3.4.2 Revue de la littérature

Ces puits n'intègrent toutefois pas toutes les unités géologiques présentées à la section 2. Des valeurs tirées de la littérature ont été considérées pour combler le manque de données.

Tableau 3: Production de chaleur interne selon le type de roc (Pasquale et al. [2017] et de Khutorskoi et al. [2010]).

Unité géologique	Lithologie	Production de chaleur interne A ( $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ )
Formation de Havre-aux-Maisons	Mudstone silteux non consolidé	0,92
Formation de Cap-au-Diable	Basalte	0,60
Sel du Groupe de Windsor	Halite	0,40

## 3.5 Flux de chaleur terrestre

### 3.5.1 Gradient géothermique

Le gradient géothermique  $\nabla T$  ( $^{\circ}\text{C m}^{-1}$ ) propre à la région a été calculé selon la température corrigée en fond de puits ainsi que la température estimée en surface :

$$\nabla T = \frac{T_z - T_s}{z} \quad (14)$$

Un profil de température mesuré au puits ETANG2 jusqu'à 200 m de profondeur (Langevin

et al., 2019) et situé dans les grès du Membre de l'Étang-des-Caps a permis d'évaluer la température en surface. Une température moyenne non perturbée de 6,3  $^{\circ}\text{C}$  a été estimée à une profondeur de 14 m. Ces données sont donc uniquement appliquées pour le puits BRION ISLAND NO.1, puisqu'il est le seul puits pétrolier et gazier en milieu continental.

La température en surface au niveau des autres puits a été estimée à 5  $^{\circ}\text{C}$  à la surface, puisqu'ils sont tous en mer, dont la température moyenne annuelle de l'eau est de 5  $^{\circ}\text{C}$  dans le Golfe Saint-Laurent.

### 3.5.2 Évaluation du flux de chaleur dans chaque puits

Le flux de chaleur terrestre est la quantité de chaleur qui s'émane naturellement du centre de la Terre vers la surface. Ce flux constitue une condition frontière du système étudié à la base de la section géologique. Pour extrapoler le flux de chaleur en profondeur au sein de chaque puits, la conductivité thermique  $\lambda_{eff}$  ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ) et la production de chaleur interne effective  $A_{eff}$  ( $\mu\text{W m}^{-3}$ ) doivent être calculées afin de représenter la valeur réelle d'une propriété thermique depuis la surface. Le flux de chaleur  $Q_z$  ( $\text{mW m}^{-2}$ ) a été calculé à l'endroit de chaque puits pétrolier avec les données de température en fond de puits (BHT) ainsi que les propriétés thermiques et hydrauliques des unités géologiques présentes à différentes profondeurs selon :

$$Q_z = \lambda_{eff} \nabla T \pm \left( \frac{A_{eff} \cdot z}{2000} \right) \quad (15)$$

Pour établir le flux de chaleur à la base du modèle numérique à deux dimensions, la moyenne de trois flux de chaleur a été calculée à une profondeur de 10 km dans les puits SAREP-HQ BRION ISLAND NO.1, SHELL SOQUIP AMOCO BRADELLE L-49 et CAP-ROUGE F-52 (Figure 16, Annexe B; Ressources naturelles Canada, 2017). Uniquement ces puits ont été retenus, puisqu'ils sont les seuls à avoir atteint le Groupe de Horton, l'unité géologique la plus profonde connue dans le bassin de la Madeleine.

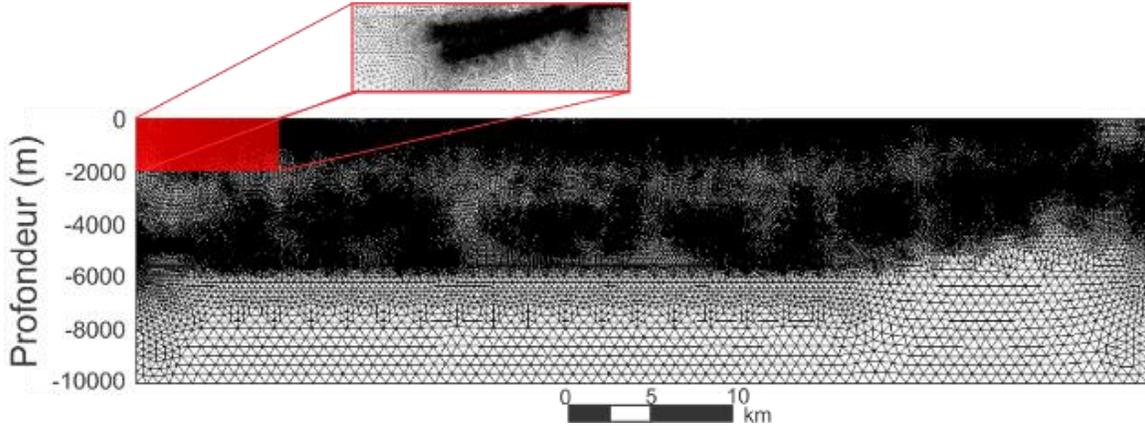


Figure 6: Maillage triangulaire établi dans le modèle numérique.

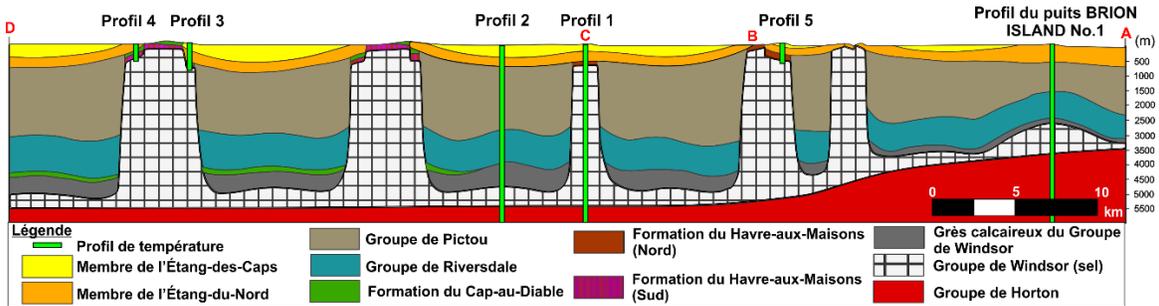


Figure 5: Coupe géologique schématique tirée de Brisebois (1981) présentant les unités géologiques des Îles-de-la-Madeleine ainsi que les profils de température extraits des simulations numériques du modèle en 2D.

### 3.6 Simulation de la température du roc en profondeur

#### 3.6.1 Simulation de la température en 1D

Les simulations en 1D permettent d'approximer le comportement de la température au sein de chaque puits pétrolier et gazier. Comme le flux de chaleur peut être calculé en chaque puits, les profils de température extrapolés peuvent être représentatifs de cette valeur (Jessop, 1990; Blackwell et al., 2006) :

$$T_z = T_0 + \left( \frac{Q_s z}{\lambda_{eff}} \right) - \left( \frac{A_e z^2}{2 \lambda_{eff}} \right) \quad (16)$$

Les simulations de profils de température en 1D au niveau des puits ont été utiles pour comparer l'erreur commise avec le flux de chaleur moyen estimé dans le modèle numérique à la base du modèle 2D.

#### 3.6.2 Simulation de la température en 2D

Une connaissance de la conductivité thermique des unités géologiques combinées aux BTH permettent d'évaluer un profil de température à l'endroit de chaque puits. Cependant, la composition des roches en profondeur peut varier latéralement d'un endroit à un autre dans une même région. Le modèle numérique en deux

dimensions permet alors d'évaluer la distribution de la température dans le sous-sol des Îles-de-la-Madeleine.

La simulation de la température en profondeur a été effectuée avec le logiciel d'éléments finis COMSOL Multiphysics. La conduction de chaleur en régime permanent avec génération de chaleur interne a été considérée. L'effet de l'écoulement de l'eau souterraine a été négligé. L'équation résolue est :

$$\nabla(\lambda_{eff} \nabla T) + Q_z = 0 \quad (17)$$

Les conditions limites imposées au modèle de transfert thermique est un flux de chaleur constant représentatif de la région à la base du modèle, une température constante à la surface et un flux de chaleur nul aux limites gauche et droite du modèle. Un maillage d'éléments triangulaires à 1 445 125 nœuds (Figure 5) a été utilisé pour bien tenir compte de la géométrie des unités géologiques (Figure 6). Le modèle a été inspiré d'une coupe schématique interprétative de la géologie (Brisebois, 1981), conçue à partir de nombreuses observations en surface et en forage. Elle relie le centre des dômes de sel de l'archipel. Les propriétés considérées pour chacune des unités géologiques du modèle sont la porosité, la

conductivité thermique calculée selon la profondeur ainsi que le taux de génération de chaleur interne.

## 4. Résultats

### 4.1 Porosité

Les unités géologiques les plus poreuses sont situées en surface, puisqu'elles ont subi moins d'enfouissement lors de leur histoire géologique (Tableau 4). Plus les unités sont profondes et moins elles ne présentent de porosité.

Tableau 4: Porosité moyenne des lithologies selon les analyses de laboratoire sans pression de confinement et les essais inventoriés en forage.

Unité géologique	Porosité à 0 MPa
Membre de l'Étang-des-Caps	0,27
Membre de l'Étang-du-Nord	0,18
Groupe de Pictou	0,07*
Groupe de Riversdale	0,05*
Formation de Cap-au-Diable	0,02
Formation de Havre-aux-Maisons	0,09
Calcaires du Groupe de Windsor	0,03
Groupe de Windsor (sel)	0,02
Groupe de Horton	0,03*

\*porosité obtenue à l'aide des données de forage

### 4.2 Génération de chaleur interne

L'analyse des diagraphies effectuées dans les puits pétroliers et gaziers SHELL SOQUIP AMOCO BRADELLE L-49 et SAREP BRION ISLAND NO.1 (Figure 7-b Figure 30). Ils s'étendent jusqu'à une profondeur de 2,5 km et ont intercepté plusieurs lithologies dont le taux de génération de chaleur interne a été déterminé (Tableau 5). Ces valeurs correspondent à celles observées dans la littérature (Pasquale et al., 2017). Le Groupe de Pictou présente un taux de génération de chaleur interne plus élevé en raison de sa composition comprenant davantage de shale et de siltstones. Ce sont des roches qui contiennent plus d'éléments radioactifs susceptibles de produire plus de chaleur (Pasquale et al., 2017).

Tableau 5: Production de chaleur interne des unités géologiques selon l'analyse des diagraphies.

Unité géologique	Production de chaleur interne – moyenne par unité ( $\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-3}$ )
Membre de l'Étang-des-Caps	0,75
Membre de l'Étang-du-Nord	0,75
Groupe de Pictou	0,92
Groupe de Riversdale	0,72
Formation de Cap-au-Diable	0,60*
Formation de Havre-aux-Maisons (Sud)	0,92*
Formation de Havre-aux-Maisons (Nord)	0,92*
Calcaires du Groupe de Windsor	1,05
Groupe de Windsor (sel)	0,38
Groupe de Horton	1,30

\*Valeur provenant de Pasquale et al. (2017)

### 4.3 Conductivité thermique

Les dômes de sel ont une conductivité thermique moyenne de 1.6 à 3.4 fois plus élevée que les roches sédimentaires. En générale, la conductivité thermique des roches sédimentaires diminue avec l'augmentation de la profondeur puisque l'effet de la température est plus important que la perte de porosité associée à l'augmentation de pression. La conductivité thermique de la halite diminue également avec l'augmentation de profondeur, puisque la porosité primaire change peu avec l'augmentation de pression. En effet, à une profondeur de 5 km, la halite se contracte que de 0,5 % seulement, mais se dilate de 2 % à cause de l'augmentation de la température sous un gradient thermique de  $30\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$  (Warren, 2016).

Tableau 6: Valeurs calculées de la conductivité thermique des unités géologiques en condition saturée sous pression et température ambiante.

Unité géologique	Conductivité thermique saturée en eau à température et pression ambiante ( $\text{W m}^{-1}\text{ K}^{-1}$ )
Membre de l'Étang des-Caps	2,87

Membre de l'Étang-du-Nord	3,17
Groupe de Pictou	3,32
Groupe de Riversdale	3,83
Formation de Cap-au-Diable	3,03
Formation de Havre-aux-Maisons (Nord)	1,88
Formation de Havre-aux-Maisons (Sud)	1,95
Grès calcaireux du Groupe de Windsor	3,12
Groupe de Windsor (sel)	6,31
Groupe de Horton	3,76

#### 4.4 Comparaison de la simulation de la température avec et sans variation des propriétés thermiques et hydrauliques

Cette comparaison a été effectuée dans le puits BRION ISLAND No.1, puisqu'il contient plusieurs mesures de température et rencontre des unités géologiques avec des propriétés thermiques contrastées. De ce fait, le comportement de la température simulée entre des propriétés thermiques et hydrauliques constantes ou variables est discernable.

Un essai de pression aux tiges (*drill stem test*, DST) a été répertorié dans ce puits et la température du fluide a été mesurée lors du test (Figure 7-a). Cette mesure de température est considérée comme représentative puisqu'il s'agit de la température du fluide qui provient de la roche à l'équilibre. La température mesurée est affectée par l'écoulement souterrain qui provient d'une distance suffisamment éloignée de la zone thermiquement perturbée par l'action du forage (Beardsmore et Cull, 2001). Dans ce puits, un profil de température a été calculé lors de l'évaluation du flux de chaleur en supposant que les propriétés thermiques ne varient pas avec la profondeur et que les conductivités thermiques sont en condition sèche puisqu'elles ont des valeurs semblables à celles utilisées par Majorowicz et Minea (2015). Le profil de température avec la conductivité thermique constante a été comparé au profil de température extrait du modèle numérique 2D considérant les effets de la température et de la pression sur la conductivité thermique (Figure 7-a).

Le profil de température simulé avec une conductivité thermique dépendante des conditions en profondeur a un écart de température de 5,44 °C avec celle du DST alors que le profil de température calculé selon une conductivité thermique invariable a un écart plus important de 10,99 °C (Figure 7-a).

Les valeurs utilisées pour la simulation de la température avec des conductivités thermiques constantes correspondent à la moyenne des mesures estimées pour chaque unité géologique à l'aide des appareils en condition sèche (Tableau 7). Les contrastes de conductivité thermique sont

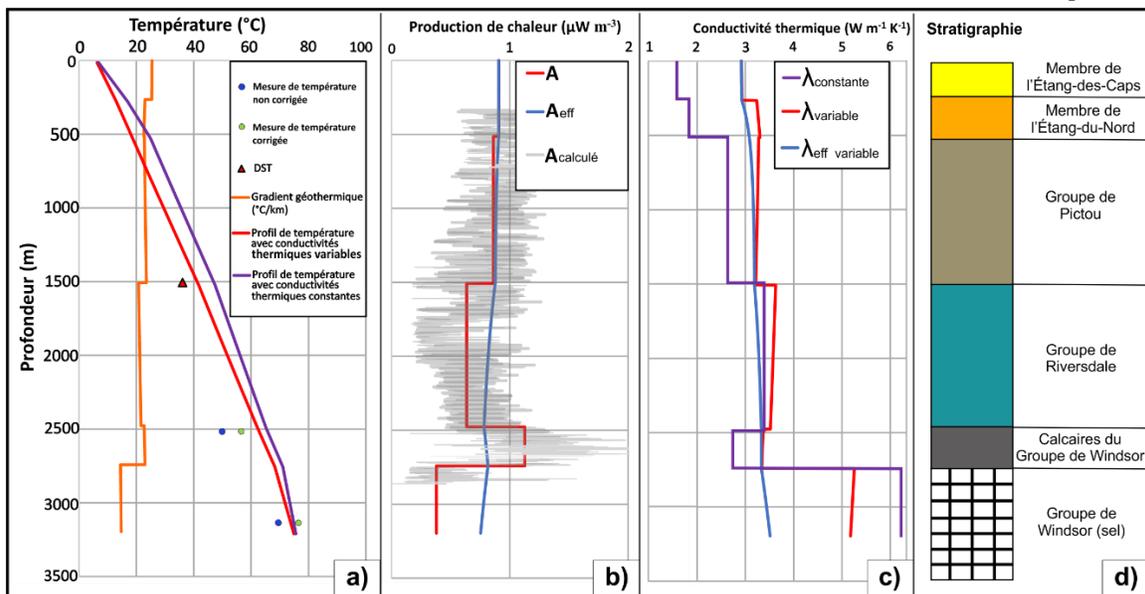


Figure 7: Comparaison des profils de température simulés en une dimension selon deux scénarios.

plus importants en gardant les propriétés constantes qu'en les variant avec la profondeur (Figure 7-c). Ces contrastes sont observables dans les profils de température de la figure 7-a, puisque le gradient géothermique change brusquement en fonction des propriétés thermiques des unités géologiques. Les contrastes prononcés du scénario de la conductivité thermique constante donnent des températures plus élevées par rapport au scénario des propriétés thermiques variables et aux mesures de température inventoriées dans le puits BRION ISLAND No.1 (Figure 7-a).

#### 4.5 Simulation de la température en 2D

Le modèle de température 2D a été comparé selon la température inventoriée dans le puits SAREP BRION ISLAND No.1 afin de valider le modèle. Une différence maximale de 1 °C y a été observée entre les deux profils de température (Figure 29, Annexe G).

Le contraste de conductivité thermique entre le sel et les roches sédimentaires diminue significativement avec la profondeur selon l'augmentation de température simulée (Figure 8).

La simulation de la température en 2D démontre une hausse du gradient géothermique aux endroits où un isotherme tend à monter vers la surface (Figure 9). Ces endroits, où l'on peut retrouver une température chaude à plus faible profondeur, sont généralement situés au sommet des dômes de sel. L'effet de la température et de la pression semble adoucir les contrastes de conductivité thermique présents au sommet de ces dômes comparativement à l'étude réalisée par Majorowicz et Minea, 2015. Par conséquent, le gradient géothermique est plus faible et l'augmentation de la température moins

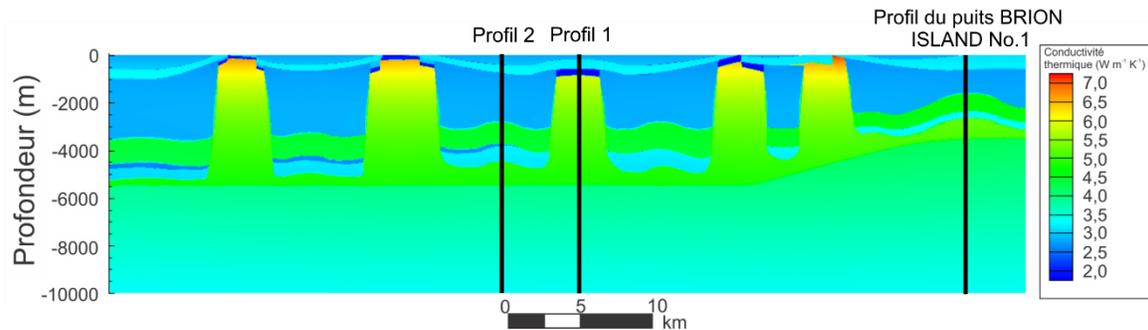


Figure 9: Conductivité thermique calculée selon la variation de la température et de la pression dans le modèle numérique.

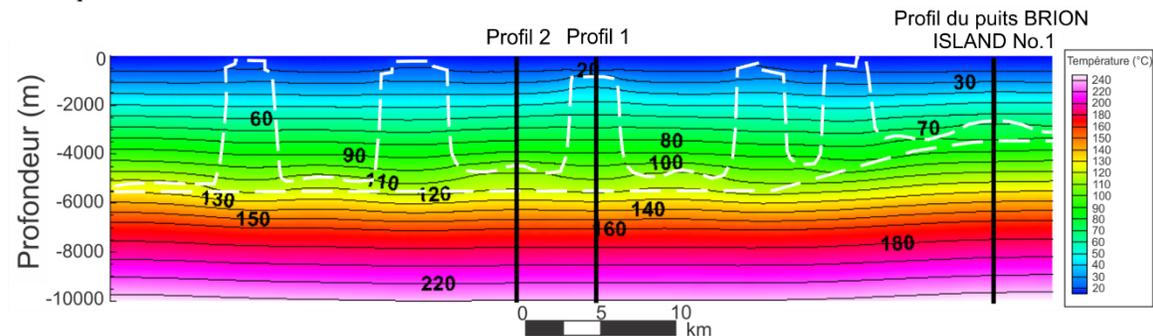


Figure 8: Simulation de la température de l'archipel selon une conductivité thermique dépendante de la température et de la pression.

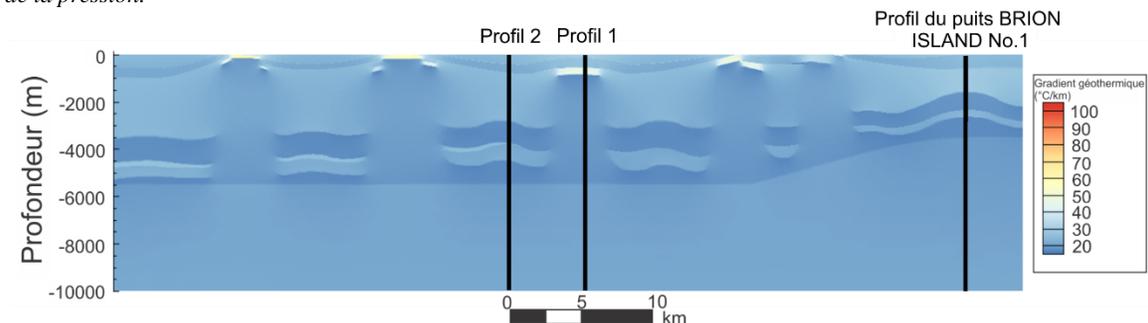


Figure 10: Gradient géothermique simulé selon une conductivité thermique dépendant de la température et de la pression

prononcée dans le cas de simulation avec une conductivité thermique variable. Le profil de température simulé avec une conductivité thermique dépendante des conditions en profondeur a un écart de température plus faible avec celle du DST que le profil de température calculé selon une conductivité thermique invariable. Les contrastes de conductivité thermique impliquent une hausse du gradient géothermique dans les unités géologiques de faible conductivité thermique au-dessus ou à côté des dômes de sel, causant un gradient géothermique est plus prononcé en présence d'un flux de chaleur constant (Figure 10). Un gradient géothermique régional de  $22\text{ °C km}^{-1}$  a été estimé, alors qu'il peut atteindre  $41\text{ °C km}^{-1}$  à une profondeur de 800 m au-dessus du dôme au centre du modèle. Le gradient géothermique atteint de 40 à  $60\text{ °C km}^{-1}$  à une profondeur variant de 150 à 400 m au-dessus des autres dômes de l'archipel ayant ainsi une influence verticale d'environ 100 à 300 m. Les zones de gradient géothermique prononcées présentes aux Îles-de-la-Madeleine sont créées en fonction de la géométrie des dômes de sel et du contraste de conductivité thermique des unités rocheuses qui s'estompe en profondeur. Malgré la décroissance de la conductivité thermique selon l'augmentation de température, ces grandes masses d'halite, situées sous des roches sédimentaires isolantes, peuvent tout de même entraîner la formation de zones dont la température du roc excède de 5 à  $10\text{ °C}$  celle des roches d'une profondeur équivalente en périphérie des dômes de sel. Ces zones peuvent avoir une influence jusqu'à 400 m au-dessus des dômes, alors que l'influence latérale de ceux-ci correspond approximativement à 1,5 fois le diamètre à partir du centre de celui-ci.

Les hausses de gradient géothermique sont illustrées selon des profils de température extraits du modèle numérique 2D (Figure 11 et Figure 12). La hausse du gradient géothermique est considérable au-dessus des couches de sel. Cependant, cette hausse du gradient s'estompe graduellement avec la profondeur.

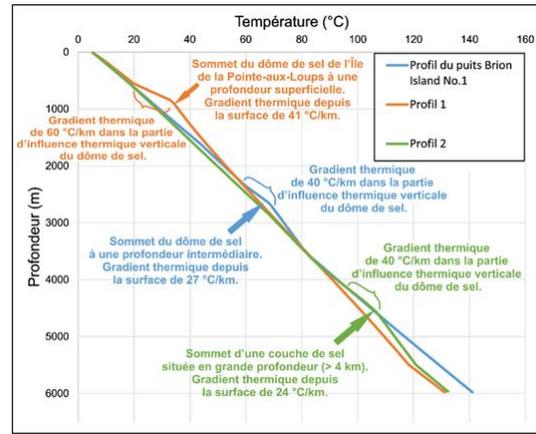


Figure 11: Profils de température et comparaison du gradient géothermique au-dessus des couches de sel.

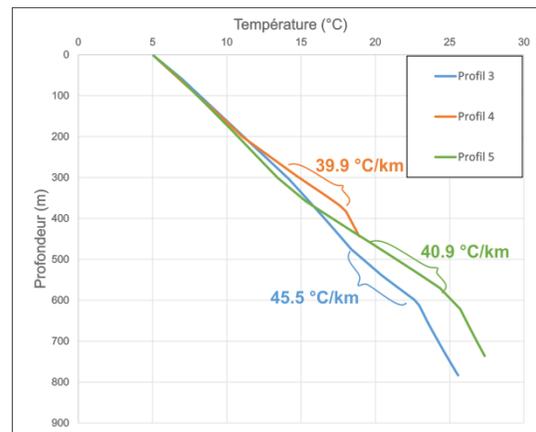


Figure 12: Profil de température et comparaison du gradient géothermique au-dessus de dômes de sel à des profondeurs superficielles.

## 5. Discussion

Cette étude réalisée à grande échelle a permis la compilation des propriétés thermiques et hydrauliques propres aux roches de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine. Cette compilation a été utilisée pour simuler la distribution de la température dans le sous-sol jusqu'à une profondeur de 10 km. Ces propriétés thermiques et hydrauliques doivent représenter les conditions réelles avec le plus d'exactitude possible pour réduire l'incertitude de la simulation.

La conductivité thermique est la propriété thermique la plus sensible pour le calcul de la température en profondeur aux Îles-de-la-Madeleine. La conductivité thermique des échantillons en condition sèche ou saturée en eau a été estimée à partir de deux appareils différents sous différentes températures. La méthode utilisée permet d'améliorer la représentativité des

simulations réalisées aux Îles-de-la-Madeleine. L'erreur liée à l'estimation de la conductivité thermique est due au faible échantillonnage de certaines unités géologiques. Ces unités sont alors considérées relativement homogènes, alors qu'elles sont davantage hétérogènes en réalité.

Le taux de génération de chaleur interne utilisé pour chaque unité géologique est généralement peu sensible à la simulation de la température pour les Îles-de-la-Madeleine. Les valeurs utilisées pour le calcul de la production de chaleur interne sont suffisamment nombreuses pour réduire l'erreur engendrée par cette estimation. En somme, ce calcul permet d'obtenir des valeurs raisonnables pour les unités géologiques. Les unités qui n'ont pas été répertoriées dans les forages sont issues de valeurs provenant de la littérature. Ces valeurs ne présentent pas d'impact significatif dans les résultats de simulation de la température, puisque les unités géologiques ont une surface réduite dans le modèle.

La porosité attribuée sur le calcul de la conductivité thermique et la simulation de la température affecte les ressources géothermiques. Les mesures de la porosité en laboratoire réalisées sur des échantillons ont permis d'évaluer la porosité primaire seulement. La porosité évaluée dans cette étude est possiblement surestimée due à un biais d'échantillonnage. La porosité évaluée en forage a donc été arbitrairement réduite de moitié pour diminuer cette surestimation.

En variant les propriétés thermiques et hydrauliques en fonction de la profondeur, la simulation de la température aux Îles-de-la-Madeleine permet une meilleure compréhension des ressources géothermiques. Une interprétation simpliste des propriétés thermiques imposant des propriétés constantes du sous-sol à cette échelle pourrait surestimer la hausse locale du gradient géothermique causée par des écarts de la conductivité thermique entre les unités géologiques qui, en réalité, s'atténuent avec la profondeur.

## 6. Recommandations

La simulation de la température en profondeur comporte une incertitude qui est liée aux propriétés thermiques et hydrauliques utilisées dans le modèle. Afin de réduire cette incertitude, il est recommandé de prêter attention au rubanement qui est davantage densifié aux limites des dômes entre l'anhydrite et le sel. Ces deux

minéraux conduisent différemment la chaleur. Il est également recommandé d'approfondir l'étude de la porosité secondaire, puisque la présente étude n'a pas considéré le degré de cimentation ni la fracturation dans les unités géologiques. Il serait recommandé de fournir quelques échantillons supplémentaires de l'unité géologique des calcaires du Groupe de Windsor en forage afin d'obtenir une représentativité plus adéquate, puisqu'elle est située en majorité à la base des dômes de sel. Les seules données qui ont été acquises pour les calcaires du Groupe de Windsor ont été mesurées sur des grès peu poreux, alors que cette unité contient en réalité plusieurs alternances de shale, de grès et de siltstone. Pour réduire l'incertitude de la simulation de la température, il est recommandé d'obtenir des échantillons provenant d'ailleurs que dans les forages répertoriés pour les unités du Groupe de Pictou, du Groupe de Riversdale et du Groupe de Horton. Ces dernières sont biaisées, puisque les carottes de forage analysées, qui ont été récoltées par des compagnies d'exploration pétrolière et gazière, proviennent d'horizons plus perméables susceptibles de contenir des hydrocarbures.

L'évaluation des ressources géothermiques de faible température pour des usages directs de la chaleur pourrait être approfondie en guise de travaux futurs (Figure 13). Dans cette optique, il serait important de mieux comprendre la distribution de la température à de faibles profondeurs, soit 1 à 1,5 km.

Le contraste de conductivité thermique est plus important près de la surface. Des systèmes

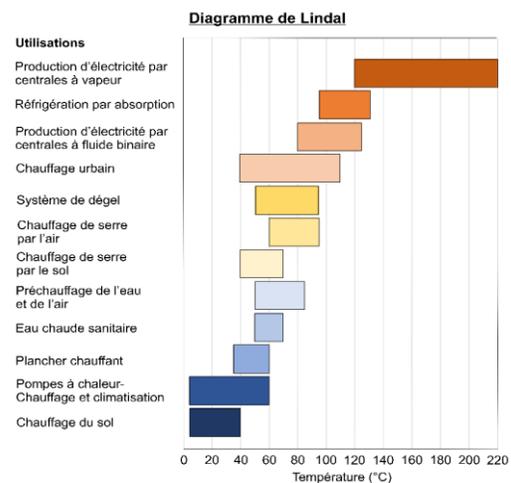


Figure 13: Diagramme de Lindal montrant les différentes utilisations des ressources géothermiques selon la température.

géothermiques opérés à basse température pourraient tirer avantage de la hausse de gradient géothermique associée. Plus de travaux pourrait être effectués sur les pompes à chaleurs géothermiques exploités avec des échangeurs de chaleur de faible profondeur. La conductivité thermique du roc est un paramètre clé pour assurer un bon fonctionnement de ces systèmes. Les données acquises dans le cadre de cette étude pourraient être utilisés pour mieux définir le potentiel d'économie d'énergie associée aux pompes à chaleur géothermique.

## 7. Conclusion

Les Îles-de-la-Madeleine possèdent une géologie unique au Québec façonnée par des diapirs de sel. La modélisation de la distribution de la température en 2D a confirmé que le contraste de conductivité thermique entre le sel et les roches sédimentaires induit des zones avec une hausse locale du gradient géothermique. Pour réduire l'incertitude liée à la simulation de la température en profondeur, il est nécessaire de varier les propriétés thermiques et hydrauliques du roc. Selon les températures inventoriées dans le puits BRION ISLAND No.1, la simulation de la température avec des propriétés constantes induit une erreur maximale de 8 °C (Figure 7-a). Cette surestimation risque d'engendrer des températures de production plus faible que prévue causant par le fait même des pertes d'efficacité du système géothermique pouvant affecter la rentabilité du projet (Harrisson et al., 1990).

Les simulations obtenues ont permis de cibler des zones ayant un potentiel pour l'exploitation des ressources géothermiques. Le sous-sol sous certaines îles, tel que l'Île-de-la-Pointe-aux-Loups, présente une température de 40 °C à 850 m de profondeur. L'eau souterraine pourrait alors être puisée et distribuée dans des réseaux de chaleur urbains. Selon le diagramme de Lindal (Figure 13), l'eau serait assez chaude pour l'utiliser dans des planchers chauffants ou encore le chauffage du sol pour l'agriculture.

Les simulations effectuées ont permis de comprendre davantage les transferts thermiques liés à la géométrie des diapirs et la distribution de température résultante avec de réelles données des propriétés thermiques propres à la région, ce qui constitue une avancée par rapport aux études précédentes n'impliquant que des valeurs théoriques de la conductivité thermique et une géométrie simplifiées (Majorowicz et Minea, 2015). Toute l'importance de considérer la

variation de la conductivité thermique de l'halite en fonction de la température est soulignée par les résultats des simulations qui sont jugées plus représentatives. D'autres travaux sont à prévoir pour détailler le potentiel géothermique et, en conséquence, aider la municipalité des Îles-de-la-Madeleine à atteindre ses objectifs de réduction d'émissions de gaz à effet de serre.

## Références

- AGU (1995). *Rock physics and phase relations: a handbook of physical constants*. American Geophysical Union: Washington. P.105-126
- BAPE (2002). *Chapitre 1-Plan d'exploration. Plan d'exploration pétrole et gaz naturel au Québec 2002-2010*. Rapport public. Bureau d'audience publique sur l'environnement. Québec. P. 29-60.
- BEARDSMORE, G.R. et CULL, J.P. (2001). *Crustal Heat Flow - A Guide to Measurement and Modeling*. Cambridge University Press. <http://doi.org/10.1017/CBO9780511606021>
- BÉDARD, K., Comeau, F.-A. Millet E., Raymond, J., Malo M., Gloguen E (2016). *Évaluation des ressources géothermiques du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent*. Rapport public. Institut national de la recherche scientifique: Québec. <http://espace.inrs.ca/4845/>
- BLACKWELL, D. D., Negraru, P. T. et Richards, M. C. (2006) *Assessment of the enhanced geothermal system resource base of the United States*. Natural Resources Research, New York, 15(4), p.283-308. <http://dx.doi.org/10.1007/s11053007-9028-7>
- BOURQUE, P.-A. (2004). *Le sel des Îles-de-la-Madeleine*. Page web. Université Laval : Québec. <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bo Burke/s2/sel.iles.madeleine.html>
- BRISEBOIS, D. (1981). *Lithostratigraphie des strates permo-carbonifères de l'archipel des Îles de la Madeleine*. Rapport public. Ministère de l'énergie et des ressources du Québec. Québec.
- BÜCKER, C. et RYBACH, L. (1996). *A simple method to determine heat production from gamma-ray logs*, Marine and Petroleum Geology Vol.13, No.4. Elsevier : Londres. P.373-375. [http://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)00089-5](http://doi.org/10.1016/0264-8172(95)00089-5)
- COMSOL INC. (2018). Introduction to COMSOL Multiphysics. Page web. Comsol, Stockholm. <http://cdn.comsol.com/documentation/5.2.1.152/IntroductionToCOMSOLMultiphysics.pdf>
- GLOBENSKY, Y., Lamarche, R.Y., Simard, A., Charbonneau, J.-M. (1993). *Lexique Stratigraphique Canadien: Région des Appalaches, des Basses-Terres du Saint-Laurent et des Îles-de-la-Madeleine*, vol 5-B. Géomines. Québec. P.327.
- HARRISON, W. E., Luza, K. V., Prater, L., Cheung, P. K. (1983). *Geothermal Resource Assessment in Oklahoma*. Oklahoma Geological Survey: Norman. Special Paper 83-1. P.42.
- HARRISON, R., Mortimer, N. D., Smarason, O.B. (1990). *Geothermal Heating: A Handbook of Engineering Economics*. England: Pergamon press, p.558. <http://doi.org/10.1016/C2009-0-14795-5>
- HOUSSE, B. et Maget, P. (1976). *Potentiel géothermique du bassin parisien*. Rapport public. Bureau de recherches géologiques et minières. Orléans. P.125.
- HOWIE, R.D. et BARSS, M.S. (1975). *Upper Paleozoic rocks of the Atlantic provinces, Gulf of the St. Lawrence and adjacent continental shelf: Offshore Geology of Eastern Canada*. Bulletin 380. Rapport public. Geological Survey of Canada, Ottawa. P.120.
- [1] HYDRO-QUÉBEC. Visitez, *La centrale des Îles-de-la-Madeleine*. Page web. Hydro-Québec. Montréal. <http://www.hydroquebec.com/visitez/madeleine/madeleine.html>
- [2] HYDRO-QUÉBEC (2018). *Nouvelles et communiqués*. Page web. Hydro-Québec. Montréal. <http://nouvelles.hydroquebec.com/fr/communiqués-de-presse/1359/une-solution-fiable-qui-reduit-les-ges-de-94/>
- [3] HYDRO-QUÉBEC (2016). *Plan d'approvisionnement 2017-2026 : Réseaux autonomes*. Rapport public. Hydro-Québec. Montréal. P.15.
- JESSOP, A.M. (1990) *Thermal Geophysics*. Elsevier. Amsterdam, The Netherlands. 306 pages. [http://doi.org/10.1016/0031-9201\(91\)90166-F](http://doi.org/10.1016/0031-9201(91)90166-F)
- KEEN, M.J. et WILLIAMS, G.L. (1990). *Géologie de la marge continentale de l'Est du Canada*. Commission géologique du Canada. Ottawa. P. 914.
- KEHLE, R.O., SCHOEPEL, R. et DEFORD, R. (1970). *The AAPG geothermal survey of*

- North America. Proceedings of the United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Ressources, vol.2. Université de Californie : Oakland. P.358-367.
- KHUTORSKOI, M.D., Teveleva, E.A., Tsybulya, L.A. et Urban, G.I. (2010). *Heat flow in salt-dome basins of Eurasia: a comparative study*. Geotectonics, vol.44 No.4. P.289-304. <http://doi.org/10.1134/S0016852110040011>
- LANGEVIN, H., Raymond, J., Comeau, F.-A., Malo, M. (2018). *Évaluation du potentiel géothermique profond aux Îles-de-la-Madeleine : mesure des propriétés thermiques et hydrauliques. Rapport publique*. Institut national de la recherche scientifique, Québec, p.22. <http://espace.inrs.ca/8032/>
- LEMIEUX, J.-M., Hassaoui, J., Molson, J., Therrien, R., Therrien, P., Chouteau, M., Ouellet, M. (2015). *Simulating the impact of climate change on the groundwater resources of the Magdalen Islands, Québec, Canada*. Elsevier, Journal of Hydrology: Regional Studies 3, p.400-423. <http://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.02.011>
- PASQUALE, V., Verdoya, M. et Chiozzi P. (2017). *Geothermics: Heat Flow in the Lithosphere*. Springer International Publishing: New York. P.127. <http://doi.org/10.1007/978-3-319-02511-7>
- PETERSEN, K. et LERCHE, I. (1996). *Temperature dependence of thermal anomalies near evolving salt structures: importance for reducing exploration risk*. Geological Society: London. P.275-290. <http://doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.100.01.18>
- POPOV, Y., Beardsmore, G.R., Clauser, C., Roy, S. (2016). *ISRM Suggested Methods for Determining Thermal Properties of Rocks from Laboratory Tests at Atmospheric Pressure*. Springer International Publishing: New York. <http://doi.org/10.1007/s00603-016-1070-5>
- MACDONALD, AM., Kemp SJ., Davies, J. (2005). *Transmissivity variations in mudstones*. Ground Water, 43, p.259-269. <http://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.0020.x>
- MAJOROWICZ, J. et MINEA, V. (2015). *Geological, Economical and Environmental Assessment of Combined Geothermal Power and Heat Generation in Québec, Canada*. Article de conférence: Proceedings World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia.
- MARESCHAL, J.-C., ROLANDONE, F. et BIENFAIT, G. (1999). *Heat flow variations in a deep borehole near Sept-Îles, Québec, Canada: Paleoclimatic interpretation and implications for regional heat flow estimates*. Geophysical Research Letters, Vol. 26, No.14, p. 2049-2052. <http://doi.org/10.1029/1999GL900489>
- MINEA, V. et MAJOROWICZ, J. (2012). *Preliminary Assessment of Deep Geothermal Resources in Trois-Rivières Area, Québec*. GRC Transactions, Vol.36. P.709-715.
- MADELIN'EAU (2005). *Gestion des eaux souterraines aux Îles-de-la-Madeleine : Un défi de développement durable*. Étude de faisabilité. Groupe Madelin'eau. Brossard.
- MUNICIPALITÉ DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE (2017). *Stratégies Énergétiques des Îles-de-la-Madeleine 2017-2025*. P.19
- OUZZANE, M., Eslami-Nejad, P., Badache, M., Aidoun, Z. (2014). *New correlations for the prediction of the undisturbed ground temperature*. Geothermics vol.53. Elsevier: Londres. P.379-384. <http://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.08.001>
- RESSOURCES NATURELLES CANADA, (2017). *Base de données BASIN*. Page web. Ressources naturelles Canada. Ottawa. [http://basin.gdr.nrcan.gc.ca/wells/index\\_f.php](http://basin.gdr.nrcan.gc.ca/wells/index_f.php)
- RESSOURCES NATURELLES CANADA. *Pompes géothermiques (systèmes à énergie du sol)*, Énergie. Page web. Ressources naturelles Canada. Ottawa. <http://www.nrcan.gc.ca/energie/p>

- [ublications/efficacite/chauffage-thermopompe/6834](#)
- STATISTIQUES CANADA, (2016). *Profil du recensement, Recensement de 2016*. Page web. Ressources naturelles Canada. Ottawa.  
<http://www12.statcan.gc.ca/census-recensement/2016/dp-pd/prof/search-recherche/resultats-resultats.cfm?Lang=F&TABID=1&G=1&Geo1=&Code1=&Geo2=&Code2=&SearchText=%C3%8Eles-de-la-Madeleine&SearchType=Begins&wb-srch-place=search>
- TARASOV, L. et PELTIER, W.R. (2007). *Coevolution of continental ice cover and permafrost extent over the last glacial cycle in North America*. Journal of Geophysical Research, Vol.112, F02S08.  
<http://doi.org/10.1029/2006JF000661>
- TOURISME QUÉBEC, (2018). *Centrale des Îles-de-la-Madeleine (Hydro-Québec)*. Page web. Tourisme Québec. Québec.  
<http://www.hydroquebec.com/visitez/madeleine/madeleine.html>
- VOSTEEN H.-D. et SCHELLSCHMIDT R. (2003). *Influence of temperature on thermal conductivity, thermal capacity and thermal diffusivity for different types of rock*. Physics and Chemistry of the Earth Parts 28, 9, p.499-509.  
[http://doi.org/10.1016/S1474-7065\(03\)00069-X](http://doi.org/10.1016/S1474-7065(03)00069-X)
- WARREN, J. (2016). *Evaporites-A Geological Compendium-Second Edition*. Switzerland: Springer International Publishing, p.1813.  
<http://doi.org/10.1007/978-3-319-13512-0>
- WAPLES, D.W., Pacheco, J. et Vera, A. (2004). *A method for correcting log-derived temperatures in deep wells, calibrated in the Gulf of Mexico*. Pet: Geosci, Ch.10, 239–245. <http://doi.org/10.1144/1354-079302-542>
- WAPLES, D.W. et Ramly, M. (2001). *A statistical method for correcting log-derived temperatures*. Pet: Geosci, Ch.7, 231–240.  
<http://doi.org/10.1144/petgeo.7.3.231>
- ZARE-REISABADI, M., Kamali, M.R., Mohammadnia, M., Shabani, F. (2014). *Estimation of true formation temperature from well logs for basin modeling in Persian Gulf*. Journal of Petroleum Science and Engineering. Elsevier: Londres. P. 13-22.  
<http://doi.org/10.1016/j.petrol.2014.11.009>
- ZHENG, L. et ZHANG, X. (2017). *Modeling and analysis of modern fluids problems, Chapter 8: Numerical Methods*. Science Direct : Londres. P. 361-455.  
<http://doi.org/10.1016/C2016-0-01480-8>

## **ANNEXE A- Lithostratigraphie détaillée des Îles-de-la-Madeleine**



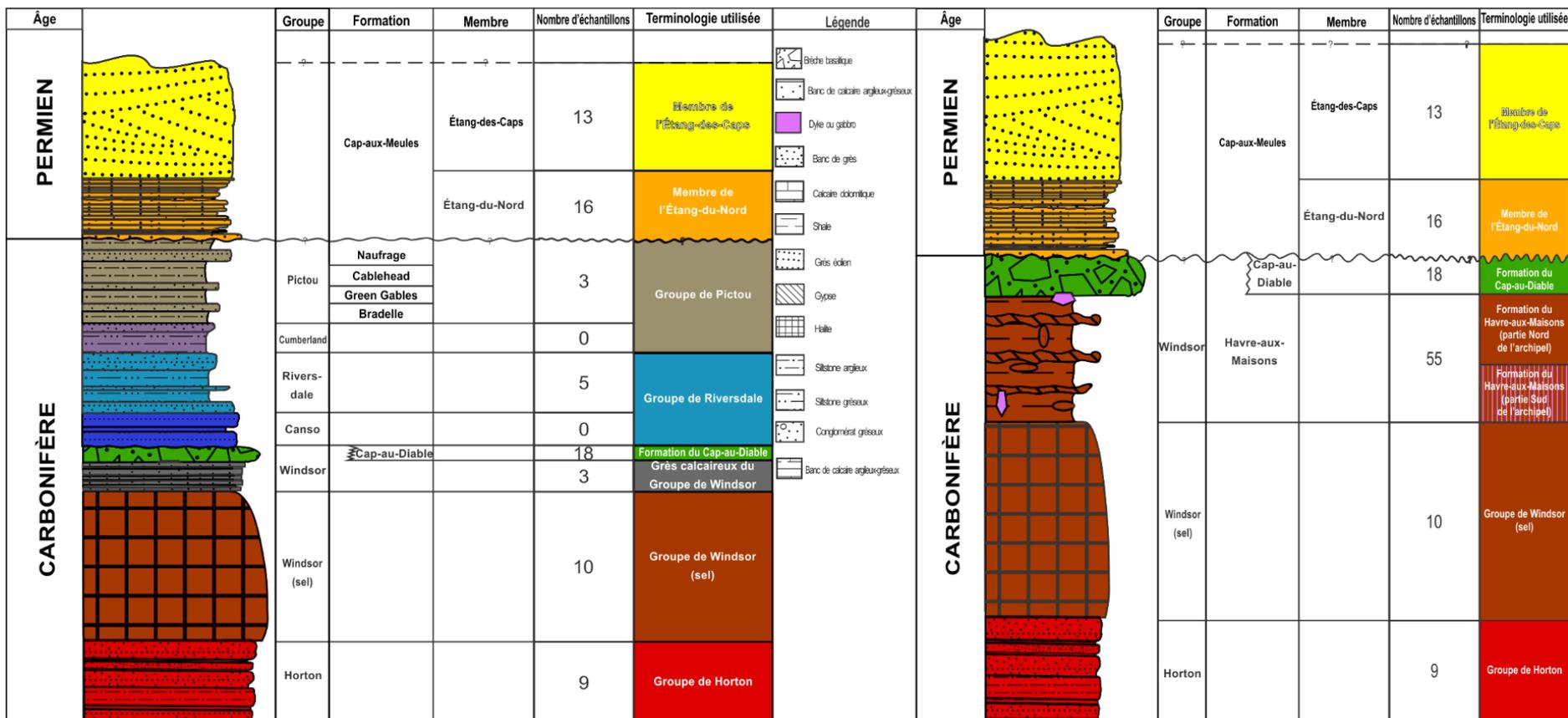


Figure 14: Colonne stratigraphique entre les diapirs de sel à gauche. À droite, colonne stratigraphique représentant les diapirs de sel des Îles-de-la-Madeleine.



## **ANNEXE B – Cartes géologiques et affleurements**



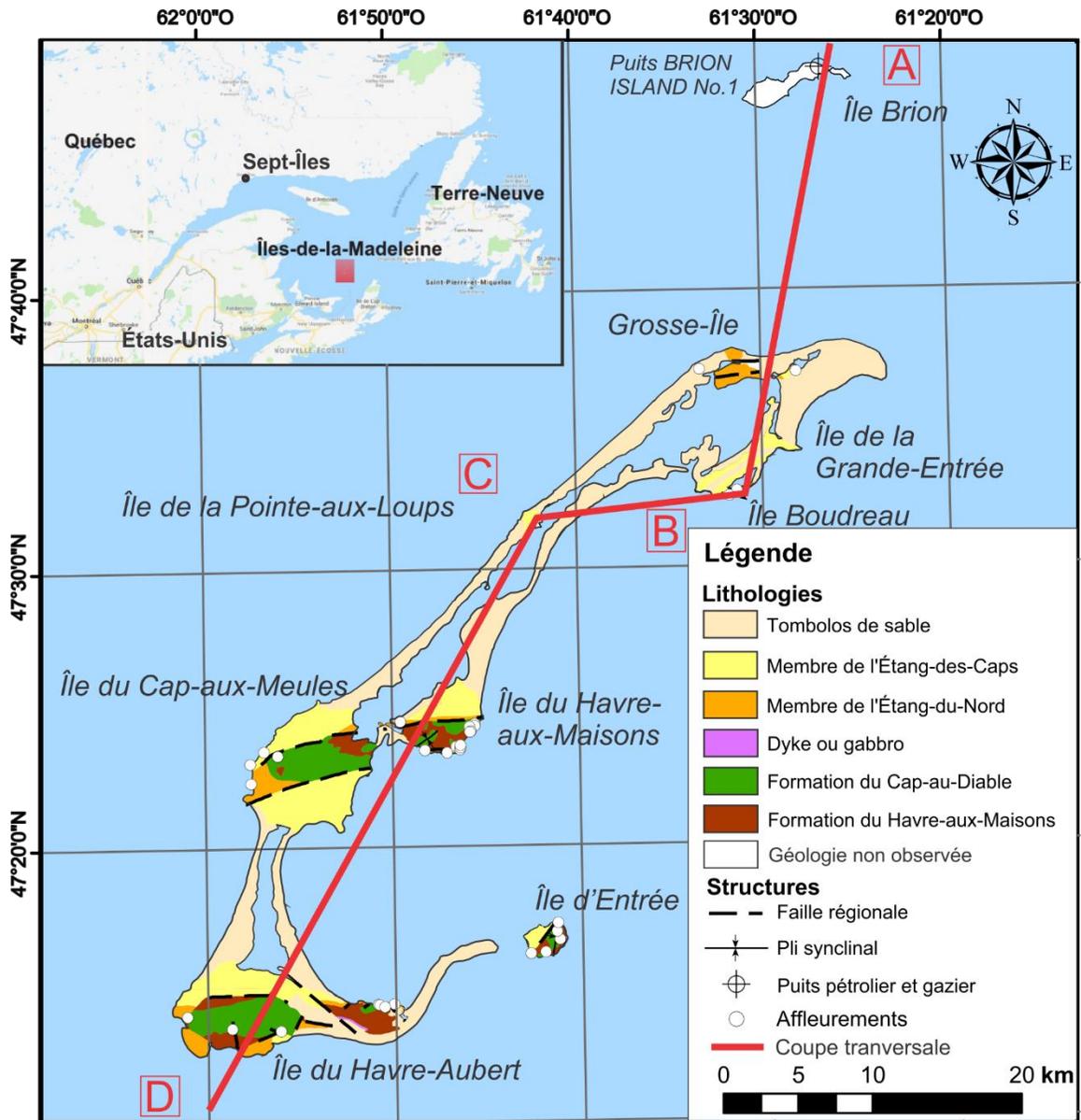


Figure 15: Carte géologique de l'archipel des Îles-de-la-Madeleine avec les affleurements et les puits d'observation visités.

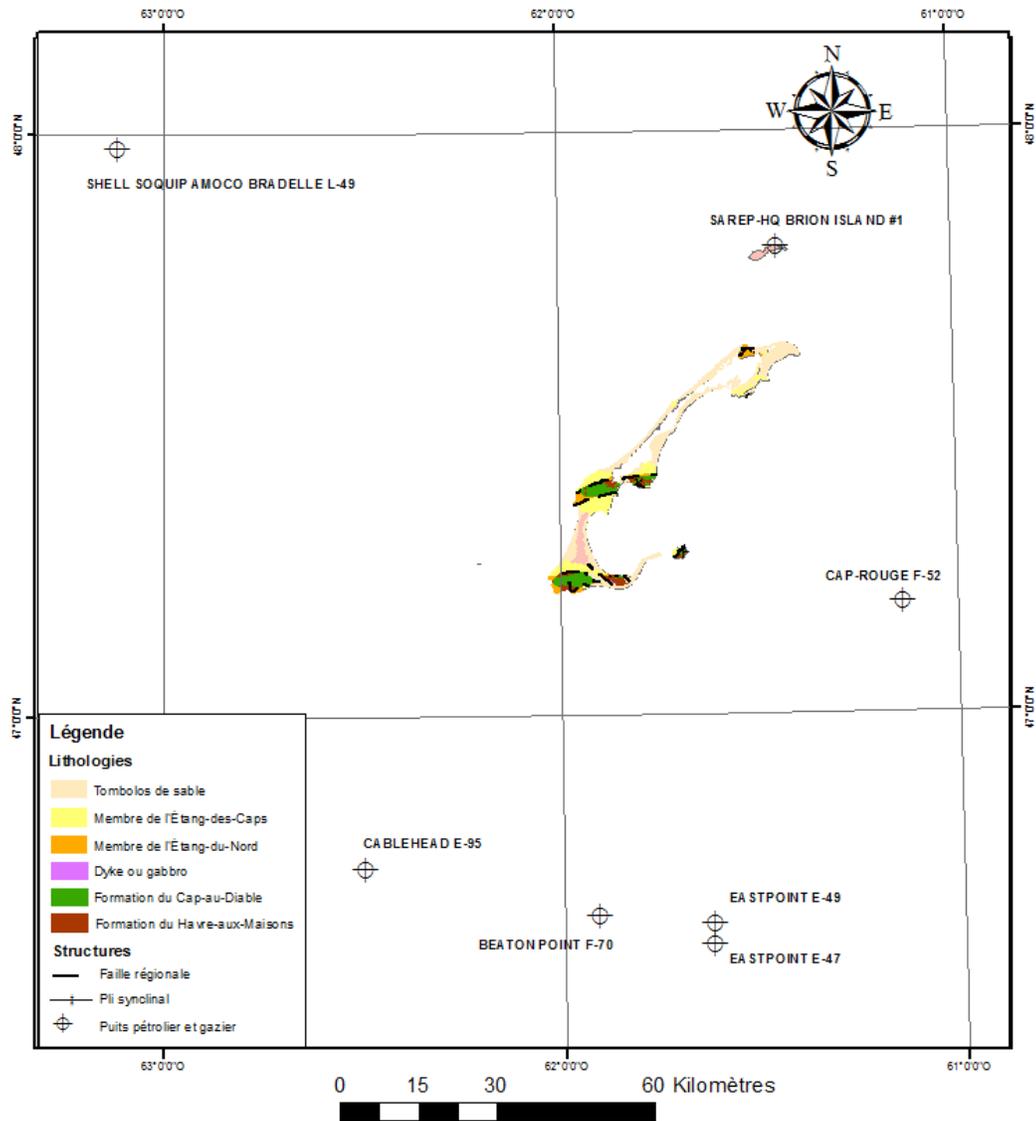


Figure 16: Carte géologique présentant le positionnement des puits pétroliers et gaziers autour de l'archipel.

**ANNEXE C – Photos des appareils techniques utilisés**



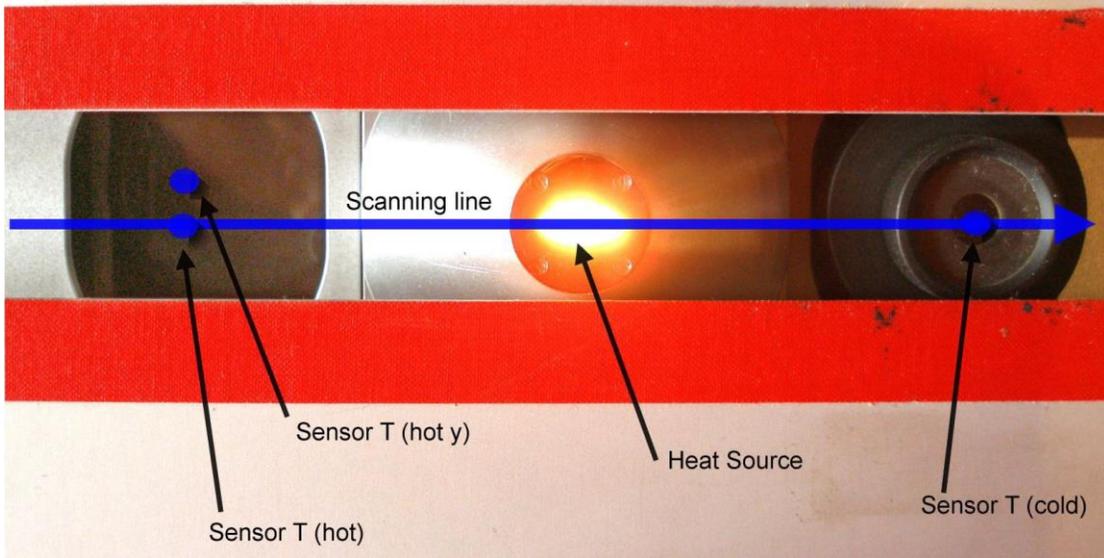


Figure 17: Composantes du TCSan de LGM Lippmann.



Figure 18: Échantillon d'halite blanche pure à 95% sur le TCSan de LGM Lippmann.



Figure 19: Échantillon d'halite impure avec sylvite et argiles sur le TCScan de LGM Lippmann.



Figure 20: Compteur de flux de chaleur FOX50 ouvert avec un échantillon de sel.

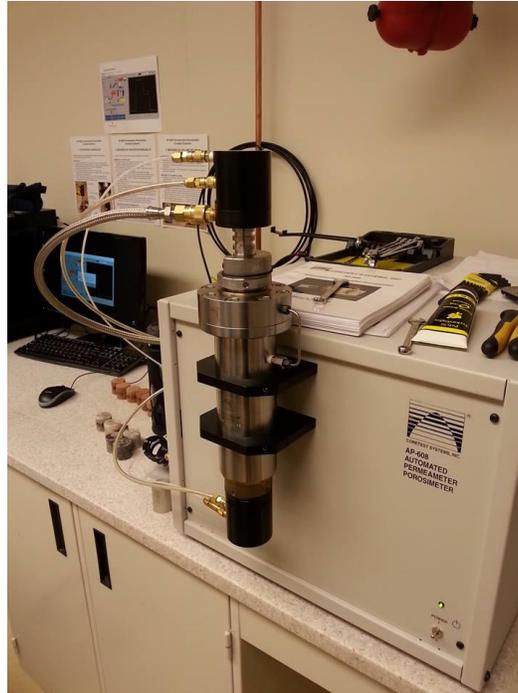


Figure 21: Porosimètre et perméamètre de Coretest systems.



Figure 22: Échantillon d'halite sur la partie inférieure du réceptacle du porosimètre et perméamètre de Coretest systems.



## **ANNEXE D – Résultats des mesures de propriétés thermiques**



Tableau 7: Tableau de la conductivité thermique des échantillons en condition sèche. Les cases bleues représentent les conductivités thermiques considérées pour les simulations.

Unité géologique	Lithologie	Conductivité thermique moyenne mesuré au scanner infrarouge ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Écart-type de la conductivité thermique moyenne mesuré au scanner infrarouge ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Nombre d'échantillons mesurés au scanner infrarouge	Conductivité thermique moyenne mesuré au FOX50 ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Écart-type de la conductivité thermique moyenne mesuré au FOX50 ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Nombre d'échantillons mesurés au FOX50	Pondération (%)	Moyenne arithmétique de la conductivité thermique ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Moyenne arithmétique de l'écart-type de la conductivité thermique ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Moyenne harmonique de la conductivité thermique ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Moyenne harmonique de l'écart-type de la conductivité thermique ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Moyenne géométrique de la conductivité thermique ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Moyenne géométrique de l'écart-type de la conductivité thermique ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )
Membre de l'Étang-des-Caps	Grès rouge	1,583	0,326	7	1,440	0,320	3	85,0						
	Grès gris-verdâtre	3,046	0,507	4	2,616	-	1	10,0	1,672	0,339	1,561	0,332	1,606	0,335
	Siltstone	2,866	0,321	2	-	-	0	5,0						
Membre de l'Étang-du-Nord	Grès rouge	2,121	1,076	6	1,472	0,459	4	60,0						
	Grès gris-verdâtre	3,409	0,110	2	3,589	-	1	20,0						
	Siltstone	2,866	0,321	2	-	-	0	18,0	2,134	0,364	1,862	0,270	1,985	0,328
	Conglomérat calcaireux	3,304	0,466	4	2,076	0,853	2	1,0						
	Dolomie	3,359	0,473	2	3,227	-	1	1,0						
Groupe de Pictou	Grès gris-verdâtre	2,666	0,303	3	-	-	0	100,0	2,666	0,303	2,666	0,303	2,666	0,303
Groupe de Riversdale	Grès gris-verdâtre	3,322	0,539	3	-	-	0	90,0	3,329	0,502	3,329	0,447	3,329	0,482
	Siltstone	3,394	0,177	2	-	-	0	10,0						
Formation du	Basalte	2,064	0,166	14	1,969	0,241	3	94,0	2,118	0,199	2,102	0,176	2,109	0,171
	Gabbro	2,911	0,210	2	3,167	0,276	2	5,0						

<b>Cap-au-Diable</b>	Dolomie	3,359	0,473	2	<b>3,227</b>	-	<b>1</b>	1,0							
<b>Formation du Havre-aux-Maisons (partie Sud de l'archipel)</b>	Mudrock silteux rouge ou vert	1,437	0,205	3	<b>1,219</b>	<b>0,148</b>	<b>2</b>	63,0							
	Volcanoclastite	1,858	0,461	5	<b>1,747</b>	<b>0,286</b>	<b>2</b>	10,0							
	Calcaire	3,046	0,406	3	<b>2,804</b>	<b>0,177</b>	<b>2</b>	8,0							
	Gypse	<b>1,250</b>	<b>0,319</b>	<b>5</b>	1,238	0,266	2	5,0							
	Grès rouge	2,238	1,076	6	<b>1,472</b>	<b>0,459</b>	<b>4</b>	2,0							
	Grès gris-verdâtre	<b>3,409</b>	<b>0,110</b>	<b>2</b>	3,589	-	<b>1</b>	2,0							
	Mudrock silteux noir anhydritisé	<b>2,056</b>	<b>0,684</b>	<b>7</b>	1,473	0,028	2	2,0	1,547	0,198	1,407	0,175	<b>1,467</b>	<b>0,186</b>	
	Siltstone	<b>2,866</b>	<b>0,321</b>	<b>2</b>	-	-	0	2,0							
	Veine de gypse	<b>1,418</b>	<b>0,316</b>	<b>2</b>	1,753	-	1	2,0							
	Basalte	<b>2,064</b>	<b>0,166</b>	<b>14</b>	1,969	0,241	3	1,0							
	Conglomérat	<b>1,569</b>	<b>0,435</b>	<b>2</b>	-	-	0	1,0							
	Gabbro	<b>2,911</b>	<b>0,210</b>	<b>2</b>	3,167	0,276	2	1,0							
Dolomie	3,359	0,473	2	<b>3,227</b>	-	<b>1</b>	1,0								
<b>Formation du Havre-aux-Maisons (partie</b>	Mudrock silteux rouge ou vert	1,437	0,205	3	<b>1,219</b>	<b>0,148</b>	<b>2</b>	70,0	1,506	0,189	1,363	0,168	<b>1,420</b>	<b>0,178</b>	
	Calcaire	3,064	0,406	3	<b>2,804</b>	<b>0,177</b>	<b>2</b>	10,0							
	Gypse	<b>1,250</b>	<b>0,319</b>	<b>5</b>	1,238	0,266	2	8,0							

<b>Nord de l'archipel)</b>	Grès rouge	2,238	1,076	6	<b>1,472</b>	<b>0,459</b>	<b>4</b>	2,0						
	Grès gris-verdâtre	<b>3,409</b>	<b>0,110</b>	<b>2</b>	3,589	-	1	2,0						
	Mudrock silteux noir anhydritisé	<b>2,059</b>	<b>0,684</b>	<b>7</b>	1,473	0,028	2	2,0						
	Siltstone	<b>2,866</b>	<b>0,321</b>	<b>2</b>	-	-	0	2,0						
	Veine de gypse	<b>1,418</b>	<b>0,316</b>	<b>2</b>	1,753	-	1	2,0						
	Conglomérat	<b>1,569</b>	<b>0,435</b>	<b>2</b>	-	-	0	1,0						
	Dolomie	3,359	0,473	2	<b>3,227</b>	-	<b>1</b>	1,0						
<b>Halite du Groupe de Windsor</b>	Halite pure à 95%	4,159	0,868	5	<b>6,213</b>	<b>0,403</b>	<b>8</b>	95,0						
	Halite avec argiles et peu de sylvite	4,797	0,408	5	<b>5,151</b>	<b>0,500</b>	<b>5</b>	5,0	6,160	0,408	6,150	0,407	<b>6,155</b>	<b>0,407</b>
<b>Groupe de Horton</b>	Grès rouge	<b>3,672</b>	<b>0,221</b>	<b>4</b>	-	-	0	49,4						
	Conglomérat	<b>3,502</b>	<b>0,784</b>	<b>2</b>	-	-	0	18,5						
	Shale	<b>3,009</b>	<b>0,227</b>	<b>2</b>	-	-	0	17,7	3,487	0,316	<b>3,469</b>	<b>0,236</b>	3,478	0,265
	Siltstone	<b>3,419</b>	<b>0,146</b>	<b>1</b>	-	-	0	14,4						

Tableau 8: Comparaisons entre les conductivités thermiques mesurées au TCScan et au FOX50 en condition sèche ou saturée.

# Échantillon	Lithologie	Conductivité thermique du TCS ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Conductivité thermique du FOX50	Conductivité thermique du FOX50 saturé ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )
HL-10-C	Anhydrite avec mudrock silteux noir	1,606	1,453	-
HL-10-E	Veine de gypse	1,503	1,753	-
HL-10-G	Anhydrite avec mudrock silteux noir	1,476	1,493	-
HL-11-A	Grès rouge laminé	1,645	1,209	2,567
HL-11-B	Conglomérat calcaireux	2,059	1,473	3,032
HL-14-A	Gypse	1,662	1,05	-
HL-15-A	Gypse	1,42	1,426	-
HL-16-B	Halite blanche (95%)	5,519	6,078	-
HL-16-C	Halite blanche (95%)	4,148	3,709	-
HL-16-D	Halite blanche (95%)	2,804	6,1185	-
HL-16-F	Halite avec potasse et peu d'argile	4,386	4,7245	-
HL-16-G	Halite avec potasse et peu d'argile	4,985	5,675	-
HL-16-I	Halite avec potasse et peu d'argile	4,307	4,958	-
HL-16-J	Halite blanche (95%)	4,839	6,3095	-
HL-16-K	Halite blanche (95%)	4,69	6,2935	-
HL-23-A	Grès rouge	1,347	1,135	2,453
HL-23-B	Grès rouge	1,363	1,411	2,728
HL-23-C	Grès rouge	1,563	1,773	2,424
HL-24-C	Basalte fin grisâtre	2,085	1,773	-
HL-26-A	Grès rouge	1,475	1,253	2,352
HL-28-B	Grès silteux verdâtre	2,997	2,616	3,236
HL-29-A	Grès silteux verdâtre	3,345	3,589	3,927
HL-30-A	Diabase	2,74	2,971	-
HL-31-C	Basalte pyroclastique grisâtre avec matrice rouge	2,094	2,238	-
HL-33-B	Grès rouge	3,386	2,16	3,507
HL-35-A	Basalte pyroclastique verdâtre avec calcite	1,812	1,896	-
HL-37-A	Grès rouge	1,318	1,267	2,574
HL-38-A	Mudrock silteux verdâtre	1,481	1,324	1,632
HL-39-A	Volcanoclastite beige	1,965	1,949	2,473
HL-40-A	Volcanoclastite beige	1,613	1,545	2,200
HL-41-A	Mudrock silteux verdâtre	1,175	1,114	1,747
HL-43-A	Calcaire gréseux grisâtre	3,547	2,929	3,603
HL-43-C	Calcaire gréseux grisâtre	2,776	2,679	3,773
HL-44-A	Conglomérat calcaireux gris avec clastes de mudstone rouge	2,815	3,035	3,308
HL-47-A	Gabbro verdâtre	3,11	3,362	-
HL-48-B	Dolomite cristalline beige	3,801	3,321	4,275

## **ANNEXE E – Calibration de la simulation de la décroissance de la porosité**



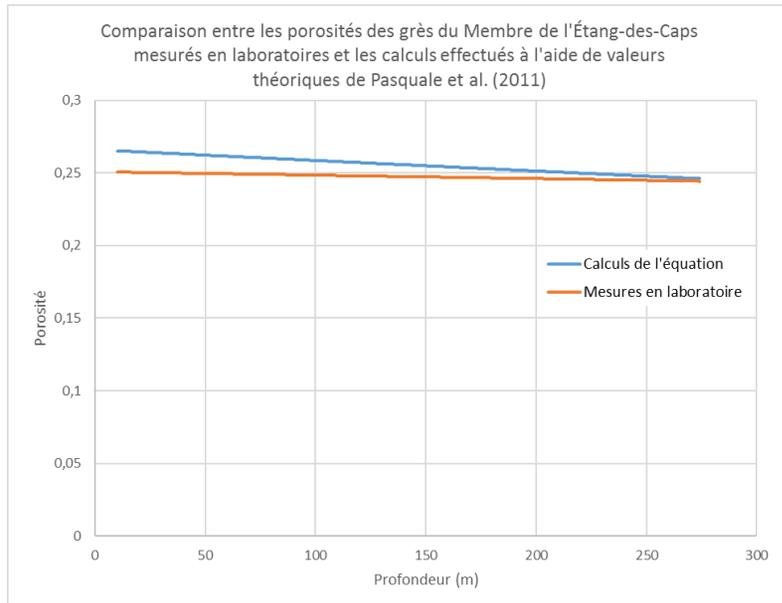


Figure 24: Comparaisons entre les valeurs théoriques et mesurées de la décroissance en fonction de la pression dans le Membre de l'Étang-des-Caps.

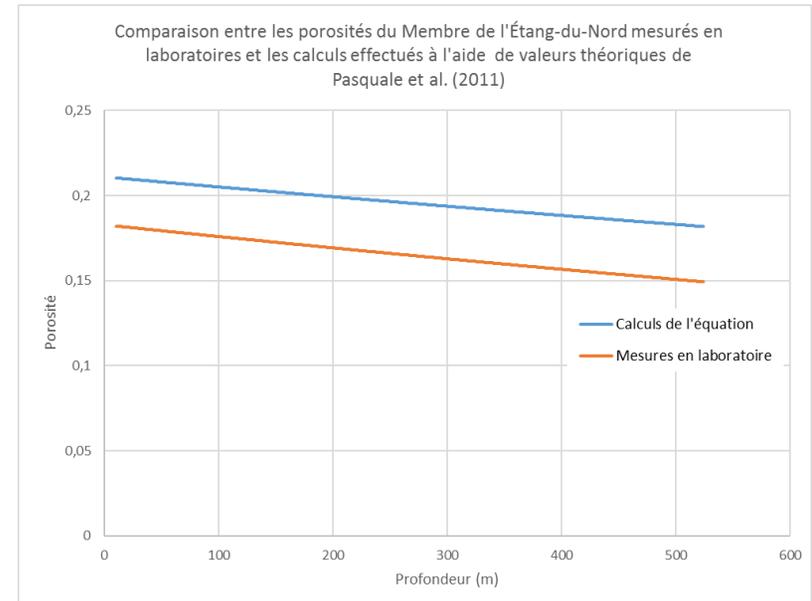


Figure 23: Comparaisons entre les valeurs théoriques et mesurées de la décroissance en fonction de la pression dans le Membre de l'Étang-du-Nord.

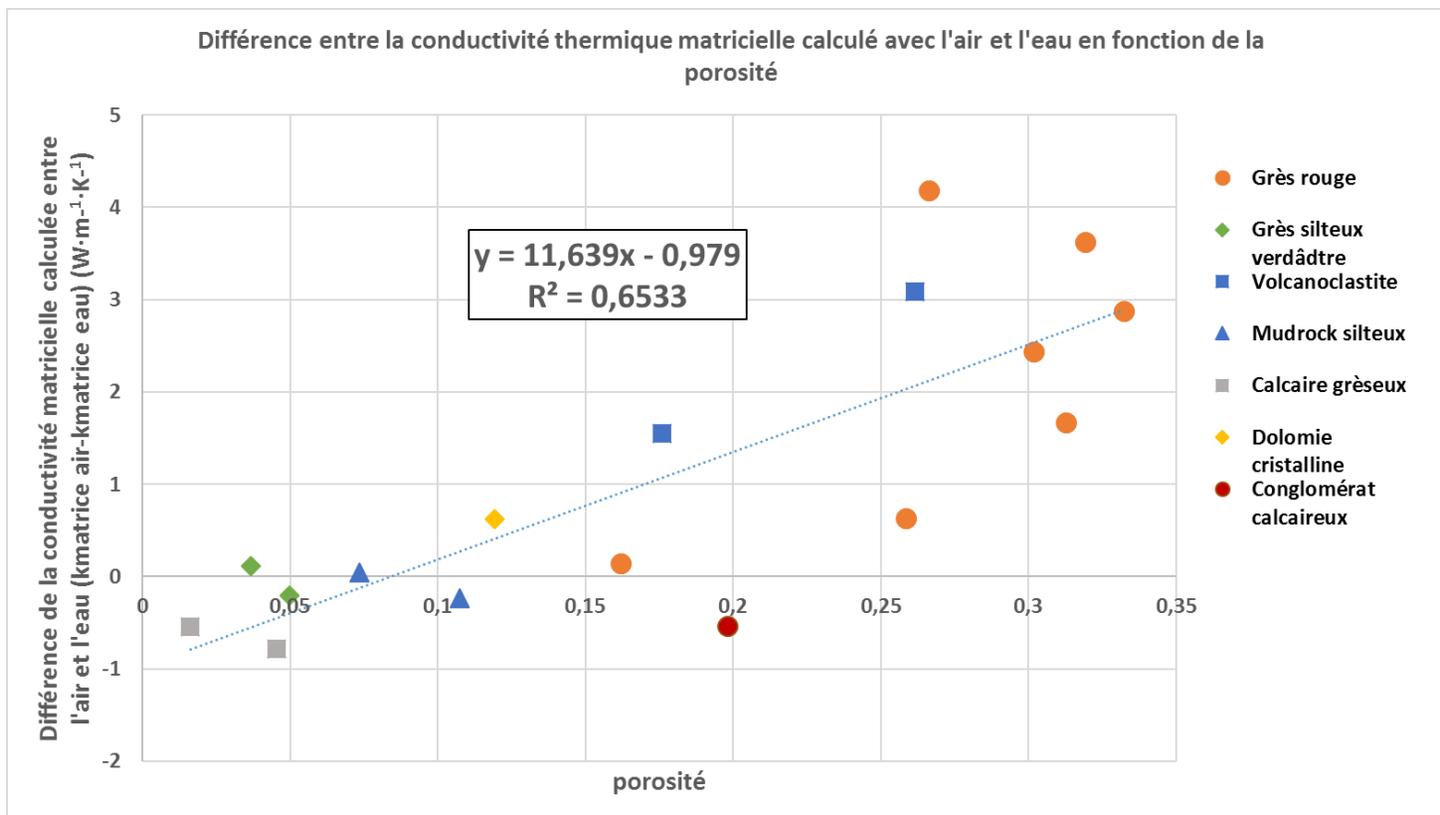


Figure 25: Différence de la conductivité thermique globale pour des échantillons secs et saturés en eau.

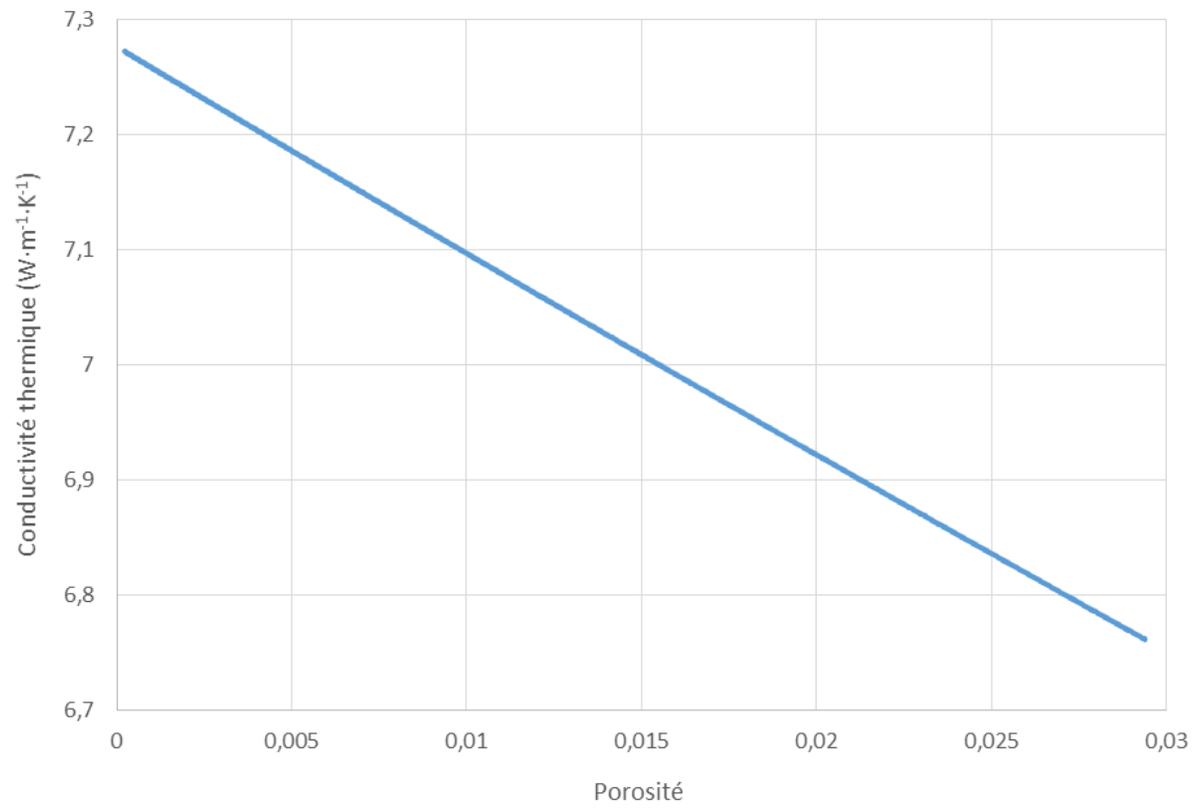


Figure 26: Relation inversement proportionnelle entre la porosité et la conductivité thermique d'un échantillon de sel en conditions saturées en eau.

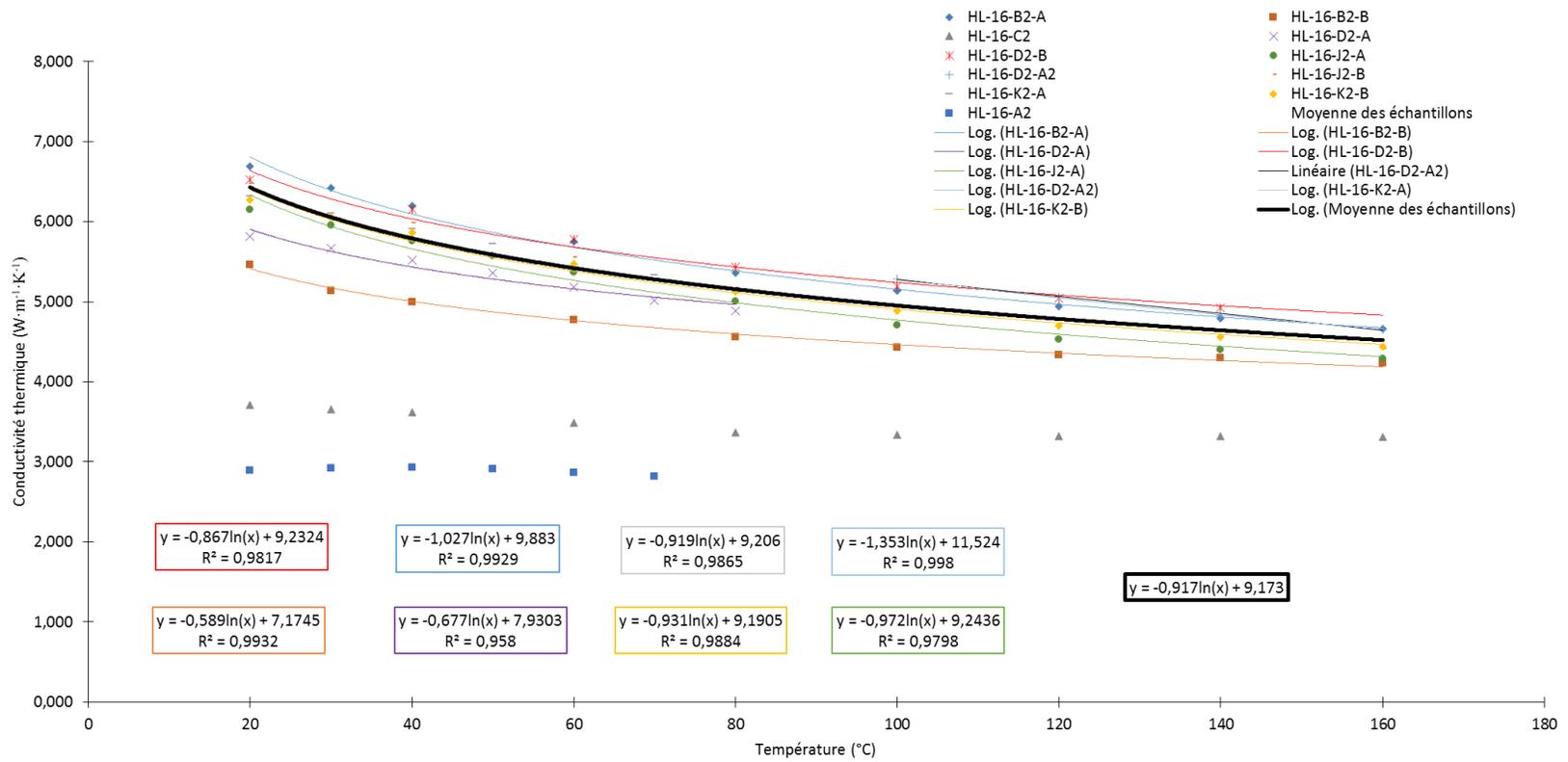


Figure 27: Relation de la conductivité thermique de la halite pure à 95% en fonction de la température.

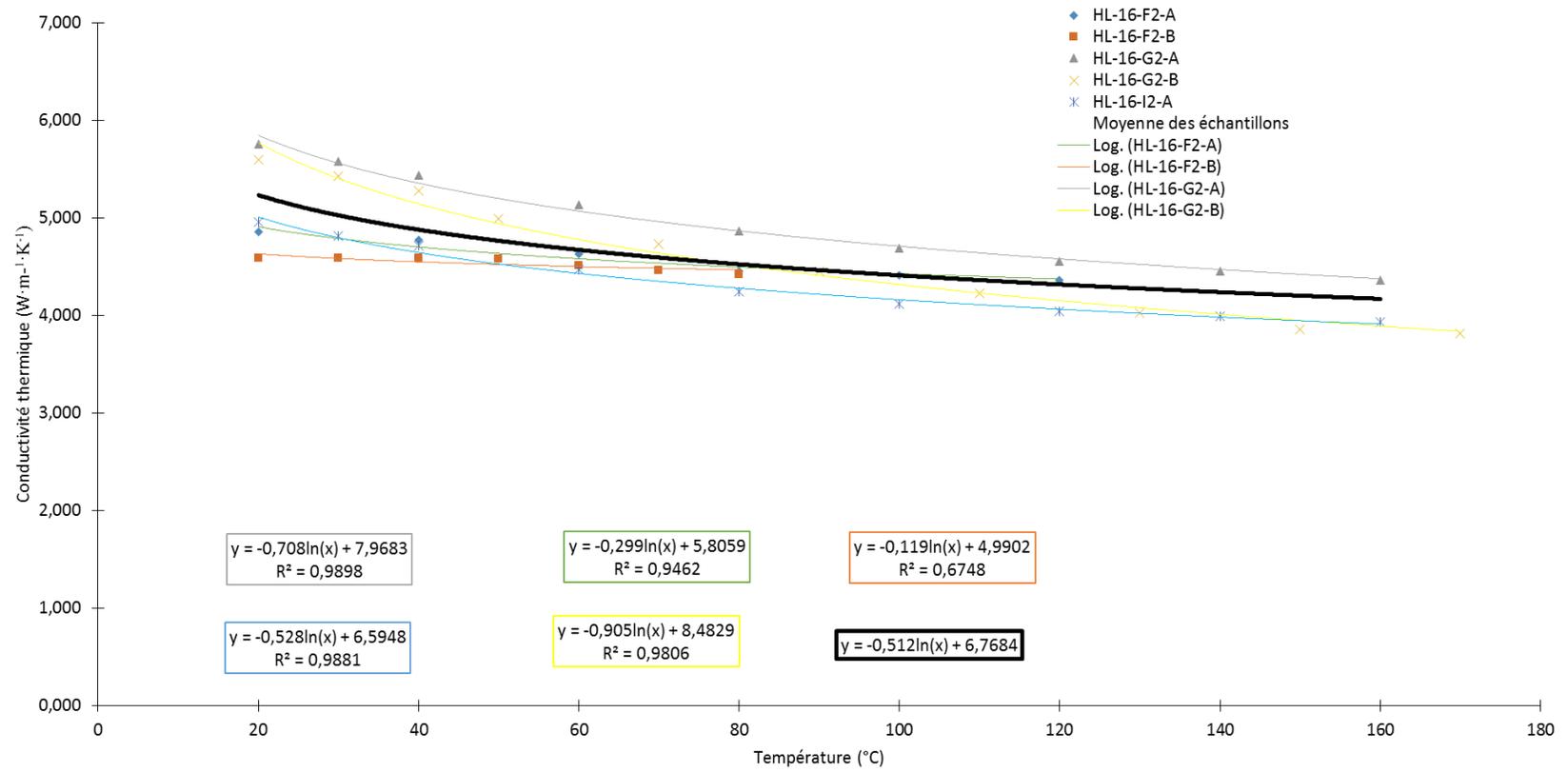


Figure 28: Relation de la conductivité thermique de la halite impure mélangée à de la sylvite et de l'argile en fonction de la température.



## **ANNEXE F – Calcul des températures et flux de chaleur**



Tableau 9: Correction des températures en fond de puits. Calcul du flux de chaleur associé à chacun de ces puits.

Nom du puits	Mesure	Profondeur (m)	BHT (°C)	TSC (heure)	Température non perturbée (°C)	Correction paléoclimatique (°C)	Température à l'équilibre (°C)	Gradient géothermique à l'équilibre (°C/km)	Conductivité thermique effective ( $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ )	Production de chaleur effective ( $\mu W \cdot m^{-3}$ )	Flux de chaleur en fond de puit ( $mW \cdot m^{-2}$ )	Flux de chaleur en surface ( $mW \cdot m^{-2}$ )	Flux de chaleur moyen du puits en surface ( $mW \cdot m^{-2}$ )	Flux de chaleur à 10 km ( $mW \cdot m^{-2}$ )
SAREP-HQ BRION ISLAND #1	1	2515,5	50,0	6,0	56,6	1,7	58,3	20,45	3,317	0,790	67,83	68,83	73,86	69,57
	2	3135,7	69,4	19,0	76,5	0,7	77,2	22,22	3,496	0,754	77,68	78,88		
SHELL SOQUIP AMOCO BRADELLE L-49	1	2644,8	55,6	5,0	62,3	1,0	63,3	22,02	3,342	0,923	73,59	74,81	73,94	69,10
	2	3095,2	63,3	8,3	69,9	0,7	70,6	21,19	3,353	0,950	71,04	72,51		
	3	4408,9	93,3	7,5	100,5	0,2	100,7	21,72	3,325	1,032	72,22	74,49		
CAP-ROUGE F-52	1	4883,5	72,7	-	84,2	0,1	84,3	16,25	4,844	0,586	78,71	80,15	80,15	76,59
BEATON POINT F-70	1	1725,0	37,8	-	49,3	1,7	51,0	26,69	3,124	0,920	83,37	84,17	84,17	-
CABLEHEAD E-95	1	3242,0	72,0	-	83,5	0,6	84,1	24,41	3,104	0,917	75,75	77,24	77,24	-
EASTPOINT E-47	1	2616,4	61,1	-	72,6	1,0	73,6	26,22	3,097	0,931	81,19	84,41	84,41	-
EASTPOINT E-49	1	3524,0	81,9	-	93,4	0,5	93,9	25,22	3,064	0,974	77,29	79,01	79,01	-



**ANNEXE G – Profil de température dans les puits pétroliers et dans le puits de surface ETANG2**



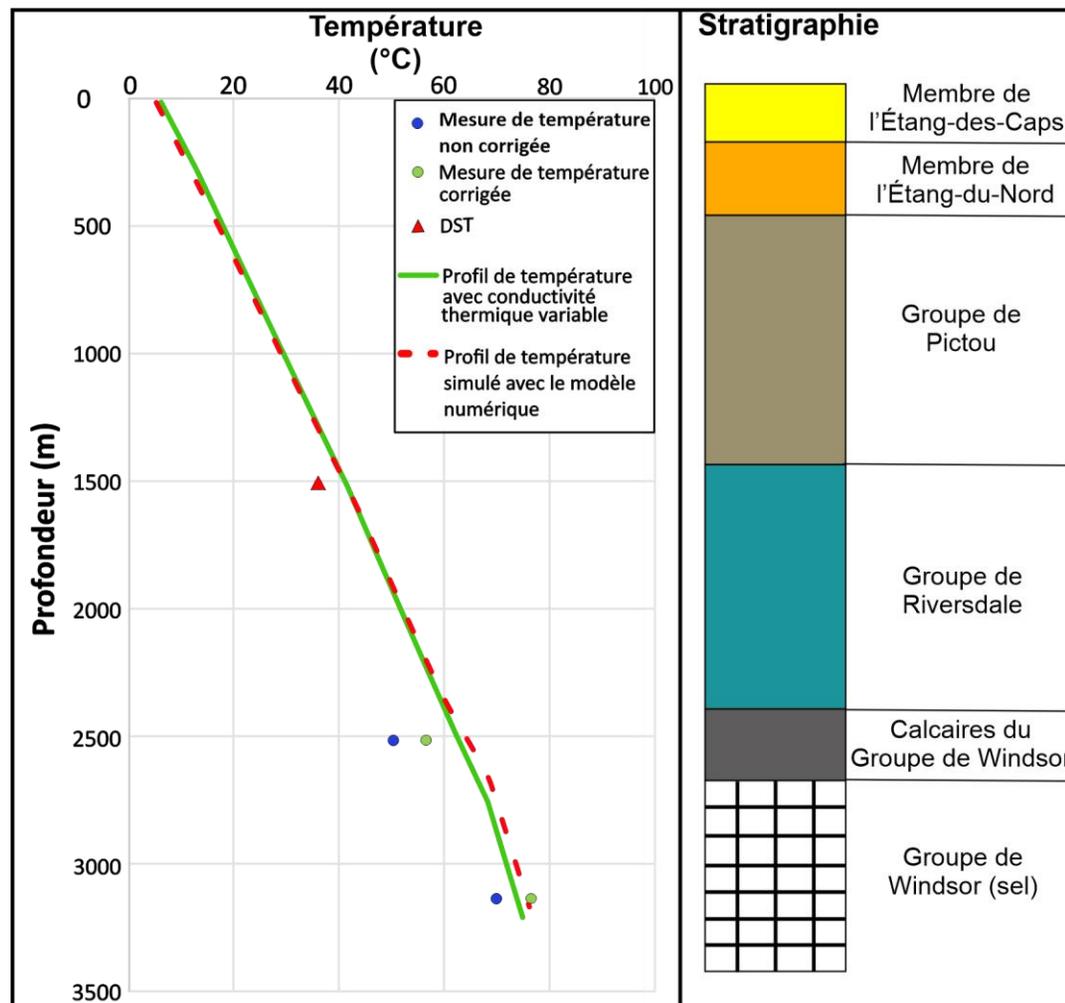


Figure 29: Profils de température du puits BRION ISLAND No.1 comparant la température interpolée en 1D (ligne continue verte) et celle simulée du modèle numérique en 2D (ligne pointillée rouge) dans le puits.

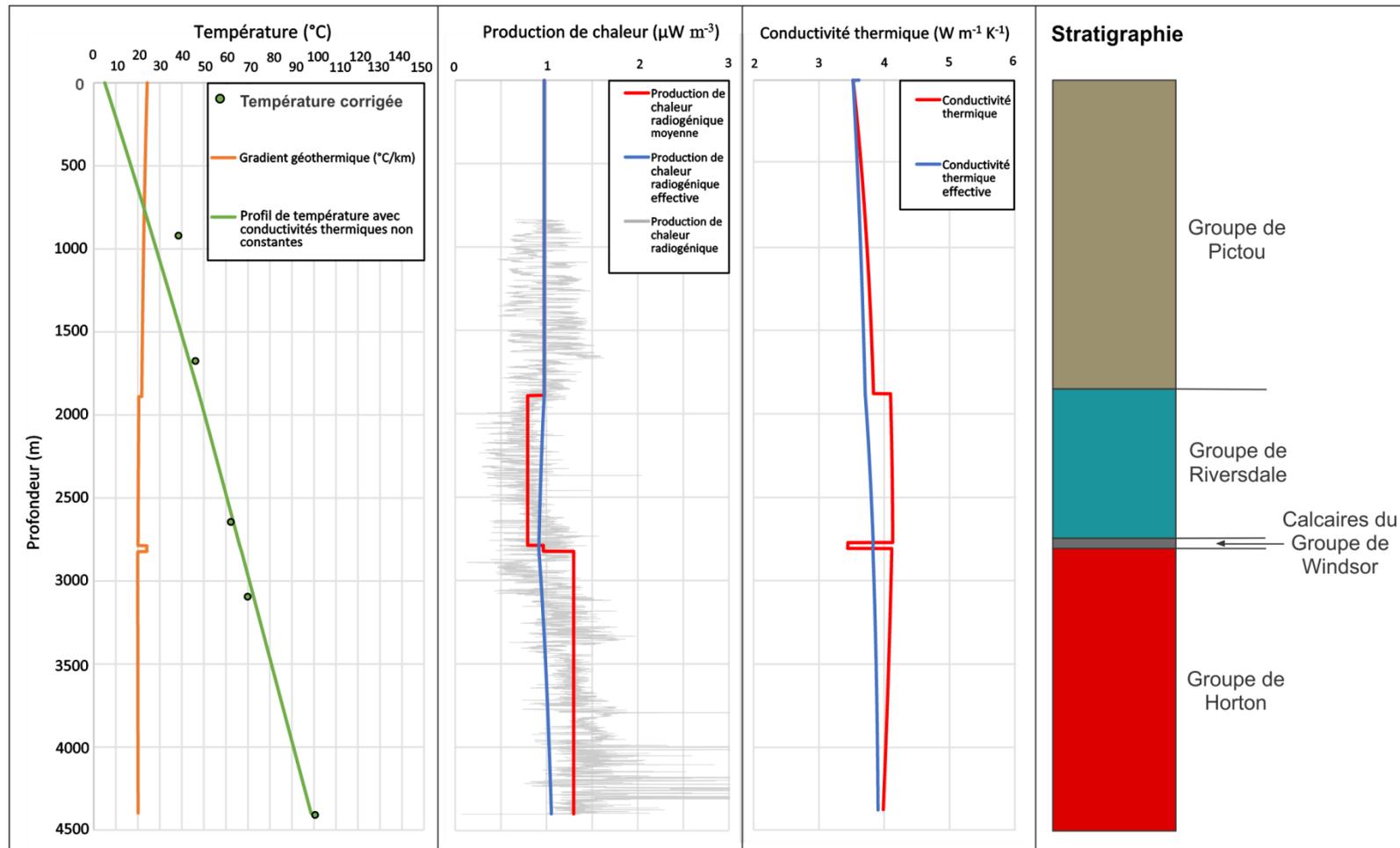


Figure 30: Profil de température du puits SHELL SOQUIP AMOCO BRADELLE L-49.

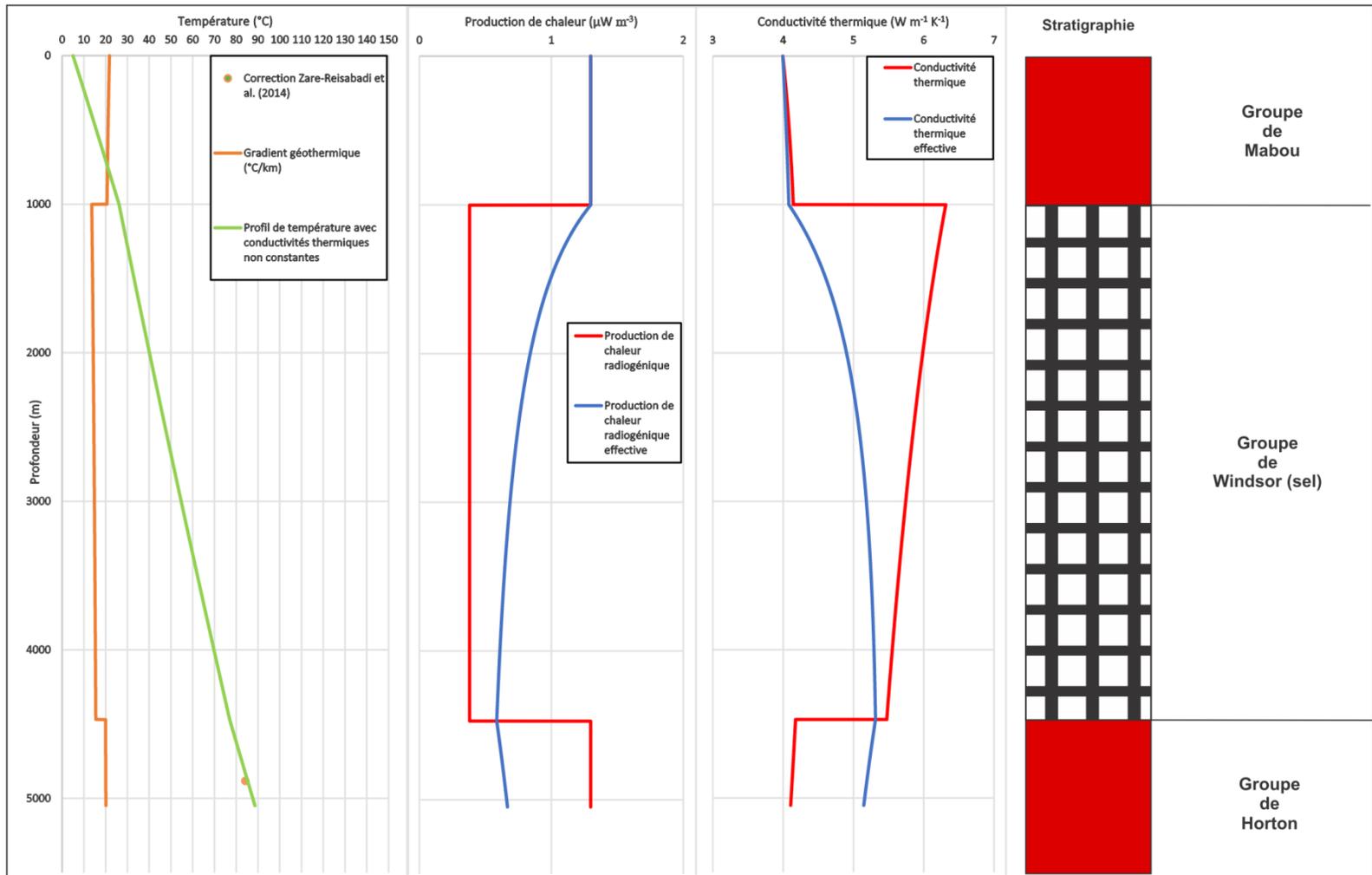


Figure 31: Profil de température du puits CAP-ROUGE F-52.

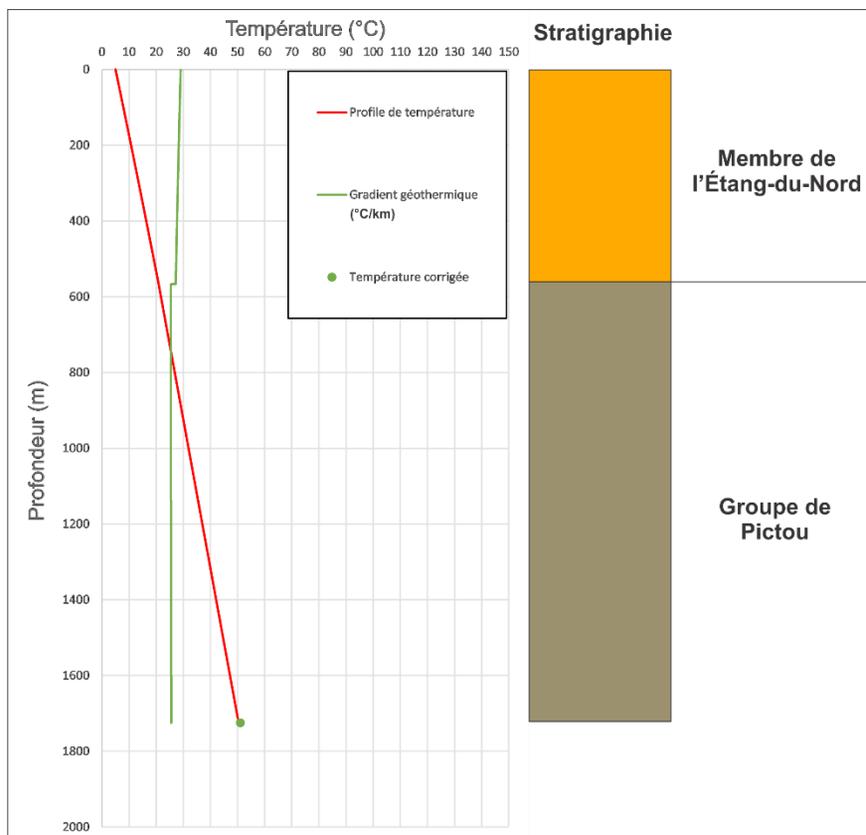


Figure 33: Profil de température du puits BEATON POINT F-70.

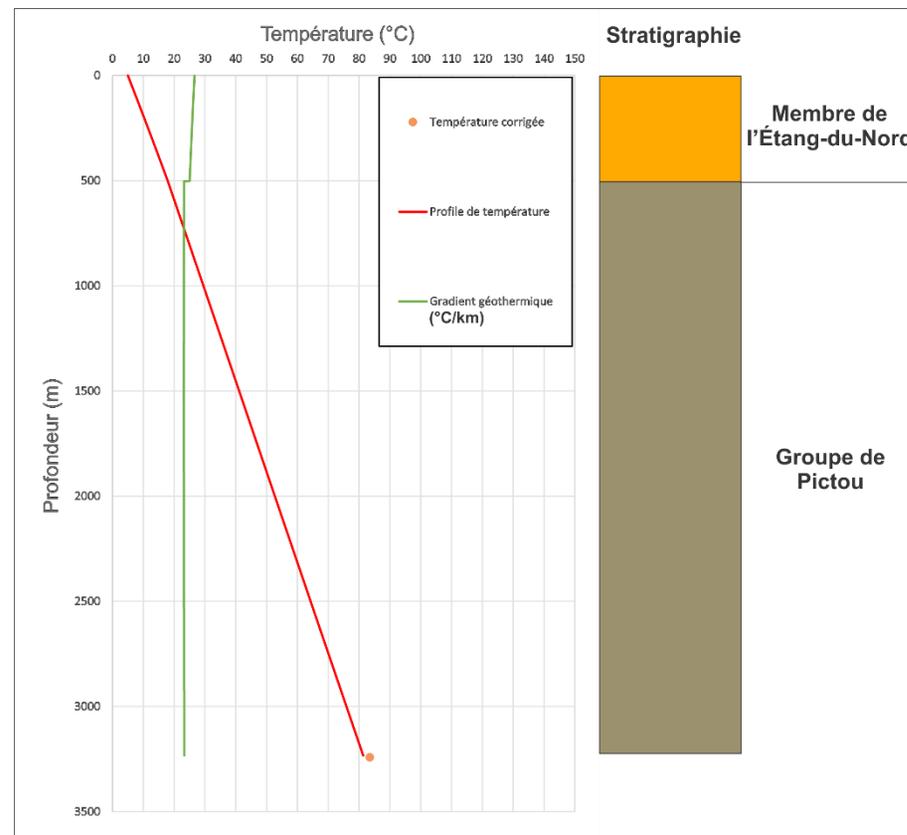


Figure 32: Profil de température du puits CABLEHEAD E-95.

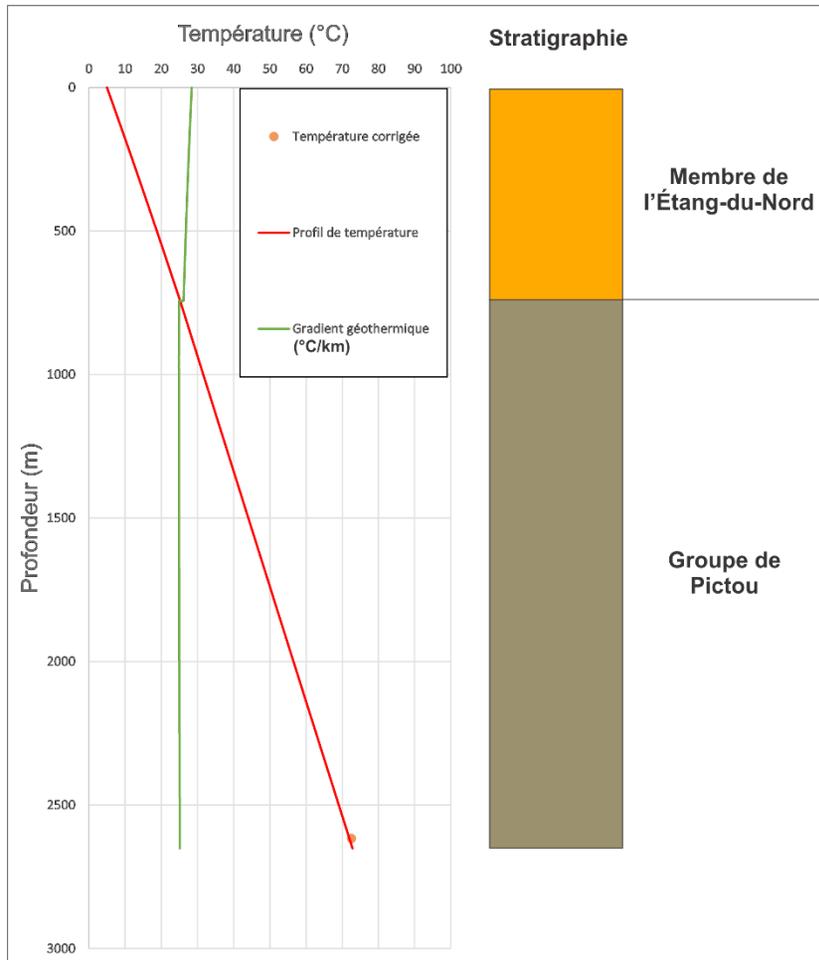


Figure 35: Profil de température du puits EASTPOINT E-47.

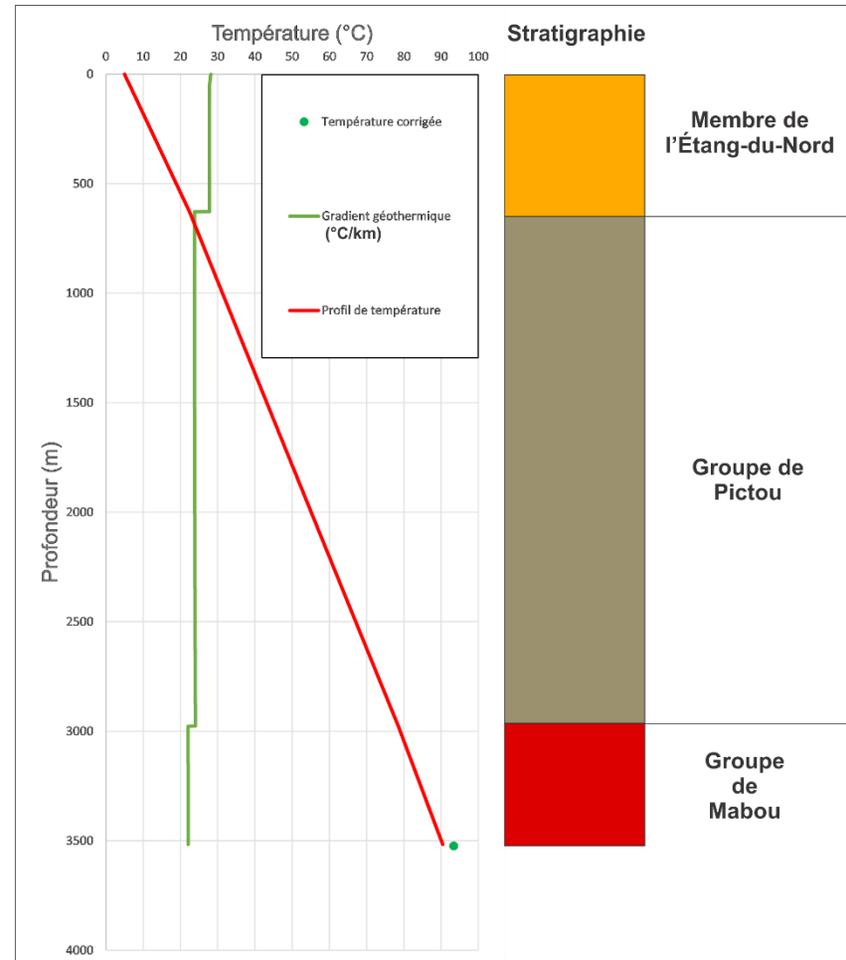


Figure 34: Profil de température du puits EASTPOINT E-49.