

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
LAMINE BOUMAIZA

**CARACTÉRISATION HYDROGÉOLOGIQUE
DES HYDROFACIÈS DANS LE PALÉODELTA DE LA
RIVIÈRE VALIN AU SAGUENAY**

Novembre 2008



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Le paléodelta de la rivière Valin a été mis en place par l'ancêtre de la rivière du même nom, qui se déversait dans la mer Laflamme, il y a environ 10 650 années ^{14}C . Le surcreusement du lit de cette rivière a coupé ce paléodelta en deux parties, formant ainsi deux systèmes aquifères de structure granulaire, maintenant séparés : un à Saint-Honoré et l'autre à Saint-Fulgence. Cette étude porte principalement sur la détermination des hydrofaciès dans le paléodelta de la rivière Valin, ainsi le développement de modèles montrant leur géométrie interne, afin d'analyser leur impact sur l'écoulement de l'eau souterraine. Une caractérisation sédimento-hydrogéologique a été effectuée; elle consiste premièrement en l'identification des lithofaciès dans le site d'étude où neuf sablières qui disposaient de faces fraîches permettant l'observation des lithofaciès ont été sélectionnées. Deuxièmement, l'estimation des paramètres hydrauliques que sont la conductivité hydraulique et la porosité des lithofaciès identifiés a été effectuée soit directement *in situ* sur les faces de sablières ou à partir des échantillons qui y ont été prélevés. Une correspondance entre les lithofaciès identifiés et leurs valeurs de conductivité hydraulique a été établie afin de déterminer les différents hydrofaciès. Étant donné le type de modélisation et de simulation numérique considéré pour cette étude, chacun des hydrofaciès déterminé a été représenté par une seule valeur de conductivité hydraulique, soit la moyenne arithmétique.

Une portion des aquifères du paléodelta de la rivière Valin où les caractéristiques sédimentologiques et la distribution des propriétés hydrauliques sont assez bien connues a été sélectionnée comme le secteur à modéliser. Deux modèles ont été développés, dont un a été construit en se basant sur répartition de la conductivité hydraulique des hydrofaciès, en interpolant les valeurs de la conductivité hydraulique; le deuxième a été développé en se basant sur un des mécanismes de mise en place des sédiments lors de la formation du delta. Ces deux modèles ont été soumis ensuite à une simulation numérique de l'écoulement des eaux souterraines, visant à déterminer l'aire d'alimentation d'un ouvrage de captage; conséquemment, deux estimations sensiblement différentes de l'aire d'alimentation ont été obtenues. Ceci a permis d'observer que les lignes d'écoulement sont contrôlées par la géométrie interne des modèles, et ainsi d'apprécier le comportement de l'écoulement de l'eau souterraine en direction d'un puits de captage, lorsque le domaine de circulation des eaux souterraines se compose de plusieurs hydrofaciès de conductivités hydrauliques différentes.

REMERCIEMENTS

Au terme de ce périple, fruit d'un bon moment de travail, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Dieu tout puissant qui m'a aidé et donné le courage de mener à bien ce mémoire.

Je remercie profondément la Fondation de l'université de Québec à Chicoutimi pour le soutien financier qu'elle m'a apporté tout au long de mon séjour scolaire à l'UQAC.

J'ai eu un très grand plaisir d'avoir été dirigé par *M. Alain Rouleau*, comme directeur de recherche, et *M. Pierre A. Cousineau*, comme co-directeur de recherche. Alors, je tiens à remercier chaleureusement ces deux professeurs qui m'ont accueilli au sein du département et qui n'ont jamais hésité à partager avec moi leurs connaissances à travers des discussions scientifiques. Je tiens à remercier également et très vivement *M. Denis W. Roy* d'avoir accepté d'être un membre de mon comité.

Je remercie *Mme Maryse Doucet* technicienne de travaux pratiques au département des sciences appliquées pour sa patience lors de chaudes journées de l'été 2007 au cours des travaux de terrain. Je remercie également *M. Denis Côté*, *M. Réal Daigneault* pour l'aide qu'ils m'ont apportée à chaque fois que je les ai sollicités.

À l'extérieur de l'environnement universitaire, j'adresse mes sincères remerciements à *M. Bruno Gagnon* de la municipalité de Saint-Honoré et également *Mme Karine Bouchard* de la municipalité de Saint-Fulgence, qui n'ont pas hésité à me fournir des informations pertinentes à mon travail. Je remercie *Marie-Line Tremblay* ingénieure hydrogéologue au sein des Laboratoires S.L pour son appui, et je profite de cet espace pour passer un grand salut à *Chantale Tremblay*.

Finalement, je remercie tous mes amis et tous les membres de ma famille qui m'ont supporté, encouragé et soutenu tout au long de mes études au Canada.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	vii
LISTE DES ANNEXES.....	vii
CHAPITRE 1. INTRODUCTION.....	1
1.1 Problématique.....	1
1.2 Objectifs.....	4
1.3 Plan de mémoire.....	5
CHAPITRE 2. GÉOLOGIE RÉGIONALE ET DESCRIPTION DU SITE.....	6
2.1 Topographie régionale.....	6
2.2 Stratigraphie des dépôts meubles de la région.....	7
2.3 Description de la zone d'étude.....	7
CHAPITRE 3. DESCRIPTION DES LITHOFACIÈS IDENTIFIÉS DANS LES SABLIÈRES.....	11
3.1 Identification des lithofaciès.....	11
3.2 Description des lithofaciès identifiés.....	13
CHAPITRE 4. MÉTHODES D'ESTIMATION DES PARAMÈTRES HYDRAULIQUES.....	24
4.1 Estimation <i>in situ</i> de la conductivité hydraulique.....	24
4.2 Estimation de la conductivité hydraulique à partir de la granulométrie.....	31
4.3 Estimation <i>in situ</i> de la porosité.....	33
4.4 Estimation de la porosité en laboratoire.....	37
CHAPITRE 5. RÉSULTATS SUR LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE ET LA POROSITÉ.....	38
5.1 Conductivité hydraulique en utilisant le mini-infiltromètre à disque.....	38
5.2 Conductivité hydraulique en utilisant l'infiltromètre à tension.....	41
5.3 Conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Hazen.....	42
5.4 Conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Beyer.....	45
5.5 Conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Slichter.....	48
5.6 Discussion et comparaison des résultats de la conductivité hydraulique.....	51
5.7 Causes d'erreur dans l'estimation de la conductivité hydraulique.....	53
5.8 Porosité estimée <i>in situ</i>	56
5.9 Porosité estimée en laboratoire.....	57
5.10 Discussion et comparaison des résultats de la porosité.....	58
5.11 Causes d'erreur dans l'estimation de la porosité.....	60

CHAPITRE 6. DÉTERMINATION DES HYDROFACIÈS.....	63
6.1 Hydrofaciès identifiés dans la zone d'étude.....	63
6.2 Valeurs représentatives des hydrofaciès.....	66
CHAPITRE 7. MODÈLES CONCEPTUELS ET SIMULATION DE	
L'ÉCOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES.....	68
7.1 Logiciel utilisé.....	68
7.2 Présentation du secteur à modéliser.....	70
7.3 Paramètres hydrogéologiques et dimensions des modèles.....	71
7.4 Modèle basé sur l'interpolation de la conductivité hydraulique (Modèle A).....	72
7.4.1 Méthodologie de détermination des hydrofaciès.....	73
7.4.2 Principe de construction du modèle.....	75
7.5 Modèle sédimentologique (Modèle B).....	77
7.5.1 Méthodologie de détermination des hydrofaciès.....	77
7.5.2 Principe de construction du modèle.....	79
7.6 Simulation numérique de l'écoulement des eaux souterraines.....	82
7.6.1 Conditions aux limites.....	82
7.6.2 Approche de détermination des aires d'alimentation et de protection.....	85
7.6.3 Aires d'alimentation et de protection déterminées.....	86
CHAPITRE 8. DISCUSSION.....	90
8.1 Étalement des valeurs de conductivité hydraulique dans les lithofaciès.....	90
8.2 Effet de la structure sédimentaire sur la conductivité hydraulique.....	91
8.3 Effet de la texture sédimentaire sur la conductivité hydraulique.....	93
8.4 Rattachement des données de forages.....	94
8.5 Géométrie interne des modèles.....	95
8.6 Géométrie des aires d'alimentation.....	97
CHAPITRE 9. CONCLUSION GÉNÉRALE.....	98
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	101

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 : Carte des dépôts meubles de la région de Saint-Honoré et Saint-Fulgence.....	9
Figure 2.2 : Sections stratigraphiques CC', DD' et EE'	10
Figure 3.1 : Face 1, sablière 1	14
Figure 3.2 : Face 2, sablière 1	15
Figure 3.3 : Face investiguée dans la sablière 2.....	16
Figure 3.4 : Face investiguée dans la sablière 3.....	17
Figure 3.5 : Face investiguée dans la sablière 4.....	18
Figure 3.6 : Face investiguée dans la sablière 5.....	19
Figure 3.7 : Face investiguée dans la sablière 6.....	20
Figure 3.8 : Face investiguée dans la sablière 7.....	21
Figure 3.9 : Face investiguée dans la sablière 8.....	22
Figure 3.10 : Face investiguée dans la sablière 9.....	23
Figure 4.1 : Le mini-infiltromètre à disque.....	25
Figure 4.2 : Exemple d'une courbe de la hauteur d'eau infiltrée dans le sol versus la racine carrée du temps.....	28
Figure 4.3 : Infiltromètre à tension : a) l'appareil utilisé dans cette étude; b) modèle d'infiltromètre à tension.....	30
Figure 4.4 : Le porosimètre-échantillonneur fabriqué à l'UQAC.....	33
Figure 4.5 : L'apparition des premières traces d'eau lors de l'essai du porosimètre.....	34
Figure 4.6 : Le petit pot métallique rempli d'un échantillon.....	36
Figure 5.1 : Détermination de la conductivité hydraulique en utilisant le mini-infiltromètre à disque.....	40
Figure 5.2 : Détermination de la conductivité hydraulique en utilisant l'infiltromètre à tension.....	42
Figure 5.3 : Détermination de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Hazen.....	44
Figure 5.4 : Détermination de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Beyer.....	47
Figure 5.5 : Détermination de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Slichter.....	50
Figure 5.6 : Détermination de la conductivité hydraulique.....	51
Figure 5.7 : Comparaison des porosités estimées <i>in situ</i> et en laboratoire.....	58
Figure 6.1 : Les lithofaciès effectifs déterminés.....	64
Figure 6.2 : Détermination des hydrofaciès.....	65
Figure 7.1 : Vue en perspective du secteur à modéliser.....	70
Figure 7.2 : Porosité totale et porosité efficace versus la taille des grains.....	71
Figure 7.3 : Détermination des hydrofaciès le long du mur de la sablière S1.....	73
Figure 7.4 : Le modèle A.....	76
Figure 7.5 : Modèle d'étendue d'hydrofaciès.....	80
Figure 7.6 : Le modèle sédimentologique.....	81
Figure 7.7 : Carte piézométrique du 26 mai 2004.....	84
Figure 7.8 : Les bordures du modèle.....	85

Figure 7.9 : Vue en plan montrant l'aire d'alimentation estimée à partir d'une simulation de l'écoulement dans le modèle A.....	87
Figure 7.10 : Vue en plan montrant l'aire d'alimentation estimée à partir d'une simulation de l'écoulement dans le modèle B.....	87

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1 : Lithofaciès identifiés dans la zone d'étude.....	13
Tableau 4.1 : Les valeurs du coefficient adimensionnel A_2	27
Tableau 4.2 : Les paramètres M en fonction de la porosité.....	32
Tableau 5.1 : Résultats de la conductivité hydraulique en utilisant le mini-infiltromètre à disque.....	39
Tableau 5.2 : Résultats de la conductivité hydraulique en utilisant l'infiltromètre à tension.....	41
Tableau 5.3 : Résultats de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Hazen.....	43
Tableau 5.4 : Résultats de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Beyer.....	46
Tableau 5.5 : Résultats de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Slichter.....	49
Tableau 5.6 : Porosité estimée <i>in situ</i>	56
Tableau 5.7 : Porosité obtenus en laboratoire.....	57
Tableau 6.1 : Les valeurs représentatives des hydrofaciès.....	67

LISTE DES ANNEXES

Annexe A : Classification des lithofaciès.....	106
Annexe B : Classification de Wentworth.....	107
Annexe C : Courbes granulométriques des fréquences cumulatives des différentes fractions granulométriques en (%) versus les diamètres en unité $\phi^1(\Phi)$	108
Annexe D : Classification de Folk.....	122
Annexe E : Cordonnées des sablières investiguées.....	123
Annexe F : Développement mathématique de l'expression permettant le calcul de la conductivité hydraulique en utilisant le mini-infiltromètre à disque.....	124
Annexe G : Développement mathématique de l'expression permettant le calcul de la conductivité hydraulique en utilisant l'infiltromètre à tension.....	129
Annexe H : Levé de terrain en utilisant le mini-infiltromètre à disque.....	136
Annexe I : Levé de terrain en utilisant l'infiltromètre à tension.....	137
Annexe J : Courbes granulométriques des pourcentages passants différentes fractions granulométriques en (%) versus les diamètres en (mm).....	138
Annexe K : Cordonnées des puits et piézomètres situés dans le secteur modélisé.....	152
Annexe L : Comparaison des courbes granulométriques.....	153

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

La détermination de l'architecture interne des aquifères est d'une importance hydrogéologique primordiale. L'importance de cette connaissance vient du fait qu'elle permet une meilleure exploitation des ressources en eau souterraine, notamment par une interprétation plus fine des données d'essai de pompage et une estimation plus serrée des aires d'alimentation et de protection des puits de captage. Dans les dépôts meubles granulaires par exemple, la détermination de l'architecture interne consiste en une caractérisation sédimentologique basée sur l'identification de la granulométrie, la structure, la texture et la disposition tridimensionnelle des divers lithofaciès présents et une analyse hydrogéologique basée sur l'estimation des paramètres hydrauliques des lithofaciès identifiés, telles que la conductivité hydraulique et la porosité (Bersezio *et al.* 1999; Kostic *et al.* 2005; Ezzy *et al.* 2006).

1.1 Problématique

Dans un dépôt, un lithofaciès correspond à une portion du dépôt qui se distingue par ses propriétés texturales et structurales. Il se définit comme une unité caractérisée par une combinaison particulière de lithologie et de structures physiques (Walker, 1992). Bierkens

(1996) ainsi qu'Anderson (1989) ont montré que les caractéristiques sédimentologiques peuvent être reliées aux propriétés hydrauliques, telles que la conductivité hydraulique. Poeter et Gaylord (1990) ont introduit le terme faciès hydrogéologique (hydrofaciès) pour toutes les unités lithologiques qui présentent une relative homogénéité de leurs propriétés hydrauliques. Selon Eaton (2006), un faciès hydrogéologique peut être défini par un volume élémentaire représentatif dans lequel les propriétés hydrogéologiques sont contrôlées par les caractéristiques des faciès lithologiques. Selon Roy *et al.* (2006); un faciès hydrogéologique peut être identifié à partir de caractéristiques qui influencent la direction et le taux d'écoulement, telles que la texture des sédiments ainsi que l'orientation, la forme, la grosseur et le tassement des grains qui le composent.

Donc, un faciès hydrogéologique se distingue sur la base de ses propriétés hydrogéologiques, notamment les paramètres que sont la conductivité hydraulique et la porosité. Pour l'identifier, la démarche consiste à identifier les lithofaciès et à estimer pour ceux-ci la valeur de ces paramètres hydrauliques. En regroupant les lithofaciès qui présentent des paramètres hydrauliques semblables, les hydrofaciès sont alors identifiés. Mais malgré la simplicité de cette démarche, il reste encore que cette démarche pose le problème de la correspondance entre les lithofaciès et les hydrofaciès. En effet, Klingbeil *et al.* (1999) ainsi qu'Anderson *et al.* (1999) ont procédé à un regroupement direct des lithofaciès qui ont les mêmes valeurs des paramètres hydrauliques. Tandis que Zappa *et al.* (2006) ont procédé à un regroupement indirect qui consiste tout d'abord en la détermination de ce qu'ils ont appelé « *operative facies* », c'est-à-dire des lithofaciès effectifs. Ces

derniers sont déterminés par l'association des lithofaciès qui présentent les mêmes caractéristiques de classe et de fraction granulométrique, et ensuite par le regroupement en hydrofaciès de tous les lithofaciès effectifs, lesquels se trouvent à présenter des valeurs similaires de paramètres hydrauliques.

Les dépôts deltaïques montrent une grande diversité en lithofaciès (Postma, 1984; Prior *et al.* 1984; Maizels, 1993) résultant en une forte hétérogénéité des aquifères. Cependant, un même lithofaciès est souvent présent à plus d'un endroit dans un dépôt et, à chaque endroit, il présente des valeurs de conductivité hydraulique qui diffèrent réellement d'un point à un autre. De plus, l'estimation de la conductivité hydraulique en utilisant différentes méthodes conduit nécessairement à plusieurs valeurs de ce paramètre au même endroit et pour le même lithofaciès. Donc, un lithofaciès peut se présenter finalement avec une gamme de valeurs de conductivité hydraulique; ceci contribue à la difficulté de le représenter par une seule valeur considérée représentative du lithofaciès, si l'approche de modélisation adoptée requiert une telle valeur.

Pour tenter de résoudre cette problématique, le paléodelta de la rivière Valin dans la région du Saguenay a été choisi comme zone d'étude. Sa sélection est basée sur les aspects suivants : 1) il constitue une structure aquifère granulaire d'un type fréquemment rencontré au Québec; 2) il a déjà été soumis à des études hydrogéologiques, entre autres celles menées par Dessureault (1977), par les Laboratoires S.L (2000a et 2000b) et par Tremblay (2005); 3) la disponibilité de plusieurs sablières en exploitation qui disposent de faces

fraîches permettant un accès aisé aux lithofaciès et 4) il est déjà exploité par la municipalité de Saint-Honoré, la Mine Niobec, une partie de la Ville de Saguenay et éventuellement par la municipalité de Saint-Fulgence. Étant donné que ni les lithofaciès ni les hydrofaciès n'ont été caractérisés auparavant dans le paléodelta de la rivière Valin, leur détermination devra constituer une partie importante de cette étude.

Les hypothèses de recherche implicites dans la présente étude peuvent se résumer ainsi : 1) la structure granulaire des dépôts est la même actuellement que lors de leur mise en place, c'est-à-dire que les caractéristiques hydrogéologiques (la conductivité hydraulique et la porosité) n'ont pas subi de modifications significatives avec le temps; 2) les mécanismes de la mise en place des sédiments affectent les caractéristiques sédimentologiques, telles que la granulométrie, la texture et la structure; il en résulte que différents lithofaciès peuvent présenter des caractéristiques hydrogéologiques différentes; 3) un même lithofaciès peut présenter des valeurs de paramètre hydraulique qui diffèrent d'un point à un autre; et 4) cette structure granulaire contrôle l'écoulement des eaux souterraines.

1.2 Objectifs

L'objectif principal de ce projet consiste à déterminer les hydrofaciès dans le paléodelta de la rivière Valin. Ceci permettra de développer des modèles montrant leur architecture interne possible, puis d'illustrer les effets de cette structure interne sur l'écoulement de l'eau souterraine. Il en résultera une meilleure compréhension de

l'écoulement des eaux souterraines au sein de ce paléodelta. Pour ce faire, quatre objectifs secondaires ont été déterminés, soit : 1) l'identification des lithofaciès dans le site d'étude; 2) l'estimation des paramètres hydrauliques, telles que la conductivité hydraulique et la porosité des lithofaciès identifiés; 3) la modélisation du système aquifère et 4) la simulation de l'écoulement des eaux souterraines afin de déterminer l'aire d'alimentation d'un puits de captage.

1.3 Plan du mémoire

Ce mémoire se divise en neuf chapitres incluant ce premier qui constitue l'introduction. Le second est consacré à la géologie régionale, ainsi qu'à la description de la zone d'étude. Le troisième chapitre présente une description des lithofaciès identifiés sur les murs des sablières. Le quatrième est réservé à la description des méthodes d'estimation des paramètres hydrauliques telles que la conductivité hydraulique et la porosité; l'estimation de ces paramètres hydrauliques a été effectuée soit directement *in situ* sur les faces de sablières ou à partir des échantillons qui y ont été prélevés. Notons que ces travaux incluent l'application de nouvelles méthodes d'estimation *in situ* développées dans le cadre-même de cette étude. Le cinquième chapitre aborde les résultats obtenus sur la conductivité hydraulique et sur la porosité. Le sixième chapitre traite des étapes qui ont été suivies afin de déterminer les hydrofaciès constituant le paléodelta de la rivière Valin et le septième est consacré à la modélisation et la simulation numérique. Finalement le huitième et le neuvième chapitre exposent respectivement la discussion et la conclusion de l'étude.

CHAPITRE 2

GÉOLOGIE RÉGIONALE ET DESCRIPTION DU SITE

La région de Saguenay-Lac-Saint-Jean fait partie de la province géologique du Grenville, laquelle est une subdivision du Bouclier précambrien canadien. Cette province couvre toute la partie sud et centre du Québec. Le socle rocheux de cette région dont l'âge varie de 450 millions à un milliard d'années est presque entièrement recouvert de sédiments meubles s'étant principalement déposés lors de la dernière glaciation, celle du Wisconsin, datée de 80 000 à 10 000 ans avant aujourd'hui (Pagé, 1992; Hocq, 1994).

2.2 Topographie régionale

La topographie de la région est dominée par la vallée du graben du Saguenay. Ce fossé d'effondrement tectonique, correspond à un compartiment de la croûte terrestre qui s'est affaissé entre le massif du mont Valin au nord (800 à 900 m d'altitude) et celui du parc Laurentides au sud (600 à 800 m d'altitude). Topographiquement, ce graben forme une vallée orientée est-sud-est d'environ 50 km de largeur et de près de 300 km de longueur entre Tadoussac et Girardville. Le plancher du graben présente deux seuils : le premier entre l'Anse-Saint-Jean et Saint-Félix d'Otis s'élève à plus de 450 m et le second, entre Jonquière et Saint-Bruno, ne dépasse guère 200 m (Roy, 2007).

2.4 Stratigraphie des dépôts meubles de la région

Les sédiments meubles (argile, sable, gravier, cailloux) qui couvrent la région du Saguenay-Lac-Saint-Jean sont d'origine, de nature, de morphologie et d'épaisseurs diverses (Robitaille et Allard, 1996). La stratigraphie de ces dépôts meubles a été documentée principalement par Tremblay (1971), Lasalle et Tremblay (1978), et Dion (1986a et 1986b).

Le retrait des glaces de la région du haut Saguenay s'est produit en cinq étapes entre 12 000 ans et 10 000 ans (Lasalle et Tremblay, 1978). Suite au retrait glaciaire, il y a eu l'invasion d'une mer (la mer Laflamme) dont le niveau maximal correspond à des points dont l'altitude actuelle est de 165 m au sud (Héberville) et à 200 m au nord (Saint-Ludger-de-Milot). Par la suite, la remontée isostatique du continent a forcé cette mer à se retirer progressivement. C'est durant la période d'invasion marine que de grandes rivières ont déposé des deltas de sable progradant au dessus des argiles et boues marines. Au fur et à mesure du retrait de la mer provoqué par la remontée du continent, les rivières ont entaillé les dépôts antérieurs pour atteindre progressivement leur niveau actuel.

2.5 Description de la zone d'étude

Suite au retrait du glacier, le delta de la rivière Valin a été formé à l'embouchure de la rivière du même nom venant du nord, et se déversant vers le sud dans la mer Laflamme, alors en régression. Le surcreusement du lit de cette rivière a coupé ce delta en deux parties,

formant ainsi deux systèmes aquifères maintenant séparés : un à Saint-Honoré et l'autre à Saint-Fulgence (figure 2.1). Ce paléodelta est constituée d'un plateau sablonneux d'âge quaternaire qui occupe la partie est de la municipalité de Saint-Honoré et la partie ouest de la municipalité de Saint-Fulgence, pour une superficie d'environ 60 km². Son épaisseur atteint un maximum de 50 m et il repose sur le socle cristallin précambrien, soit directement ou sur une couche d'argile ou de till. L'examen des sections stratigraphiques (figures 2.2 localisée sur la figure 2.1) montre une succession de faciès sédimentaires à granulométrie croissante vers le haut, ceci est expliqué par la surmontée des dépôts sablonneux sur les argiles de la mer Laflamme lors la régression de la mer Laflamme.

Les aquifères de ce paléodelta ne sont pas confinés par un horizon moins perméable en surface (Tremblay, 2005). Donc, ils contiennent principalement une nappe libre qui se caractérise par une couche à perméabilité élevée qui affleure à la surface du terrain et s'étend jusqu'à la limite inférieure de l'aquifère (Todd, 1980; Banton et Bangoy, 1999). La limite inférieure est définie par un socle rocheux qui est composé de roches cristallines précambriennes, notamment de mangérite et d'anorthosite (Hébert et Lacoste, 1998). Quelques forages carottés dans le substratum sous les dépôts aquifères témoignent de sa nature cristalline (Laboratoires S.L., 2003). De plus, du calcaire ordovicien en discordance sur le socle rocheux affleure à quelques endroits sur le territoire de la municipalité de Saint-Honoré. Ce dernier est d'épaisseur variable et aucune information n'indique sa présence sous les dépôts meubles. Par contre, il n'est pas impossible que du calcaire ait été préservé sous l'aquifère sablonneux à l'intérieur des dépressions du socle (Tremblay, 2005).

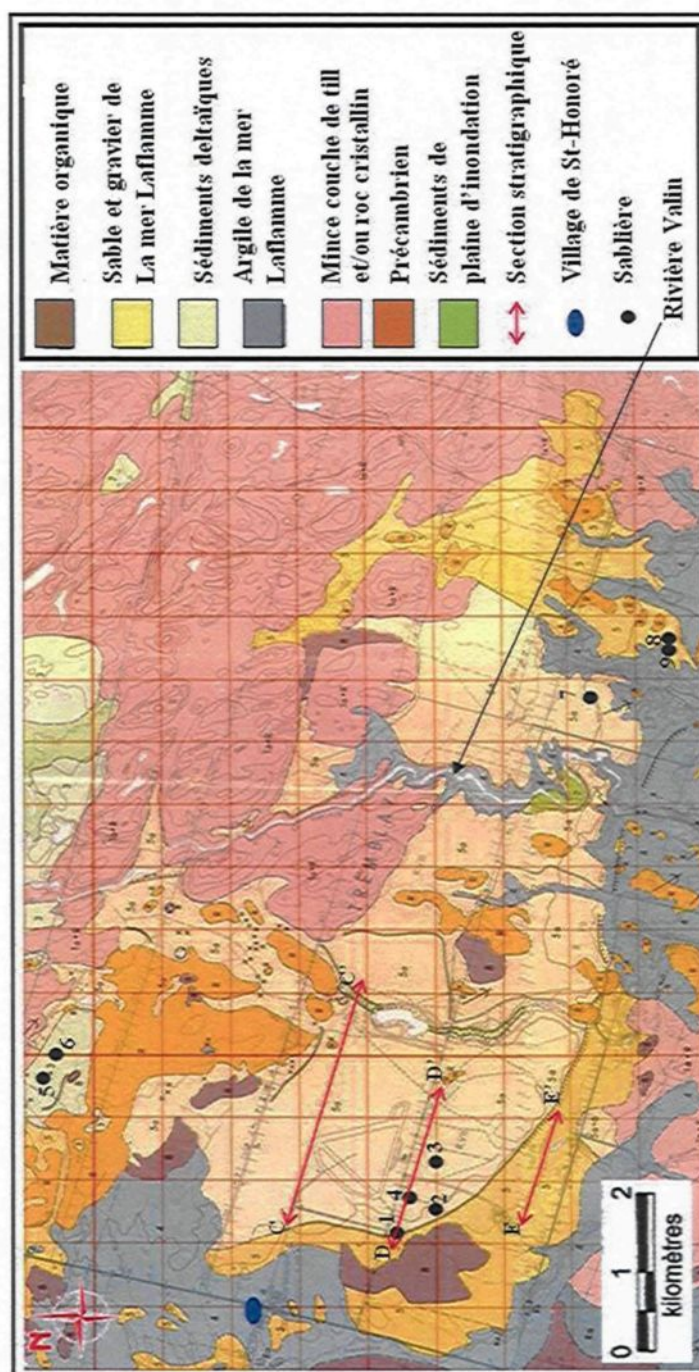


Figure 2.1 : Carte des dépôts meubles de la région de Saint-Honoré et Saint-Fulgence (d'après Lasalle et Tremblay, 1978; infographie par Antoine Rouleau).

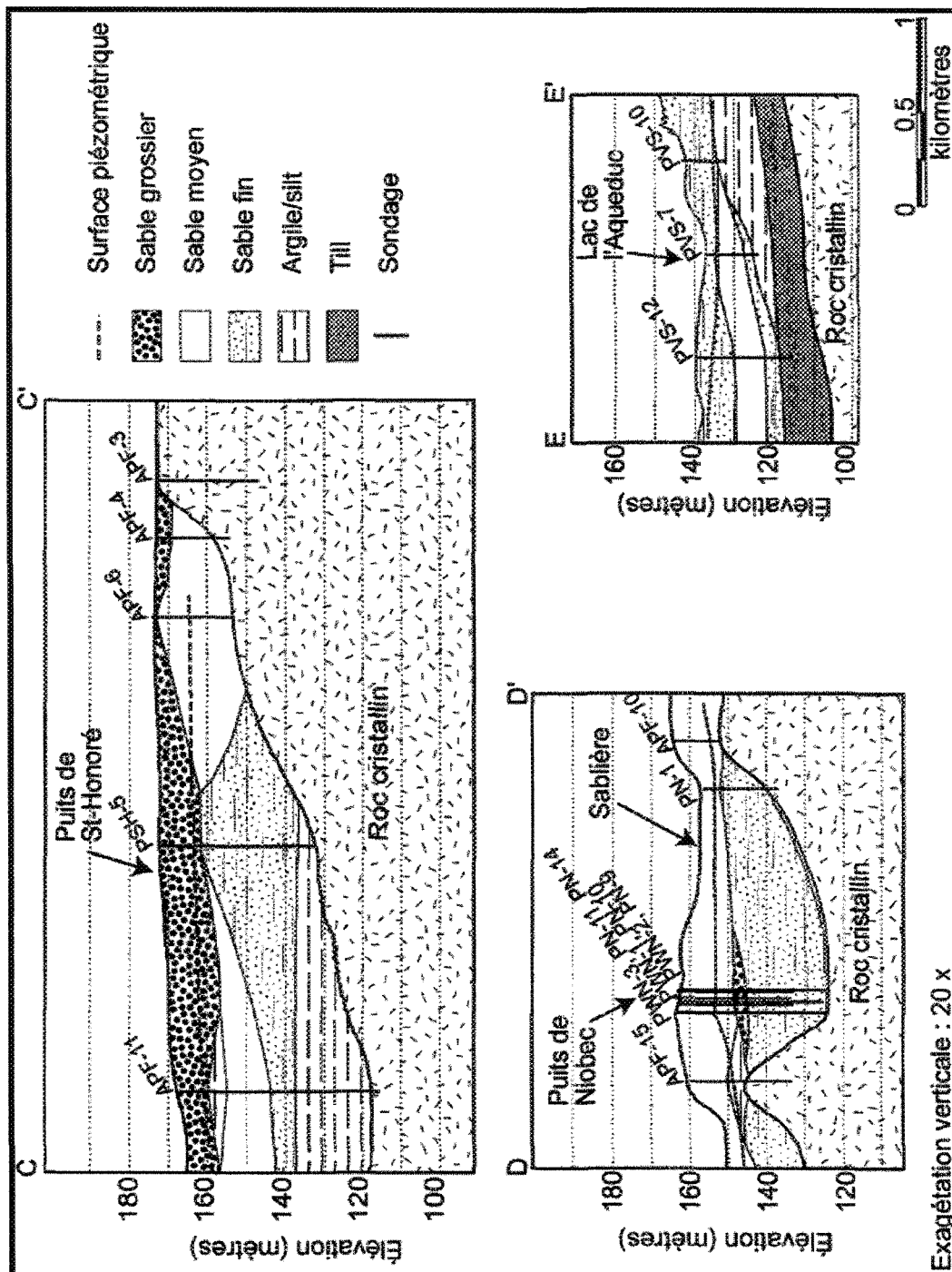


Figure 2.2 : Sections stratigraphiques CC', DD' et EE' (Tremblay, 2005).

CHAPITRE 3

DESCRIPTION DES LITHOFACIÈS IDENTIFIÉS DANS LES SABLIERES

Ce chapitre porte la démarche à suivre pour identifier les lithofaciès, les classifications adoptées dans la présente étude, ainsi que la description des lithofaciès identifiés sur les murs des sablières.

3.1 Identification des lithofaciès

Deux classifications de lithofaciès ont été utilisées dans le cadre de cette étude. La première est celle proposée par Miall (1978) (annexe A), mais elle a été utilisée seulement pour les lithofaciès de granulométrie fine. La deuxième est celle proposée par Zappa *et al.* (2006) et s'inspire de celle de Miall. Elle a été utilisée pour classifier les lithofaciès de granulométrie grossière. La classe granulométrique principale est représentée par une lettre majuscule, par exemple G pour le gravier. La fraction de cette classe granulométrique est représentée par une lettre minuscule, par exemple f pour la fraction fine, et est placée avant la lettre majuscule de la classe granulométrique. La structure du lithofaciès est identifiée par une lettre en minuscule qui suit la lettre majuscule de la classe granulométrique. Si le lithofaciès montre une dominance des deux classes granulométriques, deux lettres

majuscules sont utilisées, par exemple SG pour un lithofaciès constitué de sable graveleux. Suivant ces deux classifications vingt lithofaciès ont été identifiés (tableau 3.1).

Un échantillon des lithofaciès identifiés dans les diverses sablières a été prélevé pour effectuer des analyses granulométriques. Les échantillons prélevés ont été mis d'abord au séchage dans un four, pour une durée minimale de 48 heures puis tamisés. Notons que les fractions fines ont été analysées par un hydromètre, suivant la procédure proposée par Robitaille et Tremblay (1997), en considérant les normes BNQ (1987).

La classification de Wentworth (1922) pour les sédiments non-consolidés (annexe B) a été utilisée pour établir les unités $^1(\Phi)$. Les fréquences cumulatives des différentes fractions granulométriques en (%) versus les diamètres en unité $^1(\Phi)$ des tamis ont servi à établir les courbes granulométriques (annexe C). Ces courbes ont été utilisées pour calculer l'écart type inclusif (équation 1). Ce coefficient a été utilisé parce qu'il inclut 90% de la distribution et que, par conséquent, il donne une meilleure estimation du tri de l'échantillon (Pettijohn *et al.* 1987). Le tri a été qualifié selon les termes de Folk (1968) (annexe D).

$$\sigma = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6.6} \quad (1)$$

$^1(\Phi) = -\log_2(\text{diamètre en mm})$

3.2 Description des lithofacies identifiées

Neuf sablières ont sélectionnées dans la zone d'étude (figure 2.1 et annexe E). Sur la base de la granulométrie et des structures sédimentaires, vingt lithofacies ont été identifiées (tableau 3.1), dont certains ont été observés à plus d'un endroit.

Tableau 3.1 : Lithofacies identifiées dans la zone d'étude.

Lithofacies	Code	Nombre d'observation	Site d'observation (Sablière)
Boue laminée	Fsc	1	6
Boue massive	Fm	1	9
Sable fin à laminations horizontales	fSh	1	1
Sable fin à rides	fSr	3	1, 4 et 6
Sable fin chaotique	fSc	1	1
Sable fin à laminations entrecroisées planaires	fSp	2	3 et 4
Sable fin à laminations entrecroisées en auge	fSt	1	7
Sable grossier à laminations horizontales	gSh	3	1, 2 et 5
Sable grossier à stratifications entrecroisées en auge	gSt	2	3 et 6
Sable grossier à laminations entrecroisées planaires	gSp	1	4
Sable grossier incliné	gSi	1	8
Sable graveleux à laminations horizontales	SGh	1	2
Sable graveleux à laminations entrecroisées en auge	SGt	2	6 et 7
Sable graveleux incliné	SGi	1	8
Gravier sablonneux à laminations horizontales	GSh	1	5
Gravier sablonneux à laminations entrecroisées en auge	GSt	1	3
Gravier sablonneux massif	GSm	1	9
Gravier à granule incliné	gGi	1	8
Gravier caillouteux massif	cGm	1	5
Gravier caillouteux à laminations Planaires	cGp	1	6

Sablère 1

Cette sablière, se trouve sur le territoire de la municipalité de Saint-Honoré, le long du chemin Volair. Deux faces ont été choisies pour mieux exploiter la diversité des lithofaciès présents. Sur la première face (figure 3.1), orientée à N310, trois lithofaciès ont été identifiés. Le lithofaciès fSh, est constitué de sable fin et montre des laminations horizontales. Il occupe la partie haute et la partie basse de la face, et il possède un tri modérément bon ($\sigma = 0.63$). Le lithofaciès gSh, est constitué également de sable à laminations horizontales, mais il est plus grossier que le précédent. Son épaisseur est de 0.40 m et il possède un tri modéré ($\sigma = 0.83$). Le lithofaciès fSr est constitué de sable fin avec des laminations entrecroisées de faibles amplitudes (des rides). Il se caractérise par un tri modéré ($\sigma = 0.82$) et son épaisseur sur la face est d'environ 0.40 m.

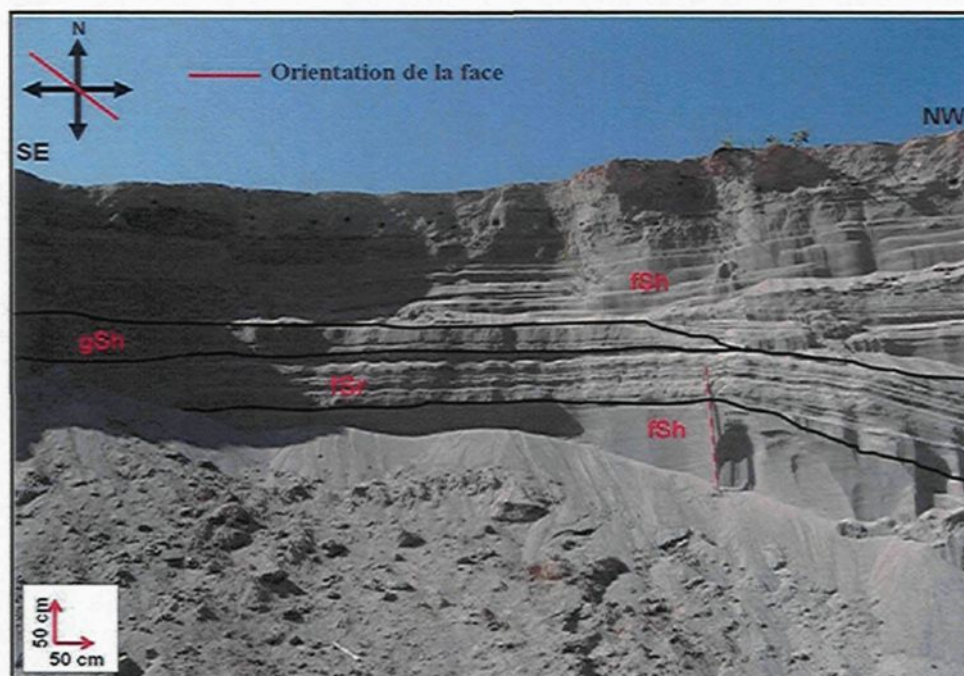


Figure 3.1 : Face 1, sablière 1.

À une distance de 50 m environ vers le nord-est de la première face, se trouve la deuxième face (figure 3.2) orientée à N30. Deux lithofaciès ont été identifiés sur cette face. Le premier est le lithofaciès gSh, qui a déjà été décrit sur la première face. L'épaisseur de ses lits est d'environ 1.10 m et il occupe environ 42% de cette face. Le lithofaciès fSc est constitué de sable fin très compacté et montre des structures de liquéfaction plus au moins développées, de taille variable, sur toute son épaisseur. Ce lithofaciès chaotique occupe 48% de la face, avec une épaisseur d'environ 1.30 m, L'analyse granulométrique d'un échantillon prélevé de ce lithofaciès indique qu'il possède un tri modéré ($\sigma = 0.79$).

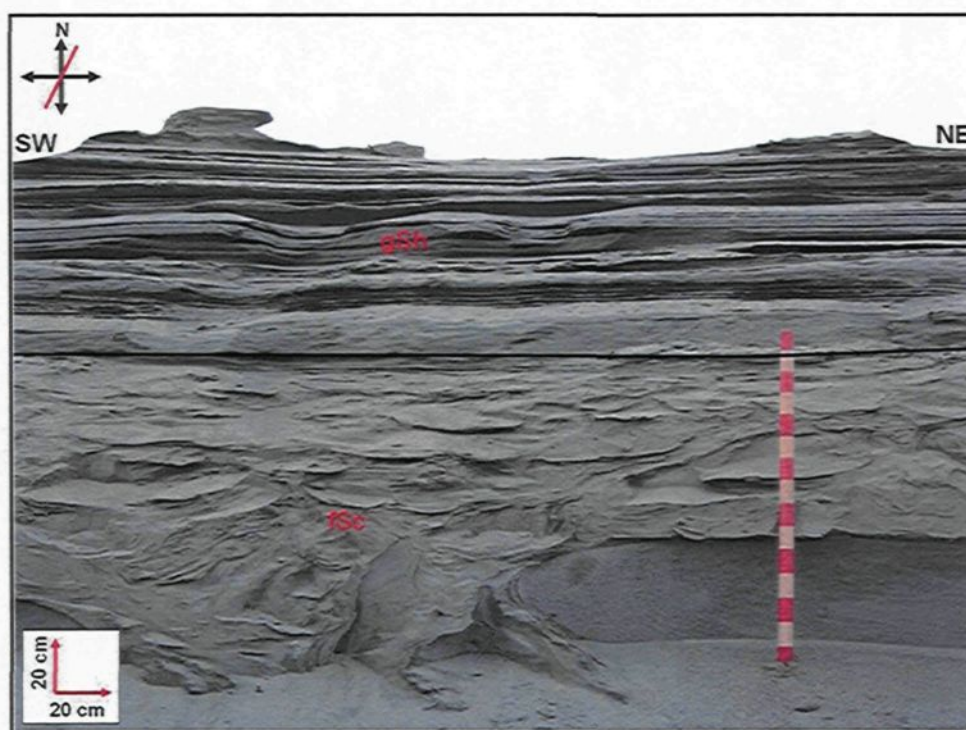


Figure 3.2 : Face 2, sablière 1.

Sablière 2

À une distance d'environ 467 m vers le sud-est de la première sablière, se trouve la deuxième sablière étudiée (figure 3.3). Une seule face orientée à N95 a été documentée et deux lithofaciès y ont été observés. Le lithofaciès gSh qui occupe 75% de la face avec une épaisseur d'environ 2.40 m. Ce lithofaciès a déjà été identifié dans la première sablière et il possède de nouveau un tri modéré ($\sigma = 1.00$). Le lithofaciès SGh, contient du matériel sablonneux à graveleux de laminations horizontales. Il a été identifié uniquement dans cette sablière. Son épaisseur est de 0.80 m et il possède un tri modéré ($\sigma = 0.86$).

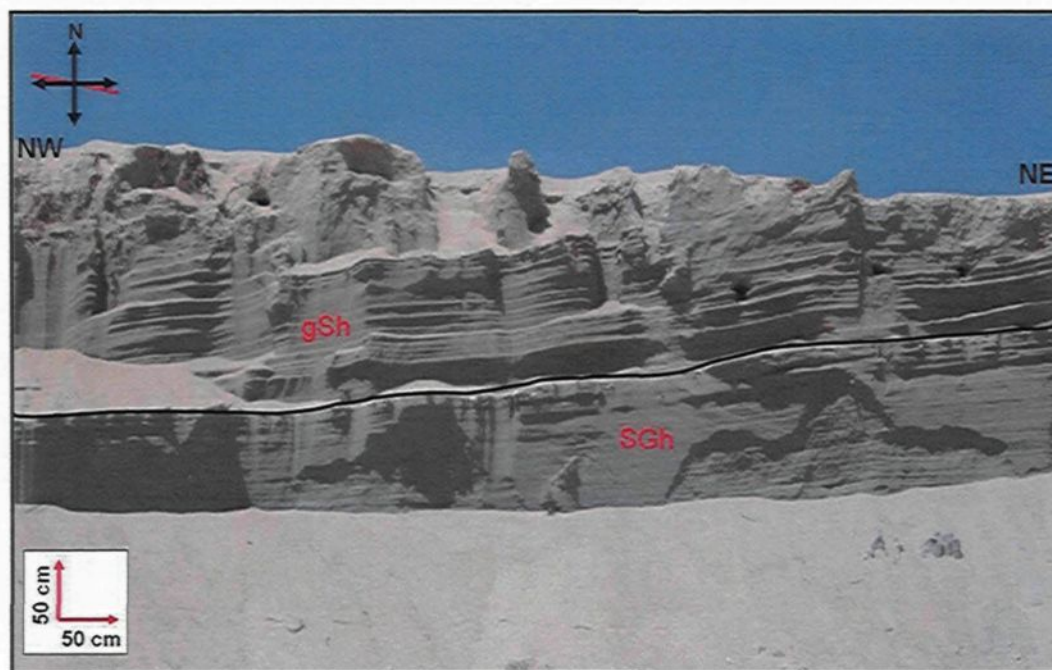


Figure 3.3 : Face investiguée dans la sablière 2.

Sablière 3

À une distance respective d'environ 1734 m et 1334 m, vers le sud-est de la première et de la deuxième sablière, se trouve la troisième sablière. Une seule face orientée à N340 a été étudiée (figure 3.4) et trois lithofaciès ont été identifiés. Le lithofaciès GSt, identifié uniquement dans cette sablière est constitué de gravier sablonneux à stratifications entrecroisées en auge. Il occupe environ 28% du total de la face. Le lithofaciès gSt qui occupe environ 19% de face a été observé deux fois, dont une sous forme d'une lentille de 2 m de longueur et 0.20 m d'épaisseur. L'analyse granulométrique montre que ce lithofaciès se caractérise par un tri pauvre ($\sigma = 1.11$). Le lithofaciès fSp qui occupe la majorité de la face (53%) est constitué de sable fin à laminations entrecroisées planaires. Ce lithofaciès possède un tri modéré ($\sigma = 0.87$).

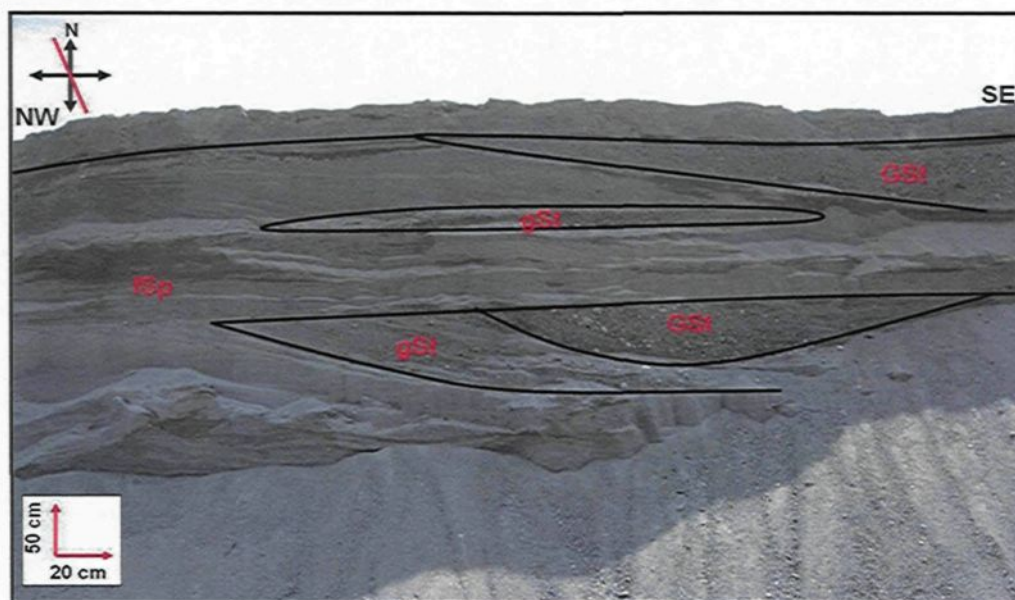


Figure 3.4 : Face investiguée dans la sablière 3.

Sablière 4

Cette sablière se trouve le long du chemin Volair à une distance d'environ 667 m à l'est de la première sablière. Une face (figure 3.5) orientée à N65 a été étudiée, sur laquelle les couches montrent une inclinaison de 17° vers le nord-est. Trois principaux lithofaciès ont été observés. Le lithofaciès fSp qui occupe 12% de la face est constitué de sable fin et il possède un tri pauvre ($\sigma = 1.14$). Le lithofaciès gSp est constitué de sable grossier à laminations entrecroisées planaires et il possède un tri modéré ($\sigma = 0.88$). Il occupe 80% de la face et il a été identifié en bas, au sommet et au milieu de la face. Le lithofaciès fSr est constitué de sable fin avec des faibles laminations d'amplitudes (rides). Il occupe 8% de la face, avec une épaisseur des lits de l'ordre de 0.20 m. L'analyse granulométrique d'un échantillon prélevé de ce lithofaciès indique qu'il possède un tri pauvre ($\sigma = 1.48$).



Figure 3.5 : Face investiguée dans la sablière 4.

Sablière 5

Cette sablière se trouve à proximité du Chemin du Lac, sur le territoire de la municipalité de Saint-Honoré. Elle est éloignée de l'ensemble des quatre premières sablières, vers le nord-est, d'une distance d'environ 5 300 m. Une face orientée à N260 (figure 3.6) a été étudiée et trois lithofaciès y ont été observés. Le lithofaciès gSh occupe le sommet de la face avec une épaisseur de 0.80 m. Il possède un tri modéré ($\sigma = 0.87$). Le lithofaciès cGm est constitué de gravier à cailloux avec une structure massive. Ce lithofaciès a été identifié uniquement dans cette sablière et il occupe 50% de la superficie de la face étudiée. Le lithofaciès GSh, constitué de gravier sablonneux à structure horizontale, a été identifié uniquement dans cette sablière. Il occupe environ 21% de la face et il se présente sous forme d'une grande lentille de 0.50 m d'épaisseur.

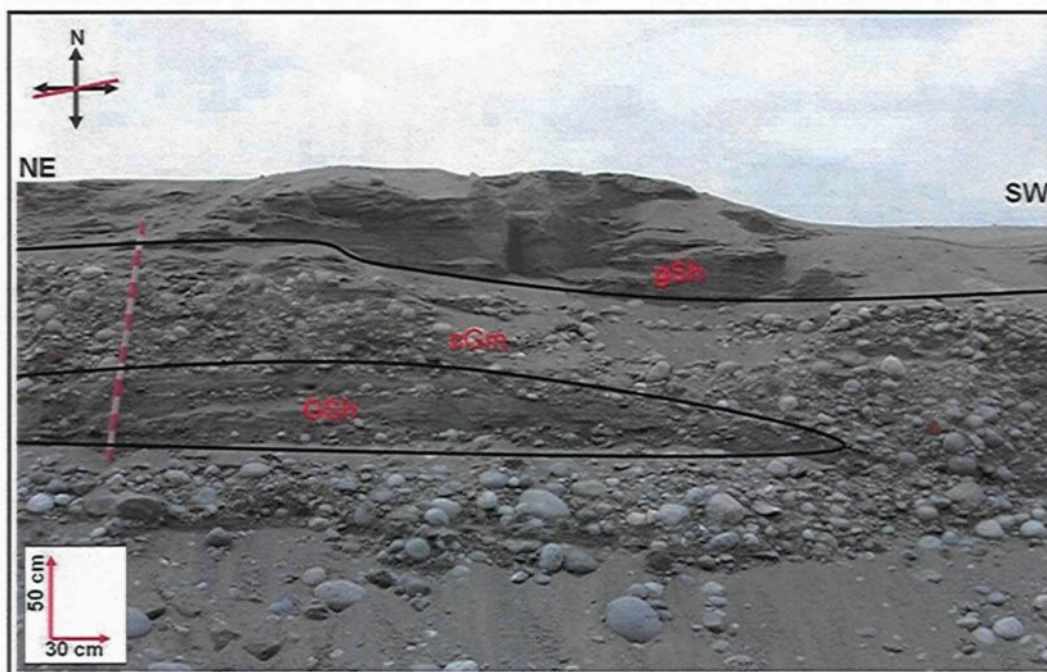


Figure 3.6 : Face investiguée dans la sablière 5.

Sablière 6

Cette sablière se trouve à une distance d'environ 267 m vers le sud-est de la cinquième sablière. Sur une face orientée à N260 (figure 3.7), cinq lithofaciès ont été identifiés. Le lithofaciès gSt se présente au sommet de la face avec une épaisseur de 1.12 m et il occupe 23% de la face. Il a un tri modéré ($\sigma = 0.73$). Le lithofaciès SGt montre des laminations entrecroisées en auge. Son épaisseur est de 0.72 m, il compte pour 15% de la face et il possède un tri modéré ($\sigma = 0.89$). Le lithofaciès fSr occupe 25 % de la face avec une épaisseur de 1.20 m et il possède un tri modéré ($\sigma = 0.64$). Le lithofaciès Fsc, constitué majoritairement d'argile laminée, occupe 8% de la face. Le lithofaciès cGp est constitué de gravier dominé par la présence de petits cailloux à structure planaire. Il occupe 28% de la face où il se présente en grande partie à la base, avec une épaisseur de 1.36 m.

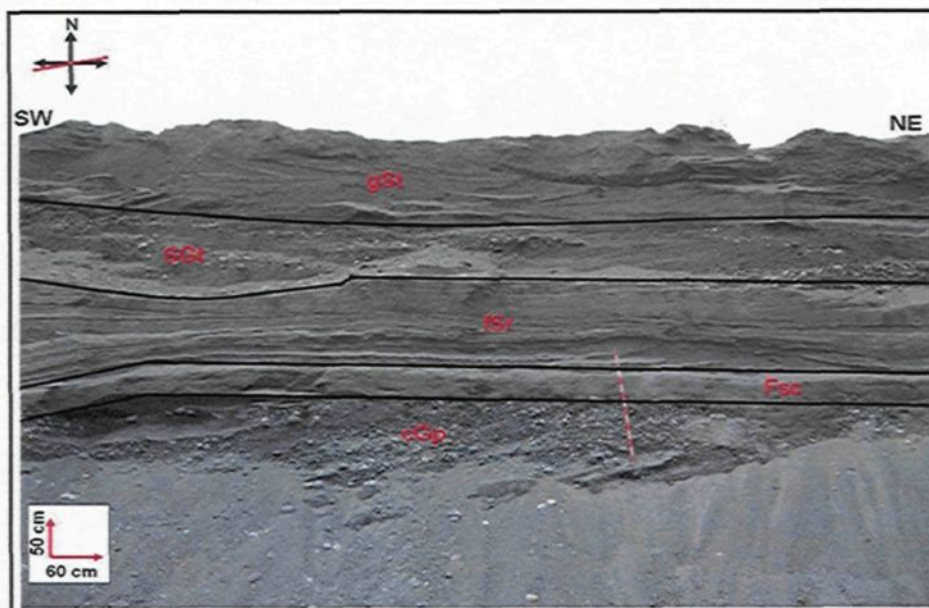


Figure 3.7 : Face investiguée dans la sablière 6.

Sablière 7

À proximité du rang Saint-Joseph, sur le territoire de la municipalité de Saint-Fulgence, se trouve la septième sablière étudiée. Une face orientée à N185 a été documentée (figure 3.8) et elle comprend deux principaux lithofaciès. Le lithofaciès fSt, constitué de sable fin, montre en général des laminations entrecroisées en auge. Il occupe 40% de la face et possède un tri modéré ($\sigma = 0.91$). Le lithofaciès SGt, qui est constitué de sable graveleux avec des laminations entrecroisées en auge; occupe les 60% de la face.

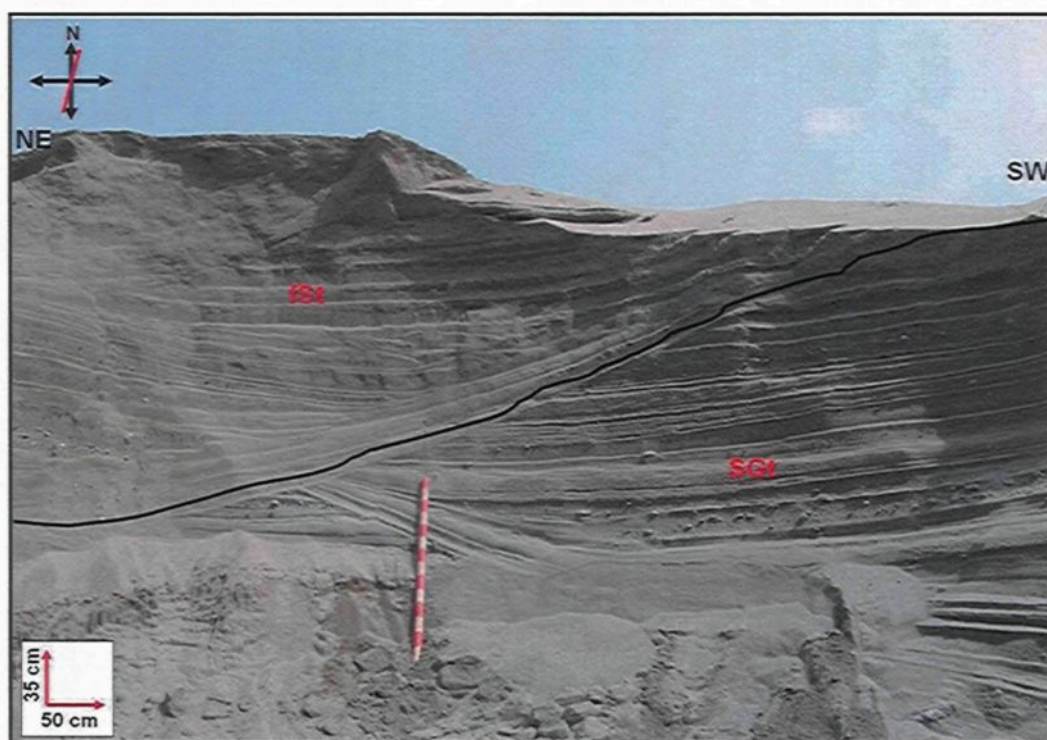


Figure 3.8 : Face investiguée dans la sablière 7.

Sablière 8

Près du rang Saint-Louis à Saint-Fulgence, se trouve la huitième sablière sélectionnée. Cette dernière est éloignée d'environ 1470 m vers le sud-est de la septième sablière. Une face orientée à N260 (figure 3.9) a été sélectionnée. Les lits y sont tous inclinés de 14° vers le sud-ouest, et recoupés par des failles normales. Sur cette face, trois lithofaciès ont été observés. Le lithofaciès gSi est constitué de sable grossier à lits inclinés, et son épaisseur varie entre 0.30 et 0.60 m. Il occupe environ 17% de la face et il possède un tri pauvre ($\sigma = 1.09$). Le lithofaciès SGi contient du matériel sablonneux à graveleux dont les lits sont inclinés. Il représente environ 33% de la face. Le lithofaciès gGi a été identifié exclusivement dans cette sablière. Il occupe 50% de la face étudiée avec une épaisseur varie entre 0.80 et 3.00 m.

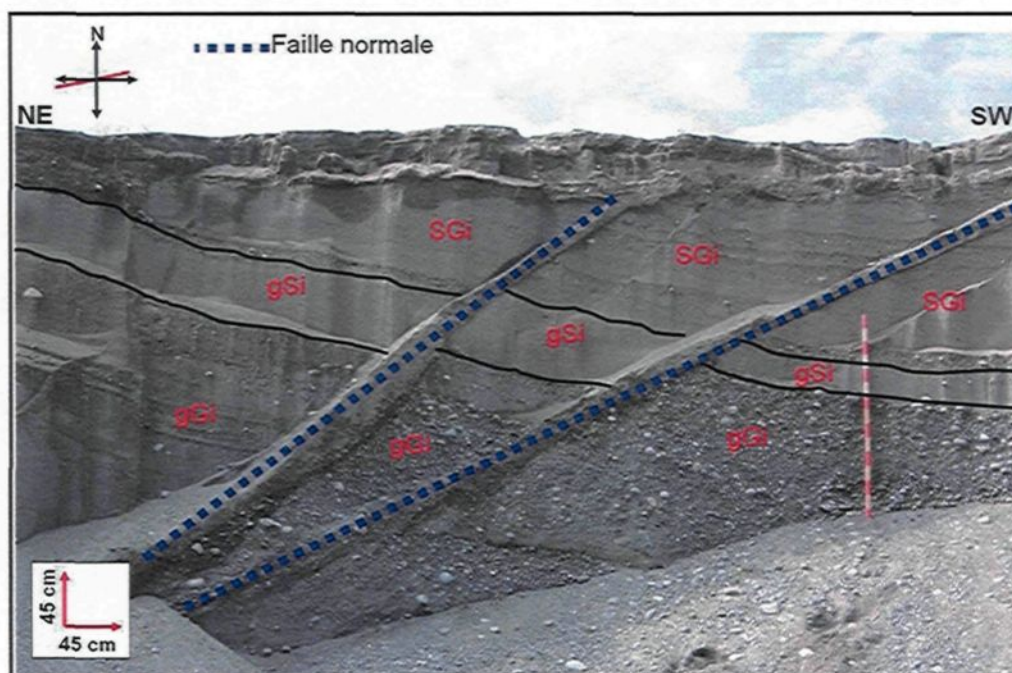


Figure 3.9 : Face investiguée dans la sablière 8.

Sablière 9

Juste à côté de la huitième sablière, à une distance de 133 m vers le sud-ouest, se trouve la neuvième et dernière sablière sélectionnée pour cette étude. Une seule face (figure 3.10) orientée à N175 a été documentée. Deux lithofaciès principaux y ont été identifiés. Le lithofaciès GSm est constitué de gravier sablonneux de structure massive. Il a été identifié uniquement dans cette sablière. Il représente environ 37% de la face où il occupe le sommet pour une épaisseur de 1.40 m. Le lithofaciès Fm, composé essentiellement d'argile massive, n'a été identifié que dans cette sablière. Il représente 63% de la face et son épaisseur est d'environ 2.40 m.

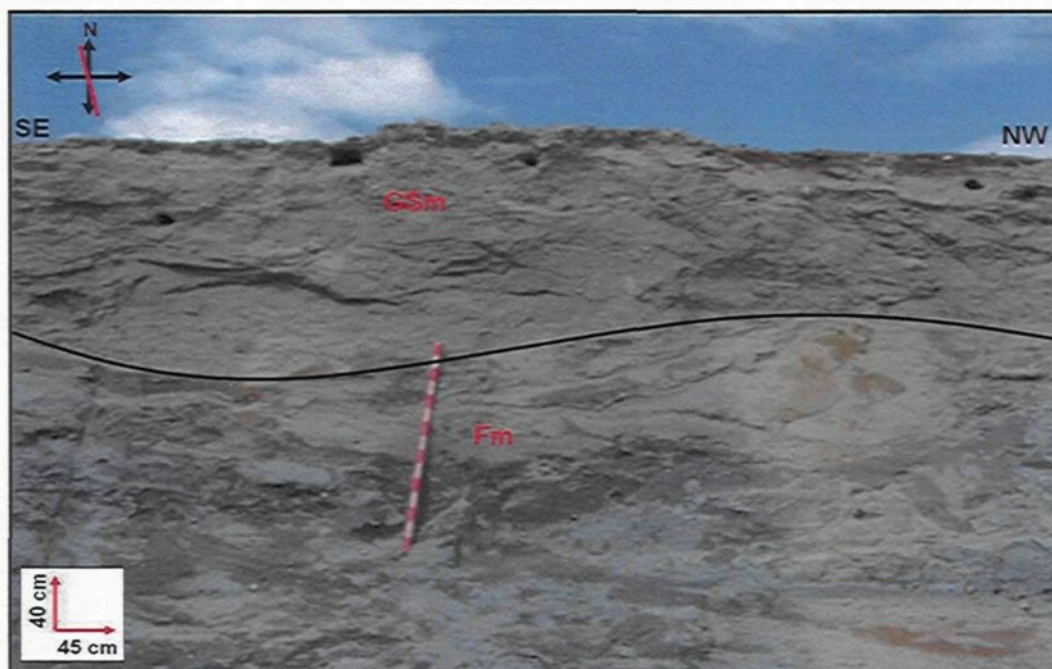


Figure 3.10 : Face investiguée dans la sablière 9.

CHAPITRE 4

MÉTHODES D'ESTIMATION DES PARAMÈTRES HYDRAULIQUES

Ce chapitre porte sur la description des méthodes qui ont été utilisées pour l'estimation des paramètres hydrauliques que sont la conductivité hydraulique et la porosité, soit directement *in situ* sur les faces de sablières ou à partir des échantillons qui y ont été prélevés.

4.1 Estimation *in situ* de la conductivité hydraulique

Plusieurs instruments ont été développés permettant l'estimation *in situ* de la conductivité hydraulique dont certains sont utilisés dans les milieux granulaires non saturés (Chossat, 2005). En particulier, le mini-infiltromètre à disque et l'infiltromètre à tension ont été les deux instruments utilisés pour notre campagne de mesure *in situ*.

Le mini-infiltromètre à disque

Le mini-infiltromètre (figure 4.1) est un instrument facile à utiliser sur le terrain et il permet de réaliser *in situ* des essais d'infiltration adaptés à la texture du sol. Il a été utilisé pour estimer la conductivité hydraulique pour tous les lithofaciès identifiés. Cet instrument

de 32.70 cm de longueur est constitué d'un cylindre transparent en polycarbonate de 3.10 cm de diamètre, fermé au sommet par un bouchon et reposant à sa base sur un disque fabriqué de matériel poreux. Le cylindre est séparé en deux parties superposées limitées par une barrière étanche. La partie au dessus de la barrière est destinée principalement à régler la pression et la partie au dessous de la barrière est un réservoir d'eau gradué, permettant la lecture de la baisse du niveau d'eau. Le disque à la base est fabriqué en acier inoxydable et équipé sur la face destinée à être en contact avec le sol d'une paroi poreuse, assurant un bon contact avec le sol. Deux tubes sont en contact indirect dans la partie supérieure du cylindre (chambre des bulles) qui est remplie partiellement d'eau; ils permettent de régler le potentiel de l'eau au niveau de la surface du sol, pour que l'eau quitte le mini-infiltromètre à disque et s'infiltré dans le sol.

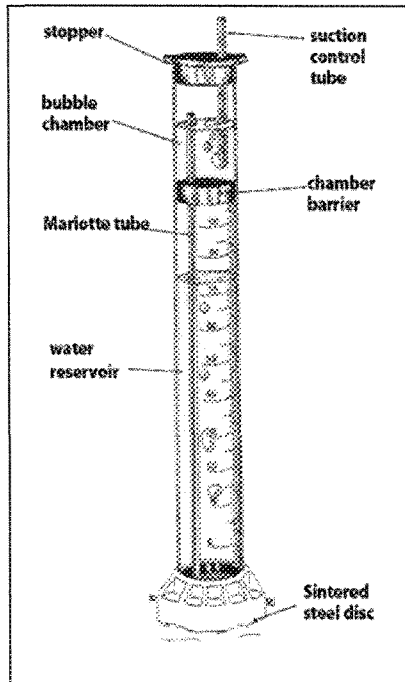


Figure 4.1 : Le mini-infiltromètre à disque (Decagon, 2005)

La procédure d'utilisation du mini-infiltromètre à disque s'appuie principalement sur la mise en eau par le remplissage partiel de la chambre des bulles par de l'eau propre. Une fois que cette chambre des bulles est remplie partiellement d'eau, le tube de commande de tension est glissé complètement vers la barrière étanche, puis l'infiltromètre est mis à l'envers. Ensuite, le disque poreux est enlevé et le réservoir d'eau est également rempli. La valeur de tension de l'eau est choisie selon la nature du sol. Pour les sols sablonneux, il est recommandé d'utiliser une hauteur de tension de 6 cm. En revanche, une hauteur de tension de 0.50 cm est recommandée pour les sols compactés. La surface du sol sur laquelle est appliqué l'instrument doit être horizontale et plane. Pour conduire l'essai d'infiltration, il est suggéré 1) de noter le niveau d'eau dans l'infiltromètre, 2) de le mettre en contact avec la surface du sol, 3) de déclencher le chronomètre et 4) de noter le volume d'eau dans l'infiltromètre pour des intervalles de temps réguliers.

La conductivité hydraulique K (cm/s) est calculée suivant la relation 2 (plus de détails sur cette relation se trouvent en annexe F) :

$$K = C_2 / A_2 \quad (2)$$

Où :

C_2 : coefficient fonction du taux d'infiltration de l'eau dans le sol et le temps (cm.s^{-1}).

A_2 : coefficient adimensionnel dépendant de la texture du sol et de la valeur de tension h_0 choisie (tableau 4.1).

Tableau 4.1 : Les valeurs du coefficient adimensionnel A_2 (Decagon, 2005).

Texture	α	n	h_0						
			-0.5	-1.0	-2.0	-3.0	-4.0	-5.0	-6.0
Sable	-0.145	-2.68	2.9	2.5	1.8	1.3	0.9	0.7	0.5
Sable limoneux	-0.124	-2.28	3.0	2.8	2.5	2.2	1.9	1.6	1.4
Limon sableux	-0.075	-1.89	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.1	4.1
Limon	-0.036	-1.56	5.6	5.8	6.4	7.0	7.7	8.4	9.2
Silt	-0.016	-1.37	8.1	8.3	8.9	9.5	10.1	10.8	11.5
Limon silteux	-0.020	-1.41	7.2	7.5	8.1	8.7	9.4	10.1	10.9
Limon sableux argileux	-0.059	-1.48	3.3	3.6	4.3	5.2	6.3	7.6	9.1
Limon argileux	-0.019	-1.31	6.0	6.2	6.8	7.4	8.0	8.7	9.5
Limon silteux argileux	-0.010	-1.23	8.1	8.3	8.7	9.1	9.6	10.1	10.6
Argile sableux	-0.027	-1.23	3.4	3.6	4.2	4.8	5.5	6.3	7.2
Argile silteux	-0.005	-1.09	6.2	6.3	6.2	6.7	6.9	7.1	7.3
Argile	-0.008	-1.09	4.1	4.2	4.4	4.6	4.8	5.1	5.3

Pour évaluer le coefficient C_2 , Zhang (1997) propose une méthode simple et efficace qui se base sur la représentation graphique des valeurs de la hauteur d'eau infiltrée dans le sol, en fonction de la racine carrée du temps. La conversion du volume d'eau infiltrée dans le sol (ml) en hauteur d'eau infiltrée (I , en cm) se fait suivant l'expression (3) décrite dans Chossat (2005).

$$I = \frac{V_{t_0} - V_t}{S} \quad (3)$$

Où :

V_t : volume relevé (ml) au temps t .

V_{t_0} : volume relevé (ml) au temps t_0 .

S : surface du disque ($S = 15.9 \text{ cm}^2$).

Pour chaque essai réalisé, le graphique de la hauteur d'eau infiltrée versus la racine carrée du temps (figure 4.2) est construit, à l'aide d'un logiciel fourni par le vendeur de

l'instrument (*Decagon*) et utilisant le programme *Excel*. Une équation quadratique de deuxième degré (relation 4) est alors ajustée aux données obtenues.

$$y = ax^2 + bx \quad (4)$$

L'ajustement de cette équation aux données de terrain à l'aide du logiciel permet d'estimer le coefficient C_2 , lequel correspond à la constante a qui multiplie la variable x^2 . Sur l'exemple de la figure 4.2, le coefficient C_2 est de 0.0028 cm.s^{-1} . Tandis que la valeur 0.0575 correspond au coefficient C_1 qui sert au calcul de la sorptivité.

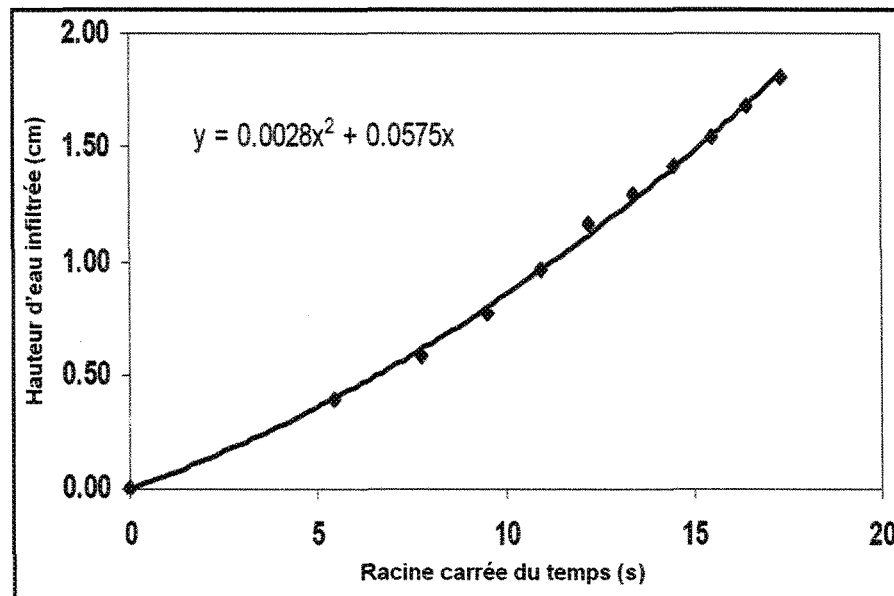


Figure 4.2 : Exemple d'une courbe de la hauteur d'eau infiltrée dans le sol versus la racine carrée du temps (Decagon, 2005).

L'infiltromètre à tension

La méthode de mesure d'infiltration à l'aide de l'infiltromètre à tension a été mise au point par Touma (1984), et par Reynolds et Elrick, (1990 et 1991); des informations sur

sa procédure sont données par Revol (1994). Un infiltromètre à tension monté par le professeur Jean Caron, du Département des Sols et de Génie Agroalimentaire à l'Université Laval à Québec a été utilisé dans le cadre de cette étude.

Cet instrument, représenté sur la figure 4.3, est constitué de : 1) un réservoir d'eau gradué permettant la lecture de la hauteur d'eau qui s'est infiltrée dans le sol; 2) un tube d'alimentation en air (T) pour ajuster la pression; placé à l'intérieur du réservoir d'eau, il coulisse dans le bouchon de caoutchouc; 3) un petit bouchon, placé à la base du tube d'alimentation en air pour empêcher l'écoulement avant le démarrage de l'essai; et 4) un cylindre en cuivre à enfoncer dans le sol.

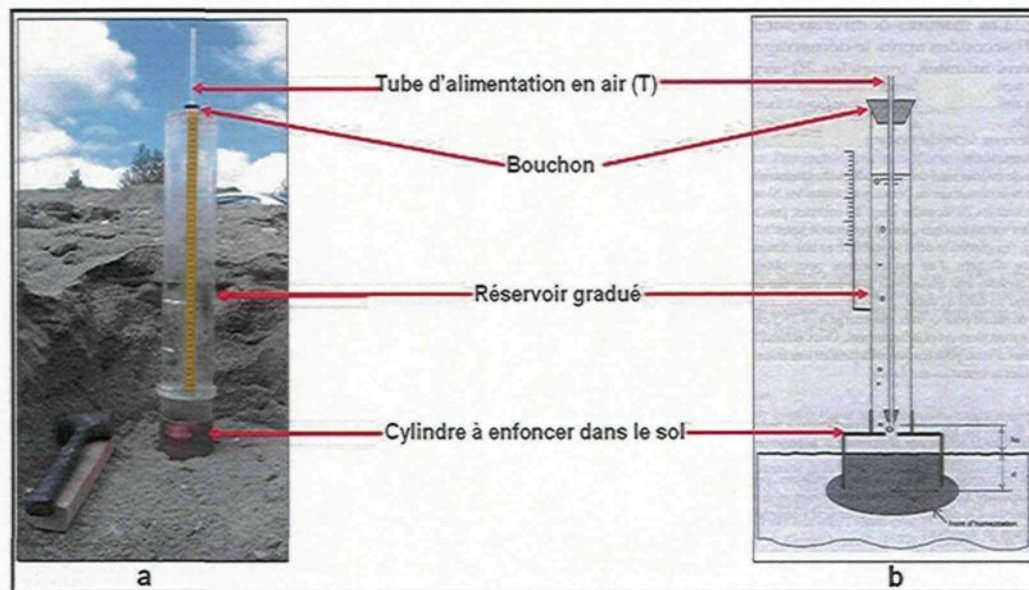


Figure 4.3 : Infiltrmètre à tension : a) l'appareil utilisé dans cette étude; b) modèle d'infiltrmètre à tension (Revol, 1994).

Pour le bon fonctionnement de l'infiltromètre à tension, il est suggéré de poursuivre les étapes suivantes : 1) enfoncer le cylindre en cuivre dans le sol à une profondeur d ; cette dernière sert au calcul du facteur de forme G (équation 5); un enfoncement de 10 cm est recommandé car il permet de mettre en égalité la valeur de la pression h et la hauteur d'eau H à l'intérieur de cylindre; 2) remplir le réservoir d'eau; 3) installer le réservoir au-dessus du cylindre et mettre le pied en contact avec la surface du sol; 4) soulever le tube d'alimentation en air; le trou situé à la base du réservoir est alors ouvert et l'eau s'écoule rapidement dans le cylindre; dès que les dernières bulles d'air s'échappent, le tube d'alimentation en air est placé à une valeur de pression h donnée; cette dernière sert au calcul de la hauteur d'eau H à l'intérieur de cylindre et 5) déclencher le chronomètre dès que le régime permanent est atteint. À l'aide des graduations du réservoir d'eau, il faut alors noter la hauteur du niveau d'eau dans le réservoir en fonction du temps; ceci permet d'estimer la hauteur d'eau infiltrée dans le sol à chaque intervalle de temps.

La conductivité hydraulique K (m/s) en utilisant l'infiltromètre à tension est calculée à l'aide de la relation 5 (plus d'informations sur cette dernière se trouvent en annexe G) :

$$K = \frac{Q_s}{\frac{aH}{G} + \pi a^2 + \frac{a}{\alpha G}} \quad (5)$$

Q_s : Débit calculé par le produit de hauteur de chute d'eau (en cm) et la surface du réservoir (69.4 cm^2), divisé par l'intervalle de temps, puis le résultat est transformé en m^3/s .

H : Hauteur d'eau à l'intérieur de cylindre.

a : Rayon du cylindre (0.05 m).

α : Constante de l'ordre de 36 m^{-1} .

G : Facteur de forme égal à $0.316 (d/a) + 0.184$

4.2 Estimation de la conductivité hydraulique à partir de la granulométrie

Vukovic et Soro (1992) ont compilé plusieurs expressions empiriques permettant l'estimation de la conductivité hydraulique en utilisant des paramètres de la distribution de la taille des grains d'un échantillon. Les expressions empiriques de Beyer, de Hazen et de Slichter ont été utilisées, parce que chacune de ces expressions s'applique sur une gamme limitée du diamètre effectif d_{10} ; la combinaison des trois expressions permet de couvrir une gamme plus large de valeur de d_{10} . De plus, les expressions de Hazen et de Slichter s'expriment en fonction de la porosité; alors il était intéressant d'estimer la conductivité en fonction de nos propres valeurs de porosité.

Expression empirique de Beyer (1964)

$$K = C.d_{10}^2 \quad (6)$$

Où :

K : Conductivité hydraulique (m/s)

d_{10} : diamètre effectif (mm)

$C = 4.5 \times 10^{-3} \log 500/n$

n : Coefficient d'uniformité égal d_{60}/d_{10}

L'application de cette expression est limitée à des valeurs de diamètre effectif d_{10} à l'intérieur de la gamme : $0.06 \text{ mm} < d_{10} < 0.60 \text{ mm}$. De plus, elle n'a pas été appliquée pour les lithofaciès pour lesquels des valeurs du coefficient d_{60} n'étaient pas disponibles. Cette limite de d_{60} affecte les échantillons de forte granulométrie parce qu'il n'y avait pas de tamis avec des ouvertures assez grandes; il n'y avait alors pas assez de matériel avec ces fortes granulométries dans l'échantillon.

d_{10} et d_{60} représentent respectivement les diamètres des particules au percentile 10 et au percentile 60 de la répartition granulométrique.

Expression empirique de Hazen (1892)

$$K = A.C.\tau.d_{10}^2 \quad (7)$$

K : Conductivité hydraulique (cm/s)

A : Si K est exprimée en cm/s, $A=0.00116$.

d_{10} : Diamètre effectif (mm)

τ : $0.70 + 0.03t$ où t : température de l'eau souterraine; supposée 10°C .

C : Coefficient empirique [$C = 400+40(p-26)$, et p est la porosité]

Dans quelques cas cette expression n'a pas pu être appliquée parce qu'une valeur de porosité n'était pas disponible. En effet l'échantillonnage de quelques lithofaciès pour estimer la porosité, a présenté des difficultés à cause de la granulométrie trop grossière. De plus, cette expression est limitée en fonction du diamètre effectif d_{10} tel que : $0.10 \text{ mm} < d_{10} < 3 \text{ mm}$.

Expression empirique de Slichter (1897-1898)

$$K = 4960 \times M \times d_{10}^2 \quad (8)$$

K : Conductivité hydraulique (m/J)

d_{10} : Diamètre effectif (mm).

M : Paramètre fonction de la porosité (tableau 4.2).

Tableau 4.2 : Les paramètres M en fonction de la porosité (Vukovic et Soro, 1992)

n	M	n	M	n	M	n	M
0.26	0.01187	0.32	0.02356	0.38	0.04154	0.44	0.06776
0.27	0.01350	0.33	0.02601	0.39	0.04525	0.45	0.07295
0.28	0.01517	0.34	0.02878	0.40	0.04922	0.46	0.07838
0.29	0.01694	0.35	0.03163	0.41	0.05339	0.47	0.08455
0.30	0.01905	0.36	0.03473	0.42	0.05789		
0.31	0.02122	0.37	0.03808	0.43	0.06267		

Considérant ses limites d'application cette expression n'a été appliquée que pour les lithofaciès qui se caractérisent par un diamètre effectif d_{10} tel que : $0.01 \text{ mm} < d_{10} < 5 \text{ mm}$.

4.3 Estimation *in situ* de la porosité

Un porosimètre-échantillonneur conçu et fabriqué à l'UQAC (figure 4.4) a été utilisé pour l'estimation de la porosité partielle. Il est constitué de : 1) un tube d'échantillonnage de 10.14 cm de diamètre et 20.40 cm de longueur; il est fermé de façon étanche à sa base, alors que son autre extrémité est ouverte et la paroi est taillée en biseau de façon à faciliter son enfoncement tout en minimisant la perturbation du sol échantillonné; 2) un réservoir d'alimentation en eau gradué; 3) un tuyau qui conduit l'eau entre le réservoir d'alimentation en eau et le tube d'échantillonnage; 4) une vanne de commande permettant de stopper l'alimentation en eau; et 5) un support permettant de maintenir le réservoir d'alimentation en eau à une hauteur plus élevée que le tube d'échantillonnage.

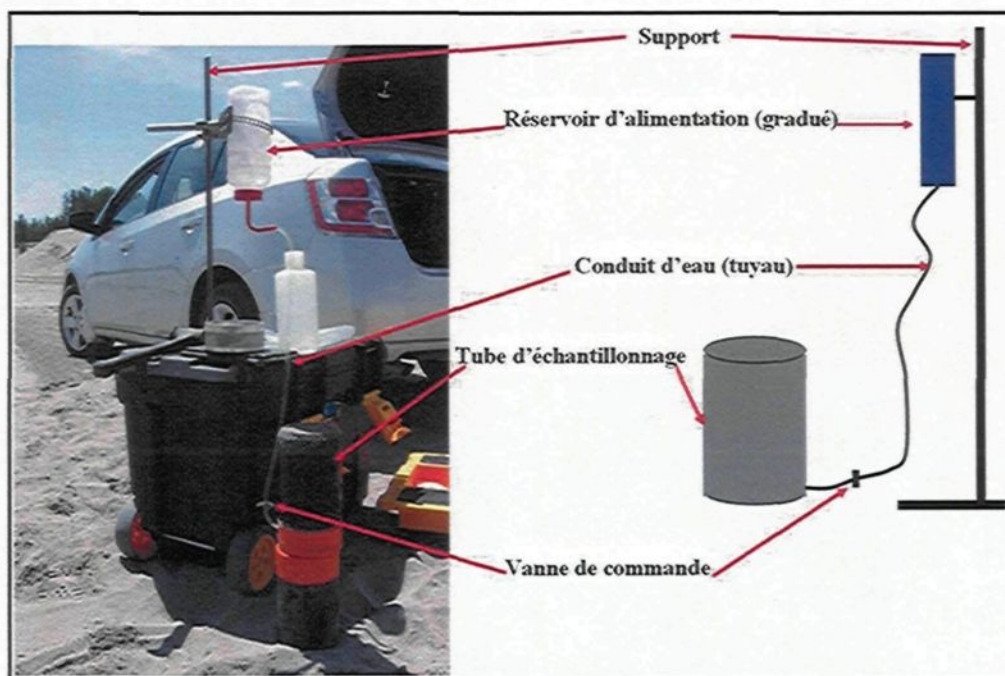


Figure 4.4 : Le porosimètre-échantillonneur fabriqué à l'UQAC.

Après le prélèvement d'un échantillon à l'horizontale dans la paroi de sablière à l'aide du tube d'échantillonnage, ce dernier est placé à la verticale près du niveau du sol. Le tuyau partant du réservoir d'alimentation qui est rempli d'eau est alors connecté au tube d'échantillonnage au point d'injection qui est situé à sa base. Ceci assure l'évacuation de l'air vers le haut et par conséquent un remplissage relatif des vides par l'eau. Dès que les premières traces d'eau apparaissent à la surface du tube d'échantillonnage (figure 4.5), le débit d'injection est alors réduit à l'aide de la vanne de commande; puis, à la saturation totale de l'échantillon la vanne de commande est fermée complètement.

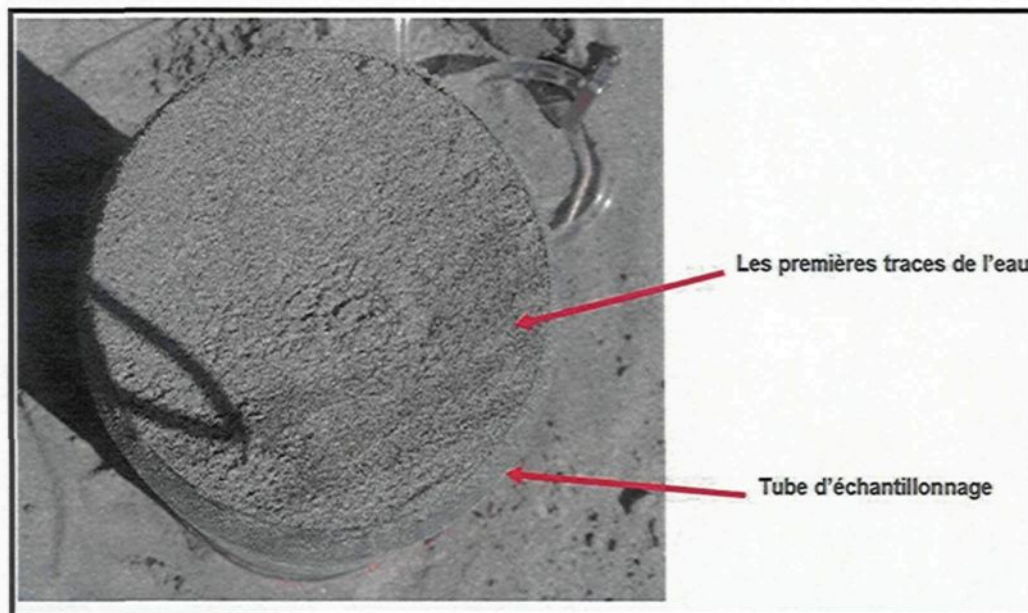


Figure 4.5 : L'apparition des premières traces d'eau lors de l'essai du porosimètre.

Le calcul de la porosité partielle n_p est basé sur le rapport du volume d'eau injecté V_{ei} sur le volume total V_t de l'échantillon :

$$n_p = \frac{V_{ei}}{V_t} \text{ (en \%)} \quad (9)$$

Où :

n_p : porosité partielle

V_{ei} : volume d'eau injecté

V_t : volume total représenté par le volume du tube d'échantillonnage ($V_t = 1646.56 \text{ cm}^3$).

Pour l'estimation de la porosité totale, il faudra prendre en considération le taux d'humidité initiale de l'échantillon. Par définition, l'humidité (*moisture content*), notée θ , exprimée en pourcentage, est la teneur en eau d'un milieu poreux non saturé, exprimée en rapport de volumes ou de poids (Castany, 1998). Afin d'estimer le taux d'humidité initiale, un second échantillon considéré non remanié a été prélevé à chaque endroit où un prélèvement a été fait à l'aide du porosimètre-échantillonneur. Notons que la distance entre ces deux points de prélèvement ne dépasse pas généralement 30 cm. Le second échantillon a été prélevé à l'aide d'un petit pot métallique de 5 cm de diamètre et 3.6 cm de profondeur (figure 4.6). Notons que l'échantillonnage de quelques lithofaciès a présenté des difficultés à cause de leur granulométrie trop grossière.

Les échantillons prélevés ont été pesés en laboratoire, avant de les mettre au séchage à 105 °C. Après une durée de 48 heures de séchage, ils ont été pesés à nouveau et l'humidité a été déterminée suivant la relation (10) décrite par Castany, (1998) :

$$\theta = \frac{P_i - P_s}{P_i} \quad (10)$$

Où :

θ : humidité initiale de l'échantillon (%)

P_i : poids initial de l'échantillon humide (g)

P_s : poids de l'échantillon sec (g)

La porosité totale est obtenue alors en additionnant le taux d'humidité initiale de l'échantillon (θ) à la valeur de porosité partielle (n_p) obtenue par l'essai d'injection réalisé sur le terrain.

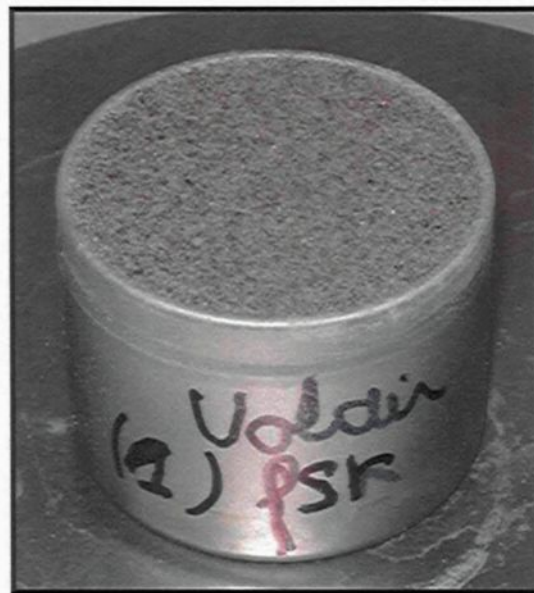


Figure 4.6 : Le petit pot métallique rempli d'un échantillon.

4.4 Estimation de la porosité en laboratoire

Black *et al.* (1965) ont décrit une expression qui permet d'estimer la porosité en laboratoire. Elle s'écrit comme suit :

$$S_t = 100[(\rho_p - D_b) / \rho_p] \quad (11)$$

Où :

S_t : la porosité totale (%).

ρ_p : la densité des particules considérée ici égale à 2.65 g/cm³.

D_b : la densité volumique (*bulk density*) (g/cm³).

Les échantillons utilisés pour estimer l'humidité ont été aussi utilisés pour déterminer la densité volumique en se basant sur la relation (12) décrite également dans Black *et al.* (1965) :

$$D_b = \frac{P_s}{V_t} \quad (12)$$

Où :

D_b : la densité volumique (*bulk density*) (g/cm³)

P_s : poids de l'échantillon après séchage (g)

V_t : volume du pot métallique en (70.63 cm³)

CHAPITRE 5

RÉSULTATS SUR LA CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE ET LA POROSITÉ

Ce chapitre porte sur la présentation, la discussion, l'interprétation et la comparaison des résultats obtenus sur la conductivité hydraulique et la porosité des divers lithofaciès identifiés dans les sablières sélectionnées sur le paléodelta de la rivière Valin. Une discussion des causes possibles de la variabilité des résultats est également présentée.

5.1 Conductivité hydraulique en utilisant le mini-infiltromètre à disque

La conductivité hydraulique en utilisant le mini-infiltromètre à disque est le rapport des coefficients C_2 et A_2 (équation 2, chap.4). Alors, les volumes d'eau infiltrés dans le sol qui ont été relevés en fonction du temps (un exemple de relevé de terrain se trouve en annexe H) sont transformés en hauteurs d'infiltration versus des racines carrées des temps. Les valeurs déterminées pour ces deux coefficients ainsi que les déterminations obtenus de la conductivité hydraulique sont donnés dans le tableau 5.1 et leur représentation graphique est sur la figure 5.1.

Tableau 5.1 : Résultats de la conductivité hydraulique en utilisant le mini-infiltromètre à disque.

Numéro de sablière	Lithofaciès	C_2 (cm/s)	A_2	Conductivité hydraulique (cm/s)
6	Fsc	0.0009	8.7	1.03×10^{-4}
9	Fm	0.0029	4.2	6.90×10^{-4}
1	fSh	0.1238	0.5	2.47×10^{-1}
1	fSr	0.0237	0.5	4.74×10^{-2}
4	fSr	0.1049	0.5	2.09×10^{-1}
6	fSr	0.0709	0.5	1.41×10^{-1}
1	fSc	0.0203	10.6	1.91×10^{-3}
3	fSp	0.0387	0.5	7.74×10^{-2}
4	fSp	0.0161	0.5	3.22×10^{-2}
7	fSt	0.0064	0.5	1.28×10^{-2}
1	gSh	0.1208	0.5	2.41×10^{-1}
2	gSh	0.0168	0.5	3.36×10^{-2}
5	gSh	0.0314	0.5	6.28×10^{-2}
3	gSt	0.0535	0.5	1.07×10^{-1}
6	gSt	0.0186	0.5	3.72×10^{-2}
4	gSp	0.0331	0.5	6.62×10^{-2}
8	gSi	0.0579	0.5	1.15×10^{-1}
2	SGh	0.1267	0.5	2.53×10^{-1}
7	SGt	0.0503	0.5	1.00×10^{-1}
6	SGt	0.0037	0.5	7.40×10^{-3}
8	SGi	0.0418	0.5	8.36×10^{-2}
5	GSh	0.0054	0.5	1.08×10^{-2}
3	GSt	0.0018	0.5	3.60×10^{-3}
9	GSm	0.0293	0.5	5.86×10^{-2}
8	gGi	0.0005	0.5	1.00×10^{-3}
5	cGm	0.0428	0.5	8.56×10^{-2}
6	cGp	0.0005	1.3	3.84×10^{-4}

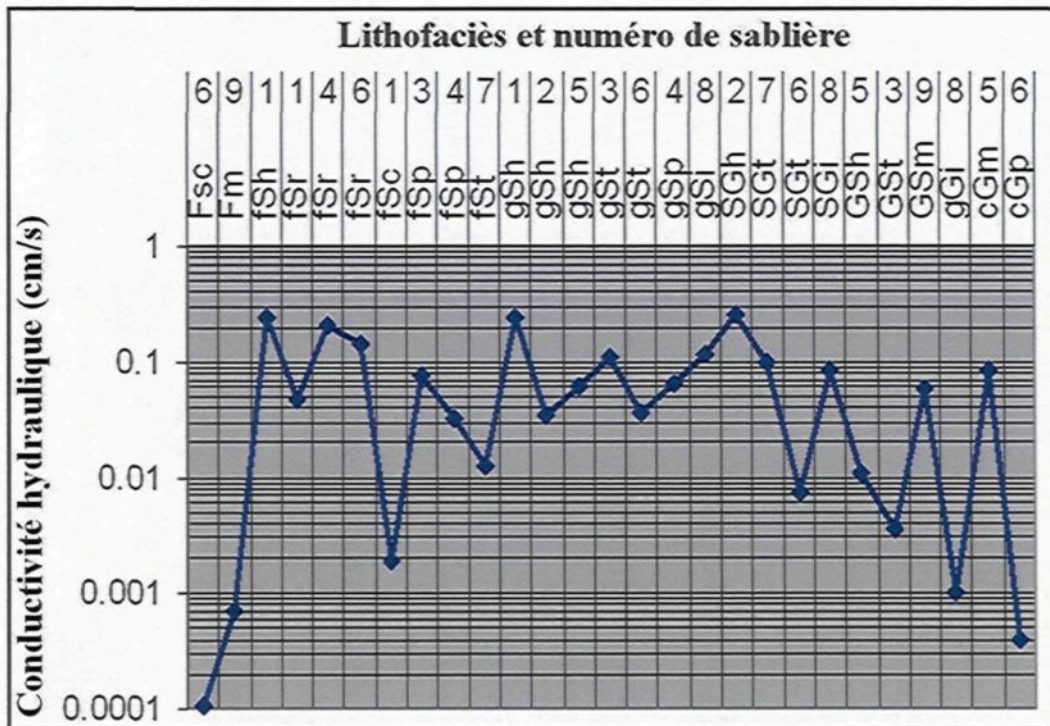


Figure 5.1 : Détermination de la conductivité hydraulique en utilisant le mini-infiltromètre à disque.

En se basant sur la figure 5.1, trois ensembles de lithofaciès ont été distingués. Un premier ensemble se caractérise par une forte conductivité hydraulique qui varie dans l'intervalle de 0.1 à 1 cm/s; sa valeur de conductivité hydraulique la plus importante est de 2.53×10^{-1} cm/s, obtenue pour le lithofaciès SGh identifié à la sablière 2; il se caractérise par une texture grossière composée de sable graveleux; la forte conductivité hydraulique est probablement due à l'uniformité du matériel (Heinz *et al.* 2003) rappelons que ce lithofaciès a un tri modéré. Un deuxième ensemble regroupe la majeure partie des lithofaciès dont la conductivité hydraulique varie entre 0.001 et 0.1 cm/s; tous ces lithofaciès sont de granulométrie grossière. Le troisième ensemble regroupe des lithofaciès

qui se caractérisent par une faible conductivité hydraulique variant entre 0.0001 et 0.001 cm/s; le lithofaciès Fsc identifié à la sablière 6 a la plus faible valeur de conductivité hydraulique, soit 1.03×10^{-4} cm/s, due probablement à la présence d'argile qui nuit à l'écoulement de l'eau.

5.2 Conductivité hydraulique en utilisant l'infiltromètre à tension

L'infiltromètre à tension n'a été appliqué que sur un nombre restreint de lithofaciès (six) et la conductivité hydraulique a été estimée en fonction de plusieurs paramètres (relation 5, chap. 4). À chacun des essais avec cet appareil, le cylindre a été enfoncé à une profondeur d de l'ordre de 10 cm et à chaque fois, le tube de réglage de la pression a été soulevé à 4 cm et par conséquent, la hauteur d'eau H à l'intérieur du cylindre au-dessus de la surface du sol est de 4 cm. Ceci permet d'estimer le débit Q en cm^3/s (un exemple de relevé de terrain se trouve en annexe I), lequel a été utilisé pour le calcul de la conductivité hydraulique. Les valeurs des débits estimés ainsi que les déterminations obtenus sur la conductivité hydraulique sont indiquées dans le tableau 5.2 et sur la figure 5.2.

Tableau 5.2 : Résultats de la conductivité hydraulique en utilisant l'infiltromètre à tension.

Numéro de sablière	Lithofaciès	Débit (cm^3/s)	Conductivité hydraulique (cm/s)
2	gSh	9.25	7.70×10^{-2}
1	fSh	7.98	6.64×10^{-2}
3	fSp	2.30	1.92×10^{-2}
5	gSh	7.63	6.35×10^{-2}
4	gSp	22.2	1.84×10^{-1}
8	SGi	5.32	4.43×10^{-2}

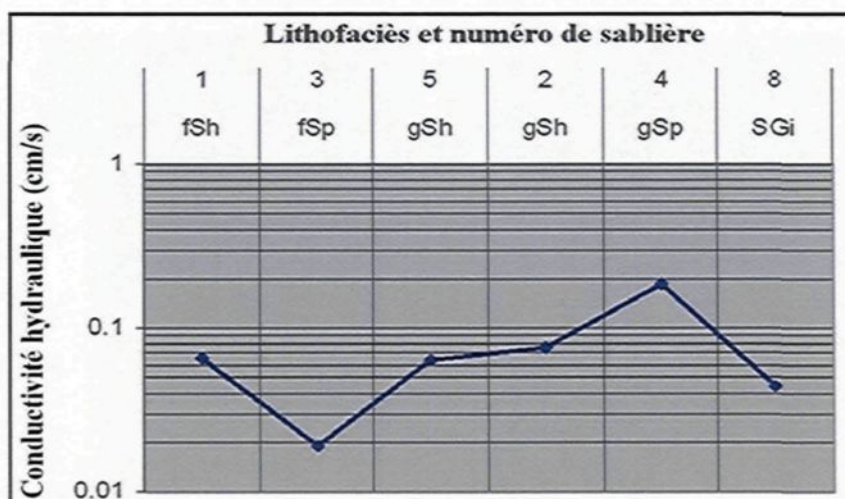


Figure 5.2 : Détermination de la conductivité hydraulique en utilisant l'infiltromètre à tension.

À cause de l'acquisition tardive de l'infiltromètre à tension, ce dernier n'a été utilisé que sur six lithofaciès sablonneux, dont la plupart se caractérisent par un tri modéré. La conductivité hydraulique de la plupart de ces lithofaciès (5 sur 6) varie dans l'intervalle de 0.01 à 0.1 cm/s; le lithofaciès gSp identifié à la sablière 4 montre une plus forte valeur de conductivité hydraulique, soit 1.84×10^{-1} cm/s.

5.3 Conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Hazen

La conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Hazen a été estimée en fonction de quelques paramètres et coefficients (relation 7, chap. 4). Le coefficient A est de 0.00116. La température de l'eau souterraine a été supposée 10 °C (Simard et Des Rosiers, 1979) et conséquemment, le paramètre τ est de l'ordre de 1. Le coefficient d_{10} a été déterminé à partir des courbes granulométriques (annexe J). Le coefficient C a été calculé

en fonction de résultats de porosité, dont une valeur estimée *in situ* « A » et l'autre déterminée en laboratoire « B ». Alors deux valeurs ont été proposées pour le coefficient *C* et par conséquent, deux valeurs de conductivité hydraulique ont été obtenues pour chacun des lithofaciès (tableau 5.3); leur représentation graphique est sur la figure 5.3.

Tableau 5.3 : Résultats de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Hazen.

Sablère	lithofaciès	d_{10} (mm)	<i>C</i> « A »	<i>C</i> « B »	<i>K</i> (cm/s) « A »	<i>K</i> (cm/s) « B »
6	Fsc	0.0002	-	1120	N-A	N-A
9	Fm	-	-	880	N-A	N-A
1	fSh	0.14	1360	1120	3.09×10^{-2}	2.54×10^{-2}
1	fSr	0.14	1480	1080	3.36×10^{-2}	2.45×10^{-2}
6	fSr	0.14	1120	920	2.91×10^{-2}	2.36×10^{-2}
4	fSr	0.17	1280	1040	3.75×10^{-2}	3.08×10^{-2}
1	fSc	0.15	920	1040	2.40×10^{-2}	2.71×10^{-2}
3	fSp	0.39	1000	880	1.76×10^{-1}	1.55×10^{-1}
4	fSp	0.09	760	1120	7.14×10^{-3}	1.05×10^{-2}
7	fSt	0.17	1040	920	3.48×10^{-2}	3.08×10^{-2}
1	gSh	0.21	1120	920	5.72×10^{-2}	4.70×10^{-2}
2	gSh	0.20	840	920	3.89×10^{-2}	4.26×10^{-2}
5	gSh	0.30	1360	1160	1.41×10^{-1}	1.21×10^{-1}
3	gSt	0.30	960	960	1.00×10^{-1}	1.00×10^{-1}
6	gSt	0.27	1200	1040	1.01×10^{-1}	8.79×10^{-2}
4	gSp	0.35	1160	840	1.64×10^{-1}	1.19×10^{-1}
8	gSi	0.26	800	840	6.27×10^{-2}	6.58×10^{-2}
2	SGh	0.19	1120	1040	4.69×10^{-2}	4.35×10^{-2}
6	SGt	0.55	1160	1120	4.07×10^{-1}	3.93×10^{-1}
7	SGt	0.25	1080	920	7.83×10^{-2}	6.67×10^{-2}
8	SGi	0.42	760	840	1.55×10^{-1}	1.71×10^{-1}
5	GSh	0.40	760	1000	1.41×10^{-1}	1.85×10^{-1}
3	GSt	0.70	600	720	3.41×10^{-1}	4.09×10^{-1}
9	GSm	0.66	880	720	4.44×10^{-1}	3.63×10^{-1}
8	gGi	0.92	-	-	N-A	N-A
5	cGm	0.60	-	-	N-A	N-A
6	cGp	0.25	-	-	N-A	N-A

A : En fonction des valeurs de la porosité estimées *in situ*.

B : En fonction des valeurs de la porosité déterminées en laboratoire.

N-A : Non applicable.

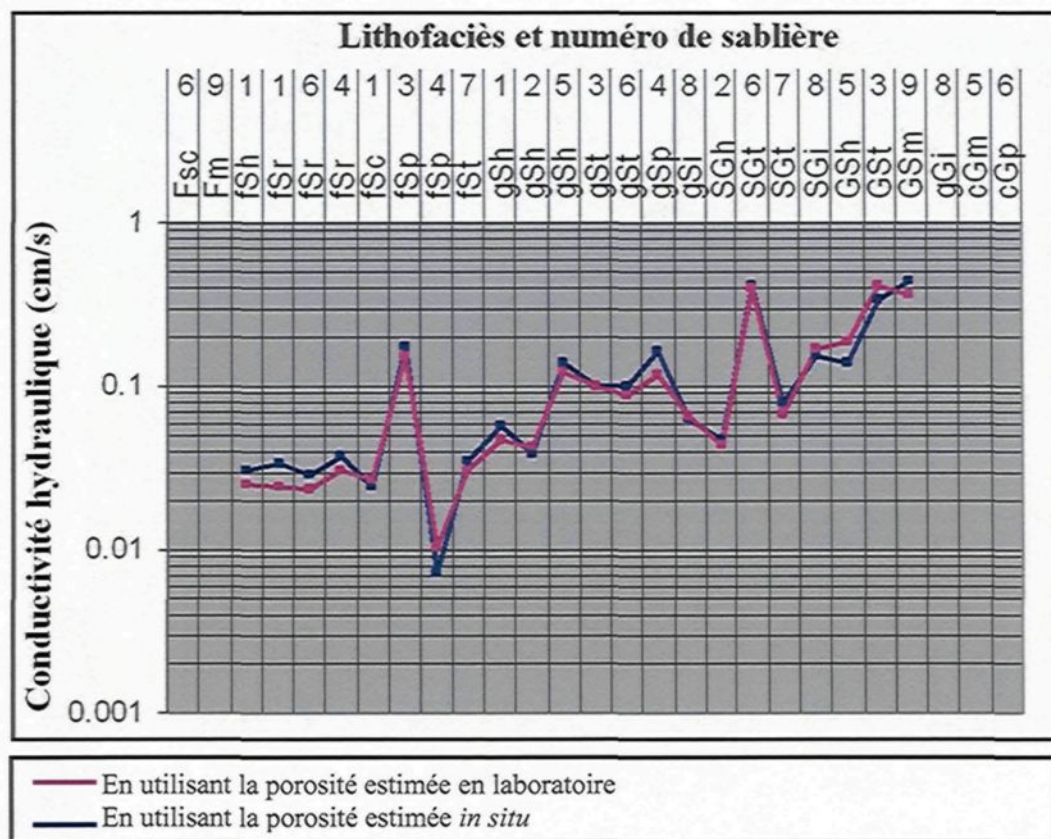


Figure 5.3 : Détermination de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Hazen.

Considérant les limites d'application de l'expression empirique de Hazen, sur la totalité des 27 échantillons prélevés, 22 ont été admis à son application. Les résultats de la conductivité hydraulique obtenus en fonction des valeurs de porosité estimée *in situ* «A» et celles estimée en laboratoire «B» sont quasiment identiques; ainsi, leur représentation graphique sur la figure 5.3 montre une bonne superposition des courbes. Donc, les différentes valeurs de porosité obtenues ne produisent pas de variation significative dans la valeur estimée de la conductivité hydraulique.

La plus faible valeur de conductivité hydraulique est de 7.14×10^{-3} cm/s, selon l'utilisation des valeurs de porosité estimées *in situ*, notée pour le lithofaciès fSp identifié à la sablière 4, et de 1.05×10^{-2} cm/s, selon l'utilisation des valeurs estimées de porosité estimées en laboratoire notée encore pour le même lithofaciès. Notons que des lithofaciès constitués de matériel plus fin qui empêche une bonne circulation de l'eau, comme les lithofaciès Fsc et Fm, peuvent avoir une conductivité hydraulique encore plus faible que celle du lithofaciès fSp, mais leur conductivité hydraulique n'a finalement pas été estimée avec cette méthode à cause de ses limites d'application.

La plus forte conductivité hydraulique en utilisant les valeurs de porosités estimées *in situ* est de 4.44×10^{-1} cm/s, estimée pour le lithofaciès GSm identifié à la sablière 9. Tandis que selon l'utilisation de porosités estimées en laboratoire, elle est de 4.09×10^{-1} cm/s, estimée pour le lithofaciès GSt identifié à la sablière 3. La texture granulaire de ces deux lithofaciès ainsi la portion quasi-nulle de fraction fine sont probablement responsables de la forte conductivité hydraulique.

5.4 Conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Beyer

L'expression empirique de Beyer (relation 6, chap. 4) est calculée en fonction du diamètre effectif d_{10} et du coefficient C . Ce dernier a été calculé en fonction des valeurs de d_{10} et d_{60} qui ont été déterminés à partir des courbes granulométriques (annexe J). Les

valeurs du coefficient C , ainsi que les valeurs de conductivité hydraulique obtenues sont indiquées dans le tableau 5.4; leur représentation graphique est sur la figure 5.4.

Tableau 5.4 : Résultats de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Beyer.

Sablère	Lithofaciès	d_{10} (mm)	d_{60} (mm)	C	K (cm/s)
6	Fsc	0.0002	-	-	N-A
9	Fm	-	-	-	N-A
1	fSh	0.14	0.21	0.01134	2.22×10^{-2}
1	fSr	0.14	0.24	0.01107	2.17×10^{-2}
4	fSr	0.14	0.28	0.01075	2.90×10^{-2}
6	fSr	0.17	0.50	0.01003	2.11×10^{-2}
1	fSc	0.15	0.35	0.01048	2.36×10^{-2}
4	fSp	0.39	0.90	0.01048	7.47×10^{-3}
3	fSp	0.09	0.40	0.00922	1.59×10^{-1}
7	fSt	0.17	0.48	0.01008	2.92×10^{-2}
1	gSh	0.21	0.52	0.01035	4.57×10^{-2}
2	gSh	0.20	0.75	0.00954	3.82×10^{-2}
5	gSh	0.30	0.78	0.01026	9.25×10^{-2}
3	gSt	0.30	0.86	0.00972	9.07×10^{-2}
6	gSt	0.27	0.58	0.01062	7.76×10^{-2}
4	gSp	0.35	0.90	0.01026	1.26×10^{-1}
8	gSi	0.26	0.78	0.00999	6.75×10^{-2}
2	SGh	0.19	0.48	0.01030	3.73×10^{-2}
6	SGt	0.55	1.00	0.01093	3.32×10^{-1}
7	SGt	0.25	0.72	0.01003	6.29×10^{-2}
8	SGi	0.42	1.80	0.00927	1.64×10^{-1}
5	GSh	0.40	2.00	0.00900	1.44×10^{-1}
3	GSt	0.70	2.90	0.00936	N-A
9	GSm	0.66	1.50	0.01053	N-A
8	gGi	0.92	-	-	N-A
5	cGm	0.60	-	-	N-A
6	cGp	0.25	-	-	N-A

N-A : Non applicable.

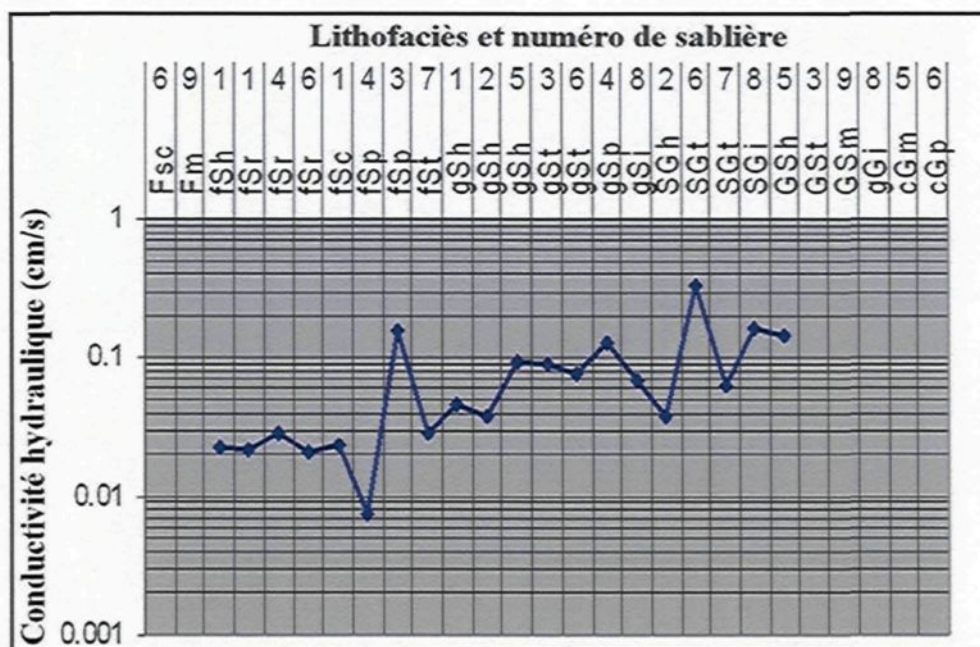


Figure 5.4 : Détermination de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Beyer

Considérant les limites d'application de l'expression de Beyer, 20 échantillons sur 27 ont été utilisés pour l'application de cette expression. La plupart des lithofaciès ainsi considérés présentent une conductivité hydraulique qui varie entre 0.01 et 0.1 cm/s.

La plus faible valeur de conductivité hydraulique est de 7.47×10^{-3} cm/s, estimée pour le lithofaciès fSp à la sablière 4. Probablement que cette faible valeur est liée à l'agencement des grains. En effet, ce lithofaciès se caractérise par un tri pauvre, ce qui nuit à la circulation de l'eau. En revanche, la plus forte valeur de conductivité hydraulique obtenue est de 3.32×10^{-1} cm/s, estimée pour le lithofaciès SGt, identifié à la sablière 6. Sa texture grossière et son tri modéré peuvent être des facteurs qui favorisent une bonne circulation de l'eau.

5.5 Conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Slichter

Le calcul de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression empirique de Slichter (relation 8, chap. 4) se base sur le diamètre effectif d_{10} et le paramètre M (tableau 4.2) qui se détermine en fonction de la porosité, à condition que celle-ci se situe entre 26 et 47%. Ce paramètre M a été déterminé en fonction de la porosité estimée *in situ* « A » et celle estimée en laboratoire « B ». Alors, deux valeurs de ce paramètre ont été proposées et, conséquemment, la plupart des lithofaciès ont ainsi obtenu deux valeurs de conductivité hydraulique. En effet, en fonction de la porosité estimée *in situ*, l'expression de Slichter a été appliquée sur 18 échantillons. Tandis qu'en fonction de la porosité déterminée en laboratoire, 22 échantillons ont été comptés. Le tableau 5.5 montre les valeurs utilisées du diamètre effectif d_{10} , le paramètre M , ainsi que les déterminations de conductivité hydraulique obtenues; leur représentation graphique est sur la figure 5.5.

Tableau 5.5 : Résultats de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Slichter.

Sablère	lithofaciès	d_{10} (mm)	M « A »	M « B »	K (cm/s) « A »	K (cm/s) « B »
6	Fsc	0.0002	-	0.06776	N-A	N-A
9	Fm	-	-	0.04154	N-A	N-A
1	fSh	0.14	-	0.06776	N-A	7.62×10^{-3}
1	fSr	0.14	-	0.06267	N-A	7.05×10^{-3}
6	fSr	0.14	0.06776	0.04525	N-A	6.51×10^{-3}
4	fSr	0.17	-	0.05789	1.12×10^{-2}	7.50×10^{-3}
1	fSc	0.15	0.04525	0.05789	5.84×10^{-3}	7.47×10^{-3}
3	fSp	0.39	0.05339	0.04154	4.66×10^{-2}	3.62×10^{-2}
4	fSp	0.09	0.03163	0.06776	1.47×10^{-3}	3.15×10^{-3}
7	fSt	0.17	0.05789	0.04525	9.60×10^{-3}	7.50×10^{-3}
1	gSh	0.21	0.06776	0.04525	1.71×10^{-2}	1.14×10^{-2}
2	gSh	0.20	0.03808	0.04525	8.74×10^{-3}	1.03×10^{-2}
5	gSh	0.30	-	0.07295	N-A	3.76×10^{-2}
3	gSt	0.30	0.04922	0.04922	2.54×10^{-2}	2.54×10^{-2}
6	gSt	0.27	0.07838	0.05789	3.28×10^{-2}	2.42×10^{-2}
4	gSp	0.35	0.07295	0.03808	5.13×10^{-2}	2.67×10^{-2}
8	gSi	0.26	0.03473	0.03808	4.60×10^{-3}	1.47×10^{-2}
2	SGh	0.19	0.06776	0.05789	1.40×10^{-2}	1.19×10^{-2}
7	SGt	0.55	0.07295	0.06776	2.24×10^{-2}	1.62×10^{-2}
6	SGt	0.25	0.06267	0.04525	1.26×10^{-1}	1.17×10^{-1}
8	SGi	0.42	0.03163	0.03808	3.20×10^{-2}	3.85×10^{-2}
5	GSh	0.40	0.03163	0.05339	2.90×10^{-2}	4.90×10^{-2}
3	GSt	0.70	0.02122	0.02878	5.96×10^{-2}	8.09×10^{-2}
9	GSm	0.66	0.04154	0.02878	1.03×10^{-1}	7.19×10^{-2}
8	gGi	0.92	-	-	N-A	N-A
5	cGm	0.60	-	-	N-A	N-A
6	cGp	0.25	-	-	N-A	N-A

A : En fonction des valeurs de la porosité estimée *in situ*.

B : En fonction des valeurs de la porosité déterminée en laboratoire.

N-A : Non applicable.

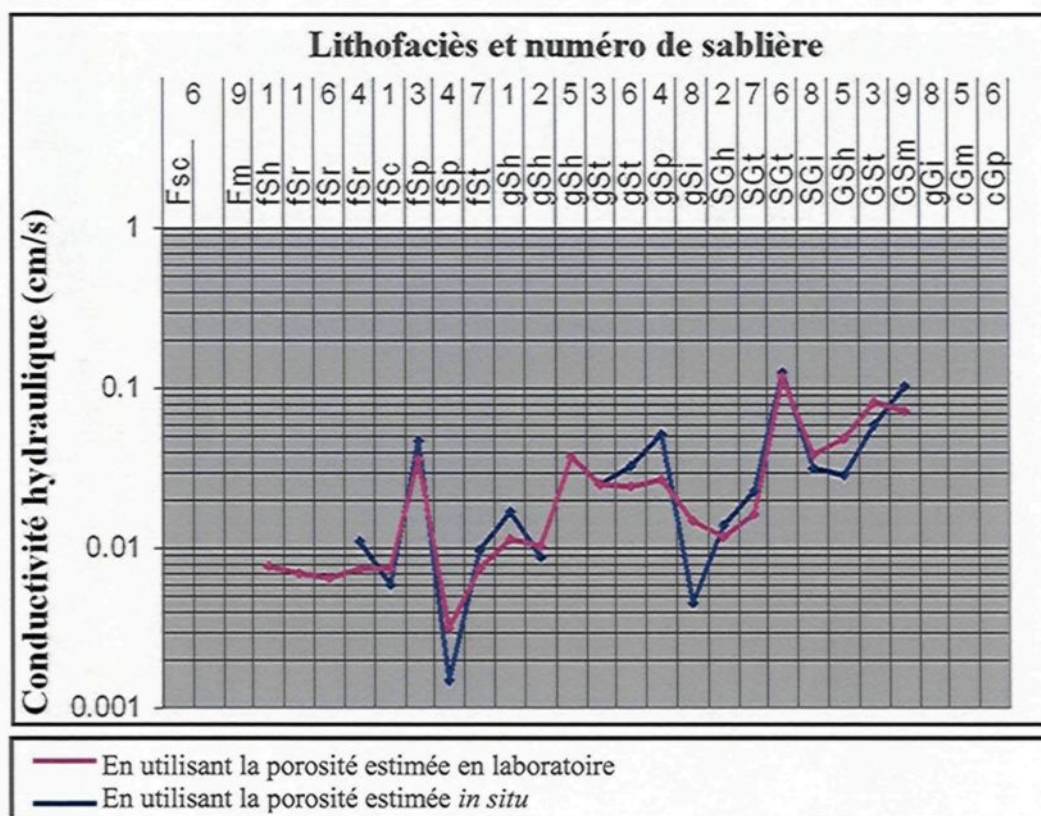


Figure 5.5 : Détermination de la conductivité hydraulique en utilisant l'expression de Slichter.

La plus faible valeur de conductivité hydraulique, en utilisant des valeurs de porosité estimées *in situ* est de 1.47×10^{-3} cm/s, notée pour le lithofaciès fSp identifié à la sablière 4, tandis qu'en utilisant des valeurs de porosité estimées en laboratoire, elle est de 3.15×10^{-3} cm/s, notée encore pour le même lithofaciès. La conductivité hydraulique la plus importante est de 1.26×10^{-1} cm/s, en utilisant des valeurs de porosité estimées *in situ*, notée pour le lithofaciès SGt identifié à la sablière 6. En utilisant des valeurs de porosité estimées en laboratoire la plus forte conductivité hydraulique a été notée encore pour le même lithofaciès SGt et elle est de 1.17×10^{-1} cm/s.

5.6 Discussion et comparaison des résultats de la conductivité hydraulique

Afin de faciliter la discussion et la comparaison des résultats obtenus, l'ensemble de ces déterminations est représenté graphiquement sur la figure 5.6.

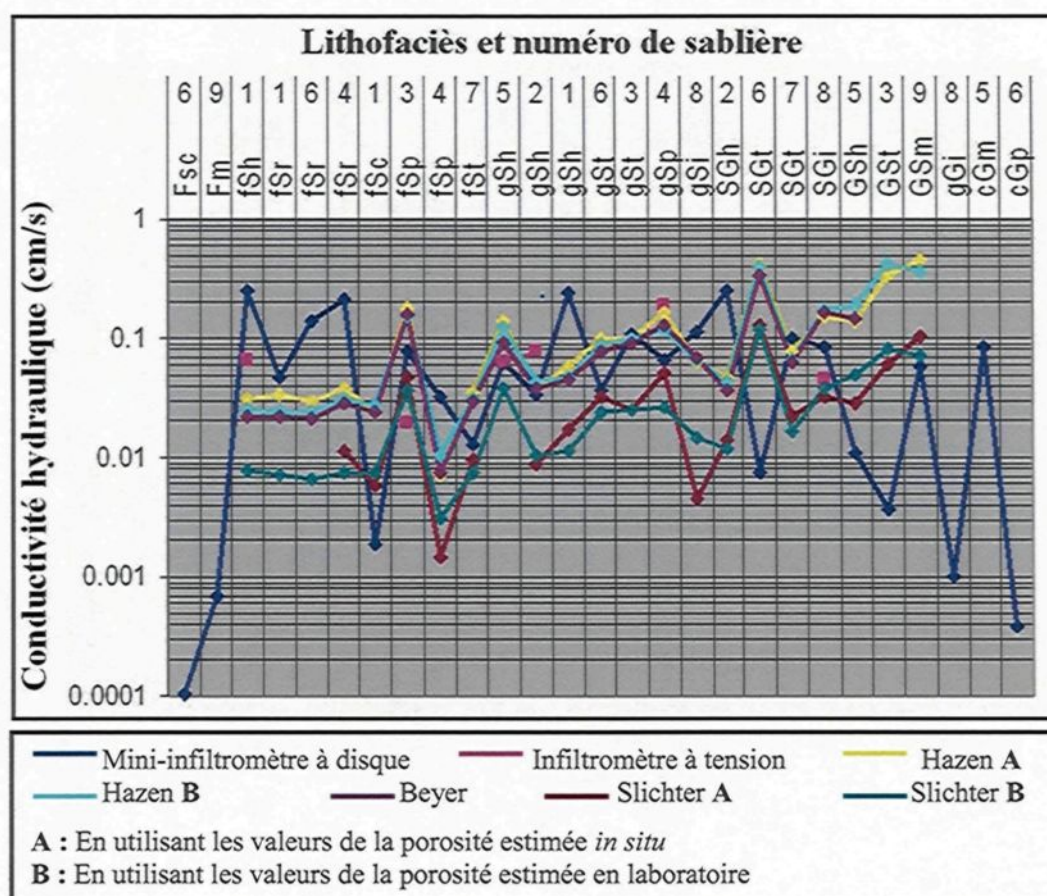


Figure 5.6 : Détermination de la conductivité hydraulique.

Mis à part les résultats de la conductivité hydraulique obtenus par l'utilisation des expressions de Hazen et Beyer qui sont quasiment identiques, tous les autres résultats sont généralement différents, malgré que les méthodes d'estimation *in situ* se basent sur le même principe que soit, l'évaluation du taux d'infiltration de l'eau dans le sol. Ceci est certainement lié à des causes d'erreurs qui contribuent à une variabilité dans les résultats (un point abordé dans la sous-section suivante). Il y a toujours un écart qui se produit d'une manière régulière dans tous les lithofaciès, entre les résultats obtenus par l'utilisation des expressions de Hazen (A et B), de Beyer d'une part, et d'autre part ceux obtenus par l'utilisation de l'expression de Slichter (A et B). Notons que ces derniers sont un peu plus faibles.

Le lithofaciès fSr a été identifié aux sablières 4 et 6, et deux valeurs de conductivité hydraulique ont été obtenues pour ce lithofaciès selon chacune des méthodes utilisées. L'écart entre ces deux valeurs diffère d'une méthode à l'autre. Cependant, il est faible avec l'utilisation des expressions empiriques, alors qu'il est plus au moins important avec l'utilisation du mini-infiltromètre à disque. Cette observation est également valable pour le lithofaciès gSt identifié aux sablières 3 et 6. En revanche, l'écart entre les deux valeurs de conductivité hydraulique obtenues pour le lithofaciès fSp identifié aux sablières 3 et 4 avec l'utilisation du mini-infiltromètre à disque est faible, tandis qu'il est important selon l'utilisation des expressions empiriques. Donc, l'écart entre deux valeurs de conductivité hydraulique pour le même lithofaciès identifié à plus d'un endroit varie d'une méthode d'estimation à l'autre.

L'ensemble des résultats de la conductivité hydraulique obtenus en utilisant les mini-infiltromètre à disque, montre une tendance quasi-constante de la conductivité hydraulique en fonction de la taille des grains. Tandis que l'analyse de l'ensemble des graphiques représentant les résultats obtenus de la conductivité hydraulique, en utilisant les courbes granulométriques (expressions de Hazen, Beyer et Slichter) montre qu'il a une tendance nette de la croissance de la conductivité en fonction de la granulométrie. La croissance de la conductivité hydraulique en fonction de la taille des grains a été déjà abordée par plusieurs chercheurs, entre autre Freeze et Cherry (1979). Mais il est en question que l'estimation de la conductivité hydraulique en utilisant le mini-infiltromètre à disque a été affectée par des erreurs. Alors, en minimisant ces erreurs la tendance de variation pourra être différente.

Les méthodes utilisant les courbes granulométriques sont certainement plus facile à appliquer, mais sont généralement peu valables car elles utilisent des échantillons complètement remaniés. L'arrangement des grains qui est un facteur déterminant de la conductivité hydraulique est alors totalement détruit. Seules les méthodes d'estimation *in situ* comme le mini-infiltromètre à disque peuvent refléter cette structure *in situ*.

5.7 Causes d'erreur dans l'estimation de la conductivité hydraulique

Cette sous-section décrit les causes d'erreur dans l'estimation de la conductivité hydraulique, qui sont principalement liées aux erreurs de mesure et d'échantillonnage.

Le principe du mini-infiltromètre à disque et de l'infiltromètre à tension est basé sur l'évaluation du volume d'eau infiltré dans le sol. Donc, l'imprécision de lecture de niveau d'eau qui serve à estimer le volume peut contribuer à une variabilité dans les résultats.

L'endroit de mesure peut contribuer à une variabilité dans les résultats, bien que l'installation des instruments de mesure et le prélèvement des échantillons ont été réalisés sur le même lithofaciès et à proximité l'un de l'autre (à moins de 1 m de distance), il demeure que ces deux activités n'ont pas été réalisés exactement au même endroit.

Il est possible que le cylindre de l'infiltromètre à tension ait été enfoncé, par exemple, à une profondeur $d = 9.50$ cm alors que le calcul de la conductivité hydraulique a été fait en fonction de $d = 10$ cm. Cette inexactitude dans la position du cylindre affecte nécessairement l'estimation de la conductivité hydraulique et par conséquent, elle peut contribuer à une variabilité des résultats obtenus.

En utilisant l'infiltromètre à tension, les lectures des niveaux d'eau infiltrés dans le sol sont prises généralement après avoir atteint les conditions du régime permanent. Généralement, ce point a été évalué « à l'œil », c'est-à-dire lorsqu'une évacuation régulière des bulles d'air dans le réservoir d'alimentation est observée (J. Caron, comm. pers.). À partir de ce moment, les volumes d'eau infiltrés dans le sol en fonction du temps sont notés. Cette évaluation sommaire du régime permanent peut être inexacte et par conséquent,

l'estimation réelle de la conductivité hydraulique est également inexacte. Donc, l'évaluation du régime permanent à l'œil peut contribuer à une variabilité dans les résultats.

L'expression proposée par Hazen (1892) contient le paramètre τ qui est calculé en fonction de la température des eaux souterraines t tel que $\tau = 0.70 + 0.03t$. Pour cette étude, la température est supposée 10 °C, mais cette valeur est peut-être inexacte. Notons qu'une autre valeur de la température différente de 10 °C, affecte nécessairement la valeur du paramètre τ , et par conséquent, la valeur de la conductivité hydraulique va être différente.

Des laminations horizontales, planaires et entrecroisées ont été observées dans les différents lithofaciès identifiés. La présence et l'orientation de laminations peuvent influencer le taux d'infiltration de l'eau dans l'échantillon. En effet, ce sont des sédiments déposés en traction et il est fort probable qu'il existe une orientation préférentielle des grains dans un plan spécifique et, en plus, une alternance entre des lamines constituées de grains de plus ou moins grande taille. Alors qu'en se basant sur la courbe granulométrie, la conductivité hydraulique a été estimée à partir d'un échantillon remanié dans lequel il n'y a ni laminations ni orientation de grains. L'orientation préférentielle des grains et lamines en fonction de la direction d'infiltration pourraient donc influencer les résultats de la conductivité hydraulique. Ces caractéristiques favorisant un milieu anisotrope affectent la conductivité hydraulique dans toutes les directions. Cependant, les méthodes d'estimation qui ont été utilisées ne permettent pas de la caractériser dans toutes les directions.

5.8 Porosité estimée *in situ*

Les résultats des mesures *in situ* de la porosité ont été obtenus en additionnant les valeurs de la porosité de drainage estimée à l'aide du porosimètre (relation 8, chap. 6) et les valeurs de l'humidité déterminée en laboratoire (relation 10, chap. 4). Les valeurs de porosité obtenues sont données dans le tableau 5.6.

Tableau 5.6 : Porosité estimée *in situ*.

Numéro de sablière	Lithofaciès	Humidité (%)	Porosité partielle (%)	Porosité <i>in situ</i> (%)
6	Fsc	20	Non effectué	-
9	Fm	19	Non effectué	-
1	fSh	3	47	50
1	fSr	4	49	53
4	fSr	3	41	44
6	fSr	6	42	48
1	fSc	3	36	39
3	fSp	4	37	41
4	fSp	9	26	35
7	fSt	3	39	42
1	gSh	2	42	44
2	gSh	4	33	37
5	gSh	3	47	50
3	gSt	3	37	40
6	gSt	2	44	46
4	gSp	2	43	45
8	gSi	3	33	36
2	SGh	2	42	44
6	SGt	2	43	45
7	SGt	3	40	43
8	SGi	2	33	35
5	GSh	2	33	35
3	GSt	2	29	31
9	GSm	2	36	38
8	gGi	Non effectué	Non effectué	-
5	cGm	Non effectué	Non effectué	-
6	cGp	Non effectué	Non effectué	-

5.9 Porosité estimée en laboratoire

La détermination de la porosité en laboratoire, en utilisant l'expression décrite dans Black *et al.* (1965) (relation 11, chap. 4) est basée sur la détermination de la densité volumique (relation 12, chap. 4). Le tableau 5.7 donne les valeurs de la densité volumique et aussi celles de porosité obtenues en laboratoire.

Tableau 5.7 : Porosité obtenus en laboratoire.

Sablère	lithofaciès	Densité volumique (g/cm ³)	Porosité (%)
6	Fsc	1.47	44
9	Fm	1.6	38
1	fSh	1.48	44
1	fSr	1.51	43
4	fSr	1.62	39
6	fSr	1.52	42
1	fSc	1.54	42
3	fSp	1.64	38
4	fSp	1.47	44
7	fSt	1.61	39
1	gSh	1.60	39
2	gSh	1.61	39
5	gSh	1.44	45
3	gSt	1.60	40
6	gSt	1.53	42
4	gSp	1.66	37
8	gSi	1.66	37
2	SGh	1.54	42
6	SGt	1.48	44
7	SGt	1.61	39
8	SGi	1.65	37
5	GSh	1.57	41
3	GSt	1.75	34
9	GSm	1.74	34
8	gGi	Non effectué	-
5	cGm	Non effectué	-
6	cGp	Non effectué	-

5.10 Discussion et comparaison des résultats de la porosité

Les résultats de porosité obtenus *in situ* et ceux obtenus en laboratoire sont représentés sur la figure 5.7.

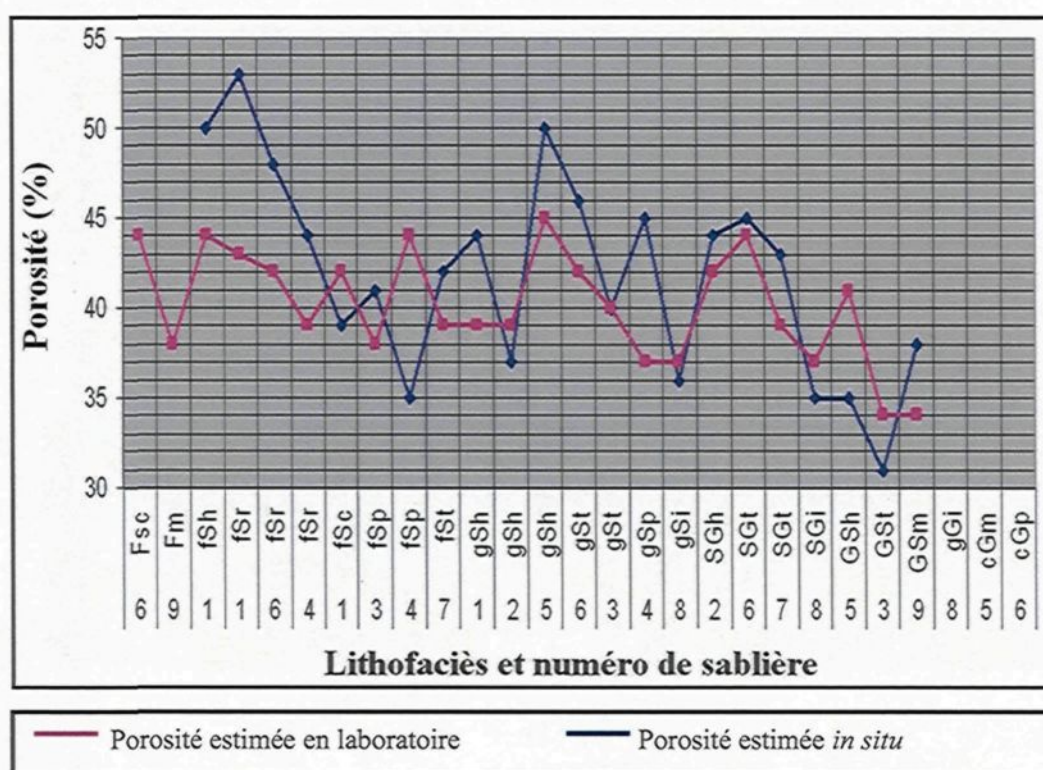


Figure 5.7 : Comparaison des porosités estimées *in situ* et en laboratoire.

Dans un dépôt, la distribution de la taille des grains est responsable à la croissance et la décroissance de la porosité. Ceci implique nécessairement que les lithofaciès qui se caractérisent par un bon tri correspondent aux lithofaciès de forte porosité, tandis que ceux qui se caractérisent par un tri pauvre correspondent aux lithofaciès de faible porosité. À

titre exemple, dans la présente étude et selon la méthode d'estimation *in situ* de la porosité, le lithofaciès fSh identifié dans la sablière 1 qui se caractérise par un bon tri montre une porosité de 50%, tandis que le lithofaciès gSt identifié dans la sablière 3 qui se caractérise par un tri pauvre montre une porosité de 40%.

Le lithofaciès GSt identifié à la sablière 3, montre la plus faible valeur de porosité selon les deux méthodes d'estimation : 33% est la porosité estimée *in situ*, tandis qu'en laboratoire elle est de 34%. Ce lithofaciès est constitué de gravier et de sable ce qui implique probablement un tri pauvre (le tri n'a pas été déterminé). Les grains de sable moins grossiers sont sans doute localisés entre les grains de gravier et ceci conduit à une faible porosité. En revanche, la valeur de porosité la plus élevée n'a pas été notée pour le même lithofaciès avec les deux méthodes d'estimation. Elle est de 53%, estimée *in situ* pour le lithofaciès fSr identifié à la sablière 1. Tandis qu'en laboratoire, elle est de 45%, estimée pour le lithofaciès gSh identifié à la sablière 5. D'après l'analyse granulométrique effectuée pour des échantillons de ces lithofaciès sablonneux, l'agencement des grains (tri modéré) combiné avec la quasi-absence de fraction fine sont probablement les responsables de ces valeurs importantes de porosité.

Il y a un écart entre les résultats obtenus *in situ* et ceux obtenus en laboratoire, sauf et exclusivement pour le lithofaciès gSt identifié à la sablière 3, où les résultats sont identiques. Cet écart entre les résultats est différent d'un lithofaciès à l'autre. En effet, l'écart le plus important est de l'ordre de 10%, noté pour le lithofaciès fSr identifié à la

sablière 1, où la porosité estimée *in situ* est 53% alors que celle déterminée en laboratoire est de 43%. Il faut mentionner que l'estimation de la porosité soit *in situ* ou en laboratoire a été affecté par des causes d'erreur dans l'estimation, alors en minimisant ces erreurs, l'écart entre deux valeurs de porosité pour le même lithofaciès pourra être plus faible.

5.11 Causes d'erreur dans l'estimation de la porosité

Cette sous-section décrit les causes d'erreur possibles dans l'estimation de la porosité que se soit *in situ* ou en laboratoire.

La porosité a été estimée *in situ* à l'aide du porosimètre échantillonneur et en considérant l'humidité initiale de l'échantillon. L'utilisation du porosimètre et le prélèvement des échantillons pour déterminer l'humidité ont été effectués durant deux périodes différentes (des journées différentes) à cause d'un mauvais prélèvement effectué lors de la première période. L'humidité initiale de l'échantillon est nécessairement influencée par les conditions météorologiques ayant prévalu durant les heures et les jours précédents son prélèvement. Conséquemment, la valeur de l'humidité initiale déterminée pour les échantillons prélevés après quelques jours (deuxième période), peut être alors non représentative de l'état initial de l'échantillon prélevé (en utilisant le porosimètre échantillonneur) lors de la première période, alors que la valeur de la porosité a été calculée en fonction de l'humidité initiale. Donc, l'humidité déterminée pour les différents lithofaciès peut contribuer dans l'écart entre les résultats de porosités obtenus.

Les différentes méthodes utilisées ici pour l'estimation de la porosité nécessitent le prélèvement d'un échantillon en utilisant, soit le tube à enfoncer perpendiculairement à la face pour l'estimation *in situ*, ou le petit pot métallique à enfoncer également perpendiculairement à la face pour l'estimation en laboratoire. Pour ces deux méthodes, la qualité de l'échantillon prélevé peut influencer le résultat obtenu. Par exemple, l'enfoncement du tube d'échantillonnage doit se faire jusqu'à ce que l'extrémité arrière du tube soit à égalité avec la surface de la paroi au point d'échantillonnage dans de sablière. Si l'enfoncement du tube est poursuivi plus avant, l'échantillon sera en partie compacté; à l'opposé, si le tube échantillonneur n'est pas suffisamment enfoncé, une partie de son volume sera vide. Pour ces deux cas, l'échantillon prélevé sera alors moins représentatif du milieu échantillonné notamment pour ce qui est du volume des vides. La mauvaise qualité de l'échantillon prélevé peut causer des erreurs d'estimation de la porosité et par conséquent, un écart entre les résultats de la porosité obtenus *in situ* et ceux obtenus en laboratoire.

L'estimation *in situ* de la porosité se base sur l'évaluation du volume d'eau injecté dans le tube d'échantillonnage. Ce volume d'eau a été évalué à l'aide d'un réservoir d'alimentation en eau, en multipliant la section du réservoir d'alimentation par la différence de hauteur d'eau entre le début et la fin de l'essai. Des imprécisions sur la lecture de cette hauteur d'eau peuvent influencer la valeur obtenue de la porosité et contribuer à l'écart entre les résultats des deux méthodes d'estimation. Par exemple, avec l'équipement utilisé

ici, une différence de hauteur d'eau de 7.80 cm donne une valeur de porosité de 36%, alors que pour une différence de hauteur d'eau de 8 cm, la porosité obtenue est de 37%.

En utilisant le porosimètre échantillonneur, une partie du volume des vides a été considéré comme le volume d'eau injecté dans le tube d'échantillonnage. Il est possible que les pores d'un échantillon ne soient pas parfaitement remplis d'eau, à cause de la présence d'air qui n'aurait pas été chassé totalement par l'injection d'eau. Dans ce cas, la valeur du volume des vides peut être inexacte et conséquemment causer des erreurs d'estimation de la porosité.

CHAPITRE 6

DÉTERMINATION DES HYDROFACIÈS

Ce chapitre porte sur la démarche adoptée pour identifier les hydrofaciès et sur les différents hydrofaciès déterminés dans le cadre de cette étude.

6.1 Hydrofaciès identifiés dans la zone d'étude

L'approche proposée par Zappa *et al.* (2006) a été adoptée dans cette étude. Elle consiste d'abord à identifier des « lithofaciès effectifs » afin de déterminer par la suite les hydrofaciès. Pour cela, les lithofaciès qui se caractérisent par les mêmes classes et les mêmes fractions granulométriques ont été regroupés (figure 6.1). Chaque lithofaciès effectif déterminé représente alors un ensemble de valeurs de conductivité hydraulique. Cet ensemble est lié 1) au nombre de lithofaciès de même classe et fraction granulométrique et 2) au nombre de méthodes utilisées pour l'estimation de la conductivité hydraulique. Notons que pour chaque lithofaciès, toutes les méthodes d'estimation ont été prises en considération et aucun résultat de conductivité hydraulique n'a été exclu. Dans la présente étude et afin de faciliter la détermination des hydrofaciès; la porosité n'a pas été prise comme un paramètre déterminant. Cependant, les valeurs obtenues ont été utilisées pour l'estimation de la conductivité hydraulique en utilisant les équations empiriques.

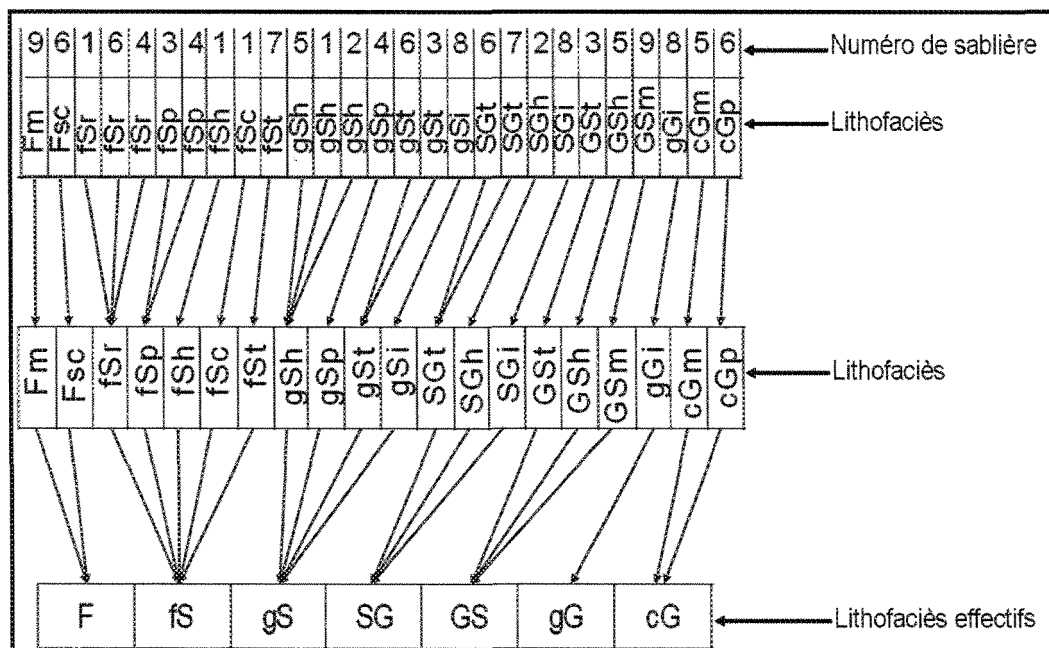


Figure 6.1 : Les lithofaciès effectifs déterminés.

Selon Anderson (1989), un hydrofaciès peut être défini comme un milieu anisotrope qui se caractérise par sa dimension, sa géométrie et ses propriétés hydrogéologiques, principalement la conductivité hydraulique, dont la valeur peut varier de plusieurs ordres de grandeur. Donc, un hydrofaciès peut se caractériser par une gamme (un intervalle) déterminée de valeurs de conductivité hydraulique. Une fois cet intervalle déterminé pour chacun des lithofaciès effectifs décrits plus haut, les lithofaciès effectifs qui ont des intervalles de valeurs similaires ont été regroupés en hydrofaciès. Suivant cette approche, quatre hydrofaciès ont été déterminés (figure 6.2).

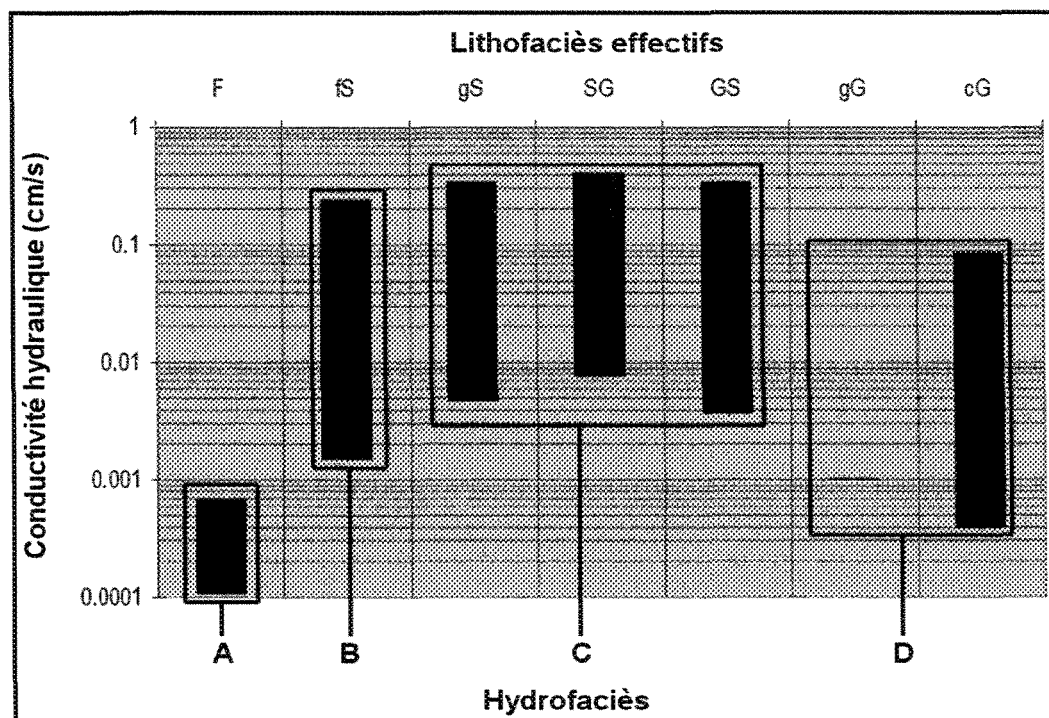


Figure 6.2 : Détermination des hydrofaciès.

La correspondance du lithofaciès effectif F à l'hydrofaciès A est relativement claire, car ce lithofaciès effectif se différencie de tous les autres par des caractéristiques hydrogéologiques particulières, telle que sa gamme distincte de basses valeurs de conductivité hydraulique. Cette gamme ne comprend que deux valeurs, dont la valeur minimale de 1.03×10^{-4} cm/s et la valeur maximale de 6.90×10^{-4} cm/s. En se basant toujours sur l'étalement des valeurs de la conductivité hydraulique, il y a également un seul lithofaciès effectif, fS, qui correspond à l'hydrofaciès B, dont la gamme de conductivité hydraulique contient 47 valeurs s'étalant entre 1.47×10^{-3} cm/s et 2.47×10^{-1} cm/s. Les trois lithofaciès effectifs gS, SG et GS ont été regroupés dans l'hydrofaciès C, car ces derniers montrent un étalement quasiment identique des valeurs de conductivité hydraulique. Pour

le lithofaciès effectif gS, il y a 44 valeurs s'étalant entre 4.60×10^{-3} cm/s et 3.36×10^{-1} cm/s. Il y a 25 valeurs de conductivité hydraulique pour le lithofaciès effectif SG, lesquelles s'étalent de 7.40×10^{-3} cm/s à 4.07×10^{-1} cm/s. Pour le lithofaciès effectif GS, il y a 16 valeurs de conductivité hydraulique qui varient entre 3.60×10^{-3} cm/s et 3.41×10^{-1} cm/s. Finalement, les deux lithofaciès effectifs cG et gG ont été regroupés dans l'hydrofaciès D sur la base de valeurs généralement plus basses que celles de l'hydrofaciès C. Notons que le lithofaciès effectif gG ne comprend qu'une seule valeur de conductivité hydraulique, soit 1.00×10^{-3} cm/s. D'après la figure 6.2, cette valeur se situe à l'intérieur de la gamme des deux valeurs du lithofaciès effectif cG; par conséquent, les lithofaciès effectifs gG et cG ont été combinés dans le même hydrofaciès. Les deux valeurs de conductivité hydraulique du lithofaciès effectif cG sont 3.84×10^{-4} cm/s et 8.56×10^{-2} cm/s.

6.2 Valeurs représentatives des hydrofaciès

Chacun des quatre hydrofaciès a été identifié en fonction d'un ensemble de valeurs de conductivité hydraulique. Étant donné le type de simulation numérique considéré pour cette étude, chacun de ces hydrofaciès doit être représenté par une seule valeur de conductivité hydraulique, considérée comme la valeur représentative de cet hydrofaciès. À cet effet, plusieurs expressions de la tendance centrale de la distribution de valeurs de conductivité hydraulique peuvent être adoptées, telles que la moyenne harmonique, la moyenne arithmétique et la moyenne géométrique (Zappa *et al.* 2006). La moyenne arithmétique a été adoptée considérant que les valeurs de conductivité hydraulique pour un

hydrofaciès donné proviennent à la fois de différentes méthodes d'estimation et de différents points d'échantillonnage. Le tableau 6.1 donne la moyenne arithmétique des valeurs de conductivité hydraulique de chacun des hydrofaciès.

Tableau 6.1 : Les valeurs représentatives des hydrofaciès

Hydrofaciès	Moyenne arithmétique des valeurs de conductivité hydraulique (cm/s)
A	3.97×10^{-4}
B	4.31×10^{-2}
C	1.02×10^{-1}
D	2.90×10^{-2}

CHAPITRE 7

MODÈLES CONCEPTUELS ET SIMULATION DE L'ÉCOULEMENT DES EAUX SOUTERRAINES

L'approche utilisée dans le cadre de cette étude consiste : 1) à modéliser une portion des aquifères du paléodelta de la rivière Valin où les caractéristiques sédimentologiques et la distribution des propriétés hydrauliques sont assez bien connues; et 2) à simuler l'écoulement des eaux souterraines dans les modèles de la géométrie interne du secteur en question. Cet exercice de modélisation vise à illustrer les effets de divers agencements des hydrofaciès sur l'écoulement de l'eau souterraine dans le secteur donné. À cette fin, deux modèles différents de géométrie interne ont été construits. Ensuite, ils ont été soumis à une application particulière de simulation de l'écoulement des eaux souterraines, soit la détermination des aires d'alimentation et de protection d'un puits de captage.

7.1 Logiciel utilisé

La modélisation de la géométrie interne d'une portion de l'aquifère ainsi que la simulation numérique de l'écoulement des eaux souterraines ont été effectuées à l'aide du logiciel *MODFLOW* (Mc Donald et Harbaugh, 1988), en utilisant plus précisément *Visual MODFLOW*, version 4.1 (WHI, 2005a et b).

Dans un milieu poreux, l'équation de l'écoulement de l'eau peut s'écrire comme suit :

$$\frac{\partial \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right)}{\partial x} + \frac{\partial \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right)}{\partial y} + \frac{\partial \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right)}{\partial z} - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (13)$$

K_{xx} , K_{yy} et K_{zz} : les composantes de conductivité hydraulique selon les axes x , y et z , ($L.T^{-1}$);
 h : la charge hydraulique (L);
 W : la recharge et/ou les sorties d'eau ($L^3.T^{-1}$);
 S_s : l'emmagasinement spécifique du matériel poreux (L^{-1});
 t : le temps (T);
 ∂ : le symbole de dérivée partielle.

Le logiciel *MODFLOW* inclut le module *MODPATH* qui permet de calculer les trajectoires d'écoulement en régime permanent ou transitoire (Pollock, 1998). Ce module de traçage des particules utilise une solution semi-analytique pour prédire la trajectoire d'écoulement d'une particule, à l'intérieur de chacune des cellules de la grille de différences finies; la direction d'écoulement d'une particule est suivie d'une cellule à l'autre, jusqu'à ce qu'elle atteigne une frontière ou qu'un critère donné soit rencontré (Millette, 2002).

Le modèle est subdivisé en "n" couches et en "n'" mailles. Notons que pour la phase de traçage des particules, le raffinement du maillage est d'une importance primordiale car il permet une meilleure détermination du mouvement des particules entre les cellules.

7.2 Présentation du secteur à modéliser

La grande étendue actuelle du paléodelta de la rivière Valin (environ 60 km²), le nombre limité de sablières exploitées qui ont pu être étudiées et le nombre limité des puits de captage qui sont bien documentés contribuent à la difficulté de modéliser l'ensemble du système paléodeltaïque. Cependant, une partie de ce paléodelta (figure 7.1), située à proximité de l'aéroport de Saint-Honoré, dispose d'un certain nombre de sablières, ainsi qu'un certain nombre de puits de pompage et de piézomètres (annexe K) qui sont bien documentés. Cette partie de superficie de 5.76 km² a été considérée comme le secteur à modéliser.

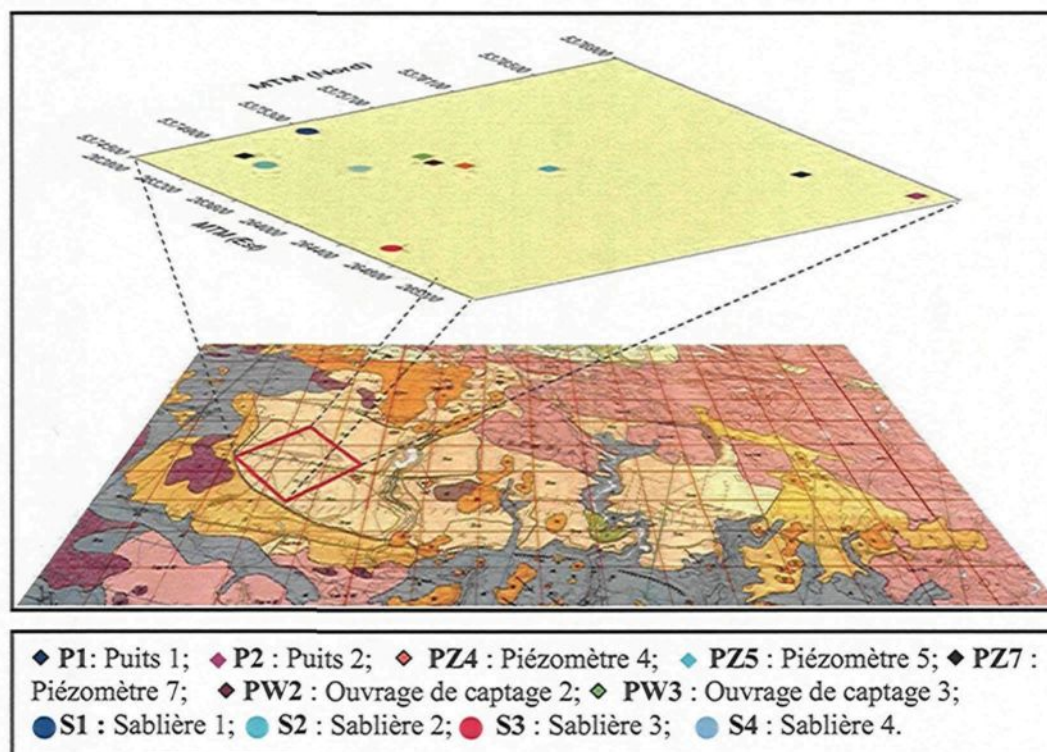


Figure 7.1 : Vue en perspective du secteur à modéliser.

7.3 Paramètres hydrogéologiques et dimensions des modèles

La création du modèle nécessite de spécifier la valeur de plusieurs paramètres hydrogéologiques. La conductivité hydraulique a été considérée égale dans toutes les directions, soit $K_x = K_y = K_z = 0.0001$ cm/s. Cette valeur a été prise juste pour démarrer la construction des modèles, alors que par la suite elle a été modifiée en fonction des valeurs des hydrofaciès. La porosité totale est de 0.42, déterminée à partir de nos travaux de terrain. La porosité efficace déterminée à l'aide du graphe de la porosité totale et la porosité efficace versus la taille des grains (figure 7.2) est de 0.34. Selon Banton et Bangoy, (1999); le coefficient d'emménagement total et la porosité efficace ont la même valeur pour un aquifère à nappe libre. Donc, le coefficient d'emménagement total est de 0.34. Le coefficient d'emménagement spécifique est 0.0068 m^{-1} correspondant au rapport du coefficient d'emménagement total sur l'épaisseur de l'aquifère.

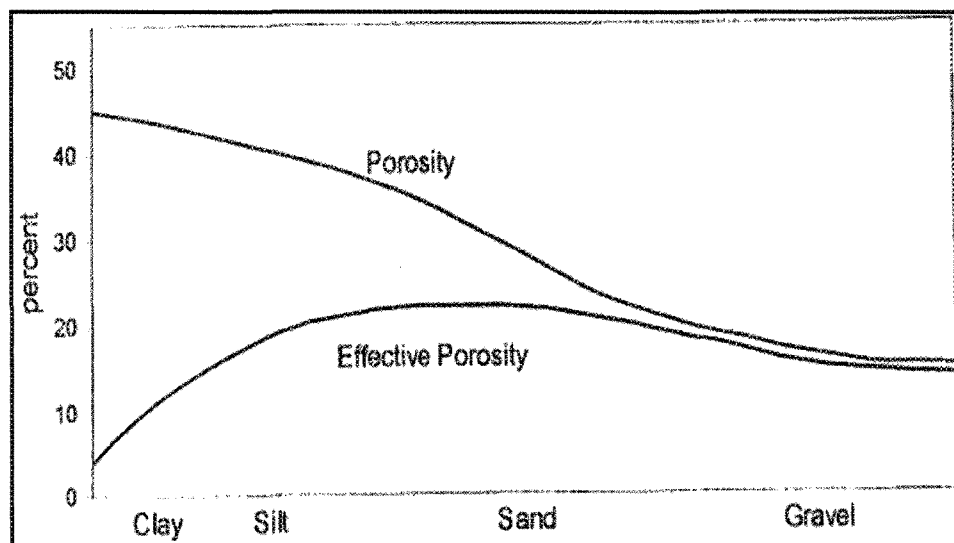


Figure 7.2 : Porosité totale et porosité efficace versus la taille des grains (Guymon, 1994).

Chacun des modèles développés considère un domaine de 2.4 km de longueur, 2.4 km de largeur (figure 7.1) et 18 m d'épaisseur. Notons que 18 m est la profondeur jusqu'où les données des puits et des sablières sont suffisamment nombreuses pour justifier la construction de modèles de l'agencement des hydrofaciès. La partie de l'aquifère qui est plus profonde, soit de 18 à environ 32 m, est considérée ici comme une zone inactive et qui n'apparaît pas dans le modèle. Le domaine du modèle a été subdivisé en 30 couches de 0.6 m d'épaisseur, comportant chacune 40 000 cellules (200 cellules×200 cellules); chaque cellule représente alors une superficie de 144 m² (12 m×12 m). Toutes les cellules qui sont de forme uniforme dans les deux modèles ont été désignées actives. La topographie de la surface de terrain dans le secteur à modéliser a été considérée plane, en tenant compte les faibles dénivelés sur le plateau du paléodelta où se trouvent les pistes de l'aéroport. Ces faibles dénivelés ne sont affectés que ponctuellement par un certains nombre de sablières.

7.4 Modèle basé sur l'interpolation de la conductivité hydraulique (Modèle A)

Le principe qui a été suivi pour la construction de ce modèle s'appuie sur la répartition de la conductivité hydraulique des hydrofaciès, en interpolant les valeurs de la conductivité hydraulique. Cette section porte sur la méthodologie qui a été suivie pour déterminer les hydrofaciès le long des murs dans les sablières, ainsi que le long des puits et piézomètres, le principe de construction du modèle et ainsi le modèle construit.

7.4.1 Méthodologie de détermination des hydrofaciès

La méthodologie qui a été suivie consiste à déterminer les hydrofaciès le long de la colonne stratigraphique de chacune des quatre sablières (S1, S2, S3 et S4). Par exemple, pour la première face dans la sablière 1 (figure 3.1), la colonne stratigraphique est constituée de lithofaciès fSh, gSh et fSr (figure 7.3), ce qui correspond aux lithofaciès effectifs fS et gS. Selon notre classification des hydrofaciès, ces lithofaciès effectifs correspondent aux hydrofaciès B et C (figure 7.3). Cette démarche a été également appliquée sur les quatre sablières qui se trouvaient dans le secteur à modéliser.

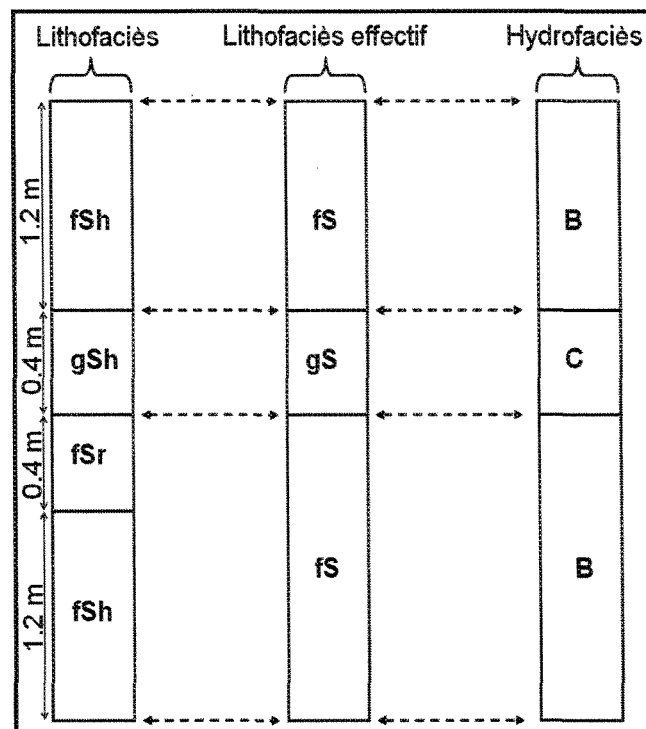


Figure 7.3 : Détermination des hydrofaciès le long du mur de la sablière S1.

Étant donné que ni le lithofaciès ni l'hydrofaciès n'a été identifié dans les puits et les piézomètres, la démarche adoptée a été d'établir une correspondance entre les données granulométriques rattachées à ces forages et les valeurs de la conductivité hydraulique des hydrofaciès (moyennes arithmétiques). Ceci permet de déterminer les hydrofaciès le long des colonnes stratigraphiques des puits et piézomètres. Toutefois, le modèle a été construit en considérant une épaisseur allant de la surface du terrain jusqu'à une profondeur de 18 m, car c'est pour cette tranche de terrain qu'il y avait suffisamment de données granulométriques pour l'ensemble des puits et piézomètres.

À partir de chaque courbe granulométrique représentative d'une tranche de sol d'épaisseur déterminée le long d'un forage, la conductivité hydraulique a été estimée en cm/s et la valeur obtenue, a été comparée aux valeurs de conductivité hydraulique des hydrofaciès déterminés (les moyennes arithmétiques) dans la présente étude, afin de sélectionner celle qui est la plus proche et par conséquent, sélectionner l'hydrofaciès correspondant. Par exemple, pour puits P1 (figure 7.1) à l'intervalle de 0 à 1.50 m, la conductivité hydraulique qui a été estimée à partir de la courbe granulométrique est de 8.18×10^{-2} cm/s. Une comparaison aux valeurs de conductivité hydraulique des hydrofaciès déterminés a indiqué que cette valeur estimée est la plus proche de la valeur de l'hydrofaciès C. Alors, il a été considéré que l'intervalle de 0 à 1.5 m de profondeur le long du puits P1 est constitué de l'hydrofaciès C. Cette approche a été appliquée tout le long de ce puits et également, le long de chacun des puits et piézomètres énumérés plus haut, afin de déterminer les différents hydrofaciès.

Les données des quatre sablières situées dans le secteur à modéliser sont limitées à une épaisseur maximale de 3.20 m, correspondant à la hauteur des faces. À partir de cette épaisseur et jusqu'à 18 m d'épaisseur, les données des sablières ont été rattachées par celles des puits et piézomètres (extension des données vers de bas). Par exemple, à partir de 3.20 m jusqu'à 18 m de profondeur, les données de la sablière 4 ont été rattachées par celles du puits PW3, car ce dernier est situé à proximité de cette sablière. Cette démarche a été également appliquée sur les trois autres sablières et, finalement, il a été déterminé que le secteur à modéliser contient les hydrofaciès A, B, C et D.

7.4.2 Principe de construction du modèle

Le logiciel *MODFLOW* permet de localiser tous les points d'observation (sablières, puits et piézomètres) dans le modèle, en spécifiant leurs coordonnées (X et Y). Il est également possible d'ajouter la valeur de la conductivité hydraulique de l'hydrofaciès correspondant à chaque point d'observation et pour chacune des trente couches du modèle. Par exemple, sur la première face dans la sablière 1, l'hydrofaciès B a été déterminé pour l'intervalle de 0 à 1.2 m (figure 7.3). Cet intervalle de 1.20 m correspond à deux couches dans le modèle, considérant que chaque couche du modèle à une épaisseur de 0.60 m. Donc, pour les deux premières couches de ce point de mesure S1, la valeur de la conductivité hydraulique de l'hydrofaciès B qui est de 4.31×10^{-2} cm/s (la moyenne arithmétique) a été introduite. Cette démarche a été appliquée également sur tous les points d'observation, ainsi que sur toutes les couches du modèle.

Une fois les valeurs de la conductivité hydraulique des hydrofaciès introduites pour tous les points d'observation (sablères, puits et piézomètres), le logiciel produit l'interpolation de ces valeurs entre les points d'observation selon une des trois méthodes proposées dans le logiciel. La méthode des voisins naturels (*Natural neighbours*) a été sélectionnée dans ce cas-ci, car elle est très robuste. Cette démarche d'interpolation a été appliquée sur les trente couches du modèle et la visualisation en 3-D donne la géométrie interne du modèle (figure 7.4).

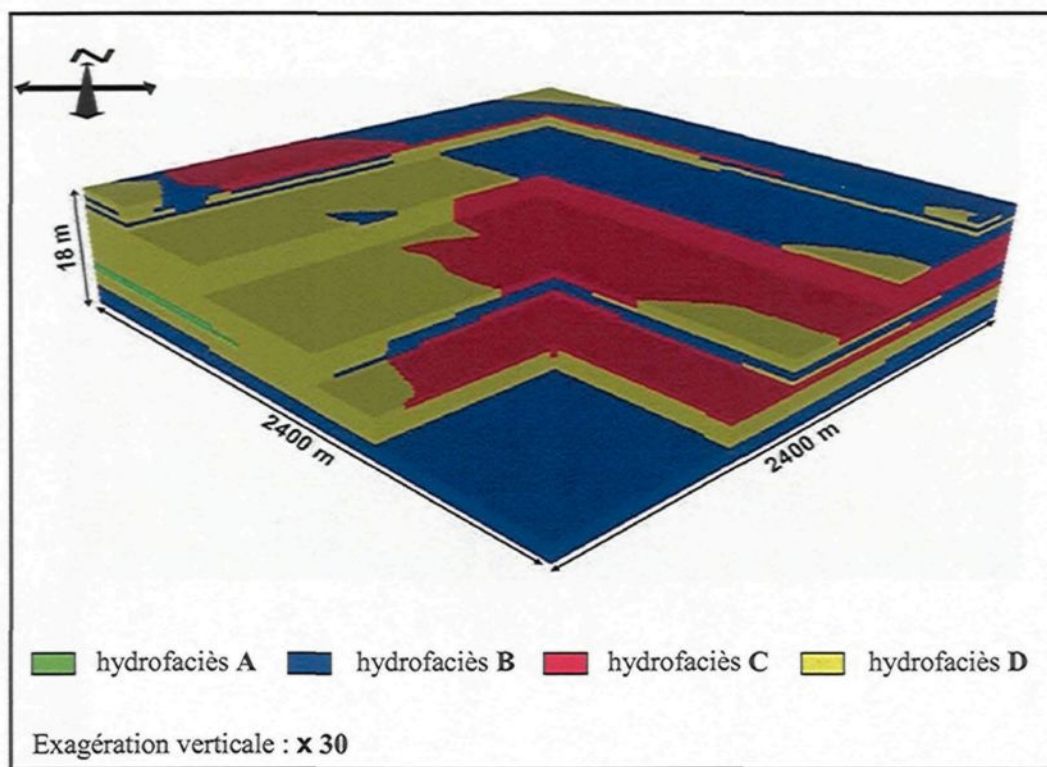


Figure 7.4 : Le modèle A.

7.5 Modèle sédimentologique (Modèle B)

Le principe qui a été suivi pour la construction du modèle B est inspiré d'un des modèles de la mise en place des sédiments lors de la formation du delta. Cette section porte sur la méthodologie qui a été suivie pour déterminer les hydrofaciès le long des puits et piézomètres, le principe de construction du modèle et ainsi le modèle construit.

7.5.1 Méthodologie de détermination des hydrofaciès

La méthodologie qui a été suivie pour déterminer les hydrofaciès le long des murs dans les sablières est la même que celle utilisée pour le modèle A. La différence se situe dans le paramètre utilisé au droit des puits et piézomètres. L'approche adoptée ici consiste à faire une correspondance entre les courbes granulométriques des lithofaciès reconnus dans la présente étude et celles obtenues de ces puits et piézomètres, en se basant sur la similitude entre les courbes granulométriques.

La ressemblance entre les courbes granulométrique est basée sur l'étalement granulométrique, la forme de la courbe et la position du point correspondant au d_{50} . Ainsi, chaque courbe granulométrique obtenue à partir d'un échantillon prélevé d'une tranche déterminée de profondeur dans le puits ou le piézomètre (appelons celle-ci courbe granulométrique 1), a été comparée avec toutes les courbes granulométriques des lithofaciès identifiés dans les sablières, afin de déterminer laquelle est la plus semblable.

Une fois la courbe granulométrique semblable identifiée (appelons celle-là courbe granulométrique 2), il a été considéré alors que la courbe granulométrique 1 représente le même lithofaciès que la courbe granulométrique 2. Par exemple, pour le piézomètre PZ4 (figure 7.1), la courbe granulométrique obtenue d'un échantillon prélevé dans l'intervalle de 0 à 9.80 m de profondeur a été comparée avec toutes les courbes granulométriques des lithofaciès identifiés dans les sablières en tenant compte des critères de comparaison cités précédemment. La courbe granulométrique du lithofaciès SGh identifiée à la sablière 2 (Annexe L) semblait finalement la plus semblable à celle de l'intervalle en question de PZ4. Donc, au point d'observation PZ4, dans l'intervalle de 0 à 9.80 m, il a été considéré qu'il s'agit du lithofaciès SGh. Cette démarche a été également appliquée à toutes les profondeurs et pour chacun des puits et piézomètres considérés, afin de déterminer les différents lithofaciès. Une fois ces lithofaciès déterminés le long des puits et piézomètres, la même approche que celle montrée sur la figure 7.3 a été suivie afin de déterminer les hydrofaciès le long de ces points d'observation.

Étant donné l'épaisseur limitée des quatre sablières situées dans le secteur à modéliser (épaisseur maximale est 3.20 m), l'approche d'extension des données utilisée dans le modèle A a été également utilisée pour le modèle B. Suivant cette méthodologie de détermination des hydrofaciès le long des points d'observation, il a été déterminé que le secteur à modéliser ne contient cette fois que les hydrofaciès B et C.

7.5.2 Principe de construction du modèle

Principalement, un hydrofaciès représente un corps sédimentologique de caractérisation hydrogéologique particulière. Donc, l'étendue des hydrofaciès est contrôlée nécessairement par celle des lithofaciès. Lors de la formation des deltas, les sédiments se jetant dans le bassin de sédimentation se déposaient sur le front deltaïque sur une surface inclinée et formaient une couche avec une forme sigmoïde. Cela signifie que les volumes des sédiments qui s'accumulaient aux extrémités supérieures et inférieures sont moindres par rapport à la partie centrale de la tranche sigmoïdale. Par conséquent, les lithofaciès seraient plus étendus au centre de l'empilement qu'à l'extrémité supérieure. Notons que d'autres processus sédimentaires peuvent avoir lieu lors de la formation des deltas, et ceux-ci peuvent être complètement différents de celui proposé précédemment. À titre d'exemple, plusieurs lithofaciès peuvent résulter du remplissage de dépressions représentant des chenaux d'écoulement où l'étendue latérale du lithofaciès devrait alors être plus importante au sommet qu'à la base. De tels chenaux sont plus fréquents dans la plaine deltaïque que le long du front deltaïque, mais ils peuvent y être développés sous certaines conditions comme dans les deltas par friction (Allen et Mercier, 1987). Cependant, le modèle développé ne vise pas à illustrer tous les modes de mise en place des sédiments. Alors, dans ce cas-ci le modèle a été construit en ne considérant qu'une étendue latérale plus importante à la base qu'au sommet.

L'hydrofaciès B par exemple a été déterminé au point d'observation PZ5 à l'intervalle de 0 à 0.60 m et il est entouré de tous côtés par l'hydrofaciès C; ce dernier ayant été déterminé aux autres points d'observation situés autour de PZ5. Ceci indique alors que l'étendue latérale de l'hydrofaciès B est faible autour de cet intervalle de 0 à 0.60 m au PZ5. Cependant, cet hydrofaciès B à ce même point d'observation PZ5 a été déterminé sur toute la tranche de profondeur de 0 à 10.80 m, ce qui implique nécessairement une étendue verticale importante. Suivant le modèle supposé plus haut pour le processus de mise en place des sédiments, cet hydrofaciès a alors été distingué par une base plus étendue que son sommet (figure 7.5).

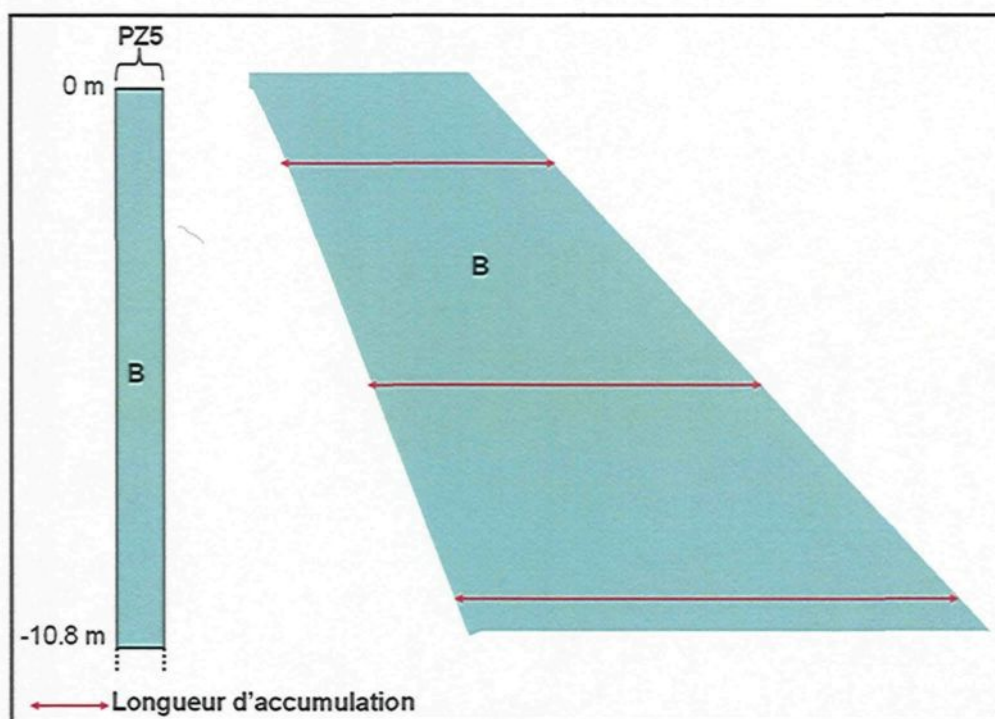


Figure 7.5 : Modèle d'étendue d'hydrofaciès.

Le logiciel *MODFLOW* permet de spécifier sur chacune des trente couches du modèle, des zones de conductivité hydraulique donnée et qui représentent également les hydrofaciès particuliers. L'épaisseur des hydrofaciès a été déterminée en fonction des données qui ont été acquises sur le terrain et celles des puits et des piézomètres, alors que leur étendue latérale a été déduite en se basant sur le modèle de mise en place des sédiments lors de la formation du delta. Une fois que les zones représentant les hydrofaciès sont établies sur les trente couches du modèle, le logiciel peut produire une visualisation en 3-D de la géométrie interne du modèle (figure 7.6).

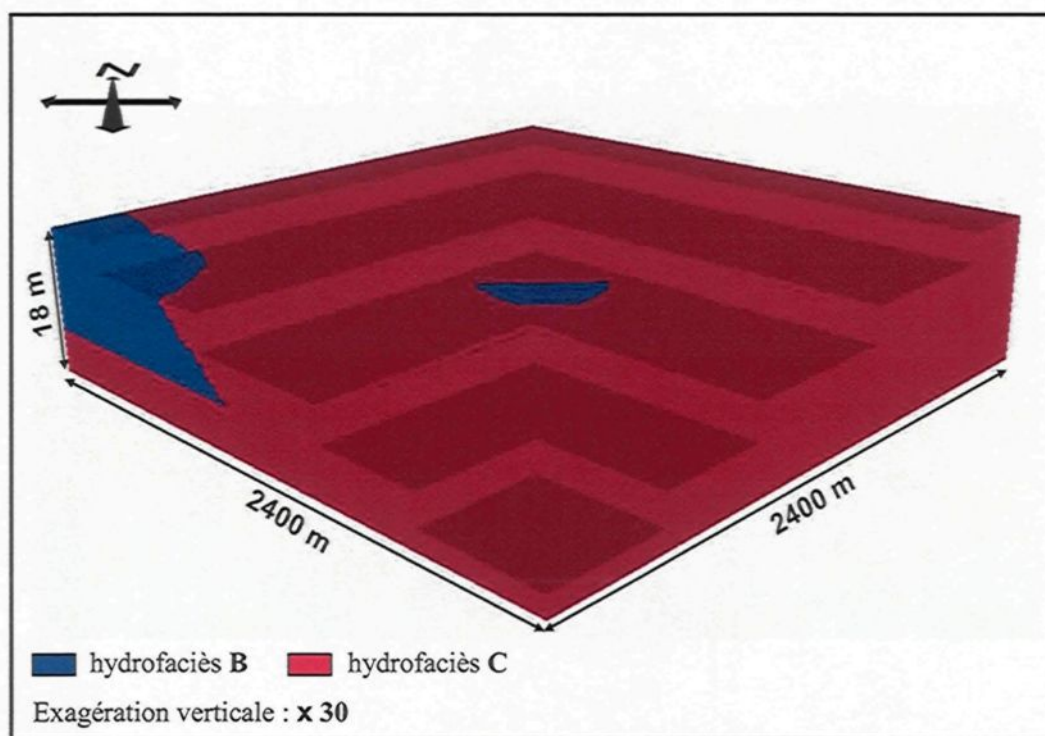


Figure 7.6 : Le modèle sédimentologique.

7.6 Simulation numérique de l'écoulement des eaux souterraines

L'aire d'alimentation correspond à la portion du territoire dans laquelle l'eau qui s'infiltré arrive tôt ou tard à l'ouvrage de captage (Rasmussen *et al.* 2006) et son estimation constitue une application fréquente de la simulation numérique de l'écoulement des eaux souterraines. En incorporant des éléments de simulation dans les deux modèles (A et B) qui ont été développés, deux estimations d'aire d'alimentation ont été alors obtenues.

7.6.1 Conditions aux limites

Les mêmes conditions aux limites ont été introduites dans les deux modèles qui ont été construits. La valeur de recharge annuelle qui a été introduite est de 250 mm/année; cette valeur a été sélectionnée parce qu'elle correspond à la valeur maximale applicable sans apparition d'une ligne de partage des eaux souterraines dans le domaine simulé.

L'ouvrage de captage supposé soutire l'eau de l'aquifère à un débit moyen de 400 m³/jour. Ce débit fictif permet d'alimenter une agglomération de 2000 personne si la consommation d'un individu est 200 L/J.

L'écoulement de l'eau souterraine dans les deux modèles se fait vers le sud ouest; ce qui s'approche de la direction déterminée à partir de la carte piézométrique (figure 7.7) établie par Tremblay (2005). Pour cela, les deux modèles ont été bordés par deux limites à

charge constante, l'une à la limite droite du modèle avec une charge constante de 17.50 m et l'autre à la limite gauche du modèle avec une charge constante de 13 m (figure 7.8). Ces valeurs limites de charge hydraulique ne correspondent pas à l'élévation réelle du toit de la nappe phréatique, mais plutôt une élévation fictive qui aide à créer un écoulement même à l'absence d'un captage. Les deux autres bordures restantes des modèles, ainsi que la limite inférieure sont considérées comme des limites imperméables.

Les deux sources considérées d'alimentation en eau considérées pour l'aquifère sont alors la recharge naturelle et les charges constantes. Il est également possible d'estimer le pourcentage du débit total capté qui provient de chacune de ces sources, en tenant compte du débit de la recharge verticale qui correspond au produit de flux de la recharge verticale par la superficie de l'aire d'alimentation estimée par simulation numérique.

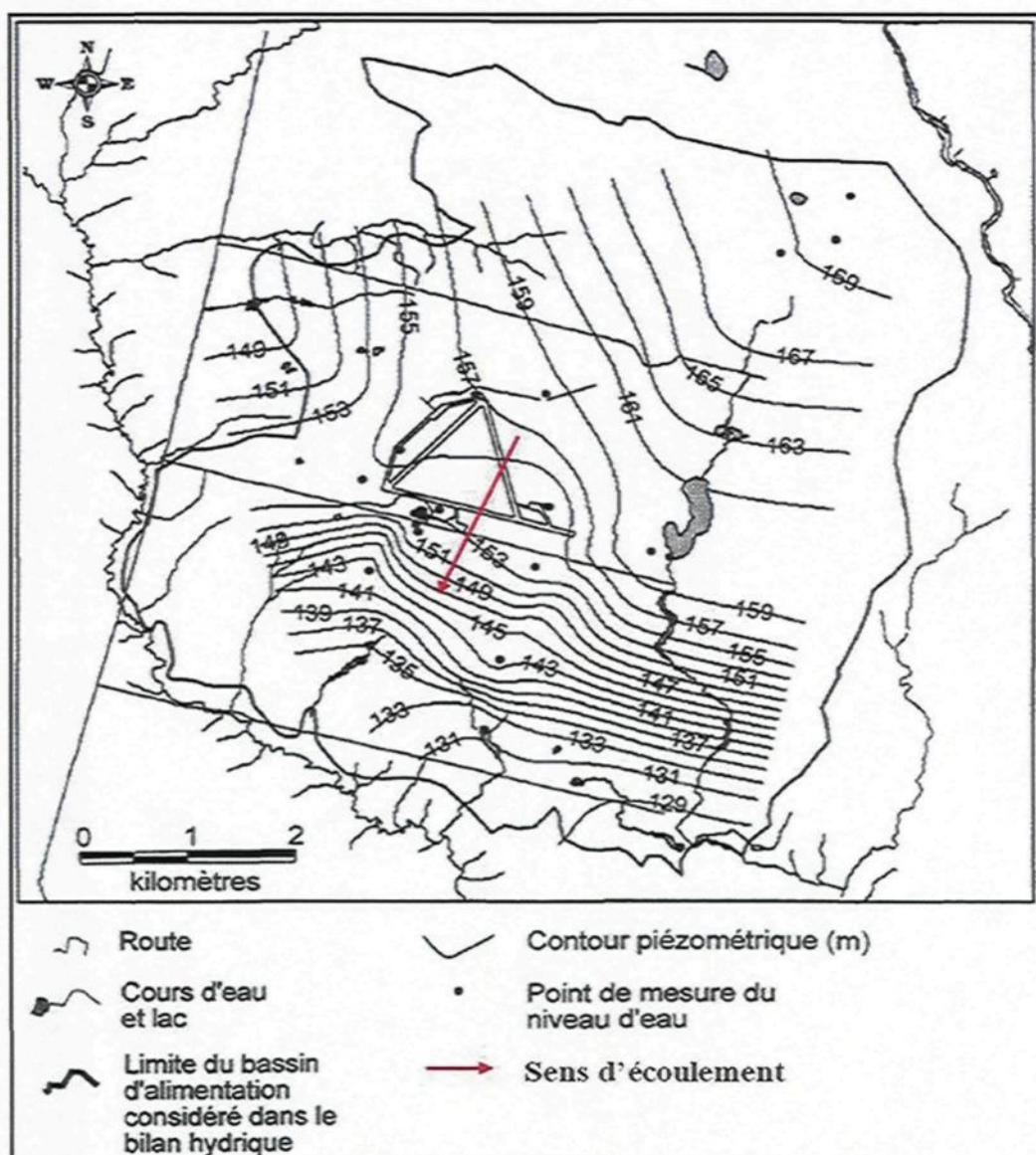


Figure 7.7 : Carte piézométrique du 26 mai 2004 (Tremblay, 2005).

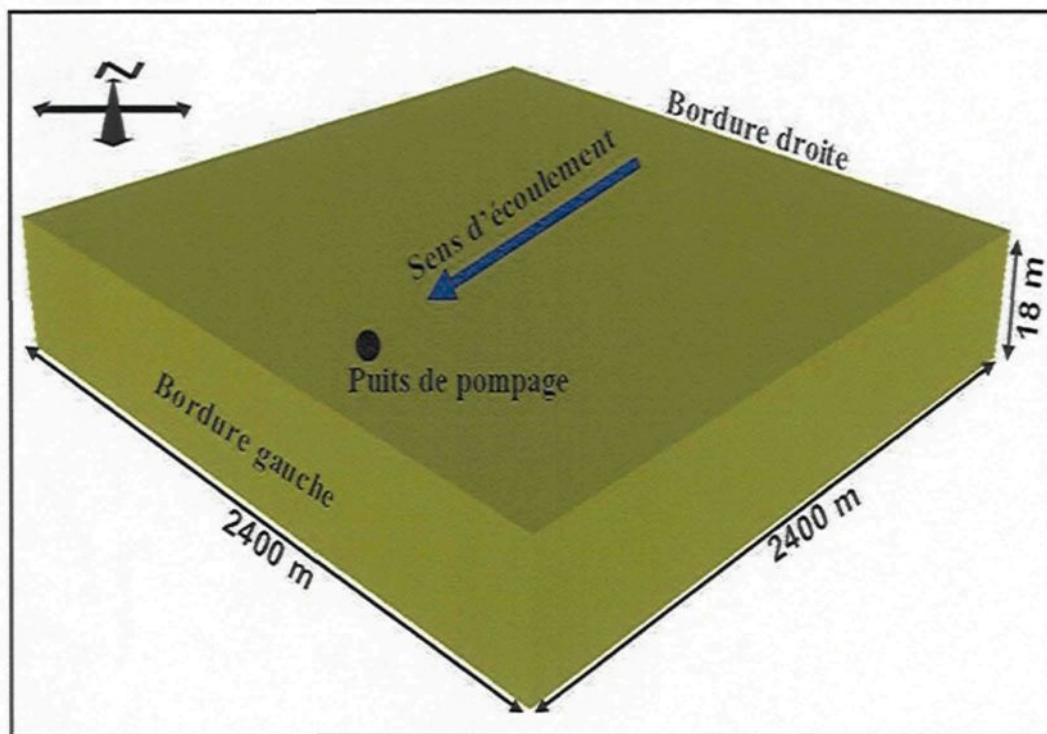


Figure 7.8 : Les bordures du modèle

7.6.2 Approche de détermination des aires d'alimentation et de protection

Le traçage des particules est utilisé pour déterminer les trajectoires d'écoulement en suivant la trajectoire de particules de dimension infinitésimale fictives dans le champ d'écoulement (Anderson et Woessner, 1992). Après que les conditions aux limites ont été spécifiés dans un modèle; un nombre déterminé de particules fictives (neuf dans notre cas) sont distribuées en cercle autour du puits de pompage. Notons que le captage dans la présente étude est désigné fictif; le logiciel simule alors le cheminement qu'elles ont suivi

avant d'arriver au puits. Notons qu'il faut spécifier que les particules cheminent en direction opposée de l'écoulement de l'eau souterraine (*backward tracking*). Comme le puits est situé juste à côté de la bordure gauche du modèle, la majeure partie du cheminement des particules se fait de la bordure gauche du modèle autour du puits, en direction de la bordure droite. Ceci permet alors de visualiser le cheminement de l'écoulement de l'eau dans l'aquifère en bordure du puits, à l'aide des lignes d'écoulement et de déterminer l'aire d'alimentation.

La limite de l'aire de protection bactériologique et celle de l'aire de protection virologique, correspondent aux portions de l'aire d'alimentation du captage définies par l'emploi d'un temps de migration de l'eau souterraine de 200 jours (protection bactériologique) et de 550 jours (protection virologique) (Gouvernement du Québec, 2002). Ces aires ovoïdes qui se situent, bien entendu, à l'intérieur de l'aire d'alimentation, ont été déterminées également par simulation numérique.

7.6.3 Aires d'alimentation et de protection déterminées

Les aires d'alimentation et de protection d'un puits de captage représentées sur les figures 7.9 et 7.10 ont été obtenues en incorporant des éléments de simulation de l'écoulement de l'eau souterraine dans le modèle A et le modèle B respectivement.

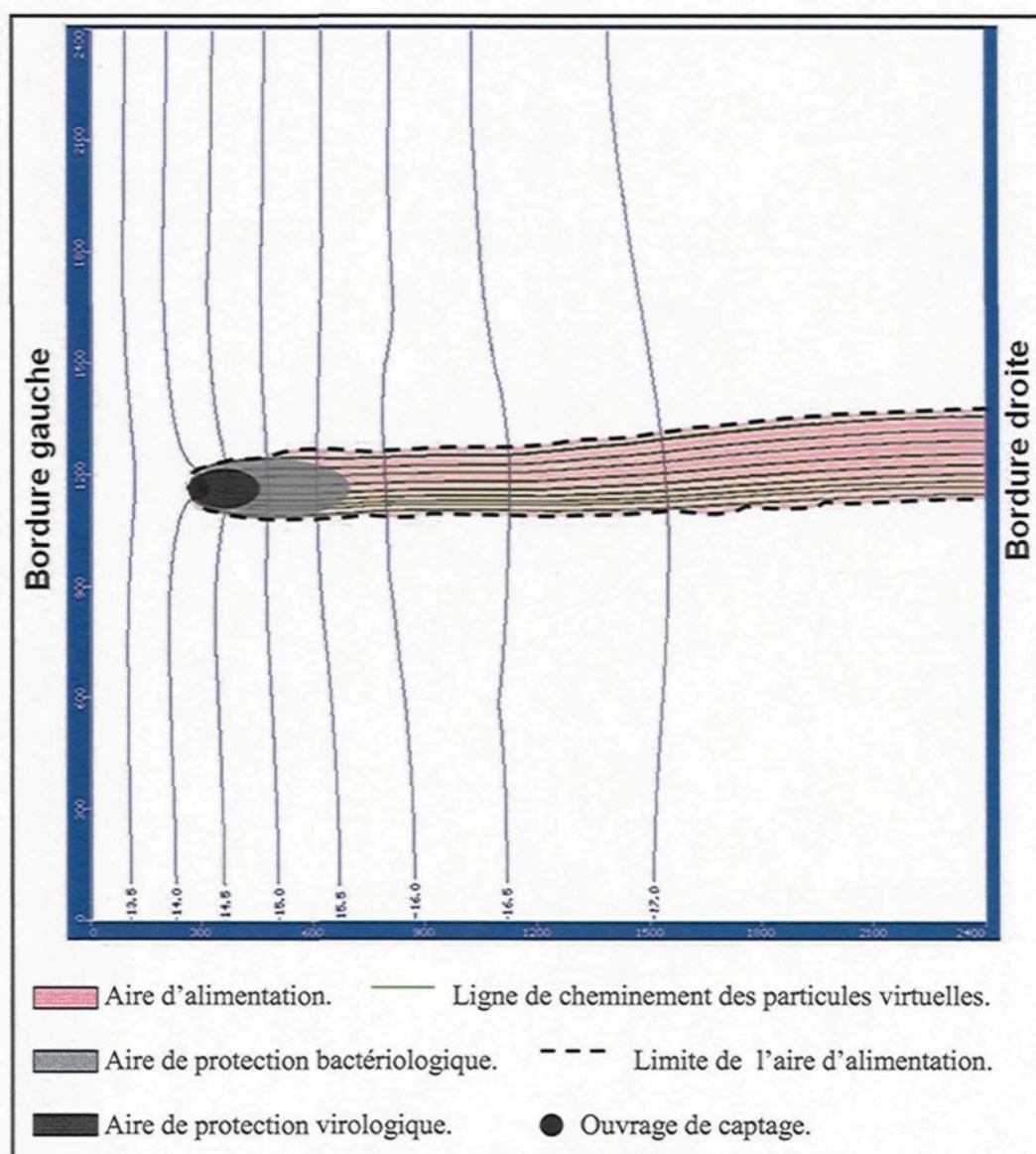


Figure 7.9 : Vue en plan montrant l'aire d'alimentation estimée à partir d'une simulation de l'écoulement dans le modèle A.

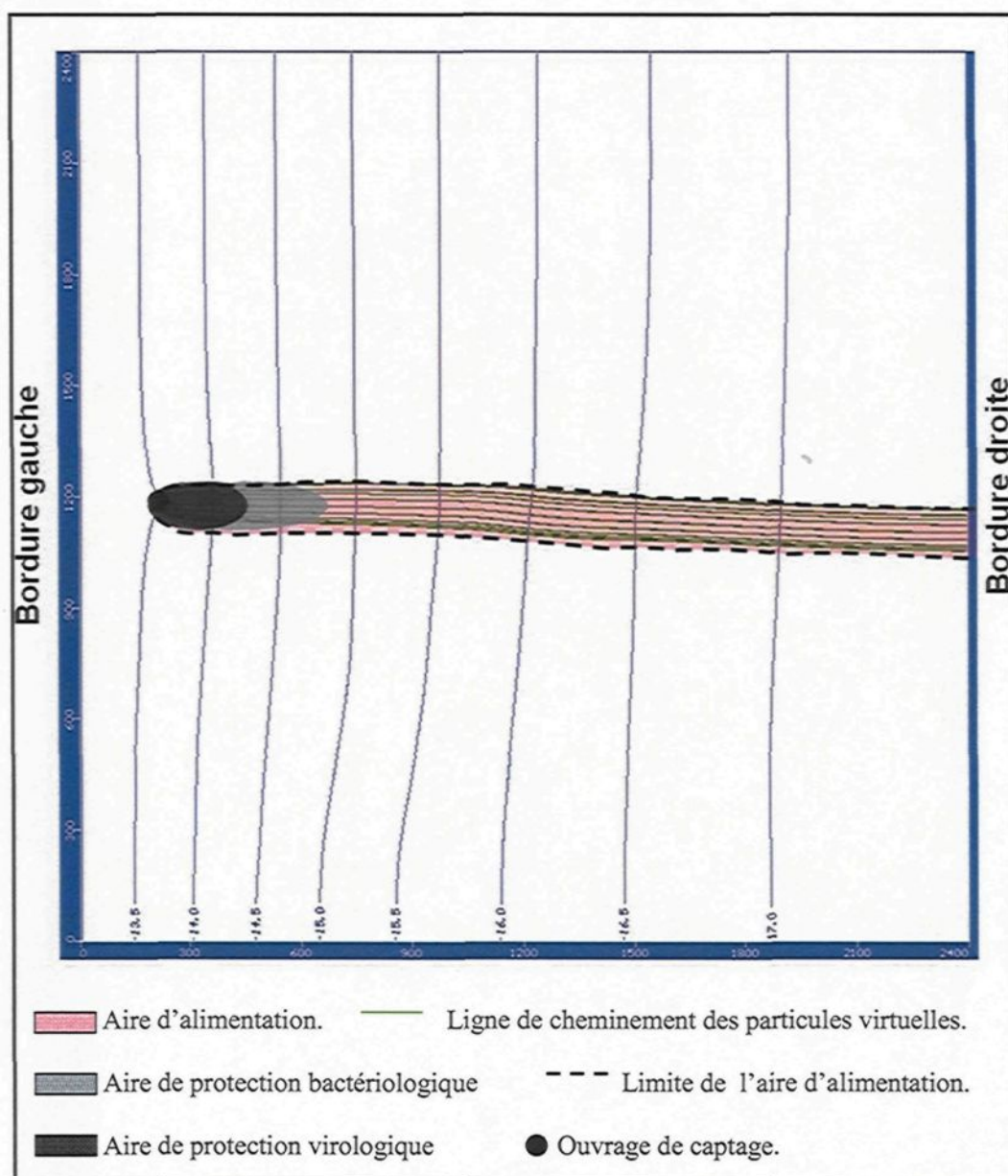


Figure 7.10 : Vue en plan montrant l'aire d'alimentation estimée à partir d'une simulation de l'écoulement dans le modèle B.

Le débit total soutiré par l'ouvrage de captage qui est de 146 000 m³/an, ainsi que le flux de la recharge verticale, soit 0.25 m/an, sont les mêmes que ce soit pour le modèle A ou B, mais les superficies des aires d'alimentation estimées par simulation numérique sont différentes. En utilisant le modèle A, la superficie de l'aire d'alimentation est de 510 000 m² environ (figure 7.9) et, par conséquent, 87% du débit total capté provient de la recharge verticale et 13% provient de la limite à charge constante située en amont de l'ouvrage de captage. Tandis qu'en utilisant le modèle B, la superficie de l'aire d'alimentation est d'environ 267 600 m² (figure 7.10), et par conséquent, 46% du débit total capté provient de la recharge verticale et 54% provient de la limite à charge constante située en amont de l'ouvrage de captage.

CHAPITRE 8

DISCUSSION

La présente étude a permis le développement et la mise en œuvre d'une approche visant l'intégration de l'information sédimentologique et stratigraphique dans une étude hydrogéologique dans un empilement deltaïque. Elle a aussi permis d'apprécier le comportement de l'écoulement de l'eau souterraine en direction d'un puits de captage dans des modèles considérés représentatifs du système géologique. Toutefois, il y a lieu de s'interroger sur un certain nombre d'aspects de la démarche utilisée, allant de l'estimation de la conductivité hydraulique des divers lithofaciès, à l'estimation de l'aire d'alimentation d'un puits dans un modèle d'aquifère.

8.1 Étalement des valeurs de conductivité hydraulique dans les lithofaciès

Outre les problèmes liés à la justesse et à la précision des données individuelles recueillies (un point discuté dans le chapitre 5), la présente étude fait ressortir l'hétérogénéité naturelle des matériaux. Ceci se voit notamment par l'étalement des valeurs de la conductivité hydraulique pour le même lithofaciès; à titre exemple, pour le lithofaciès fSp identifié aux sablières 3 et 4; deux valeurs différentes de conductivité hydraulique ont été obtenues selon chacune des méthodes utilisées. Cette variabilité de conductivité

hydraulique pour le même lithofaciès a déjà été observée par d'autres chercheurs, par exemples : Anderson *et al.* (1999), Heinz *et al.* (2003) et Bierkens (1996). Cependant, le degré d'étalement de la conductivité hydraulique pour le même lithofaciès est variable d'une étude à l'autre; à titre exemple, dans la présente étude la conductivité hydraulique estimée (en utilisant l'expression empirique de Hazen) dans le lithofaciès SGt s'étale entre 6.67×10^{-2} cm/s et 4.07×10^{-1} cm/s, tandis que pour un lithofaciès similaire identifié par Anderson *et al.* (1999), soit Gt, la conductivité hydraulique estimée, en utilisant la même expression empirique que la notre, s'étale entre 1.83×10^{-2} cm/s et 8.20×10^{-2} cm/s. Donc, l'étalement de la conductivité, observé pour ce lithofaciès dans la présente étude est plus important que celui observé par Anderson *et al.* (1999). Ceci indique 1) qu'il y a une variabilité naturelle de la conductivité hydraulique dans un matériau, car les différentes valeurs ont été estimées pour le même lithofaciès, en utilisant la même méthode et 2) la gamme d'étalement de la conductivité hydraulique pour le même matériau est différente d'une étude à l'autre. Cependant, une campagne de mesure de la conductivité hydraulique qui s'effectue sur plusieurs échantillons dans le même lithofaciès, en utilisant toujours la même méthode d'estimation, serait une démarche appropriée pour évaluer cette variabilité naturelle.

8.2 Effet de la structure sédimentaire sur la conductivité hydraulique

Mis à part le lithofaciès effectif gG qui est représenté par une seule valeur de conductivité hydraulique, un étalement de conductivité hydraulique pour les autres

lithofaciès effectifs a bien été observé. Cependant, cet étalement est variable d'un lithofaciès effectif à l'autre. L'analyse de l'ensemble des étalements indique que ce n'est pas seulement le nombre de valeurs de conductivité hydraulique obtenues dans le même lithofaciès effectif qui est responsable de cet étalement, c'est aussi la structure sédimentaire du lithofaciès. À titre exemple, et tel qu'illustré sur la figure 6.2, les étalements de la conductivité hydraulique dans les lithofaciès effectifs fS et cG sont relativement importants. Cependant, le lithofaciès effectif fS contient 47 valeurs de conductivité hydraulique, alors que cG ne comprend que deux valeurs de conductivité hydraulique. Ces dernières ont été estimées pour les lithofaciès cGp et cGm, qui forment le même lithofaciès effectif cG, mais qui ont des structures sédimentaires différentes. Le premier est de structure planaire, tandis que le deuxième est de structure massive. Notons que ces deux valeurs ont été estimées en utilisant le même instrument, soit le mini-infiltromètre à disque. Ceci peut-être un indice réduisant la part de la variabilité introduite par la méthode d'estimation, car les deux valeurs ont été estimées en utilisant le même instrument et montre clairement la variabilité naturelle, dont celle produite par la structure sédimentaire. Heinz *et al.* (2003) ont aussi montré que la conductivité hydraulique est influencée par la structure sédimentaire du lithofaciès; ils ont observé que plusieurs lithofaciès sablonneux de structures sédimentaires différentes ont des valeurs de conductivité hydraulique différentes.

A cet effet, il faut mentionner que pour un lithofaciès effectif constitué de plusieurs lithofaciès de structures sédimentaires différentes; effectuer une seule mesure de conductivité hydraulique pour représenter tout le lithofaciès effectif est complètement

inexacte, car cette valeur ne représente qu'un lithofaciès alors qu'en réalité et tenant compte l'effet des différentes structures, plusieurs valeurs différentes de conductivité hydraulique pourraient être obtenues.

8.3 Effet de la texture sédimentaire sur la conductivité hydraulique

Chacun des quatre hydrofaciès déterminés dans la présente étude a été représenté par une seule valeur de conductivité hydraulique, soit la moyenne arithmétique. La plus faible valeur de cette moyenne arithmétique est de 3.97×10^{-4} cm/s; elle a été notée pour l'hydrofaciès A, qui est constitué de matériel relativement fin, tandis que la plus forte valeur qui est de 1.02×10^{-1} cm/s a été notée pour l'hydrofaciès C, qui représente l'ensemble des lithofaciès effectifs gG, SG et GS. Ces derniers sont constitués de matériel grossier. L'analyse des valeurs de la moyenne arithmétique indique une tendance à l'augmentation de la conductivité hydraulique en fonction de l'augmentation de la taille des grains. La présente étude, qui fait usage de la moyenne arithmétique, suggère donc que les lithofaciès constitués de matériel fin correspondent aux hydrofaciès de faible conductivité hydraulique, tandis que les lithofaciès constitués de matériel grossier correspondent aux hydrofaciès de forte conductivité hydraulique. Ceci a également été observé par Anderson *et al.* (1999), en utilisant la moyenne géométrique. Donc, les propriétés hydrauliques sont sans doute contrôlées par les caractéristiques sédimentologiques des lithofaciès, notamment la texture.

8.4 Rattachement des données de forages

L'approche proposée qui se base sur la similarité entre les courbes granulométriques a posé la difficulté de comparer des courbes granulométriques et de sélectionner celles qui sont similaires. Notons que malgré les critères de similarité qui ont été pris en considération, une mauvaise évaluation de la similarité conduit nécessairement à une fausse détermination du lithofaciès correspondant et par conséquent, une fausse détermination de l'hydrofaciès. En revanche, la deuxième approche proposée et qui se base sur le calcul de la conductivité hydraulique à partir de la courbe granulométrique des échantillons, afin de la comparer avec celles des hydrofaciès (moyennes arithmétiques), semble plus facile à appliquer que la précédente. D'autre part, le fait de considérer une seule valeur de conductivité hydraulique à partir d'une courbe granulométrique obtenue d'un forage, ne donne pas vraiment une indication très fiable de l'hydrofaciès. Selon Anderson (1989), un hydrofaciès se caractérise sur la base de ses propriétés hydrogéologiques, principalement la conductivité hydraulique, dont la valeur peut varier de plusieurs ordres de grandeur. D'ailleurs dans la présente étude, les hydrofaciès ont été déterminés, en tenant compte de la gamme de variabilité de la conductivité hydraulique à l'intérieur de chaque lithofaciès; la valeur de la moyenne arithmétique n'a été proposée que pour des besoins de la modélisation.

Seulement deux approches ont été proposées dans la présente étude pour la détermination des hydrofaciès le long des forages, en se basant sur les courbes granulométriques. Cependant, d'autres approches basées sur d'autres aspects peuvent être

utilisées, afin de déterminer les lithofaciès en profondeur. À titre exemple, dans un delta actif la progradation conduit à l'accumulation d'une séquence deltaïque individuelle, dont l'épaisseur après compaction dépasse rarement quelques dizaines de mètres. Même dans les très grands deltas tels le Mississippi, lequel de surcroît a progradé jusqu'à la bordure du plateau continental, la séquence actuelle ne dépasse pas 100 m (Fisk et McFarlan, 1955). Cet ordre de grandeur est important, car il a été constaté que l'épaisseur des séquences deltaïques individuelles dans les sédiments anciens varie de 10 à 70 m environ, rarement plus. Or, les bassins deltaïques peuvent atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur, ceci implique qu'ils se forment par superposition de nombreuses séquences deltaïques individuelles. Cette superposition répétée de séquences sédimentaires cycliques est une des caractéristiques stratigraphiques des bassins deltaïques (Allen et Mercier, 1987). Donc, dans un petit delta tel que le paléodelta de la rivière Valin, où les séquences n'ont sans doute pas des épaisseurs très importantes, il serait très utile d'établir des séquences de lithofaciès le long d'une verticale, à partir d'observations dans les sablières. Puis, en se basant sur le principe de leur répétition, il est possible de déterminer les lithofaciès à une profondeur très importante.

8.5 Géométrie interne des modèles

Les deux modèles qui ont été développés dans le cadre de cette étude sont de géométrie interne différente. Cette différence est liée principalement aux deux approches de détermination des hydrofaciès le long des puits et piézomètres, et donc au principe de

construction de chacun des modèles. Le modèle A montre une dominance des hydrofaciès B, C et D qui sont considérés comme des hydrofaciès perméables, avec quelques horizons occupés par l'hydrofaciès A, qui est moins perméable. Ces hydrofaciès ne se répartissent pas dans le modèle d'une manière régulière, ce qui est évidemment causé par la variation de la conductivité hydraulique d'un point d'observation à l'autre. En revanche, le modèle B montre une structure quasi-homogène, dominé par l'hydrofaciès C, avec quelques endroits occupés par l'hydrofaciès B. Cette répartition des hydrofaciès est principalement due à la détermination quasi-totale de l'hydrofaciès C, à la plupart des points d'observation. Cet hydrofaciès regroupe les lithofaciès effectifs gS, SG et GS; alors que la plupart des courbes granulométriques des échantillons de forages, sont considérées similaires à celles des lithofaciès qui constituent ces lithofaciès effectifs, et par conséquent, l'hydrofaciès C est largement dominant.

En considérant la complexité des systèmes deltaïques, les deux modèles proposés dans la présente étude ne peuvent certainement pas être considérés comme les seuls modèles possibles. Cependant, ils sont susceptibles de devenir beaucoup plus réalistes si le secteur modélisé était soumis à une caractérisation plus fine. Pour le modèle A, la quantité et le rapprochement des points d'observation permettraient de déterminer d'une manière plus serrée la géométrie des hydrofaciès; en implantant, à titre d'exemple, un plus grand nombre de puits de reconnaissance qui permettraient d'acquérir davantage de données hydro-stratigraphiques. Ceci permettrait alors une modélisation plus fine du système aquifère et également une modélisation sur une profondeur plus importante. Pour le modèle

B, l'utilisation des méthodes géophysiques (Rasmussen *et al.* 2006), notamment un levé géo-radar, permettraient une meilleure estimation de l'étendue des lithofaciès entre les points d'observation et, par conséquent, une détermination plus serrée de l'étendue et de la géométrie des hydrofaciès.

8.6 Géométrie des aires d'alimentation

L'aire d'alimentation estimée en utilisant le modèle B (figure 7.10) montre des lignes d'écoulement plus rapprochées que celles dans l'aire d'alimentation estimée en utilisant le modèle A (figure 7.9). Par conséquent, la géométrie de l'aire d'alimentation estimée en utilisant le modèle B est plus élancée et plus étroite que celle de l'aire d'alimentation estimée en utilisant le modèle A. Rappelons que les deux modèles utilisés 1) ont les mêmes dimensions, que ce soit la longueur, la largeur et l'épaisseur; 2) ont été soumis aux mêmes conditions aux limites et 3) ont été développés en tenant compte des informations hydrogéologiques obtenues à partir des sablières et des forages. Ceci indique alors que le patron d'écoulement est affecté par la géométrie interne des deux modèles.

CHAPITRE 9

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'objectif principal de ce projet de recherche qui consistait en la détermination des hydrofaciès dans le paléodelta de la rivière Valin a été atteint, en amenant une caractérisation sédimento-hydrogéologique basée sur l'utilisation de plusieurs méthodes, approches et outils.

Une correspondance entre les lithofaciès identifiés et leurs valeurs de conductivité hydraulique a été obtenue en combinant, d'une part, la caractérisation sédimentologique des lithofaciès observés sur les murs des sablières, laquelle a permis d'identifier plusieurs lithofaciès, et d'autre part, l'analyse hydrogéologique basée sur l'estimation des paramètres hydrauliques des lithofaciès identifiés, en utilisant plusieurs méthodes tant *in situ* qu'en laboratoire. Notons que ces travaux incluent l'application de nouvelles méthodes d'estimation *in situ* développées dans le cadre-même de cette étude. Cependant, elles pourront être appliquées pour d'autres types de formations granulaires. La correspondance adoptée qui comprend une étape intermédiaire de détermination des lithofaciès effectifs, a permis l'identification de quatre hydrofaciès, dont les valeurs représentatives de conductivité hydraulique indiquent que le paléodelta de la rivière Valin contient trois hydrofaciès relativement perméables, et un quatrième considéré moins perméable. A cet

perméable. A cet effet, la tendance de ces valeurs de la conductivité hydraulique indique que l'hydrofaciès moins perméable correspond aux lithofaciès constitués de matériel fin, tandis que les hydrofaciès considérés relativement perméables correspondent aux lithofaciès constitués de matériel grossier. Notons qu'une variabilité de la conductivité hydraulique a été bien observée à l'intérieur des lithofaciès, que ce soit les lithofaciès constitués de matériel fin ou de matériel grossier. Cette variabilité est due d'une part à la diversité des méthodes d'estimation de la conductivité hydraulique qui ont été utilisées et d'autre part, à la variabilité naturelle de ce paramètre à l'intérieur d'un même matériau. La présente étude fait ressortir que la conductivité hydraulique est influencée par les caractéristiques sédimentologiques des lithofaciès, notamment la structure et la texture.

L'objectif qui consistait en la détermination de l'architecture interne de tout le système paléodeltaïque a été confronté à l'insuffisance de données. Cependant, la sélection d'une partie de l'aquifère de Saint-Honoré qui contient un nombre relativement important de sablières, de puits et de piézomètres, a permis le développement de deux approches permettant la détermination des hydrofaciès le long des puits et piézomètres. Ces deux approches permettent la détermination des hydrofaciès le long des forages en se basant sur les courbes granulométriques. Cependant, d'autres approches qui ne se basent pas sur les courbes granulométriques peuvent être utilisées pour déterminer les lithofaciès à une profondeur plus importante. Le résultat de la détermination des hydrofaciès, suivant ces deux approches, a alors été combiné avec deux méthodes de détermination de la géométrie des hydrofaciès, soit : 1) l'interpolation des valeurs de la conductivité hydraulique des

hydrofaciès entre les points d'observation, qui a permis le développement du modèle A; et 2) l'étendue contrôlée par un mécanisme de la mise en place des sédiments lors de la formation du delta qui a permis le développement du modèle B. Ces deux modèles de géométries internes différentes constituent deux représentations différentes de l'agencement des hydrofaciès dans le système paléodeltaïque. Ils ne peuvent certainement pas être considérés comme les seuls modèles possibles, mais par contre, ils sont susceptibles de devenir beaucoup plus réalistes, si le secteur modélisé était soumis à une caractérisation plus fine.

L'application choisie pour simuler l'écoulement de l'eau souterraine et qui consistait en la détermination des aires d'alimentation et de protection d'un puits de captage a permis d'illustrer les effets des différentes géométries internes sur l'écoulement de l'eau souterraine. En effet, ces simulations numériques ont permis 1) d'observer que les lignes d'écoulement de l'eau souterraine sont pratiquement contrôlées par la géométrie interne des modèles, et 2) d'apprécier le comportement de l'écoulement de l'eau souterraine en direction d'un puits de captage, lorsque le domaine de circulation des eaux souterraines se compose de plusieurs hydrofaciès de conductivités hydrauliques différentes. Cependant, une future étude subséquente de simulation numérique permet de pousser davantage cette investigation, en amenant une analyse de sensibilité en variant par exemple la recharge.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Allen, P. et Mercier, F.** (1987). Les deltas : Sédimentologie et exploration pétrolière. *Bulletin de la Société géologique de France*. 8: 1247-1269.
- Anderson, M.P.** (1989). Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glaciofluvial sediments. *Geological Society of America Bulletin*. 110: 501-511.
- Anderson, M.P. et Woessner, W.W.** (1992), *Applied Groundwater Modeling, Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press, Inc. 381 p.
- Anderson, M.P., Aiken, J.S., Webb, E.K. et Mickelson D.M.** (1999). Sedimentology and hydrogeology of two braided stream deposits. *Sedimentary Geology*. 129: 187-199.
- Banton, O. et Bangoy, L.M.** (1999). *Hydrogéologie : multiscience environnementale des eaux souterraines*. Presses de l'Université du Québec. 460 p.
- Bersezio, R., Bini, A. et Giudici, M.** (1999). Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment: Joining facies analysis and numerical modelling. *Sedimentary Geology*, 129: 327-344.
- Beyer, W.** (1964). Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilung, Wasserwirtsch. *Wassertech. WWT*, Berlin Ost, 165-169.
- Bierkens, M.F.P.** (1996). Modeling hydraulic conductivity of a complex confining layer at various spatial scales. *Water Resources Research*. 32: 2369-2382.
- Black, C.A., Evans, D.D., White, J.L., Ensming, L.E., Clark, F.E. et Dinaueu, R.C.** (1965). *Methods of soil analysis, Part 1, Physical and mineralogical properties including statistics of measurement and sampling*. American Society Agronomy, Inc Publisher. Madison. Wisconsin USA. 770 p.
- BNQ, (Bureau de Normalisation du Québec).** (1987). *Normes. Sols, analyse granulométrique des sols inorganiques*. NQ : 2501-025. Gouvernement du Québec. Ministère de l'industrie et du Commerce.
- Castany, G.** (1998) *Hydrogéologie, Principes et méthodes*. DUNOD Paris, France. 236 p.
- Chossat, J.C.** (2005). *La mesure de la conductivité hydraulique dans les sols, Choix des méthodes*. Edition TEC et DOC. 720 p.
- Decagon Devices, Inc.** (2005). *Mini Disk Infiltrometer. User's Manual, Version 1.4*, (<http://www.decagon.com/literature/manuals/InfiltrometerManual.pdf>. Consulté en 2007).

Dessureault, R. (1977) *Aménagement de deux (2) puits filtrants à Saint-Honoré, Comté de Dubuc*. Rapport préparé pour la municipalité de Saint-Honoré, par Les services techniques en Eaux Souterraines Inc, Dorval, Qc, Canada. 16 p.

Dion, D.J. (1986a). *Levé géotechnique de la région de Jonquière-Chicoutimi-La Baie*. MB86-56. Ministère des ressources naturelles, Québec.

Dion, D.J. (1986b). *Levé géotechnique; Cartes d'aptitudes; région de Jonquière-Chicoutimi-La Baie*. Ministère des ressources naturelles, Québec, 2 cartes 22D/6 et 22D/7, échelle 1 : 50 000.

Eaton, T.T. (2006). On the importance of geological heterogeneity for flow simulation. *Sedimentary Geology*. 184: 187-201.

Ezzy, T.R, Cox, M.E., O'Rourke, A.J. et Huftile, G.J. (2006). Groundwater flow modeling within a coastal alluvial plain setting using a high-resolution hydrofacies approach, Bells Creek plain, Australia. *Hydrogeology journal*. 14: 675-688.

Fisk, H.N. et McFarlan, E. (1955). Late Quaternary deltaic deposits of the Mississippi river. *Geological Society of America*. 62: 279-302.

Folk, R.L. (1968). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's, University of Texas, Austin, 170 p.

Freeze, R.A. et Cherry, J.A. (1979), *Groundwater*, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, Inc. 604 p.

Gouvernement du Québec (2002). *Règlement sur le captage des eaux souterraines*. Éditeur officiel du Québec; Canada. (<http://www.canlii.org/qc/legis/regl/q-2r.1.3/20080314/tout.html>). Consulté en avril, 2008).

Guymon, G.L. (1994). *Unsaturated Zone Hydrology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J. 210 p.

Hazen, A. (1892). Some physical properties of sands and gravels: *Massachusetts State Board of Health*. 24th Annual Report. 539-556.

Heinz, J., Kleinedam, S., Teutsch, G. et Aigner, T. (2003). Heterogeneity of quaternary glaciofluvial gravel bodies (SW-Germany): application to hydrogeology. *Sedimentary Geology*. 158: 1-23.

Hébert, C. et Lacoste, P. (1998). *Géologie de la région de Jonquière -Chicoutimi*. Rapport géologique no. RG 96-08, Ministère des Ressources Naturelles du Québec, 1 carte + 32 p.

- Hocq, M.** (1994). *Géologie du Québec*. Les Publications du Québec, 154 p.
- Klingbeil, R., Kleinedam, S., Asprien, U., Aigner, T. et Teutsch, G.** (1999). Relating lithofacies to hydrofacies : outcrop-based hydrogeological characterisation of Quaternary gravel deposits. *Sedimentary Geology*. 129: 299-310.
- Kostic, B., Becht, A. et Aigner, T.** (2005). 3-D sedimentary architecture of a quaternary gravel delta (SW-Germany): Implications for hydrostratigraphie. *Sedimentary Geology*. 181: 143-171.
- Laboratoires S.L.** (2000a). *Essai de pompage, Chemin Volair, Saint – Honoré*. Rapport préparé pour Mine Niobec, par Laboratoires S.L. Inc, Chicoutimi, Québec, Canada. 28 p.
- Laboratoires S.L.** (2000b). *Informations complémentaires, Chemin Volair, Saint-Honoré*. Rapport préparé pour Mine Niobec, par Laboratoires S.L. Inc, Chicoutimi, Québec, Canada. 13 p.
- Laboratoires S.L.** (2003). *Installation de piézomètres, Secteur Chemin Volair, Saint – Honoré*. Rapport préparé pour Mine Niobec, par Laboratoires S.L. Inc, Chicoutimi, Québec, Canada. 28 p. (Cité dans Tremblay, 2005).
- Lasalle, P. et Tremblay, G.** (1978). *Dépôts meubles du Saguenay Lac Saint-Jean*. Rapport géologique n° 191, ministère des Richesses naturelles du Québec, Canada. 7 cartes + 61 p.
- Maizels, J.** (1993). Lithofacies variation within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. *Sedimentary Geology*. 85: 299-325.
- McDonald, M.G. et Harbaugh, A.W.** (1988). *A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model. Techniques of Water-Resources Investigations*, United States Geological Survey, Washington, DC, USA.
- Miall, A.D.** (1978). Lithofaciès and vertical profil models in braided river deposits : a summary. In fluvial sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geologists*. 5: 597- 604.
- Millette, D.** (2002). *Modélisation 3-D de l'écoulement de l'eau souterraine et du transport des contaminants avec le logiciel Visual MODFLOW*. Notes de cours intensif, Montréal, Québec, Canada.
- Pagé, P.** (1992). *L'environnement glaciaire*. Guérin éditeurs, Montréal, Canada, 368 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., et Siever, R.** (1987). *Sand and sandstone*. Springer-Verlage, New York. 553 p.

Poeter, E. et Gaylord, D.R. (1990). Influence of aquifer heterogeneity on contaminant transport at the Hanford Site. *Ground Water*. 28: 900-909.

Pollock, D.W. (1998). *MODPAPH, Documentation of computer programs to compute and display pathlines using results from U.S.Geological Survey modular three-dimensional finite difference groundwater flow model*. U.S.Geological Survey Open Report. 188 p.

Postma, G. (1984). Slumps and their deposits in delta fronts and slopes. *Geology*. 12: 27-30.

Prior, D.B., Bornheld, B.D. et Johns, M.W. (1984). Depositional characteristics of submarine debris flow. *Journal of Geology*. 92: 707-727.

Rasmussen, H., Rouleau, A. et Chevalier, S. (éditeurs scientifiques) (2006). *Outils de détermination d'aires d'alimentation et de protection de captages d'eau souterraine*. 311 pages. Document diffusé par le ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec, (www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/alim-protec/index).

Revol, P. (1994). *Caractérisation hydrodynamique des sols par infiltration bidimensionnelle axisymétrique et modélisation simplifiée de la micro-irrigation*. Thèse de l'Université de Grenoble, LTHE. 223 p.

Reynolds, W.D. et Elrick, D.E. (1990). Ponded infiltration from a single ring : I. Analysis of steady flow. *Soil Science Society of America Journal*. 54: 1233-1241.

Reynolds, W. et Elrick, D.E. (1991). Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Science Society of America journal*. 55: 633-639.

Robitaille, A. et Allard, M. (1996). *Guide pratique d'identification des dépôts de surface au Québec*. Les publications du Québec. 109 p.

Robitaille, V. et Tremblay, D. (1997). *Mécanique des sols, Théorie et pratique*. MODULO édition. 652 p.

Roy, D.W., Tremblay, M.L. et Cousineau, P.A. (2006). Les différents types d'aquifères au Québec. Section 4 dans *Outils de détermination d'aires d'alimentation et de protection de captages d'eau souterraine*. Rasmussen, H., Rouleau, A. et Chevalier, S. (éditeurs scientifiques). 43 pages. Document diffusé par le ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs du Québec. (<http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/alim-protec/index.htm>).

Roy, D.W. (2007). Notes de cours « *Géomorphologie et aménagement géotechnique-6GLG 106* ». Session d'automne 2007. Université du Québec À Chicoutimi. Canada.

- Simard, G. et Des Rosiers, R.** (1979). *Qualité des eaux souterraines du Québec*. Ministère de l'environnement du Québec. Service des eaux souterraines. H.G-13. 161p.
- Slichter, C.S.** (1897-1898). Theoretical investigations of the motion of ground waters. *U.S. Geology Survey*. 19th Annual Rapport. 2 : 295-384.
- Todd, D.K.** (1980). *Groundwater Hydrology*, second edition. John Wiley and sons, New York. 535 p.
- Touma, J.** (1984). *Étude critique de la caractérisation hydrodynamique des sols non saturés: rôle de l'aire, influence de l'écoulement multidimensionnel de l'eau*. Thèse de l'Université de Grenoble, INPG. 190 p.
- Tremblay, G.** (1971). *Géologie et géomorphologie quaternaires à l'est du Saguenay-Lac-Saint-Jean*, Québec, Canada. Thèse de doctorat, Université de Paris, Paris, France, 11 cartes + 356 p.
- Tremblay, P.** (2005). *Étude hydrogéologique de l'aquifère de Saint-Honoré avec emphase sur son bilan hydrique*. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 188 p.
- Vukovic, M. et Soro, A.** (1992). *Determination of Hydraulic Conductivity of Porous Media from Grain-size Composition*, Water Resources Publications, 86 p.
- Walker, R.G** (1992). *Facies, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts*. Facies models: response to sea level change. R.G. Walker et N.P. James, *éditeurs*. Geological Association of Canada. 1-14.
- Wentworth, C.K.** (1922). A scale of grade and class term for clastic sediments. *Journal of Geology*. 30: 507- 521.
- WHI.** (2005a). *Visual MODFLOW, User's Manual. Edition 1. The industry standard for 3D Groundwater Flow and Contaminant Transport Modeling*. Waterloo Hydrogeologic Inc; Waterloo, Ont, Canada 611 p.
- WHI.** (2005b). *Visual MODFLOW*, version 4.1. Waterloo Hydrogeologic Inc; Waterloo, Ont, Canada.
- Zappa, G., Bersezio, R., Felletti, F. et Giudici, M.** (2006). Modeling heterogeneity of gravel-sand, braided stream, alluvial aquifers at the facies scale. *Journal of Hydrology*. 325: 134-153.
- Zhang, R.** (1997). Determination of soil sorptivity and hydraulique conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*. 61: 1024-1030.

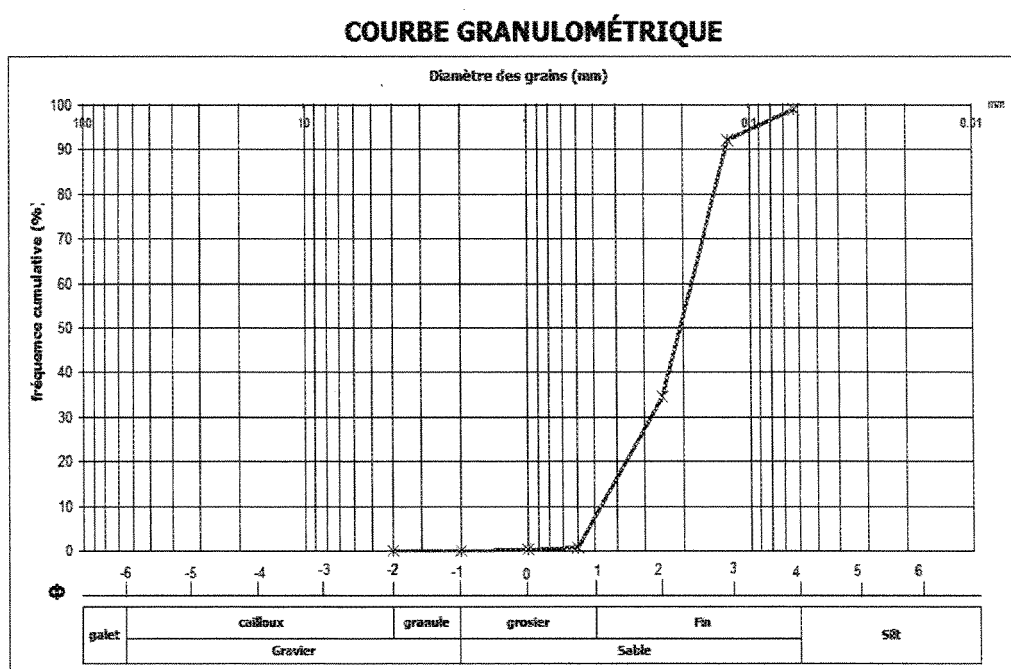
Annexe A : Classification des lithofaciès (Miall, 1978)

Codification	Lithofaciès et structure sédimentaire
Gms	Gravier massif non jointif Il y a une abondante matrice composée de sable de silt et d'argile. Généralement mal triée et mal classé
Gm	Gravier massif, il y a peu ou pas de matrice composée de sable de silt et d'argile. Tri et classement mauvais
Gt	Gravier, laminations entrecroisées en auge
Gp	Gravier, laminations entrecroisées planaires
St	Sable, laminations entrecroisées en auge, peut contenir un peu de gravier
Sp	Sable, laminations entrecroisées planaires, peut contenir un peu de gravier
Sr	Sable, laminations entrecroisées en auge de plus faible dimensions. Généralement composé de sable moyen à très fin
Sh	Sable à laminations horizontale
FI	Sables, silts, boues, laminations fines, petites rides
Fsc	Silts, boues, massif à laminé
Fcf	Boues massif à mollusques marins
Fm	Boues, silts massif, structures de dessiccation

Annexe B : Classification de Wentworth, (1922).

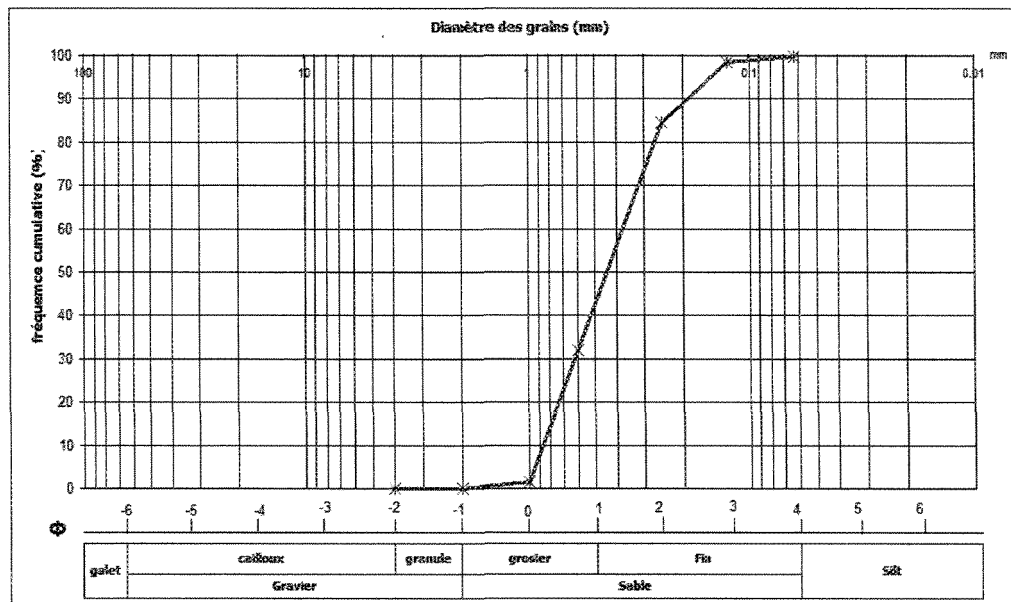
Classe granulométrique		mm	Φ
Fine	Argile	1/256 et moins	8 et plus
	Silt	1/256 à 1/16	4 à 8
Sable	Fin	1/16 à 0.5	1 à 4
	Grossier	0.5 à 2	1 à -1
Gravier	Granule	2 à 4	-1 à -2
	Cailloux	4 à 64	-2 à -6
Galet		64 et plus	-6 à -8

Annexe C : Courbes granulométriques des fréquences cumulatives des différentes fractions granulométriques en (%) versus les diamètres en unité phi (Φ)



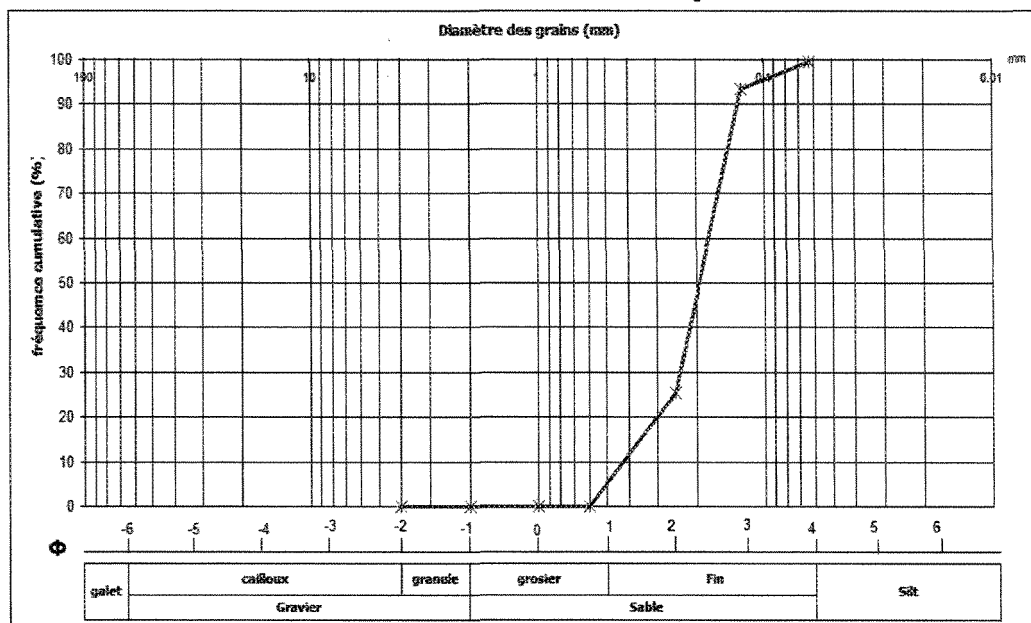
Lithofaciès fSr identifié à la sablière 1 (Face #1)

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



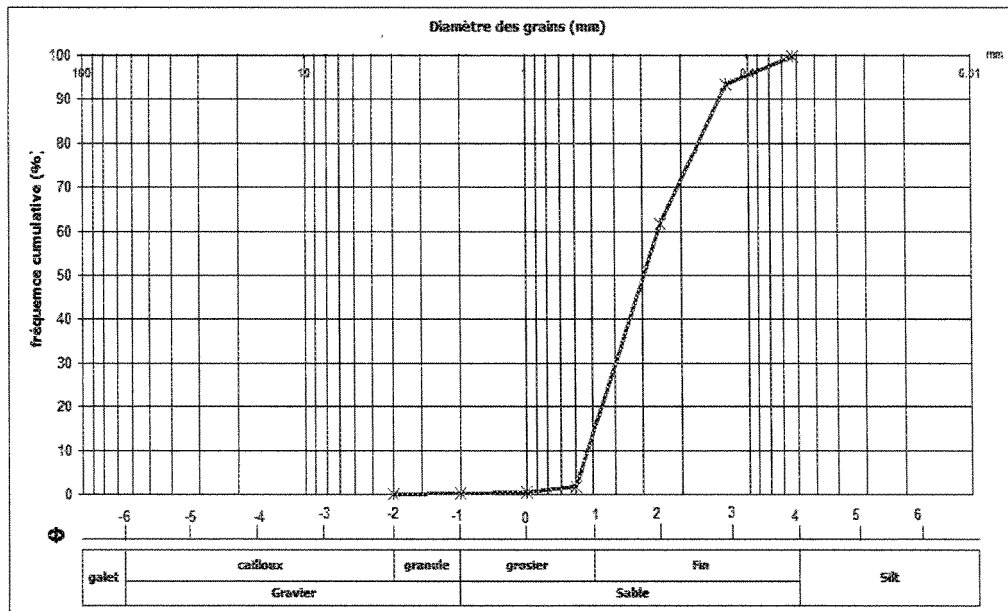
Lithofaciès gSh identifié à la sablière 1 (Face #1)

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



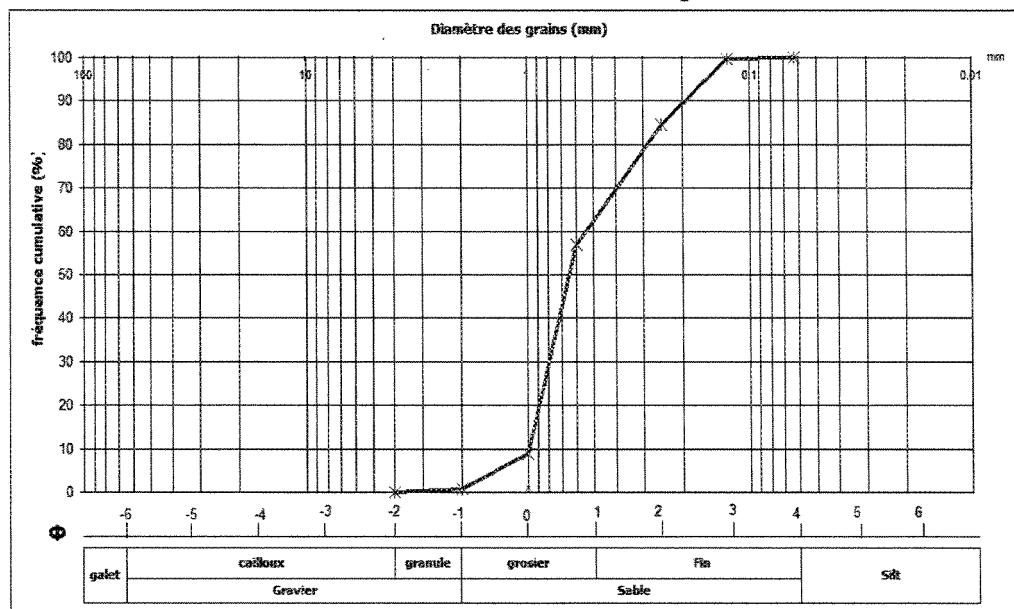
Lithofaciès fSh identifié à la sablière 1 (Face #1)

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



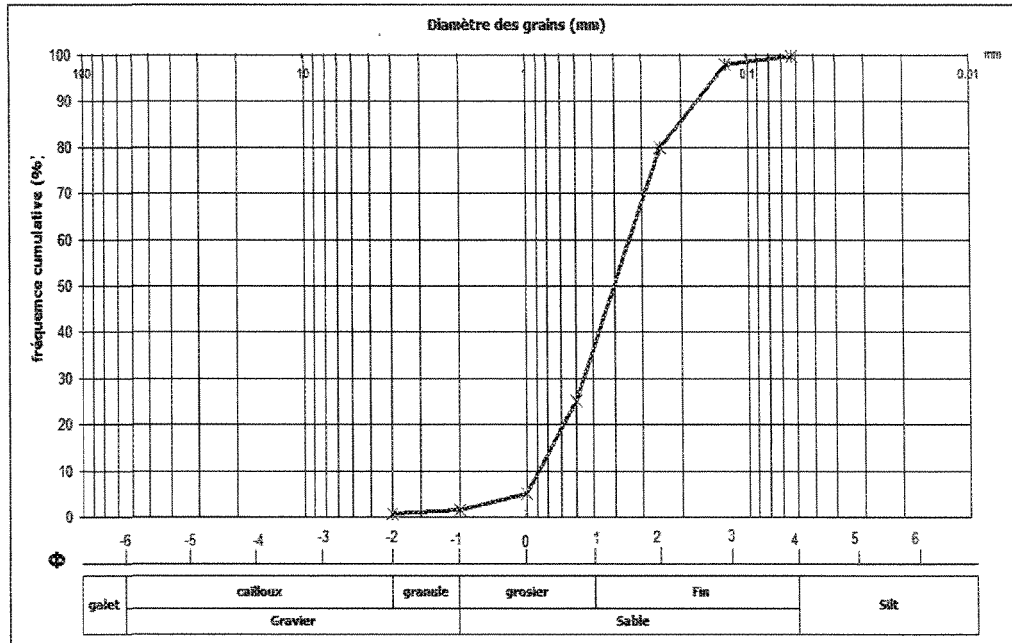
Lithofaciès fSc identifié à la sablière 1 (Face #2)

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



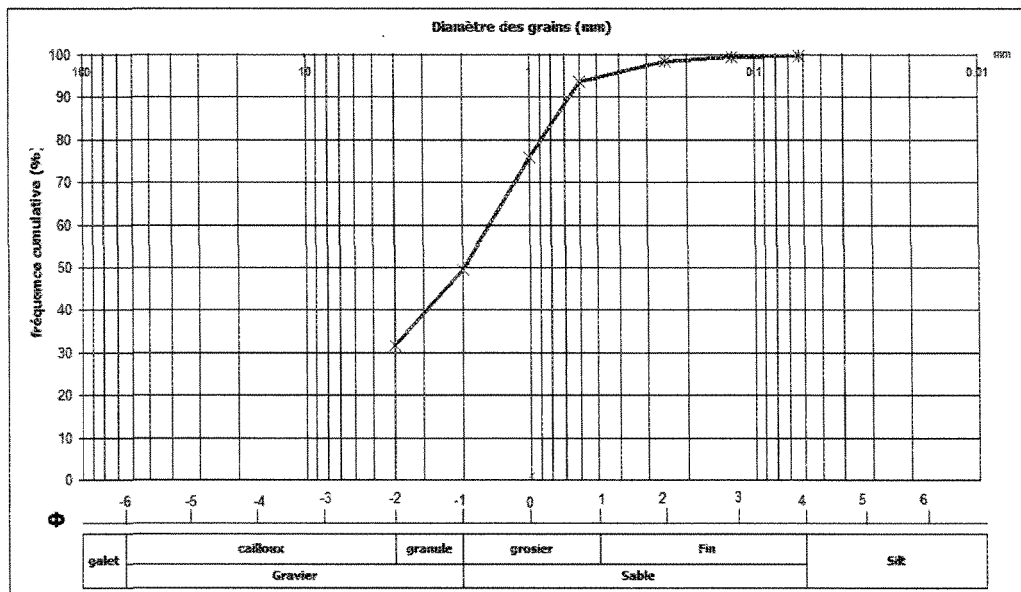
Lithofaciès gSh identifié à la sablière 2

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



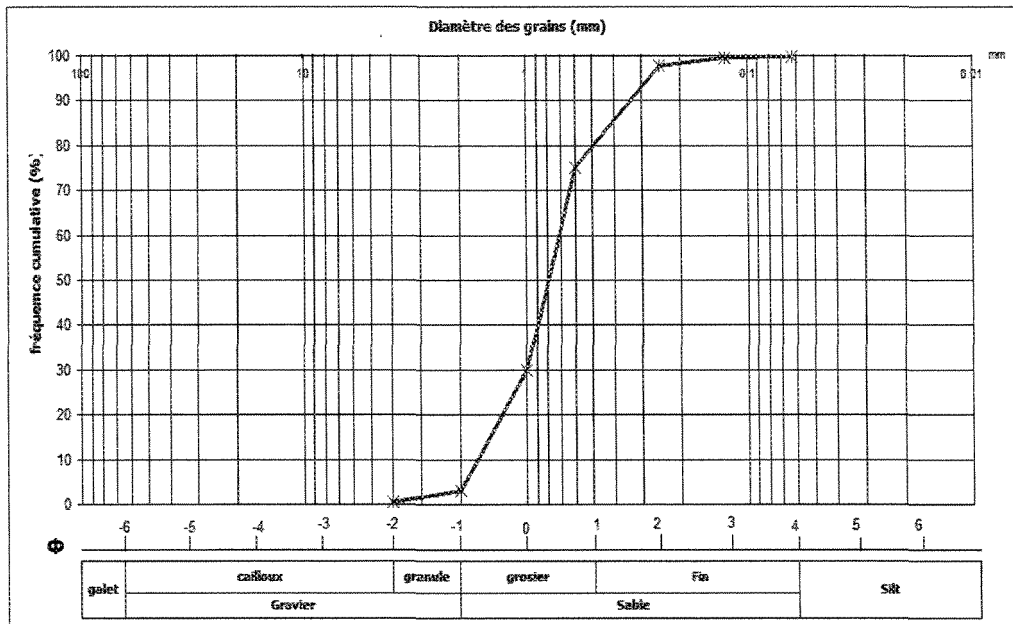
Lithofaciès SGh identifié à la sablière 2

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



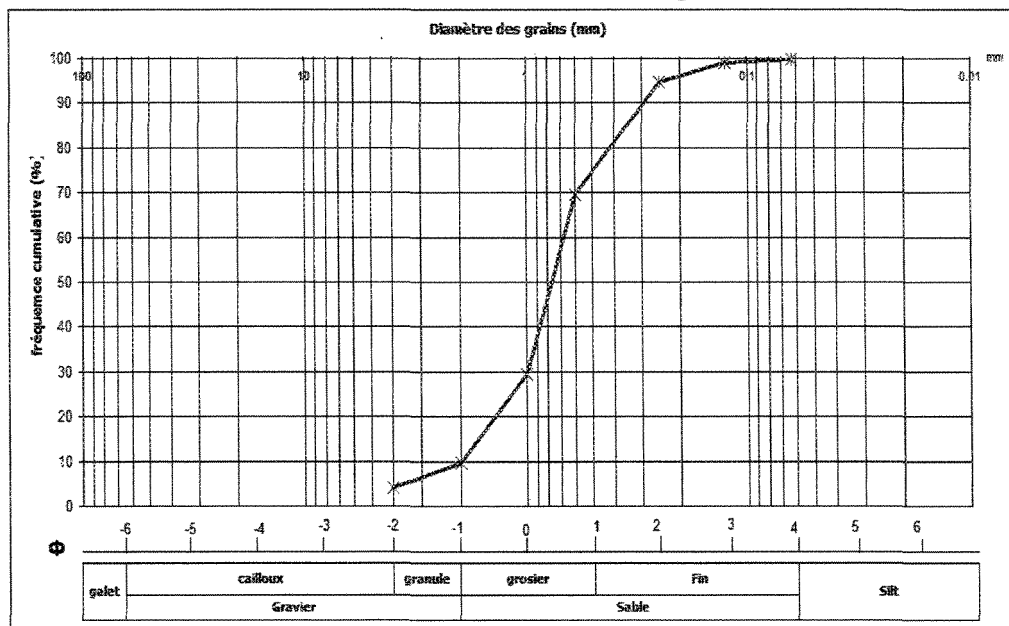
Lithofaciès GST identifié à la sablière 3

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



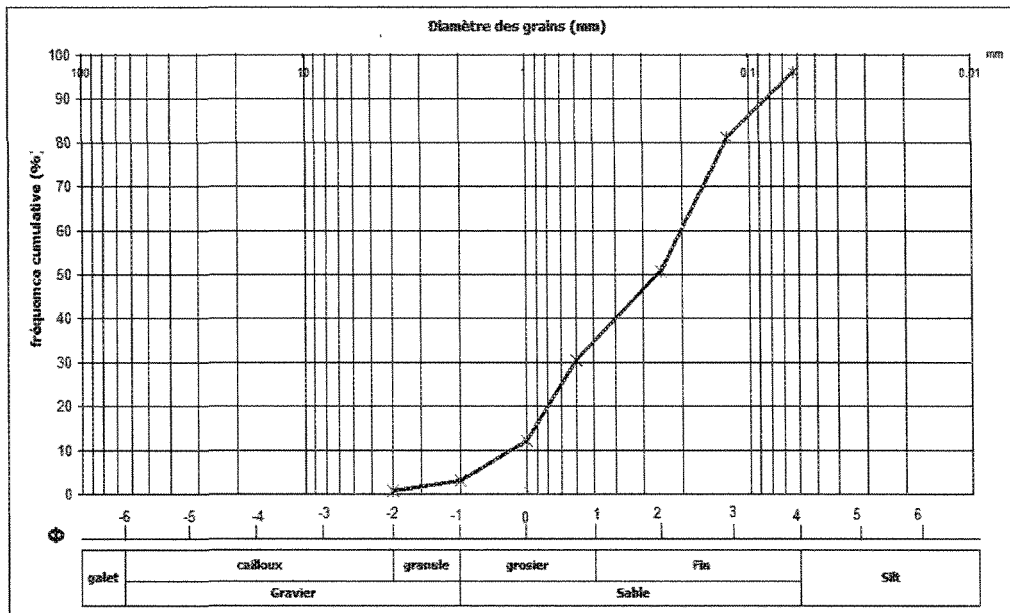
Lithofaciès fSp identifié à la sablière 3

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



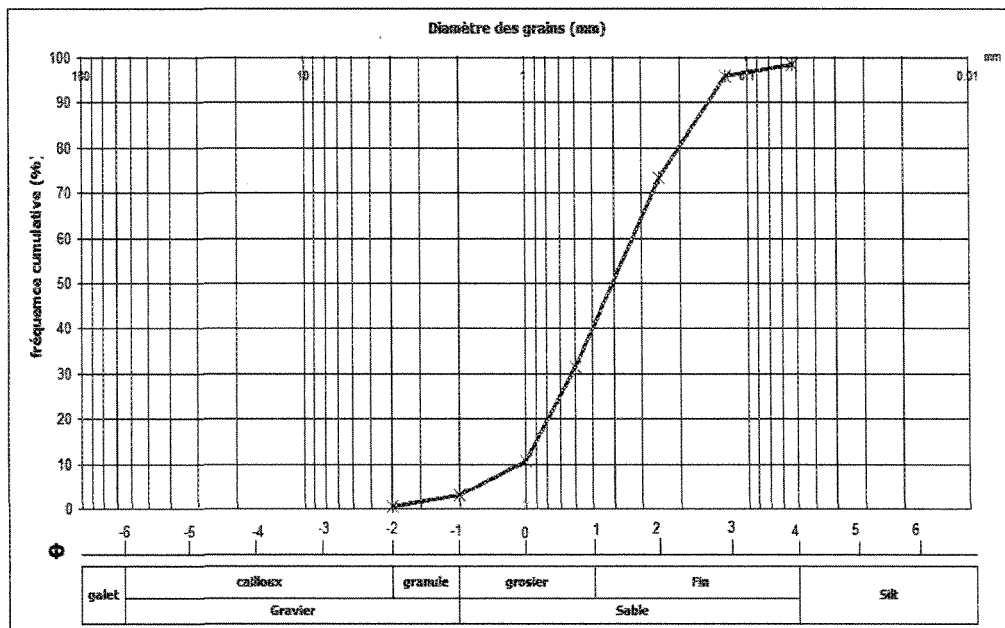
Lithofaciès gSt identifié à la sablière 3

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



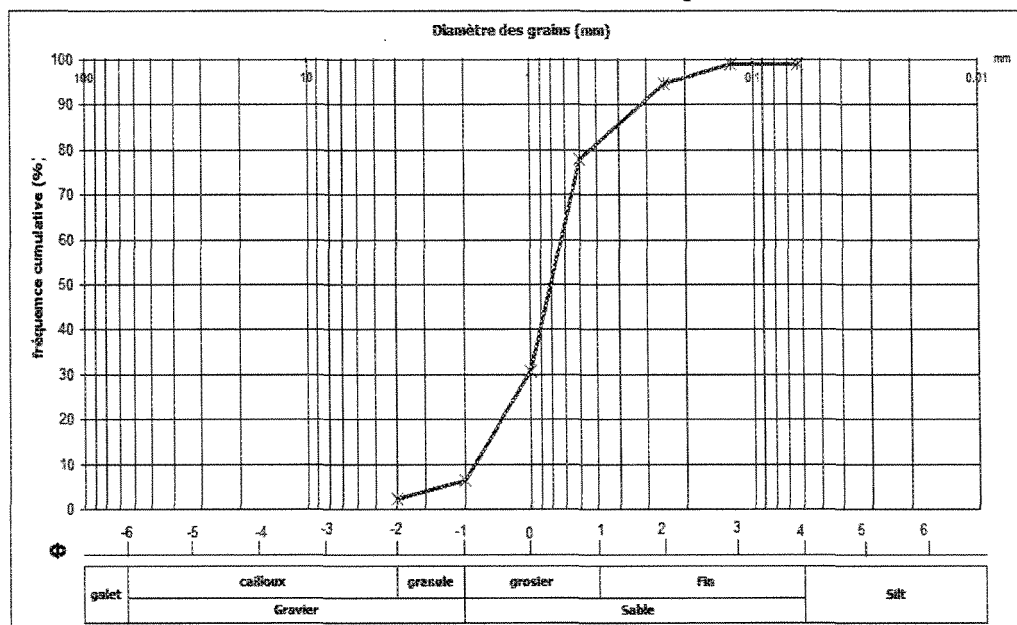
Lithofaciès fSr identifié à la sablière 4

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



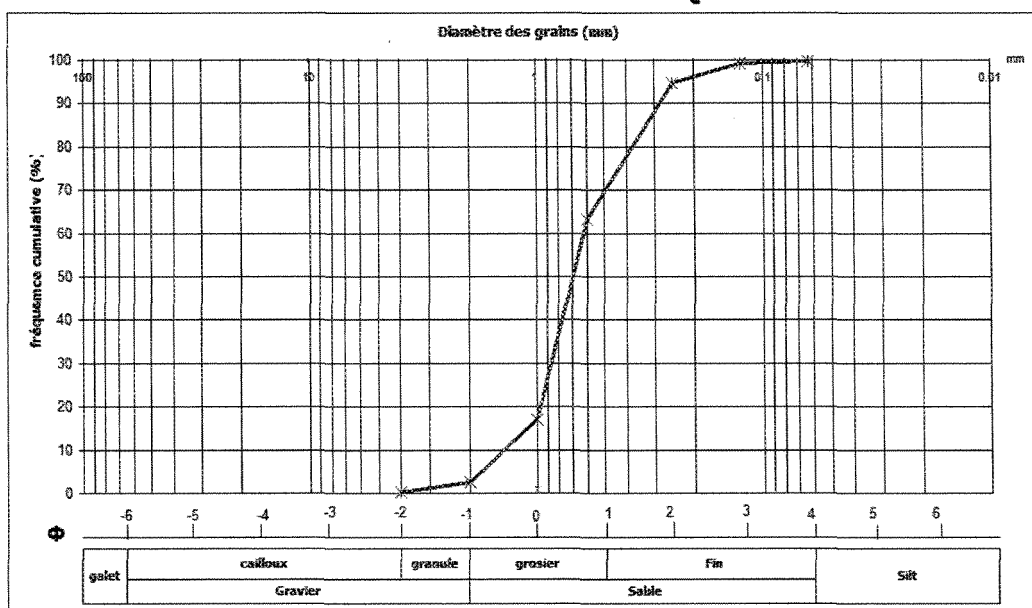
Lithofaciès fSp identifié à la sablière 4

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



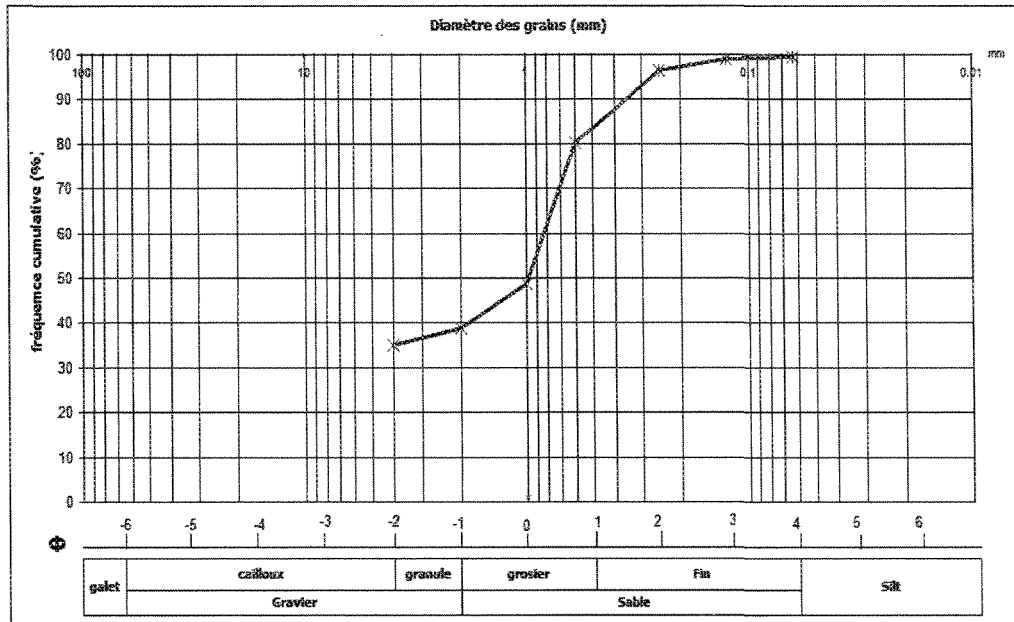
Lithofaciès gSp identifié à la sablière 4

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



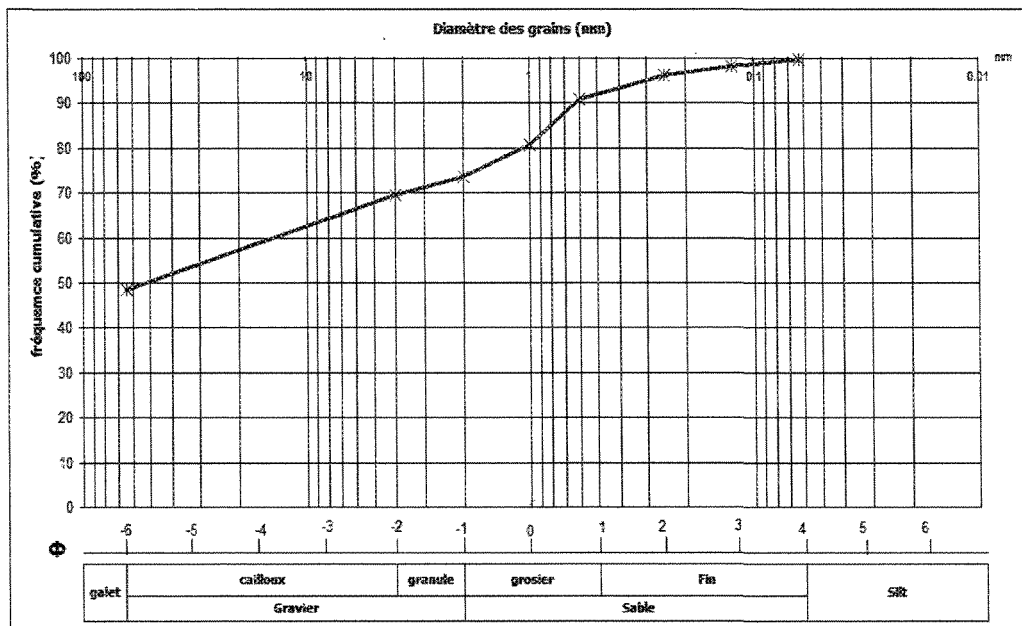
Lithofaciès gSh identifié à la sablière 5

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



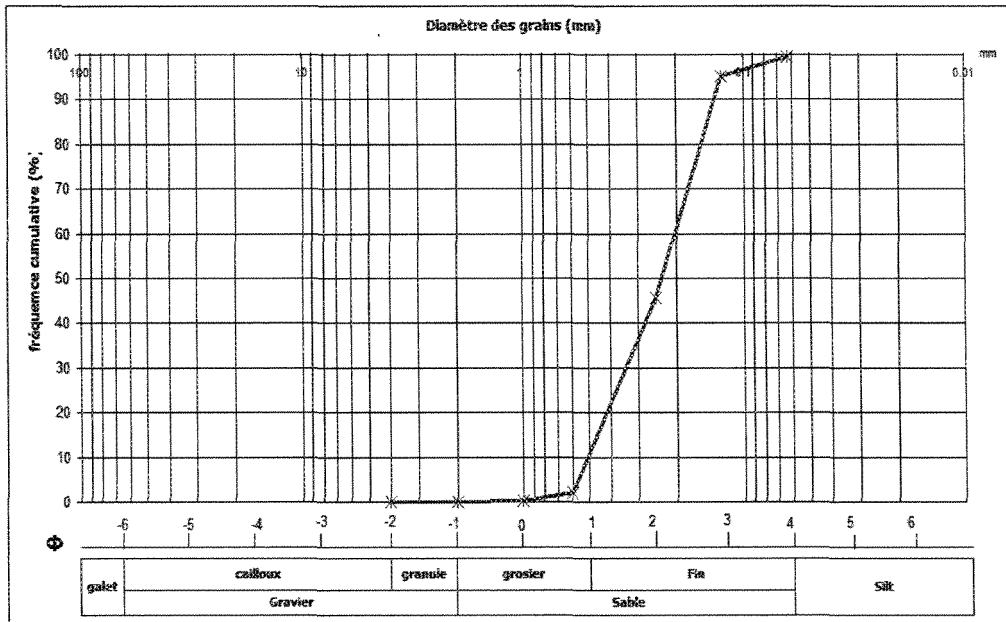
Lithofaciès GSh identifié à la sablière 5

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



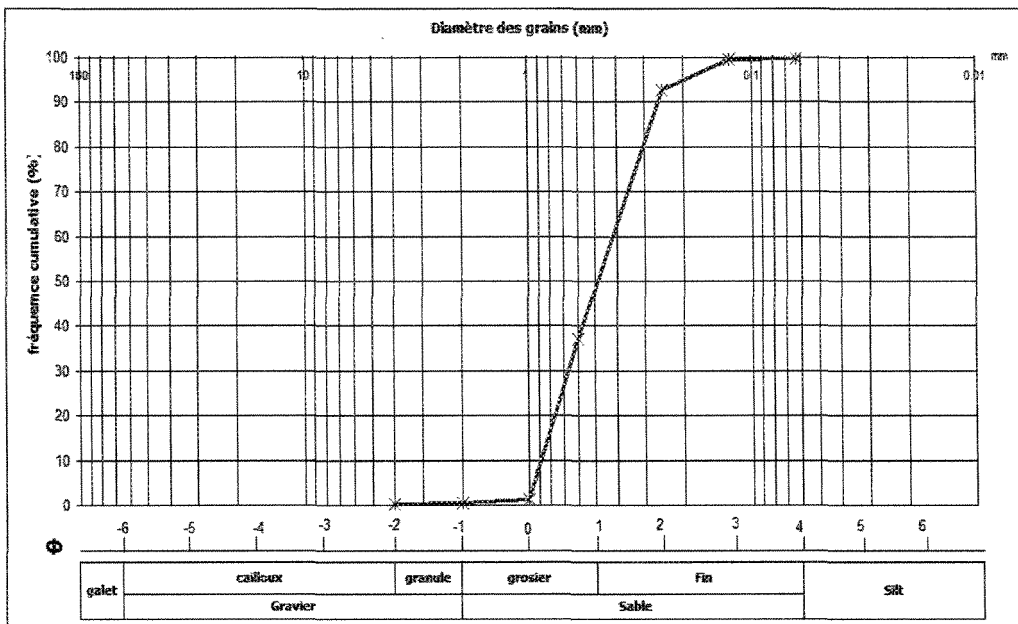
Lithofaciès cGm identifié à la sablière 5

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



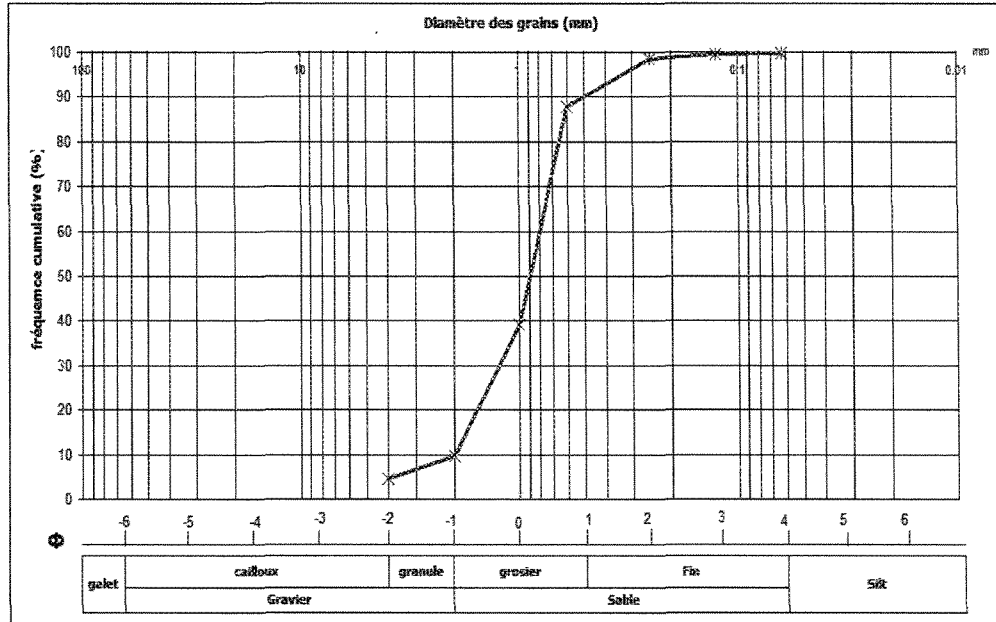
Lithofaciès fSr identifié à la sablière 6

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



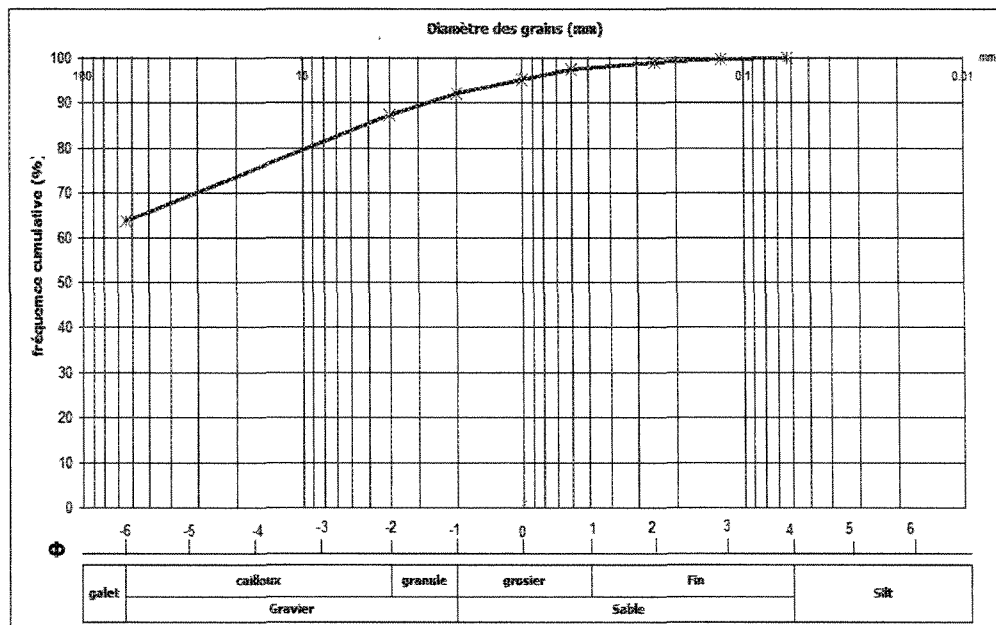
Lithofaciès gSt identifié à la sablière 6

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



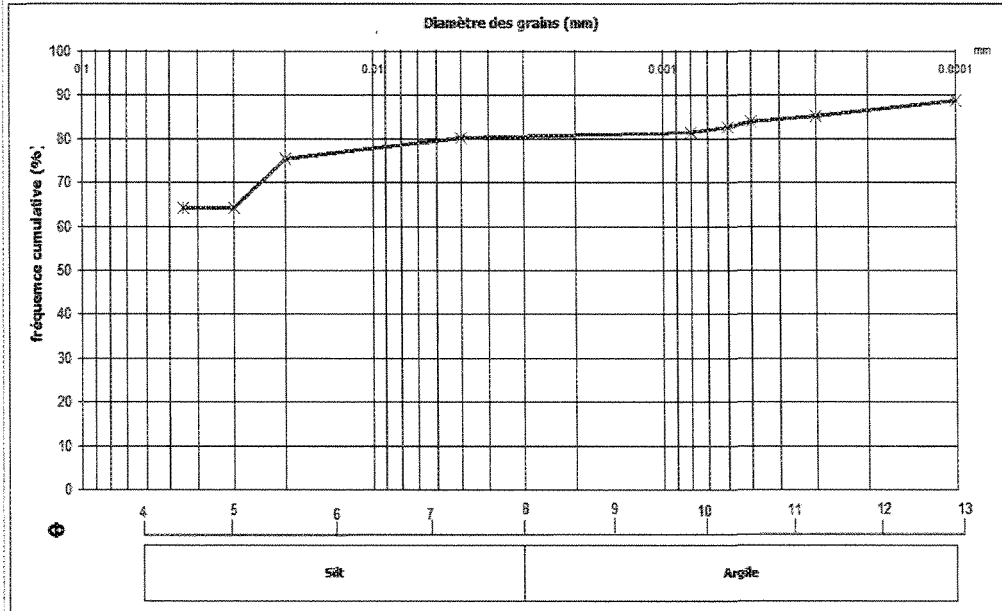
Lithofaciès SGt identifié à la sablière 6

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



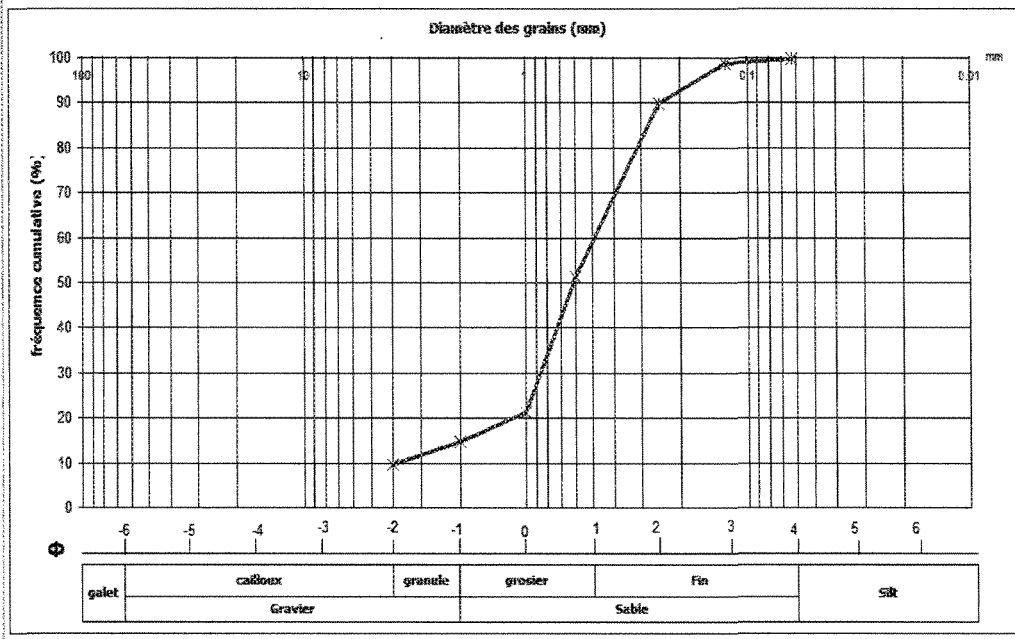
Lithofaciès cGp identifié à la sablière 6

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



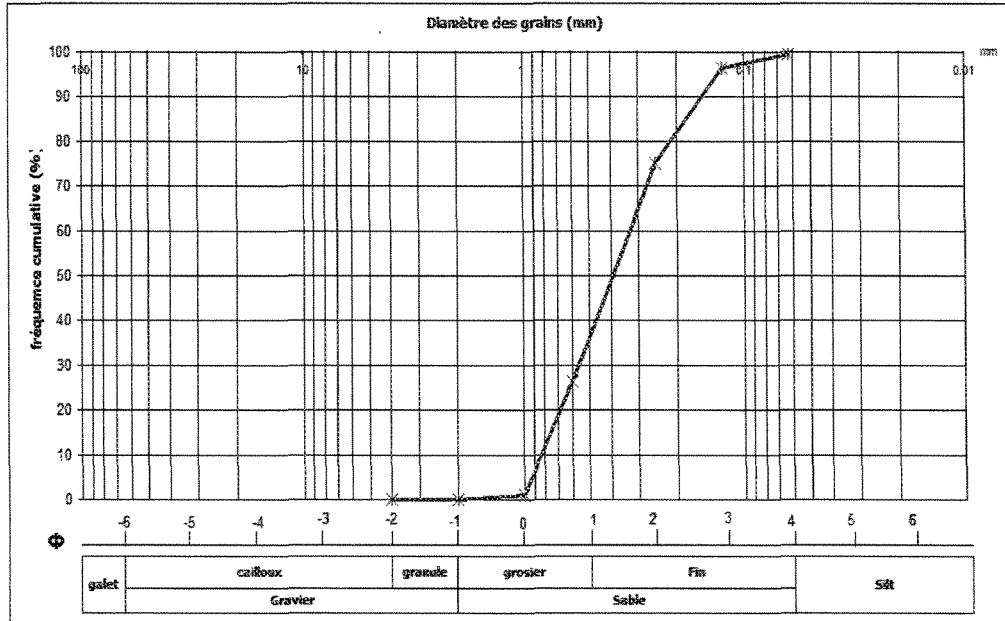
Lithofaciès Fsc identifié à la sablière 6

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



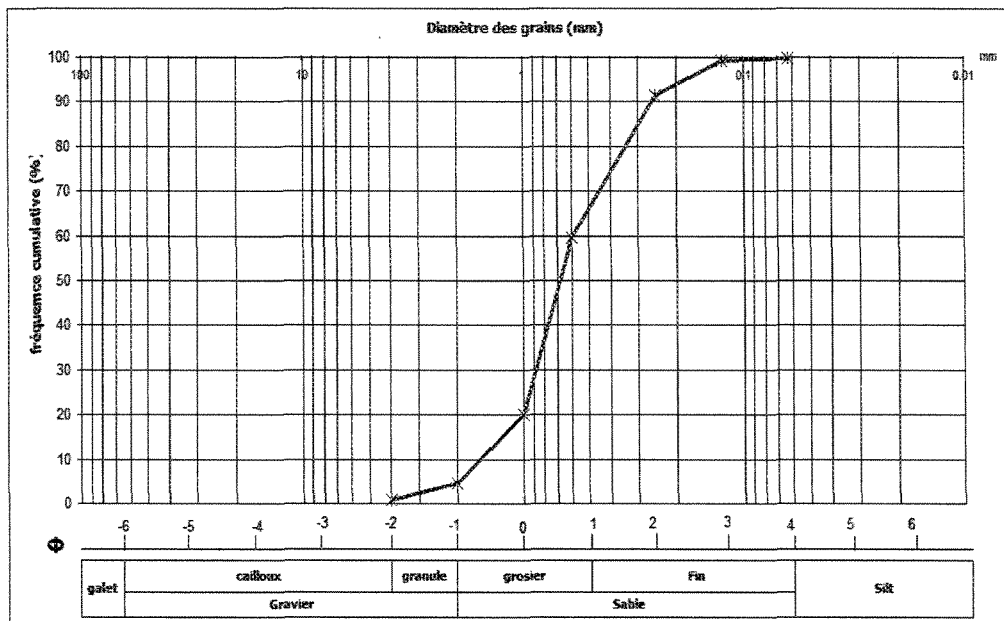
Lithofaciès SGT identifié à la sablière 7

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



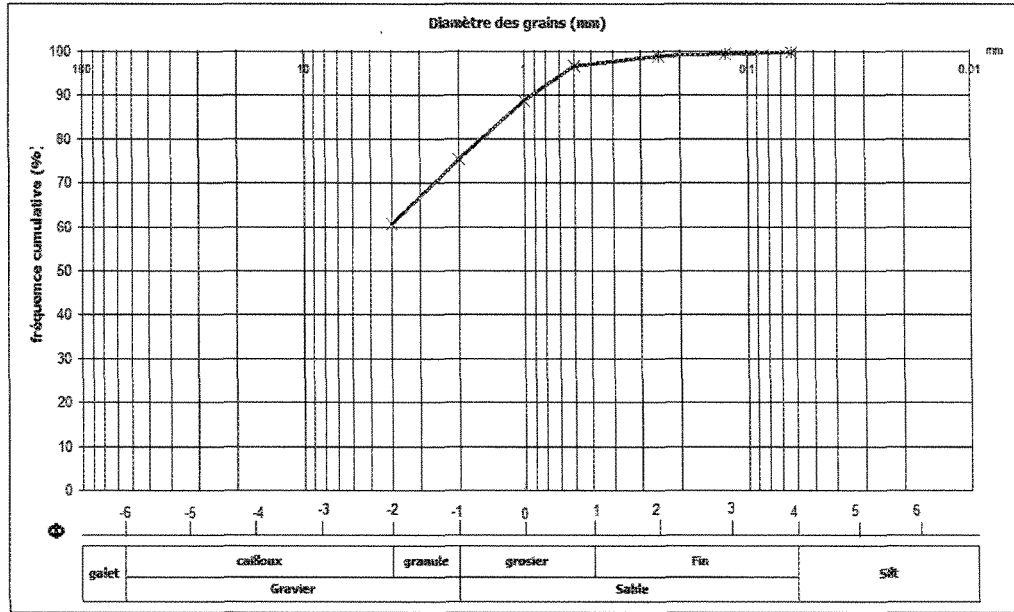
Lithofaciès fSt identifié à la sablière 7

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



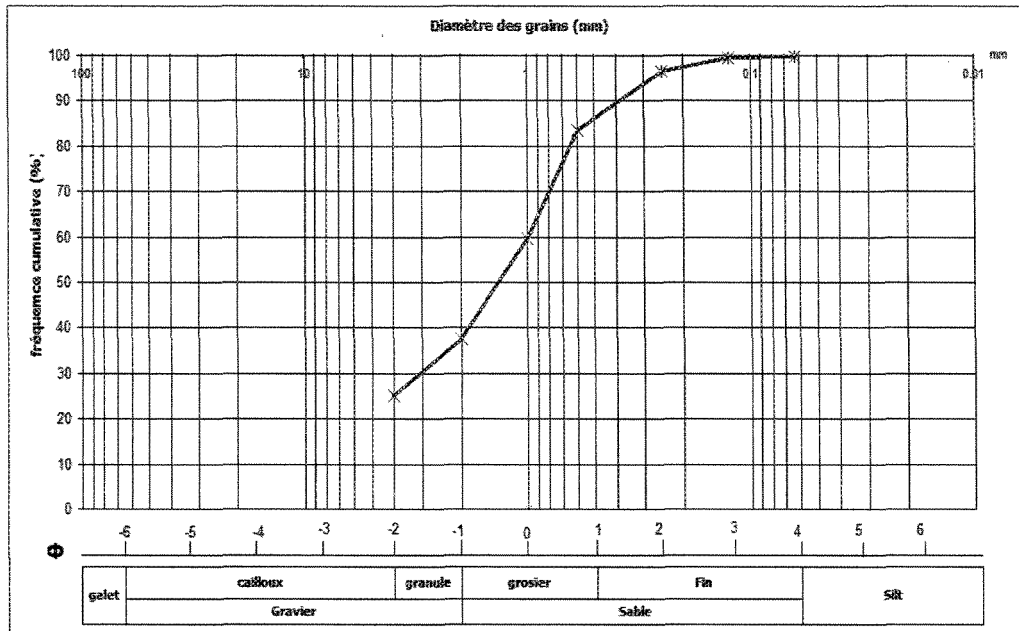
Lithofaciès gSi identifié à la sablière 8

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



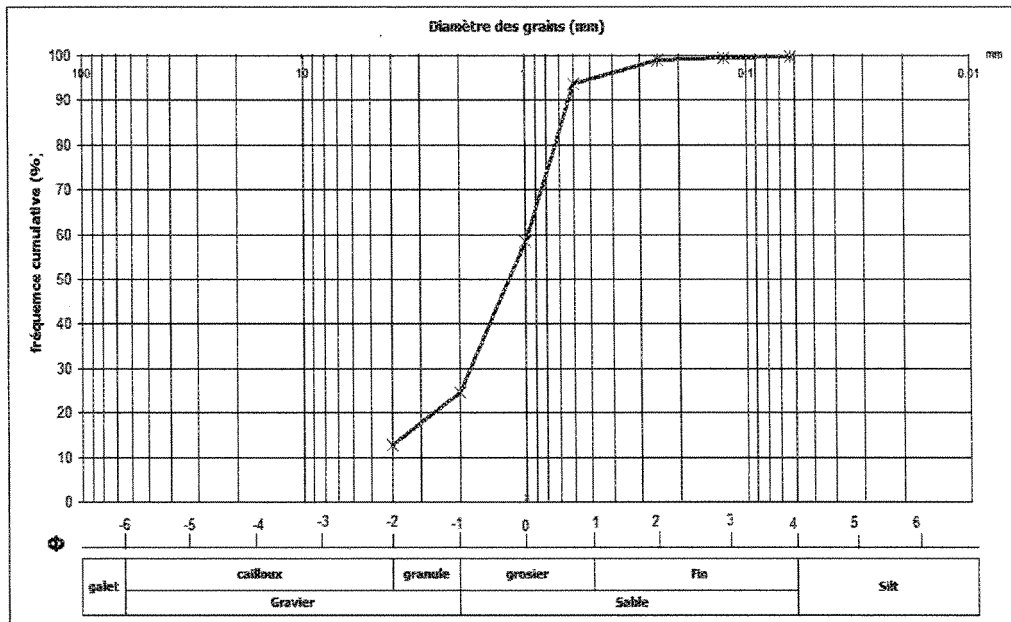
Lithofaciès gGi identifié à la sablière 8

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



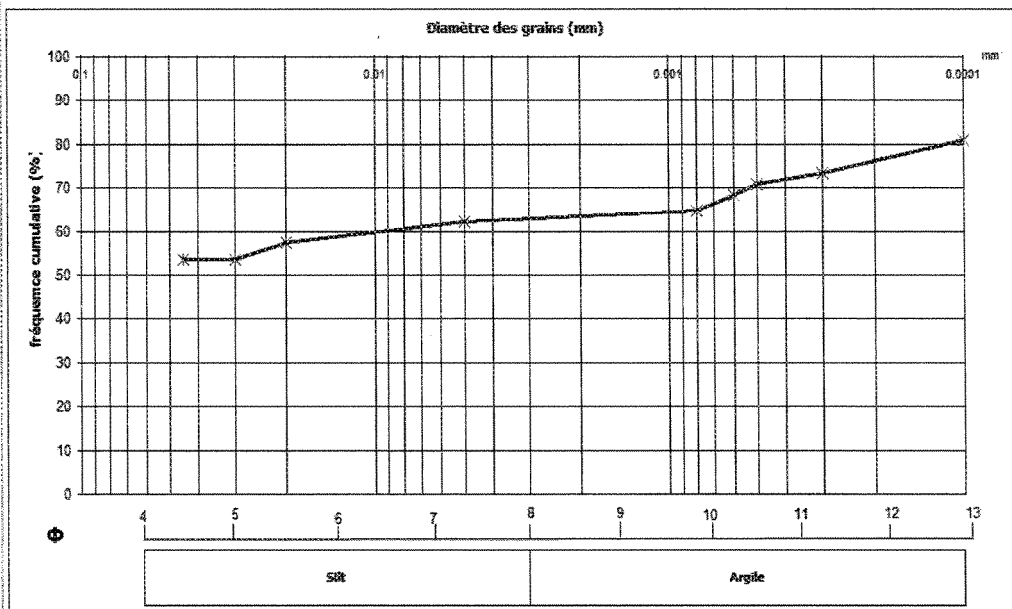
Lithofaciès SGi identifié à la sablière 8

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



Lithofaciès GSm identifié à la sablière 9

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



Lithofaciès Fm identifié à la sablière 9

Annexe D : Classification de Folk, (1968).

Valeur de σ	Classification
< à 0.35	le sédiment est très bien classé
de 0.35 à 0.50	le sédiment est bien classé
de 0.50 à 0.71	le sédiment est modérément bien classé
de 0.71 à 1	le sédiment est modérément classé
de 1 à 2	le sédiment est pauvrement classé
de 2 à 4	le sédiment est très pauvrement classé
> à 4	le sédiment est extrêmement mal classé

Annexe E : Cordonnées des sablières investiguées.

Nom	UTM (Est)	UTM (Nord)	MTM (Est)	MTM (Nord)
Sablière 1	347 334	5 375 577	262 893.15	5 375 281.47
Sablière 2	347 654	5 375 153	263 211.42	5 374 863.82
Sablière 3	348 986	5 374 923	264 557.73	5 374 659.98
Sablière 4	347 958	5 375 458	263 519.39	5 375 174.73
Sablière 5	349 648	5 381 138	265 097.66	5 380 337.03
Sablière 6	349 800	5 380 932	265 253.69	5 380 684.04
Sablière 7	355 998	5 372 636	271 613.57	5 372 510.82
Sablière 8	356 185	5 371 120	271 830.27	5 370 998.70
Sablière 9	356 114	5 370 985	271 761.93	5 370 862.32

Annexe F : Développement mathématique de l'expression permettant le calcul de la conductivité hydraulique en utilisant le mini-infiltromètre à disque

La simulation du mouvement de l'eau dans les sols insaturés nécessite des fonctions hydrauliques, telles que la fonction de rétention des sols $\theta(h)$ et la fonction de conductivité hydraulique insaturée $K(h)$. Il est possible de déterminer $K(h)$ en utilisant le mini-infiltromètre à disque (Zhang, 1997).

Développement mathématique

La sorptivité S quantifie la capacité d'un sol à permettre à l'eau de s'infiltrer par un phénomène de capillarité (Pradopano, 2006). Ce paramètre peut être déterminé en utilisant la relation proposée par Philip (1955) :

$$S = \frac{I}{\sqrt{t}} \quad (1)$$

Où :

S : la sorptivité capillaire ($m.s^{-1/2}$).

I : le volume de l'eau infiltré par unité de surface du sol (m).

t : le temps (sec).

En réécrivant l'équation (1) en fonction de I on obtient :

$$I = S t^{1/2} \quad (2)$$

Pour un flux vertical, la relation (2) est valide pour un temps d'infiltration très court. En réalité, il est difficile, voire impossible, de mesurer suffisamment de valeurs d'infiltration durant cette période. Ce problème est accentué par la tridimensionnalité de l'opération. Il est donc difficile d'obtenir des valeurs de sorptivité précises à partir de l'équation (2) en utilisant les données de la mesure d'infiltration cumulative, surtout à l'aide du mini-infiltromètre à disque. Alors, Zhang (1997) propose une solution numérique à deux termes pour décrire le processus d'infiltration sous le mini-infiltromètre à disque pour n'importe quelle durée d'infiltration. Cette solution s'écrit comme suit :

$$I = C_1 t^{1/2} + C_2 t \quad (3)$$

Où :

C_1 ($\text{m.s}^{-1/2}$) et C_2 (m.s^{-1}) sont des coefficients fonctions respectivement de la sorptivité S et de la conductivité hydraulique K .

t : temps d'infiltration (sec).

D'un point de vue théorique, l'infiltration sous la plaque poreuse du mini-infiltromètre à disque peut être considérée comme un écoulement axisymétrique tridimensionnel dans un milieu poreux à saturation variable. Dans ces conditions, l'équation gouvernant le flux est donnée par l'équation de Richard (4) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left[r K(h) \frac{\partial h}{\partial r} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (4)$$

Où :

θ : le volume d'eau contenu.
 h : la pression.
 z : la profondeur.
 r : le rayon.
 t : le temps.
 $K(h)$: la conductivité hydraulique.

Pour le mini-infiltromètre à disque, les conditions initiales et limites sont données par Warrick (1992) :

$$h(r, z, 0) = h_i \quad (5)$$

$$h(r, 0, t) = h_0, \quad 0 < r < r_0 \quad (6)$$

$$-\frac{\partial h}{\partial z} + 1 = 0, \quad z = 0, \quad r < r_0 \quad (7)$$

$$\frac{\partial h}{\partial r} = 0, \quad r \rightarrow \infty \quad (8)$$

$$\frac{\partial h}{\partial z} = 0, \quad z \rightarrow \infty \quad (9)$$

Dans lesquelles :

h_i est la charge initiale dans le sol.
 r_0 est le rayon du disque.
 h_0 est la tension dans le mini-infiltromètre.

La méthode des éléments finis a été utilisée pour résoudre l'équation (4) et des simulations numériques des infiltrations ont été établies sur différents sols, différentes conditions initiales, différents rayons et différentes tensions de mini-infiltromètre à disque. Alors, C_1 et C_2 ont été obtenus avec l'équation (3) en utilisant la méthode des maximums de voisins proposée par Marquardt, (1963), ainsi que selon Zhang (1997), la sorptivité et la conductivité hydraulique peuvent être déterminées par les équations suivantes :

$$S = C_1 / A_1 \quad (10)$$

$$K = C_2 / A_2 \quad (11)$$

Où :

A_1 et A_2 sont des coefficients adimensionnels qui changent avec le temps total d'infiltration. Cependant, ils ont tendance à se stabiliser quand le temps d'infiltration augmente et les coefficients peuvent être considérés comme constants. Zhang (1997) a établi les relations empiriques (12) et (13) qui permettent d'évaluer le coefficient A_2 (le tableau 4.1, chap. 4 montre les valeurs obtenues du paramètre A_2 en fonction des sols de type Van Genuchten, 1980; VG-type).

$$A_2 = \frac{11.65(n^{0.1} - 1) \exp[2.92(n - 1.9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0.91}}; n \geq 1.9 \quad (12)$$

$$A_2 = \frac{11.65(n^{0.1} - 1) \exp[7.5(n - 1.9)\alpha h_0]}{(\alpha r_0)^{0.91}}; n \leq 1.9 \quad (13)$$

Où :

n et α sont des paramètres de rétention,

r_0 : rayon du disque de l'infiltromètre (cm).

h_0 : la charge à la surface de l'infiltromètre (cm).

θ_0 : la teneur en eau à h_0 .

θ_i : la teneur en eau initiale.

b : paramètre de l'ordre de 0.55 (Warrick et Broadbridge, 1992).

C_1 ($\text{m.s}^{-1/2}$) et C_2 (m.s^{-1}) sont des coefficients fonctions respectivement de la sportivité S et de la conductivité hydraulique K . Pour les évaluer, Zhang (1997) propose une méthode simple et efficace qui se base sur la représentation graphique des valeurs de hauteur d'eau

infiltrée dans le sol, en fonction de la racine carrée du temps. Ceci permet de caractériser une équation quadratique de deuxième degré. Cette équation est de type :

$$y = ax^2 + bx \quad (14)$$

Soit
$$I = C_2x^2 + C_1x \quad (15)$$

C_1 et C_2 sont des coefficients fonction du taux d'infiltration de l'eau dans le sol et le temps (cm.s^{-1}).

Références bibliographiques

Marquardt, D.W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*. 11, 431- 441.

Philip, J.R. (1955). Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration-dependent. *Transactions of the Faraday Society*, 51. 885-892.

Pradopano, B.L. (2006). *Étude du mouvement de l'eau et du transfert réactif du nitrate dans les sols volcaniques du bassin versant élémentaire de Loma, Mexique*. Thèse doctorat, Université Joseph Fourier-Grenoble I. 231 p.

Zhang, R. (1997). Determination of soil sorptivity and hydraulic conductivity from the disk infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*. 61, 1024-1030.

Van Genuchten, M.T. (1980). A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America journal*. 44, 892-898.

Warrick, A.W. (1992). Models for disc infiltrometers. *Water Resources Research*. 28, 1319-1327.

Warrick, A.W. et Broadbridge, P. (1992). Sorptivity and macroscopic capillary length relationships. *Water Resources Research*. 28, 427-431.

Annexe G : Développement mathématique de l'expression permettant le calcul de la conductivité hydraulique en utilisant l'infiltromètre à tension

Le développement mathématique de l'expression (27) donné ici est inspiré de Reynolds et Elrick (1990).

La sorptivité S ($m.s^{-1/2}$) peut être estimée en utilisant l'équation de Philip, (1969); selon White et Sully (1987) :

$$S = [(\theta_{fs} - \theta_i)\phi_m / b]^{1/2} \quad (1)$$

Où :

θ_{fs} : est la teneur en eau d'un échantillon saturé ($m^3.m^{-3}$).

θ_i : est la teneur en eau d'un échantillon avant la saturation « *background* » ($m^3.m^{-3}$).

b : constante empirique égal à 0.55 (White et Sully, 1987).

ϕ_m : un paramètre défini par Gardner (1958) comme suit :

$$\phi_m = \int_{\psi_i}^0 K(\psi) d\psi; -\infty \leq \psi_i \leq 0 \quad (2)$$

Où

Ψ : la pression de l'eau dans les pores (m).

ψ_i : la pression de l'eau dans les pores, avant la saturation « *background* » (m).

$K(\Psi)$: rapport, conductivité hydraulique-pression défini par Gardner (1958) comme suit :

$$K(\psi) = K_{fs} \exp(\alpha\psi) \quad 0 < \alpha < \infty; \Psi \leq 0 \quad (3)$$

Nous substituons (3) dans (2) nous aurons :

$$\alpha = (K_{fs} - K_i) / \phi_m \quad (4)$$

K_i = est la conductivité hydraulique avant la saturation.

K_{fs} = est la conductivité hydraulique à la saturation.

En tenant compte que : K_i est toujours plus petit que K_{fs} (Scotter *et al.* 1982), donc,

l'équation (4) peut s'écrire comme suit :

$$\alpha = K_{fs} / \phi_m \quad (5)$$

De l'équation (5), le paramètre ϕ_m peut s'exprimer comme suit :

$$\phi_m = K_{fs} / \alpha \quad (6)$$

L'écoulement stable dans les sols non saturés à l'aide de l'utilisation d'un cylindre contenant une hauteur d'eau (figure 1) peut être approximativement exprimé en flux hydrostatatique \overleftarrow{v}_p et en flux gravitaire \overleftarrow{v}_g . Ces deux flux peuvent être représentés par les relations de Darcy-Buckingham, qui s'écrivent comme suit :

$$\overleftarrow{v}_p = -K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_{z=0} \hat{k} \quad (7)$$

$$\overleftarrow{v}_g = -K(\psi) \frac{\partial \psi_z}{\partial z} \Big|_{z=0} \hat{k} = -K_{fs} \hat{k} \quad (8)$$

Où :

Ψ_z : la charge d'évaluation (m).

z : l'espace vertical (m).

\hat{k} : le vecteur unitaire dans la direction positive z , la barre verticale indique que les flux ont été mesurés en surface d'infiltration ($z=0$; $0 \leq r \leq a$; sur la figure 1).

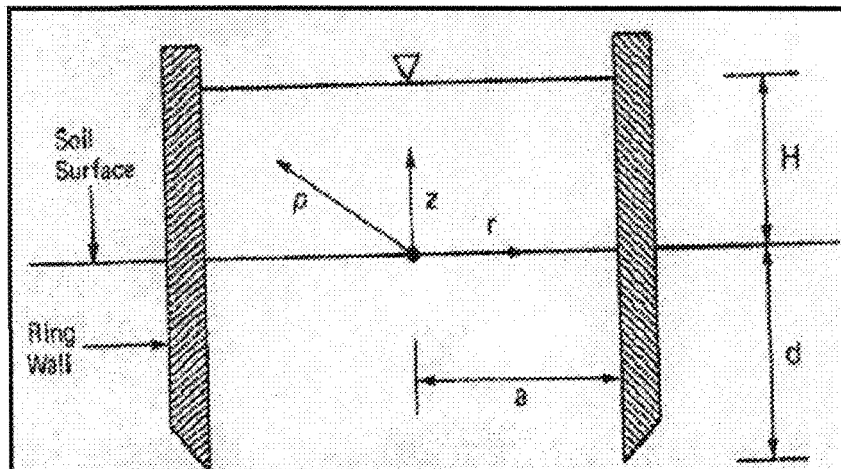


Figure 1 : L'écoulement de l'eau dans un cylindre (Reynolds et Elrick, 1990).

L'équation 7 représente l'effet combiné de l'écoulement en raison de la pression hydrostatique de l'eau cumulée dans le cylindre et l'écoulement en raison de la capillarité du sol saturé. Tandis que l'équation 8 représente l'écoulement gravitationnel à la sortie du cylindre. Le terme K_{fs} remplace $K(\Psi)$ dans l'équation 8, parce que v_g^{\leftarrow} en $z = 0$ dépend seulement K en $z = 0$.

L'équation 7 peut être linéarisée, en utilisant le flux potentiel généralisé ϕ :

$$\phi = \int_{\psi_i}^{\psi} K(\psi) d\psi; -\infty \leq \psi_i \leq \psi \leq 0 \quad (9)$$

Pour produire :

$$v_p^{\leftarrow} = -K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad \hat{k} = -\frac{\partial \phi}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad \hat{k} \quad (10)$$

Utilisant le bilan massique, le flux sortant Q_s de cylindre ($m^3.s^{-1}$) peut être approximé par :

$$Q_s = \int_{A_s} v_p^{\leftarrow} dA_s + \int_{A_s} v_g^{\leftarrow} dA_s \quad (11)$$

A_s : est la superficie de la surface d'infiltration (m^2).

$$dA_s = 2\pi r dr (-\hat{k}) \quad (12)$$

r : l'espace radial (figure 1).

L'équation (11) est une approximation, car l'interaction subtile et complexe entre la capillarité et la gravité dans un écoulement non saturé (Philip, 1985; Reynolds, 1986; Reynolds *et al.* 1985) n'ont pas été pris en considération. Cette carence est compensée dans

le développement. Cependant, par l'utilisation de la procédure numérique, en substituant les équations (8) et (10) dans (11) nous aurons :

$$Q_s = Q_p + Q_g \quad (13)$$

Où :

$$Q_p = 2\pi \int_0^a \left. \frac{\partial \phi}{\partial z} \right|_{z=0} r dr = 2\pi W \quad (14)$$

$$Q_g = \pi a^2 K_{fs} \quad (15)$$

Le terme Q_p est l'écoulement stable à la sortie du cylindre dû à la pression hydrostatique et la capillarité, tandis que Q_g est l'écoulement stable à la sortie du cylindre dû à la gravité. Il est aussi nécessaire de noter que de l'équation (14), le terme W , qui est un inconnu constant, fonctionne dépendamment de a et ϕ sur la surface d'infiltration.

Une expression de la valeur de W dans l'équation (14) peut être obtenue, en supposant un modèle de source ponctuelle, considérant que la pression et la capillarité de l'écoulement sont exclusivement au sein du cylindre, c'est-à-dire que l'écoulement gravitaire est ignoré. Au point source de la pression stable, l'écoulement capillaire dans un milieu rigide, homogène ou isotrope peut être représenté comme suit :

$$Q_p = 2\pi \rho \phi \quad (16)$$

Où :

Q_p : la force (*Strength*) du point source ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

ρ : le rayon sphérique d'origine (m) (figure 18).

En convertissant l'équation (16) en coordonnées cylindriques, la solution pour le point $(r,z) = (a,0)$ dans la figure 18 se présente comme suit :

$$Q_p = 2\pi a \phi_{a,0} \quad (17)$$

Où :

$\phi_{a,0}$: le flux potentiel à $(r,z) = (a,0)$.

Tel qu'indiqué dans Reynolds *et al.* (1985), $\phi_{a,0}$ peut s'écrire comme suit :

$$\phi_{a,0} = \int_{\psi_i}^{\psi_{a,0}} K(\psi) d\psi = \int_0^{\psi_{a,0}} K(\psi) d\psi + \int_{\psi_i}^0 K(\psi) d\psi = K_{fs} \psi_{a,0} + \phi_m \quad (18)$$

Où :

$\psi_{a,0}$: est la pression en m à $(r,z) = (a,0)$. Maintenant, $\psi_{a,0} = H$ (figure 1), alors :

$$\phi_{a,0} = K_{fs} H + \phi_m \quad (19)$$

Cependant, quand (19) est substitué dans (17), nous aurons :

$$Q_p = 2\pi a (K_{fs} H + \phi_m) \quad (20)$$

La comparaison de (14), (19) et (20) indique que :

$$W = a(K_{fs} H + \phi_m) = a\phi_{a,0} \quad (21)$$

Qui prédit correctement que W fonctionne dépendamment de a et ϕ pour la surface d'infiltration.

Nous substituons les équations (15) et (20) dans (13) et nous aurons :

$$Q_s = 2\pi a (K_{fs} H + \phi_m) + \pi a^2 K_{fs} \quad (22)$$

Cette solution est une approximation, car la géométrie de l'écoulement imposé par le cylindre (figure 1) diffère significativement à partir du point source dans les domaines

d'écoulement. En tenant compte que l'interaction gravité-capillarité a été négligée (via l'équation 11), cette approximation peut être compensée et nous utiliserons l'expression qui s'écrit comme suit :

$$Q_s = \frac{a}{G} (K_{fs} H + \phi_m) + \pi a^2 K_{fs} \quad (23)$$

G : est un coefficient dimensionnel « facteur de forme » déterminé par des simulations numériques, en se basant sur une géométrie d'écoulement réelle et l'équation de Richards pour un écoulement saturé et non saturé en 3-D. Donc, la valeur de G étant obtenue, nous prendrons en considération l'interaction complexe entre le rayon du cylindre, la profondeur de la partie du cylindre enfoncée dans le sol, la hauteur d'eau dans le cylindre, la capillarité du sol et la gravité. Reynolds et Elrick, (1990) ont remarqué que le coefficient G varie en fonction du rapport de la profondeur enfoncée du cylindre dans le sol d et le rayon du cylindre a . Cette variation est interprétée en fonction d'une équation linéaire. Alors, ils ont établi une équation qui permet de calculer ce coefficient en fonction de d et a et elle s'écrit comme suit :

$$G = 0.316(d/a) + 0.184 \quad (24)$$

Finalement nous substituons l'équation (6) dans (23), nous aurons alors :

$$Q_s = \frac{a}{G} (K_{fs} H + \frac{K_{fs}}{\alpha}) + \pi a^2 K_{fs} \quad (25)$$

L'équation (25) peut s'écrire comme suit :

$$Q_s = K_{fs} \left(\frac{aH}{G} + \pi a^2 + \frac{a}{G\alpha} \right) \quad (26)$$

À partir de l'équation (26) nous pourrions facilement déterminer l'expression qui permet de calculer la conductivité hydraulique. Cette dernière est exprimée comme suit :

$$K_{fs} = \frac{Q_s}{\frac{aH}{G} + \pi a^2 + \frac{a}{\alpha G}} \quad (27)$$

K_{fs} : Conductivité hydraulique (m/s).

Q_s : Débit calculé (m³/s).

H : Hauteur d'eau à l'intérieur de cylindre (m).

a : Rayon du cylindre (m).

α : Constante (pour le sable, elle est de l'ordre de 36 m⁻¹)

G : Facteur de forme (expression 24).

Références bibliographiques

Gardner, W.R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*. 85, 228-232.

Philip, J.R. (1969). Theory of infiltration. *Advances in Hydrosociences*. 5, 215-296. (Citée dans Reynolds et Elrick, 1990).

Philip, J.R. (1985). Approximate analysis of the borehole permeameter in unsaturated soil. *Water Resources Research*. 21, 1025-1033.

Reynolds, W.D., Elrick, D.E. et Clothier, B.E. (1985). The constant head well permeamter. Effect of unsaturated flow. *Soil Science*. 139, 172-180.

Reynolds, W.D. (1986). *The Guelph permeamter method for in situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity and matric flux potential*. Ph.D. diss. University of Guelph, Ontario, Canada.(Citée dans Reynolds et Elrick, 1990).

Reynolds, W.D. et Elrick, D.E. (1990). Poned infiltration from a single ring : I. Analysis of steady flow. *Soil Science Society of America Journal*. 54, 1233 - 1241.

Scotter, D.R. et Clothier, B.E. et Harper, E.R. (1982). Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Australian Journal of Soil Research*. 20, 295-304.

White, I. et Sully, M.J. (1987). Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research*. 23, 1514-1522.

Annexe I : Levé de terrain en utilisant l'infiltromètre à tension

Feuille de terrain (Conductivité Hydraulique)
Essai d'infiltration à l'aide de l'infiltromètre à tension

Identification

Date	Personnel	Sablère	Position UTM de sablière (GPS)
21/06/2007	Lamine Boumgiza Maye Doucet	2	E. 0347 254 N. 5375,153

Caractéristique

Faciès	Enfoncement du cylindre d (cm)	Souèvement de tube de réglage de la pression (cm)
gSh	10	4

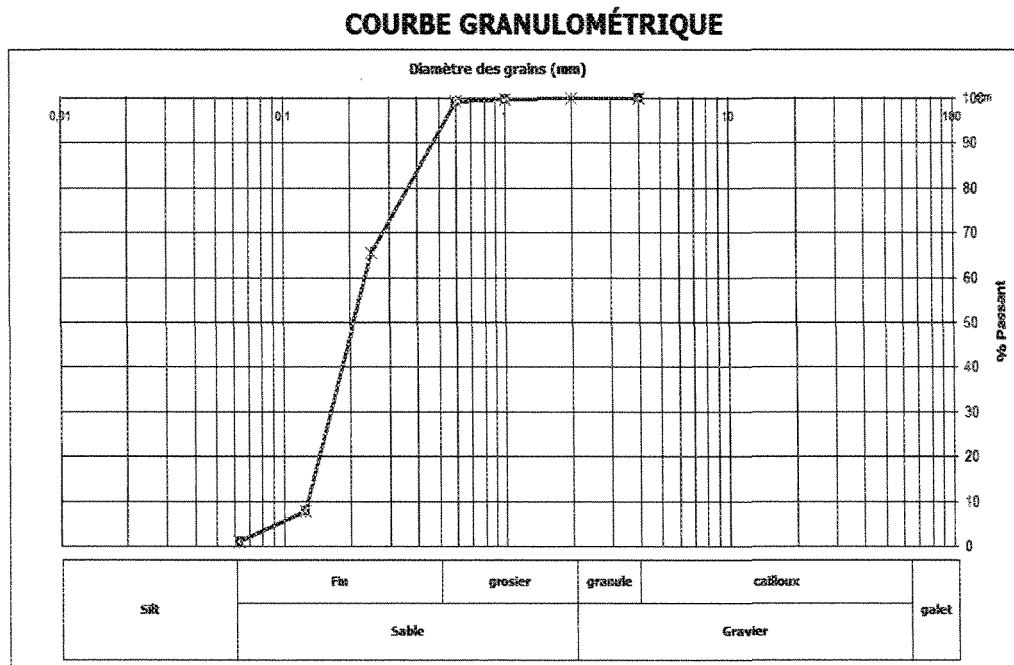
Relevé de terrain

Temps (s)	Hauteur de niveau d'eau (cm)	Hauteur de chute d'eau (cm)
30	220	—
60	224	4
90	227	4
120	232	4
150	236	4
180	240	4
210	244	4

$$Q = \frac{4 \times 69,4}{30} = 925 \text{ cm}^3/\text{s} = 9,25 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{s}$$

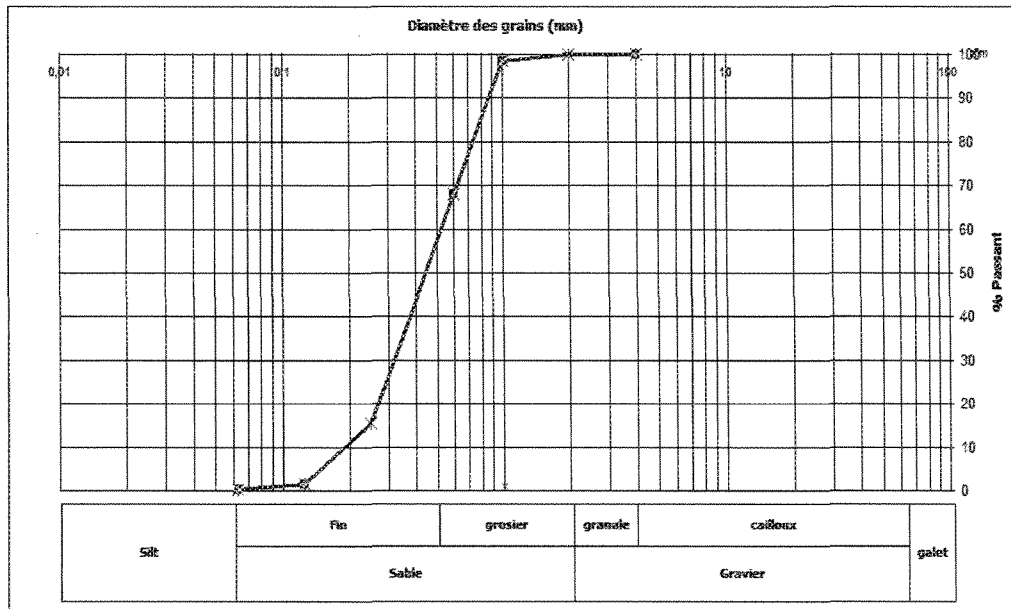
$$\text{Surface de réservoir} = 69,4 \text{ cm}^2$$

Annexe J : Courbes granulométriques des pourcentages passants différentes fractions granulométriques en (%) versus les diamètres en (mm)



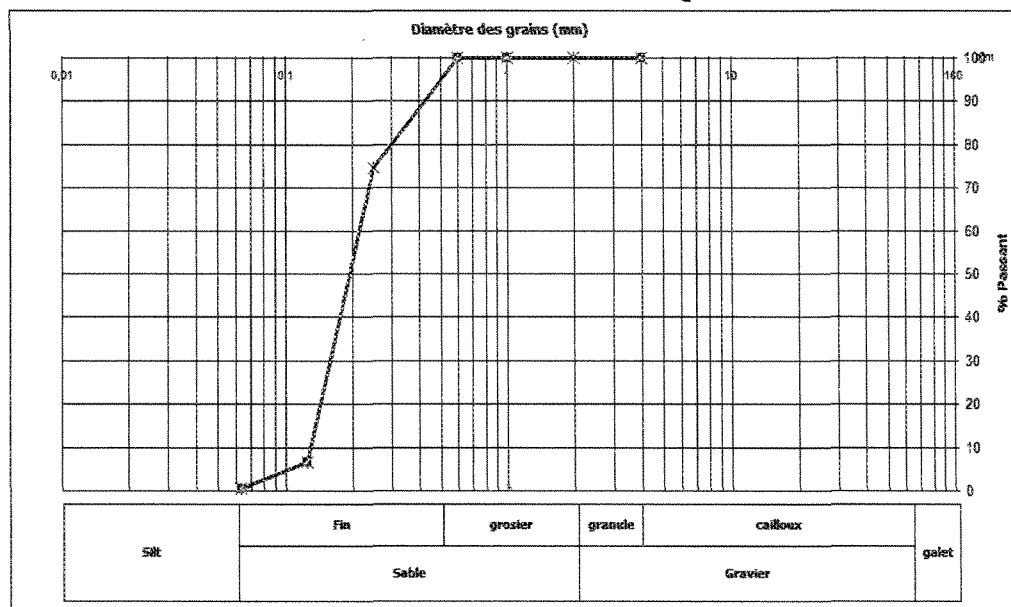
Lithofaciès fSr identifié à la sablière 1 (Face #1)

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



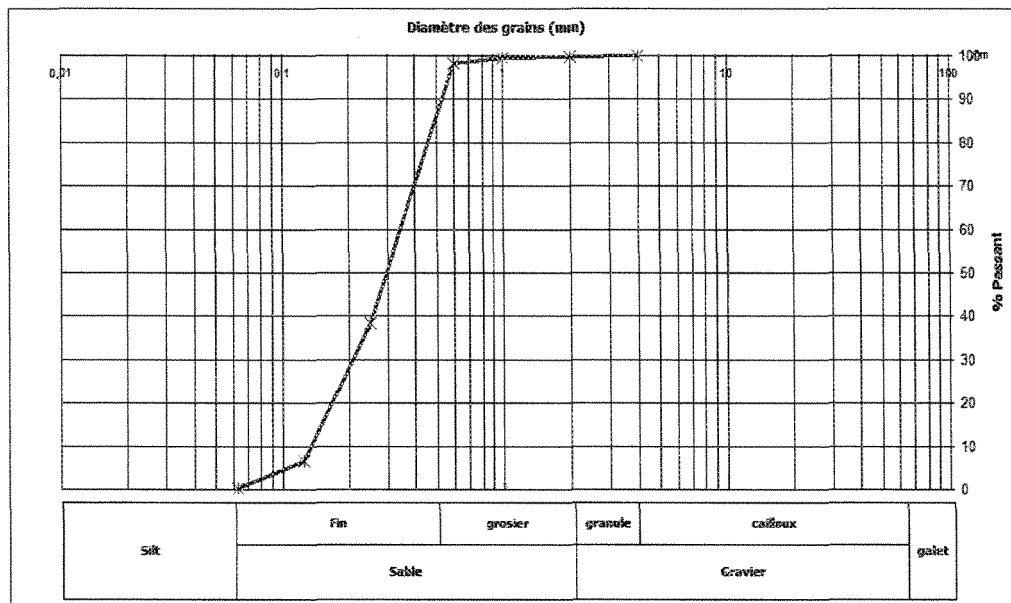
Lithofaciès gSh identifié à la sablière 1 (Face #1)

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



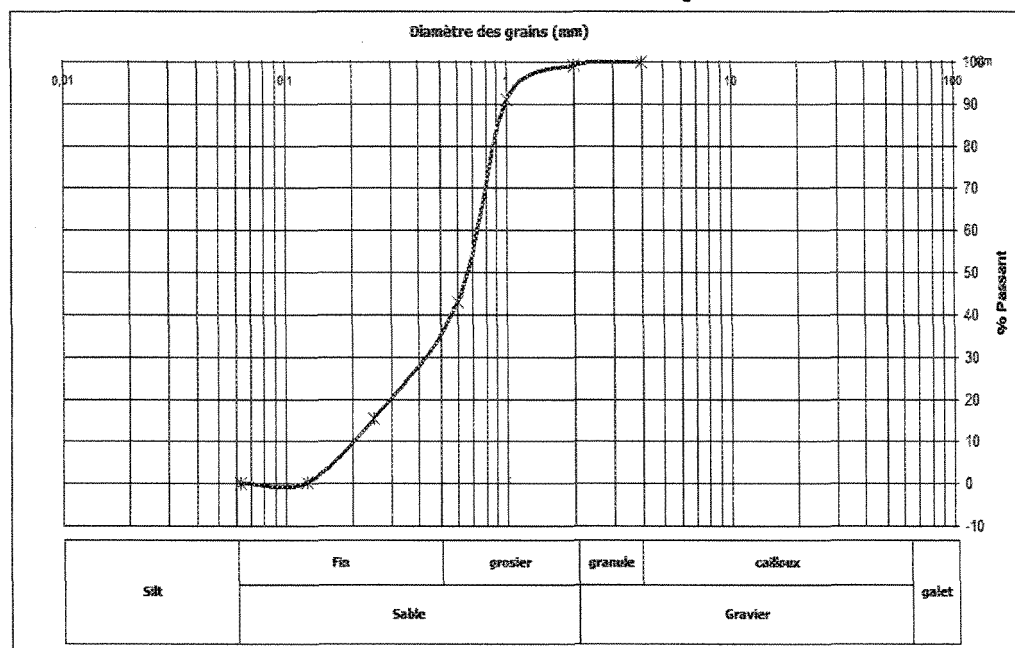
Lithofaciès fSh identifié à la sablière 1 (Face #1)

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



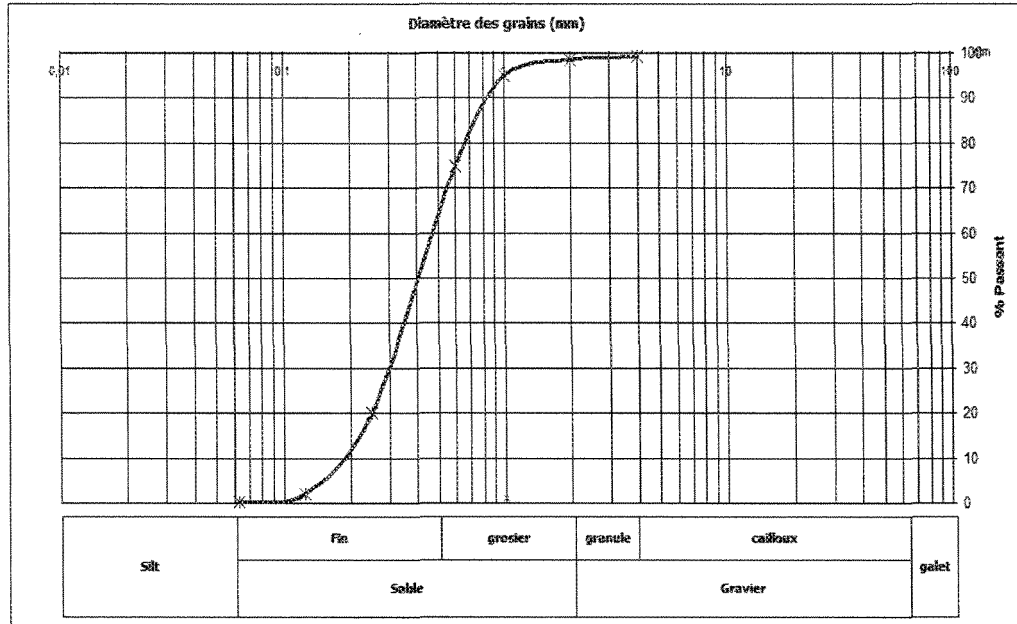
Lithofaciès fSc identifié à la sablière 1 (Face #2)

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



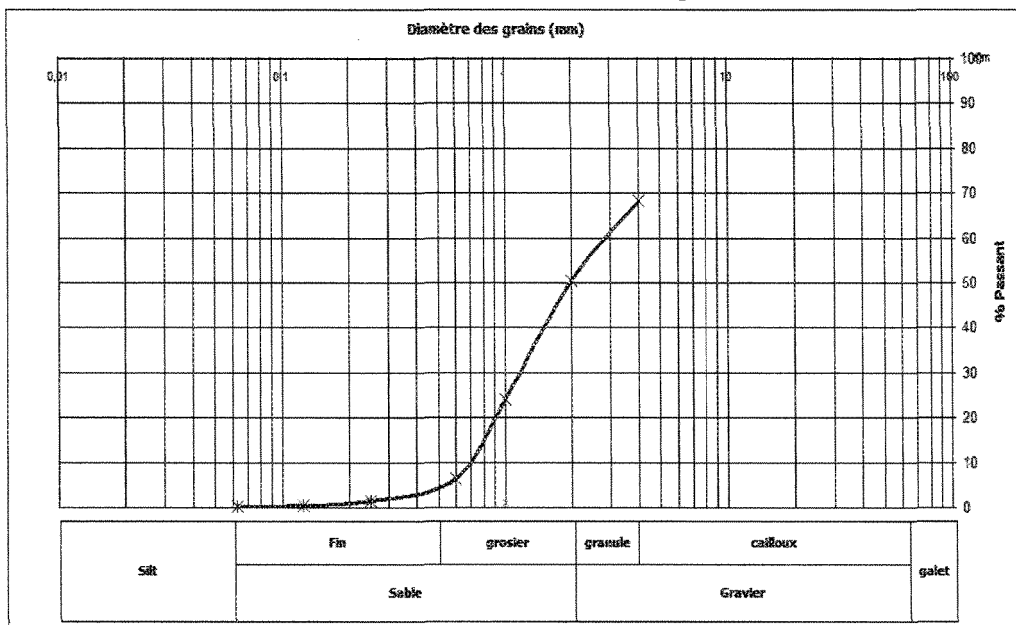
Lithofaciès gSh identifié à la sablière 2

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



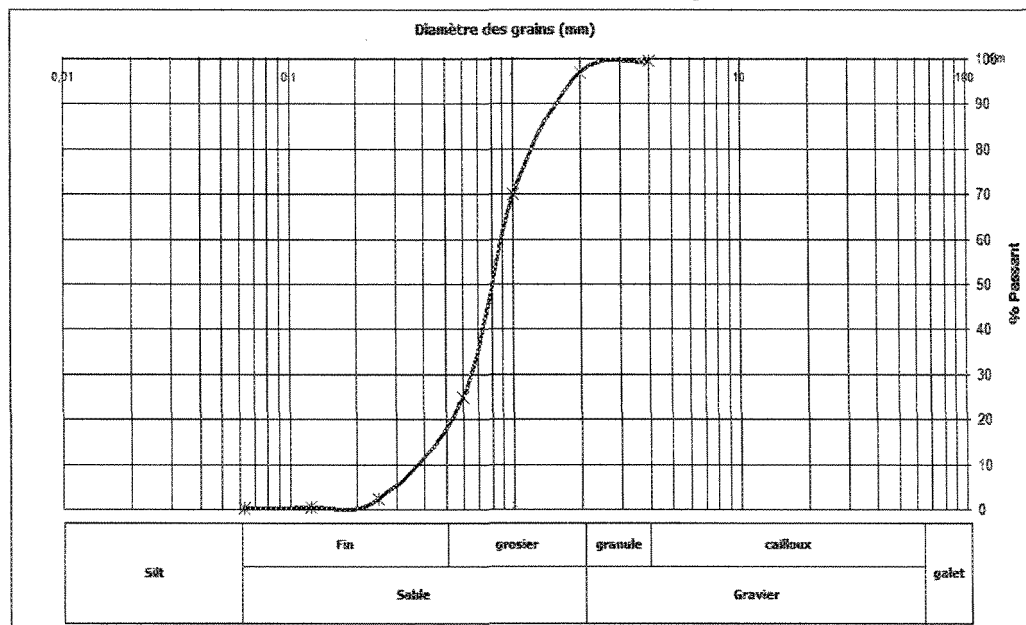
Lithofaciès SGh identifié à la sablière 2

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



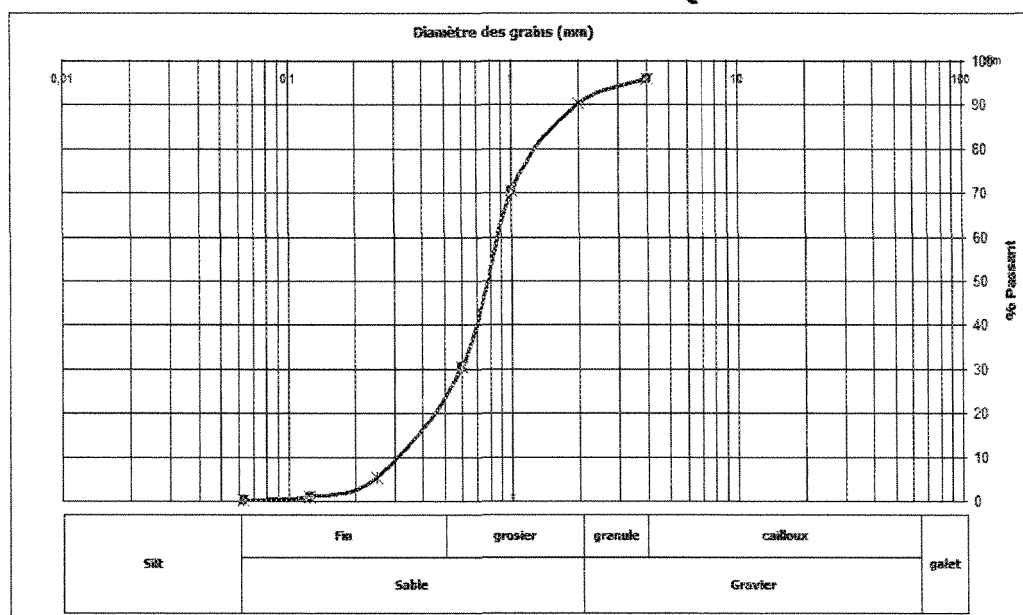
Lithofaciès GSt identifié à la sablière 3

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



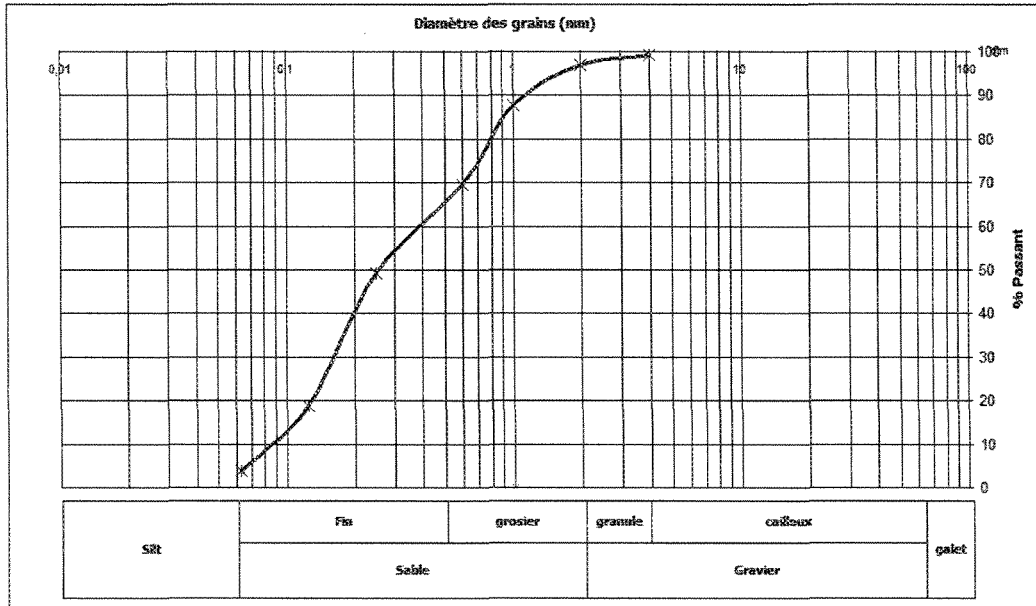
Lithofaciès fSp identifié à la sablière 3

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



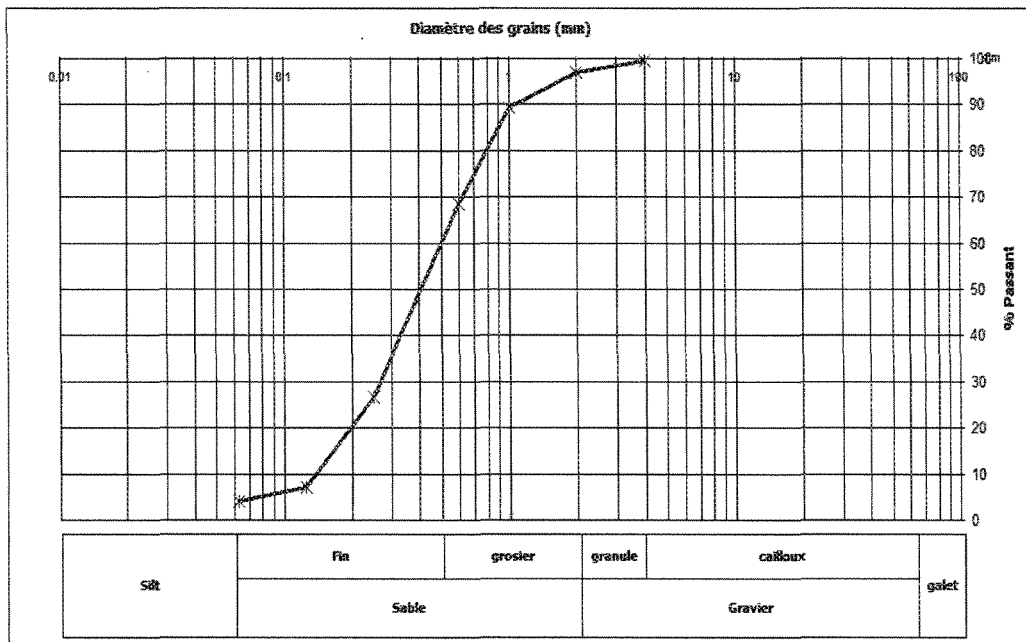
Lithofaciès gSt identifié à la sablière 3

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



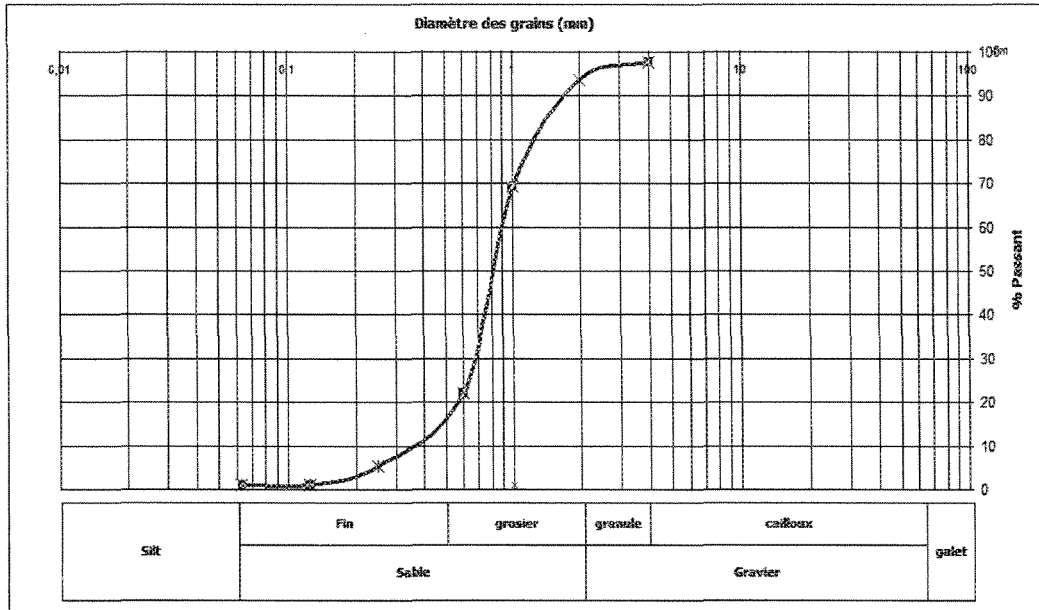
Lithofaciès fSr identifié à la sablière 4

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



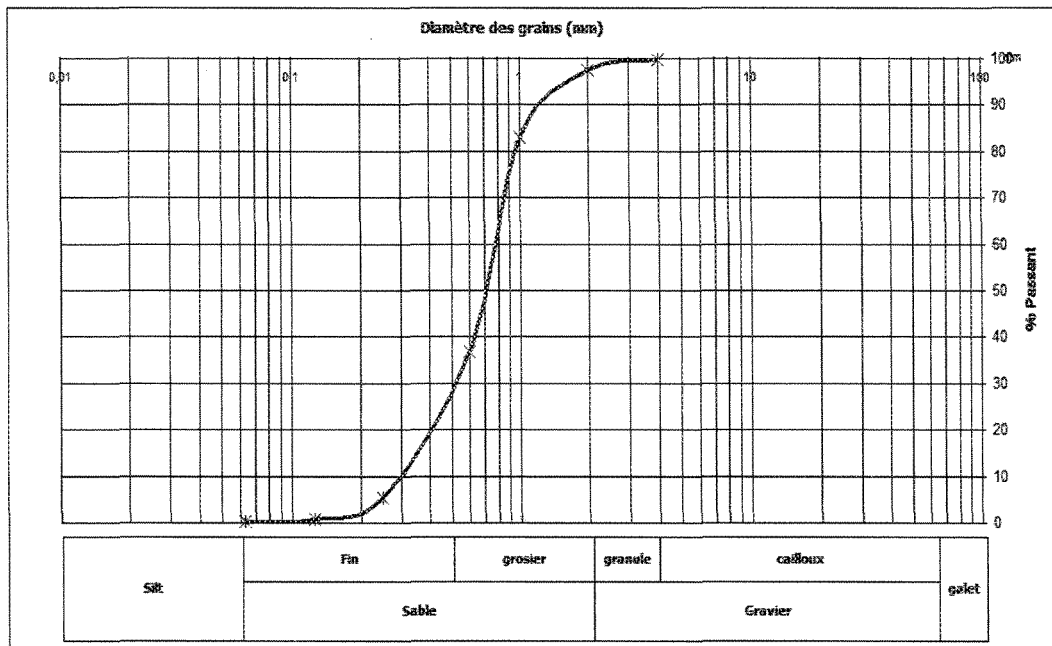
Lithofaciès fSp identifié à la sablière 4

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



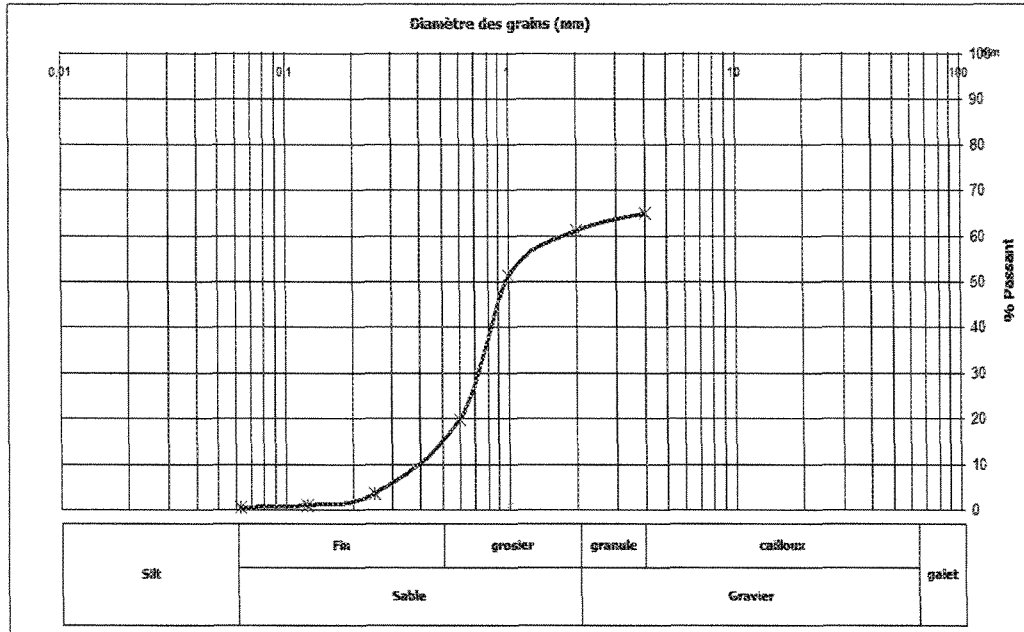
Lithofaciès gSp identifié à la sablière 4

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



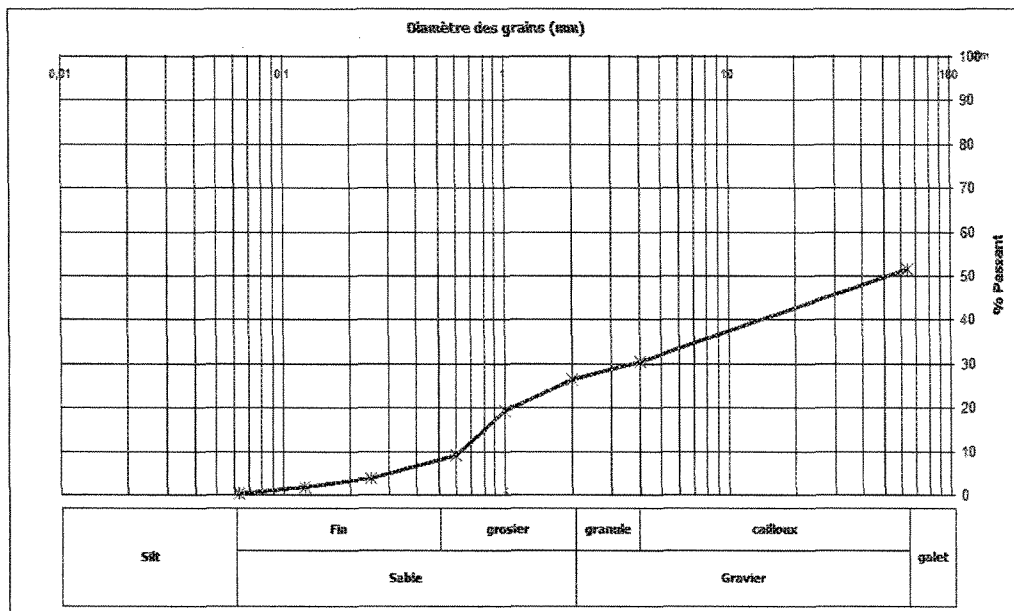
Lithofaciès gSh identifié à la sablière 5

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



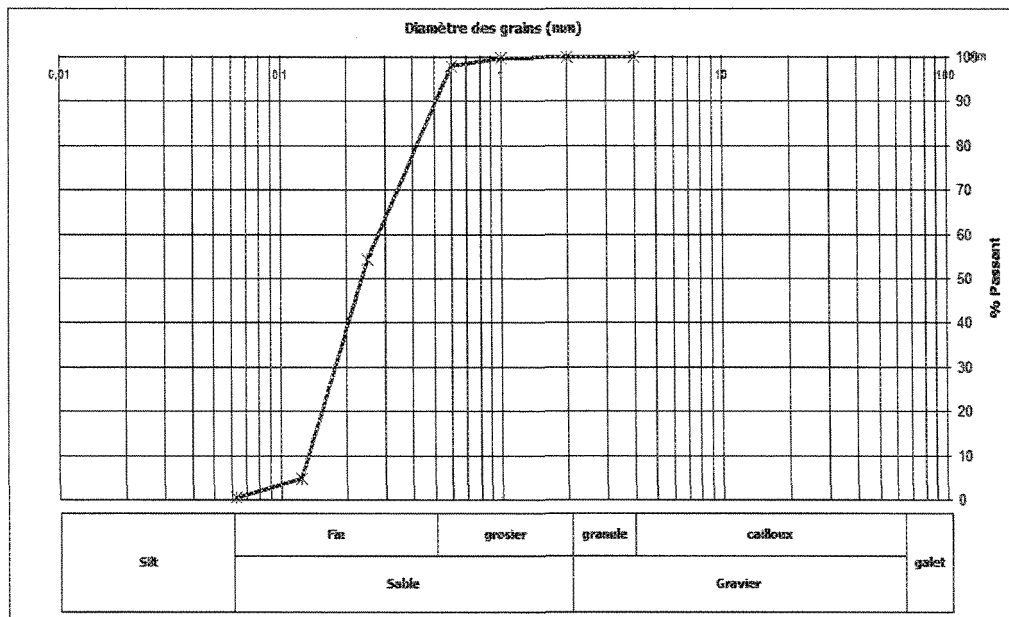
Lithofaciès GSh identifié à la sablière 5

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



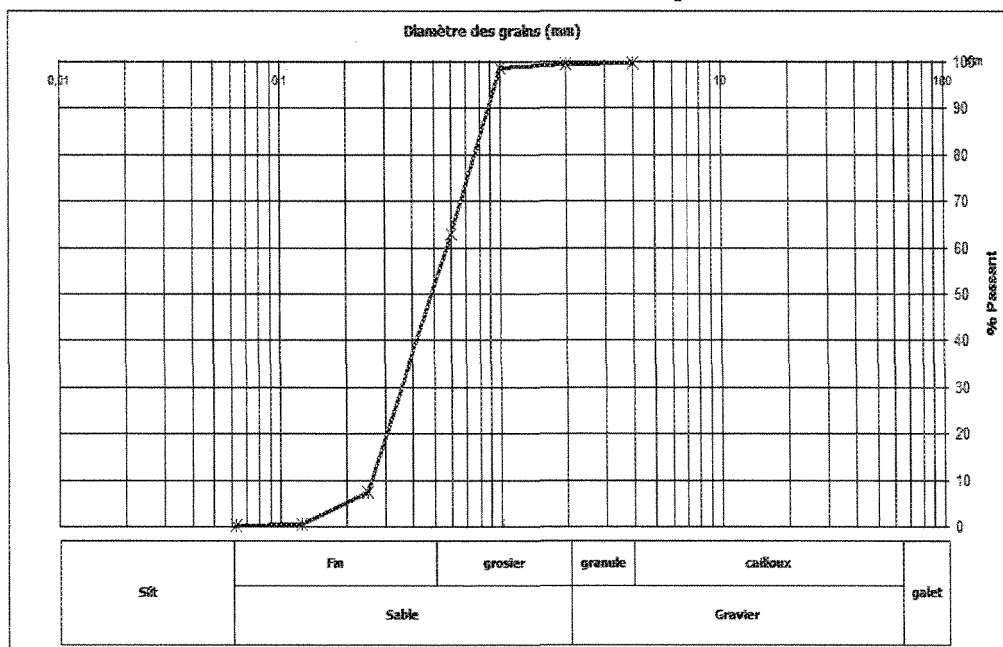
Lithofaciès cGm identifié à la sablière 5

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



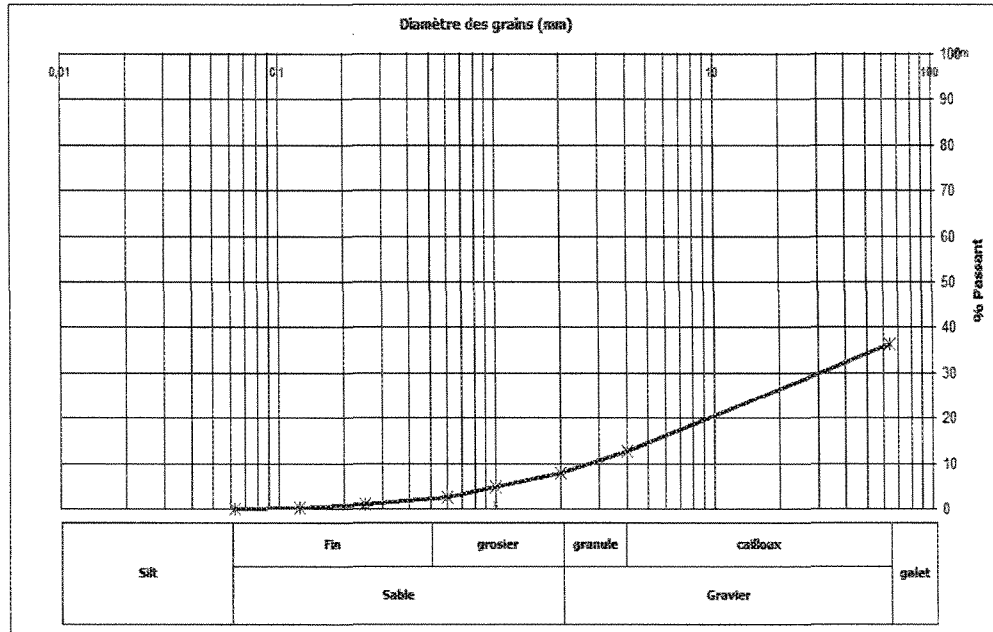
Lithofaciès fSr identifié à la sablière 6

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



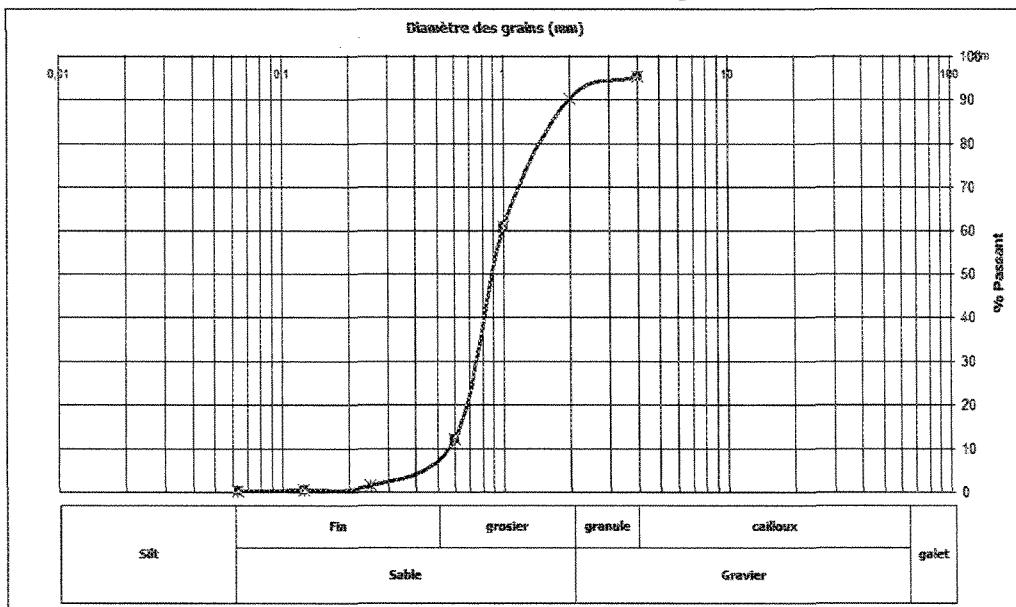
Lithofaciès gSt identifié à la sablière 6

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



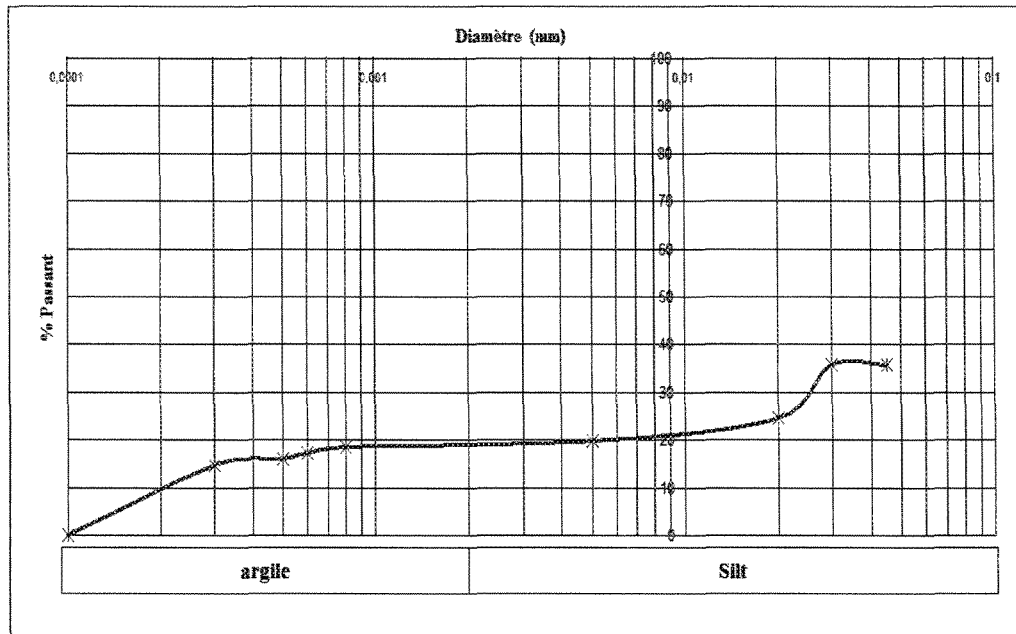
Lithofaciès cGp identifié à la sablière 6

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



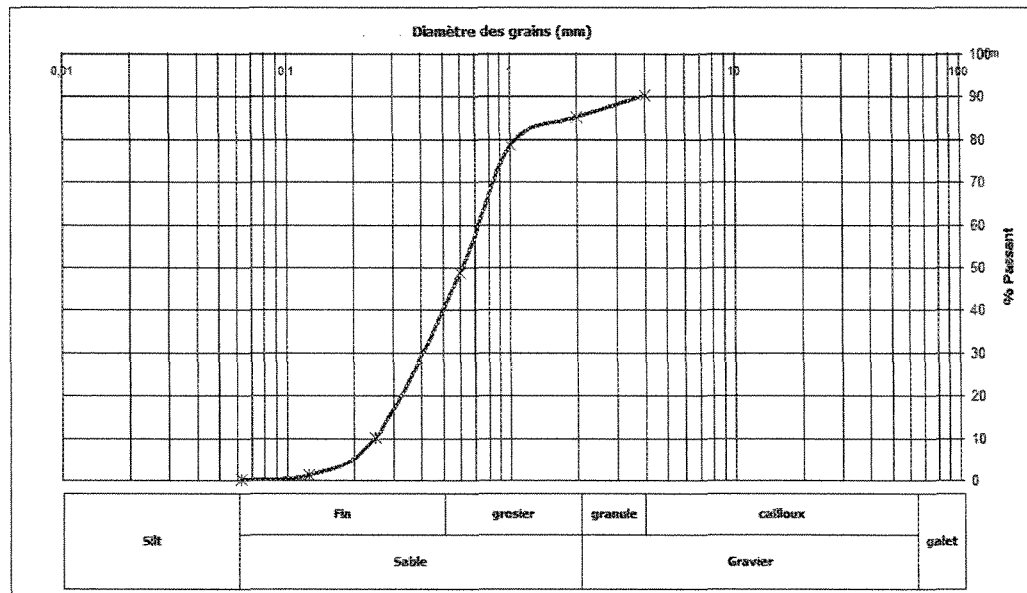
Lithofaciès SGt identifié à la sablière 6

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



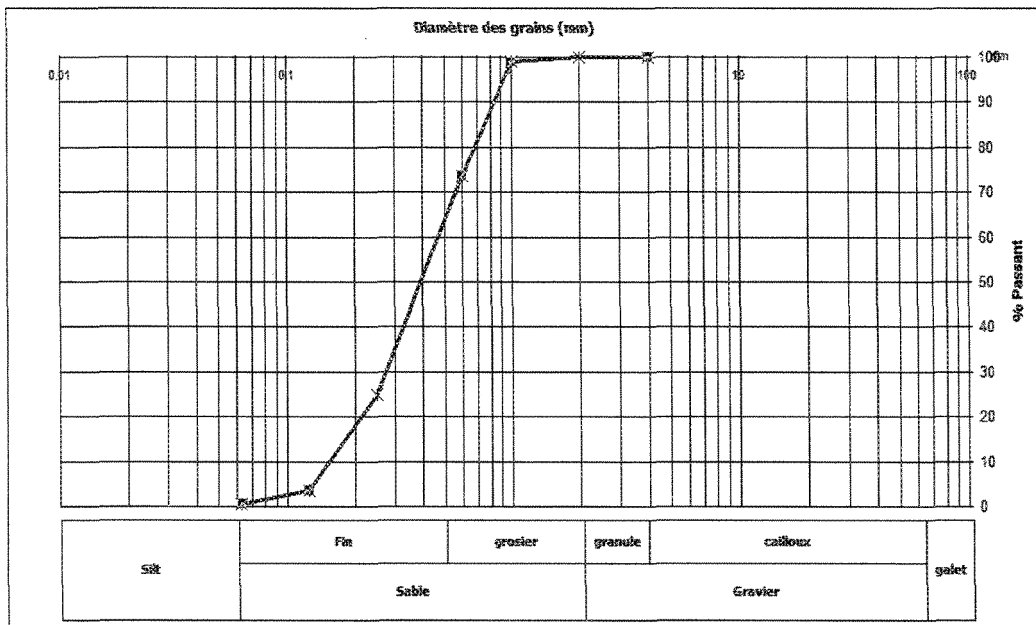
Lithofaciès Fsc identifié à la sablière 6

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



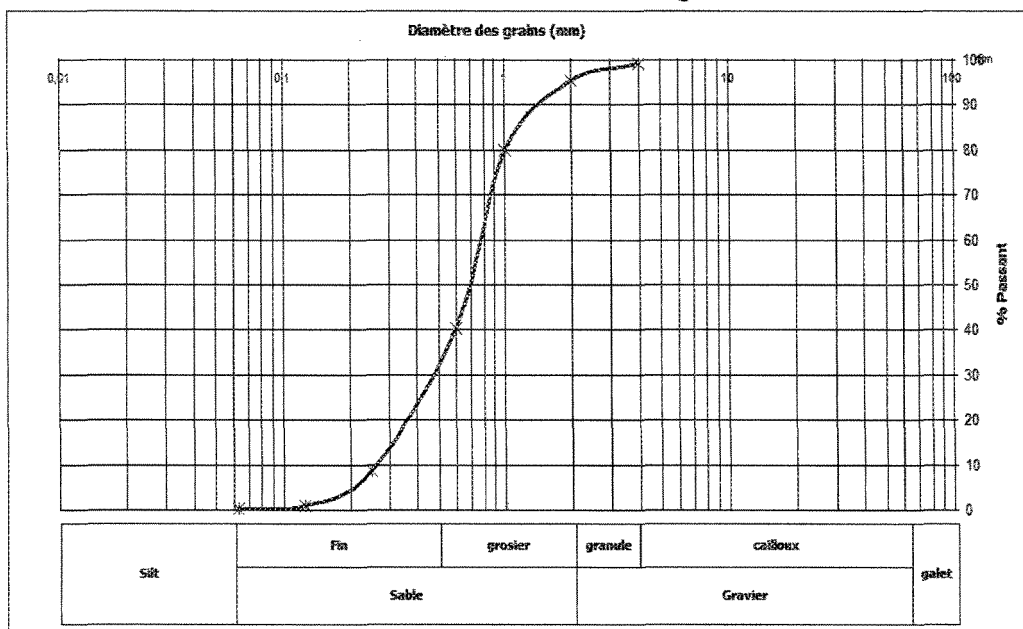
Lithofaciès SGt identifié à la sablière 7

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



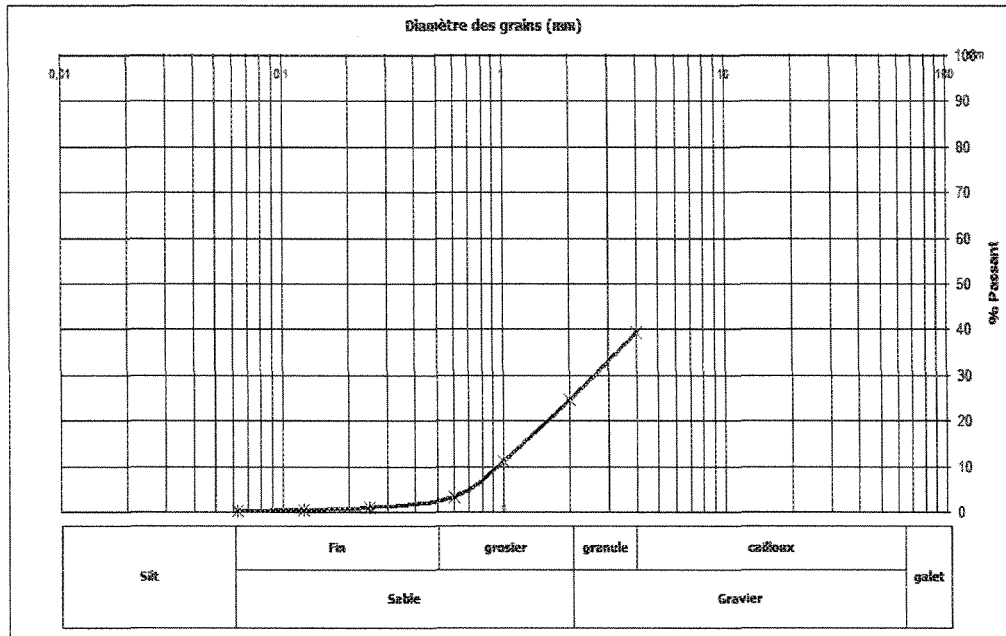
Lithofaciès fSt identifié à la sablière 7

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



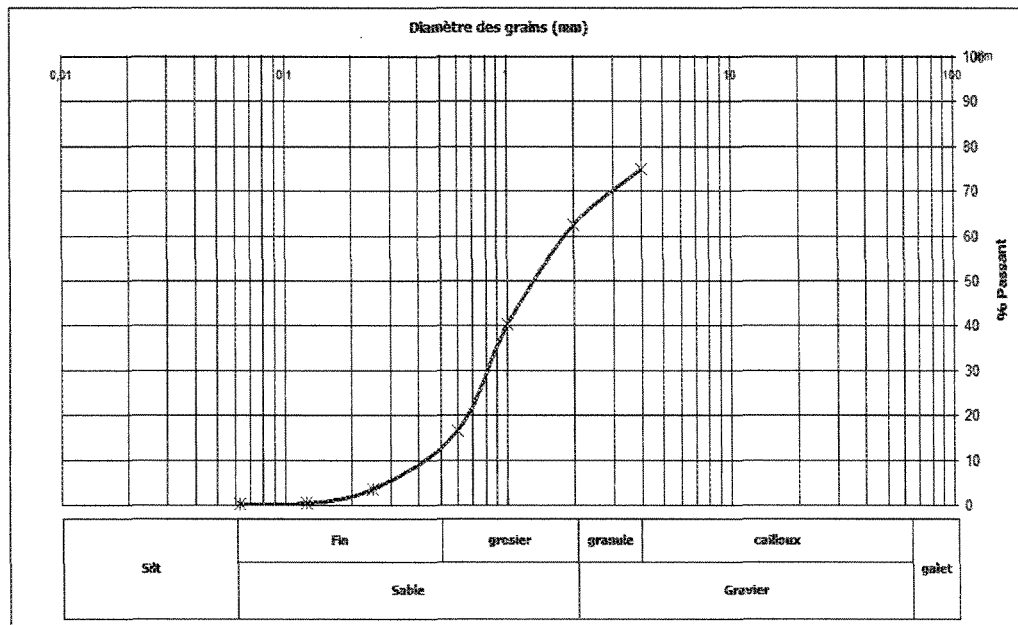
Lithofaciès gSi identifié à la sablière 8

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



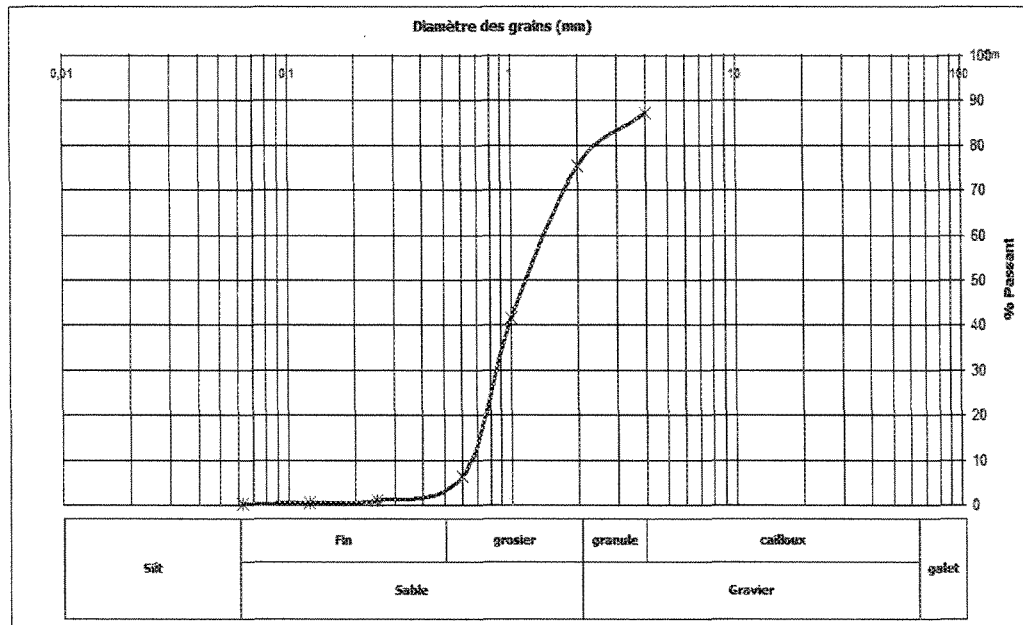
Lithofaciès gGi identifié à la sablière 8

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



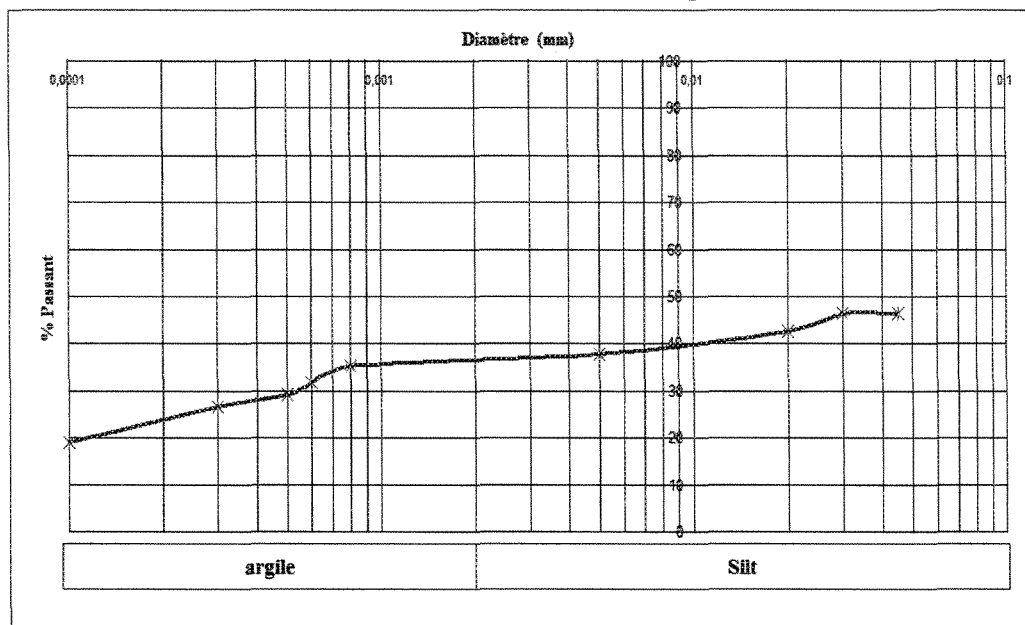
Lithofaciès SGi identifié à la sablière 8

COURBE GRANULOMÉTRIQUE



Lithofaciès GSm identifié à la sablière 9

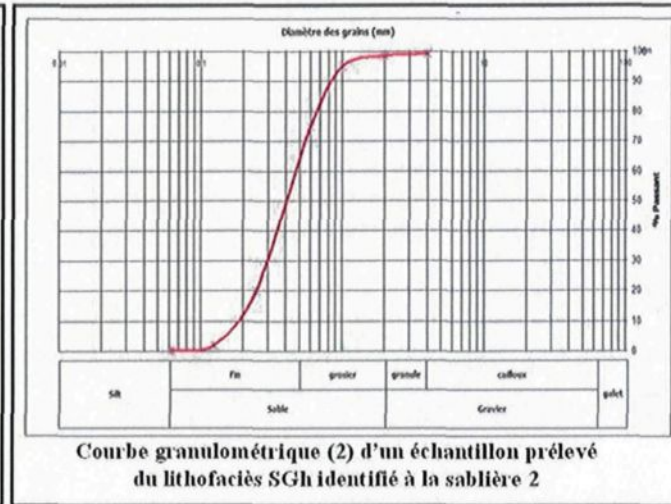
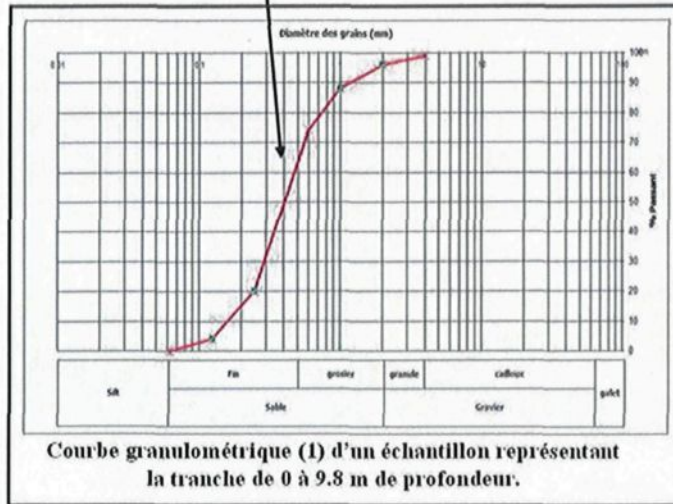
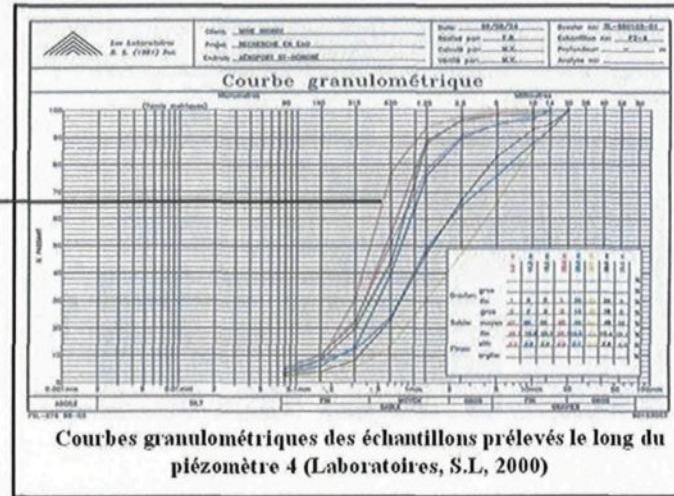
COURBE GRANULOMÉTRIQUE



Lithofaciès Fm identifié à la sablière 9

Annexe K : Cordonnées des puits et piézomètres situés dans le secteur modélisé.

Nom	MTM (Est)	MTM (Nord)
Puits N 1	264 689.09	5 376 601.00
Puits N 2	265 266.73	5 376 809.23
Piézoètre (PZ - 4)	263 747.18	5 375 535.23
Piézoètre (PZ - 5)	263 995.54	5 375 812.64
Piézoètre (PZ - 7)	263 092.45	5 374 922.99
Ouvrage de captage (PW - 2)	263 614.35	5 375 452.23
Ouvrage de captage (PW - 3)	263 529.53	5 375 477.65



Annexe L : Comparaison des courbes granulométriques