

## 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.

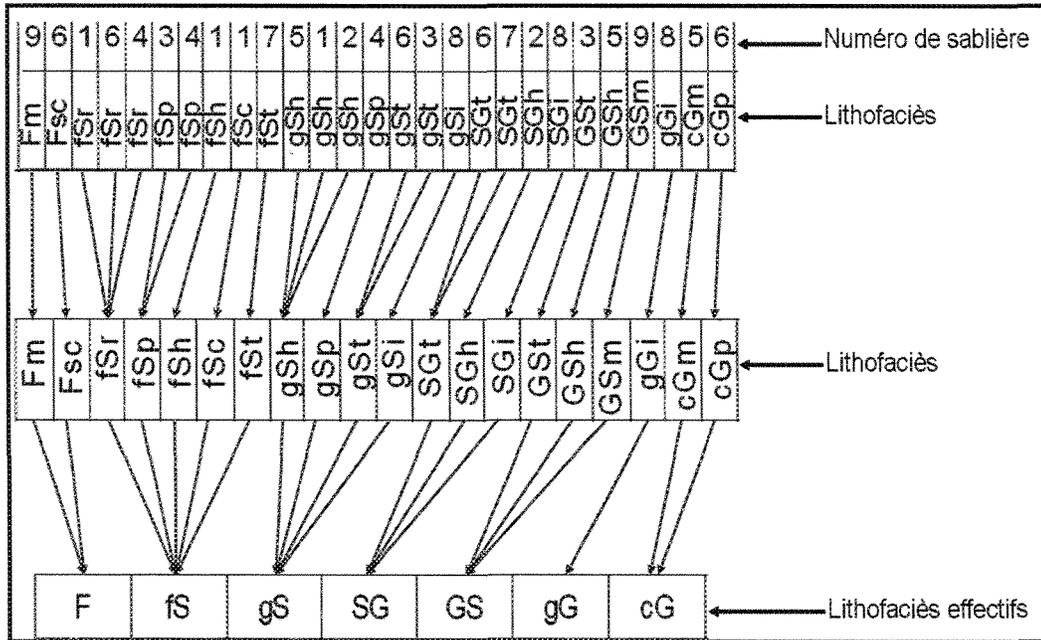


Figure 6.1 : Les lithofaciès effectifs déterminés.

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).

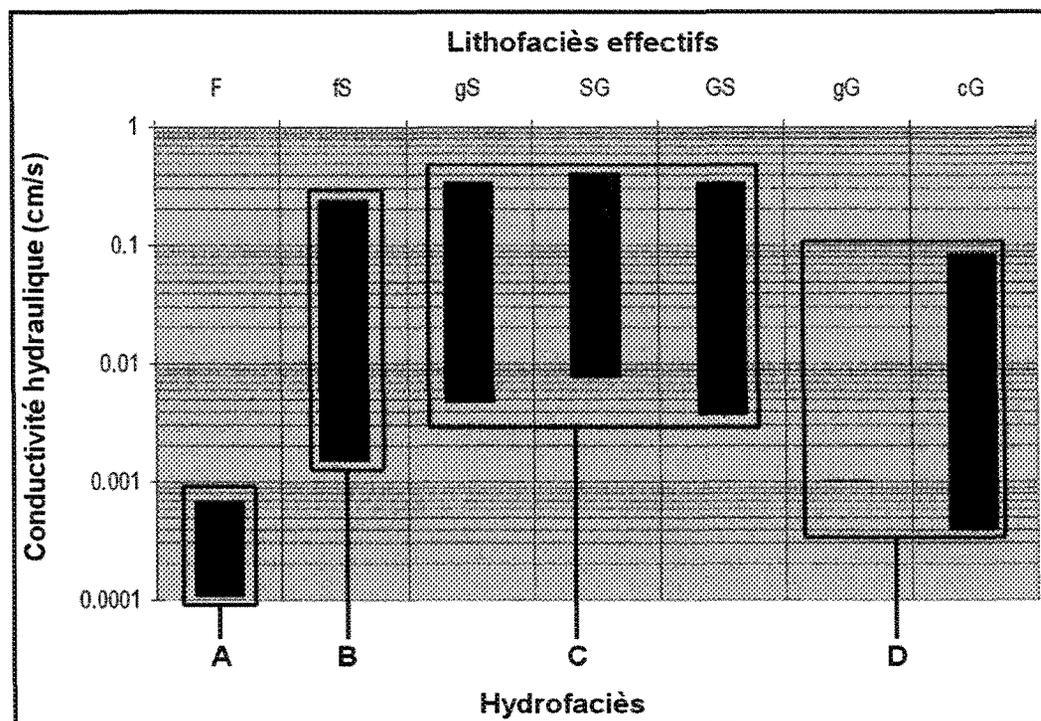


Figure 6.2 : Détermination des hydrofaciès.

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  $1.03 \times 10^{-4}$  cm/s et la valeur maximale de  $6.90 \times 10^{-4}$  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  $1.47 \times 10^{-3}$  cm/s et  $2.47 \times 10^{-1}$  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  $4.60 \times 10^{-3}$  cm/s et  $3.36 \times 10^{-1}$  cm/s. Il y a 25 valeurs de conductivité hydraulique pour le lithofaciès effectif SG, lesquelles s'étalent de  $7.40 \times 10^{-3}$  cm/s à  $4.07 \times 10^{-1}$  cm/s. Pour le lithofaciès effectif GS, il y a 16 valeurs de conductivité hydraulique qui varient entre  $3.60 \times 10^{-3}$  cm/s et  $3.41 \times 10^{-1}$  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  $1.00 \times 10^{-3}$  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  $3.84 \times 10^{-4}$  cm/s et  $8.56 \times 10^{-2}$  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

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

## 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);  
 $\partial$  : 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 km<sup>2</sup>), 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 km<sup>2</sup> a été considérée comme le secteur à modéliser.

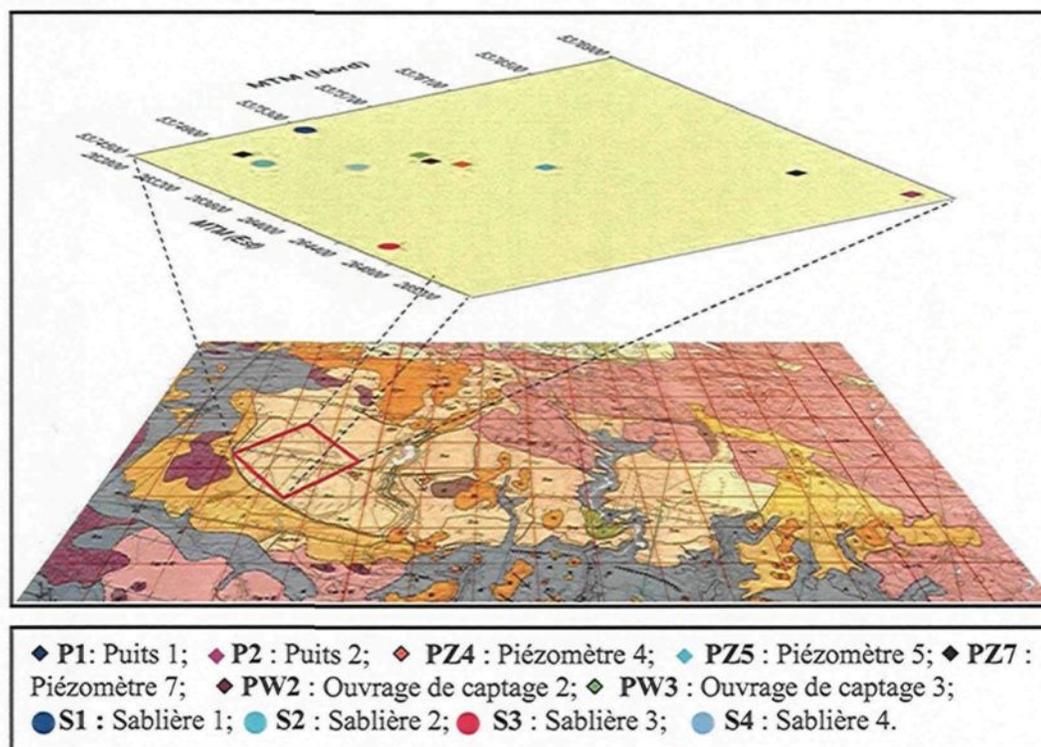


Figure 7.1 : Vue en perspective du secteur à modéliser.

### 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  $0.0068 \text{ m}^{-1}$  correspondant au rapport du coefficient d'emménagement total sur l'épaisseur de l'aquifère.

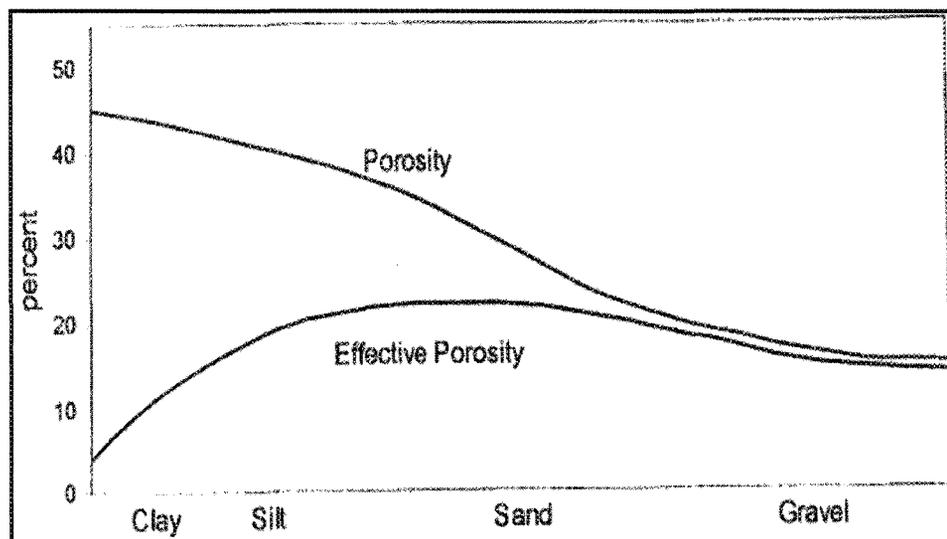


Figure 7.2 : Porosité totale et porosité efficace versus la taille des grains (Guymon, 1994).

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 m<sup>2</sup> (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.

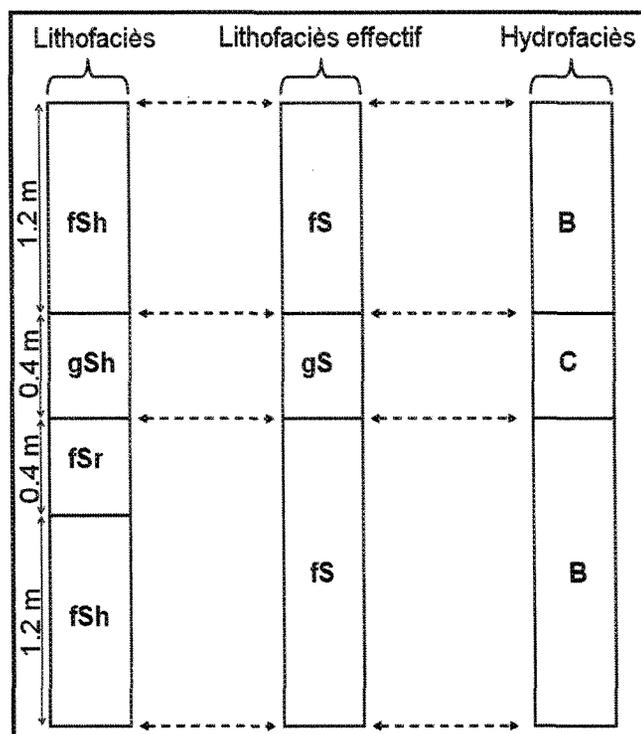


Figure 7.3 : Détermination des hydrofaciès le long du mur de la sablière S1.

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  $8.18 \times 10^{-2}$  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  $4.31 \times 10^{-2}$  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).

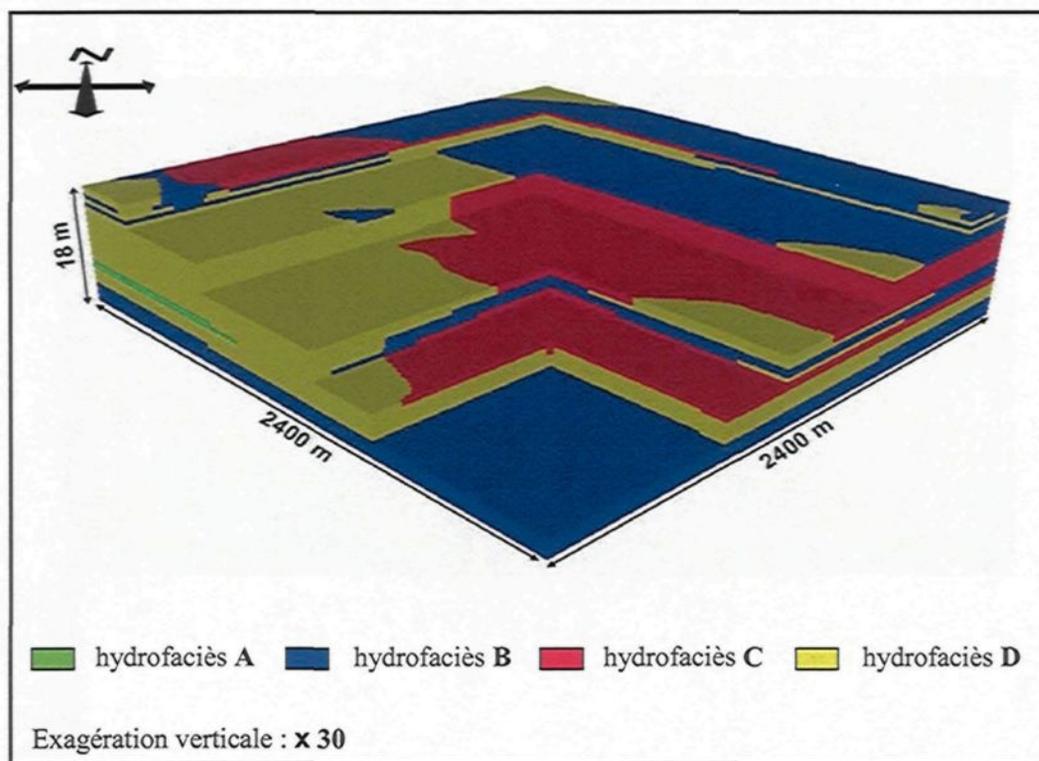


Figure 7.4 : Le modèle A.

## **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).

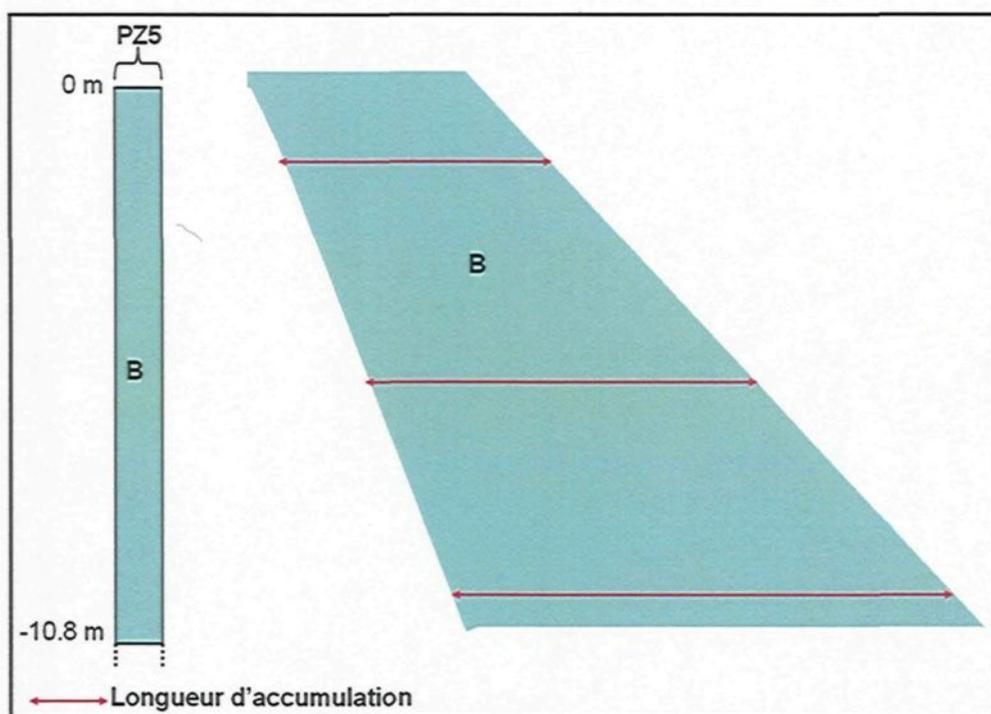


Figure 7.5 : Modèle d'étendue d'hydrofaciès.

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).

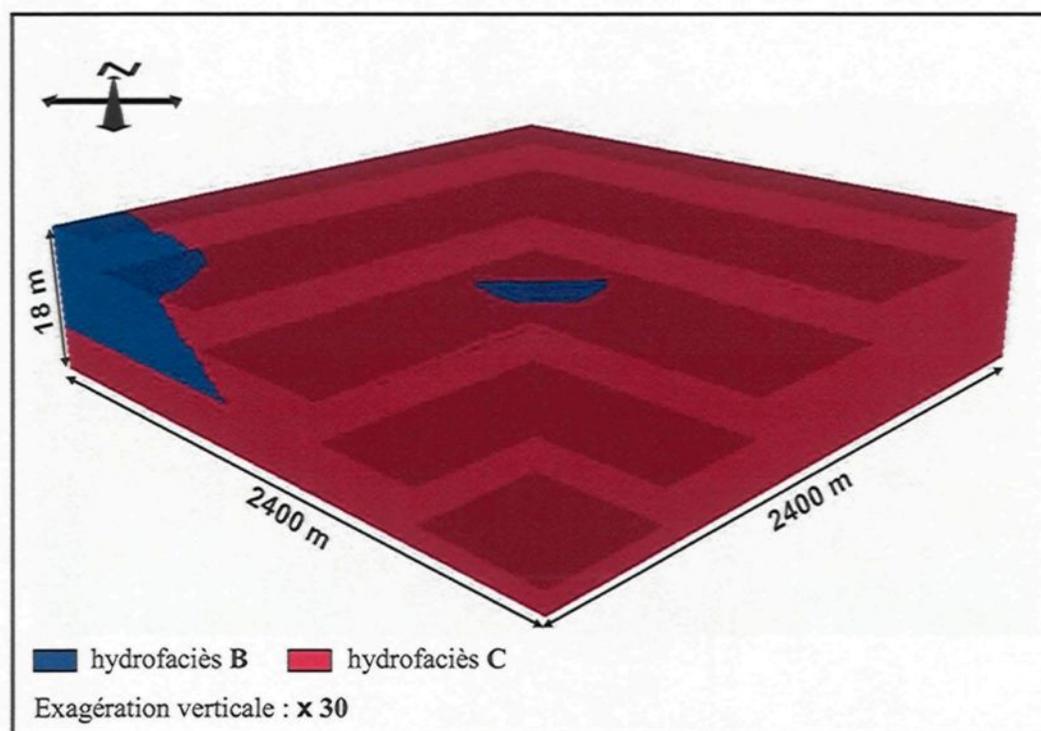


Figure 7.6 : Le modèle sédimentologique.

## 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 m<sup>3</sup>/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.

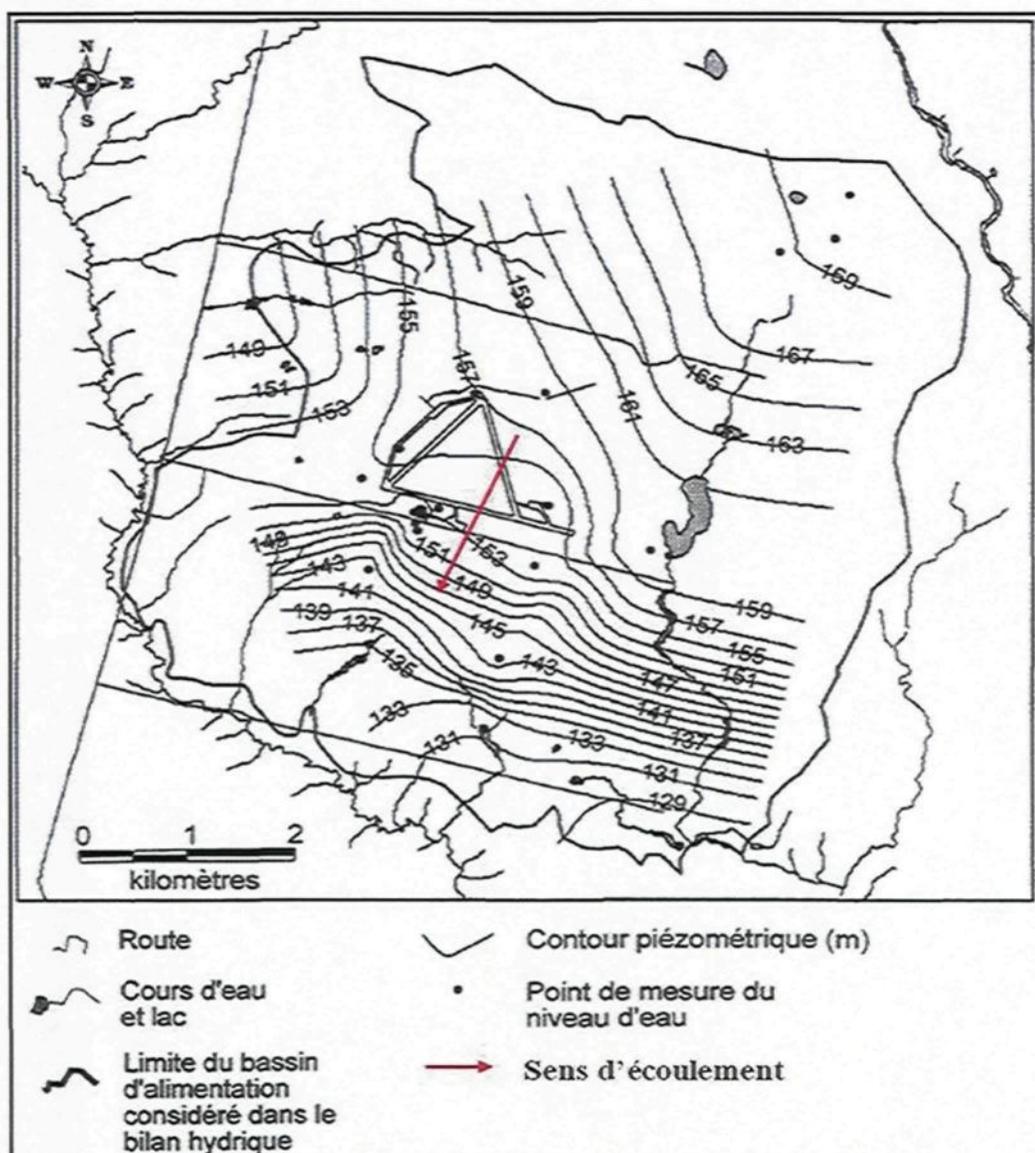


Figure 7.7 : Carte piézométrique du 26 mai 2004 (Tremblay, 2005).

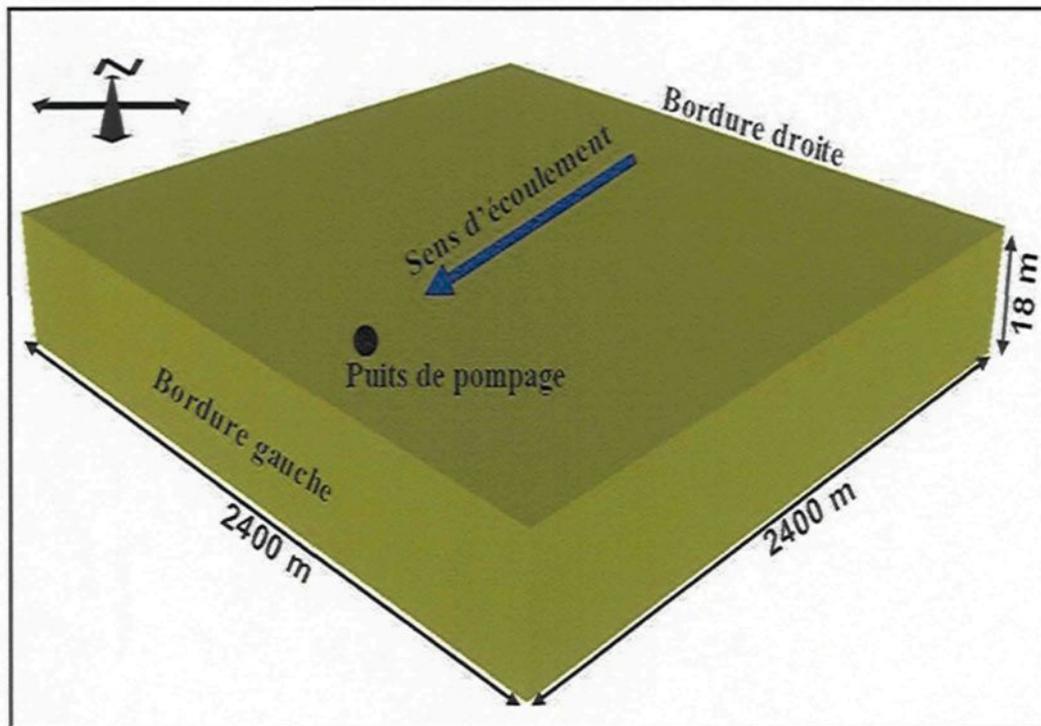


Figure 7.8 : Les bordures du modèle

### 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.

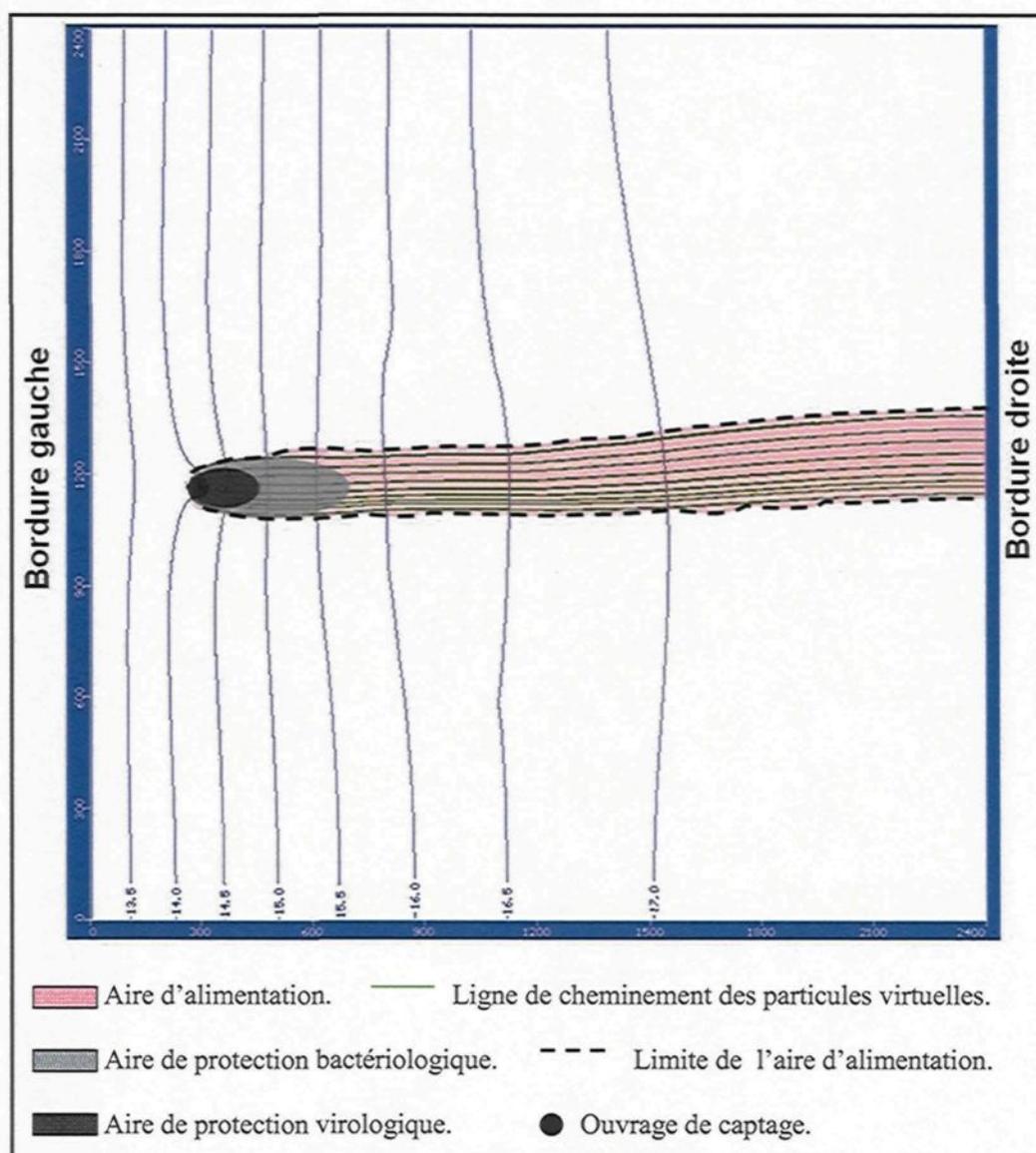


Figure 7.9 : Vue en plan montrant l'aire d'alimentation estimée à partir d'une simulation de l'écoulement dans le modèle A.

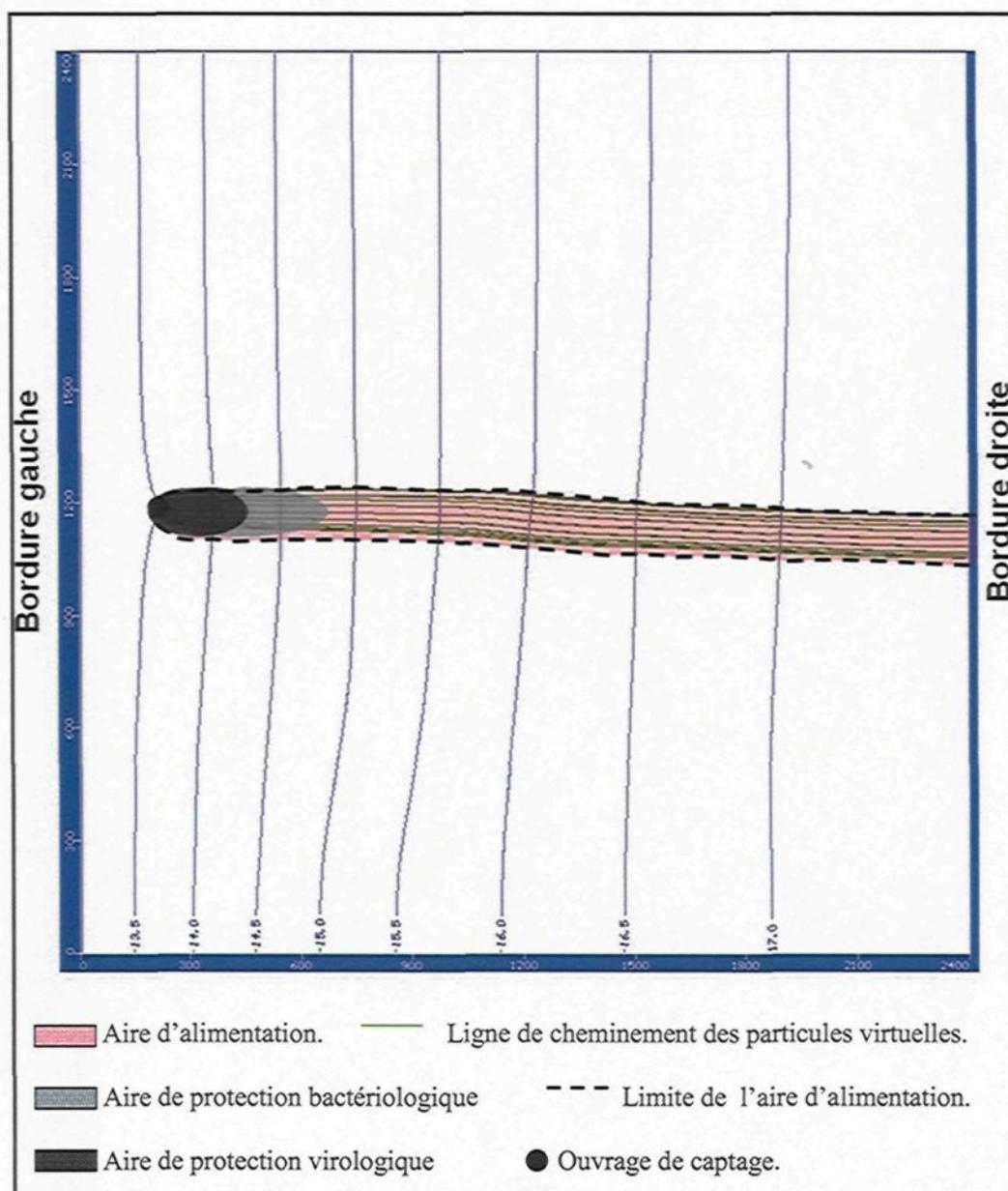


Figure 7.10 : Vue en plan montrant l'aire d'alimentation estimée à partir d'une simulation de l'écoulement dans le modèle B.

Le débit total soutiré par l'ouvrage de captage qui est de 146 000 m<sup>3</sup>/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 m<sup>2</sup> 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 m<sup>2</sup> (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  $6.67 \times 10^{-2}$  cm/s et  $4.07 \times 10^{-1}$  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  $1.83 \times 10^{-2}$  cm/s et  $8.20 \times 10^{-2}$  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  $3.97 \times 10^{-4}$  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  $1.02 \times 10^{-1}$  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.