

Université du Québec
Institut National de la Recherche Scientifique
Centre Eau Terre Environnement

Analyse de la fracturation et de la perméabilité des grès du Groupe de Potsdam face aux ressources géothermiques profondes

Par
Laurent Gauchat

Mémoire ou thèse présentée pour l'obtention du grade de
Maître ès sciences (M.Sc.)
en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Président du jury et
examineur interne

Jasmin Raymond
INRS-ETE

Examineur externe

Chrystel Dezayes
BRGM

Directeur de recherche

Michel Malo
INRS-ETE

REMERCIEMENTS

Je tiens ici à sincèrement remercier toutes les personnes qui m'ont aidé à réaliser ce travail.

Je veux tout d'abord remercier Michel Malo et Jasmin Raymond, mes directeur et codirecteur de recherche, qui m'ont permis de réaliser cette maîtrise. Merci pour votre soutien, vos conseils et votre disponibilité quand j'en ai eu besoin durant les trois dernières années.

J'aimerais aussi remercier Félix-Antoine Comeau et Karine Bédard pour leurs précieux conseils et leur aide à la réalisation de mon projet de maîtrise. Merci d'avoir été là tout au long de mes travaux et merci pour votre aide sur le terrain.

Merci à tous mes collègues à l'INRS, à tous mes amis que j'ai rencontrés à Québec et plus particulièrement à Julien Mocellin, pour leur aide et leur soutien.

Merci à ma copine Rachel pour m'avoir supporté tout au long de ces travaux et à travers tous ces aller-retours entre Québec et Montréal.

Je voudrais aussi remercier Michel Lamothe pour m'avoir donné l'occasion de travailler dans son laboratoire durant mon baccalauréat et de m'avoir transmis une partie de son savoir.

J'aimerais remercier ma famille, mes parents et ma sœur pour m'avoir soutenu tout au long de mes études.

Finalement, j'aimerais remercier mes amis de baccalauréat : Simon, Géo, Fred, Pierre-Luc, Christo et Eric pour m'avoir aidé à développer mon amour de la géologie.

RÉSUMÉ

Le spectre des changements climatiques dus à l'augmentation des gaz à effet de serre amène à réévaluer les sources d'énergie utilisées. La géothermie est une alternative à explorer pour diversifier les sources d'énergie au Québec. Grâce à l'avancement des technologies et l'arrivée des centrales géothermiques à cycle binaire, il est désormais possible d'envisager la production d'électricité dans les bassins sédimentaires profonds, comme celui des Basses-Terres du Saint-Laurent. La perméabilité, la porosité et la fracturation des roches-réservoirs sont des facteurs primordiaux à évaluer pour l'exploitation d'un réservoir géothermique en profondeur. Ces facteurs doivent être évalués dans le grès de base du Groupe de Potsdam à proximité de l'interface avec le socle, puisqu'il s'agit de la zone ayant le plus de potentiel lorsque le contact est suffisamment profond. À l'aide de données collectées sur le terrain et de données échantillonnées dans des carottes de forage, il est possible d'affirmer que le taux de fracturation est faible dans le grès profond et que la majeure partie des fractures présentes à proximité de l'interface sont remplies par des ciments ou de la matrice. Les fractures sont généralement subverticales avec les orientations dominantes E-O, N-S et NO-SE. Pour ce qui est de la porosité des grès, les résultats de diagraphie et les analyses faites par l'industrie pétrolière montrent des porosités allant majoritairement de 0 à 5%. En lame mince, on voit que la porosité est très faible en dehors de quelques zones non cimentées dans lesquelles la porosité peut atteindre 25 à 30%. L'analyse des rapports de forage montrent que ces zones de bonne porosité sont lessivées, et que le grès y est bien trié. Les essais en tige indiquent des valeurs de perméabilité faible autour de 0,1 mD à 1 mD, avec des valeurs allant de 0,001 mD à 15mD. Il est difficile d'établir un lien définitif entre les porosités et les perméabilités, mais les données disponibles relient les porosités supérieures à 6% à des zones avec absence de ciment où le grès est bien trié. Les simulations de pompage montrent que sans fracture avec un pompage réaliste, le rabattement est trop fort, augmentant fortement la puissance de pompage requise, rendant le scénario non-économique. Pour obtenir des puissances de pompage économique, il faut de la fracturation. Les deux types de simulation avec fracturation arrivent à cette même conclusion. Il est ainsi possible d'envisager exploiter le grès de base du Groupe de Potsdam comme réservoir géothermique si la fracturation artificielle de la roche est faisable.

TABLE DES MATIÈRES

Chapitres

1	INTRODUCTION.....	14
1.1	LA GÉOTHERMIE	14
1.2	PROBLÉMATIQUE	18
1.3	OBJECTIFS.....	24
2	MÉTHODOLOGIE.....	24
2.1.1	<i>Fracturation</i>	25
2.1.2	<i>Lithologie</i>	25
2.1.3	<i>Porosité</i>	26
2.1.4	<i>Perméabilité</i>	27
2.1.5	<i>Simulation</i>	32
2.2	CONTEXTE GÉOLOGIQUE	38
2.2.1	<i>Grenville</i>	38
2.2.2	<i>Bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent</i>	38
2.2.3	<i>Appalaches</i>	41
2.3	LES GRES DU POTSDAM.....	42
2.3.1	<i>Travaux antérieurs sur le Potsdam</i>	42
2.3.2	<i>Lithologies des grès du Potsdam</i>	44
3	RESULTATS.....	46
3.1	FRACTURATION DANS LE POTSDAM	46
3.1.1	<i>La fracturation en surface</i>	46
3.1.2	<i>Les fractures en profondeur</i>	51
3.2	LITHOLOGIE, POROSITÉ ET PERMEABILITÉ.....	55
3.2.1	<i>Lithologie et porosité en échantillons et en lames minces</i>	55
3.2.2	<i>Porosité en diagraphie</i>	61
3.2.3	<i>Perméabilité</i>	66
3.2.4	<i>Simulation de pompage</i>	75
4	DISCUSSION	86
5	CONCLUSION	89
6	BIBLIOGRAPHIE.....	91
7	ANNEXE I - POROSITÉ DANS LES PUIITS.	94

7.1	A126	94
7.2	A156	96
7.3	A172	97
7.4	A186	100
7.5	A192	103
7.6	A196	105
7.7	A197	109
8	ANNEXE II - PERMEABILITE	111
8.1	PUITS A156 - HUSKY, GENTILLY NO1	111
8.1.1	<i>Données du DST1 ISI A156.....</i>	111
8.1.2	<i>Graphique de Horner du DST1 ISI A156</i>	111
8.1.3	<i>Données du DST1 FSI A156.....</i>	112
8.1.4	<i>Graphique de Horner du DST1 FSI A156</i>	112
8.1.5	<i>Données du DST3 ISI A156.....</i>	113
8.1.6	<i>Graphique de Horner du DST3 FSI A156</i>	113
8.1.7	<i>Données du DST3 FSI A156.....</i>	114
8.1.8	<i>Graphique de Horner du DST3 FSI A156</i>	114
8.2	PUITS A158 – HUSKY BRUYERES NO1	115
8.2.1	<i>Données du DST3 ISI A158.....</i>	115
8.2.2	<i>Graphique de Horner du DST3 ISI A158</i>	115
8.2.3	<i>Données du DST3 FSI A158.....</i>	116
8.2.4	<i>Graphique de Horner du DST3 FSI A158</i>	116
8.3	PUITS A176 – SOQUIP ET AL., ANCIENNE-LORETTE NO 1	117
8.3.1	<i>Données du DST1 ISI A176.....</i>	117
8.3.2	<i>Graphique de Horner du DST1 ISI A176</i>	117
8.3.3	<i>Données du DST1 FSI A176.....</i>	118
8.3.4	<i>Graphique de Horner du DST1 FSI A176</i>	118
8.4	PUITS A191 – SOQUIP, SAINT-JANVIER-DE-JOLY NO 1	119
8.4.1	<i>Données du DST3 ISI A191</i>	119
8.4.2	<i>Graphique de Horner du DST3 ISI A191</i>	119
8.4.3	<i>Données du DST3 FSI A191.....</i>	120
8.4.4	<i>Graphique de Horner du DST3 FSI A191</i>	120
8.4.5	<i>Données du DST4 ISI A191</i>	121
8.4.6	<i>Graphique de Horner du DST4 ISI A191</i>	121
8.4.7	<i>Données du DST4 FSI A191.....</i>	122
8.4.8	<i>Graphique de Horner du DST4 FSI A191</i>	122
8.5	PUITS A192 – SOQUIP, SAINTE-CROIX NO 1 LOTBINIERE	123

8.5.1	<i>Données du DST2 FSI A192</i>	123
8.6	GRAPHIQUE DE HORNER DU DST2 FSI A192	123
8.7	PUITS A196 – SOQUIP PETROFINA, SAINT-LOUIS-DE-BLANDFORD NO 1	124
8.7.1	<i>Données du DST1 FSI A196</i>	124
8.7.2	<i>Graphique de Horner du DST1 FSI A196</i>	124
9	ANNEXE III - SIMULATION	125
9.1	DONNEES DE RABATTEMENT	125
9.1.1	<i>Solution sans fracturation, Pompage à 10 000m³j⁻¹</i>	126
9.1.2	<i>Solution sans fracturation, Pompage à 5000 m³j⁻¹</i>	129
9.1.3	<i>Solution sans fracturation, Pompage à 1500 m³j⁻¹</i>	131
9.1.4	<i>Solution avec fracturation 5000 m³j⁻¹ par jour k = 0.1; 1; 10 fracture 2500 m et 500 m</i>	134
9.1.5	<i>Solution avec double porosité</i>	137

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 2-1. PRESSION MESUREE EN FONCTION DU TEMPS.....	30
TABLEAU 2-2. DONNEES DU RESERVOIR	30
TABLE 3-1. TABLEAU DES VALEURS MOYENNES DE POROSITE	63
TABLE 3-2. DONNEES DE PERMEABILITE (MD), (A) CALCULEES AVEC HORNER (1951), (B) SELON GIROU (2016), (C) SELON TRAN NGOC ET AL. (2014), (D) EXTRAITES DES RAPPORTS DE FORAGE.....	68
TABLE 3-3. PUISSANCE DE POMPAGE (MW) SELON LA PERMEABILITE NATURELLE DU RESERVOIR (MD).....	77
TABLE 3-4. PUISSANCES DE POMPAGE (MW) EN FONCTION DU RAYON DE LA FRACTURE HORIZONTAL (M) ET DE LA PERMEABILITE DE LA ROCHE (MD)	77

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1-1. CYCLE D'UNE CENTRALE GEOTHERMIQUE BINAIRE (LUND, 2007)	16
FIGURE 1-2. SYSTEME GEOTHERMIQUE OUVRAGE (HUANG, 2012).....	17
FIGURE 1-3. CARTE GEOLOGIQUE MONTRANT LES BASSINS SEDIMENTAIRES DU SUD DU QUEBEC (COMEAU ET AL., 2012 ; C CAMBRIEN, O ORDOVICIEN, S SILURIEN, D DEVONIEN, C CARBONIFERE, P PERMIEN)	21
FIGURE 1-4. CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DES BASSES-TERRES DU SAINT-LAURENT (COMEAU ET AL., 2012)	22
FIGURE 1-5. COUPE STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DES BASSES-TERRES DE SAINT-LAURENT (COMEAU ET AL., 2012)	23
FIGURE 2-1. PRESSION EN FONCTION DE $(T_0 + \Delta T)/\Delta T$ INCLUANT LES POINTS NON CONFORMES.....	31
FIGURE 2-2. PRESSION EN FONCTION $(T_0 + \Delta T)/\Delta T$ AJUSTE.....	31
FIGURE 2-3. SCHEMAS DES FORMATIONS DANS LE POTSDAM (SANFORD & ARNOTT, 2010).....	43
FIGURE 3-1. CARTE DES AFFLEUREMENTS DE POTSDAM EXPLORES. MODIFE DE (COMEAU ET AL., 2012)	46
FIGURE 3-2. ORIENTATION DES FRACTURES; AFFLEUREMENT DE LA COLLINE COVEY HILL 1 (N=34).....	47
FIGURE 3-3. ORIENTATION DES FRACTURES; AFFLEUREMENT DE LA COLLINE COVEY HILL 3 (N=60) ET TOUTES LES FRACTURES DE LA COLLINE COVEY HILL.....	48
FIGURE 3-4. ORIENTATION DES FRACTURES; AFFLEUREMENT DE LA COLLINE COVEY HILL 2 (N=60).....	48
FIGURE 3-5. ORIENTATION DES FRACTURES; AFFLEUREMENT DON QUICHOTTE, ILE PERROT (N=48).	49
FIGURE 3-6. ORIENTATION DES FRACTURES; AFFLEUREMENT DE LA CARRIERE UNIMIN (N=122).	50
FIGURE 3-7. ORIENTATION DES FRACTURES DANS LE CAIRNSIDE: A DROITE - AFFLEUREMENT DU TUNNEL, AU CENTRE - TOTAL DIRECTION TRAVERSE (NE-SO) (N=24), A GAUCHE - TOTALE DIRECTION SURFACES (N=102) HORIZONTALES.....	51
FIGURE 3-8. FRACTURE REMPLIE AVEC ZONE DE LESSIVAGE (PUITS AZ53 1700'); VUE EN CAROTTE ET EN LAME MINCE. (25x)	52
FIGURE 3-9. FRACTURE REMPLIE (JAUNE) ET FRACTURE CIMENTEE (NOIR ; PUIITS AZ47).FRACTURE OUVERTE (PUITS AZ 47).....	53
FIGURE 3-10. FRACTURE OUVERTE (PUITS AZ 47)	53
FIGURE 3-11. FRACTURE OUVERTE EN LAME MINCE (25x)	54
FIGURE 3-12. CONGLOMERAT (PUITS A57 3070')	56
FIGURE 3-13. CAROTTES MONTRANT UNE ZONE DE GRES ROUGE SUPERPOSE A DES CONGLOMERATS "BRECHIQUE"	57
FIGURE 3-14. CONGLOMERAT "BRECHIQUE" LAME MINCE (25x)	57
FIGURE 3-15. GRES A HAUTE TENEUR EN QUARTZ, CIMENTE, MONTRANT UNE FAIBLE POROSITE. DE DROITE A GAUCHE LAME MINCE (25x), LAME MINCE LUMIERE POLARISE (25x), CARROTTE.....	58

FIGURE 3-16. LAME MINCE D'UN GRES ROUGE A FORTE POROSITE (25x)	59
FIGURE 3-17. ZONE SILTEUSE FRACTUREE.	60
FIGURE 3-18. CAIRNSIDE (AFFLEUREMENT UNIMIN).....	61
FIGURE 3-19. CARTE DE LOCALISATION DES PUIITS OU LES DONNEES DE POROSITE ONT ETE EXTRAITES.	62
FIGURE 3-20. CARTES DES PUIITS OU DES VALEURS DE PERMEABILITE ONT ETE CALCULES	67
FIGURE 3-21. SCHEMA DES PUIITS DE POMPAGE, INJECTION ET OBSERVATIONS POUR LA SIMULATION NUMERIQUE. VUE EN PLAN.	75
FIGURE 3-22. SCHEMA DES DIFFERENTS CAS ETUDIES. VUE EN COUPE.	76
FIGURE 3-23. RABATTEMENTS POUR UN SYSTEME AVEC UN PUIITS DE POMPAGE ET D'INJECTION DONT LE DEBIT EST 5 000 M ³ J ⁻¹ ET K=10 MD	78
FIGURE 3-24. RABATTEMENTS POUR UN SYSTEME A DEUX PUIITS AVEC POMPAGE DE 1500 M ³ PAR JOUR K=25 MD	79
FIGURE 3-25. RABATTEMENTS POUR UN POMPAGE DE 5 000 M ³ J ⁻¹ , K = 1MD ET UNE FRACTURE HORIZONTALE DE 2500 M.	80
FIGURE 3-26. RABATTEMENTS POUR UN POMPAGE DE 5 000 M ³ J ⁻¹ , K = 10MD ET UNE FRACTURE HORIZONTALE DE 500 M.	81
FIGURE 3-27. PERMEABILITES DES AGENTS EN FONCTION DE LA CONTRAINTE (HOLDITCH, 1979).	82
FIGURE 3-28. RABATTEMENTS POUR SIMULATIONS CONSIDERANT UNE DOUBLE POROSITE, SOIT K BLOCS EGALES A 0,1 MD, K FRACTURE EGALE A 7.5 D. BLOCS CARRES D'UN DISTANCES DE 5 M A GAUCHE ET BLOCS DISTANCES DE 100M A DROITE. POMPAGE DE 5000M ³ J ⁻¹	83
FIGURE 3-29. RABATTEMENTS POUR UNE SIMULATION CONSIDERANT UNE DOUBLE POROSITE, SOIT K BLOCS EGALE A 0,1MD, K FRACTURE EGALE A 75 D ET UN DISTANCE DE SEPARATION DESBLOCS DE 100 M. POMPAGE DE 5000M ³ J ⁻¹	84
FIGURE 3-30. RABATTEMENTS POUR UNE SIMULATION CONSIDERANT UNE DOUBLE POROSITE, SOIT K BLOCS EGALE A 1 MD, K FRACTURE EGALE A 7,5 D ET UN DISTANCE DE SEPARATION DESBLOCS DE 100 M. POMPAGE DE 5000 M ³ J ⁻¹	85

1 INTRODUCTION

Le spectre des changements climatiques dus à l'augmentation des gaz à effet de serre amène à réévaluer les sources d'énergie utilisées. Il est aussi important de découvrir de nouvelles possibilités pour augmenter les capacités à fournir de l'énergie sans utiliser des ressources fossiles. Une source d'énergie répondant à de nombreux critères intéressants dans le contexte énergétique actuel est la géothermie. Il s'agit d'une source d'énergie propre qui, contrairement à d'autres sources d'énergie verte, a l'avantage de fournir de l'énergie de façon constante. Dans ce contexte, l'Institut de recherche d'Hydro-Québec (IREQ) a mis sur pied un groupe de recherche visant à étudier le potentiel géothermique du territoire québécois pour produire de l'électricité.

1.1 LA GÉOTHERMIE

L'énergie géothermique est produite en récoltant la chaleur provenant du sous-sol. Pour récolter cette chaleur, on utilise un fluide pompé et réinjecté. Ce fluide agit comme moyen pour transporter la chaleur accumulée en profondeur et en la transformant en énergie à la surface. Le fluide utilisé est dans la grande majorité des cas de l'eau. Pour chauffer le fluide, il faut une source de chaleur constante. Dans la croûte terrestre, la chaleur provient de deux sources principales. La première source est présente dans tous les environnements. Il s'agit simplement du flux de chaleur provenant du manteau. Bien que celui-ci ne soit pas complètement uniforme dû à la convection dans le manteau, il est présent partout. Le flux de chaleur est la raison pour laquelle la température augmente avec la profondeur. D'autres sources de chaleur dans la croûte terrestre provoquent des anomalies thermiques. Les deux principaux types d'anomalies thermiques sont dus à la présence de magma dans la croûte ou la présence d'éléments radioactifs. Effectivement, la dégradation des éléments radioactifs est une source d'énergie thermique. Le flux thermique calculé en surface est donc la résultante de ces différents facteurs. Il faut aussi comprendre que d'autres éléments influencent sa force, par exemple l'épaisseur de la croûte, sa composition ou encore la présence d'anomalies dans le manteau. Étant donné la multitude de facteurs influençant la force du flux géothermique et la disponibilité de fluide exploitable, il existe plusieurs types de ressources géothermiques.

On classe ces différents types de ressources géothermiques en fonction de la profondeur et de la température (Grasby *et al.*, 2012).

L'énergie géothermique superficielle de basse température est utilisée de façon directe et indirecte. On utilise ainsi le liquide à des températures aussi basses que 10°C. Celui-ci peut être utilisé dans des pompes à chaleur permettant de chauffer ou de climatiser des espaces résidentiels ou commerciaux. Bien qu'elle soit rarement utilisée pour couvrir les besoins de chauffage et de climatisation complets, elle permet de diminuer fortement la consommation énergétique. Ces systèmes sont souvent connus comme *geo-exchange system* (pompe à chaleur géothermique).

Pour la géothermie dite profonde, il y a à aussi différentes catégories. Ce terme est utilisé pour quasiment toutes formes de géothermie provenant de la roche en profondeur et qui peuvent être utilisées pour la production d'énergie.

L'énergie géothermique profonde de basse température (inférieure à 80°C) a principalement une utilisation directe. Le fluide chaud est utilisé pour des pompes à chaleur, de façon directe dans l'agriculture pour chauffer des serres ou encore dans l'industrie comme les pâtes et papiers. Bien que la technologie ait extrêmement avancé au cours des dernières années, il n'est pas encore possible d'exploiter des fluides à ces températures pour générer de l'électricité de façon efficace. Par contre, les pompes à chaleur sont aujourd'hui très efficaces et des fluides dans des plages de température de 0°C à 30°C sont utilisés à large échelle pour le chauffage et le refroidissement dans des pays comme la Suède entre autres.

À partir de 80 °C et jusqu'à 150 °C, il s'agit de ressource géothermique de moyenne température. Avec l'avancée des technologies et l'augmentation de l'efficacité des systèmes binaires, il est possible de produire de l'électricité à des températures aussi basses que 80°C (Grasby *et al.*, 2012). Les systèmes binaires fonctionnent en provoquant un échange de chaleur entre le liquide produit à partir du puits d'extraction et un autre liquide avec un point d'évaporation relativement bas, ainsi ce liquide se transforme en vapeur ce qui permet de faire tourner une turbine. Le liquide est ensuite refroidi généralement en lui faisant perdre sa chaleur dans l'air environnant. Une fois le liquide condensé, il est réutilisé dans le cycle organique (Figure 1-1). À partir de températures supérieures à 120°C, les pertes dues à l'échangeur de chaleur commencent à diminuer fortement, celle-ci sont normalement élevées. Bien que les cycles binaires restent généralement très inefficaces soit ~5% (Barbier, 2002) chaque degré de température gagné représente un gain important au niveau de l'efficacité énergétique.

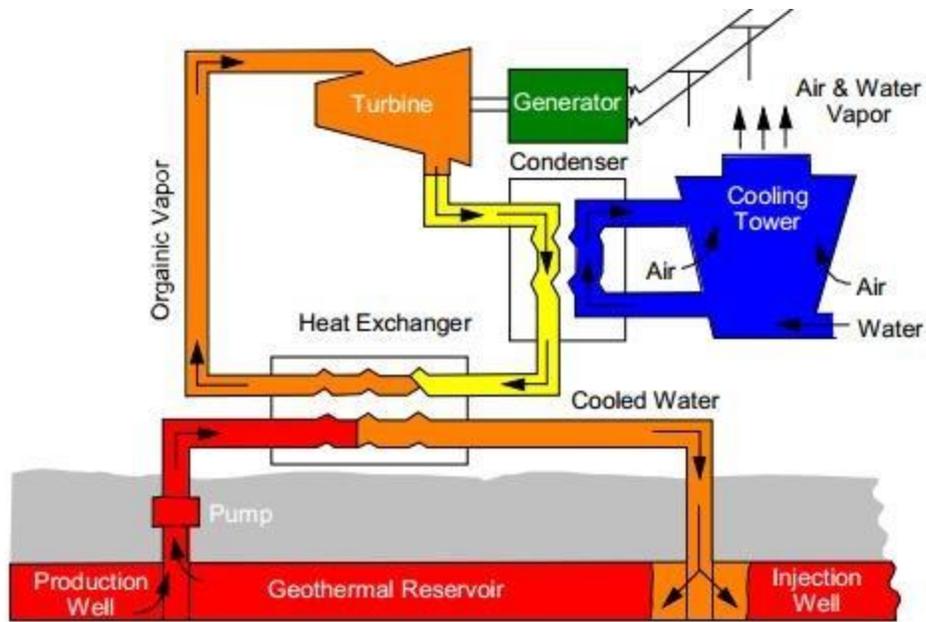


Figure 1-1. Cycle d'une centrale géothermique binaire (Lund, 2007)

Au-dessus de 150 °C, il s'agit de géothermie de haute température. Il est alors possible de séparer la vapeur du liquide et d'activer la turbine avec la vapeur extraite du fluide géothermique. Ce type de ressources géothermique est le plus utilisé pour la génération d'électricité. Il est énergétiquement plus efficace. Son utilisation se limite par contre à des pays ayant accès à des fluides à haute température à proximité de la surface (jusqu'à 2-3 km). On retrouve ce type de production dans des pays comme les États-Unis, la Nouvelle-Zélande, l'Islande, le Japon, l'Italie et de nombreux autres pays possédant des anomalies thermiques fortes dues à leur position par rapport aux limites des plaques tectoniques actuelles, ou autre système permettant un volcanisme actif.

Il existe plusieurs façons d'exploiter la ressource. Pour les systèmes dits conventionnels, il y a trois principaux types de centrales. Les centrales à cycle binaire, qui utilisent le fluide géothermique pour chauffer un second fluide possédant un point d'ébullition moins élevé comme décrit ci-dessus. Pour les centrales dites *flash steam plants*, le fluide géothermique sous pression remonte à la surface ou est pompé et une fois à la surface, il est conduit dans un séparateur où la pression est diminuée. Ce changement de pression permettant au liquide de se transformer en vapeur très rapidement, alimentant ainsi des turbines. Finalement les centrales dites *steam plants* utilisent la vapeur produite directement des puits pour activer la turbine.

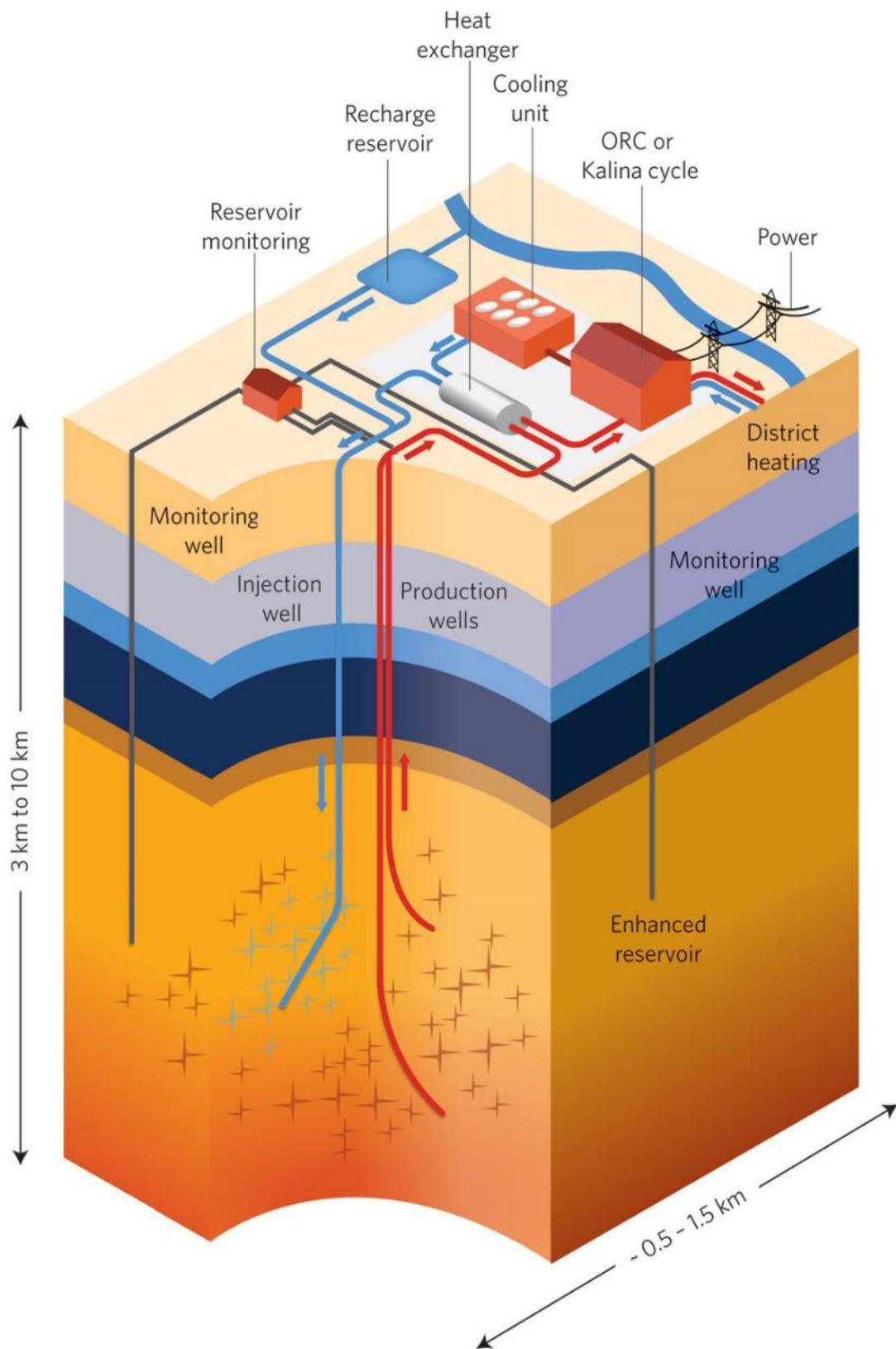


Figure 1-2. Système géothermique ouvré (Huang, 2012)

Il existe aussi les systèmes géothermiques non conventionnels principalement dans des roches profondes, donc chaudes, mais peu perméables qu'il faut fracturer. Il s'agit alors de systèmes géothermiques ouvragés ou système EGS pour *Enhanced Geothermal Systems* (Figure 1-2). Effectivement, pour pouvoir exploiter la ressource de façon efficace comme il sera expliqué plus en détail dans les sections suivantes, il faut augmenter la conductivité hydraulique et avoir suffisamment de liquide à extraire pour faire fonctionner les turbines. Avec l'arrivée et le développement de la fracturation hydraulique, il est possible d'envisager l'exploitation de ressources géothermiques dans des roches chaudes et peu perméables ou encore présentant une conductivité faible ou nulle. Il suffit de fracturer les roches pour fournir des chemins de migration du fluide caloporteur qui transportera sa chaleur (énergie) vers la surface.

Certains environnements sont particulièrement propices à l'exploitation de la ressource lorsque des fluides chauds sont déjà présents dans la roche. Il s'agit de systèmes géothermiques hydrothermaux. Ceux-ci sont présents principalement dans les roches volcaniques et dans les bassins sédimentaires. Effectivement, les bassins sédimentaires sont des importantes sources d'eau profonde. Si la perméabilité est suffisante, il ne sera pas nécessaire de fracturer la roche, il s'agit alors de système conventionnel. Les roches chaudes du socle ou les roches sédimentaires contenant du fluide, mais ayant une perméabilité trop faible sont des cibles de choix pour les systèmes géothermiques non conventionnels.

1.2 PROBLÉMATIQUE

1 - En fonction du gradient géothermique au Québec, il existe deux types de potentiels pour les systèmes géothermiques profonds (Majorowicz & Minea, 2012). Le Québec ne possède pas un gradient géothermique élevé, car il se trouve dans une zone intracontinentale. Les gradients géothermiques forts se trouvent dans des zones de volcanisme actif ou aux limites de plaques tectoniques. Par contre, comme expliqué plus tôt, il n'est pas impossible de retrouver des anomalies dans le flux thermique dues à différents facteurs même en zone intraplaque.

La faiblesse du gradient oblige donc à cibler des zones profondes pour obtenir une chaleur suffisante possiblement exploitable. Ce facteur majeur contraint donc l'exploitation de la ressource au Québec à deux systèmes possibles. Les premières cibles de choix sont les systèmes hydrothermaux profonds présents dans les bassins sédimentaires avec une exploitation conventionnelle si le réservoir présente des caractéristiques le permettant. La deuxième

possibilité, dans une optique moins conventionnelle, le socle grenvillien profond, qui pourrait être fracturé pour en permettre l'exploitation.

2 - La zone d'interface entre le socle et le bassin offre un potentiel pour des systèmes hydrothermaux et des caractéristiques de réservoir (Grasby *et al.*, 2012). Les zones sommitales du socle sont fréquemment fracturées, permettant la circulation de fluide et favorisant ainsi l'échange de chaleur entre le fluide et la roche. De plus les unités basales des bassins sédimentaires sont souvent des unités continentales comme des grès ou des conglomérats qui peuvent présenter une porosité relativement élevée par rapport à d'autres roches. Ces porosités supérieures associées à la fracturation permettent souvent d'obtenir des roches perméables.

Plusieurs facteurs sont importants pour évaluer le choix d'une cible possible pour une centrale géothermique et la rentabilité de celle-ci. Un des facteurs clés est l'évaluation du potentiel du réservoir. Est-il assez perméable? Contient-il du fluide en quantité suffisante? Pour exploiter la ressource de façon rentable, il faut une circulation optimale du fluide dans la roche, car il faut que les coûts énergétiques associés au pompage et à l'injection soient suffisamment bas pour que le tout soit rentable.

Il est important de savoir si la zone d'interface et le grès de base dans un bassin sédimentaire possèdent une perméabilité assez élevée pour exploiter la ressource sans augmenter artificiellement cette perméabilité. Les éléments importants à documenter pour répondre à une telle interrogation sont la porosité, la perméabilité et le niveau de fracturation dans la roche.

La porosité permet aussi d'avoir une meilleure idée de la quantité de fluide disponible. Il faut de bonnes quantités de fluide pour être capable d'extraire la chaleur de la roche sans court-circuiter le système thermiquement.

Au Québec, il existe cinq bassins sédimentaires majeurs (Figure 1-3). Le bassin qui semble le plus propice pour la géothermie profonde est celui des Basses-Terres du Saint-Laurent pour plusieurs raisons. Il est présent à des profondeurs élevées. Il est dans la région la plus densément peuplée au Québec. De plus, sa stratigraphie est bien connue grâce à l'exploration pétrolière et de récents travaux ont permis de construire un modèle géologique tridimensionnel (Bédard *et al.*, 2013; Comeau *et al.*, 2013). La partie québécoise de ce bassin s'étend d'Oka jusqu'à Québec, avec une largeur de plus de 100 km à la hauteur de Montréal et seulement 5 km à la hauteur de Québec (Figure 1-4). Les roches qui le composent sont d'âge cambrien et ordovicien, en discordance sur le socle d'âge précambrien représenté par le Bouclier

canadien qui représente la limite du bassin au nord (Figure 1-4). Le bassin est issu de l'épisode de rifting associé à la naissance de l'océan *Iapetus* .

Le bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent forme un grand synclinal composé des groupes suivants en ordre stratigraphique de la base au sommet : le Groupe de Potsdam composé de grès et de conglomérat, le Groupe de Beekmantown contenant principalement des dolomies, le Groupe de Chazy formé de calcaire et de grès disséminé, le Groupe de Black River avec des dolomies et des calcaires, le Groupe de Trenton, le Shale d'Utica, le Groupe de Sainte-Rosalie, contenant principalement des siltstones et des ardoises, et finalement les grès rouges du Groupe de Queenstown (Figure 1-5).

Sachant que le Québec a un potentiel de ressource géothermique profonde dans la base du bassin des BTSL (Basses-Terres du Saint-Laurent) et dans le socle (Majorowicz & Minea, 2012), on veut savoir si l'interface Potsdam – socle ne pourrait pas être un lieu privilégié à exploiter.

L'étude de la qualité et de la conductivité hydraulique des grès du Potsdam et de l'interface entre le socle et le Potsdam comme réservoir hydrothermal pour la production d'énergie géothermique sont des éléments importants à considérer. Pour ce faire, il faut étudier la fracturation à l'interface, et réaliser ainsi une étude structurale. Il faut aussi étudier tous les facteurs qui influencent la facilité avec laquelle le fluide se déplace dans la roche hors fractures; soit la porosité, la perméabilité, la conductivité et la transmissivité. Les travaux sont exécutés dans un contexte d'exploration et non de projet pilote; il faut donc utiliser des données existantes ou réaliser des travaux de terrain en surface. Le budget étant limité il n'est pas possible d'effectuer de forage.

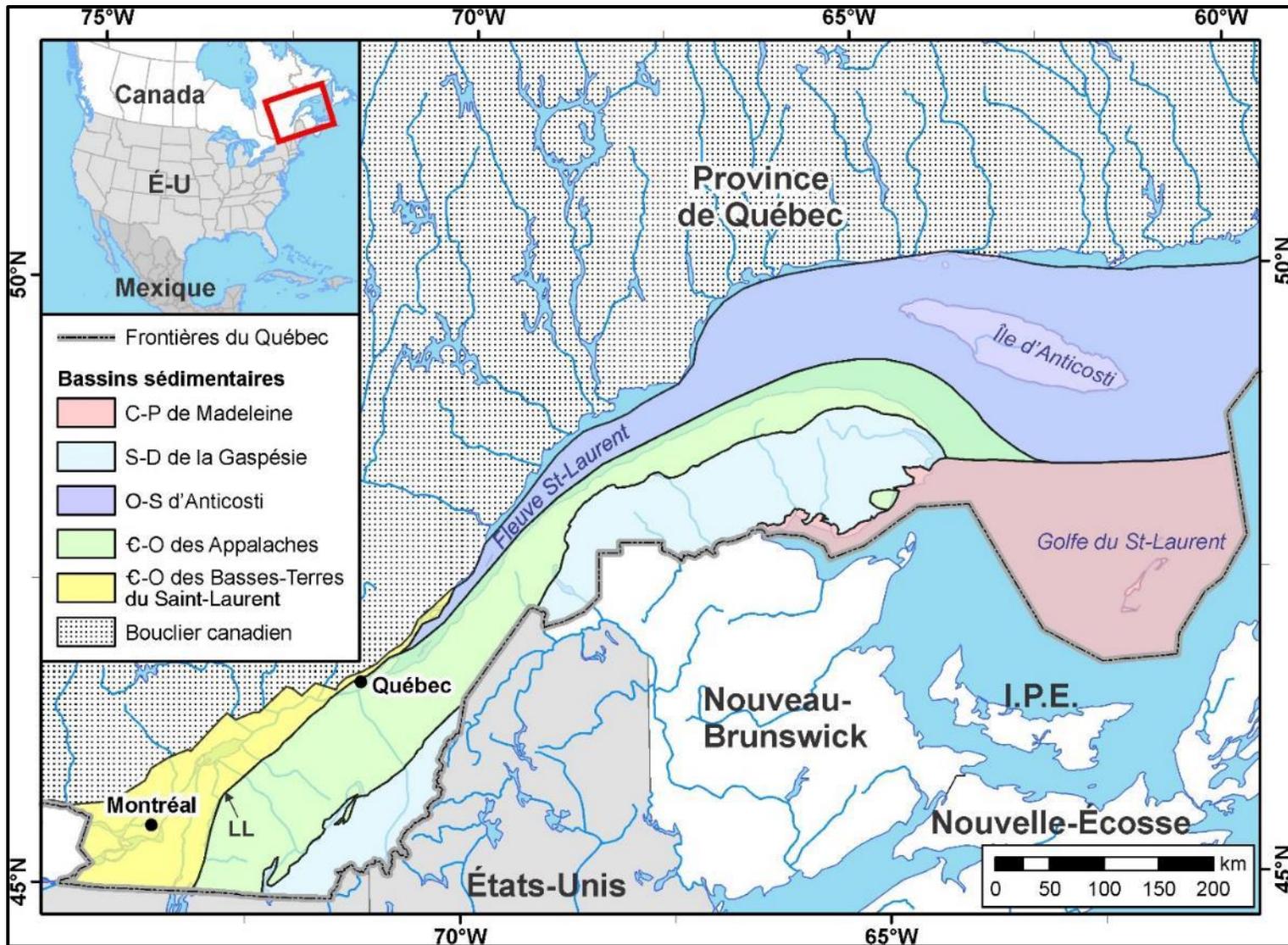


Figure 1-3. Carte géologique montrant les bassins sédimentaires du sud du Québec (Comeau et al., 2012 ; C Cambrien, O Ordovicien, S Silurien, D Dévonien, C Carbonifère, P Permien)

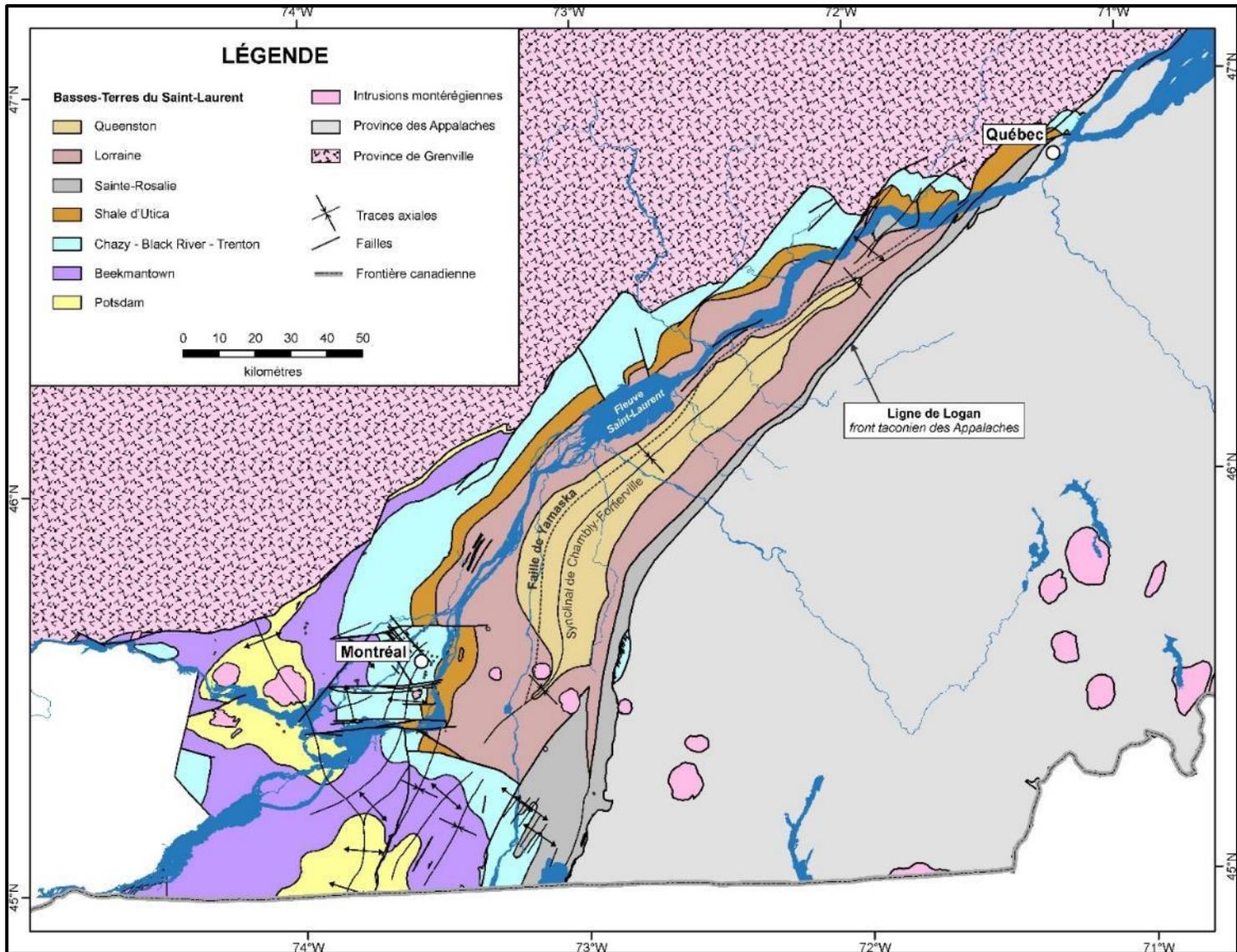


Figure 1-4. Carte géologique du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent (Comeau *et al.*, 2012)

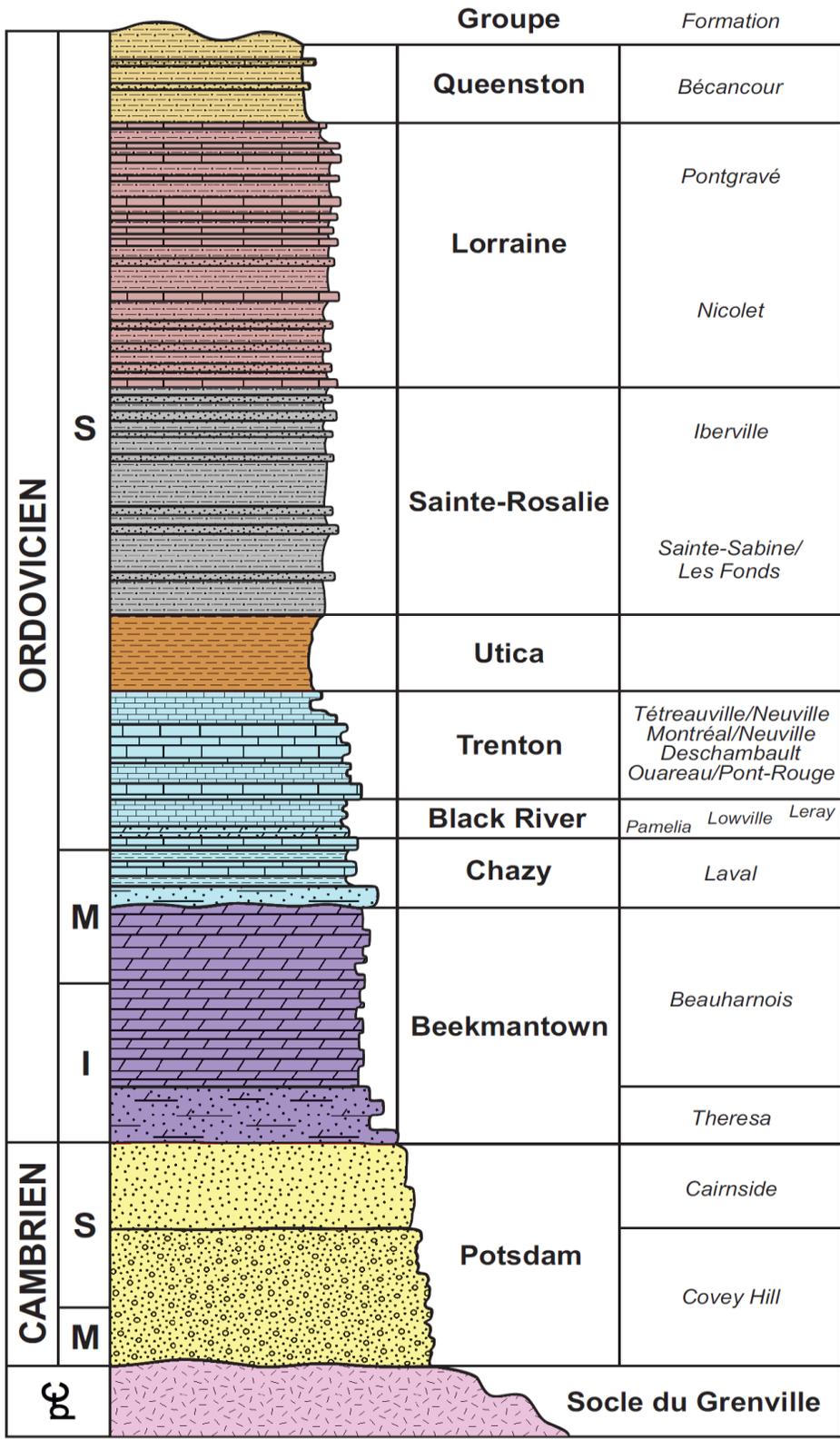


Figure 1-5. Coupe stratigraphique du bassin des Basses-Terres de Saint-Laurent (Comeau et al., 2012)

1.3 OBJECTIFS

Pour comprendre et résoudre la problématique exprimée plus tôt, il faut atteindre plusieurs objectifs. L'objectif principal étant de connaître assez bien les caractéristiques du Potsdam pour savoir s'il est possible d'exploiter l'eau chaude contenue dans le Potsdam avec un coût énergétique raisonnable. Pour remplir cet objectif, les sous-objectifs seront tout d'abord d'évaluer le niveau et les caractéristiques de la fracturation étant donné le rôle important qu'elle joue dans l'écoulement des fluides en profondeur. Il faut aussi évaluer le niveau de porosité de la roche : bien que les grès soient majoritairement poreux, la porosité peut varier fortement en fonction de plusieurs facteurs, par exemple le niveau de compaction ou la présence de matrice ou de ciment. La porosité a aussi un impact sur la quantité de fluide disponible dans le système. L'étude de la perméabilité est un autre point clé de la problématique, car cette donnée représente la caractéristique la plus critique du réservoir pour connaître la facilité avec laquelle l'écoulement du fluide dans la roche se produit. Enfin, il s'agit de synthétiser ces différentes données pour tirer des conclusions à l'aide de simulations analytiques de pompage.

2 MÉTHODOLOGIE

Pour répondre à ces objectifs, il faut tout d'abord réaliser une revue de la littérature existante sur le bassin des Basses-Terres du Saint Laurent et plus particulièrement sur le Groupe de Potsdam. Il faut aussi se pencher sur les projets de centrales géothermiques similaires dans des bassins sédimentaires et les phases d'exploration qui leur sont associés. Le bassin sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent présente aussi des caractéristiques intéressantes pour la formation d'hydrocarbures. La région a pour cette raison été fortement explorée dans les années 70-80 et une quantité exhaustive d'information existe dans les rapports de forage remis au gouvernement provincial par les compagnies l'ayant explorée. La fracturation est étudiée sur le terrain, dans les affleurements présents à l'ouest de Montréal ainsi que dans les carottes, car il existe de nombreux puits carottés dans les basses-terres, ces puits ayant été forés lors des campagnes d'exploration pétrolière. La pétrographie des roches a été étudiée dans les carottes et celles-ci ont aussi été échantillonnées pour l'analyse de la porosité. Étant donné la qualité des puits, il existe de nombreuses diagraphies qui permettent d'obtenir des données de porosité. Les données de perméabilité sont, elles, extraites des essais aux tiges, aussi connus sous le nom de *drill stem test* ou DST. Ces essais permettent d'avoir de l'information sur la perméabilité *in situ* sur des épaisseurs de roche importante. Enfin, pour apporter une réponse

concrète à la problématique, des simulations produites grâce au logiciel AQTESOLV permettent d'avoir une meilleure idée de l'influence de la perméabilité et donc de la conductivité hydraulique dans le contexte de l'exploitation d'un réservoir géothermique dans un aquifère profond.

2.1.1 Fracturation

Pour caractériser la fracturation, l'étude est divisée en deux. Tout d'abord l'étude de la fracturation sur le terrain. Pour identifier des affleurements qui montrent de bonnes caractéristiques pour l'analyse structurale des fractures, ces affleurements doivent présenter une surface exposée suffisante. La qualité de la roche n'a pas énormément d'importance, mais les fractures doivent être bien visibles. Une fois sur l'affleurement, la méthode par inventaire pour le relevé des fractures a été utilisée (Goldstein & Marshak, 1988). Des zones d'échantillonnage sont établies et mesurées afin de ne pas surestimer le nombre de fractures dû à la géométrie de celles-ci comparée à la géométrie de la zone. Effectivement si le prélèvement de données s'effectue sur une paroi, les fractures pseudo-parallèles à la direction de la paroi seront sous-évaluées. Les données recueillies concernent principalement les caractéristiques spatiales des fractures, direction et pendage. Une pondération est aussi établie pour les fractures afin de ne pas exagérer l'importance des petites fractures par rapport aux fractures plus importantes. Les fractures sont aussi observables dans les carottes, mais il faut faire attention de ne pas prendre en compte des fractures induites dans la carotte. Dans les carottes, l'objectif premier est d'identifier la qualité des fractures. Il est, effectivement difficile de démontrer le taux de fracturation grâce aux carottes : étant donné leur géométrie, échantillonner le niveau de fracturation des carottes exagère les fractures horizontales par rapport aux fractures verticales. De plus les carottes ne sont pas orientées et donc pas localisées dans l'espace. Il est donc impossible d'en déduire l'orientation des fractures. Ainsi, pour bien identifier les éléments importants de la fracturation, les carottes ont été échantillonnées et des lames minces ont été produites puis analysées dans le but de mieux comprendre la qualité des fractures ; de savoir si elles sont majoritairement ouvertes ou fermées et si elles sont fermées d'identifier s'il s'agit plutôt de ciment ou de matrice.

2.1.2 Lithologie

L'évaluation de la lithologie est effectuée en même temps que l'analyse de la fracturation dans les carottes. L'analyse se concentre sur la cimentation et/ou la matrice, ainsi que sur la structure, la taille et le niveau d'évolution des grains plutôt que sur la nature de ceux-ci.

Effectivement, il est intéressant de connaître la lithologie générale des carottes et des zones d'intérêt puisqu'il est ensuite raisonnable d'extrapoler certaines données. Les rapports de forage sont une autre source d'information pour évaluer la lithologie. Ces rapports établis par les équipes de forage et les géologues responsables permettent d'avoir accès à l'information sur les carottes ainsi que sur le log de forage, les géologues effectuant souvent un log complet des carottes et y incluant parfois des notes intéressantes.

2.1.3 Porosité

L'évaluation de la porosité est effectuée d'une multitude de manières. Tout d'abord les lames minces échantillonnées dans les carottes sont traitées à l'aide d'un colorant permettant de mesurer la porosité dans la lame. Il est ainsi possible d'évaluer la porosité en relation avec la lithologie dans les lames minces. La qualité de la porosité, peut aussi être évaluée à savoir : 1) y a-t-il des interconnexions, 2) la porosité est-elle plus présente dans certaines lithologies que dans d'autres, etc.

Pour avoir une information *in situ* et moins ponctuelle, des données sur la porosité peuvent être extraites de certaines diagraphies. Dans ce cas, les données de porosité sont extraites de deux types de diagraphie. La première diagraphie sur laquelle il est possible d'extraire des données de porosité est la diagraphie de densité ou aussi appelée *bulk density*. Les logs de densité sont basés sur l'atténuation des rayons gamma dans la formation. En effet, l'atténuation des rayons gamma est proportionnelle à la densité de la formation.

$$\phi_d = \frac{\rho_{ma} - \rho_b}{\rho_{ma} - \rho_f}$$

Cette densité (ρ_b) [M^*V^{-1}] est directement reliée à la densité de la matrice (ρ_{ma}) [M^*V^{-1}] et à la densité du fluide (ρ_f) [M^*V^{-1}] contenu dans les pores de la formation, la porosité est donnée par (ϕ_d) [adimensionnelle] (Ezekwe, 2011).

Il est possible de connaître la densité de la matrice (ρ_{ma}) et la densité du fluide (ρ_f) ou de les estimer en fonction des données trouvées dans les rapports de forage, ainsi grâce à cela on peut calculer la porosité en chaque point échantillonné par les outils de diagraphie. La densité de la matrice change bien entendu en fonction de la lithologie et d'autres facteurs, et les données

ainsi extraites ne prennent pas en compte les changements de lithologie. Ces données sont toutefois intéressantes, car elles montrent bien les anomalies.

Le second type de diagraphie donnant de l'information sur la porosité qui a été exploitée sont les digraphies soniques (*sonic log*). Les logs soniques sont basés sur la vitesse des ondes sonores dans le milieu. Effectivement, le temps que l'onde sonore prend pour voyager dans l'unité est dépendant des propriétés régissant la déformation élastique de la matrice et du fluide. Ainsi, le temps de transit des ondes sonores dans l'unité (Δt) [T] est la conséquence du temps de transit dans la matrice (Δt_{ma}) [T], du temps de transit dans le fluide (Δt_f) [T] et de la porosité (ϕ_s) [adimensionnelle] (Ezekwe, 2011).

$$\phi_s = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}}$$

Les temps de transit sont rarement déterminables dans divers milieux. Dans la matrice, ils sont fortement dépendants des niveaux de compaction et, dans le fluide, dépendants de facteurs comme le niveau de salinité de l'eau de formation. La lithologie joue donc un rôle moins important, bien qu'elle soit quand même un facteur à considérer. Il est donc possible de mettre en relation les deux types de porosité (ϕ_s et ϕ_d).

La dernière source de donnée de porosité se situe dans les rapports de forage, des valeurs de porosité mesurées sur les carottes étant souvent disponibles dans ces rapports. Les porosités sont alors mesurées en laboratoire sur les carottes par les compagnies pétrolières. Ce sont des données précises et ponctuelles, mais il est rare de les retrouver sur de grandes épaisseurs. Par contre, celles-ci ne prennent pas en compte l'influence des fractures ou de la compaction sur la porosité.

2.1.4 Perméabilité

La première source de données pour la perméabilité de la roche provient des essais aux tiges (DST). Tout d'abord, la perméabilité est une propriété qui mesure la facilité avec laquelle un fluide se déplace dans un sol ou une roche à travers les pores ou les fractures. Pour évaluer cette propriété de la roche, on fait des calculs à partir de donnée de pression extraite des essais. Les DST ou essai aux tiges sont des tests effectués par l'industrie pétrolière dans des puits

d'exploration permettant d'obtenir de nombreuses informations sur le réservoir comme la perméabilité, le *skin effect*, la pression dans le réservoir, son étendue physique. Pour obtenir ces résultats, le test est produit comme suit. 1) Isoler l'intervalle sur laquelle les données doivent être prélevées à l'aide d'obturateurs (*packer*). 2) Une fois la hauteur d'échantillonnage choisie et les obturateurs placés, les valves sont ouvertes et on laisse le puits produire. Cela laisse le fluide remonter à la surface. 3) Le fluide sous pression sort alors du puits et la pression dans la roche/le réservoir diminue. Cette étape dure normalement de 30 minutes à 2 heures. 4) Une fois que cette étape est exécutée, le puits est fermé, en laissant la pression remonter. Les données de pression sont enregistrées tout au long du test. Ces étapes sont parfois reproduites plusieurs fois au cours du même test. Une fois ces étapes réalisées, il est possible de calculer la perméabilité à partir des données de pression. Pour ce faire, la méthode de Horner (Horner, 1951) est couramment utilisée.

$$p_w = p_0 - \frac{2.3q\mu}{4\pi kh} \log \frac{t_0 + \Delta t}{\Delta t}$$

La formule met en relation la pression mesurée à la tête de puits (p_w) [$ML^{-1}T^{-2}$], la pression initiale en l'état de la formation (p_0) [$ML^{-1}T^{-2}$], le taux de production du puits avant la fermeture (q) [VT^{-1}], la viscosité du fluide (μ) [$ML^{-1}T^{-1}$], la perméabilité de la formation (k) [L^2], la hauteur de la formation testée (h) [L], le temps de production (t_0) [T] et le temps écoulé depuis la fermeture du puits après la production initiale (Δt) [T].

Avec les données, il est possible de faire un graphique de (p_w) en fonction de $(t_0 + \Delta t)/\Delta t$ (fonctions du temps) et de ce graphique, il est possible d'extraire Δp soit le changement de pression pour un cycle log de l'axe $(t_0 + \Delta t)/\Delta t$. La formule peut ainsi être développée sous la forme suivante :

$$\frac{kh}{\mu} = \frac{2.3q_a}{4\pi\Delta p}$$

Il est possible d'adapter cette formule pour l'utilisation des unités de l'industrie pétrolière. Soit la pression en psi, la production en baril par jour, la viscosité en centpoise, la conductivité en millidarcy et la hauteur en pieds.

$$kh/\mu = 162.6 \frac{q_a}{\Delta p}$$

Dans certain cas, lors du test plutôt que des fluides, il y a présence de gaz. Pour effectuer l'analyse des DST en présence de gaz, il existe plusieurs solutions. Celle qui sera utilisée et très proche de la solution utilisée pour les fluides, cette solution est basée sur le travail de Aronofsky et Jenkins et discutée par Matthews et Russell (1967).

$$p_w = p^* - 162,6 \frac{q\mu B}{kh} \log \frac{t + \Delta t}{t}$$

Elle met en relation la pression mesurée à la tête de puits (p_w) [ML⁻¹T⁻²], la pression initiale en l'état de la formation (p^*) [ML⁻¹T⁻²], le taux de production du puits avant la fermeture (q) [VT⁻¹], la viscosité du gaz (μ) [ML⁻¹T⁻¹], la perméabilité de la formation (k) [L²], la hauteur de la formation testée (h) [L], le temps de production (t_b) [T], le temps écoulé depuis la fermeture du puits après la production initiale (Δt) [T] et (B) un facteur du volume du gaz calculé à pression moyenne pour le puits:

$$B = z \frac{T}{T_{sc}} \frac{p_{sc}}{(p^* + p_w)/2}$$

où (B) est fonction de (T) [Q] la température absolue, (T_{sc}) [Q] la température absolue aux conditions standard, (z) [adimensionnelle] le facteur de compressibilité du gaz, (p_{sc}) [ML⁻¹T⁻²] la pression aux conditions standards, (p^*) [ML⁻¹T⁻²] et (p_w) [ML⁻¹T⁻²]. Dans cette équation, il est possible d'approximer (p_w) [ML⁻¹T⁻²] à (p_{wf}) [ML⁻¹T⁻²] qui est la pression dans le puits ouvert (*flowing pressure*). Bien que cette approximation soit correcte dans la majorité des cas, elle l'est surtout à des pressions supérieures à 2000 psi. Si la pression est trop faible, on peut alors combiner les deux équations et obtenir :

$$p_w^2 = p^{*2} - 352,2 \frac{q\mu z T p_{sc}}{kh T_{sc}} \log \frac{t + \Delta t}{\Delta t}$$

Même à des pressions faibles il est possible d'obtenir des résultats satisfaisants avec la version approximée (Matthews & Russell, 1967).

Le DST 3 du puits A158 fournit un exemple détaillé de la procédure. Les données brutes sont présentées comme suit :

Tableau 2-1. Pression mesurée en fonction du temps

Θ (temps Δt)	$=(t_p + \Theta)/\Theta$	psig (cor. Temp)
0		1988
10	13.5	2461
20	7.25	2553
30	5.167	2591
40	4.125	2604
50	3.5	2610
60	3.083	2611
70	2.785	2612
80	2.562	2613
90	2.389	2613
100	2.25	2615
110	2.136	2615
120	2.041	2616

Les autres données utiles extraites des rapports de forage sont ci-dessous.

Tableau 2-2. Données du réservoir

Haut de la zone d'essai	1177	m
Bas de la zone d'essai	1228	m
Épaisseur de la zone d'essai	51	m
Pression initiale	2630	psi
Débits	432	bbf/j
Viscosité	1.8	cp

Un graphique de $(t_0 + \Delta t)/\Delta t$ est créé. Il faut ensuite éliminer les premières données incohérentes souvent causées par le forage du puits (*skin effect*) ou autres anomalies.

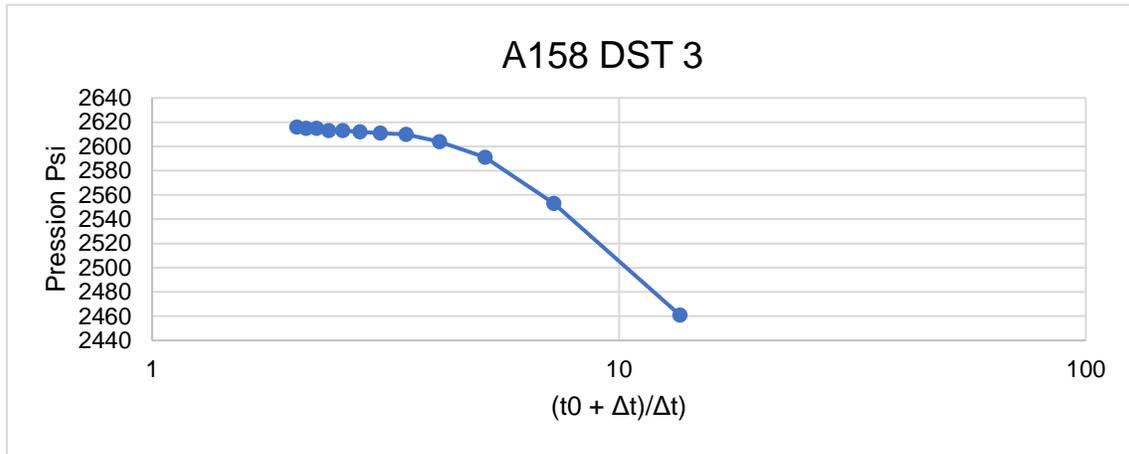


Figure 2-1. Pression en fonction de $(t_0 + \Delta t)/\Delta t$ incluant les points non conformes

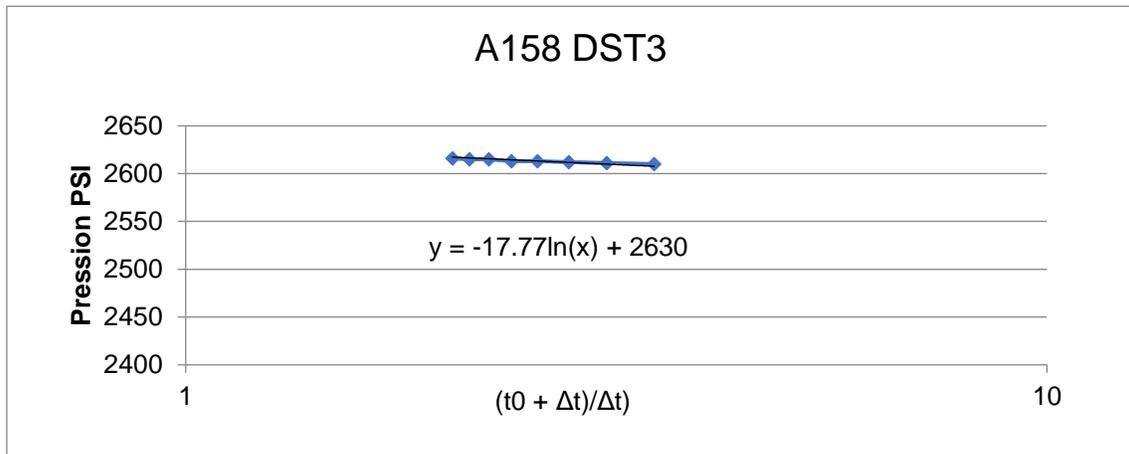


Figure 2-2. Pression en fonction $(t_0 + \Delta t)/\Delta t$ ajusté.

On extrait la pente de la droite de ce graphique (40,9) dans ce cas-ci. Il ne reste qu'à réaliser le calcul de k grâce à la formule, soit 18,9 mD.

$$kh/\mu = 162.6 \frac{q_a}{\Delta p}$$

$$162.6 * \frac{432}{40,9} * \frac{1,8}{51} = 18,9$$

2.1.5 Simulation

Il existe trois types de mesure pour évaluer la facilité avec laquelle un fluide traverse un milieu sous un gradient de pression. La perméabilité, exprimée en $[L^2]$, est seulement dépendante du milieu. La conductivité hydraulique, exprimé en $[LT^{-1}]$, est dépendante du milieu et du fluide qui y est contenu, la conductivité hydraulique est calculée en prenant en compte la perméabilité (k), la masse volumique du fluide (ρ) $[M.V^{-1}]$, l'accélération gravitationnelle (g) $[LT^{-2}]$ et la viscosité dynamique du fluide (μ , $k = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu}$). Finalement, la transmissivité, exprimée en $[L^2T^{-1}]$, prend aussi en compte la hauteur de l'aquifère saturé.

Des simulations analytiques permettent de bien comprendre comment le réservoir/aquifère répondrait au pompage. Effectivement, l'utilisation du programme AQT SOLV permet d'obtenir des données de rabattement dans l'aquifère. Avec ces données, il est ensuite possible de calculer la puissance de pompage associée à celui-ci. Pour calculer la puissance de pompage, la formule suivante est utilisée.

$$P = s \cdot g \cdot \rho \cdot \mu$$

où (P) $[ML^2T^{-3}]$ est la puissance de pompage, (s) $[L]$ est le rabattement, (g) $[LT^{-2}]$ l'accélération gravitationnelle, (ρ) $[ML^{-3}]$ la masse volumique du fluide et (μ) viscosité dynamique du fluide.

Pour obtenir les résultats les plus importants, deux cas différents seront étudiés. Tout d'abord un aquifère captif homogène ayant une perméabilité équivalente, puis un cas représentant un aquifère fracturé. Plusieurs paramètres seront présumés pour l'ensemble des simulations, et certains seront décrits pour chaque formule utilisée. Pour l'ensemble des cas, il sera supposé qu'il s'agit d'un aquifère captif étant donné les fortes profondeurs visées et la faible conductivité hydraulique dans le socle sous-jacent et dans le Groupe de Beekmantown au-dessus du Potsdam. Il est probable que les formations de Cairnside et de Potsdam communiquent et ne soient en réalité qu'un seul et même aquifère, mais pour éviter de compliquer les calculs, elles seront assumées indépendantes.

Pour calculer le rabattement, nous utiliserons tout d'abord la formule décrite par Hantush (1961a, 1961b) et Theis (1935) qui assume que l'aquifère est horizontal, compris entre deux aquitards imperméables, infini dans la dimension horizontale, que sa hauteur est constante et

qu'il est homogène. On présume aussi que l'écoulement est horizontal par rapport aux puits. La formule utilisée est la suivante.

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du$$

$$u = \frac{r^2 S}{4Tf}$$

Où (u) [L] est le rabattement, (Q) [L^3T^{-1}] le pompage, (r) [L] la distance entre le puits de pompage et le puits d'observation, (S) [adimensionnelle] le coefficient d'emmagasinement, (t) le temps, et (T) [L^2/T] la transmissivité.

On utilise un taux de pompage normal pour une centrale géothermique, la transmissivité provient des données extraites des DST et enfin, le coefficient d'emmagasinement est extrait de la littérature. Le coefficient d'emmagasinement a une forte importance au début du pompage, mais plus la simulation est longue moins il a un impact sur les résultats. Étant donné que les simulations de pompage effectuées sont très longues et constantes, ce facteur n'a pas réellement d'importance et peut donc être assumé sans trop de problèmes.

Il est possible de faire les mêmes calculs pour observer l'impact d'une fracture horizontale sur le système. Une méthode est utilisée pour explorer le système en incluant une fracture horizontale, la méthode permet de calculer l'influence d'une fracture horizontale dans l'aquifère entre le puits de pompage et le puits d'injection. Cette méthode est celle de (Gringarten & Ramey, 1974). Elle assume une fracture radiale autour du puits de pompage qui reçoit du fluide et elle prolonge artificiellement la longueur sur laquelle le puits reçoit du fluide provenant de l'aquifère. Cette fracture ne représente pas un cas réaliste, car si l'aquifère devait être fracturé, les fractures se produiraient de façon aléatoire autour de la zone.

$$s = \frac{Q}{4\pi\sqrt{T_x T_y}} \frac{\sqrt{\pi}}{2} \int_0^{t_D} \left[\operatorname{erf} \frac{1 - X_D}{2\sqrt{\tau}} + \operatorname{erf} \frac{1 + X_D}{2\sqrt{\tau}} \right] e^{-\frac{y_D^2 T_x}{4\pi T t}} \frac{d\tau}{\sqrt{\tau}}$$

$$t_D = \frac{T_x t}{S X_f^2}$$

$$X_D = \frac{X}{X_f}$$

$$y_D = \frac{y}{X_f}$$

$$S_D = \frac{4\pi\sqrt{T_x T_y}}{Q} S$$

où (Q) [L³/T] est le pompage, (s) [L] est le rabattement, (S) [adimensionnelle] l'emmagasinement, (t) le temps, (T_x) [L²/T] est la transmissivité dans l'axe x, (T_y) [L²/T] est la transmissivité dans l'axe y, (x) et (y) [L] sont les distances, (x_f) [L] est la demi-longueur de la fracture.

Enfin, il est possible de faire des calculs avec une double porosité. Ces calculs supposent une porosité pour la roche ainsi qu'une porosité pour les fractures, celles-ci sont disposées autour de blocs de taille définie. Cette solution est basée sur les travaux de Barker (1988) et de Moench (1984)

$$\bar{h}_w = \frac{Q[1 + s_w \Phi(x)]}{\rho[\rho\beta[1 + S_w \Phi(X)] + Kb^{3-n}\alpha_n r_w^{n-2} \Phi_v(X)]}$$

$$\bar{h} = \frac{Qr_D^v K_v(Xr_D)/K_v(X)}{\rho[\rho\beta[1 + S_w \Phi_v(X)] + Kb^{3-n}\alpha_n r_w^{n-2} \Phi_v(X)]}$$

$$v = 1 - \frac{n}{2}$$

$$\lambda^2 = \frac{\rho S_s}{K}$$

$$\mu = \lambda r_w$$

$$r_D = r/r_w$$

$$\Phi_v(z) = \frac{zK_{v-1}(z)}{K_v(z)}$$

$$\alpha_n = \frac{2\pi^{\frac{n}{2}}}{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)}$$

$$\beta = \pi r_c^2$$

Pour les modèles à une porosité :

$$X = \mu$$

Pour les modèles à doubles porosité :

$$X = (\mu^2 + \bar{q}_{fD})^{1/2}$$

Avec blocs verticaux :

$$\bar{q}_{fD} = \frac{\gamma^2 m \tanh(m)}{1 + S_f m \tanh(m)}$$

Avec blocs sphériques :

$$\bar{q}_{fD} = \frac{3\gamma^2 [m \coth(m) - 1]}{1 + S_f [m \coth(m) - 1]}$$

$$m = \frac{(\sigma\mu^2)^{1/2}}{\gamma}$$

$$\gamma = \frac{r_w}{b_f} \left(\frac{K'}{K} \right)^{1/2}$$

$$\sigma = \frac{S'_s}{S_s}$$

$$S_f = \frac{K' b_s}{K_s b'}$$

Où (b) [L] est l'étendue de la zone, (b') [L] est l'épaisseur du bloc, (b_s) [L] est l'épaisseur de l'effet pariétal, (K) [L/T] est la conductivité hydraulique de la fracture, (K') [L/T] est la conductivité hydraulique du bloc, (K_s) [L/T] est la conductivité hydraulique de la zone pariétale, (K_w) est la fonction de Bessel modifiée, (n) [adimensionnel] est le débit, (p) la variable de transformation de Laplace, (Q) [L³/T] est le taux de pompage, (r) [L] est la distance radiale, (r_c) [L] est le rayon du coffrage, (r_w) [L] est le rayon du puits, (S_f) [adimensionnel] est le facteur de l'effet pariétal, (S_s) [L⁻¹] est l'emmagasinement des fractures, (S_s') [L⁻¹] est l'emmagasinement des blocs, (S_w) [adimensionnel] est l'effet pariétal du puits et (t) est le temps.

2.2 CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La région d'intérêt, soit les Basses Terres du Saint-Laurent se trouve au cœur de la région du sud du Québec. Pour mieux comprendre les caractéristiques de la région, les différents domaines géologiques sont décrits dans un ordre géographique du Nord vers le Sud.

2.2.1 Grenville

La province géologique du Grenville constitue le socle du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. Cette province est principalement composée de roches ignées ou sédimentaires métamorphisées d'âge précambrien. Le Grenville est la racine d'une ancienne chaîne de montagnes d'âge protérozoïque du continent Rodinia. Elle fut produite par l'orogénèse grenvillienne avec des étapes d'accrétion datant de 1.3 Ga – 1.2 Ga et un soulèvement final datant d'environ 1.0 Ga. Cette orogénie est en réalité divisée en deux, les orogénies elzévirienne et ottawanaïenne (Moore & Thompson, 1980). Tectoniquement, l'orogénie grenvillienne est la résultante de la fermeture d'un océan suivie d'une collision continent - continent à 1.2 Ga., puis d'une exhumation rapide (Lucas & St-Onge, 1998). La composition lithologique des roches dans les régions proches des basses-terres est relativement variée avec des granites, des quartzites des paragneiss, des anorthosites et des orthogneiss (Globensky, 1987). On note généralement une forte présence de quartz dans ces roches. Elles sont souvent fortement métamorphisées. La pétrologie du socle sous les basses-terres est peu connue. Étant donné que le Grenville regroupe énormément de lithologies différentes, il est difficile d'en savoir plus. Des travaux en ce sens sont par contre effectués par l'équipe du professeur Lyal Harris à partir de données géophysiques (Dufrechou *et al.*, 2015).

2.2.2 Bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent

Le bassin, en discordance sur le socle grenvillien, s'est formé lors de l'ouverture de l'océan lapetus. Il s'agit donc de dépôts sédimentaires montrant un cycle complet d'ouverture océanique comprenant plusieurs transgressions et régression.

À la base du bassin se trouve le Groupe de Potsdam, divisé en deux formations : Covey Hill et Cairnside. Le Covey Hill est une unité continentale formée à la base de conglomérat. Au-dessus de ces conglomérats, l'unité est principalement constituée d'arkoses plus ou moins bien triées. Par endroits, des lits dolomitiques existent, mais presque aucun fossile n'est connu dans

cette formation. Le Covey Hill est d'âge pré-paléozoïque à cambrien (Sanford & Arnott, 2010). La roche est la résultante de l'érosion du socle sur une longue période, ce qui explique sa forte composition en quartz. La formation peut atteindre une puissance de plus de 500 m par endroits. Il n'existe que quelques affleurements de cette formation à l'ouest de Montréal. Au-dessus, du Covey Hill se trouve la Formation de Cairnside, d'âge Cambrien supérieur, la lithologie est principalement constituée de quartzites cimentés, bien triés au grain arrondi. Il s'agit de la transition vers un milieu subtidal peu profond. Cet événement est marqué par la présence de structures sédimentaires et de quelques traces fossiles comme *Climactichnites wilsoni*, *Skolithos sp.*, *Arenocolites sp.*, *Gordia sp.*, *Palaeophycus sp.*, (Globensky, 1987). Cette unité contient aussi une espèce de brachiopode, *Lingulepis acuminata* (Globensky, 1987). La puissance de cette formation est de 250 mètres au maximum.

Au-dessus du Potsdam se trouve le Beekmantown, un groupe d'une puissance de 460 m composé de deux formations montrant l'évolution vers un océan plus mature. La première formation est nommée Theresa ; elle est principalement composée de grès, de grès dolomitique et de dolomie. Dans le Beekmantown se trouve des fossiles tels que des gastéropodes et des stromatolites (*Cryptozoon proliferum*). La formation montre une évolution de la base vers le sommet avec d'abord des grès plus importants, souvent interstratifiés de dolomie à la base, puis une plus grande concentration en dolomie vers le sommet. Cette formation montre bien le passage d'un environnement subtidal à un environnement marin plus profond, avec l'augmentation de carbonates et la diminution de grains plus grossiers vers le sommet. L'âge de la formation est Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur. La deuxième formation du Groupe de Beekmantown est la Formation de Beauharnois; elle est principalement composée de dolomie, cette unité présente des vacuoles de calcite par endroits. Ces vacuoles indiquent des conditions évaporitiques fortes pour l'environnement de dépôt. La dolomie est laminée ou massive. La formation contient de nombreux fossiles de gastéropodes, de trilobites et de stromatolites. Ces caractéristiques sont le résultat d'un environnement lagunaire intertidal à supratidal, relativement fermé. Le Beekmantown montre la présence d'un environnement océanique de plus en plus évolué.

Le groupe suivant se retrouve en discordance sur le Beekmantown. Cette discordance laisse penser qu'un épisode de régression érodant la partie supérieure du Beekmantown et amenant la formation du Groupe de Chazy qui n'est constitué que d'une seule formation, la Formation de Laval. Cette formation se sous-divise en différents membres. Effectivement, la base de la formation appelée membre de Sainte-Thérèse, composée de grès et de carbonate,

est surmontée par le Membre de Beaconsfield, présentant un milieu plus profond correspondant à des dépôts argileux à dolomitiques. La formation contient de nombreux fossiles de brachiopodes. Ce groupe est d'âge ordovicien.

Le groupe suivant, Black River, n'est pas présent partout dans le bassin. On y retrouve trois formations : la Formation de Pamela composée de dolomie, la Formation de Lowville, majoritairement composée de calcaire, et la Formation de Leray, composée aussi de calcaires. Les trois formations ne sont pas toujours présentes en superposition, la Formation de Pamela représente une phase régressive associée au dépôt du Chazy. Effectivement cette unité est associée à un milieu lagunaire côtier, supratidal, et il y a présence d'indicateurs de l'influence des vagues et de la maré comme des rides de plage. Le Lowville représente la transition vers un épisode de transgression, et effectivement la lithologie présente des éléments indiquant un approfondissement graduel comme l'apparition d'ooïdes et de coraux. Il s'agit encore d'un milieu peu profond, mais la transition s'effectue vers un milieu de plus en plus calme et profond. Enfin, la Formation de Leray représente un milieu lagunaire avec de nombreux fossiles de coraux, de brachiopodes, de céphalopodes, et de trilobites. Le Groupe de Black River est d'âge ordovicien.

Le Groupe de Trenton est sous-divisé en douze formations, et trois de ces formations sont sous-divisées en membres. Le groupe est composé majoritairement de calcaire argileux très fossilifère, au sommet duquel se trouve des lits de shale s'interstratifiant avec les lits de calcaire. Le type de dépôts indique une plateforme carbonatée à profondeur moyenne représentant le reflet de la subsidence du bassin.

Au-dessus du Groupe de Trenton se trouve le Shale d'Utica. Il confirme la transition vers un milieu marin profond. La présence de shale dans les parties supérieures du Groupe de Trenton laisse penser à un approfondissement du bassin et la présence d'une unité complète de shale le confirme. Cette unité est un shale noir carbonaté. La présence de nombreux fossiles de graptolites permet de lui donner un âge Ordovicien supérieur. Ce shale contient aussi d'autres fossiles comme des trilobites, des céphalopodes et autres, mais l'Utica est particulièrement reconnu pour ses graptolites.

Le Groupe de Sainte-Rosalie se trouve au-dessus du Shale d'Utica. Le groupe est formé de quatre formations majoritairement composées de shales, de lits dolomitiques, de siltstones et de mudstones. L'ensemble contient de nombreux graptolites ce qui permet de lui donner un âge Ordovicien supérieur. Les formations qui le composent sont les formations d'Iberville, de Saint-Sabine, de Les Fonds et de Lotbinière. La Formation d'Iberville est principalement un mudstone microlité avec quelques lits dolomitiques. La roche présente quelques fossiles, dont des

graptolites de l'Ordovicien supérieur, mais la nature de la roche rend leur identification difficile. La Formation de Sainte-Sabine est composée en majorité d'ardoises parfois interlitées de dolomie et de sédiments détritiques. La Formation de Les Fonds est lithologiquement similaire à celle de Saint-Sabine, mais contient légèrement plus de dolomie. Ces deux formations sont séparées géographiquement et non superposées. Enfin, la Formation de Lotbinière est un shale avec de nombreux fossiles de graptolites. La formation représente un environnement relativement profond avec un apport en sédiments provenant de la marge appalachienne.

Dans la séquence, le Groupe de Lorraine est le suivant. Il représente un environnement de moins en moins profond avec des lithologies allant du shale au grès en passant par des siltstones. Le groupe contient la Formation de Nicolet, principalement composée de calcaire gréseux, de grès fins et de siltstones. Dans cette unité se trouve plusieurs faunes composées de mollusques, de brachiopodes, de crinoïdes, de trilobites, de graptolites, de pélicypodes et de gastéropodes. Les faunes montrent une évolution représentant des milieux relativement profonds, calmes vers une faune infralittorale à littoral. La Formation de Nicolet est surmontée par la Formation de Pontgravé qui contient de plus en plus de grès et de calcaires gréseux avec une faune très importante de coraux et d'animaux à coquilles représentant un milieu littoral.

Au sommet de la séquence, se trouve le Groupe de Queenstown, composé d'une seule formation, la Formation de Bécancour, celle-ci est la conséquence d'un delta qui permet le dépôt de shale rouge vert et de gypse. Ces dépôts continentaux d'origine sub-aérienne montrent bien la fermeture du bassin ; leur oxydation est aussi symptomatique de la fermeture du bassin.

2.2.3 Appalaches

Les Appalaches débutent à la ligne Logan (Figure 1-4). Il s'agit d'une faille de chevauchement qui est la jonction entre les roches autochtones du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent et les roches allochtones de la première partie des Appalaches. Il existe entre les deux provinces géologiques une mince zone de roches qui ont une composition fort similaire aux roches de la Plate-forme du Saint-Laurent. C'est la zone dite parautochtone. Les roches des Appalaches sont divisées en trois grands secteurs séparés par deux grandes discordances angulaires. La première zone est d'âge cambro-ordovicien. Cette zone est très déformée. Elle est surtout composée de roches sédimentaires, mais des roches volcaniques ophiolitiques sont aussi présente. Ce sont des sédiments profonds déposés en marge de l'océan Iapetus. Ces roches sont donc chronostratigraphiquement corrélables aux roches retrouvées dans le bassin

des Basses-Terres du Saint-Laurent. Elles furent fortement déformées d'abord lors de l'orogénie taconienne puis lors de l'orogénie acadienne. Cette zone est surmontée de roches siluro-dévonniennes, des roches faiblement déformées lors de l'orogénie acadienne. Ces roches ont pour origine un bassin sédimentaire marin peu profond. Une fois la fermeture complète de l'océan, elle forme la partie acadienne des Appalaches. Il existe aussi un troisième groupe de roches carbonifères dans quelques zones des Appalaches du Québec. Ces roches ne sont presque pas déformées et sont des roches résultant de l'érosion de la chaîne de montagnes appalachiennes.

2.3 Les grès du Potsdam

2.3.1 Travaux antérieurs sur le Potsdam

Les premiers travaux faits sur le Potsdam remontent au 19^e siècle surtout dans l'état de New York aux États-Unis. Les premiers travaux décrivant un grès rouge ont été faits par Ebenzer Emmons. En 1838, il nomme cette unité comme le Potsdam; il décrira aussi les grès de Kessexville comme étant la partie supérieure de la séquence (Emmons, 1838, 1841). William Logan (Logan, 1851, 1852, 1863) de la Commission Géologique du Canada reprendra le terme Potsdam pour décrire ces grès du sud du Québec et de l'Ontario. Les travaux établissant les limites du Groupe de Potsdam comme nous le connaissons aujourd'hui furent réalisés par Fisher, Rickard et d'autres (Fisher, 1968, 1977; Rickard, 1973). Au Québec, le Potsdam fut principalement décrit par Globensky (1987) lors de ces travaux sur les basses-terres.

Le Potsdam a déjà été étudié lors de plusieurs projets au cours des dernières années. En 1971, Schmerber pour SOQUIP (Schmerber, 1971) effectue une étude de la sédimentologie et donne de nombreuses informations sur les directions de courant lors du dépôt des sédiments. En 1976, Héroux, Lapalme et Chagnon (Héroux *et al.*, 1976) réalisent une étude importante s'intéressant aux propriétés de réservoir pétrolier des grès de Potsdam. Ils analysent plus de 28 forages. Ils décrivent aussi 6 microfaciès dans le Covey Hill dont des shales, des dolomies calco-gréseuses, des arénites quartzitiques hématitiques, des arénites feldspathiques cimentées avec ciment calcaro-argileux et des arénites quartzitiques à ciment siliceux. Ils concluent aussi que la porosité et la perméabilité du grès ne se présentent pas dans des niveaux préférentiels. Les porosités sont généralement inférieures à 10% et en moyenne de 1 à 3%. Les pores du Covey Hill sont souvent colmatés par une matrice fine, du matériel micacé. Les pores du Cairnside sont

quant à eux fréquemment bouchés par du ciment. Les tests de perméabilité à la résine et au Ruska témoignent de la faible porosité.

En 2010, la Commission Géologique du Canada a produit un rapport complet sur le Potsdam, bien que ce rapport contienne des informations intéressantes discutées ici le rapport se concentre majoritairement sur la partie ouest du bassin soit la section comprise entre les Grands Lacs et Ottawa. L'étude réalisée par B.V. Sanford et R.W.C Arnott (Sanford & Arnott, 2010) apporte tout de même des informations sur la stratigraphie et la structure de l'unité. Elle confirme la présence d'une discordance à l'intérieur même du Potsdam entre des unités continentales comme le Covey Hill ou Aussable et la Formation de Cairnside et ses équivalents comme le Keeseville et le Nepean. Cette discordance est un arrêt important dans la sédimentation entre les deux unités ; par endroits, on retrouve aussi des signes d'érosion dans l'unité inférieure. Il est aussi intéressant de remarquer que le Potsdam que l'on retrouve à proximité de l'arche Oka-Beauharnois du côté Est est plutôt d'origine margino-marine alors que l'équivalent côté Ouest est plutôt d'origine éolienne et fluviale. On comprend alors bien que le Potsdam soit une unité hétérogène.

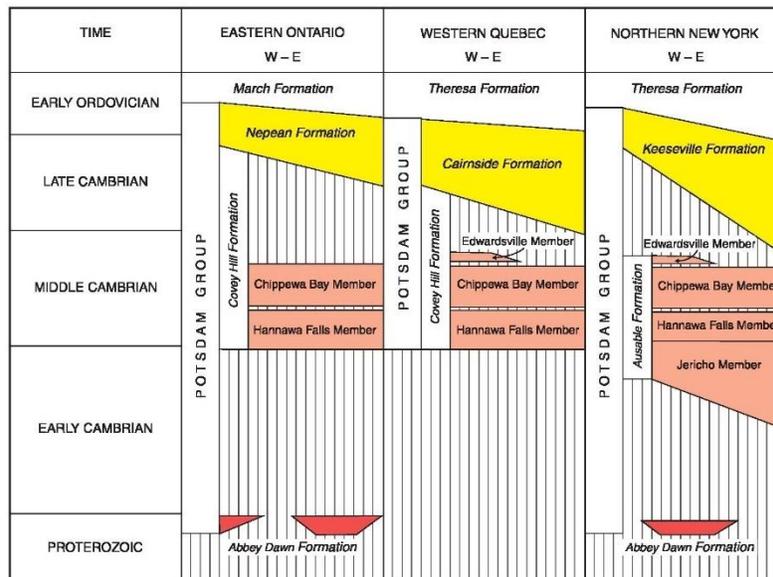


Figure 2-3. Schémas des formations dans le Potsdam (Sanford & Arnott, 2010)

2.3.2 Lithologies des grès du Potsdam

Le rapport de Sandford et Arnott (Sanford & Arnott, 2010) décrit au moins la présence de trois membres dans le Covey Hill dans la partie québécoise du bassin (Figure 2-1). Ces membres décrits de la base au sommet sont les suivants. Le Membre d'Hannawa Falls, décrit comme une arénite à quartz rouge. Cette unité d'origine principalement éolienne est une arénite fine, montrant souvent des lits entrecroisés pouvant être interprétés comme des paléodunes. Il y a aussi des roches appartenant à ce membre comme des shales rouges, des grès à grains fins et moyens et des conglomérats qui sont d'origine fluviatile. Au Québec, le Membre d'Hannawa Falls se retrouve sous la forme de strates de grès à grains fins et moyens rouge à brunâtre. Le Membre de Chippewa Bay est une arénite composée majoritairement de quartz ; elle est souvent de couleur verdâtre ou rosâtre. Les grains composant l'arénite sont fins à moyens. Des lentilles avec des stratifications entrecroisées s'y retrouvent aussi. L'ensemble du membre comprend aussi des lits conglomératiques. Les clastes sont principalement du quartz et le conglomérat est majoritairement supporté par la matrice. L'ensemble de l'unité est probablement d'origine fluviatile. Au Québec, le Membre de Chippewa Bay se présente sous la forme d'une arénite composée principalement de quartz verdâtre interlité de sections conglomératiques roses à orangées avec des clastes évolués (bien arrondis) et une bonne quantité de matrice. Le Membre d'Edwardsville est quant à lui majoritairement une arénite quartzique à grain fin de couleur verdâtre à rosâtre. Aussi, des laminations entrecroisées s'y trouve souvent. Son extension géographique est faible, mais on le retrouve au Québec. Pour ce qui est de la Formation de Cairnside, elle est décrite comme une arénite quartzitique cimentée en silice ; cette unité est de couleur blanche à grisâtre. La formation est aussi très homogène. Celle-ci peut se retrouver en contact discordant sur l'ensemble des membres du Covey Hill ou même directement sur le socle dans certaines zones géographiques. Le Cairnside et le Covey Hill peuvent aussi être observés en contact concordant.

Pour ce qui est du Potsdam au Québec, J.F Grenier (Grenier, 2014) s'est aussi fortement attaché à la lithologie du Potsdam. Ces travaux se sont concentrés sur un forage en particulier où l'on retrouve 580 m de Potsdam, une puissance élevée pour cette unité. Il y décrit quatre unités, dont trois unités pour le Covey Hill et une seule pour le Cairnside. L'unité CV1, unité retrouvée à la base du forage est un conglomérat avec des clastes provenant du socle, le tout dans une matrice mal triée de quartz et feldspath. Il y'a aussi dans cette unité un grès aux grains généralement grossiers mal triés dans une matrice argileuse, ainsi que du feldspath en quantité variable. Aussi, la présence de zone de shale gréseux est noté, ces shales sont souvent

carbonatés. Finalement, on retrouve dans l'unité CV1, des lits de siltite mal définis. Cette unité est surmontée de l'unité CV2 majoritairement un grès fin à grossier, bien trié avec des interlits silteux. Cette unité contient aussi des épaisseurs de shale rouge. Enfin la dernière unité du Covey Hill, l'unité CV3 est décrite par Grenier comme un grès moyen à très grossier interlité de siltite à matrice argileuse, verdâtre. Cette unité contient des lits de shales fossilifères noirs. Lithologiquement, le Cairnside est décrit comme un grès homogène à grains de tailles variant de fin à grossier. Ce grès est composé quasi uniquement de quartz et des laminations horizontales et de lits entrecroisés si retrouvent aussi.

3 RÉSULTATS

3.1 FRACTURATION DANS LE POTSDAM

3.1.1 La fracturation en surface

La fracturation en surface a été explorée dans quatre affleurements principaux qui sont situés majoritairement à l'ouest de Montréal. Le Potsdam n'affleure qu'à peu d'endroits au Québec principalement dans la région des relevés. Les affleurements disponibles pour le Covey Hill sont rares. Cette formation n'est présente en surface que dans quatre endroits au Québec (Figure 3-1) à la colline Covey Hill, à proximité du village de Covey Hill, au sud de Montréal et à proximité de la frontière avec les États-Unis, 2) à l'île Perrot, à l'ouest de Montréal, 3) à Vaudreuil dans une ancienne carrière, et 4) au canal Beauharnois.

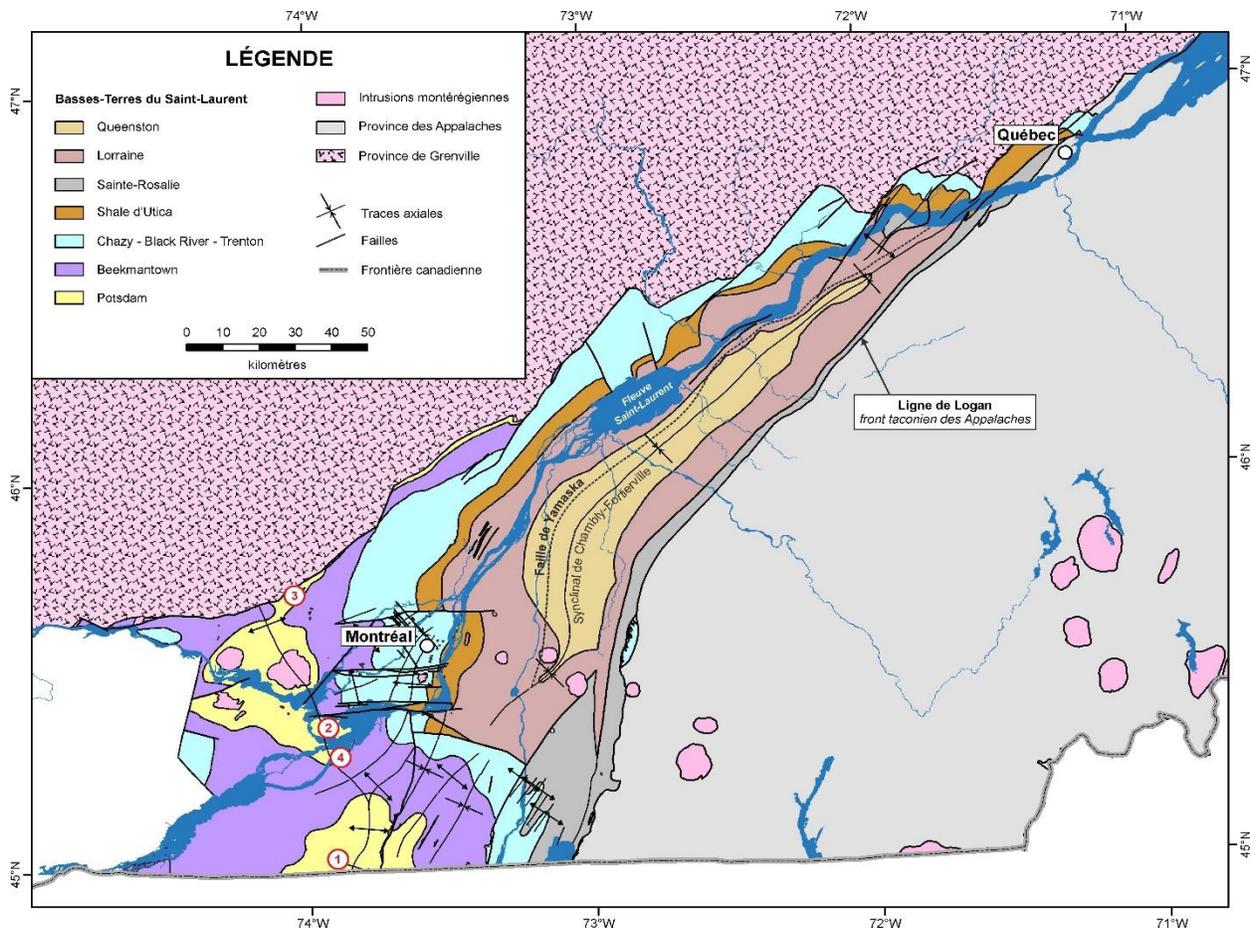


Figure 3-1. Carte des affleurements de Potsdam explorés. Modifié de (Comeau et al., 2012)

La colline Covey Hill au Nord de la frontière avec les États-Unis montre au moins trois affleurements dans le Covey Hill. Les strates y sont horizontales et ont fort probablement subi une forme d'érosion glaciaire. Les affleurements montrent un grès fin relativement bien trié, avec un fort pourcentage de quartz (>95 %). La couleur des affleurements est grise à verdâtre. La lithologie est identifiable au Membre d'Edwardsville (Sanford & Arnott, 2010). Les grains sont cimentés et le ciment est siliceux; il semble n'y avoir que peu de matrice. Les fractures y sont abondantes; elles semblent à priori ouvertes et subverticales.

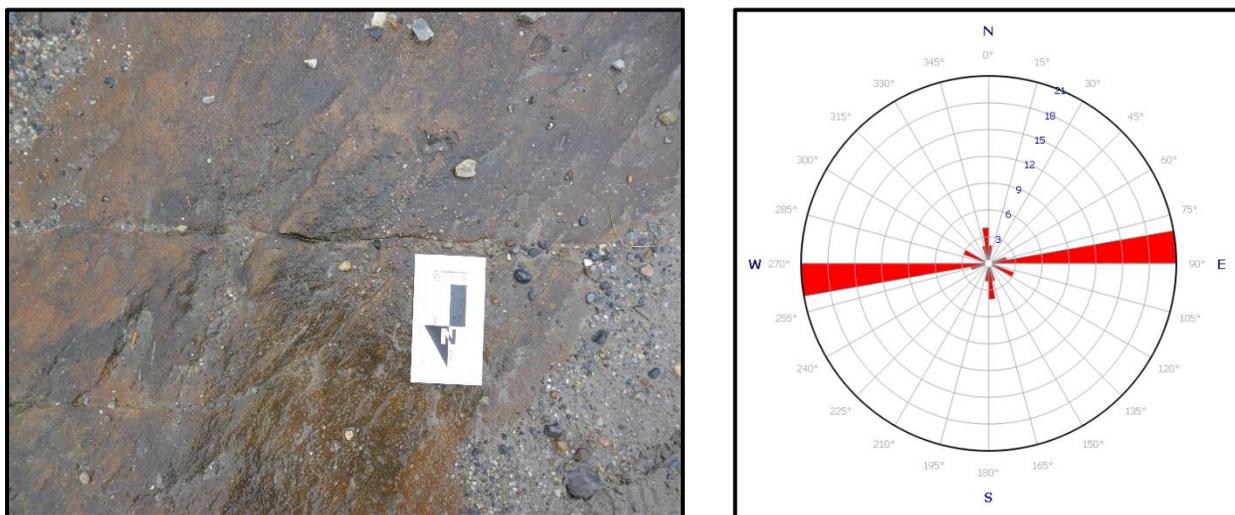


Figure 3-2. Orientation des fractures; affleurement de la colline Covey Hill 1 (n=34)

Le premier affleurement (Figure 3-2) est une excavation sur un terrain privé. La roche y est relativement peu altérée et montre principalement des fractures de direction E-O. La roche est un grès à grains fins de couleur rouge à brunâtre. Les fractures sont ouvertes, mais leur ouverture ne pourrait être que superficielle. On observe deux familles de fractures. Celles s'étendant d'est en ouest sont souvent métriques à plurimétriques, alors que les fractures N-S semblent être présentes seulement entre deux fractures E-O; ces dernières fractures sont donc de moindre importance.

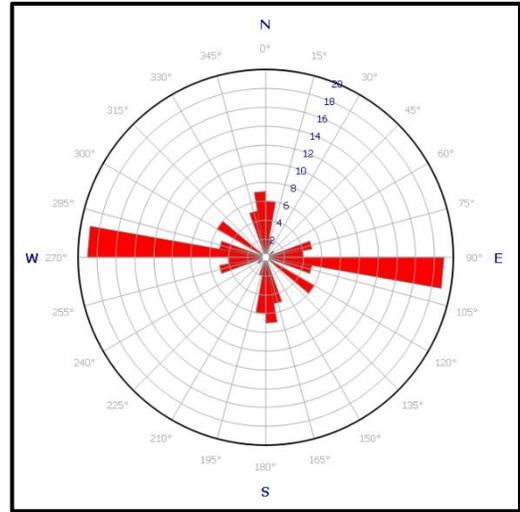


Figure 3-4. Orientation des fractures; affleurement de la colline Covey Hill 2 (n=60)

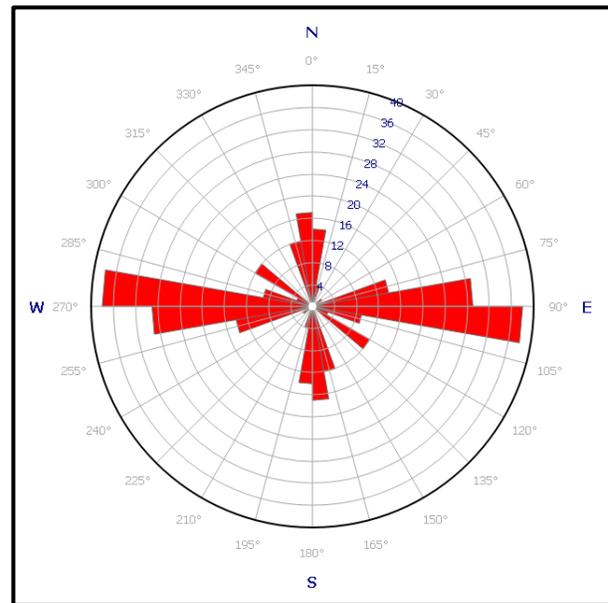
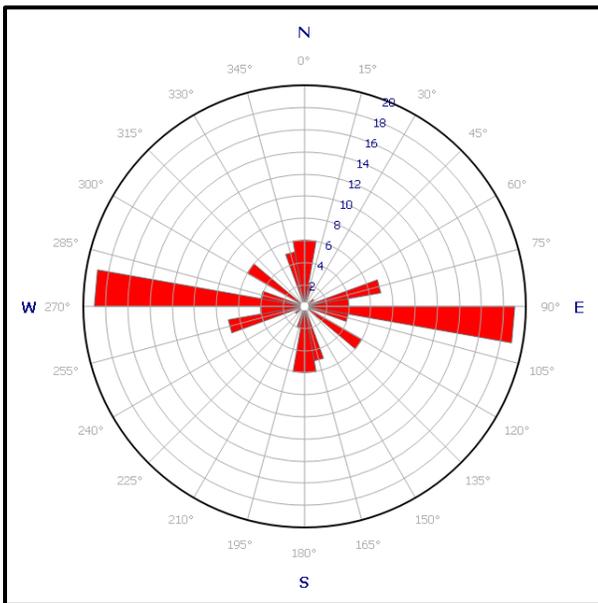


Figure 3-3. Orientation des fractures; affleurement de la colline Covey Hill 3 (n=60) et toutes les fractures de la colline Covey Hill.

Les deuxième et troisième affleurements (Figures 3-3 et 3-4) sont situés à environ 500m en bord de route et se trouvent respectivement à 20m l'un de l'autre. Ils montrent une roche plus grise ou vert clair; les fractures sont parfois ouvertes et parfois cimentées.

Les fractures sur les affleurements de la colline Covey Hill sont majoritairement Est–Ouest (Figures 3-3 et 3-4). Quelques fractures N-S et NO – SE sont aussi présentes. (Figure 3-4).

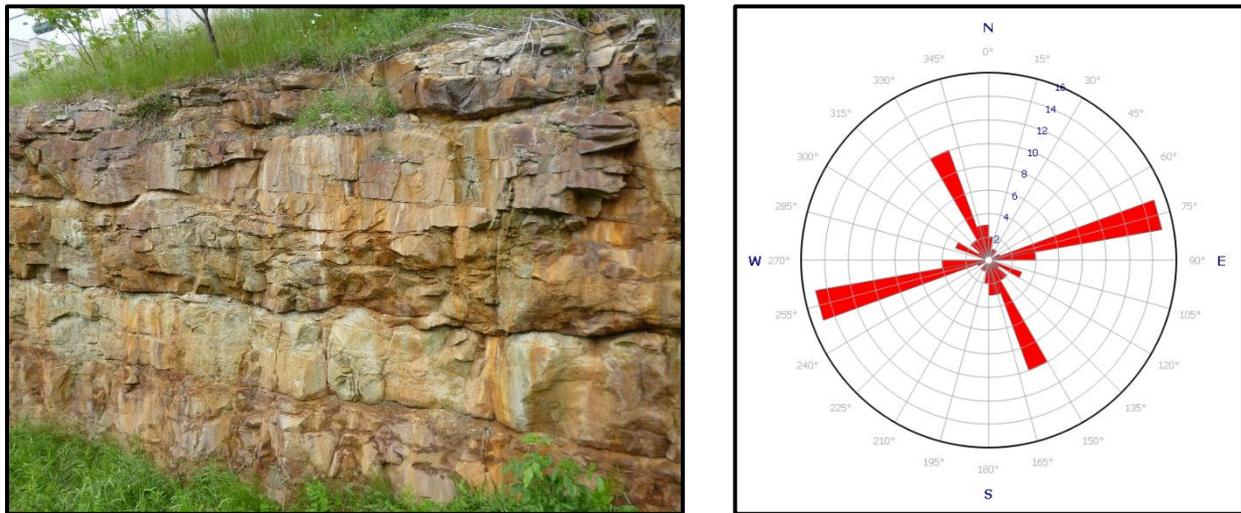


Figure 3-5. Orientation des fractures; affleurement Don Quichotte, île Perrot (n=48).

À l'île Perrot (Figure 3-5), il y a deux affleurements principaux qui sont stratigraphiquement la continuité l'un de l'autre. Il est à noter que les données de fractures ont seulement été prélevées dans le deuxième affleurement (partie supérieure de la coupe).

La partie inférieure de l'affleurement montre une arkose rouge à brune avec des laminations entrecroisées. Les grains de quartz et de feldspaths sont de taille fine à moyenne. On relève la présence de matrice intergranulaire. Des lits de siltite sont aussi visibles sur l'affleurement qui se situe dans une lithologie correspondant au Membre d'Hannawa Falls (Sanford & Arnott, 2010). La partie supérieure de la coupe souvent décrite comme l'affleurement de "la cote Don Quichotte" montre un conglomérat orangé avec grains de quartz et de feldspath interstratifié entre des grès gris avec des lits entrecroisés (dune). Cet affleurement fait assurément partie du Membre de Chippewa Bay (Sanford & Arnott, 2010). L'ensemble de la coupe est fortement fracturé avec des fracturations verticales et horizontales. La majorité des fractures ont une orientation E-O (ENE-OSO) et NNO-SSE; les autres fractures sont plus dispersées.

Un affleurement du Groupe de Potsdam à Vaudreuil a aussi été étudié. Il montre un grès à grains fins formant des lits de faibles épaisseurs. Il n'y a pas eu de relevé de fracturation, car la densité des fractures y est anormalement élevée à proximité de l'excavation de l'ancienne carrière ce qui tend à montrer que ces fractures sont sans doute artificielles.

Généralement dans les affleurements de Covey Hill, la fracturation est divisée en trois familles, la première est Est–Ouest, soit de direction 80°- 90°. Cette famille contient la grande majorité des fractures retrouvées sur les affleurements. Les deux autres familles NNO – SSE 170° et ESE–ONO 120° sont moins représentées. Il existe aussi des fractures non associées à ces familles de fractures.

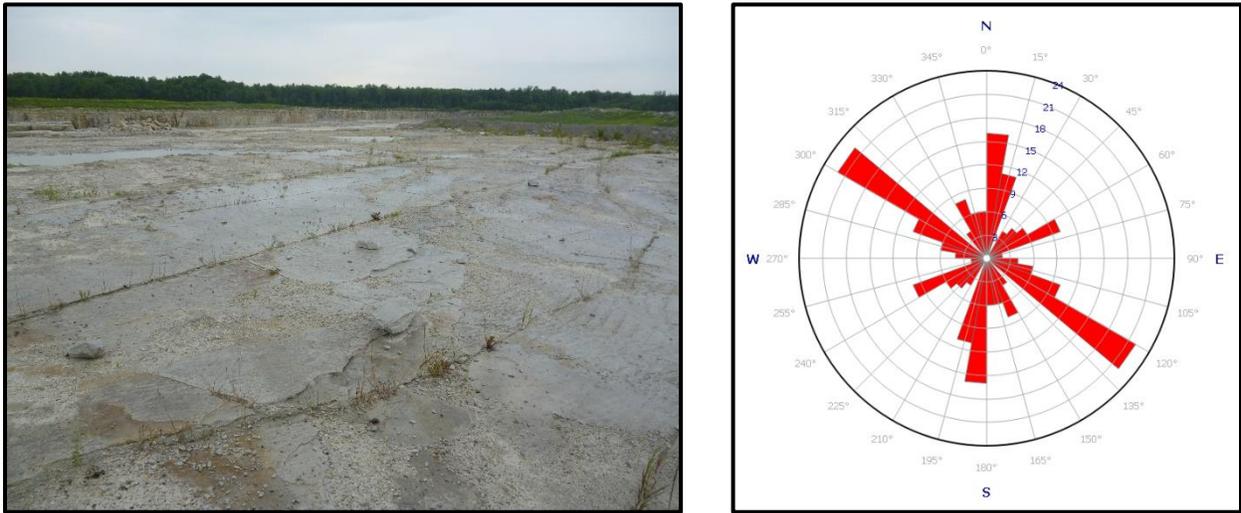


Figure 3-6. Orientation des fractures; affleurement de la Carrière Unimin (n=122).

Pour ce qui est du Cairnside, deux affleurements ont été amplement explorés. Le premier se trouve à la carrière Unimin (Figure 3-6), une carrière de silice. La lithologie y est celle d'un grès à près de 100% de quartz, une quartzite cimenté avec de la silice. Les fractures y sont présentes, mais pas particulièrement nombreuses. On note l'étendue particulière de celles-ci; les fractures sont continues sur plusieurs dizaines de mètres, pouvant même atteindre une centaine de mètres. Les familles principales de fracture sont N-S, NO-SE et NE-SO. Cet affleurement contient aussi de nombreuses fractures non associées dans presque toutes les directions.

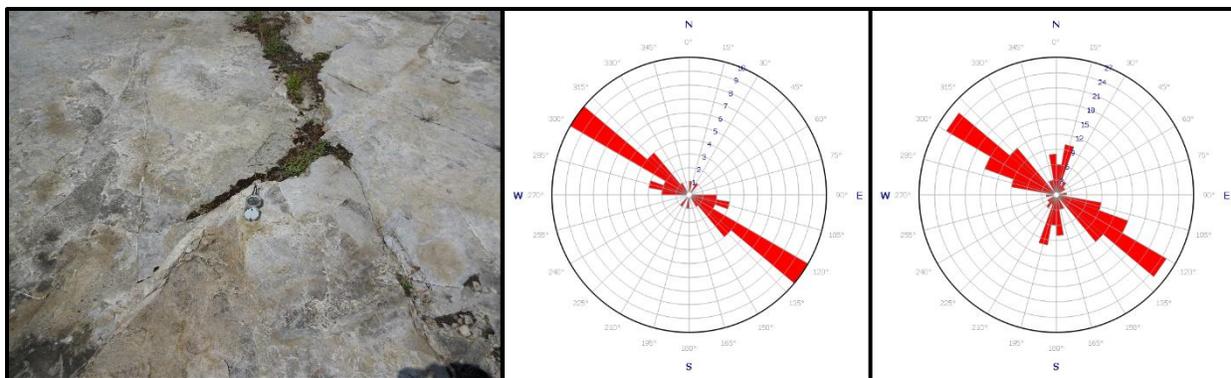


Figure 3-7. Orientation des fractures dans le Cairnside: à droite - affleurement du tunnel, au centre - total direction traversée (NE-SO) (n=24), à gauche - totale direction surfaces (n=102) horizontales

Le deuxième affleurement se trouve à proximité du tunnel sous le canal de Beauharnois (figure 3-7). Il montre le même genre de lithologie que l'affleurement de la carrière d'Unimin. Les fractures y sont plus nombreuses, mais moins étendues. La présence de ciment dans la majorité des fractures est constaté. Les fractures dans le Cairnside sont principalement orientées NO-SE, une autres famille majeure est d'orientation N-S.

3.1.2 Les fractures en profondeur

Les fractures en surface sont des éléments importants, mais il faut être attentif. Elles ne peuvent pas toujours être associées à la fracturation en profondeur. Effectivement la fracturation peut se produire due à l'expansion de la roche à cause de l'exhumation de la roche et la baisse de la pression à laquelle elle est soumise. L'analyse des carottes de forage représente une manière pour explorer la fracturation en profondeur. Les carottes traversant l'interface entre le socle et le Potsdam qui se termine à proximité de l'interface ne sont pas très communes étant donné le faible intérêt de la zone pour l'exploration d'hydrocarbures. Malgré tout, cinq carottes ont été choisies dans cette zone pour être étudiées. Les carottes proviennent des forages suivants : AZ48 (380' - 460') AZ53 (1622' – 1715') A057 (3020' – 3108') A058 (3280' - 3353') A203 (5650' – 5727'). Nous avons fait des observations sur l'ensemble des intervalles citées et quelques lames minces ont été confectionnées pour mieux décrire les fractures.



Figure 3-8. Fracture remplie avec zone de lessivage (puits AZ53 1700'); vue en carotte et en lame mince. (25x)

Les carottes montrent des particularités intéressantes au niveau de la fracturation. Il existe au moins trois types de fractures visibles dans les sections de Covey Hill échantillonnées. Le premier type de fractures est celui avec des fractures remplies de matrice, tel qu'illustré sur la Figure (3-8). Ces fractures sont présentes en grande quantité dans certaines zones et complètement absentes dans d'autres. Les fractures semblent avoir été produites puis fermées au moment de la diagenèse puisque elle sont remplies d'argiles. On constate souvent une zone de lessivage autour de la fracture qui pourrait être liée à une circulation de fluide.



Figure 3-10. Fracture ouverte (puits AZ 47)



Figure 3-9. Fracture remplie (jaune) et fracture cimentée (noir ; puits AZ47).Fracture ouverte (puits AZ 47)

Les fractures du deuxième type sont celles fermées et cimentées (Figure 3-10), souvent visibles à proximité de l'interface entre le socle et le bassin sédimentaire, et aussi dans le socle. La majorité des ciments sont carbonatés, mais il arrive de voir des ciments de silice plus haut dans la séquence du Potsdam.

Les fractures du troisième type sont des fractures ouvertes (Figures 3-9, 3-10 et 3-11). Elles sont plutôt rares. Il est difficile de déterminer en carotte s'il s'agit simplement d'une cassure récente dans la carotte ou si ces fractures étaient ouvertes en profondeur.

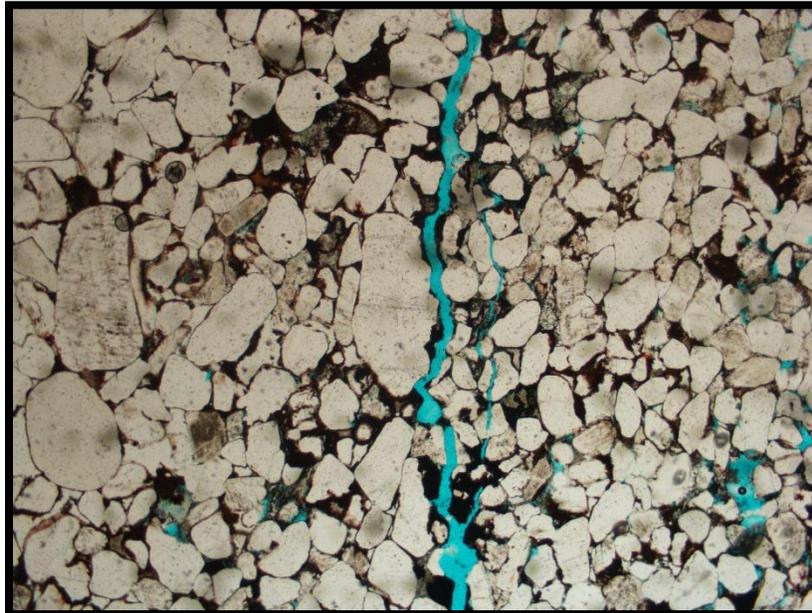


Figure 3-11. Fracture ouverte en lame mince (25x)

3.2 LITHOLOGIE, POROSITÉ ET PERMEABILITÉ

Il est intéressant de faire un lien entre la lithologie du Potsdam et la porosité. Effectivement, il existe des grands changements de lithologie au sein des différentes unités qui composent le Potsdam, particulièrement dans le Covey Hill. En effet, cette formation comprend une multitude de lithologies qui sont souvent associées à des changements de porosité. Pour analyser ces changements, l'échantillonnage des carottes a permis d'associer certains types de lithologie à des porosités plus fortes. Effectivement, les lames minces produites à partir des carottes de forage permettent de comprendre la relation entre les zones de forte porosité et la lithologie. Les lithologies principales rencontrées dans les carottes de forage dans le Covey Hill sont décrites avec les porosités qui y sont associées.

3.2.1 Lithologie et porosité en échantillons et en lames minces.

Covey Hill - Conglomérat.

La première lithologie est un conglomérat (Figure 3-12). Les clastes sont évolués, donc bien arrondis, originaires du Grenville; ils sont principalement composés de quartz. Ils témoignent de l'origine fluviatile de l'unité. Ces clastes peuvent atteindre 5 cm de diamètre, mais sont dans la majorité des cas de l'ordre du centimètre. La matrice présente entre les clastes est gréseuse et mal triée. Les grains y sont souvent anguleux. On en retrouve de toutes les tailles. Ceux-ci sont très souvent composés de quartz, mais on retrouve aussi des grains de feldspaths, bien que plus rares et souvent plus fins. Les grains composant la matrice font au maximum 2 à 3 millimètres. On retrouve aussi une grande quantité de minéraux micacés ou du quartz extrêmement fin dans les zones intergranulaires. Le conglomérat est généralement supporté par la matrice. Il est à noter que l'on y retrouve des traces de matériaux carbonatés. En effet, des lentilles de conglomérat à l'affleurement Don Quichotte réagissent à l'acide et contiennent donc un léger pourcentage de carbonate. Cette lithologie est souvent vue dans le membre de Chippewa Bay comme à l'affleurement Don Quichotte, mais il existe aussi des conglomérats assez semblables dans le Membre d'Hannawa Falls. Elle est comparable à l'unité CV1 décrite par Grenier (2014). Cette lithologie est souvent présente à la base de l'unité en contact direct avec le socle. Son étendue verticale est rarement très élevée et elle se présente souvent sous la forme de lentilles dans le grès. Effectivement, il est rare de voir plus de 5 m de conglomérat continu dans les carottes. La roche est souvent de couleur ocre à grisâtre, mais la matrice peut parfois paraître très oxydée et donc rouge brique. Bien qu'il s'agisse d'un conglomérat, il ne

présente que peu de porosité visible et le peu de porosité existante semble ne pas être interconnectée. L'absence de porosité est principalement liée à la forte présence de silt et d'argile dans la matrice et à la présence, bien que minimale, d'un ciment. Il existe des zones de conglomérat montrant des porosités allant jusqu'à 6-7 % en lame mince, mais dans la majorité des cas on ne voit que très peu de porosité. On constate aussi que la porosité ne semble pas à première vue interconnectée. Les conglomérats ne présentent généralement pas de fracture, quel qu'en soit le type.



Figure 3-12. Conglomérat (puits A57 3070')

Il existe un deuxième type de conglomérat (Figure 3-13 et 3-14). Les clastes grossiers sont peu évolués et sub-anguleux. Les clastes proviennent du Grenville et sont principalement composés de quartz. La matrice y est généralement fine et montre une couleur rouge oxydée. Elle est principalement composée de minéraux argileux et de quartz. L'ensemble est plus proche d'un conglomérat supporté par ses clastes. La porosité de cette unité est extrêmement faible. Il est aussi intéressant de noter que l'on retrouve de la fracturation dans cette unité. Bien que dans la littérature on ne mentionne pas réellement ce faciès, il se distingue suffisamment du conglomérat plus classique pour le traiter dans une catégorie à part. Cette unité se rapproche d'une brèche. Elle reflète donc probablement un milieu de dépôt de haute énergie avec peu de transport et un lieu de dépôt proche de la source. La faible porosité de ce faciès s'explique facilement par la très forte présence de matrice fine. Cette lithologie est aussi présente à la base

en contact avec le socle. Il est malheureusement impossible d'émettre de théorie quant à l'appartenance de ce faciès à un membre précis, mais il existe des conglomérats de ce type à la base du Membre d'Hannawa Falls.



Figure 3-13. Carottes montrant une zone de grès rouge superposé à des conglomérats "bréchique"

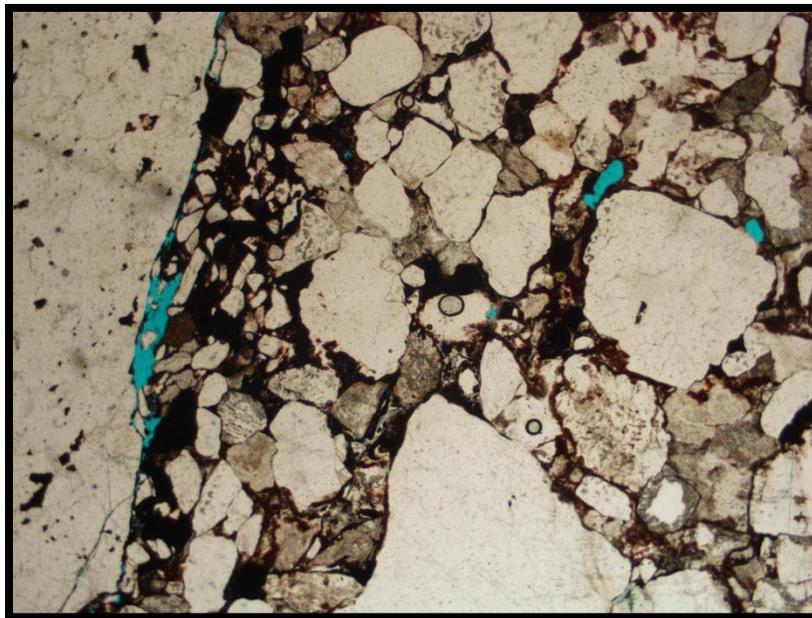


Figure 3-14. Conglomérat "bréchique" lame mince (25x)



Figure 3-15. Grès à haute teneur en quartz, cimenté, montrant une faible porosité. De droite à gauche lame mince (25x), lame mince lumière polarisé (25x), carotte.

Covey Hill - Grès

Il existe de nombreux types de grès à travers l'ensemble de la séquence. On retrouve un grès moyen relativement bien trié (Figure 3-15). Les grains sont principalement du quartz, mais il s'y trouve aussi une quantité non négligeable de feldspath (jusqu'à 5%). Les grains y sont sphériques. Ce grès contient généralement peu de matrice. Lorsque la matrice est présente, c'est en faible quantité et la matrice est souvent composée de chert et parfois de minéraux argileux. La roche est souvent cimentée en silice. Cette roche est souvent litée avec des interlits plus fins, voire silteux. Cette roche blanche à rosâtre se retrouve dans presque toute la séquence, mais

rarement en contact direct avec le socle. Elle présente de la porosité allant majoritairement de 0 à 5%, mais plus souvent autour de 3 à 5 %. Cette porosité s'explique principalement par le fait que les grains y sont bien triés. La présence de ciment dans certaines zones vient diminuer cette porosité. Dans des rapports de forage, Des valeurs de porosité allant jusqu'à 30% sont parfois constatées. Cette porosité est alors associée à du lessivage. Il s'agit en réalité d'une absence de cimentation. Cette unité présente peu de fractures.

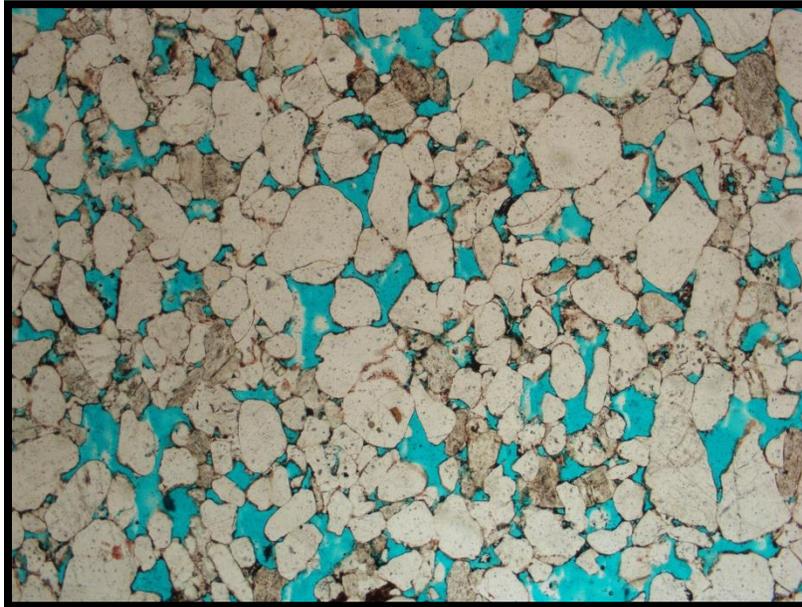


Figure 3-16. Lame mince d'un grès rouge à forte porosité (25x)

Un autre type de grès qui est surtout présent à la base de la séquence est un grès fin à grossier. Le tri y est de bon à mauvais. Effectivement, le grès montre des zones où des grains millimétriques côtoient des grains micrométriques alors qu'il existe aussi des zones où les grains sont tous de la même taille. Ce grès se distingue principalement par la présence d'une quantité non négligeable de matrice argileuse hématisée donnant à la roche sa couleur rouge caractéristique. Les grains y sont de subanguleux à arrondis dépendant de la zone. Cette lithologie est particulièrement intéressante, car elle possède généralement une porosité rarement nulle due à l'absence de ciment. Effectivement, la porosité de ce grès se situe entre 2 et 5 % pouvant aller jusqu'à 10 voire 30% (Figure 3-16) dans certaines zones bien triées.

Une unité de type shale gréseux est visible à certains endroits. Ce shale possède des lentilles plus ou moins gréseuses et on pourrait le qualifier de carbonaté, proche de la dolomie. Cette unité est peu représentée et ne présente pas de porosité visible. L'unité est parfois

fracturée, mais ce n'est pas une unité qui favorise la cimentation ou le remplissage des fractures par du matériel carbonaté. Enfin, on retrouve des zones de siltite (Figure 3-17) souvent sous la forme de lits mal définis entre les grès. Ce faciès est composé de grains très fins et possède une matrice argileuse. Il est difficile de le décrire, car ce faciès peut être relativement hétérogène. On pourrait aussi qualifier cette lithologie de greywacke. Elle ne montre pas de porosité visible, mais est souvent fracturée.



Figure 3-17. Zone silteuse fracturée.

Il existe d'autres types de lithologie décrits dans le Covey Hill, mais ceux-ci ne sont pas visibles dans les carottes et les lames minces échantillonnées ou en trop faible quantité pour être bien étudiés.

Grès du Cairnside

Le Cairnside (Figure 3-18) se présente quant à lui de façon très uniforme et homogène. Il s'agit d'un grès composé quasi exclusivement de quartz. Les grains sont fins à grossiers dépendant des zones, mais l'ensemble de la roche est généralement bien trié. Il existe aussi quelques lits siliceux dans la séquence. La majorité de l'unité est constituée de laminations parallèles, mais il existe des zones de stratifications entrecroisées à la base et au sommet de la séquence. Cette unité se distingue par des zones assez pures en quartz pour être exploitées pour la silice. La roche ne contient pas de matrice, mais est généralement cimentée par un

matériel siliceux. De manière générale, l'unité est relativement peu fracturée. On y observe une porosité tournant autour de 2 à 3 %. Les zones de forte porosité de 10% et plus existent, mais elles sont rares. Étant donné que le grès est très bien trié, il n'est pas surprenant de voir des zones de bonne porosité dans des zones non cimentées, mais les zones non cimentées sont plutôt rares dans le Cairnside.



Figure 3-18. Cairnside (affleurement Unimin)

3.2.2 Porosité en diagraphie

Pour approfondir la question de la porosité, l'étude des diagraphies permet d'avoir une meilleure idée des valeurs en profondeur. Les données extraites des diagraphies de *bulk density* et de *sonic logs* montrent que le Potsdam est hétérogène au niveau de la porosité bien que les données des diagraphies ne soient pas exactes. Il est difficile d'obtenir et d'approximer la densité de la matrice ou le temps de transit des ondes dans la matrice étant donné que ces paramètres varient beaucoup en fonction de la nature de la roche. Il est parfois aussi difficile d'identifier la nature du fluide dans les pores puisque dans le Potsdam, on retrouve parfois des lentilles contenant du gaz. Étant donné l'importance de ces paramètres dans la formule permettant d'obtenir la porosité, il est surtout important de s'attarder sur la porosité relative plutôt que sur la valeur absolue de la porosité en tant que telle qui peut être extrapolée facilement et sans erreur

à partir des lames minces. Les diagraphies montrent des porosités allant de 0 à 30-40% (voir plus dans certaines zones, mais il est difficile d'imaginer que ces résultats soient réels). La majorité des résultats obtenus sont en accord avec ceux déduits de l'analyse des lames minces. Ils sont aussi semblables aux résultats obtenus dans la littérature pour le même type de roche. Il est important de noter l'hétérogénéité des résultats. Effectivement, bien que les valeurs moyennes tournent autour de 0 à 2-3%, nous observons dans les graphiques de diagraphie de fortes anomalies de porosité. Les zones d'anomalie sont souvent centimétriques à métriques. Il est aussi important de comprendre qu'avec la méthode utilisée, les anomalies de porosité peuvent aussi refléter des changements brusques de lithologie, de matériaux dans les pores ou encore de la fracturation.

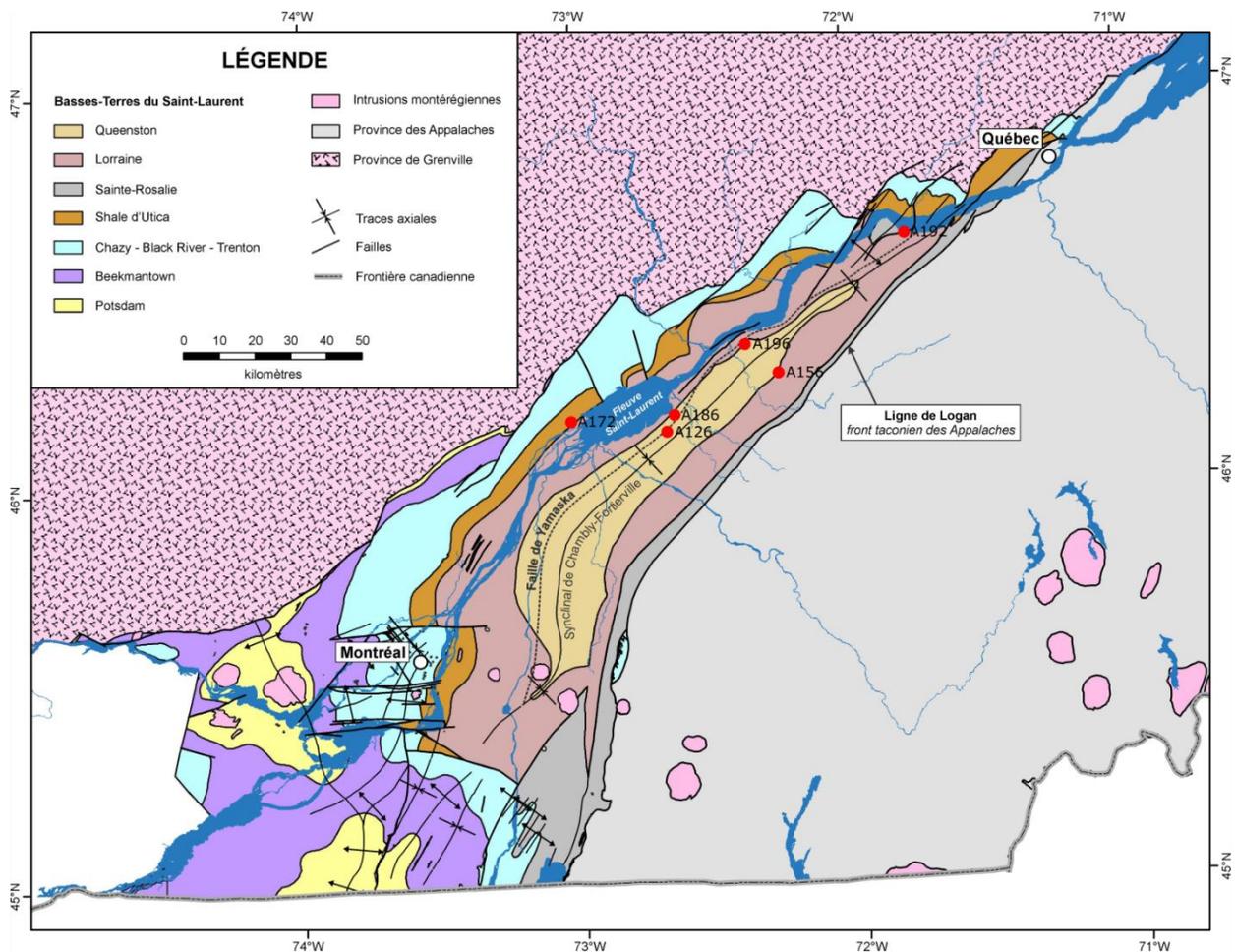


Figure 3-19. Carte de localisation des puits où les données de porosité ont été extraites.

Table 3-1. Tableau des valeurs moyennes de porosité

		Profondeur min	Profondeur max	Intervalle	Porosité Moyenne	Porosité medianne	Écart type	Type de diagraphie
A126	Potsdam	1185.0	1333.0	148.0	5.5	4.7	6.1	Sonic
A156	Cairnside	2273.0	2352.0	79.0	4.8	4.0	5.1	Sonic
	Covey Hill	2352.0	2611.0	259.0	6.4	6.2	1.9	Sonic
A172	Cairnside	432.0	525.0	93.0	6.1	6.1	1.5	Densité
	Covey Hill	525.0	654.0	129.0	4.9	5.0	2.1	Densité
A186	Cairnside	1193.0	1303.0	110.0	4.2	3.4	3.5	Densité
	Covey Hill	1303.0	1380.7	77.7	4.8	4.6	4.1	Densité
A192	Carinside	926.0	944.0	18.0	2.6	2.3	2.4	Densité
	Covey Hill	944.0	1050.0	106.0	4.1	3.5	3.5	Densité
A196	Carinside	1040.0	1143.0	103.0	6.8	6.3	5.4	Densité
	Covey Hill	1143.0	1350.0	207.0	6.3	6.0	3.6	Densité

Puits A126 Laduboro QiG et al. No 1, Yamaska.

Ce puits situé à proximité du village de Saint-Antoine-de-la-Baie, dans la région de Yamaska, contient des grès du Groupe de Potsdam de 1185 à 1333 m. En moyenne, le puits montre une porosité de 5,5%. La partie supérieure de la séquence montre des porosités autour de 6% avec peu d'anomalies, tandis que les porosités sont autour de 4 à 4,5% dans la partie inférieure. De nombreuses zones d'anomalies sont visibles dans la partie inférieure de la diagraphie. En regardant par rapport au log de forage associé aux données de porosité, on note deux zones principales d'anomalies : de 1220 m à 1231 m et de 1262 m à 1271 m. Dans les deux zones, la roche est décrite comme un grès. On note la présence de pyrite et parfois de limonite, tandis que les grains principaux composant le quartzite sont grossiers. Les grès contenant des anomalies sont blanchâtres. Le bon tri du grès combiné à l'absence de ciment et de matrice pourrait donc expliquer certaines des anomalies de forte porosité. Des mesures de porosité directes effectuées sur les carottes montrent des données de porosité similaires aux données de diagraphie avec une moyenne pour chaque section de carotte équivalente aux diagraphies. Les données extraites des mesures directement sur les carottes tournent autour de 5%. Il existe une seule différence importante dans les résultats entre les échantillons et la diagraphie (échantillons #25), avec une porosité en diagraphie de 12,8% contre 4,7% dans les échantillons. De manière générale, le Potsdam est poreux dans cette zone.

Puits A156 Husky, Gentilly No1

Ce puits foré à 27 km au sud de Trois-Rivières contient des grès de Potsdam de 2273 m à 2612 m. Le Cairnside se trouve de 2273 m à 2352 m et le Covey Hill de 2352 m à 2612 m. En général, la porosité variant de 3 à 6% semble un peu moins élevée dans le Cairnside à 4-5 % et augmente tranquillement avec la profondeur. Le Covey Hill montre des porosités de l'ordre de 6%. Ce puits ne montre pas de fortes anomalies de porosité ni au-dessus de la moyenne ni en-dessous de celle-ci. Il est à noter que le rapport de forage ne note pas particulièrement de porosité visible et que la présence de ciment dans le Cairnside et dans le Covey Hill est souvent évoquée. Dans ce puits, les quelques anomalies de porosité dans le Cairnside sont la résultante de zones souvent mieux triées et moins cimentées. Le Covey Hill montre de bonnes porosités dans ce forage; ces porosités sont le signe que le Covey Hill est à cet endroit plutôt homogène et gréseux.

Puits A172 C.S. SOQUIP S.W., Maskinongé No1

Ce puits situé à Maskinongé montre des grès de Potsdam de 432 m à 654 m avec du Cairnside de 432 m à 525 m et du Covey Hill de 525 m à 654 m. Le Cairnside montre des porosités autour de 7% et le Covey Hill autour de 6% en diagraphie. Pour ce qui est des porosités des mesures, elles sont relativement stables dans le Cairnside et dans le sommet du Covey Hill. Par contre, dans les deuxième et troisième sections traitées (sommet du Covey Hill et milieu du Covey Hill), on voit une forte variation entre les échantillons testés, ainsi qu'une forte variation entre les tests et les résultats de diagraphie respectivement, de 2,2 et 1,9 point d'écart entre les pourcentages en moyenne, alors que nous sommes à 0,9 dans la section du Cairnside. Cette situation s'explique facilement par le fait que la lithologie est moins constante dans le Covey Hill. On voit encore une fois que le Cairnside montre une meilleure porosité que le Covey Hill.

A186 SOQUIP, NICOLET No 1

Le puits situé à Nicolet traverse le Potsdam de 1193 m à 1381 m. Le Cairnside est visible de 1193 m à 1303 m et le Covey Hill de 1303 m à 1381 m. Le Potsdam montre des porosités moyennes tournant autour de 4%. La diagraphie de *bulk density* montre de nombreuses zones d'anomalies avec des zones de porosité supérieure à 10% dans le Cairnside. Les données extraites des tests faits sur les carottes montrent quant à elles des données plus régulières, autour

de 3%. En approfondissant, on se rend compte que la différence provient principalement des données de densité mesurées. Les données de densité mesurées par l'outil de diagraphie sont relativement faibles par rapport aux données mesurées directement sur les échantillons. Une explication pour ces différences pourrait être l'absence de fluide dans les pores, qui serait remplacé plutôt par du gaz ou de l'air dans ceux-ci. La deuxième section échantillonnée montre des données en accord avec les diagraphies, ce qui permet de déduire qu'il ne s'agit sûrement pas d'erreur de mesure à proprement parler. Les deux zones comparées ici se trouvent dans le Cairnside et les notes de forage indiquent bien qu'en grande majorité il s'agit d'un grès blanc, grossier à fin, bien trié et cimenté en quartz. Les notes indiquent aussi la présence de lits dolomitiques. Une autre explication pour les fortes porosités dans ces zones pourraient être l'absence de ciment couplé au bon tri retrouvé dans le quartz.

Puits A192 SOQUIP, Sainte-Croix No 1 Lotbinière

Le puits situé près du village de Sainte-Croix (rive sud du fleuve Saint-Laurent, près de Donnacona) traverse le Potsdam de 926 m à 1050 m, le Cairnside de 926 m à 944 m, et le Covey Hill de 944 m à 1050 m. Le Cairnside montre des porosités autour de 2,6 % et le Covey Hill, des porosités autour de 4,5 %. La première zone de fortes anomalies visibles sur la diagraphie entre 940 m et 960 m correspond à un grès composé de grains fins à grossiers, bien triés, composé principalement de quartz. On explique donc cette anomalie par l'absence de ciment ou de matrice dans une roche bien triée à grain grossier. La deuxième zone de fortes anomalies, rencontrée entre 1020 m et 1040 m, possède une lithologie complètement différente. Effectivement, cette zone est principalement composée de shale rouge, de greywake vert et blanc, mais surtout de lits de grès aux grains moyens à grossiers non liés. L'absence de ciment dans le grès de cette zone pourrait expliquer la forte porosité. La comparaison entre les données de diagraphie et les données prises sur les carottes montre un écart relativement important. Il est difficile d'expliquer les différences, mais il est clair que dans certains cas il se produit des erreurs de mesure.

Puits A196 Pétrifina, Bécancour No1

Le puits situé à Bécancour traverse le Potsdam entre 1040 m et 1350 m. Le Cairnside est visible entre 1040 m et 1143 m et le Covey Hill entre 1143 m et 1350 m. Les deux formations montrent des porosités tournant autour de 6 %. On ne note pas la présence d'anomalies

particulières et la porosité est assez élevée. La description des unités par le géologue de forage note un tri "passablement élevé".

De manière générale, les valeurs de porosité sont fortes. On note des sections de roche avec des porosités tournant autour de 4 à 5%. Il est aussi important de noter que le niveau de tri du grès combiné à l'absence de ciment ou de matrice semble être un facteur important dans l'obtention de porosité supérieure à 5%.

Finalement, d'autres diagraphies *sonic* et *bulk* existent dans des puits non décrits ici. Si les diagraphies n'ont pas été développées ici, c'est principalement à cause de l'absence de données de qualité suffisantes pour calculer la porosité avec ces diagraphies.

3.2.3 Perméabilité

Dans le but de rendre la compréhension du texte la plus simple possible, k représente la perméabilité, souvent exprimé en $[L^2]$. Cette valeur est seulement liée au milieu (la roche). Elle est utilisée la majorité du temps dans l'industrie pétrolière, car elle simplifie les systèmes où la présence de plusieurs fluides ou de gaz se côtoient. La conductivité hydraulique souvent exprimée par K est dépendante de k et de plusieurs autres facteurs comme la masse volumique du fluide, la gravité et la viscosité du fluide. Elle s'exprime alors en $[L/s]$ ou encore en $[V/T/L^2]$.

Dans cette section, la majorité des mesures seront des valeurs de perméabilité (k) exprimées en milliDarcy, le milliDarcy est l'unité généralement utilisée par l'industrie pétrolière. Un Darcy représente la perméabilité qu'il faut pour une décharge de 1 cm/s pour un fluide avec une viscosité de 1 cp sous un gradient hydraulique de 1 atm/cm. Un Darcy est à toute chose près équivalent à 10^{-8}cm^2 . Les essais aux tiges seront qualifiés de DST référant aux termes *drill stem test*. ISI réfère à l'*Initial build up* et FSI au *Final build up*.

Des mesures de perméabilité existent sur de nombreuses carottes prélevées dans le Potsdam. Bien que ceux-ci existent, ils ne seront pas discutés de manière exhaustive dans cette section. Les tests effectués sur les sections de carotte montrent quasiment toutes des valeurs de perméabilité faible. Il existe des effets d'échelle avec les données extraites directement des carottes. Le test ne représente la perméabilité que pour une petite zone. Dans les forages où il existe des mesures de perméabilité sur les carottes, ceux-ci s'étendent rarement sur plus de 10-15 pieds de carottes. Ils font fi de facteurs importants pour la perméabilité d'une unité comme la

fracturation ou encore l'hétérogénéité de la roche ainsi ils présentent un image incomplète. Aussi, les carottes des sections non cimentées, souvent poreuses ayant un fort potentiel pour des perméabilités supérieures à la normale, sont la grande majorité du temps irrécupérable. Pour faire face à ces deux problèmes ainsi que pour établir une évaluation la plus étendue possible, les données ont été extraites des essais aux tiges.

Il existe des données de perméabilité résultant de 26 essais aux tiges dans 11 puits différents. Les profondeurs de ces données sont comprises entre 869 m et 2965m et sont réparties sur l'ensemble du territoire des Basses Terres du Saint-Laurent. Les résultats seront discutés pour chaque puits existant ainsi que pour l'ensemble des puits.

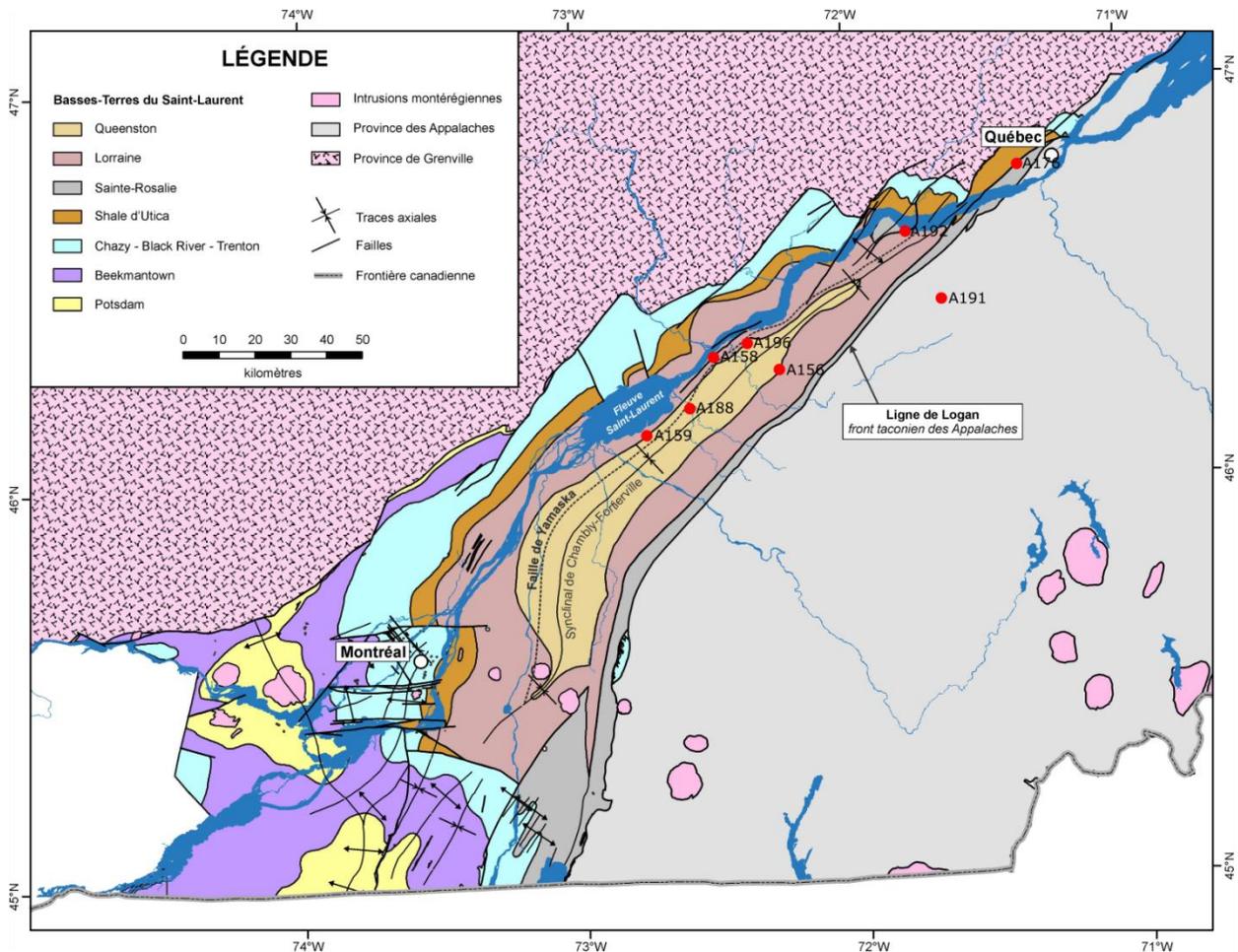


Figure 3-20. Cartes des puits où des valeurs de perméabilité ont été calculés

Table 3-2. Données de perméabilité (md), (a) calculées avec Horner (1951), (b) selon Girou (2016), (c) selon Tran Ngoc et al. (2014), (d) extraites des rapports de forage.

Puits	DST	Profondeur		Groupe / formation	Perméabilité _a	Perméabilité _b	Perméabilité _c	Perméabilité _d
a152	dst 1 isi	2513.0	2536.0	Cairnside	0.03	0.01		
					0.03			
400	dst 1 fsi	2513.0	2536.0	Cairnside	0.05	0.001		
					0.05			
	dst 3 isi	2837.0	2965.0	Potsdam	0.00003	n/a		
	dst 3 fsi	2837.0	2965.0	Potsdam	0.001	0.0001		
a 156	dst 1 isi	2341.0	2346.0	Cairnside	11.3	13.0		
	dst 1 fsi	2341.0	2346.0	Cairnside	24.8	17.0		
	dst 1	2341.0	2346.0	Cairnside			5.4	
	dst 3 isi	2266.0	2323.0	Cairnside	0.3	0.6		
	dst 3 fsi	2266.0	2323.0	Cairnside	1.3	1.0		
	dst 3	2266.0	2323.0	Cairnside			1.3	
a158	dst 1 fsi	1126.0	1140.0	Cairnside		0.1		
	dst 1	1126.0	1140.0	Cairnside			0.04	
	dst 3 isi	1177.0	1228.0	Cairnside	16.1	8.0		
	dst 3 fsi	1177.0	1228.0	Cairnside	18.9	22.9		
	dst 3	1177.0	1228.0	Cairnside			15.6	456.2
a159	dst 1	1149.0	1180.0	Cairnside				0.01
	dst 2	1180.0	1237.0	Cairnside				0.04
a176	dst 1 isi	869.0	999.0	Covey Hill	0.02	0.02		
	dst 1 fsi	869.0	999.0	Covey Hill	0.02	0.02		

Puits	DST	profondeur		Groupe / formation	Pérméabilité _a	Pérméabilité _b	Pérméabilité _c	Pérméabilité _d
a188	dst 3 isi	1271.0	1310.0	Covey Hill		0.1		
	dst 4 isi	1231.0	1271.0	Cairnside		0.4		
	dst 4 fsi	1231.0	1271.0	Cairnside		0.6		
	dst 6 isi	1152.0	1191.0	Cairnside		0.2		
	dst 6 fsi	1152.0	1191.0	Cairnside		0.3		
	dst 10 fsi	1281.0	1292.0	Covey Hill		0.8		
	dst 11 isi	1280.0	1271.0	Covey Hill		1.0		
	dst 16 isi	1294.0	1303.0	Covey Hill		0.9		
	dst 16 fsi	1294.0	1303.0	Covey Hill		0.3		
a191	dst 2 isi	1270.0	1295.0	Potsdam		0.0		
	dst 3 isi	1355.0	1380.0	Potsdam	0.1	0.4		
	dst 3 fsi	1355.0	1380.0	Potsdam	0.2			
	dst 4 isi	1440.0	1465.0	Potsdam	0.4	0.4		
	dst 4 fsi	1440.0	1465.0	Potsdam	1.0	0.2		
a192	dst 2 fsi	1020.0	1037.0	Covey Hill	5.9	2.4		
a196	dst 1 fsi	1335.0	1370.0	Covey Hill	0.1	0.1		
	dst 1	1335.0	1370.0	Covey Hill			0.4	
	dst 2	1130.0	1150.0	Cairnside			0.5	
a197	dst 4							1.1
	dst 6							0.4
	dst 6b							0.4
a198	dst 2	1099.0	1109.0	Covey Hill				0.0
	dst 4	1175.0	1185.0	Covey Hill				0.0
	dst 8	1160.0	1172.0	Covey Hill			234.0	0.0

Puits A156 Husky, Gentilly No 2

Le puits A 156 intersecte le Groupe de Potsdam entre 2273 m et 2612 m. La Formation de Cairnside est visible de 2273 m à 2352 m et la Formation de Covey Hill de 2352 m à 2612 m. Un premier DST a été effectué entre 2341 m et 2346 m (DST1) et un deuxième entre 2226 m et 2323 m (DST3).

Le DST1 montre des valeurs de perméabilité de 11 mD pour le test ISI et 24 mD pour le FSI. La zone du test est située dans le Cairnside et mesure 5 m de hauteur. Elle est décrite comme un grès contenant principalement des grains fins, mais avec parfois des grains moyens à grossiers disséminés dans la roche. Le tout est généralement consolidé par un ciment siliceux, mais la concentration de ciment est variable. Il existe une zone de chert claire montrant des fractures. La concentration de matrice argileuse est variable allant d'absente à concentrée. Il est aussi important de noter la présence de zones non consolidées où de gros grains de quartz se détachent de la roche. On y retrouve aussi de la pyrite disséminée. La zone de grès est généralement bien triée. Dans ce puits, nous avons des valeurs de porosité tournant autour de 6% pour cette zone. Le DST3 montre des valeurs de 0,3 mD pour le ISI et 1,25 mD pour le FSI. Beaucoup plus étendu, ce test se trouve dans la région sommitale du Cairnside et son sommet se trouve d'ailleurs dans la Formation de Theresa du Groupe de Beekmantown. Il est par contre intéressant de noter que la partie supérieure du test se trouve quand même dans une roche gréseuse contenant de la dolomie par endroits où, les grains de quartz flottent dans une matrice dolomitique très fine avec des zones contenant plus ou moins des grains de quartz. On rencontre aussi la présence de matrice siliceuse par endroits dans la zone supérieure. Une fois dans le Cairnside, on perd la trace de la matrice carbonatée et on revient à une matrice concentrée en minéraux argileux. Le grès est alors généralement bien trié et les grains de tailles variables. On y retrouve parfois des lits de dolomie, mais ceux-ci se font de plus en plus rares. La présence de pyrite disséminée n'y est pas rare. On note l'absence de fracture dans la description de la zone. Le puits A156 montre ainsi une zone de forte perméabilité dans un grès contenant des lits de chert fracturés et une porosité moyenne d'environ 3% vers le sommet du Cairnside.

Puits A158 Husky Bruyères No1

Le puits traverse le Groupe de Potsdam entre 1130 m et 1393 m. La Formation de Cairnside est visible de 1130 m à 1231 m et la Formation de Covey Hill de 1231 m à 1392 m. Un premier DST a été effectué entre 1126 m et 1140 m (DST1) et un deuxième entre 1177 m et 1228 m (DST3).

Le DST1 montre des valeurs de perméabilité de 0,1 mD pour le test ISI (Girou, 2016) et une valeur globale de 0,04 mD selon Tran Ngoc *et al.* (2014). Le test se trouve dans une zone de dolomie gréseuse ou de grès dolomitique, les grains de quartz sont de fins à moyens. Les grains sont généralement mal triés. Des zones montrent un remplacement de la dolomite par un ciment silicaté. L'ensemble de la roche est bien consolidé. La matrice est, dépendant de la zone testée, carbonatée, silicatée ou encore dolomitique. On y retrouve aussi des lits de shale. Le DST3 montre des valeurs de 16 mD pour le ISI et 19 mD pour le FSI. Dans cette zone, différentes lithologies se côtoient variant d'un grès clair à grains fins à moyens; la majorité de la roche est bien triée. On y retrouve aussi des zones plus dolomitiques. On note aussi la présence de grains de quartz grossiers, aux rebords anguleux dans certaines sections de carotte. L'ensemble est généralement bien consolidé. Dans la zone de dolomie, on constate des indices de fracturation puis de recristallisation dans ces fractures. Une matrice argileuse est présente dans l'ensemble de la roche.

Puits A176 SOQUIP et al., Ancienne-Lorette No 1

Le puits traverse le Groupe de Potsdam entre 891 m et 943 m. Ce puits ne montre pas la Formation de Cairnside; on ne voit que la Formation de Covey Hill. Un seul DST a été effectué entre 869 m et 999 m (DST1).

Le DST 1 montre des valeurs de 0,2 mD pour le ISI et de 0,2 mD pour le FSI. Peu d'information est disponible quant à la lithologie de la roche traversée. On sait que les lithologies qui se trouvent dans cette partie du puits sont majoritairement composées de grès aux grains fins à très fins, de couleur grise; les grains y sont subanguleux et mal triés. L'autre lithologie majeure, plus présente en profondeur dans la zone testée, est une arkose à grains sub-arrondis, avec un tri moyen à bon et un ciment siliceux. On note de façon mineure, la présence de zones de siltite légèrement carbonatée, de shale silteux contenant des carbonates. Aucune fracture n'a été notée dans la zone du DST.

Puits A 191 Saint-Janvier-de-Joly No 1

Le puits traverse le Potsdam entre 1235 m et 2780 m. Le Cairnside et le Covey Hill ne sont pas distingués. La très forte puissance de l'unité est expliquée par une faille importante à 2110 m. Un premier DST a été effectué entre 1355 m et 1380 m (DST3) et un deuxième entre 1440 m et 1465 m (DST4). On note aussi un essai entre 1270 m et 1295 m (DST2) ou une valeur fut calculée par Girou (2016).

Le DST 3 montre des valeurs de perméabilité de 0,1 mD pour le ISI et de 0,2 mD pour le FSI. Le DST 4 montre des valeurs de perméabilité de 0,4 mD pour le ISI et de 1 mD pour le FSI. Le DST 2 montre des valeurs de perméabilité de 0,04 mD pour le ISI. Il est important de noter que bien que l'unité soit interprétée comme du Potsdam dans la littérature, elle est décrite par le géologue de forage comme une dolomie blanche, bleu ou gris, très finement à moyennement cristalline, contenant des lits silto-gréseux. On note aussi la présence d'ooïdes. Cette description remet en question l'interprétation de la zone comme du Potsdam. Il s'agirait plutôt du Groupe de Black River connu pour ces formations riches en ooïdes. On pourrait aussi interpréter cette zone comme du Beekmantown.

Puits A192 Sainte-Croix No1 Lotbinière

Le puits traverse le Potsdam entre 926 m et 1050 m. Le Cairnside est visible de 926 m à 944 m et le Covey Hill de 944 m à 1050 m. Un seul DST (DST2) existe dans le Covey Hill entre 1020 m et 1037 m. Ce test montre des valeurs de perméabilité de 6 mD (FSI). Le test se trouve dans une zone majoritairement composée de grès quartzeux à grains moyens, bien triés, ceux-ci sont arrondis. La roche est faiblement cimentée avec de la silice. Certaines zones ont également un ciment carbonaté. Il est noté que les grains de quartz ont tendance à se détacher. Cette roche est entrecoupée de siltite verte et rouge et de zones de dolomie gréseuse rose. La zone silteuse présente des lits micacés. On note que les données de porosité pour cette zone sont en moyenne de 6% avec des valeurs de porosité allant jusqu'à 10% par endroits.

Puits A196 SOQUIP Pétrifina, Bécancour No 1

Le puits traverse le Potsdam entre 1040 m et 1350 m. Le Cairnside est visible de 1040 m à 1143 m et le Covey Hill de 1143 m à 1350 m. Un premier DST a été effectuée entre 1335 m et 1370 m (DST1) et un deuxième entre 1130 m et 1150 m (DST2).

Le DST 1 montre des valeurs de 0,1 mD pour le FSI et de 0,4 mD pour l'ensemble du test (Tran Ngoc *et al.*, 2014) dans un grès à haute teneur en quartz à grains moyens à grossiers, bien triés avec une faible proportion de matrice. Le ciment est silicaté ou parfois carbonaté. Le DST traverse l'interface Potsdam-socle. On trouve du conglomérat dans les cinq derniers mètres de Covey Hill avant la discordance. Le DST 2 montre une valeur de perméabilité de 0,05 mD. La section est composée d'un grès très similaire au grès du DST1 ; la présence d'un lit de shale au milieu de la zone est observée.

Puits A159 SOQUIP Labuboro, Baieville No1

Le puits traverse le Potsdam entre 1135 m et 1280 m. Le puits ne contient que du Cairnside. Un premier DST a été effectué entre 1149 m et 1180 m (DST1) et un deuxième entre 1180 m et 1237 m (DST2). Les perméabilités calculées sont disponibles dans les rapports de forage, mais les données utilisées pour les calculer ne sont pas présentées de manière complète. Le DST1 présente une perméabilité de 0,01 mD et le DST2, une perméabilité de 0,04 mD. La roche est un grès quartzitique, très clair voir transparent avec des zones brunes. Les grains sont fins à moyens, bien triés et parfois mal triés, sub-arrondis à sub-anguleux. Le ciment est siliceux sauf dans une zone d'environ 30 cm où le ciment est carbonaté. On retrouve de la pyrite oxydée disséminée à travers l'ensemble de la roche.

Puits A188 SOQUIP, Nicolet No 2

Le puits traverse le Potsdam entre 1184 m et 1396 m. Le Cairnside est visible de 1184 m à 1295 m et le Covey Hill de 1295 m à 1396 m. Au total, 6 DST possèdent des valeurs de perméabilité. Les valeurs de perméabilité des DST ont été calculées par Girou (2016). Les DST contiennent du gaz compliquant le calcul des données de perméabilité. L'ensemble des DST se trouve dans un grès gris pâle à translucide. Les grains bien triés sont moyens à grossiers et sub-arrondis. Le ciment est majoritairement silicaté, mais on retrouve des zones de ciment calcaireux. Les valeurs de perméabilité sont toutes comprises entre 0.05 et 1 mD.

3.2.4 Simulation de pompage

Les simulations analytiques réalisées avec le logiciel AQT SOLV ont été entreprises pour déterminer la puissance de pompage requise pour l'exploitation d'un système géothermique, en partie influencée par la perméabilité. Les paramètres utilisés lors de ces simulations sont les suivants. Des puits d'un diamètre de 20 cm et à une distance de 1 km (Figure 3-21). Un pompage de 5000 et 1500 m³ j⁻¹, ce qui est environ équivalent à des pompages de 20 à 60 kg s⁻¹ (des taux de pompage plus élevés et moins réalistes seront aussi simulés). L'aquifère pompé est de 100 m d'épaisseur.

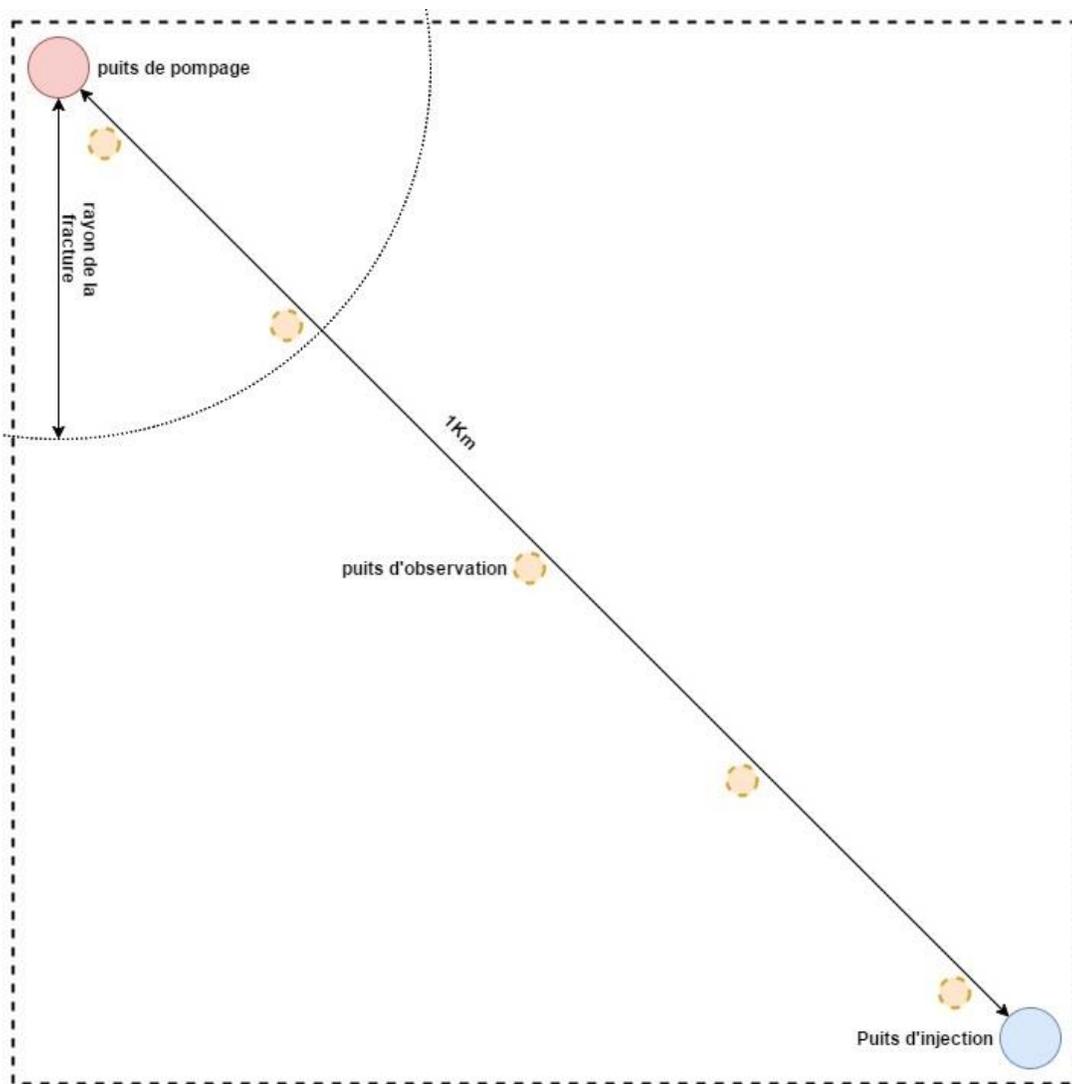


Figure 3-21. Schéma des puits de pompage, injection et observations pour la simulation numérique. Vue en plan.

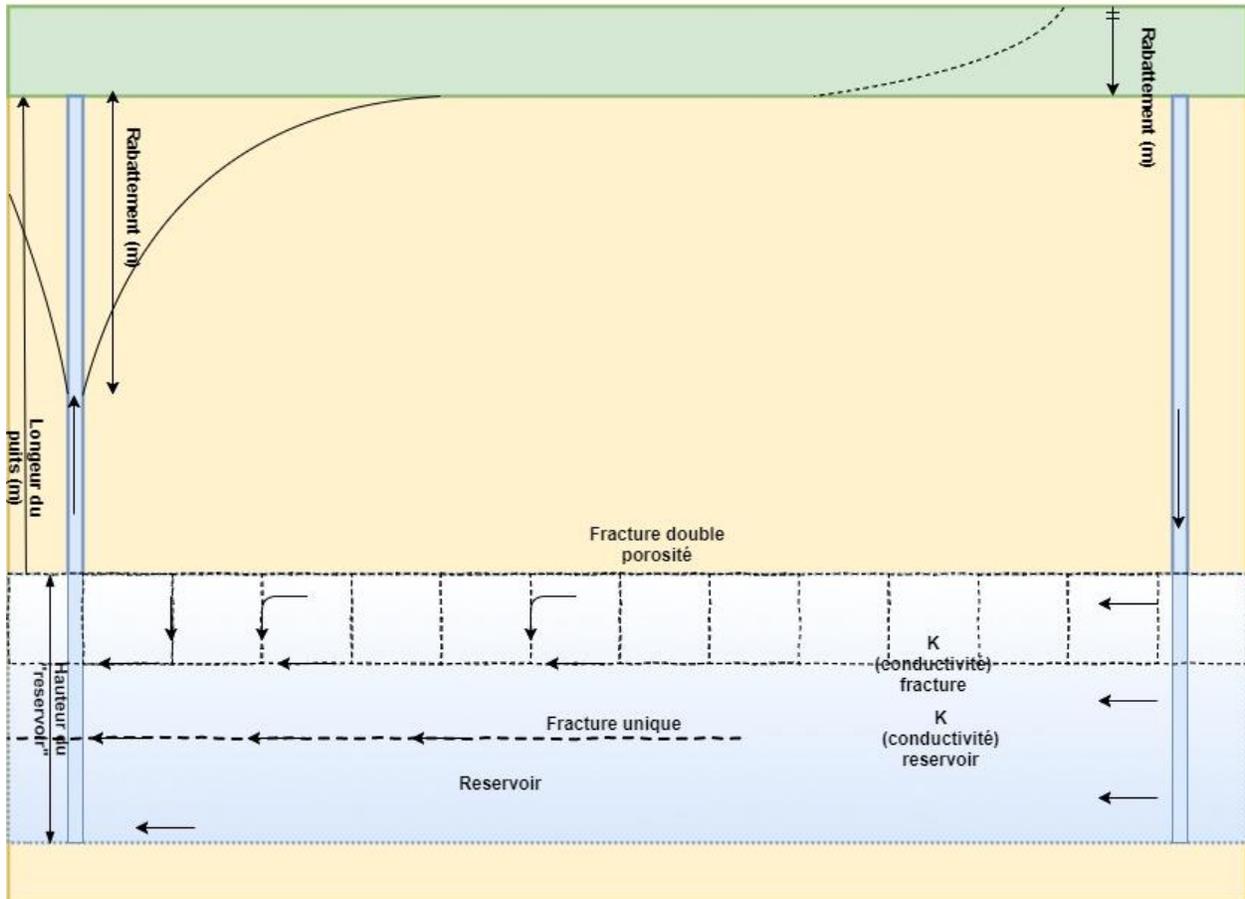


Figure 3-22. Schéma des différents cas étudiés. Vue en coupe.

Le fluide a une viscosité dynamique de 2.8×10^{-4} poise (0.28 cp) (viscosité dynamique de l'eau à 100°C), la pression et la salinité ont une influence négligeable sur la viscosité. Le fluide a une densité de $1100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, soit une densité représentative d'une eau salée à 100°C . Les scénarios sont illustrés dans les Figures (3-21) et (3-22). Ces valeurs pour le fluide circulant dans le système sont extrapolées à partir du fluide contenu dans le Potsdam, les informations proviennent des rapports de forage. La puissance de pompage est directement proportionnelle au taux de pompage et au rabattement. La formule qui relie les deux est la multiplication de l'accélération gravitationnelle, de la densité du fluide, du rabattement et du taux de pompage.

La première constatation est qu'il est difficile, sans fracturation, de garder la puissance de pompage dans des bornes respectables. Avec un pompage au débit de $5\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$, dans un grès avec une perméabilité de 10 mD, donc un scénario relativement optimiste, la puissance de pompage est de 1,31 MW (Figure 3-23 et Tableau 3-3). En prenant une perméabilité de 1 mD,

ce qui est plus représentatif et réaliste, la puissance de pompage est de 13,74 MW. Pour avoir des puissances de pompage qui ne sont pas trop élevées, il faut un pompage faible ($1500\text{m}^3/\text{j}$) et une perméabilité plus élevée autour de 25 mD. Avec ces paramètres, la puissance de pompage est de 0,05 MW ou 50 KW (Figure 3-24). Il est important de noter qu'aussi bien le taux de pompage que la perméabilité ont un impact fort sur la puissance de pompage. Il est aussi important de comprendre que dans une situation où la température du roc est faible, il faut produire une quantité importante d'eau pour extraire assez d'énergie afin de justifier le développement d'une centrale géothermique.

Table 3-3. Puissance de pompage (MW) selon la perméabilité naturelle du réservoir (mD)

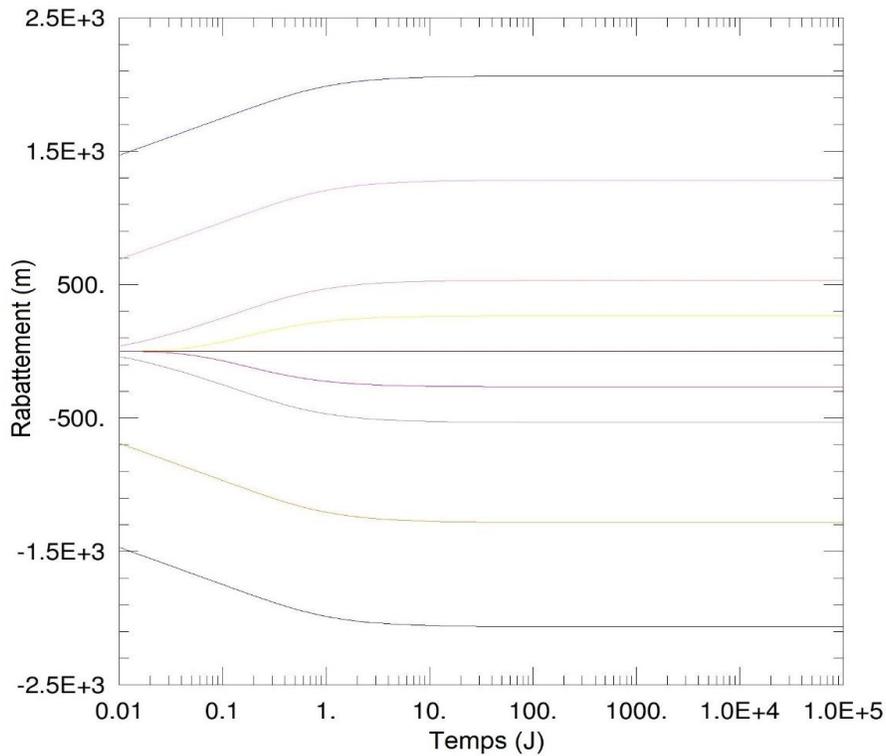
Pompage/Perméabilité	1 mD	5 mD	10 mD	25 mD	100 mD
$10000\text{m}^3/\text{j}^{-1}$	52.46	9.99	5.00	1.87	0.50
$5000\text{m}^3/\text{j}^{-1}$	13.74	2.50	1.31	0.50	0.12
$1500\text{m}^3/\text{j}^{-1}$	1.12	0.23	0.11	0.05	0.01

Pour un scénario avec une fracture horizontale unique (Figures 3-22), il est alors possible d'obtenir des puissances de pompage plus réalistes même avec des perméabilités plus près des valeurs réelles. Les simulations sont réalisées avec un pompage de $5000\text{m}^3/\text{j}^{-1}$.

Table 3-4. Puissances de pompage (MW) en fonction du rayon de la fracture horizontal (m) et de la perméabilité de la roche (mD)

Rayon de la fracture/perméabilité	0.1 mD	1.0 mD	10.0 mD
2500 m	1.1	0.1	0.01
500 m	18.7	1.9	0.2

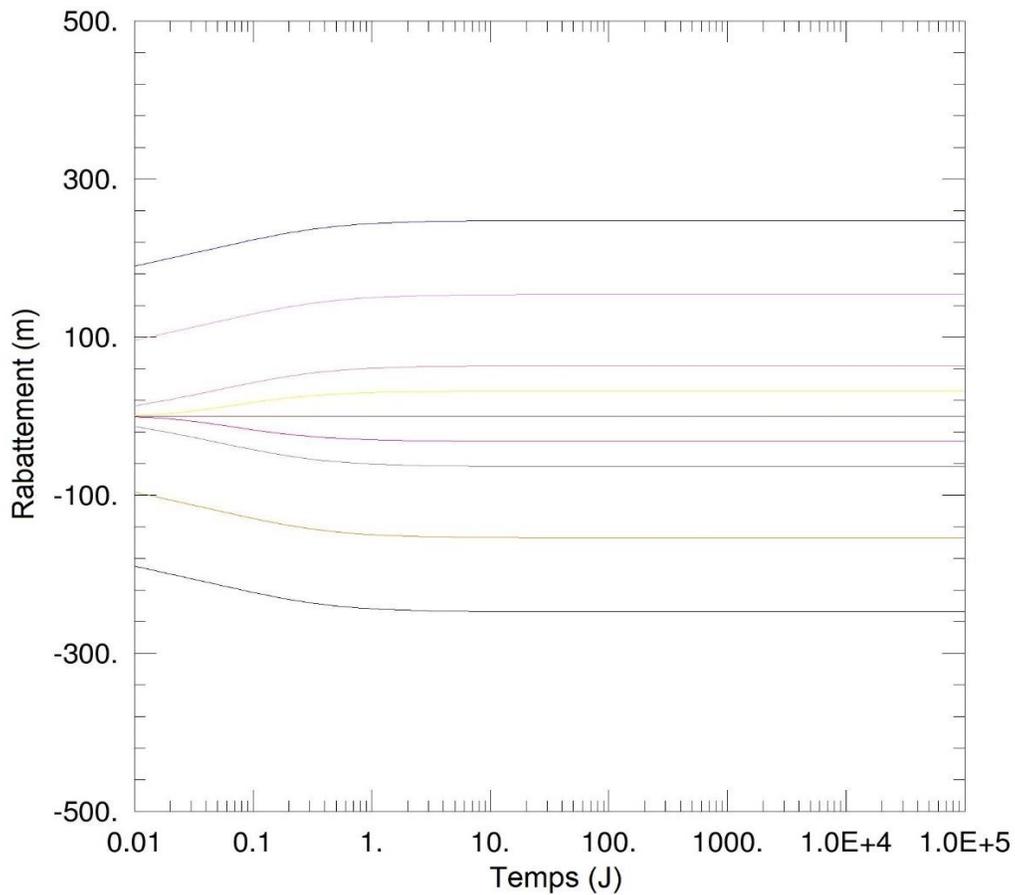
Il faut comprendre ici que dans un cas de fracturation hydraulique, la fracture ne serait pas horizontale et unique. Le résultat de la fracturation serait plutôt une série de fractures interreliées. Il est par contre possible d'évaluer un scénario dans une zone de faille avec une fracture continue sur une étendue importante. Ou encore, assimiler ce réseau de fractures à une fracture unique et continue. Le scénario d'une fracture unique reflète mal la réalité, mais il nous aide à comprendre à quel point une fracture peu avoir un impact sur la puissance de pompage requise pour l'exploitation d'un réservoir géothermique.



Puits et Coordonnées:	X (m)	Y (m)
□ 250	250	0
□ 500	500	0
□ injection	0	0
□ pompage	1000	0
□ 100	100	0
□ 750	750	0
□ 900	900	0
□ 5	5	0
□ 995	995	0

Figure 3-23. Rabattements pour un système avec un puits de pompage et d'injection dont le débit est $5\,000\text{ m}^3\text{j}^{-1}$ et $k=10\text{ mD}$

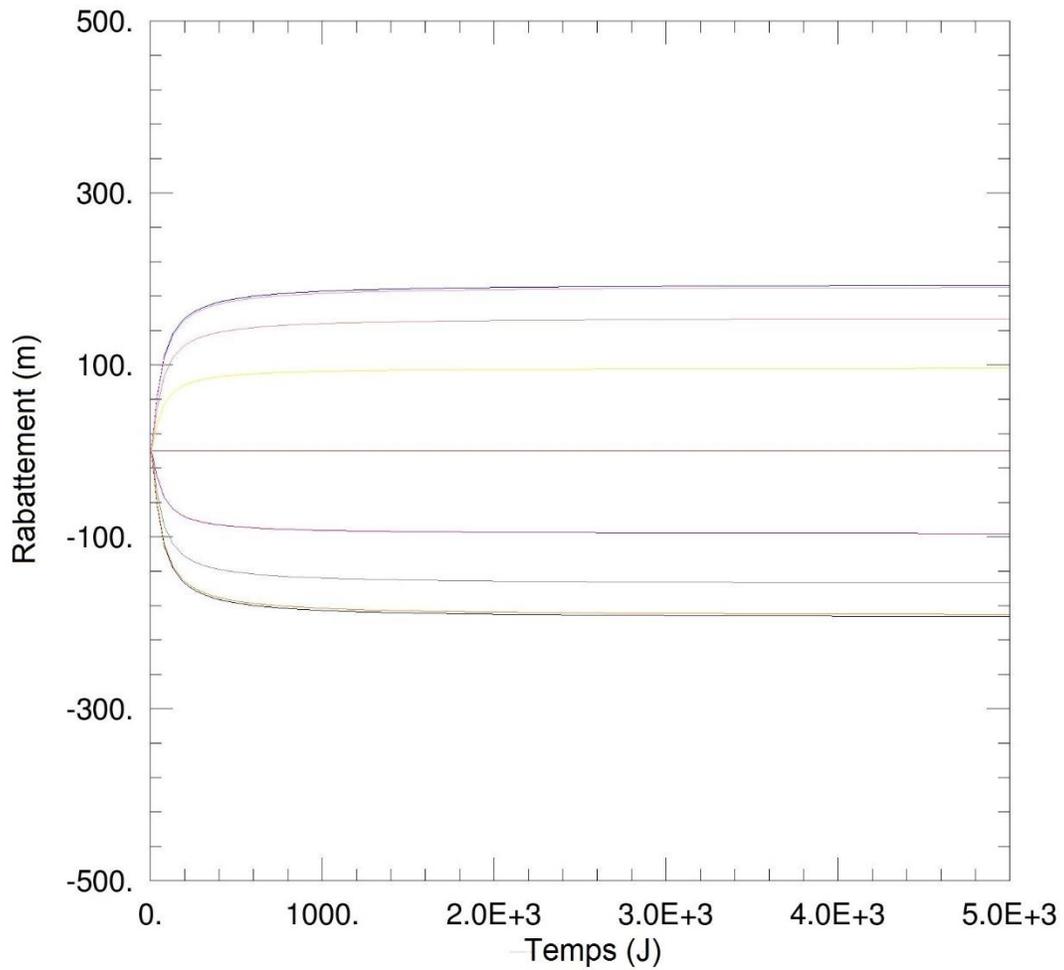
Dans ce cas, avec une perméabilité de 1 mD et une fracture de 2.5 km de rayon autour du puits, les puissances de pompage sont relativement raisonnables, soit $0,1\text{ MW}$ (Tableau 3-4) (Figure 3-25). Elles sont semblables aux puissances de pompage si la perméabilité était de 100 mD sans fracture. Avec une perméabilité de 10 mD et un rayon de 500 m de fracture (Figure 3-26), les puissances de sont plus faibles et seront plus économiques.



Puits et Coordonnées:	X (m)	Y (m)
□ 250	250	0
□ 500	500	0
□ injection	0	0
□ pompage	1000	0
□ 100	100	0
□ 750	750	0
□ 900	900	0
□ 5	5	0
□ 995	995	0

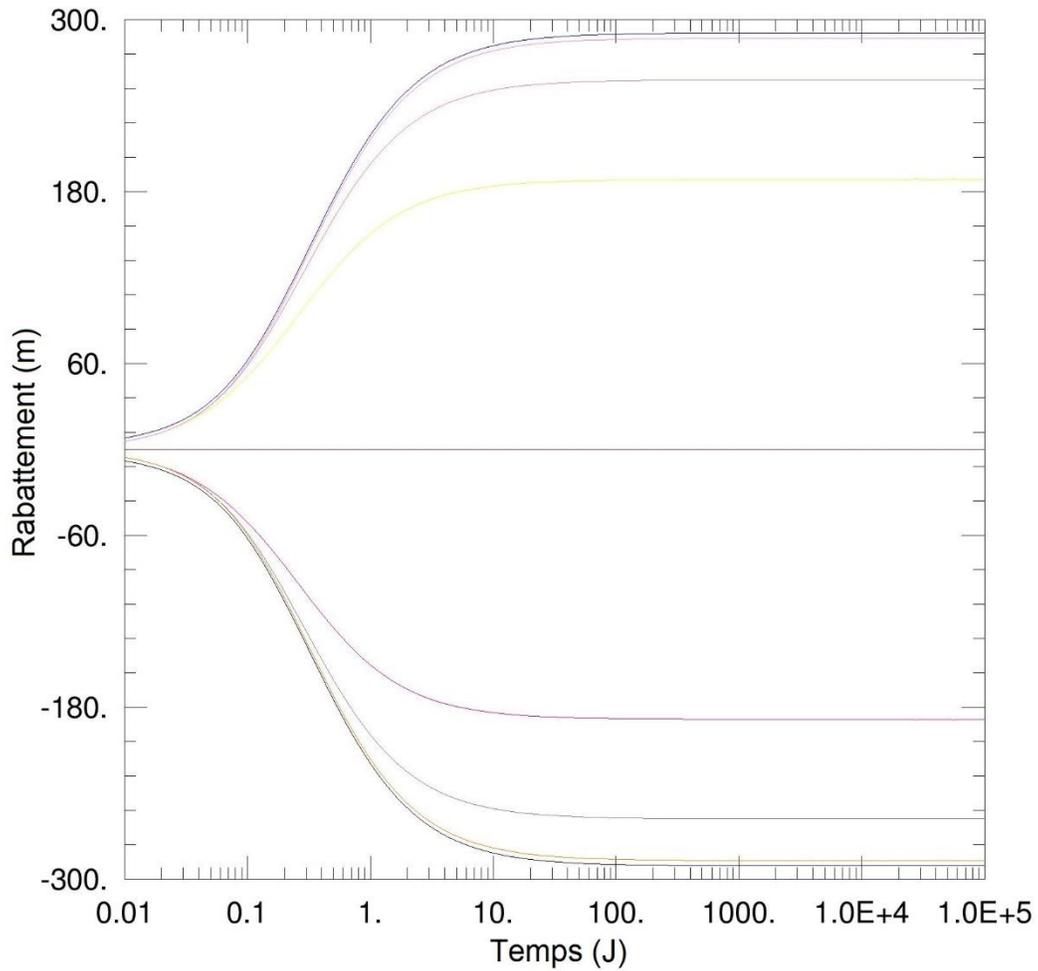
Figure 3-24. Rabattements pour un système à deux puits avec pompage de 1500 m³ par jour k=25 mD

Ces scénarios montrent bien qu’une fracture horizontale étendue a un impact important sur le coût énergétique du pompage puisque la puissance de pompage diminue considérablement. Effectivement, une fracture augmente de façon importante la conductivité hydraulique.



Puits et Coordonnées:	X (m)	Y (m)
□ 250	250	0
□ 500	500	0
□ injection	0	0
□ pompage	1000	0
□ 100	100	0
□ 750	750	0
□ 900	900	0
□ 5	5	0
□ 995	995	0

Figure 3-25. Rabattements pour un pompage de $5\,000\text{ m}^3\text{j}^{-1}$, $k = 1\text{mD}$ et une fracture horizontale de 2500 m.



Puits et Coordonnées:	X (m)	Y (m)
□ 250	250	0
□ 500	500	0
□ injection	0	0
□ pompage	1000	0
□ 100	100	0
□ 750	750	0
□ 900	900	0
□ 5	5	0
□ 995	995	0

Figure 3-26. Rabattements pour un pompage de $5\,000\text{ m}^3\text{j}^{-1}$, $k = 10\text{mD}$ et une fracture horizontale de 500 m.

Finalement, un scénario de double perméabilité est évalué (Figure 3-24). Ce scénario est très proche de ce qui serait obtenu avec la fracturation hydraulique. Dans ce scénario, des blocs

de roche de diamètre défini (100m, 25m et 5m) avec leurs perméabilités propres sont entourés de fractures possédant une perméabilité autre. Cette simulation présente donc un scénario qui se rapproche des réseaux de fractures que l'on obtiendrait après des opérations de fracturation hydraulique. Elle permet aussi d'évaluer la force des différents facteurs sur le système.

La perméabilité de la fracture doit être évaluée pour effectuer les simulations avec les scénarios de double perméabilité. Cette perméabilité est la conséquence directe de plusieurs facteurs. Les deux facteurs principaux sont les suivants. Le choix de l'agent de soutènement qui remplit les fractures et les maintient ouvertes après la fracturation. Par exemple, le sable a une moins bonne perméabilité que les billes de céramique. Le deuxième facteur est la contrainte exercée sur la fracture. Cette contrainte est majoritairement proportionnelle à la profondeur. Ce facteur est en réalité une conséquence du choix de l'agent, car différents agents tolèrent plus ou moins bien la pression. Sous forte contrainte, le sable performe moins bien que la céramique ou que la bauxite. Cela est dû au fait que le sable aura tendance à se broyer et donc moins bien retenir les fractures ouvertes. La perméabilité des agents est très variable, elle se trouve dans un ordre de 5 D avec un agent non performant sous forte contrainte et jusqu'à 1000 D pour un agent très performant sous faible contrainte (Figure 3-27).

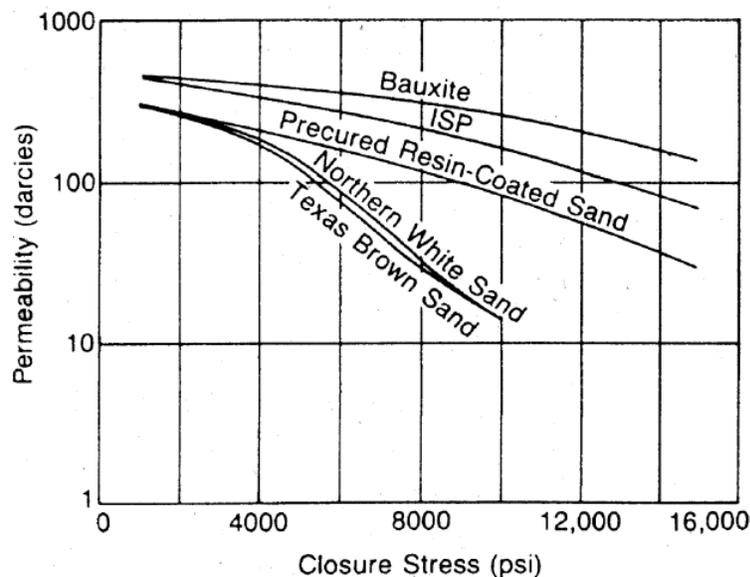


Figure 3-27. Perméabilités des agents en fonction de la contrainte (Holditch, 1979).

Les simulations numériques permettent de comprendre plusieurs choses. Tout d'abord, la taille des blocs semble avoir peu d'importance sur le rabattement et donc la puissance de forage. Les deux facteurs principaux dans un tel cas sont la perméabilité des fractures et la perméabilité des blocs. On note que la perméabilité des blocs a un effet moins important. Le taux de pompage est lui aussi important, mais il est externe aux caractéristiques du réservoir. Avec une perméabilité de fracture de 7.5 D, une perméabilité des blocs de 0,1 mD et un pompage d'un débit de 5000 m³ j⁻¹, les rabattements obtenus sont inférieurs à 10 m et la puissance de pompage requise est de l'ordre de 1,56 KW (Figure 3-28).

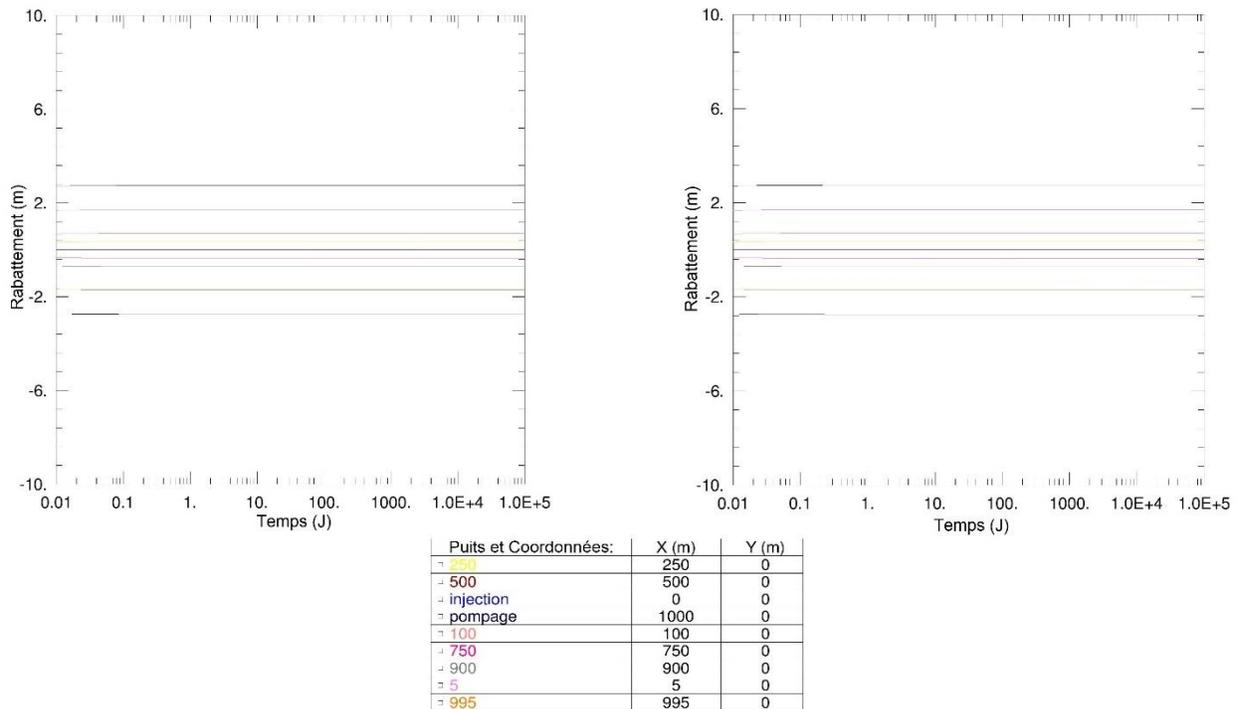
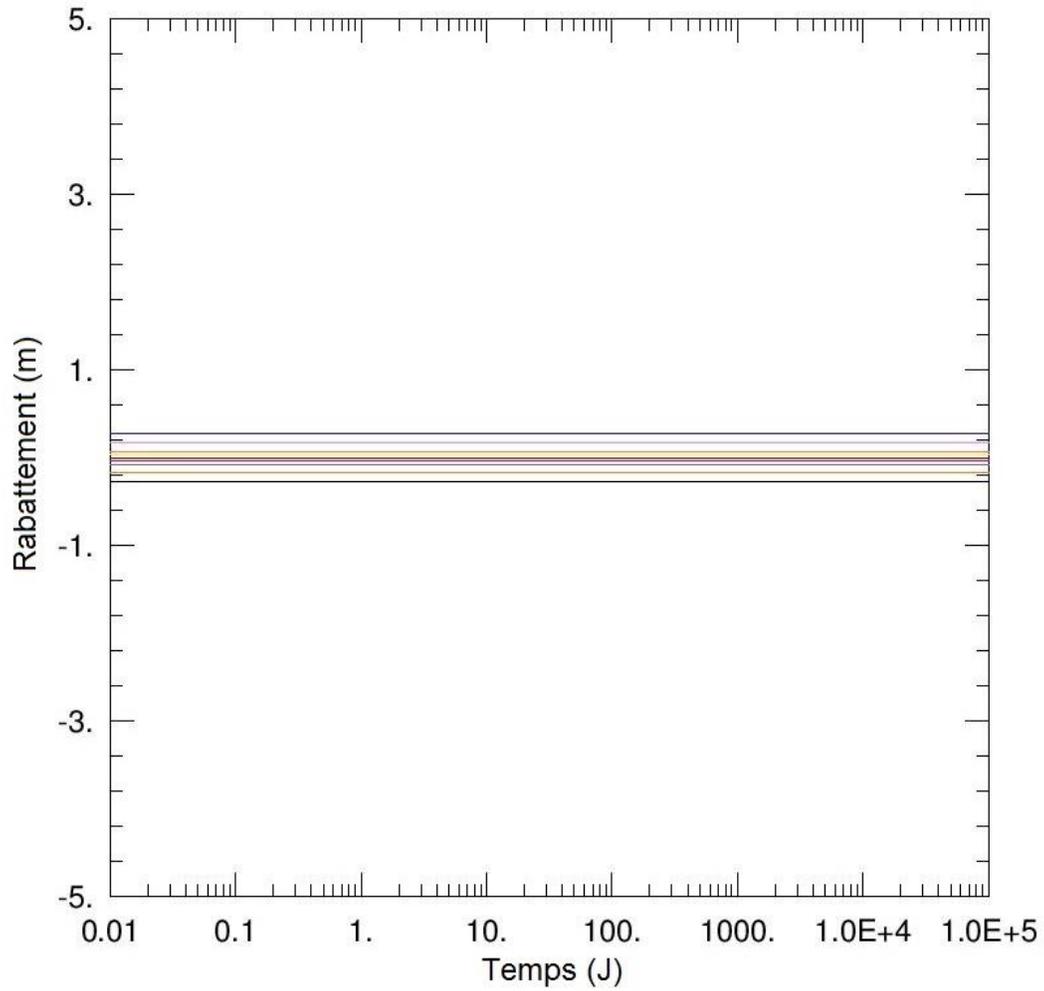


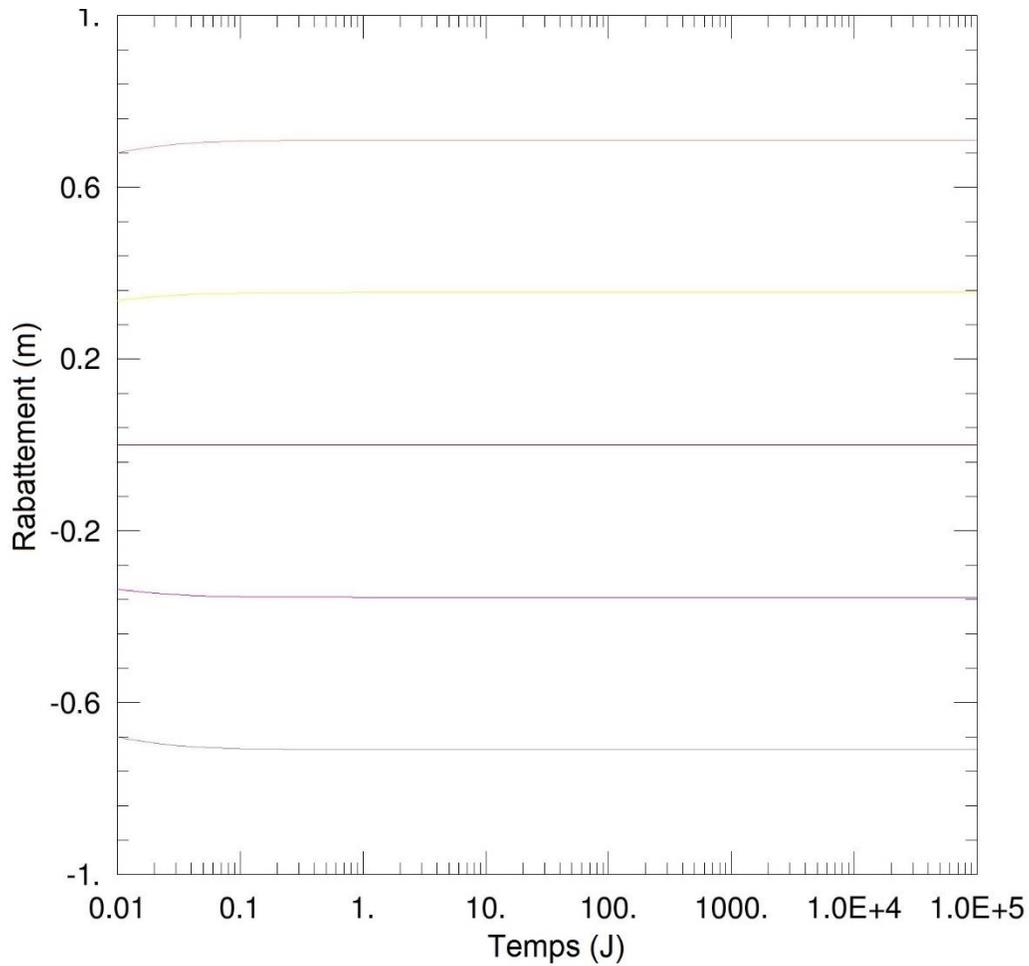
Figure 3-28. Rabattements pour simulations considérant une double porosité, soit k blocs égales à 0,1 mD, k fracture égale à 7.5 D. Blocs carrés d'un distancés de 5 m à gauche et blocs distancés de 100m à droite. Pompage de 5000m³j⁻¹.

En spécifiant des perméabilités plus élevées, les résultats de simulations indiquent un rabattement très faible. Avec une perméabilité de 75 D pour la fracture et 0,1 mD pour le bloc, la puissance de pompage est 0,16 KW (Figure 3-29). La perméabilité des blocs influence également les résultats. Avec une perméabilité de 7.5 D pour la fracture et 1 mD pour les blocs, la puissance de pompage qui en résulte est 0,44 KW (Figure 3-30). Un plateau est atteint lorsque la perméabilité des blocs ou de la fracture continue d'augmenter.



Puits et Coordonnées:	X (m)	Y (m)
□ 250	250	0
□ 500	500	0
□ injection	0	0
□ pompage	1000	0
□ 100	100	0
□ 750	750	0
□ 900	900	0
□ 5	5	0
□ 995	995	0

Figure 3-29. Rabattements pour une simulation considérant une double porosité, soit k blocs égale à 0,1mD, k fracture égale à 75 D et un distance de séparation des blocs de 100 m. Pompage de $5000\text{m}^3 \text{j}^{-1}$.



Puits et Coordonnées:	X (m)	Y (m)
□ 250	250	0
□ 500	500	0
□ injection	0	0
□ pompage	1000	0
□ 100	100	0
□ 750	750	0
□ 900	900	0
□ 5	5	0
□ 995	995	0

Figure 3-30. Rabattements pour une simulation considérant une double porosité, soit k blocs égale à 1 mD, k fracture égale à 7,5 D et un distance de séparation des blocs de 100 m. Pompage de $5000 \text{ m}^3 \text{ j}^{-1}$.

4 DISCUSSION

Les différents résultats présentés sont tous des éléments pour l'évaluation de la qualité du réservoir de grès à la base du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. Trois caractéristiques majeures de ces grès ont été évaluées et celles-ci sont revues dans le contexte de la problématique du mémoire.

La fracturation est un facteur ayant un impact prépondérant sur la conductivité hydraulique des aquifères profonds. Le prélèvement de données de fractures sur les affleurements a permis d'établir des grandes familles d'orientation de fractures. Par contre, l'évaluation du niveau de fracturation d'une zone comme le Potsdam à des profondeurs supérieures à 2 km est difficile. Étant donné l'absence de données prélevées *in situ*, il faut donc travailler avec les données disponibles et tenter de les appliquer pour de grandes profondeurs. Les données de surface montrent un nombre important de fractures subverticales, la grande majorité dans des orientations E-O ce qui est logique étant donné l'orientation du plissement (principalement NEE-SOO) et donc des contraintes qui ont provoqué ces fractures. Ces fractures pourraient jouer un rôle afin d'augmenter la perméabilité de la roche. Toutefois lors de l'analyse des carottes, on constate que la majorité des fractures présentes en profondeur sont cimentées ou fermées par de la matrice. Il est aussi difficile d'établir un lien permettant d'extrapoler entre ces deux zones de fractures, soit celles en profondeur observées sur les carottes et celles en surface dans les affleurements. Effectivement, les carottes montrent majoritairement des fractures subhorizontales et en affleurement ce sont majoritairement les fractures subverticales qui apparaissent. Il est ainsi difficile de bien mettre en relation ces deux zones et leurs fractures. Il est possible de penser que de manière générale les fractures en profondeur sont fermées bien qu'il existe certainement encore des fractures ouvertes. Les fractures se développent aussi plus facilement dans des roches peu ductiles et cassantes. L'étude permet de constater par exemple une augmentation de la fracturation avec la diminution de la granulométrie. Les zones de grès fins ou de siltite ont tendance à présenter un taux de fracturation plus élevée. La présence de chert ou de ciment silicaté semble aussi agir en ce sens. Si l'on choisissait d'augmenter la perméabilité de la roche par fracturation, les zones présentant des lithologies plus cassantes pourraient être de meilleures zones. Aussi, les fractures cimentées pourraient être un point de faiblesse dans la roche, l'orientation de celles-ci pourrait alors jouer un rôle important quant au choix de la disposition des puits de pompage et de réinjection dans l'espace. Effectivement, on peut penser qu'un puits ayant un segment horizontal sur un axe Nord-Sud tirerait avantage de ces fractures. Lorsqu'un puits horizontal est foré, le fait qu'il soit perpendiculaire aux fractures existantes lors de la fracturation

augmenterait la portée des nouvelles fractures et la portée générale du processus de fracturation. De plus avec cette orientation, le puits traverserait plus de fractures naturelles.

La porosité est un autre facteur important à considérer pour évaluer la qualité des réservoirs formé de grès du Groupe de Potsdam. La porosité semble de manière générale comprise entre 0 et 5 %, étant donné que la majorité des fractures sont fermées et que la lithologie principale de la roche est le grès, cela laisse penser que la porosité est en grande partie intergranulaire. Deux principaux facteurs jouent un rôle sur ce type de porosité. Tout d'abord, la qualité du tri dans les grès a une influence directe sur l'augmentation de la quantité et de la taille des pores. Effectivement, les grès avec une forte présence de matrice et mal triés ont tendance à voir leurs porosités intergranulaires diminuer fortement, car les pores y sont alors remplis. Le deuxième facteur important est la présence ou non d'un ciment entre les grains. La présence de ciment même dans des grès bien triés et grossiers diminuera logiquement la porosité. Aussi, il ne suffit parfois que de peu de ciment entre les grains pour fermer les liaisons entre les pores rendant la porosité ineffective. Lors de l'évaluation des données, les zones bien triées avec peu de cimentation montraient des porosités généralement plus élevées. Cela explique bien pourquoi différentes unités présentent des porosités qui peuvent sembler surprenantes. Le Cairnside, par exemple, est de manière générale très bien trié. Bien qu'il soit souvent cimenté, des porosités d'environ 4 à 6 % s'y retrouve fréquemment. Même dans les zones cimentées, se trouve parfois des porosités supérieures à 4 à 5%, mais dans ces cas la porosité y est souvent ineffective, car les pores ne sont pas reliés. Pour ce qui est du Covey Hill, la distribution de porosité demeure hétérogène. Effectivement, le Groupe de Potsdam présente autant des zones de roches très mal triées avec une forte présence de matrice que des zones de grès non cimentées et bien triées. Au niveau de la porosité, il est possible de penser que les zones ayant le plus de potentiel d'avoir une porosité adéquate se trouveront alors dans le Covey Hill, mais de façon dispersée. Alors que dans le Cairnside, le potentiel pour des zone de porosité élevée est moins intéressant, la porosité est plus homogène. Pour obtenir des porosités adéquates, il s'agit alors de bien cibler ces zones d'anomalies, ce qui peut être difficile avec le peu de données que nous possédons. De plus, bien que la porosité ne soit pas toujours d'influence directe sur la qualité des réservoirs de grès, elle est importante pour évaluer la quantité de fluide disponible en cas de fracturation. Effectivement la différence entre une porosité de 1% et de 5 % sur un réservoir de 100 m de haut par 200 m de large par 1 km de long est égale à 1,2 million de mètres cubes d'eau ou 1,2 milliard de litres. Cela pourrait être un facteur important dans l'évaluation du potentiel réel, des réserves en énergie et de la durée de vie du réservoir.

Le troisième facteur analysé est la perméabilité. De manière générale, la perméabilité est de faible à très faible. La majorité des perméabilités évaluées par DST et d'environ 0,1 mD, ce qui n'est pas très élevé même pour un grès. Les deux zones avec de fortes perméabilités de 10 à 15 mD sont dans des zones de grès bien triés et, dans les deux cas, il y a des traces de fracturation. Il est difficile d'attribuer une perméabilité adéquate à des lithologies particulières, ni dans le Covey Hill, ni dans le Cairnside. Effectivement les zones présentant des perméabilités plus importantes semblent à priori très similaires aux zones de forte porosité, mais pas assez d'information est disponible pour faire un lien définitif. Effectivement, les puits où il existe des diagraphies n'ont généralement pas d'essai aux tiges et inversement. Par contre, il est important de remarquer que dans les quelques cas où les données existent, une faible augmentation de la porosité, de ~3% à ~6%, semble avoir un impact exponentiel sur la perméabilité. Cela n'est pas surprenant, car une augmentation du volume disponible se traduira par une augmentation de la connectivité des pores. La présence de ciment est aussi un facteur important pour la perméabilité. Effectivement, même avec un bon tri et une porosité supérieure à la moyenne, la présence d'un ciment aura un impact majeur sur la perméabilité. Les ciments, se déposant autour des grains même lorsque la cimentation est faible, limitent les zones de connexion entre les pores diminuant rapidement la porosité effective et par le fait même la perméabilité. La littérature indique aussi que généralement, la perméabilité diminue avec la profondeur et la compaction. Malheureusement, dans notre cas nous ne possédions pas assez de données pour établir ce lien, mais il est important de garder cette idée en tête.

Enfin, les simulations effectuées, bien que représentant des scénarios très simplifiés, montrent qu'il n'est pas possible d'exploiter des réservoirs avec une perméabilité naturelle de l'ordre de 0.1 mD. Même dans les zones de perméabilités plus élevées, la perméabilité de la roche est généralement inférieure à 5 mD, ce qui est trop faible pour une exploitation avec des volumes de pompage réaliste pour l'exploitation d'un réservoir géothermique à de si fortes profondeurs. Les simulations effectuées montrent l'importance de la fracturation et l'influence positive que celle-ci joue pour minimiser les rabattements causés par un pompage et la puissance de pompage qui en résulte. Effectivement, les simulations laissent penser que si la fracturation d'un réservoir est développée afin d'en augmenter la conductivité hydraulique globale, l'exploitation du Groupe de Potsdam comme réservoir géothermique devient réaliste. Cependant, à partir du moment qu'un réseau de fractures est créé, l'augmentation de la conductivité hydraulique est susceptible d'entraîner un court-circuit thermique dans le système. Bien sûr, les simulations

réalisées ici sont très simplistes et des études plus poussées devrait être entreprises pour bien comprendre l'influence exacte de la fracturation.

5 CONCLUSION

L'exploitation de l'énergie géothermique dans les Basses-Terres du Saint-Laurent demande une bonne connaissance des caractéristiques de la zone cible, soit les grès basal du Groupe de Potsdam. L'évaluation de la fracturation, de la porosité et de la perméabilité grâce aux données de terrain, de carottes, de diagraphies et d'essais aux tiges, couplée à des simulations analytiques de pompage permet de conclure qu'au Québec, nous ne sommes pas dans un scénario propice pour l'exploitation de réservoirs géothermiques profonds sans procéder à la stimulation et au développement des réservoirs. Bien que dans plusieurs régions du monde des zones similaires offrent un bon potentiel pour l'exploitation des ressources géothermiques (Barbier, 2002; Grasby *et al.*, 2012), le bassin sédimentaire des Basses-Terres du Saint-Laurent présente des caractéristiques qui en fait un cas à part. Les différents facteurs évalués dans ce travail tendent à démontrer que l'exploitation de la ressource demanderait un investissement pour fracturer le roc et augmenter sa perméabilité. Effectivement, les roches du Groupe de Potsdam sont généralement peu poreuses et peu fracturées en profondeur. La présence de ciment, aussi bien intergranulaire, que dans les fractures, fait fortement diminuer la porosité effective et par le fait même la conductivité hydraulique dans le réservoir. Tous ces facteurs couplés au gradient géothermique modéré (Bédard *et al.*, 2013) dans le bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent ne permettent pas de penser que la ressource puisse être exploitée sans développement au niveau des technologies de forage et de fracturation hydraulique. Par contre, si l'on considère la fracturation hydraulique comme une solution envisageable, il est alors possible d'augmenter la perméabilité des réservoirs d'intérêt pour obtenir une circulation adéquate des fluides entre les puits d'injection et de pompage. Dans ce cas, il faudrait augmenter nos connaissances sur le Groupe de Potsdam en profondeur dans le bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. Pour ce faire, il faudrait utiliser les carottes de forage disponibles et envisager d'effectuer de nouvelles diagraphies plus exactes comme de l'imagerie de paroi dans des puits existants. Ces données permettraient de cibler des zones où le grès est bien trié et peu cimenté (diagraphie) et de mieux comprendre la fracturation (imagerie). Aussi, si la fracturation hydraulique est envisagée, il serait possible d'exploiter directement le socle, ce qui impliquerait certainement un travail de caractérisation exhaustif des zones avec le meilleur potentiel dans la province de Grenville. La fracturation étant très couteuse et il faudrait aussi réaliser un travail de simulation plus

d'écoulement 3D dans un réservoir fracturé. Il faudrait aussi explorer l'impact de la circulation sur la température générale du réservoir et bien comprendre comment se ferait les échanges de chaleur. Effectivement il est crucial d'avoir une idée de la durée de vie réelle du réservoir pour pouvoir en évaluer la rentabilité à long terme. Il est aussi crucial d'éviter de court-circuiter le réservoir. Pour bien optimiser ces scénarios, il est important de réaliser des simulations dans ce sens. Il faut comprendre comment optimiser des facteurs comme l'orientation des puits, la distance entre ceux-ci, la profondeur, le sens d'écoulement, etc. Finalement, il serait peut-être possible de réaliser un projet pilote à petite échelle si les simulations montrent de bons résultats. Un tel projet serait très coûteux, mais il permettrait de valider des connaissances qui sont à ce point seulement théoriques.

6 BIBLIOGRAPHIE

- Barbier E (2002) Geothermal energy technology and current status: an overview. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 6(1):3-65.
- Barker JA (1988) A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research* 24(10):1796-1804.
- Bédard K, Comeau F-A & Malo M (2013) Modélisation 3D du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent. (Institut national de la recherche scientifique, Québec), p 30, Rapport de recherche R-1439 (INRSCO2-2013-V1.5).
- Comeau F-A, Bédard K & Malo M (2012) Les régions de Nicolet et de Villeroy: état des connaissances pour la séquestration géologique du CO₂. (Institut national de la recherche scientifique, Québec), p 52, Rapport de recherche R1332 (INRSCO2-2012-V1.3).
- Comeau F-A, Bédard K & Malo M (2013) Lithostratigraphie standardisée du bassin des Basses-Terres du Saint-Laurent basée sur l'étude des diagraphies. (Institut national de la recherche scientifique, Québec), p 201, Rapport de recherche R-1442 (INRSCO2-2013-V1.4).
- Dufrécho G, Harris LB, Corriveau L & Antonoff V (2015) Regional and local controls on mineralization and pluton emplacement in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Canada interpreted from aeromagnetic and gravity data. *Journal of Applied Geophysics* 116(Supplement C):192-205.
- Emmons E (1838) Report of the second geological district of the State of New York. (New York State Geological Survey), p 185-252, 2nd Annual Report.
- Emmons E (1841) Proposed Keeseville Sandstone for parts of Potsdam. (New York State Geological Survey), p 113-136, 5th Annual Report.
- Ezekwe N (2011) Porosity of Reservoir Rocks. *Petroleum Reservoir Engineering Practice*, Hall P (Édit.) Pearson Education Inc, Upper saddle River, NJ, Prentice Hall Ed. p 1-14.
- Fisher DW (1968) Geology of the Plattsburgh and Rouses Point, New York - Vermont quadrangles. *New York State Museum Bulletin* Map and Chart Series no. 10:51 pages.
- Fisher DW (1977) Correlation of Hydernian, Cambrian, and Ordovician rocks in New York State. (New York State Museum), p 75, Map and Chart Series, Folio 25.
- Girou O (2016) *Séquestration géologique du CO₂ dans les Basses-Terres du Saint-Laurent: Impacts hydrogéologiques à l'échelle du bassin*. Thèse (Université Laval et INRS-ETE).
- Globensky Y (1987) Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. (Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec), p 63, MM 85-02.
- Goldstein A & Marshak S (1988) Analysis of fracture array geometry. *Basic Methods of Structural Geology*, Mitra SMG (Édit.) Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. p 249-267.
- Grasby SE, Allen DM, Bell S, Chen Z, Ferguson G, Jessop A, Kelman M, Ko M, Majorowicz J, Moore M, Raymond J & Therrien R (2012) Geothermal Energy Resource Potential of Canada. (Geological Survey of Canada, Canada), p 301, M183-2-6914.
- Grenier JF (2014) *Caractérisation pétrographique et pétrophysique du groupe de Potsdam dans le forage A203 Basses-Terres du Saint-Laurent*. Maîtrise (Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique).

- Gringarten AC & Ramey HJ (1974) Unsteady state pressure distributions created by a well with a single horizontal fracture, partial penetration or restricted entry. *SPE Journal*:413-426.
- Hantush MS (1961a) Aquifer tests on partially penetrating wells. *Journal of Hydraulics Division* 87(HY5):171-194.
- Hantush MS (1961b) Drawdown around a partially penetrating well. *Journal of Hydraulics Division* 87(HY4):83-98.
- Héroux Y, Lapalme R & Chagnon A (1976) Étude Conclusive des grès de base (Groupe Potsdam) des Basses-terres du Saint-Laurent. (INRS-Pétrole).
- Holditch SA (1979) *Criteria for propping agent selection*. Norton Company. Materials Division, Dallas, Texas
- Horner DR (1951) Pressure Build-up in Wells. *3rd World Petroleum Congress*. (The Hague, The Netherlands, May 28 - June 6) World Petroleum Congress, p WPC-4135.
- Huang S (2012) Geothermal energy in China. *Nature Clim. Change* 2(8):557-560.
- Logan WE (1851) On the occurrence of a track and footprints of an animal in the Potsdam of Lower Canada. Édit London GSO), p 247-252.
- Logan WE (1852) On the footprints occurring in the Potsdam Sandstone of Canada. Édit London GSO), p 199-213.
- Logan WE (1863) Report on the Geology of Canada. (Geological Survey of Canada).
- Lucas SB & St-Onge MR (1998) *Geology of the Precambrian Superior and Grenville provinces and Precambrian fossils in North America*. Geological Survey of Canada, Geological Society of America. 387 p
- Lund JW (2007) Characteristics, Development and Utilization of Geothermal Resources. *GHC Bulletin* 28.
- Majorowicz J & Minea V (2012) Geothermal energy potential in the St-Lawrence River area, Québec. *Geothermics* 43(0):25-36.
- Matthews CS & Russell DG (1967) Pressure Buildup Analysis. *Pressure Buildup and Flow tests in Wells*, Society of Petroleum Engineers of AIME, New York, Dallas. p 18-35.
- Moench AF (1984) Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research* 20(7):831-846.
- Moore JM & Thompson P (1980) The Flinton Group: A late Precambrian metasedimentary sequence in the Grenville Province of eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17:1685-1707.
- Rickard LV (1973) *Stratigraphy and structure of the subsurface Cambrian and Ordovician carbonates of New York*. New York State Museum and Science Service, Albany, New York,
- Sanford BV & Arnott RWC (2010) Stratigraphic and structural framework of the Potsdam Group in eastern Ontario, western Quebec, and northern New York State. in *Geological Survey of Canada Bulletin*, p 83, BU 597.
- Schmerber G (1971) Étude sédimentologique "Potsdam" - "Potsdam à Utica inclus" - "Kamouraska". (SOQUIP, Québec).

- Theis CV (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. in *Ground Water Notes Hydraulics*, Édit Branch USDOTIGSWRDGW), p 519-524.
- Tran Ngoc TD, Lefebvre R, Konstantinovskaya E & Malo M (2014) Characterization of deep saline aquifers in the Bécancour area, St. Lawrence Lowlands, Québec, Canada: implications for CO2 geological storage. *Environmental Earth Sciences* 72(1):119-146.

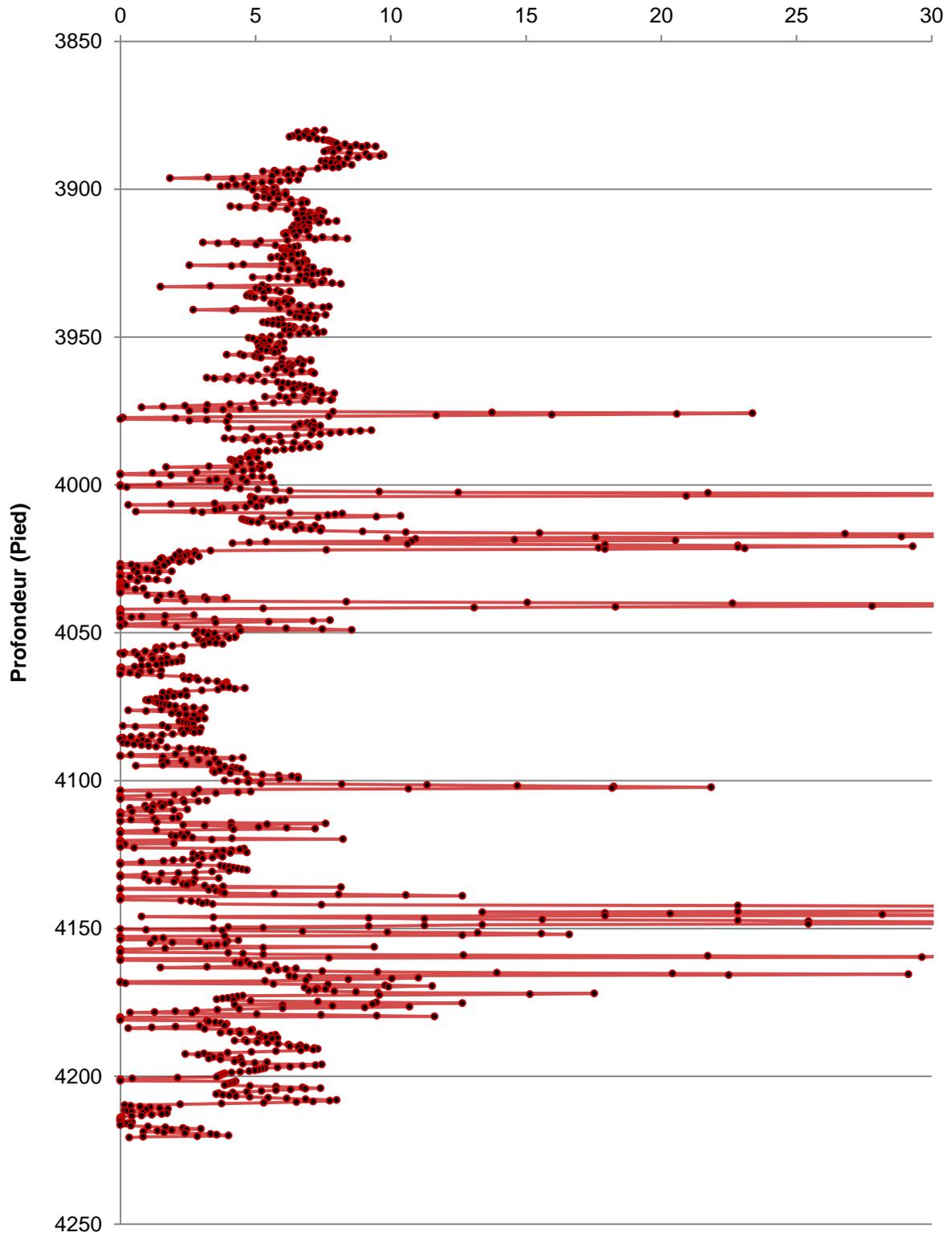
7 ANNEXE I - POROSITÉ DANS LES PUITES

7.1 A126

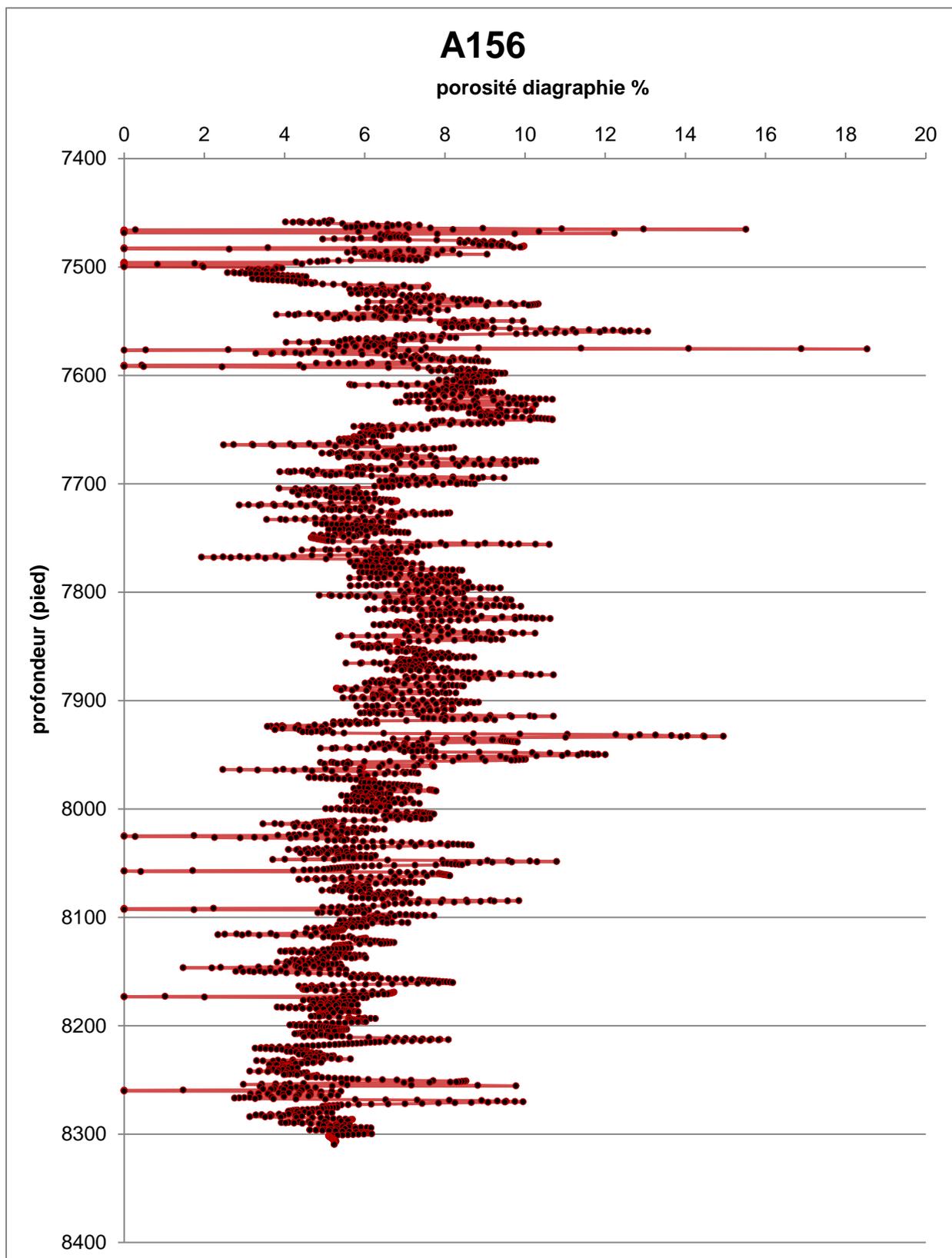
Sample #	Profondeur (pieds)	Porosité diagraphie %	Porosité mesurés (rapport) %
18	3970,9' - 3979,9'	6,35	5,6
19	3979,9' - 3981,2'	5,97	5,1
20	3981,2' - 3986,6'	6,53	4
21	3986,6' - 3988'	6,88	4,3
22	3988' - 3994,8'	4,67	5,3
23	3994,8' - 3995,8'	4,01	3,4
24	3995,8' - 4002,2'	3,38	4,7
25	4002,2' - 4006,5'	12,8	4,7

A126

Porosité diagraphie %



7.2 A156

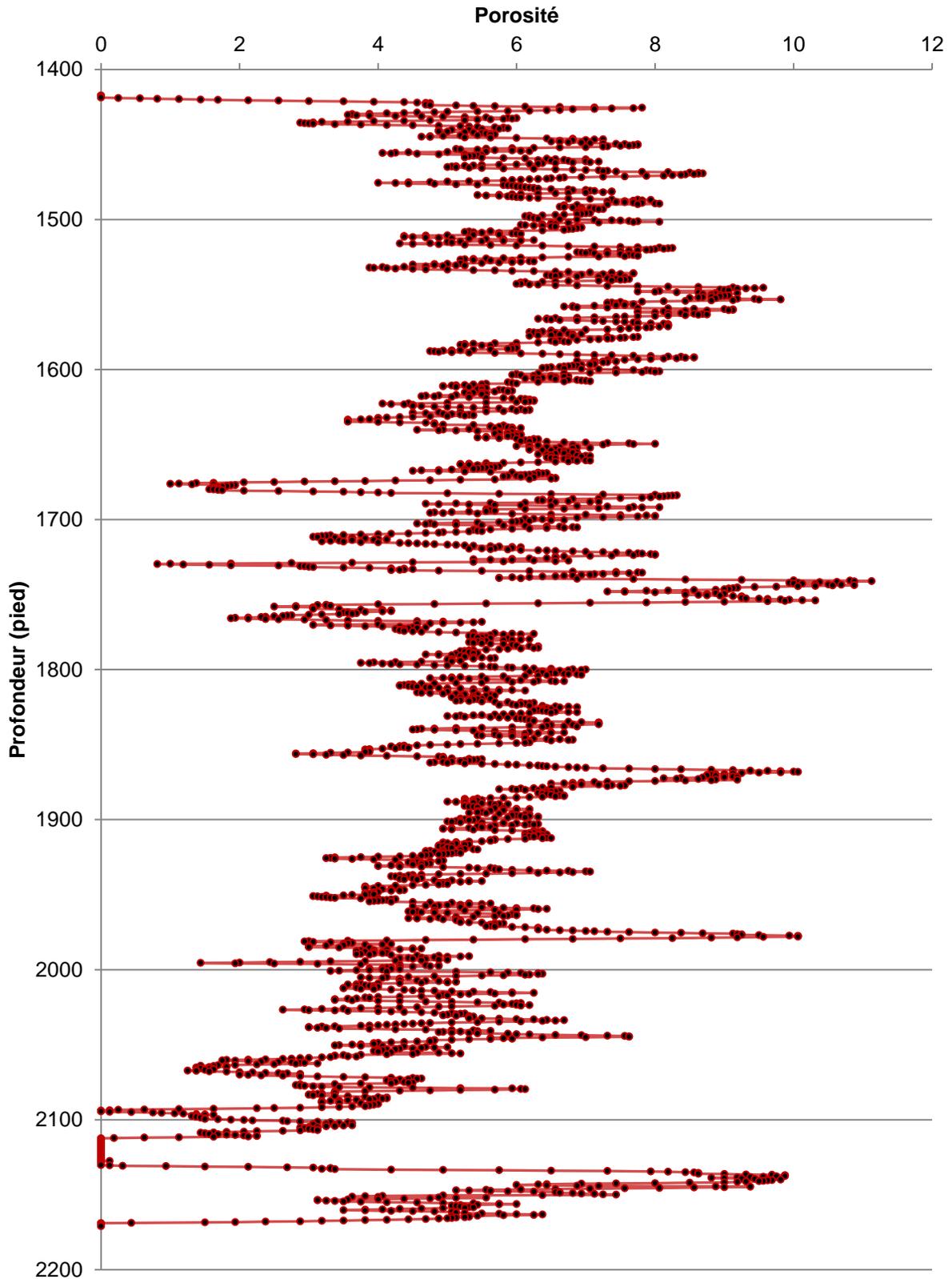


7.3 A172

Sample #	Profondeur	Porosité mesuré	Porosité diagraphie	Écart
1	1610' - 1610,8'	5,6	5,2	0,4
2	1610,8' - 1612,5'	6,5	5,0	1,5
3	1611,5' - 1612,5'	5	5,4	0,4
4	1612,5' - 1613,8	5,3	5,6	0,3
5	1613,8' - 1614,7	5,8	5,8	0,0
6	1864' - 1865,1	8	6,5	1,5
7	1865,1' - 1866,3'	8,9	7,3	1,7
8	1866,3' - 1867,3	7,6	8,7	1,1
9	1867,3 - 1868'	7,9	9,7	1,8
10	1868' - 1869,3'	6,6	9,6	3,0
11	1869,3' - 1870'	5,9	9,0	3,1
12	1870' - 1870,8'	5,8	8,8	3,0
13	1870,8' - 1871,3'	8,4	9,0	0,6
14	1871,3' - 1872'	-	9,0	-
15	1872' - 1873,5'	5	8,6	3,6
17	1974,8' - 1975,8'	10,2	7,1	3,1
18	1975,8' - 1977,1	2,8	8,6	5,8
19	1977,1' - 1978,1'	2,7	9,9	7,2
20	1978,1' - 1979	3	9,2	6,2
21	1979,0' - 1979,7'	3,3	7,2	3,9
22	1979,7' - 1980,4'	4,5	5,1	0,6
23	1980,4' - 1980,9'	2,5	3,6	1,1
24	1980,9' - 1982,2'	3,6	3,3	0,3
25	1982,2' - 1983,1'	2,6	3,7	1,1
26	1983,1' - 1984'	4,1	3,8	0,3
27	1984' - 1985,1'	4,6	3,1	1,6
28	1985,1' - 1986,4'	3,2	4,0	0,8
29	1986,4' - 1987,2'	3,6	4,0	0,4
30	1987,2' - 1987,9'	5,6	3,7	1,9
31	1987,9' - 1988,7'	3,2	4,0	0,8
32	1988,7' - 1989,5'	5,4	4,0	1,4
33	1989,5' - 1990,2'	4,3	3,9	0,4
34	1990,2' - 1991,2'	2,6	4,8	2,2
35	1991,2' - 1991,9'	1,6	4,9	3,3
36	1991,9' - 1992,5'	3,4	4,5	1,1
37	1992,5' - 1993,4'	4,2	4,7	0,5
38	1993,4' - 1994,2'	1,5	4,4	2,9
39	1994,2' - 1995,1'	2,3	3,1	0,8
40	1995,1' - 1996,1'	2,3	2,1	0,2
41	1996,1' - 1996,7'	4,8	3,4	1,4
42	1996,7' - 1997,6'	4,9	4,7	0,2
43	1997,6' - 1998,1'	3,2	4,7	1,5
44	1998,1' - 1991,1'	6,3	4,2	2,1
45	1991,1' - 2000,1'	5	4,1	0,9

46	2000,1' - 2000,9'	4,5	3,7	0,8
47	2000,9' - 2001,5'	4,9	4,2	0,7
48	2002,5' - 2003,5'	4,3	6,0	1,7
49	2004' - 2005,3'	3,5	5,0	1,5
50	2005,3' - 2006,4'	4,8	4,1	0,7
51	2006,4' - 2007,2'	2,8	4,4	1,6
52	2007,2' - 2007,9'	1,9	4,8	2,9
53	2007,9' - 2008,9'	3,8	4,8	1,0
54	2008,9' - 2009,5'	1,8	4,0	2,2
55	2009,5' - 2010,6'	6,5	3,7	2,8
56	2010,6' - 2011,4'	3,7	3,9	0,2
57	2011,4' - 2112,7'	5,7	3,7	2,0
58	2112,7' - 2113,2'	1,2	4,0	2,8
59	2113,2' - 2113,8	0,9	4,4	3,5
60	2113,8' - 2114,4'	3	4,8	1,8
61	2114,4' - 2115,3'	2,2	5,5	3,3
62	2115,3' - 2116,5'	0,8	5,7	4,9
63	2116,5' - 2117,2'	5,9	5,0	0,9
64	2117,2' - 2118,1'	3,3	4,7	1,4
65	2118,1' - 2119'	1,5	4,0	2,5

A172



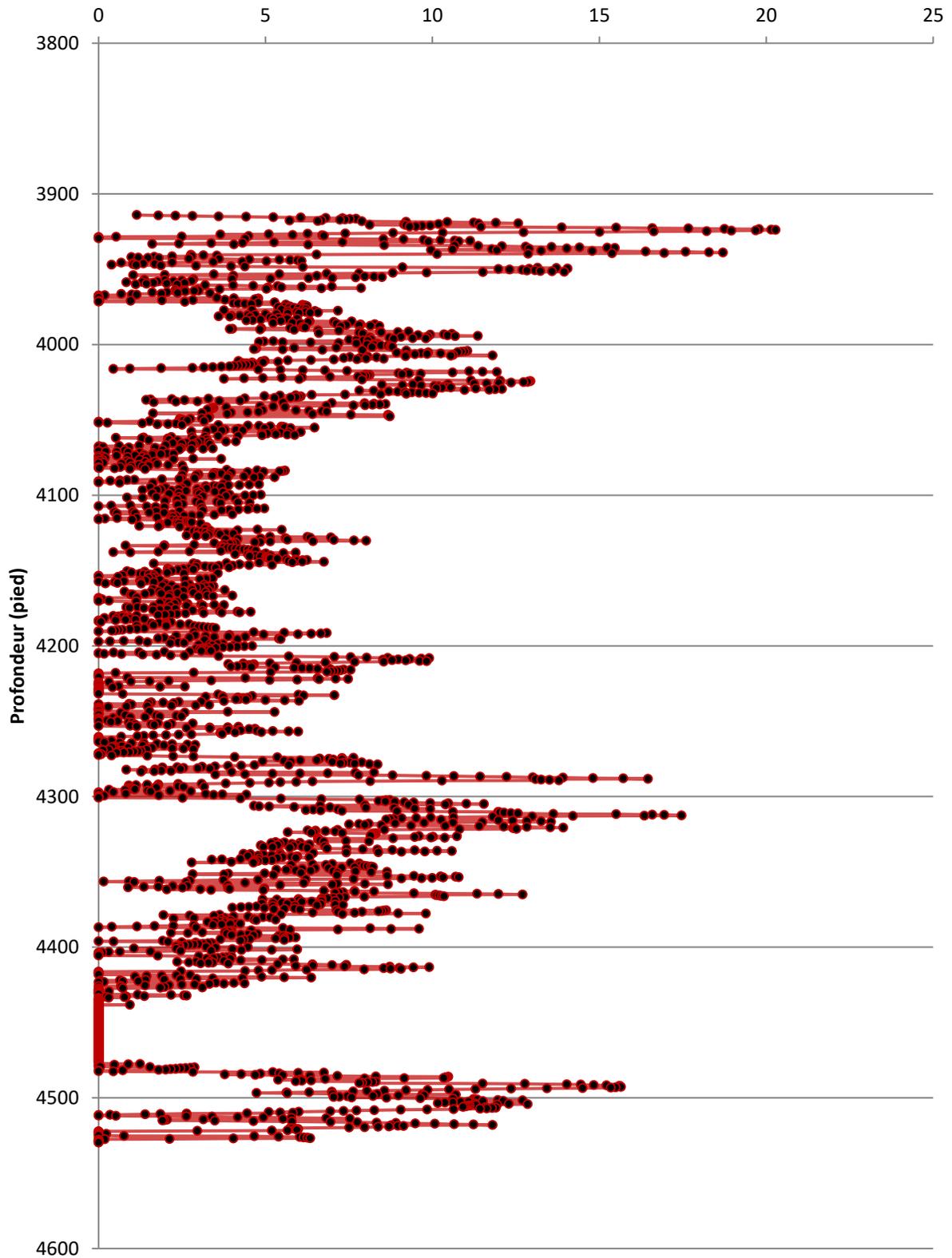
7.4 A186

Sample #	Profondeur	Porosité mesurée	Porosité diagraphie	Écart	
1	3926,9' - 3627,7'	2.5	5.3	2.8	
1A	3928,9' - 3929,6'	2.6	0.0	2.6	
1B	3931,3' - 3932,2'	2.7	8.8	6.1	
1C	3932,2' - 3932,5'	4.5	4.7	0.2	
2	3933,4' - 3933,8'	5.5	5.1	0.4	
3	3935,3' - 3935,5'	2.5	13.8	11.3	
4	3935,5' - 3935,8'	3.9	14.6	10.7	
5	3935,8' - 3936'	4.1	15.2	11.1	
SS6	3936,3' - 3936,5'	1.7	13.3	11.6	
7	3936,7' - 3937,3'	3.9	10.6	6.7	
8	3938,8' - 3939,2'	3.6	17.7	14.1	
9	3939,2' - 3939,6'	3.1	16.0	12.9	
10	3939,6' - 3940,2'	3.9	11.1	7.2	
11	3940,5' - 3941,3'	2.3	3.0	0.7	
12	3942,7' - 4943,3'	3.3	2.7	0.6	
13	3943,8' - 3944,4'	3.1	5.2	2.1	
14	3946,0' - 3946,6'	2.2	1.3	0.9	
SS15	3948,5' - 3948,6'	3.9	7.5	3.6	
SS16	3948,6' - 3948,8'	2.1	11.0	8.9	
17	3948,8' - 3949,2'	4.4	13.3	8.9	
SS18	3949,2' - 3949,5'	1	13.7	12.7	
19	3949,5' - 3949,8'	3.2	13.3	10.1	
20	3950' - 3950,3'	3.3	12.2	8.9	
21	3951' - 3951,5'	2.8	12.8	10.0	
22	3951,9' - 3952,6'	2.4	11.4	9.0	7.0
23	4080' - 4080'5'	2.9	2.0	0.9	
24	4080,5' - 4081,4'	2.9	0.9	2.0	
25	4081,4' - 4082,1'	2.6	0.0	2.6	
26	4082,1' - 4082,7'	3.1	0.7	2.4	
27	4082,7' - 4083,7'	2.8	3.6	0.8	
SS28	4083,7' - 4084,4'	2.5	5.3	2.8	
SS29	4084,4' - 4085,1'	3	4.4	1.4	
30	4085,1' - 4085,8'	2.9	3.6	0.7	
31	4085,8' - 4086,4'	3.1	3.1	0.0	
32	4086,4' - 4087,1'	2.9	2.9	0.0	
33	4087,1' - 4087,8'	2.6	4.1	1.5	
34	4087,8' - 4088,5'	3.7	4.6	0.9	
35	4088,5' - 4089,2'	3.3	2.9	0.4	
36	4089,2' - 4089,5'	4.2	2.1	2.1	
37	4089,5' - 4090,3'	2	1.1	0.9	
38	4090,3' - 4090,9'	3.2	0.2	3.0	
39	4090,9' - 4091,4'	2.4	0.0	2.4	
40	4091,4' - 4092'	3.4	0.7	2.7	
41	4092' - 4092,6'	5.6	2.6	3.0	
42	4092,6' - 4093,2'	2.4	4.3	1.9	
43	4093,2' - 4093,9'	2.7	3.6	0.9	
44	4093,9' - 4094,5'	2.6	3.4	0.8	
45	4094,5' - 4095,2'	3.4	2.4	1.0	
46	4095,2' - 4095,7'	3.8	2.9	0.9	

47	4095,7' - 4096,2'	3.1	2.4	0.7	
48	4096,2' - 4096,8'	3.2	1.6	1.6	
49	4096,8' - 4097,2'	3.8	2.2	1.6	
50	4097,2' - 4097,8'	3.1	3.0	0.1	
51	4097,8' - 4098,4'	2.8	3.1	0.3	
52	4098,4' - 4099'	3.7	2.0	1.7	
53	4099' - 4099,7'	5.2	3.4	1.8	
54	4099,7' - 4100,1'	5.2	4.7	0.5	
55	4100,1' - 4101'	3.7	3.6	0.1	
56	4101' - 4101,8'	3.1	1.6	1.5	
57	4101,8 - 4102,5	3	2.9	0.1	1.3

A186

Porosité diagraphie %

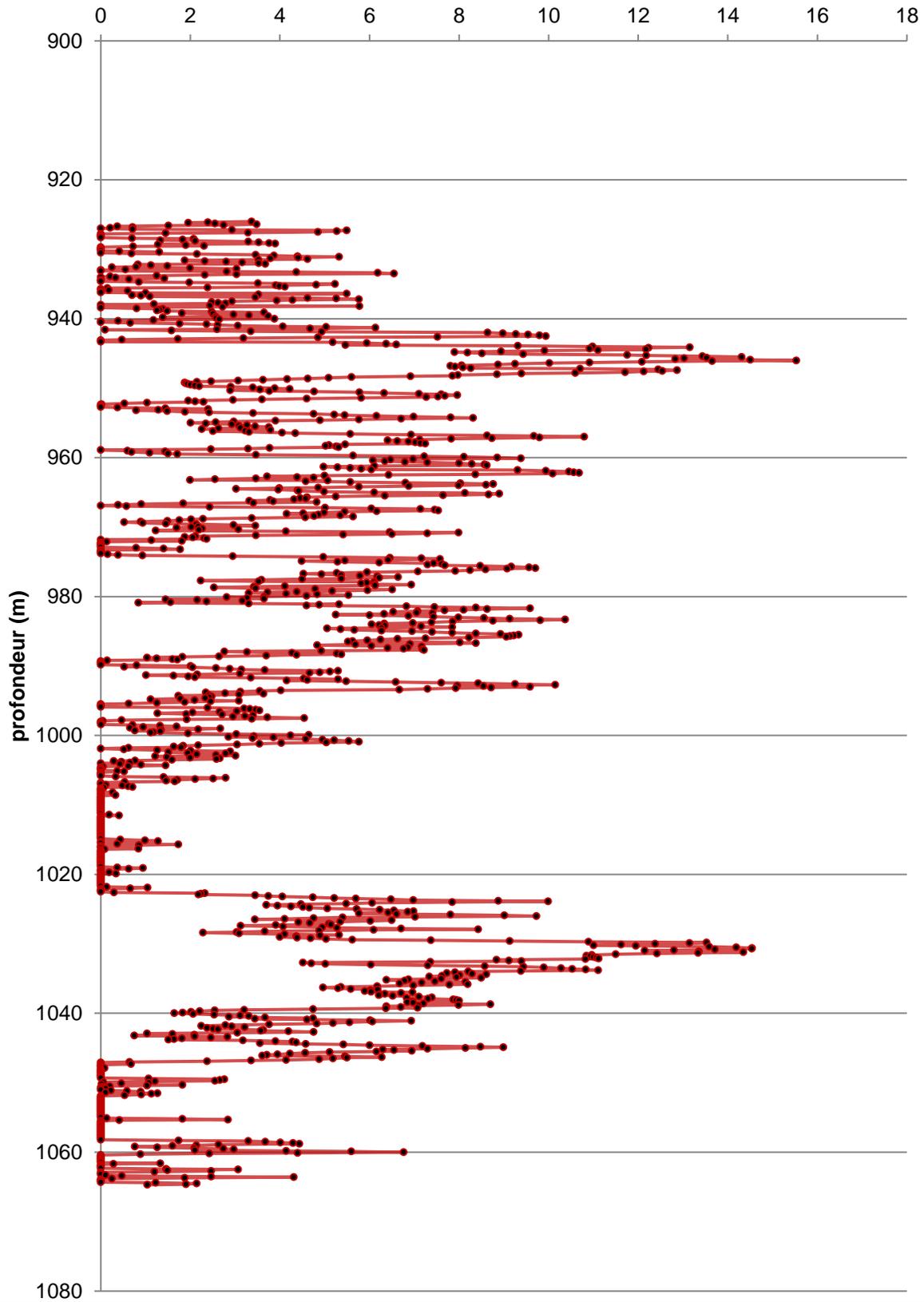


7.5 A192

Sample #	Profondeur	Porosité mesurée	Porosité diagraphie	Écart
1	1027,09-1027,24	7.8	5.1	2.7
2	1027,24-1027,44	9.4	4.1	5.3
3	1027,44-1027,64	6.7	4.0	2.7
4	1027,64-1027,77	9.3	5.6	3.7
5	1027,77-1027,91	3.6	7.6	4.0
6	1027,91-1028,07	10.2	6.5	3.7
7	1028,07-1028,29	5.3	3.9	1.4
8	1028,29-1028,44	8.3	2.7	5.6
9	1028,44-1028,59	9.8	3.2	6.6
10	1028,59-1028,82	4.6	4.8	0.2
11	1028,82-1029,02	1.6	4.4	2.8
12	1029,02-1029,21	5.8	4.4	1.4
13	1029,21-1029,43	6.7	5.1	1.6
14	1029,43-1029,62	8.4	7.4	1.0
15	1029,62-1029,93	4.7	11.7	7.0
16	1029,93-1030	4	12.4	8.4
				3.6

A192

Porosité diagraphie %



7.6 A196

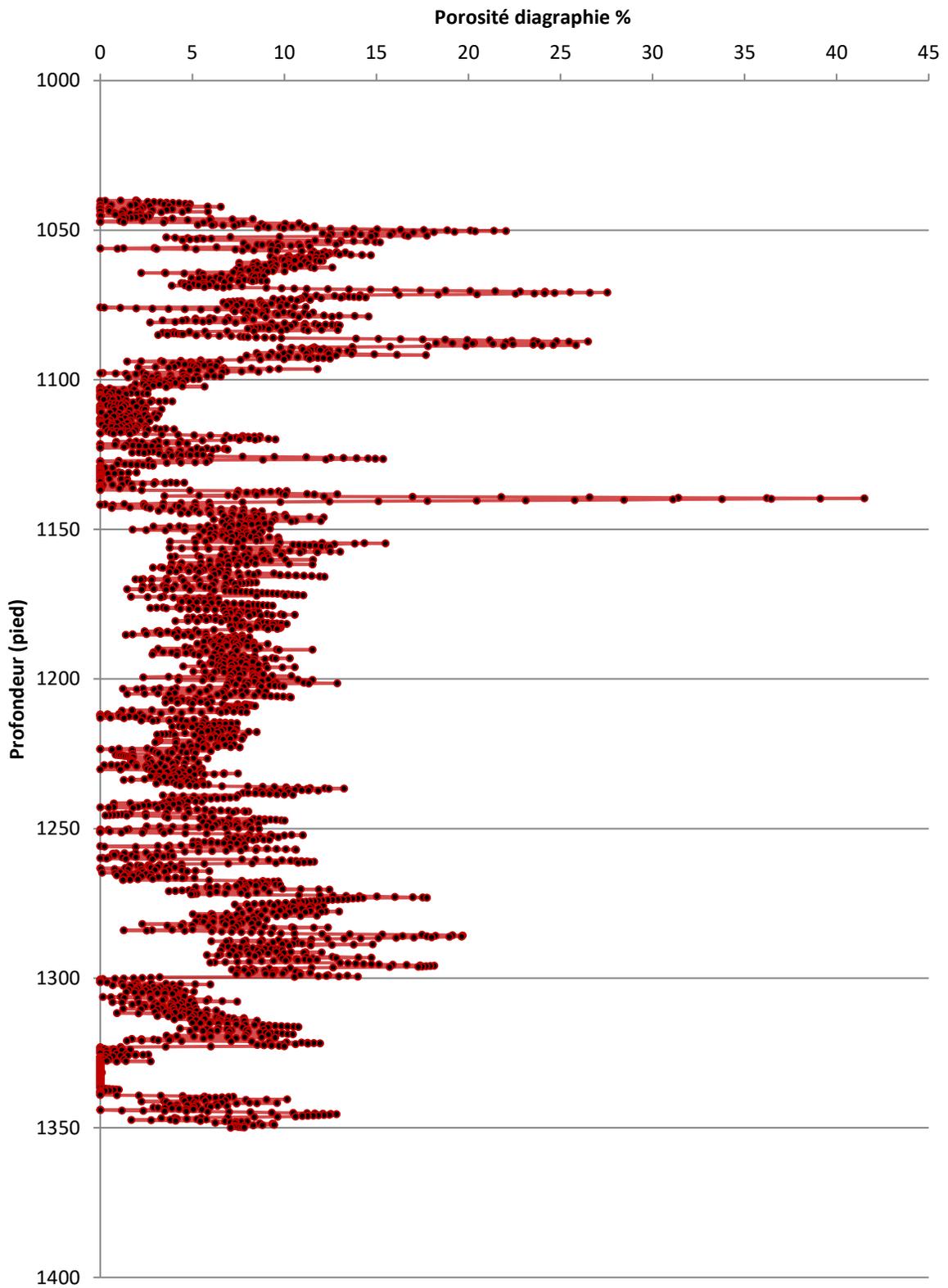
Sample #	Profondeur	Porosité mesurée	Porosité diagraphie	Écart
1	1139 - 1139,35	3.5	21.8	18.3
2	1139,35 - 1139,65	2.9	37.1	34.2
3	1139,65 - 1139,93	1.6	36.5	34.9
4	1139,93 - 1140,17	1.9	29.8	27.9
5	1140,17 - 1140,41	3.9	23.1	19.2
6	1140,41 - 1140,75	3.5	15.1	11.6
7	1140,75 - 1141,09	2.2	7.2	5.0
8	1141,09 - 1141,32	2.2	4.3	2.1
9	1141,32 - 1141,62	2.2	1.8	0.4
10	1141,62 - 1141,89	1.3	0.2	1.1
11	1141,89 - 1142,21	2.8	3.3	0.5
12	1142,21 - 1142,48	1.7	4.7	3.0
13	1142,48 - 1142,75	3.5	2.5	1.0
14	1142,75 - 1143,08	2.7	4.0	1.3
15	1143,08 - 1143,22	1.3	7.2	5.9
16	1143,22 - 1143,58	0.6	5.5	4.9
		moyenne écarts		10.7
17	1146 - 1146,30	5.2	9.4	4.2
18	1146,30 - 1146,54	6.4	8.8	2.4
19	1146,54 - 1146,79	9.6	7.6	2.0
20	1146,79 - 1147,01	6.4	8.1	1.7
21	1147,01 - 1147,17	7.4	10.7	3.3
22	1147,17 - 1147,39	10.3	10.3	0.0
23	1147,39 - 1147,61	8.6	7.4	1.2
24	1147,61 - 1147,72	6.3	7.4	1.1
25	1147,72 - 1148,01	9.7	8.4	1.3
26	1148,01 - 1148,13	10.9	9.1	1.8
27	1148,13 - 1148,38	7.7	8.4	0.7
28	1148,38 - 1148,47	7.3	7.7	0.4
29	1148,47 - 1148,7	9	7.2	1.8
30	1148,7 - 1148,85	10	5.7	4.3
31	1148,85 - 1149,25	9.8	4.2	5.6
32	1149,25 - 1149,41	13	5.8	7.2
33	1149,41 - 1149,58	8.1	7.0	1.1
34	1149,58 - 1149,75	7.1	8.6	1.5
35	1149,75 - 1149,93	5.5	8.5	3.0
36	1149,93 - 1150,19	6.9	4.5	2.4
37	1150,19 - 1150,33	6.4	3.0	3.4
38	1150,33 - 1150,61	7.2	5.1	2.1
39	1150,61 - 1050,92	8.1	7.9	0.2
40	1150,92 - 1151,11	1.7	7.9	6.2
41	1151,11 - 1151,31	6.3	7.1	0.8
42	1151,31 - 1151,52	6.5	6.3	0.2
43	1151,52 - 1151,74	9.2	6.7	2.5
44	1151,74 - 1151,93	6.7	8.0	1.3

45	1151,93 - 1152,14	6.9	7.7	0.8
46	1152,14 - 1152,27	0.5	6.1	5.6
47	1152,27 - 1152,45	5.8	7.2	1.4
48	1152,45 - 1152,62	6.6	8.7	2.1
49	1152,62 - 1152,84	6.5	9.1	2.6
50	1152,84 - 1153,06	6.8	7.2	0.4
51	1153,06 - 1153,19	6.9	5.6	1.3
52	1153,19 - 1153,53	7.8	6.4	1.4
53	1153,53 - 1153,79	7.5	8.7	1.2
54	1153,79 - 1154,02	6.9	7.1	0.2
55	1154,02 - 1154,20	7.8	4.9	2.9
56	1154,20 - 1154,30	6.3	6.3	0.0
57	1154,30 - 1154,57	7.3	10.9	3.6
58	1154,57 - 1154,93	8.4	14.1	5.7
59	1155 - 1155,16	9.2	11.4	2.2
60	1155,16 - 1155,46	7.8	11.3	3.5
61	1155,46 - 1155,61	8.6	11.9	3.3
62	1155,61 - 1155,85	8	11.6	3.6
63	1155,85 - 1156,05	8.3	7.8	0.5
64	1156,05 - 1156,18	6.3	4.8	1.5
65	1156,18 - 1156,49	9.8	4.8	5.0
66	1156,49 - 1156,71	10.4	6.6	3.8
67	1156,71 - 1157,01	9.4	8.5	0.9
68	1157,01 - 1157,35	9.6	11.0	1.4
69	1157,35 - 1157,56	6.8	12.4	5.6
70	1157,56 - 1157,67	7.7	11.3	3.6
71	1157,67 - 1157,95	10.9	9.4	1.5
72	1157,95 - 1158,15	5.7	7.4	1.7
73	1158,15 - 1158,37	6.6	8.0	1.4
74	1158,37 - 1158,62	7.7	9.2	1.5
		moyenne écarts		2.3
76	1158,92 - 1159,34	6.5	5.1	1.4
77	1159,34 - 1159,54	10.2	8.3	1.9
78	1159,54 - 1159,73	10.7	8.4	2.3
79	1159,73 - 1159,89	3.6	7.6	4.0
80	1159,89 - 1160,22	8.5	9.4	0.9
81	1160,22 - 1160,48	6.3	8.3	2.0
82	1160,48 - 1160,70	8.5	7.0	1.5
83	1060,70 - 1161	8.6	7.4	1.2
84	1161 - 1161,28	8.1	5.1	3.0
85	1161,28 - 1161,61	9.6	7.3	2.3
86	1161,61 - 1161,78	2.5	9.9	7.4
87	1161,78 - 1161,99	10.1	7.5	2.6
88	1161,99 - 1162,20	9.7	6.5	3.2
89	1162,20 - 1162,42	8.2	5.4	2.8
90	1162,42 - 1162,73	8	4.4	3.6
91	1162,73 - 1163,08	6.7	3.6	3.1
92	1163,08 - 1163,32	8.6	4.8	3.8

93	1163,32 - 1163,62	9	5.9	3.1
94	1163,62 - 1163,94	8.7	6.3	2.4
95	1163,94 - 1164,15	2.9	4.6	1.7
96	1164,15 - 1164,50	8.3	5.8	2.5
97	1164,5 - 1164,90	5.7	8.1	2.4
98	1164,90 - 1165,12	2.2	7.2	5.0
99	1165,12 - 1165,34	6	9.4	3.4
100	1165,34 - 1165,69	5.3	10.6	5.3
101	1165,69 - 1165,99	5.5	11.5	6.0
102	1165,99 - 1166,09	1.7	10.6	8.9
103	1166,09 - 1166,39	4	6.8	2.8
104	1166,39 - 1166,59	6.7	5.2	1.5
105	1166,59 - 1166,84	7.5	2.9	4.6
106	1166,84 - 1167,09	7.2	3.3	3.9
107	1167,09 - 1167,36	8.5	5.8	2.7
108	1167,36 - 1167,67	9.2	7.8	1.4
109	1167,67 - 1167,93	9.3	8.2	1.1
110	1167,93 - 1168,21	9.2	7.6	1.6
111	1168,21 - 1168,34	9.1	7.1	2.0
112	1168,34 - 1168,62	7.3	5.8	1.5
113	1168,62 - 1168,86	4.2	3.8	0.4
114	1168,86 - 1169,06	3.2	2.9	0.3
115	1169,06 - 1169,23	4.2	4.1	0.1
116	1169,23 - 1169,63	7.3	6.1	1.2
117	1169,63 - 1169,87	10.7	4.4	6.3
118	1169,87 - 1170,22	6.4	2.6	3.8
119	1170,22 - 1170,52	7.3	5.4	1.9
120	1170,52 - 1170,77	7.6	7.2	0.4
121	1170,77 - 1170,84	0.6	7.8	7.2
122	1170,84 - 1171	4.1	8.1	4.0
123	1171 - 1171,3	5.6	8.7	3.1
124	1171,3 - 1171,62	5	9.5	4.5
125	1171,62 - 1171,89	5	10.3	5.3
126	1171,89 - 1172,21	6.2	10.6	4.4
127	1172,21 - 1172,45	7.6	8.2	0.6

3.0

A196

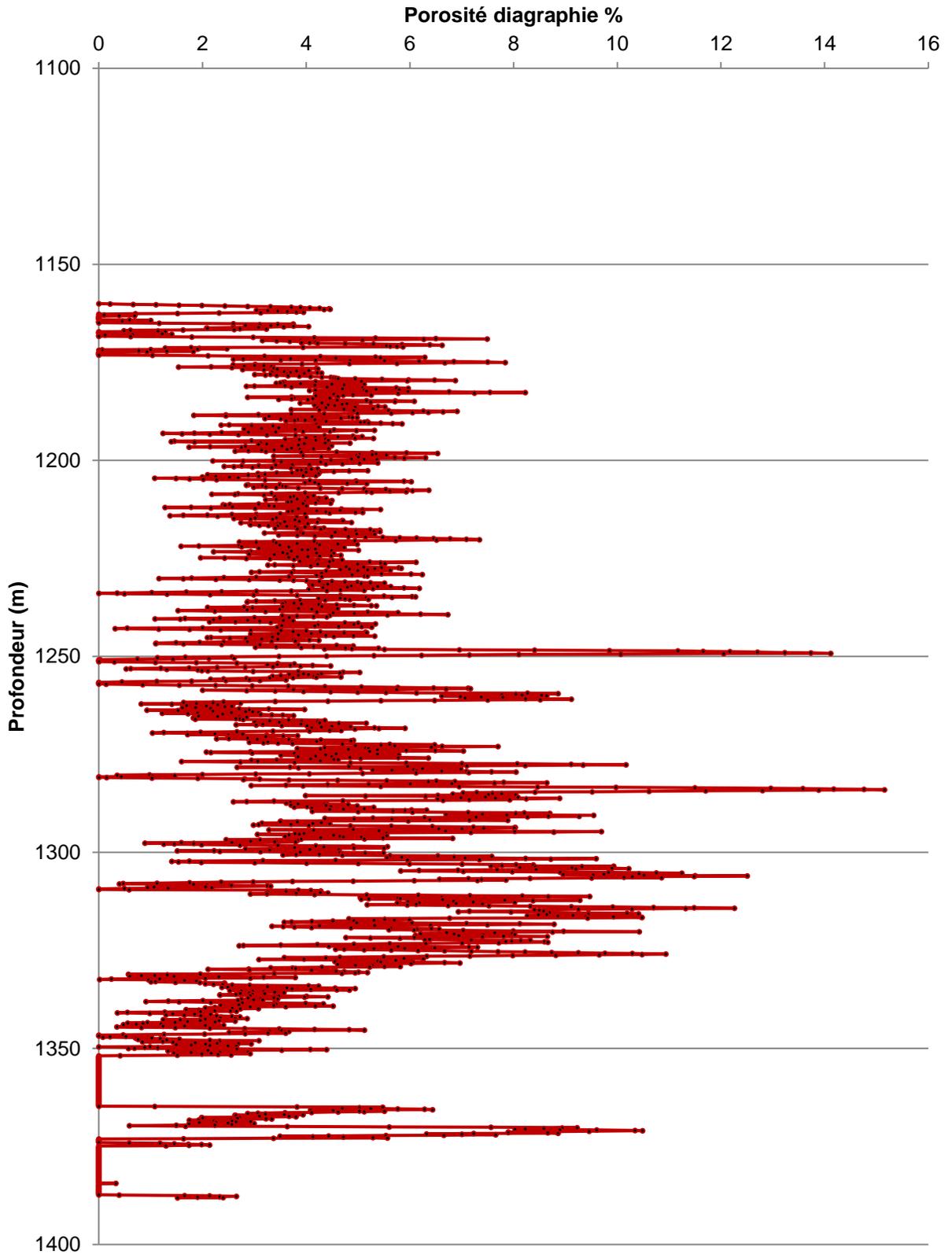


7.7 A197

sample #	profondeur	porosité mesurée	porosité diagraphie	écart
78	1060.5 - 1060.9	0.3	2.9	2.6
79	1060.9 - 1061.25	0.3	4.1	3.8
80	1061.25 - 1061.50	0.4	4.4	4.0
81	1061.75 - 1062.25	2.1	3.5	1.4
82	1062.25 - 1062.43	5.2	2.7	2.5
83	1062.43 - 1062.6	1.6	1.5	0.1
84	1062.6 - 1062.83	1.1	0.2	0.9
85	1062.83 - 1063.04	2.1	0.2	1.9
86	1063.04 - 1063.34	2.9	0.3	2.6
87	1063.34 - 1063.67	1.4	0.0	1.4
88	1063.67 - 1064.10	0.3	0.0	0.3
89	1064.10 - 1064.52	0.1	0.4	0.3
90	1064.52 - 1064.86	0.7	0.0	0.7
91	1064.86 - 1065.55	1.7	2.5	0.8
92	1065.55 - 1065.80	0.6	3.7	3.1
93	1065.80 - 1066.24	3.4	3.3	0.1
94	1066.24 - 1066.55	3.6	2.6	1.0
95	1066.55 - 1067	2.1	1.3	0.8
96	1370.10 - 1370.78	0.6	8.6	8.0
97	1370.78 - 1371.56	0.9	9.1	8.2
98	1371.56 - 1371.87	1.6	7.4	5.8
99	1371.87 - 1372.23	7.9	6.7	1.2
100	1372.23 - 1372.47	4.5	4.4	0.1
101	1372.47 - 1372.82	7.7	4.9	2.8
102	1372.82 - 1373.07	10.3	2.6	7.7
103	1373.07 - 1373.47	5.6	0.0	5.6
104	1373.47 - 1374.05		0.1	0.1
105	1374.05 - 1374.5	0.5	1.4	0.9

2.5

A197



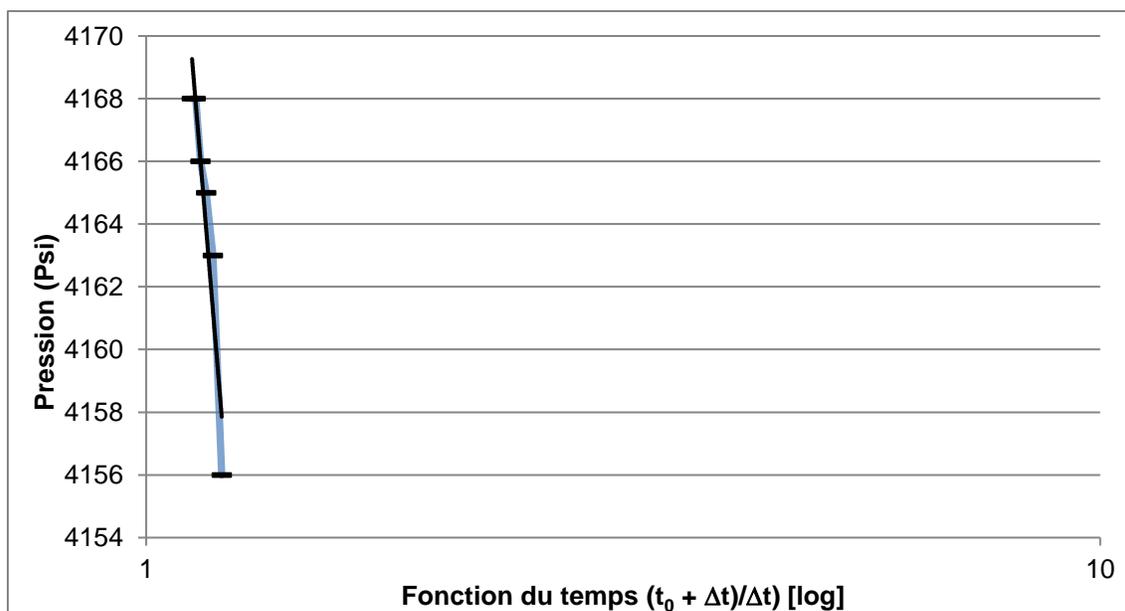
8 ANNEXE II - PERMÉABILITÉ

8.1 Puits A156 - Husky, Gentilly No1

8.1.1 Données du DST1 ISI A156

Haut de la zone d'essai	2341	m
Bas de la zone d'essai	2346	m
Épaisseur de la zone d'essai	5	m
Pression initiale	4180	psi
Débits	360	bbl/j
Viscosité	0.75	cp
Pente Δp	257.9	
Perméabilité	11.35	mD

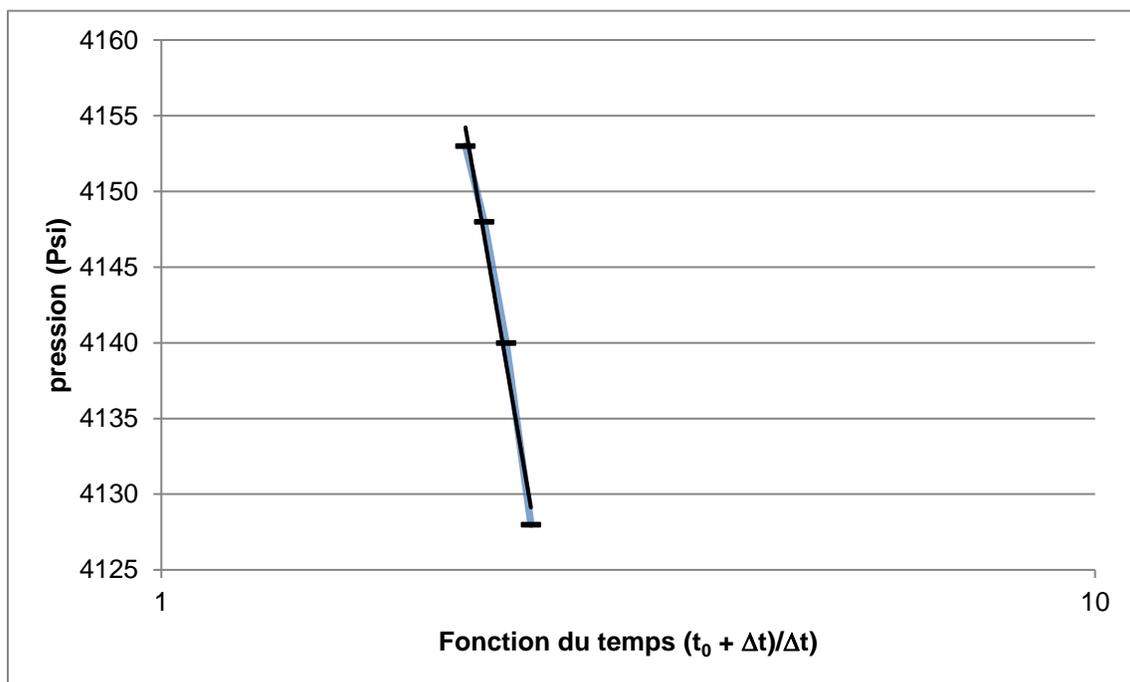
8.1.2 Graphique de Horner du DST1 ISI A156



8.1.3 Données du DST1 FSI A156

Haut de la zone d'essai	2341	m
Bas de la zone d'essai	2346	m
Épaisseur de la zone d'essai	5	m
Pression initiale	4180	psi
Débits	360	bbI/j
Viscosité	0.75	cp
Pente Δp	106.4	
Perméabilité	24.82	mD

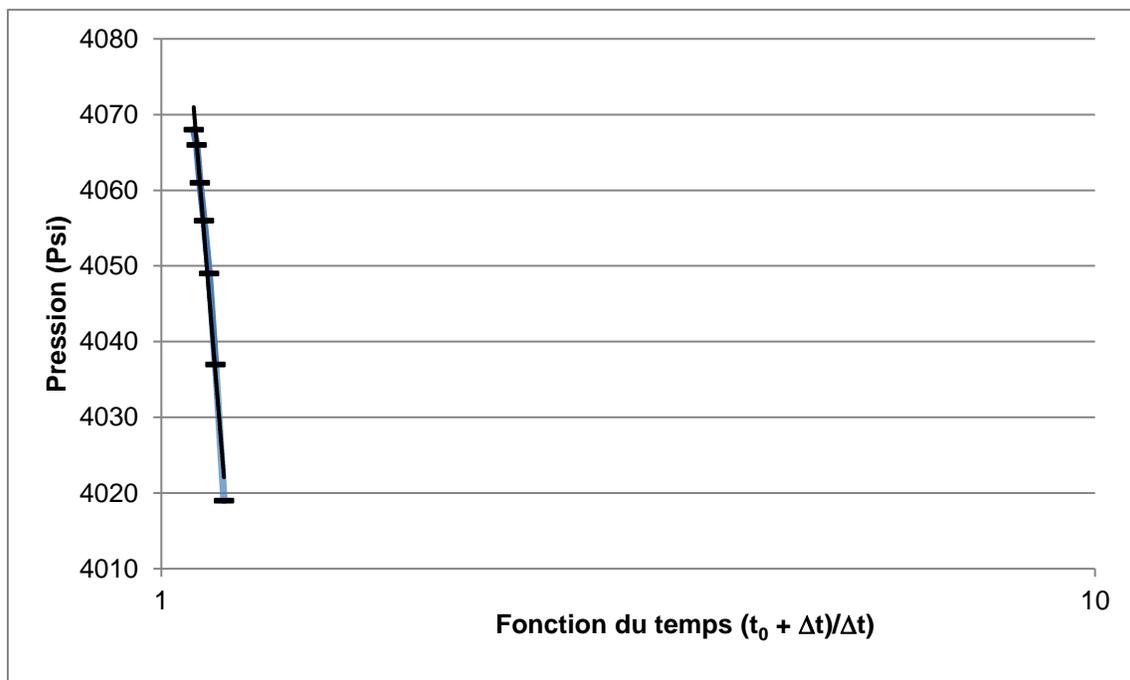
8.1.4 Graphique de Horner du DST1 FSI A156



8.1.5 Données du DST3 ISI A156

Haut de la zone d'essai	2266	m
Bas de la zone d'essai	2323	m
Épaisseur de la zone d'essai	57	m
Pression initiale	4083	psi
Débits	360	bbI/j
Viscosité	0.75	cp
Pente Δp	709.9	
Perméabilité	0.3	mD

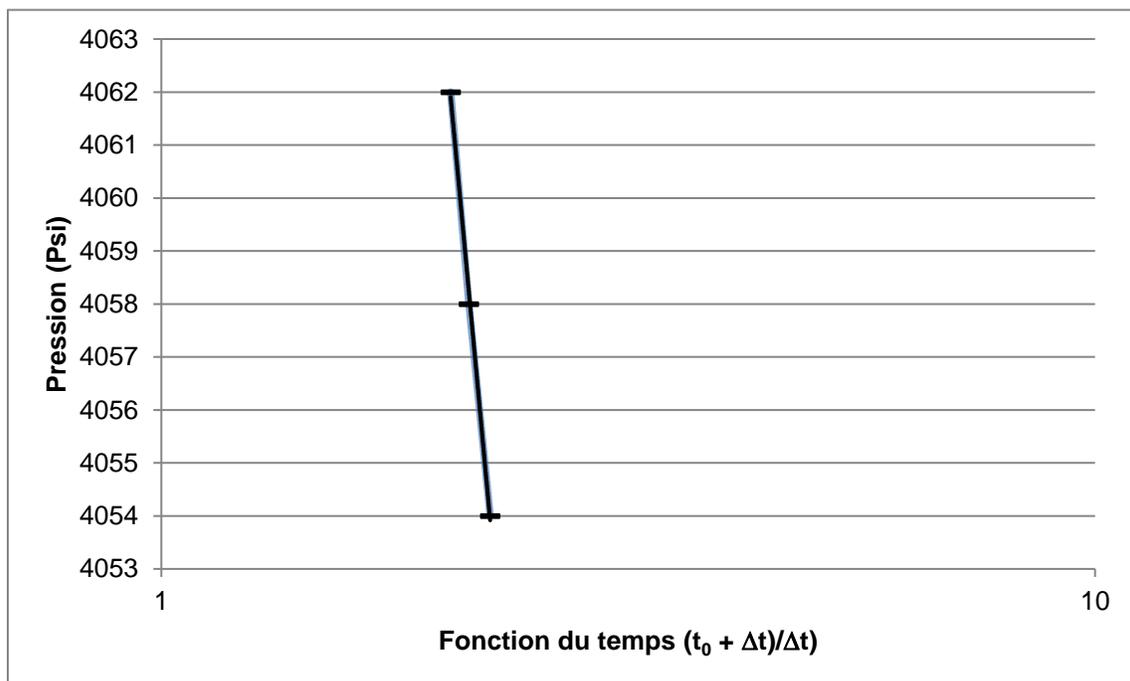
8.1.6 Graphique de Horner du DST3 FSI A156



8.1.7 Données du DST3 FSI A156

Haut de la zone d'essai	2266	m
Bas de la zone d'essai	2323	m
Épaisseur de la zone d'essai	57	m
Pression initiale	4083	psi
Débits	360	bbl/j
Viscosité	0.75	cp
Pente Δp	75.93	
Perméabilité	2.9	mD

8.1.8 Graphique de Horner du DST3 FSI A156

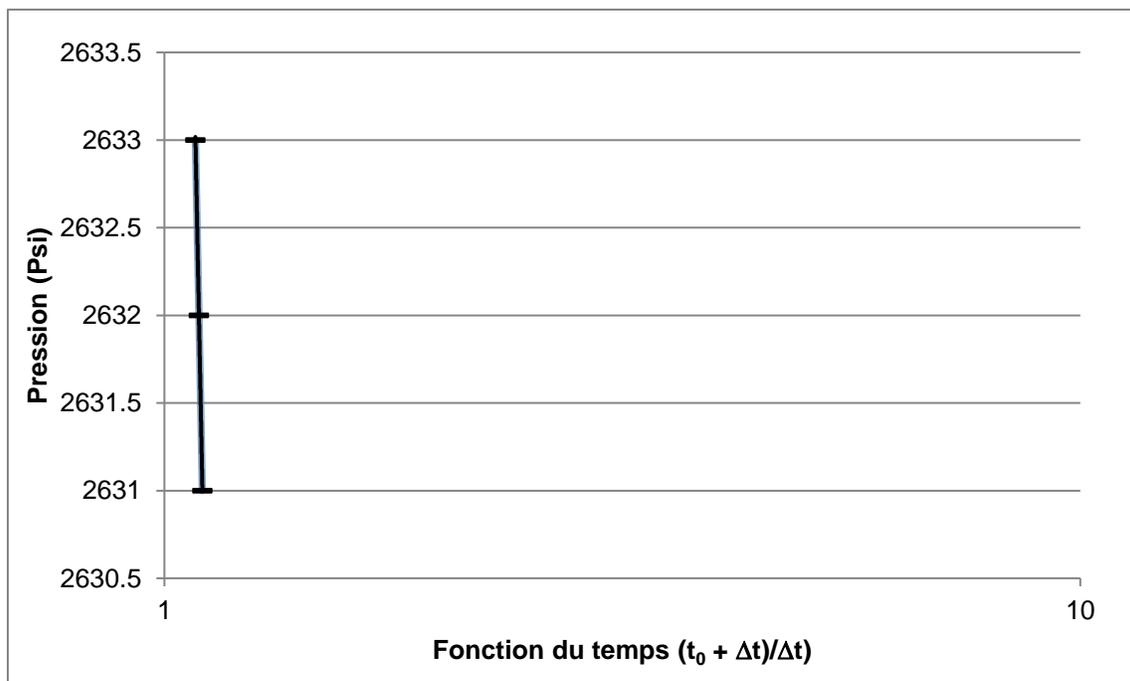


8.2 Puits A158 – Husky Bruyères No1

8.2.1 Données du DST3 ISI A158

Haut de la zone d'essai	1177	m
Bas de la zone d'essai	1228	m
Épaisseur de la zone d'essai	51	m
Pression initiale	2630	psi
Débits	460	bb1/j
Viscosité	1.8	cp
Pente Δp	50.1	
Perméabilité	12.1	mD

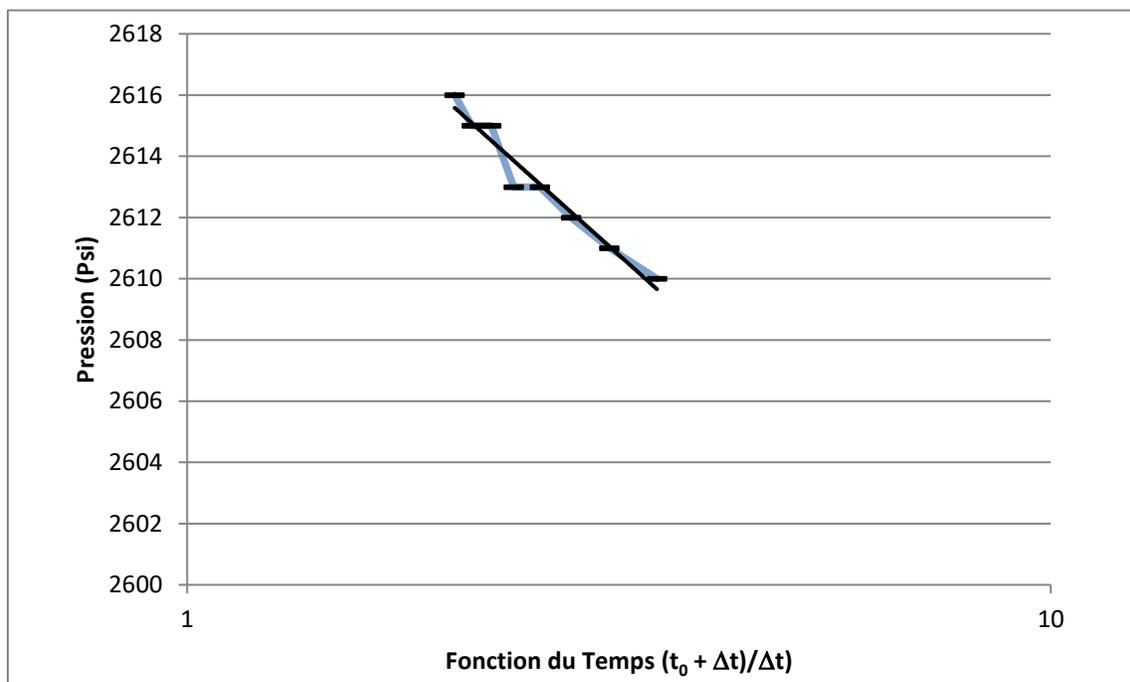
8.2.2 Graphique de Horner du DST3 ISI A158



8.2.3 Données du DST3 FSI A158

Haut de la zone d'essai	1177	m
Bas de la zone d'essai	1228	m
Épaisseur de la zone d'essai	51	m
Pression initiale	2630	psi
Débits	432	bbl/j
Viscosité	1.8	cp
Pente Δp	50.1	
Perméabilité	12.1	mD

8.2.4 Graphique de Horner du DST3 FSI A158

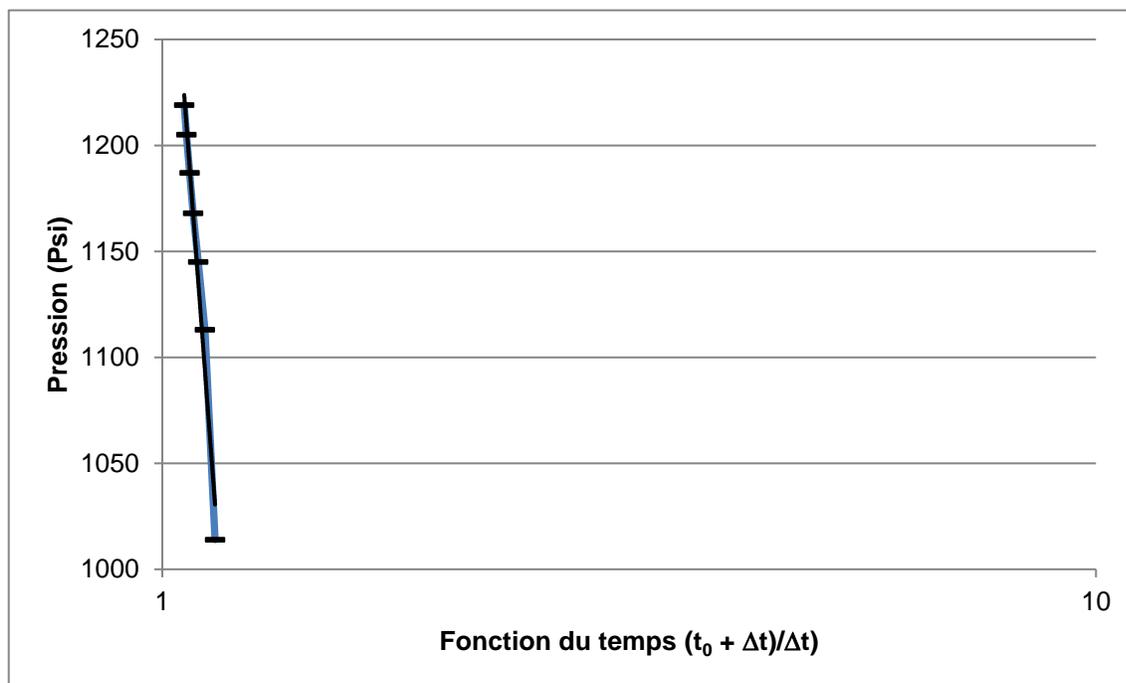


8.3 Puits A176 – SOQUIP et al., Ancienne-Lorette No 1

8.3.1 Données du DST1 ISI A176

Haut de la zone d'essai	869	m
Bas de la zone d'essai	999	m
Épaisseur de la zone d'essai	130	m
Pression initiale	1320	psi
Débits	230	bbI/j
Viscosité	0.9	cp
Pente Δp	4805.5	
Perméabilité	0.2	mD

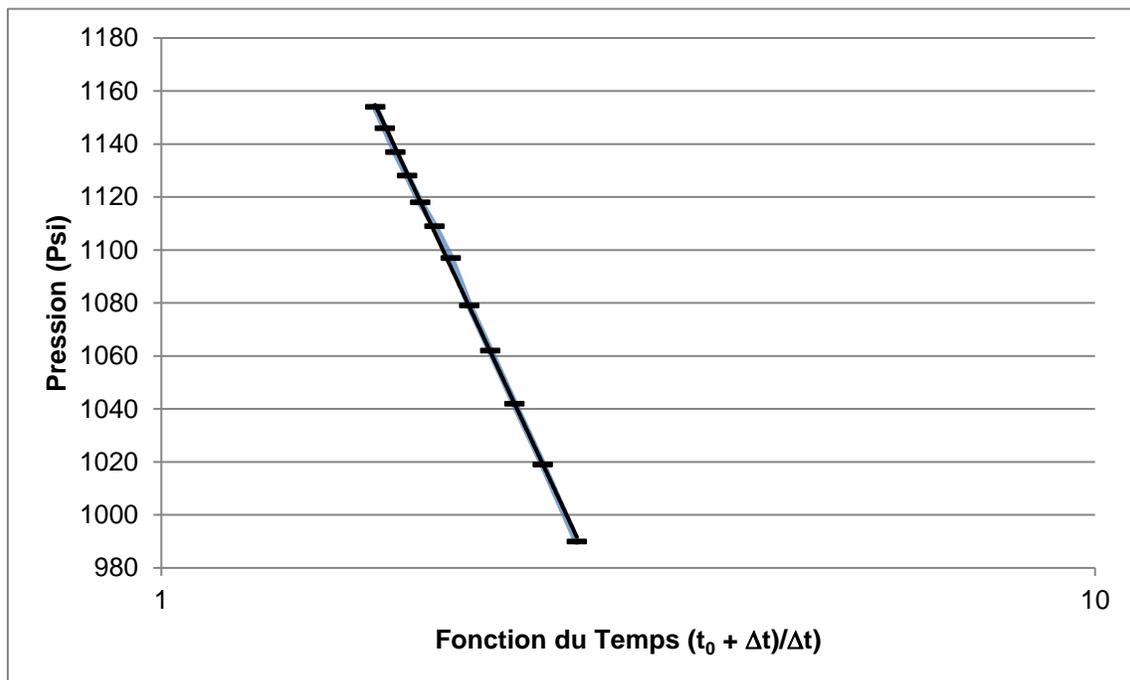
8.3.2 Graphique de Horner du DST1 1SI A176



8.3.3 Données du DST1 FSI A176

Haut de la zone d'essai	869	m
Bas de la zone d'essai	999	m
Épaisseur de la zone d'essai	130	m
Pression initiale	1320	psi
Débits	40	bbf/j
Viscosité	0.9	cp
Pente Δp	4805.5	
Perméabilité	0.2	mD

8.3.4 Graphique de Horner du DST1 FSI A176

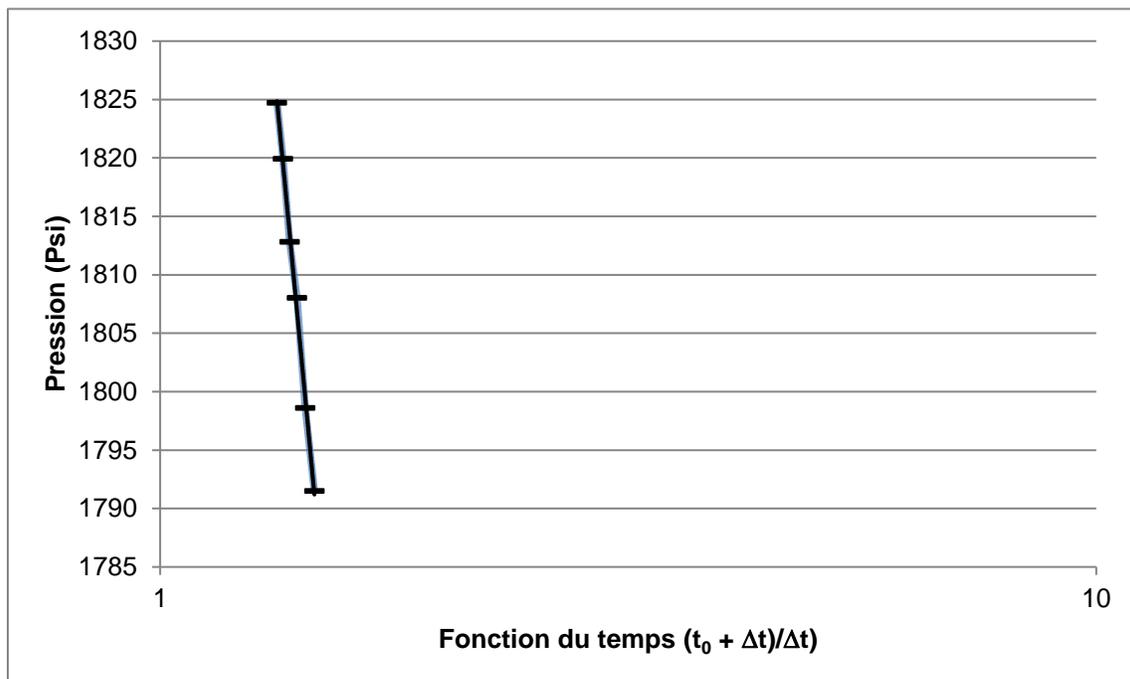


8.4 Puits A191 – SOQUIP, Saint-Janvier-de-Joly No 1

8.4.1 Données du DST3 ISI A191

Haut de la zone d'essai	1355	m
Bas de la zone d'essai	1380	m
Épaisseur de la zone d'essai	25	m
Pression initiale	2180	psi
Débits	250	bbf/j
Viscosité	0.78	cp
Pente Δp	2570	
Perméabilité	0.2	mD

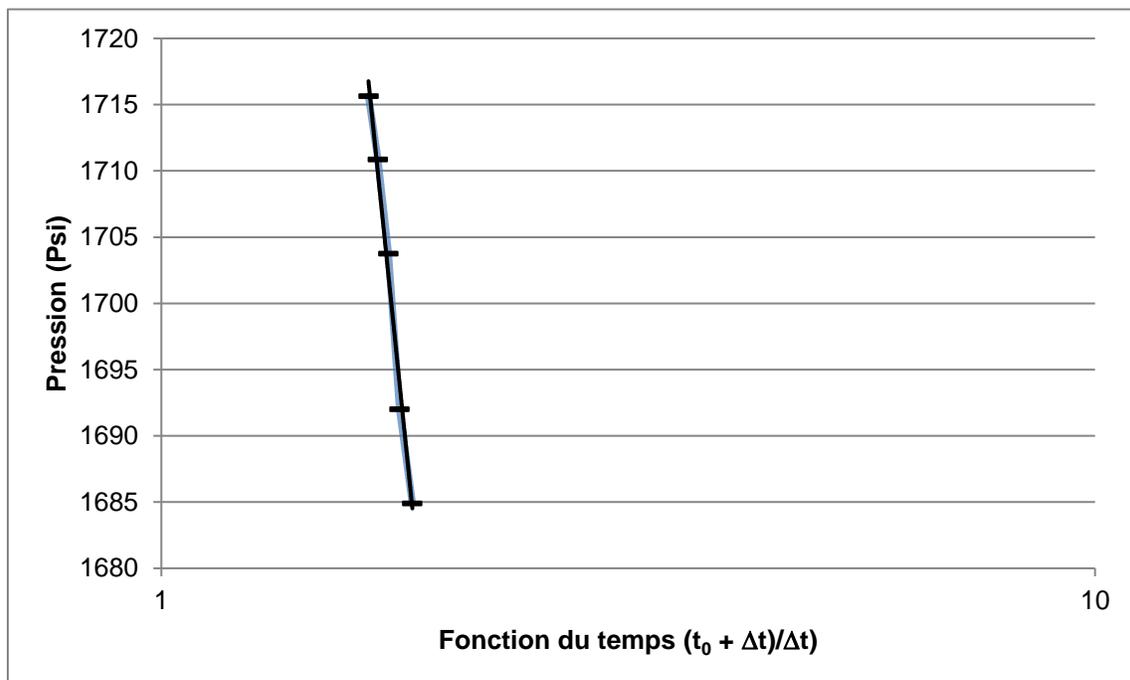
8.4.2 Graphique de Horner du DST3 ISI A191



8.4.3 Données du DST3 FSI A191

Haut de la zone d'essai	1355	m
Bas de la zone d'essai	1380	m
Épaisseur de la zone d'essai	25	m
Pression initiale	2180	psi
Débits	250	bbI/j
Viscosité	0.78	cp
Pente Δp	1954	
Perméabilité	0.2	mD

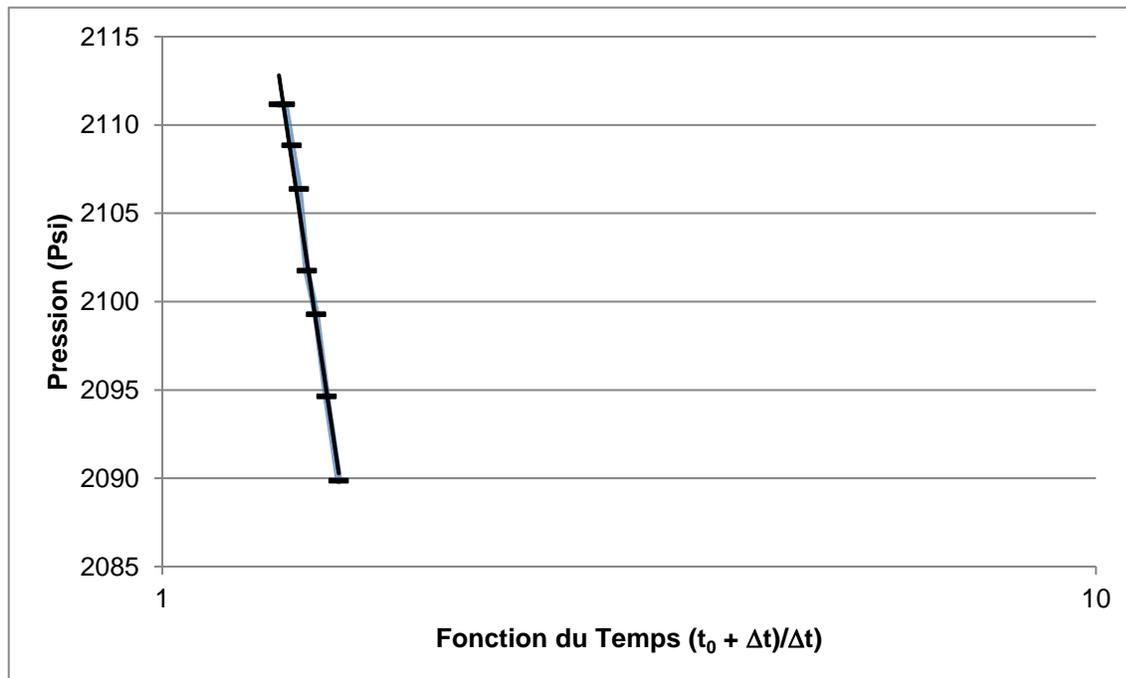
8.4.4 Graphique de Horner du DST3 FSI A191



8.4.5 Données du DST4 ISI A191

Haut de la zone d'essai	1440	m
Bas de la zone d'essai	1465	m
Épaisseur de la zone d'essai	25	m
Pression initiale	2135	psi
Débits	60	bbI/j
Viscosité	0.9	cp
Pente Δp	225.9	
Perméabilité	0.4	mD

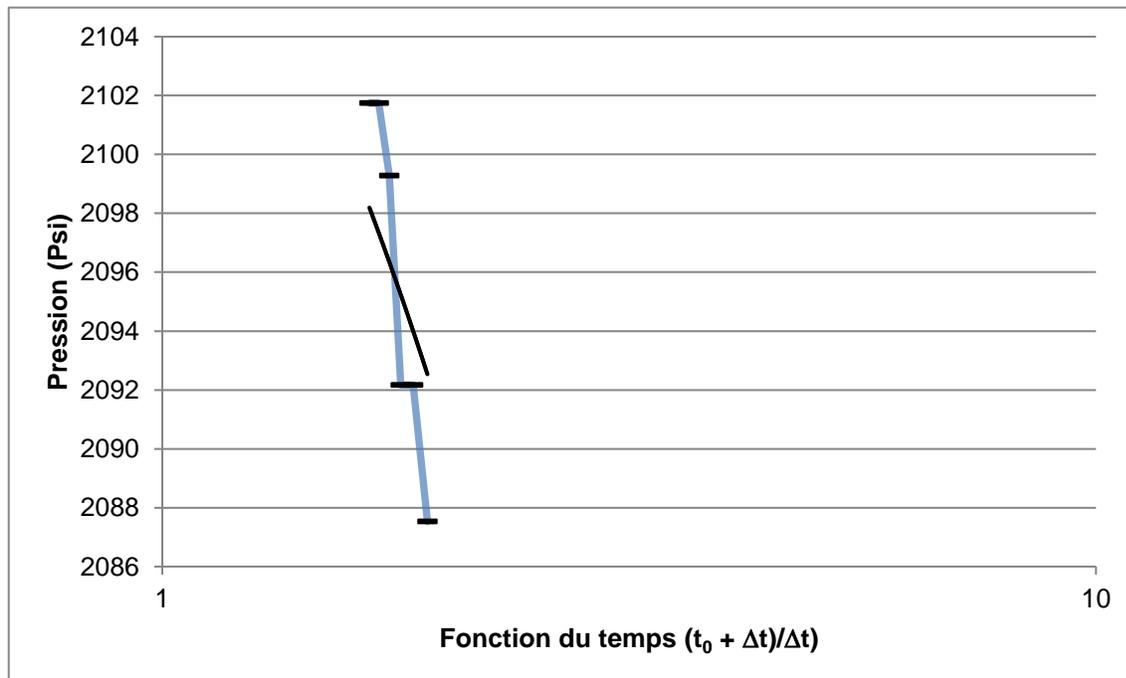
8.4.6 Graphique de Horner du DST4 ISI A191



8.4.7 Données du DST4 FSI A191

Haut de la zone d'essai	1440	m
Bas de la zone d'essai	1465	m
Épaisseur de la zone d'essai	25	m
Pression initiale	2135	psi
Débits	35	bbI/j
Viscosité	0.9	cp
Pente Δp	50.8	
Perméabilité	1	mD

8.4.8 Graphique de Horner du DST4 FSI A191

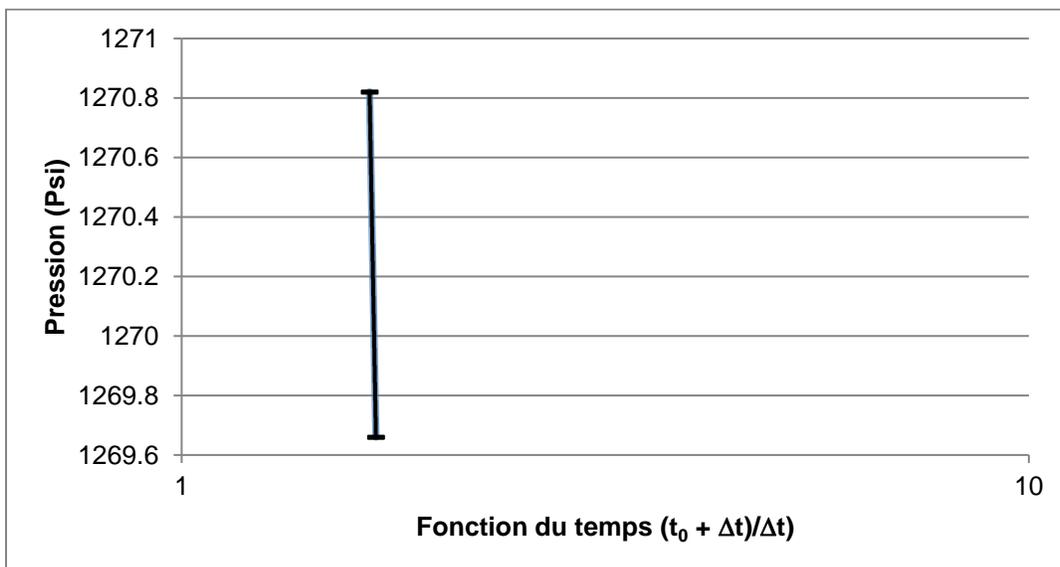


8.5 Puits A192 – SOQUIP, Sainte-Croix No 1 Lotbinière

8.5.1 Données du DST2 FSI A192

Haut de la zone d'essai	1020	m
Bas de la zone d'essai	1037	m
Épaisseur de la zone d'essai	17	m
Pression initiale	1284	psi
Débits	70	bbI/j
Viscosité	0.8	cp
Pente Δp	61	
Perméabilité	5.9	mD

8.6 Graphique de Horner du DST2 FSI A192

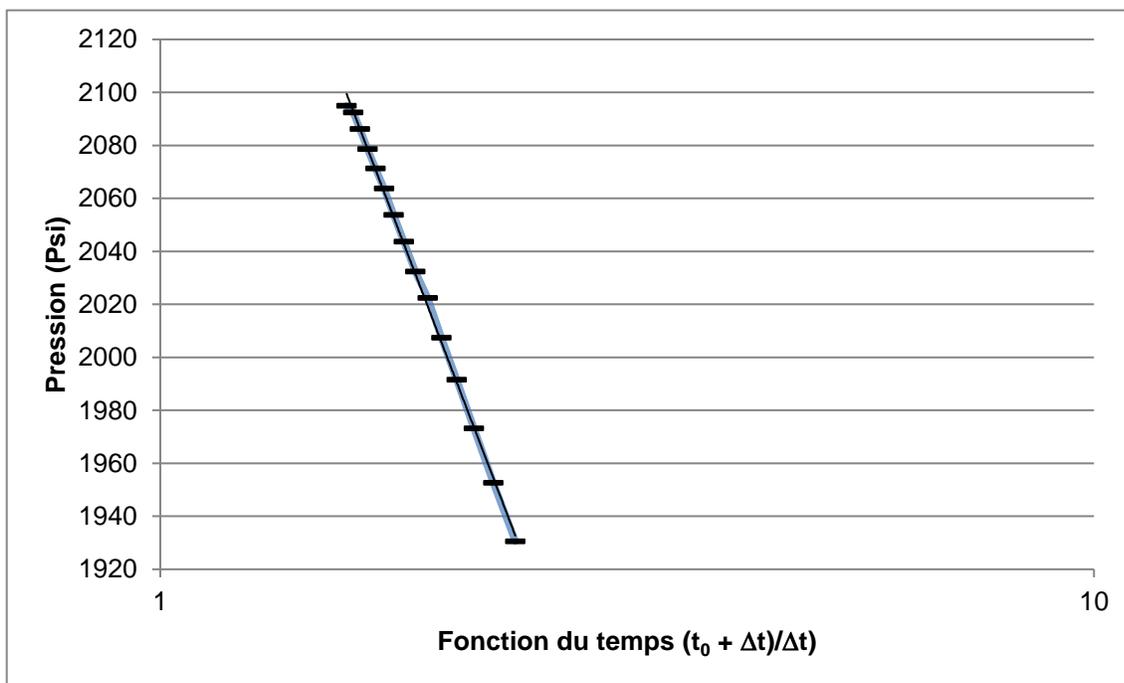


8.7 Puits A196 – SOQUIP Pétrofina, Saint-Louis-de-Blandford No 1

8.7.1 Données du DST1 FSI A196

Haut de la zone d'essai	1335	m
Bas de la zone d'essai	1370	m
Épaisseur de la zone d'essai	35	m
Pression initiale	2280	psi
Débits	40	bbI/j
Viscosité	0.85	cp
Pente Δp	920	
Perméabilité	0.05	mD

8.7.2 Graphique de Horner du DST1 FSI A196



9 ANNEXE III - SIMULATION

Table de transformation de la perméabilité en conductivité hydraulique et transmissivité (hauteur de 100 m) pour un fluide de densité 1100 kgm⁻³ et de viscosité 0,28 cp.

k (mD)	k (D)	k (m ²)	K (m/s)	T (m ² /s)
0.1	0.0001	9.87E-17	3.8E-09	3.8E-07
0.5	0.0005	4.93E-16	1.9E-08	1.9E-06
1	0.001	9.87E-16	3.8E-08	3.8E-06
5	0.005	4.93E-15	1.9E-07	1.9E-05
10	0.01	9.87E-15	3.80E-07	3.8E-05
15	0.015	1.48E-14	5.71E-07	5.7E-05
20	0.02	1.97E-14	7.61E-07	7.6E-05
25	0.025	2.47E-14	9.51E-07	9.5E-05
100	0.1	9.87E-14	3.81E-06	0.00038

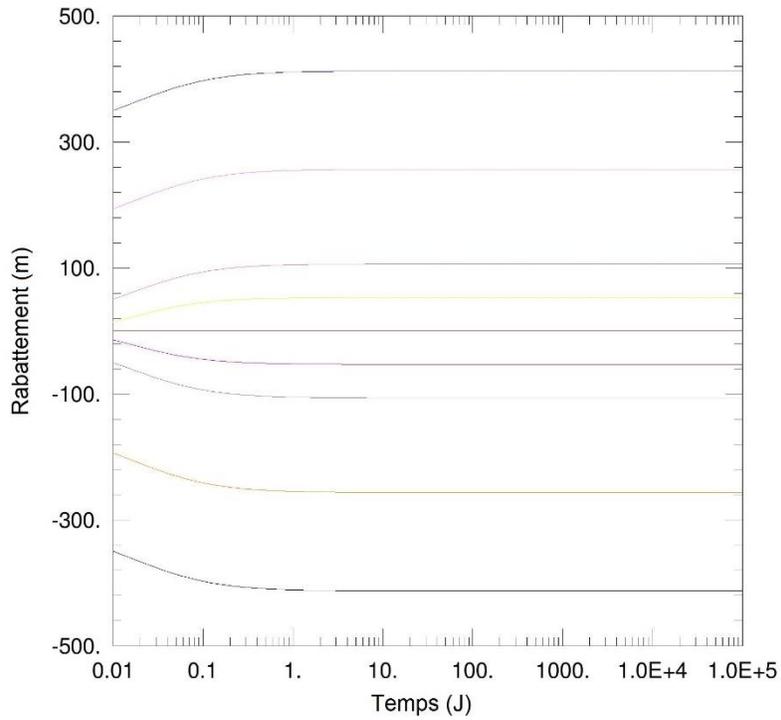
9.1 Données de rabattement

Légende pour les données de rabattement :

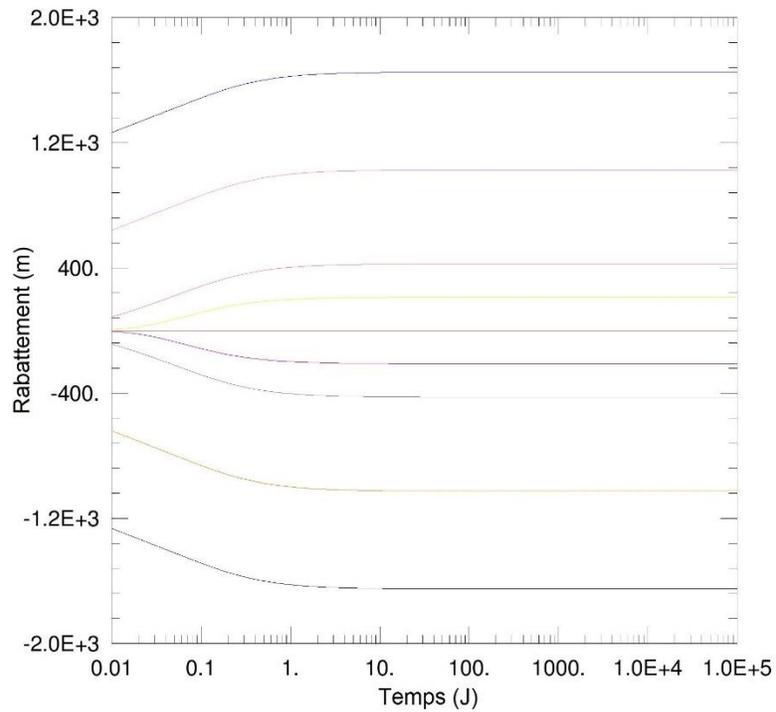
Puits et Coordonnées:	X (m)	Y (m)
□ 250	250	0
□ 500	500	0
□ injection	0	0
□ pompage	1000	0
□ 100	100	0
□ 750	750	0
□ 900	900	0
□ 5	5	0
□ 995	995	0

9.1.1 Solution sans fracturation, Pompage à $10\ 000\text{m}^3\text{j}^{-1}$

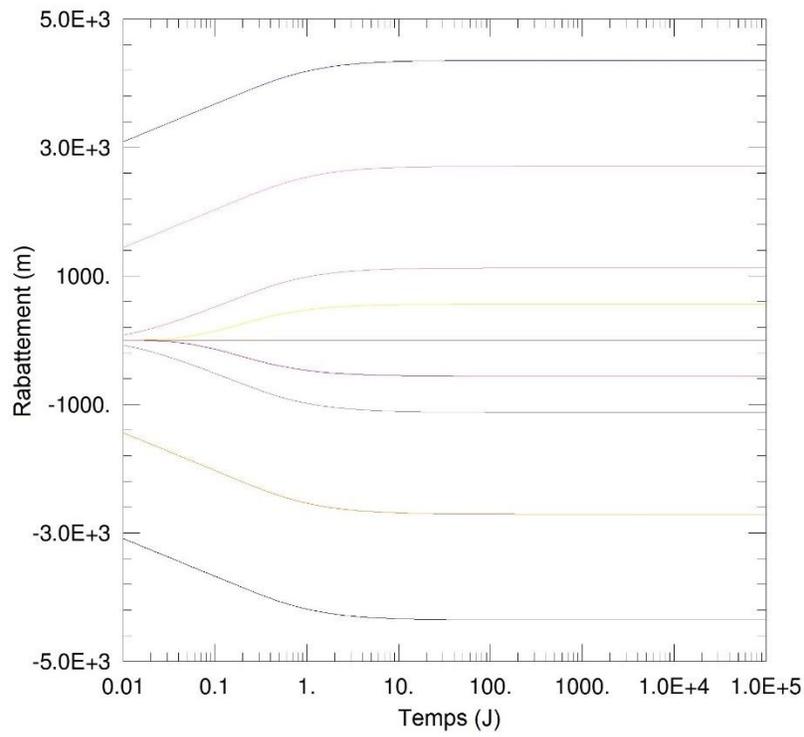
$k=100\text{mD}$



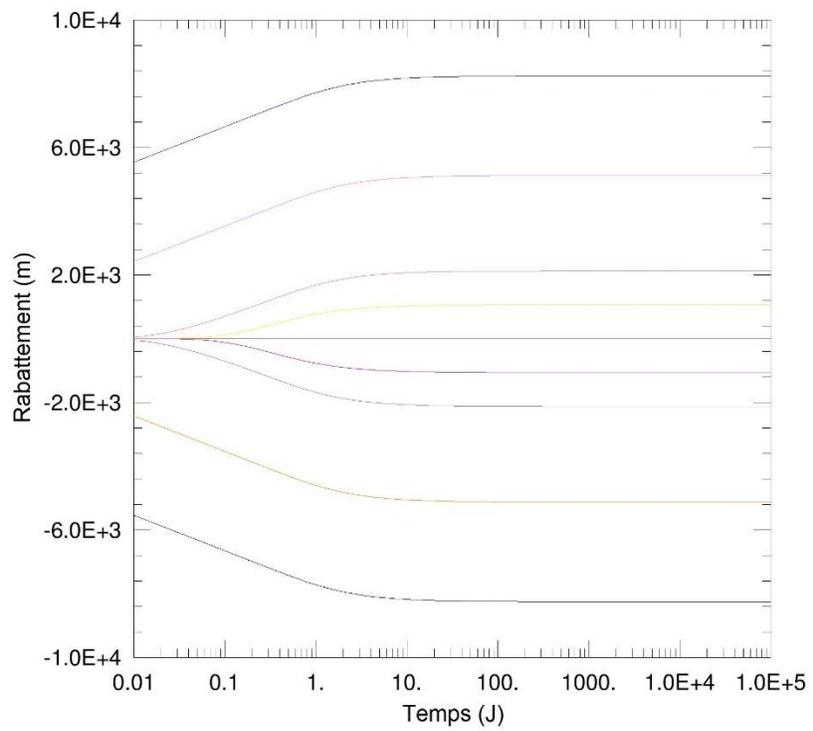
$k=25\text{mD}$



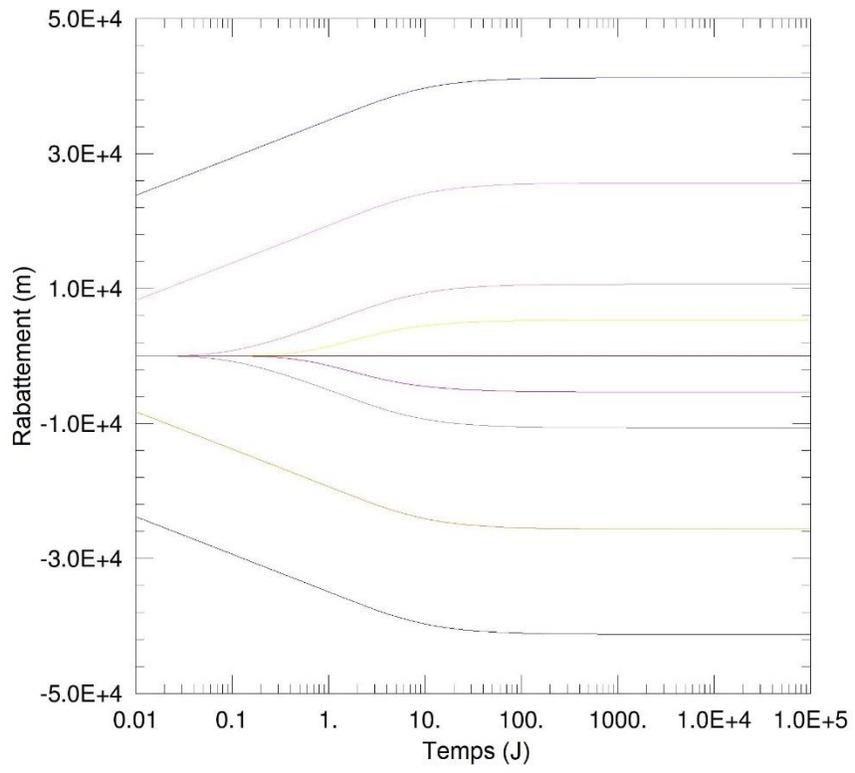
k=10mD



k=5mD

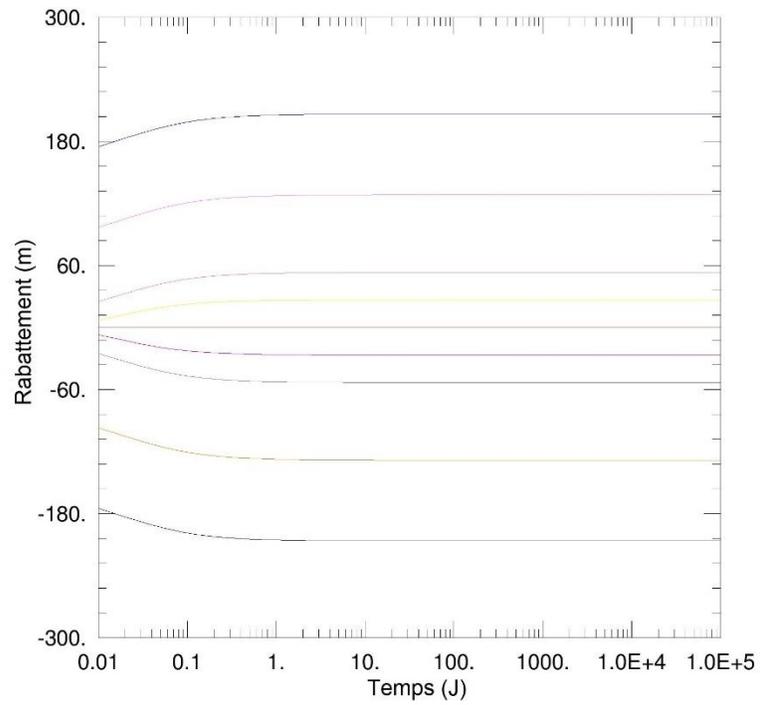


k=1mD

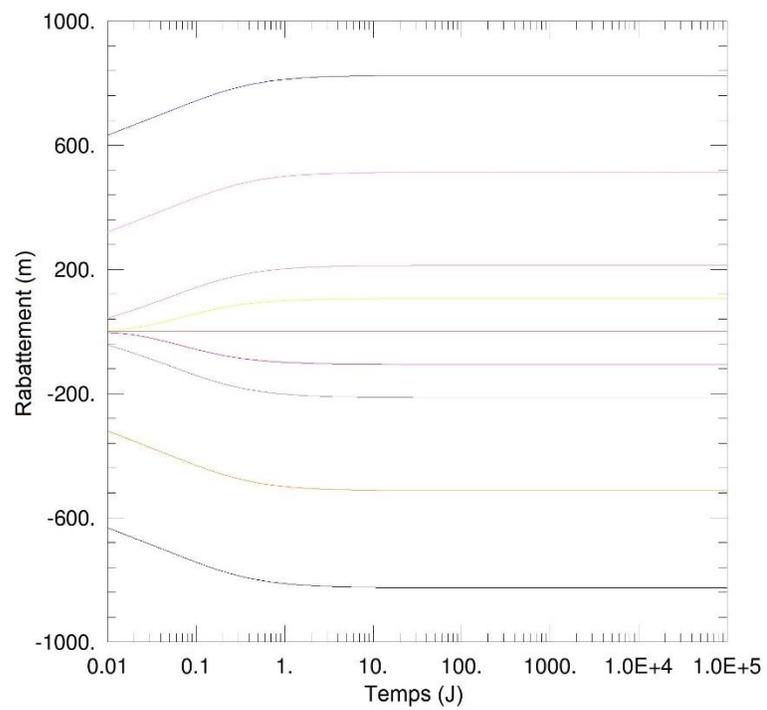


9.1.2 Solution sans fracturation, Pompage à $5000 \text{ m}^3\text{j}^{-1}$

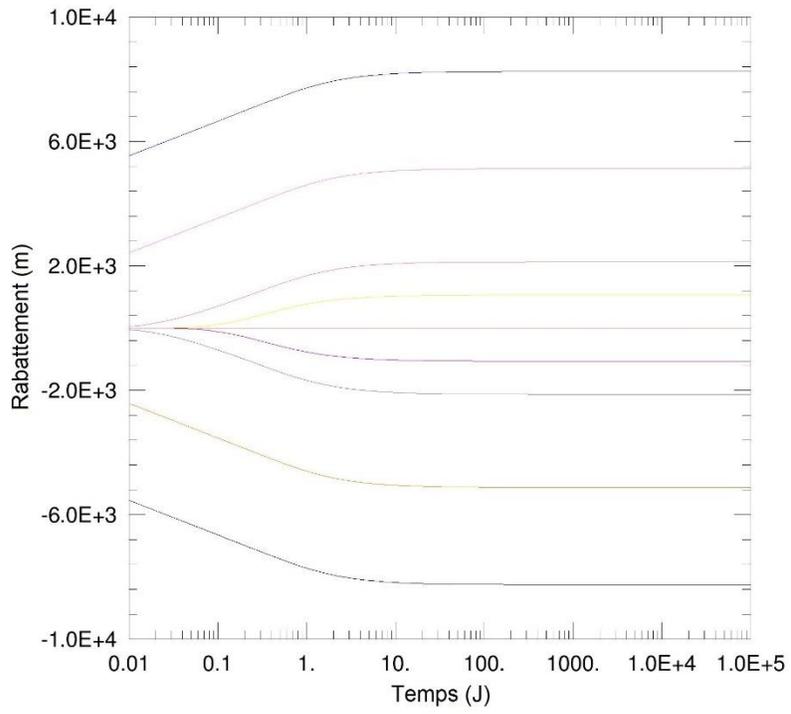
$k=100\text{mD}$



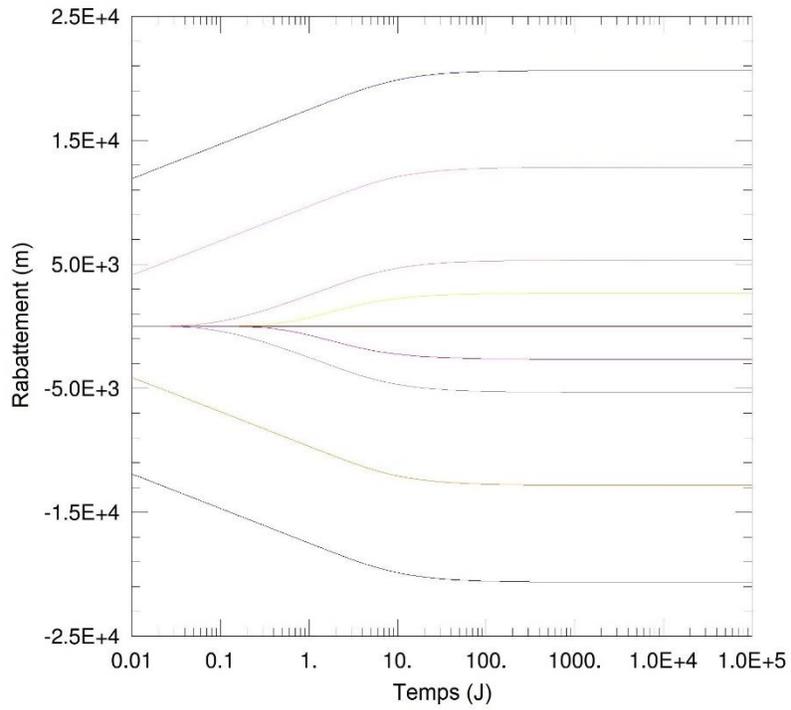
$k=25\text{mD}$



k=5mD

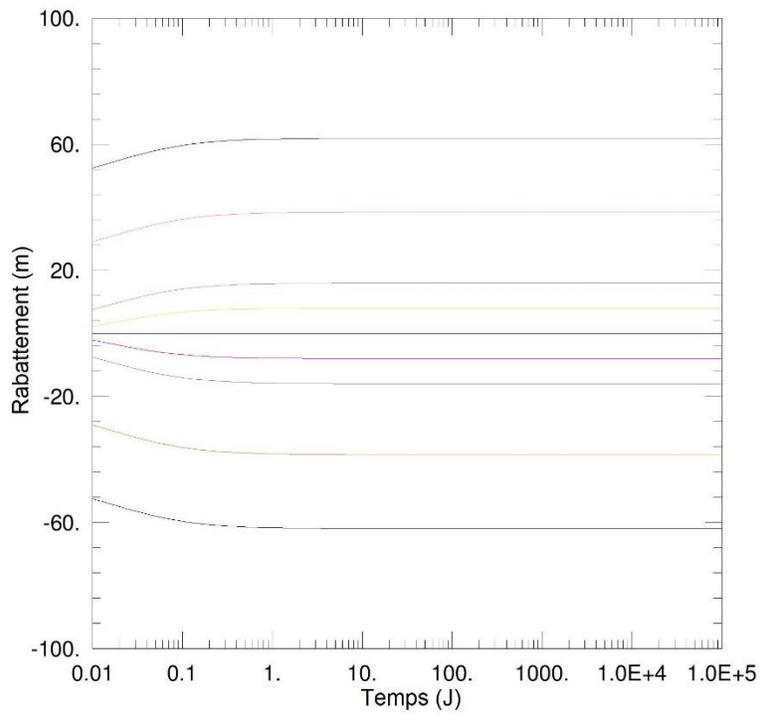


k=1mD

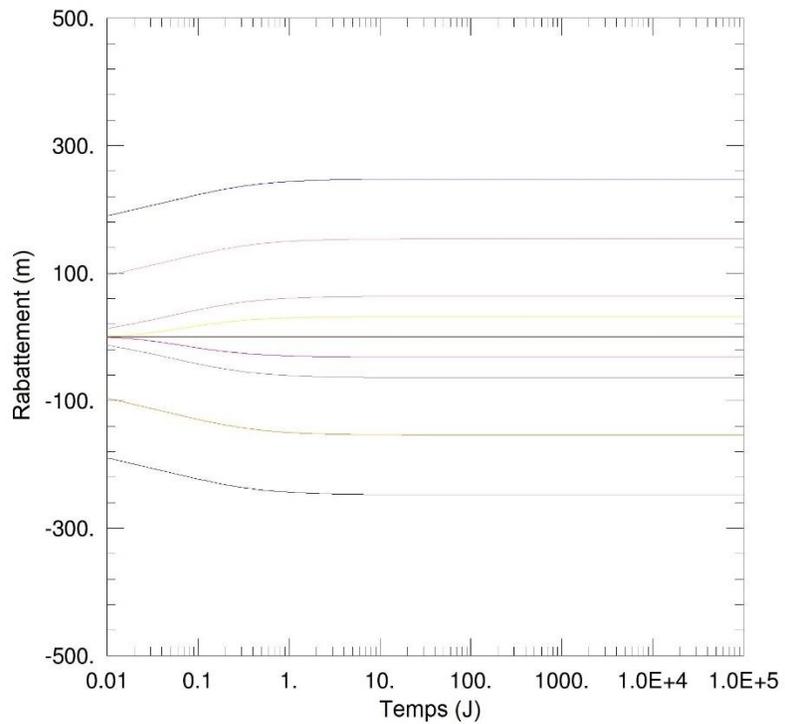


9.1.3 Solution sans fracturation, Pompage à $1500 \text{ m}^3\text{j}^{-1}$

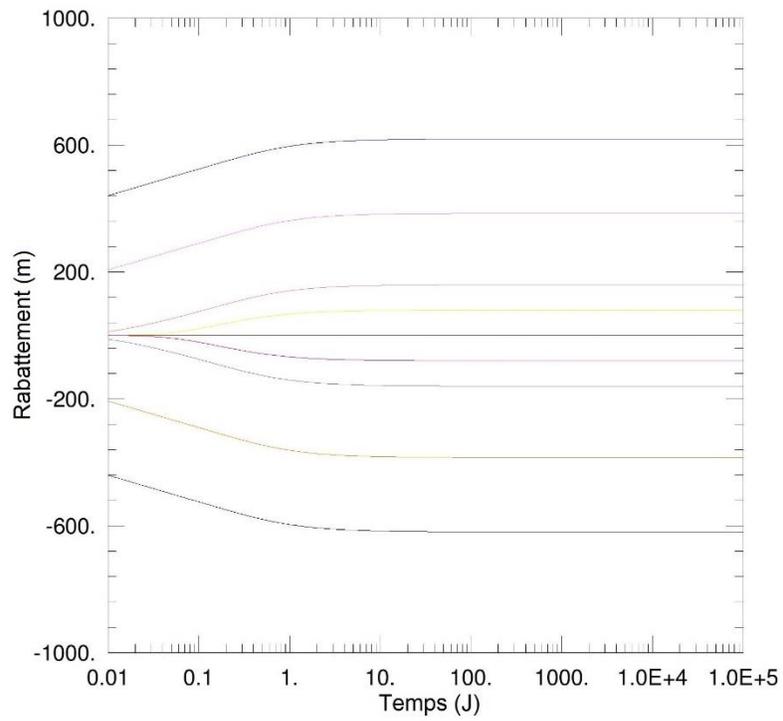
$k=100\text{mD}$



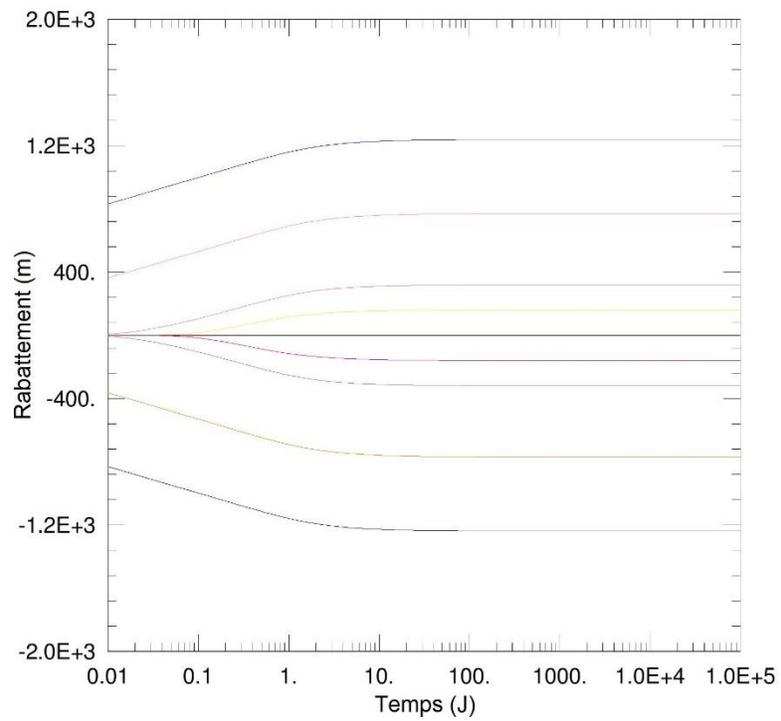
$k=25 \text{ mD}$



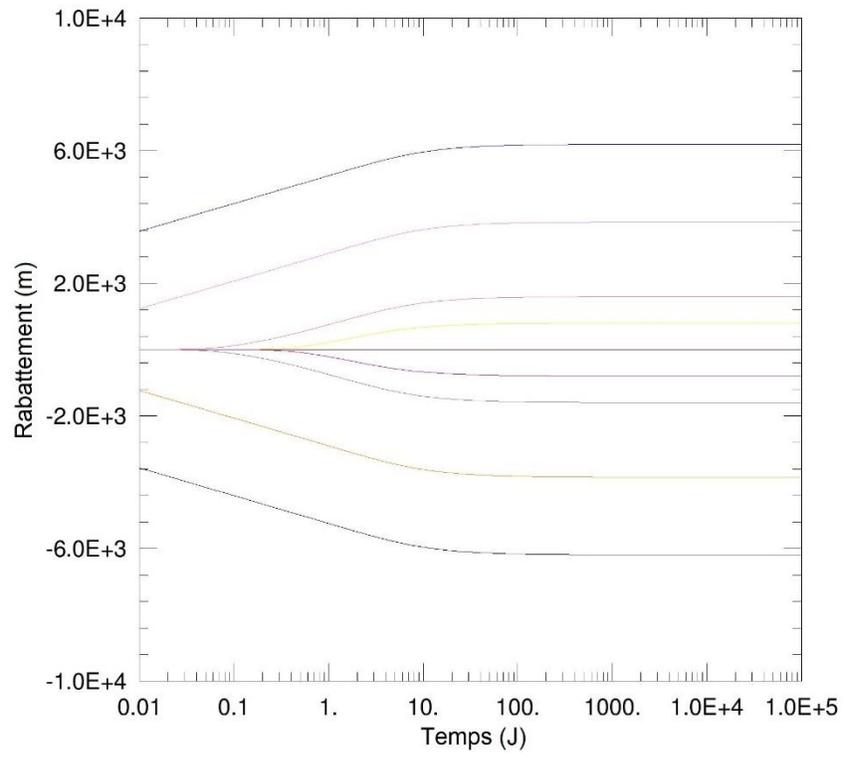
k=10mD



k=5mD

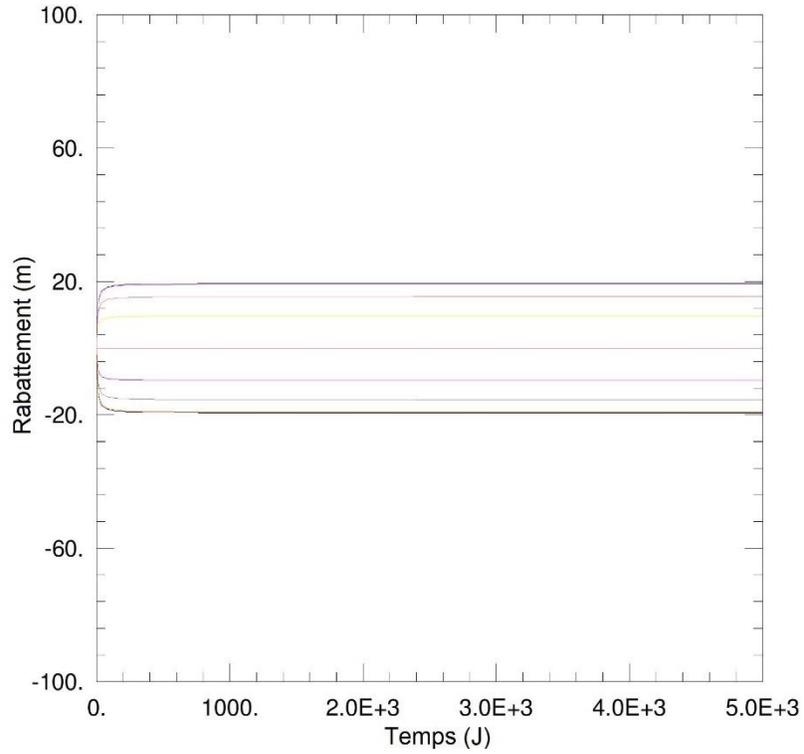


k=1mD

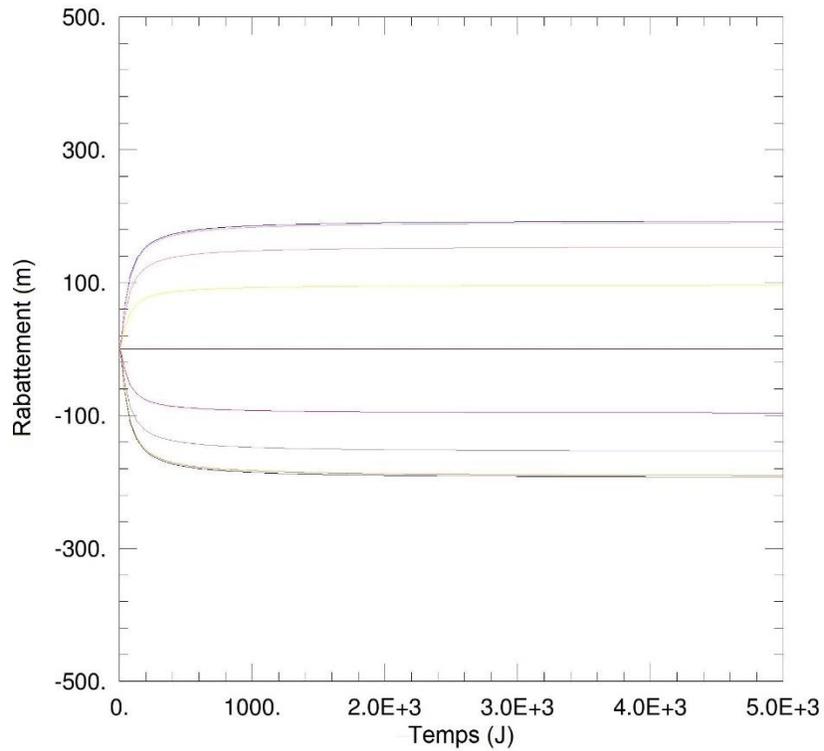


9.1.4 Solution avec fracturation $5000 \text{ m}^3\text{j}^{-1}$ par jour $k = 0.1; 1; 10$ fracture 2500 m et 500 m

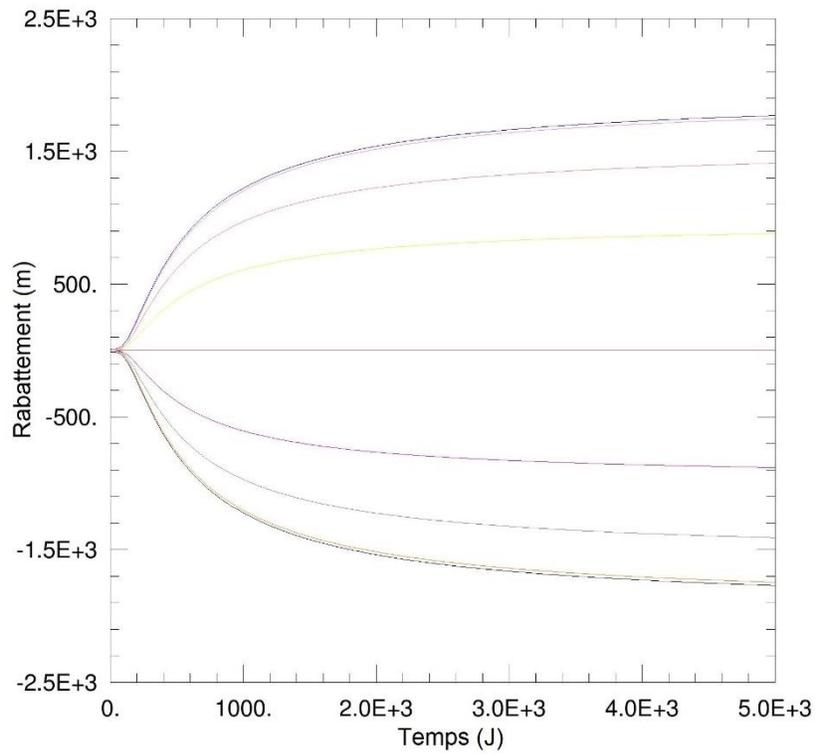
Fracture 2500m $k=10\text{mD}$



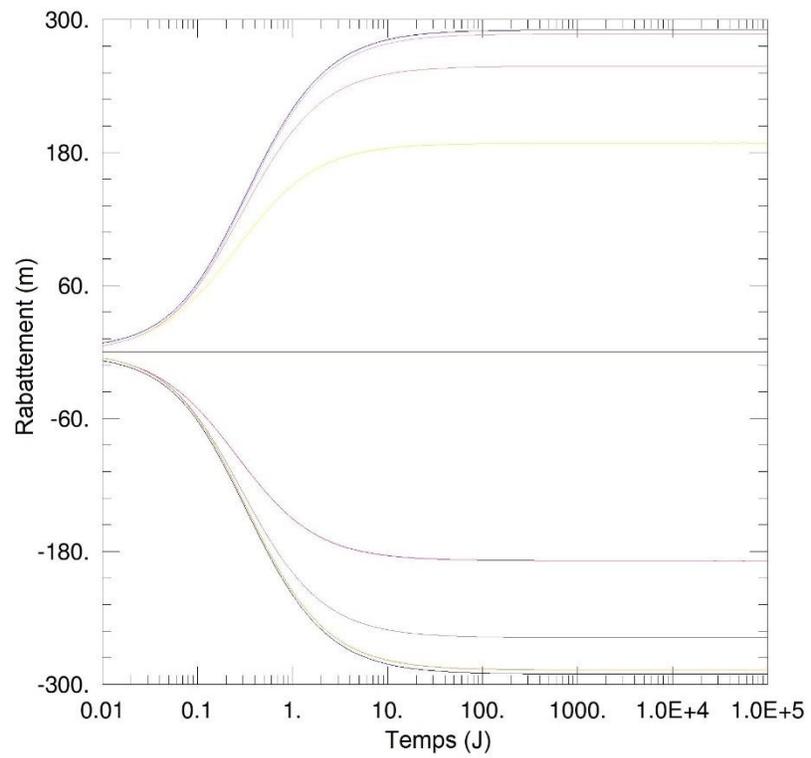
$k=1\text{mD}$



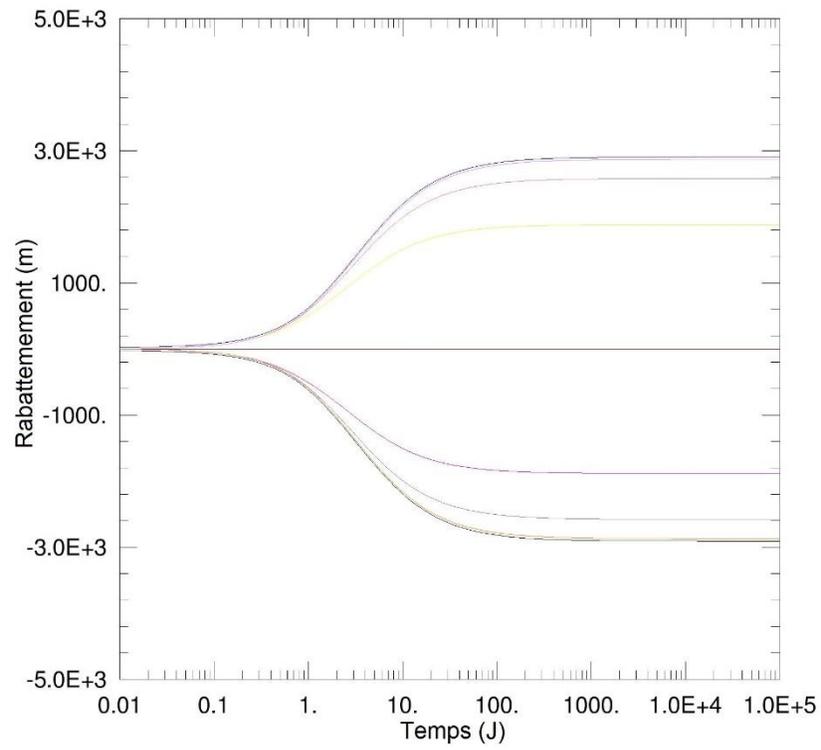
k=0,1mD



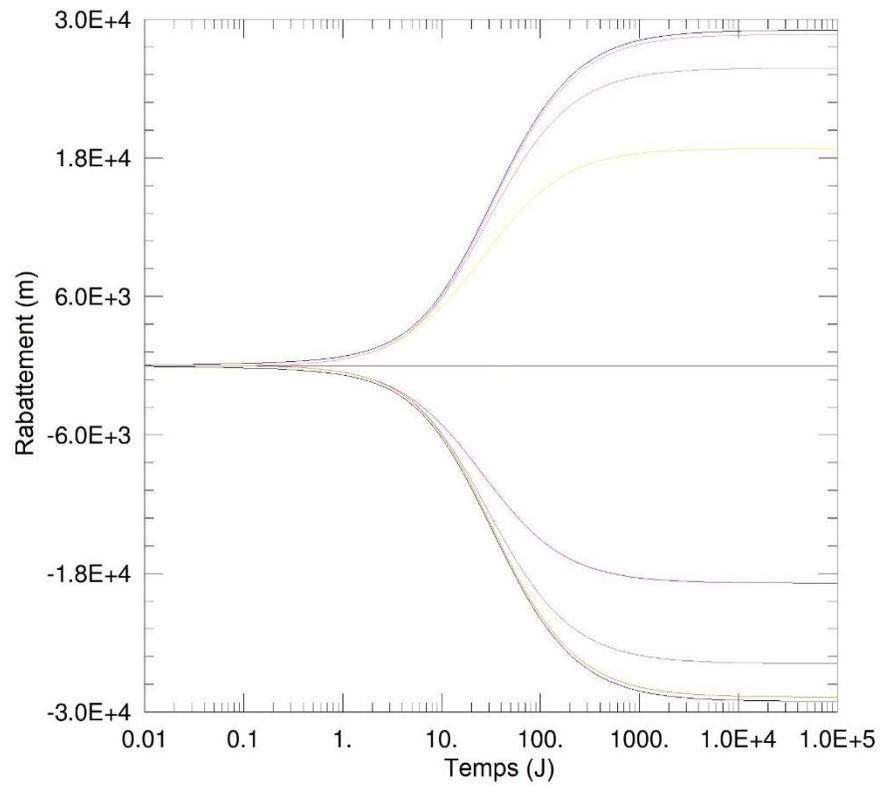
fracture 500m k=10



k=1mD

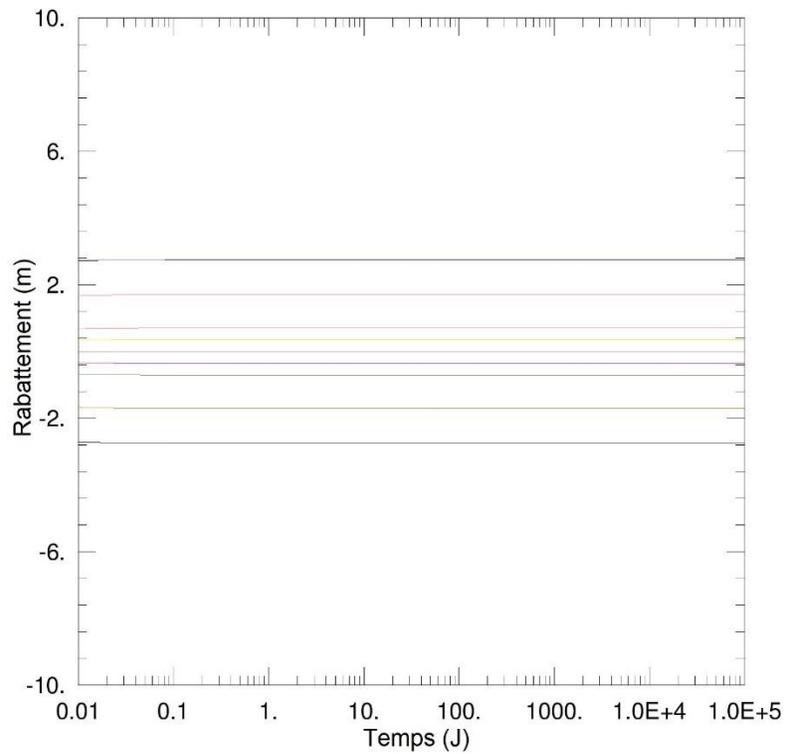


k=0,1mD

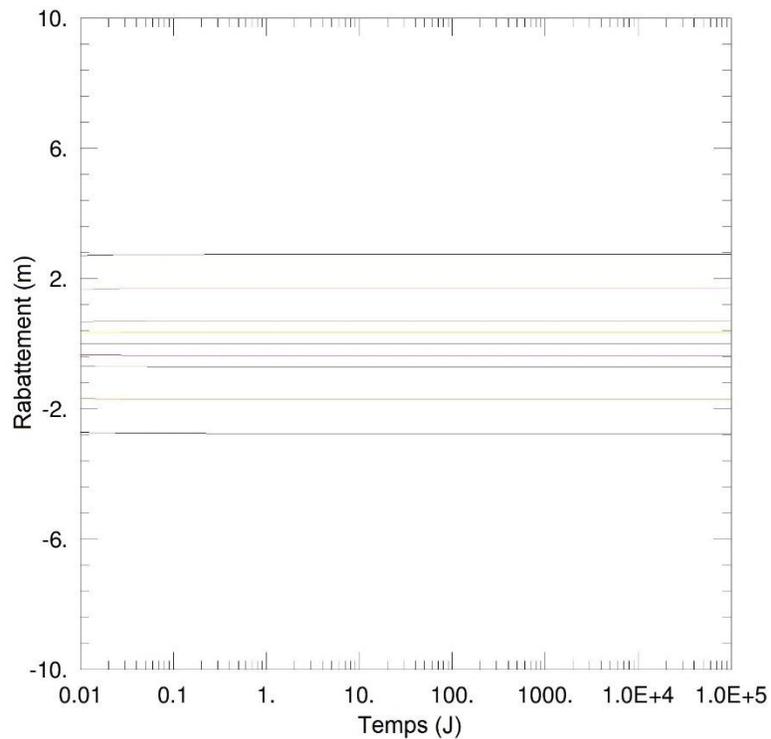


9.1.5 Solution avec double porosité

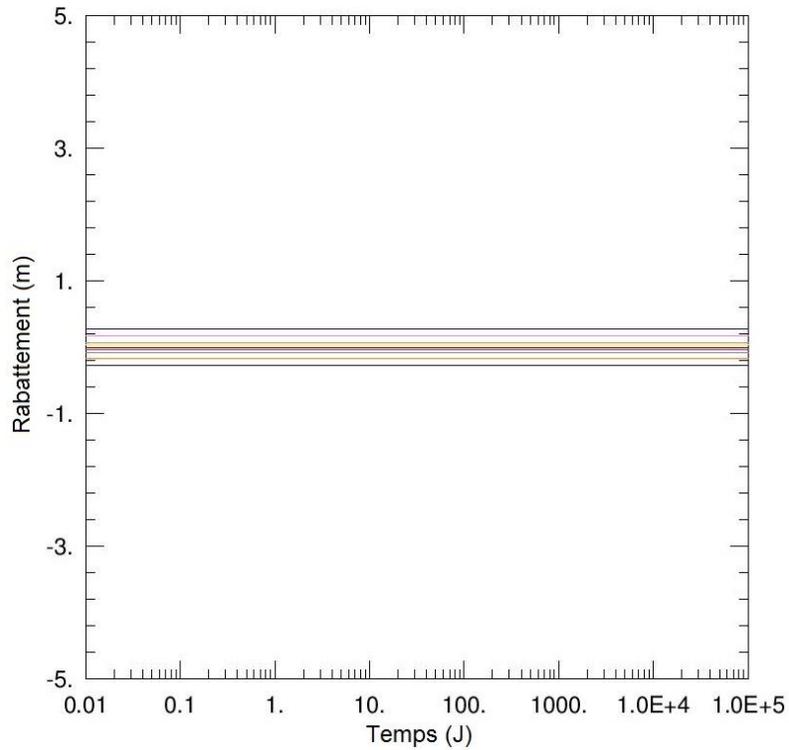
K roche = 0,1 mD; K fracture = 7,5 D; rayon fracture = 5 m



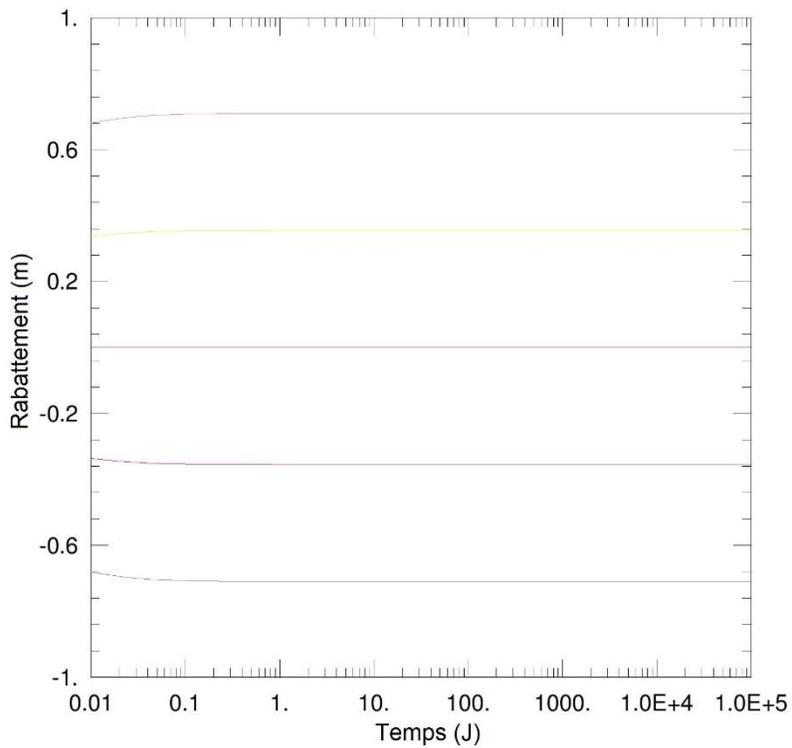
K roche = 0,1 mD; K fracture = 7,5 D; rayon fracture = 100 m



K roche = 0,1mD; K fracture = 75 D; rayon fracture = 100m



K roche = 1mD; K fracture = 7,5 D; rayon fracture = 100m



K roche = 10mD; K fracture = 750 D; rayon fracture = 100m

